

serie NOVA TERRA

nº 13

O CASTRO 1997

ESTRUCTURAS DESARROLLADAS EN GNEISES
BAJO CONDICIONES DE ALTA P_{yT} (GNEISES DE
CHIMPARRA, CABO ORTEGAL, A CORUÑA,
GALICIA, ESPAÑA)

FRANCISCO JOSÉ FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ

LABORATORIO XEOLÓXICO DE LAXE

serie / NOVA TERRA

**ESTRUCTURAS DESARROLLADAS EN
GNEISES BAJO CONDICIONES DE
ALTA *P* Y *T* (GNEISES DE CHÍMPARRA,
CABO ORTEGAL)**

Francisco José Fernández Rodríguez

AREA DE XEOLOXÍA E MINERÍA DO SEMINARIO DE ESTUDOS GALEGOS

O CASTRO 1997

Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas D. FRANCISCO JOSÉ FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, han sido realizados bajo mi dirección

Oviedo, 15 de Noviembre de 1993

Alberto Marcos Vallaure, Catedrático de Geodinámica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo



EDICIÓN DO CASTRO

Sada - A Coruña

ISBN: 84-7492-851-6

Depósito Legal: C - 1.338 - 1997

Gráficas do Castro/Moret, S. L.

O Castro. Sada. A Coruña. 1997

Portada: Granates con abundantes inclusiones en el núcleo, Cabo Ortegal, A Coruña.

FICHA DE CATALOGACIÓN

FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, Francisco José

Estructuras desarrolladas en gneises bajo condiciones de alta *P* y *T* (gneises de chímparra, Cabo Ortegal). -- O Castro: Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Area de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, 1997.

250 p.: XII tabl.; 71 Fig.; 4 mapas; 24 cms. -- (Serie Nova Terra; 13)

Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. -- Bibliografía: 175-183

Índice

ISBN: 84-7492-851-6

1. Complejos alóctonos No Ibérico-Galicia, 2. Gneises de Alta *D* y *T*, 3. Milonitas ácidas, 4. Foliaciones gneísicas, 5. Microestructura.

Esta obra es la versión íntegra de la Tesis Doctoral presentada en la Universidad de Oviedo el 15 de noviembre de 1993 y defendida el 14 de abril de 1994, obteniendo la calificación de apto cum laude y el premio extraordinario de Doctorado de la Universidad de Oviedo.

El formato y diseño de algunas figuras y tablas ha sido modificado, mejorando la funcionalidad de la obra, y se ha hecho una revisión ortográfica y tipográfica, subsanando errores cometidos en el manuscrito original.

Su contenido es el resultado de años de investigación en un área pequeña del Complejo de Cabo Ortegal, desarrollando un método de trabajo propio para ahondar estudios de detalle en áreas internamente deformadas, siendo esto quizás la novedad más atractiva que pueda encontrar el lector.

Finalmente, desearía agradecer desde aquí la encomiable buena labor de Edición de Castro y especialmente al Editor de la Serie Nova Terra D. J.R. Vidal Romaní el tesón y buena voluntad que hicieron posible la difícil edición del texto que el apreciado lector tiene en sus manos.

DATOS DE LA TESIS

Autor: Francisco José Fernández Rodríguez.

Título: Estructuras desarrolladas en gneises bajo condiciones de alta P y T (gneises de chímparra, Cabo Ortegal).

Director: Alberto Marcos Vallaura.

Doctores Componentes del Tribunal

Presidente: A. Pérez Estaún.

Vocales: A. Ribeiro, J.M. Martínez Catalán y J. Carreras y Llanel.

Secretario: F. Bastida Ibáñez.

Defensa de la tesis: Dpto. de Geología de la Universidad de Oviedo.

Calificación: Apto cum laude.

Agradecimientos

Esta tesis es el resultado de cuatro años de investigación geológica en Cabo Ortegal formando parte del grupo de geodinámica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Dado los tiempos que corren, haber podido desarrollar un trabajo de investigación geológica disfrutando de una beca de FPI y participando en proyectos de investigación CICYT, es un privilegio que tengo que agradecer al Ministerio de Educación y Ciencia y al grupo de geodinámica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Dejando temas materiales a parte, este trabajo no hubiese sido posible sin la colaboración de un amplio grupo de personas, que por azares de la profesión, se han convertido en buenos amigos.

*El enorme peso que **Alberto Marcos** ha tenido en la elaboración de esta memoria es tal que sin su dirección este trabajo realizado en el mismo área no sería ni tan siquiera parecido; él me introdujo a la geología de la zona, me enseñó a medir una lineación, a diferenciar entre lo que es dato y lo que es interpretación, a valorar las botas gastadas del geólogo, a escribir de una forma legible, a admirar a los grandes maestros, a . . . GRACIAS Alberto.*

*Otra persona que quiero destacar es **Andrés Pérez Estaún**; él fue quien me animó a embarcarme en una tesis, primero como profesor de Tectónica Comparada y luego, como entrañable colega y amigo, siempre ha estado ahí.*

*Si la tesis se ha acabado en cuatro años, no ha sido por otra razón que por haber tenido la inestimable ayuda petrológica de **Aphrodite Indares**, quien me guió por los mundos del metamorfismo de HT/HP y supo explicarme con extraordinaria claridad alguno de sus secretos. En el análisis estructural, **Fernando Bastida** me aconsejó con el análisis de pliegues y microestructura, **Jesús Aller** y **Antonia Díez Balda** me instruyeron en el uso de la platina universal. Con **Erni Rutter** y **Steve** aprendí microestructura y metodología de trabajo. En la geoquímica la ayuda vino de **Gumer Galán**, **Emilio Ariño** y **Pablo Valverde**. El uso y manejo de la microsonda ha sido gracias a **Miguel**, **Andrés Cuesta** y **Ricardo Arenas**, quien también intervino en mi formación metamórfica. A **Florentino Díaz** y a mí nos llamaban en el área los catazonales. **Mariluz Valín** y **Alfredo Montana** me ayudaron con el SEM. Los consejos de usuario Macintosh vinieron de la mano de **Javier Pulgar** y **Jorge Gallastegui**.*

*Por último quisiera agradecer a **Rosana** y a mis más asiduos colegas el haberme aguantado estoicamente cuando la neurona se me disparaba con la foliación milonítica y los granates.*

Al que fue mi mejor amigo, con quien compartí las alegrías y las tristezas de una vida que nunca se resistió a ser rutina y que la nieve de un frío invierno hizo que nos dejara para siempre. A tí Sio.

**ESTRUCTURAS DESARROLLADAS EN
GNEISES BAJO CONDICIONES DE ALTA
P Y *T* (GNEISES DE CHÍMPARRA, CABO
ORTEGAL)**

Francisco José Fernández Rodríguez

Departamento de Geología Universidad de Oviedo

Oviedo, 1993

ÍNDICE

Página

PRIMERA PARTE: INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN	23
1.1. Objetivos de la tesis	23
1.2. Organización de la memoria	24
2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL	25
2.1. Situación geográfica y características generales del paisaje	25
2.2. Situación geológica	26
2.3. Antecedentes	27
2.4. Litologías	29
2.5. Geoquímica	34
2.6. Características y edad del metamorfismo	35
3. LA DEFORMACIÓN DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL	36
3.1. La estructura general del Complejo: división en unidades	36
3.2. Sucesión de estructuras y su relación con el metamorfismo	37
4. METODOLOGÍA GENERAL Y TÉCNICAS ANALÍTICAS	40
4.1. Métodos de estudio	40
4.1.1. Trabajo de campo	40
4.1.2. Análisis estructural	43
4.1.3. Análisis petrográfico	48
4.2. Técnicas analíticas	49
4.2.1. Microscopía óptica de transmisión	49
4.2.2. Platina universal de cuatro ejes	49
4.2.3. Microsonda electrónica de barrido	51
4.2.4. Espectrómetro de fluorescencia de rayos X	51
4.2.5. Técnicas de activación neutrónica	52
4.2.6. Base de datos termodinámica de Berman	53
4.2.7. Microscopía electrónica de barrido	55

**SEGUNDA PARTE:
LOS GNEISES DE CHÍMPARRA EN LA PUNTA TARROIBA**

5. LITOLOGÍA	60
5.1. Características litológicas de los gneises	60
5.2. Características geoquímicas de los gneises	63
5.2.1. Antecedentes históricos	65
5.2.2. Geoquímica de elementos mayores	67
5.2.3. Consideraciones sobre el medio geodinámico donde se originaron los gneises	69
5.2.4. Geoquímica de elementos traza	73
6. ESTRUCTURA	74
6.1. Análisis estructural a escala de afloramiento	74
6.1.1. Análisis geométrico de los cuerpos lenticulares	75
6.1.2. Bandas miloníticas	76
6.1.3. Variaciones geoquímicas durante el desarrollo de la foliación milonítica	79
6.1.4. Pliegues menores	84
6.1.5. Lineaciones	91
6.1.6. Boudins	92
6.1.7. Criterios cinemáticos	95
6.2. Análisis microestructural	98
6.2.1. Introducción	98
6.2.2. Características texturales de los gneises de Chímparra	99
6.2.3. Agregados policristalinos lenticulares	100
6.2.4. "Ribbons" policristalinos de cuarzo	103
6.2.5. Bandas de cizalla	106
6.2.6. Micropliegues	108
6.2.7. Clivajes tardíos	108
6.2.8. Criterios cinemáticos microscópicos	110
6.2.9. Comportamiento mecánico de las distintas fases minerales	112
6.2.9.1. Orientación preferente de ejes c en el cuarzo	117
7. METAMORFISMO	124
7.1. Análisis metamórfico	124
7.1.1. Introducción	124
7.1.2. Mineralogía y texturas de alto grado	125
7.1.2.1. Interpretación metamórfica de las texturas de alto grado	131
7.1.3. Mineralogía y texturas originadas durante el metamorfismo retrógrado	134
7.1.4. Análisis minerales	136
7.1.5. Evolución metamórfica de alto grado	136
7.1.6. Termobarometría	154
7.1.7. Evolución PTt	157

**TERCERA PARTE:
SÍNTESIS, MODELO Y CONCLUSIONES**

8.1. Introducción	161
8.2. Síntesis	161
8.3. Modelización	165
8.4. Implicaciones del modelo deformacional deducido para los Gneises de Chímparra en la interpretación geológica del Complejo de Cabo Ortegá	167

BIBLIOGRAFIA	175
APENDICE I: Descripción de las muestras	185
APENDICE II: Tablas de todas las fases minerales analizadas por microsonda electrónica	215
APENDICE III: Definición de los parámetros AFM	225
APENDICE IV: Cálculo de las relaciones axiales de los cuerpos lenticulares a partir de la proyección de la foliación milonítica	229
APENDICE V: Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa analizados ...	233

PRIMERA PARTE:

INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene por objeto la caracterización de las estructuras geológicas desarrolladas en rocas gneísicas del Complejo de Cabo Ortegal y en condiciones propias de la corteza media e inferior. La principal estructura que se forma en estas condiciones, es una foliación generalizada que afecta a todas las rocas del complejo. A pesar de su carácter de estructura generalizada, esta foliación muestra un desarrollo herterogéneo y se presenta de un modo distinto en los diferentes tipos de rocas. Así, en las rocas gneísicas la foliación tiende a homogeneizar la fábrica de la roca destruyendo un bandeoado composicional previo de origen migmatítico, mientras que en las rocas máficas aparece generalmente acompañada por un bandeoado composicional de origen metamórfico.

Esta tesis se limita al estudio de dicha foliación en las rocas gneísicas de Cabo Ortegal y más concretamente a la desarrollada sobre los gneises de la localidad de Tarroiba. Las excepcionales características del afloramiento de Punta Tarroiba, han permitido centrar el trabajo en un objeto geológico reducido para analizarlo con todo detalle, mejor que dispersarse en un área más grande. En cualquier caso, las observaciones realizadas en esta localidad se han completado y contrastado con observaciones locales realizadas en un gran número de localidades situadas en todo el Complejo.

El estudio realizado supone abordar un problema estructural y petrológico como es la caracterización de los procesos que conducen al desarrollo heterogéneo de una foliación milonítica. Se ha pretendido profundizar lo más posible en el análisis de la geometría, sus características macro y microscópicas; su distribución homogénea o heterogénea, desde los niveles menos afectados por la foliación hasta los que presentan las texturas más miloníticas; las condiciones termodinámicas y su evolución metamórfica. Para ello, el análisis estructural se ha apoyado en estudios petrológicos y geoquímicos.

Debido al interés intrínseco que presenta el estudio de las estructuras desarrolladas en condiciones de alto grado de metamorfismo, este trabajo no ha sido enfocado hacia la solución de un problema regional concreto. Para ello se ha procurado desregionalizar al máximo, abordando el estudio desde un punto de vista puramente estructural y petrológico. No obstante, es indudable que la tesis que se mantiene en esta memoria tiene un impacto regional que consideramos que ayuda a comprender mejor la geología del Complejo de Cabo Ortegal.

1.1. OBJETIVOS DE LA TESIS

Tal como se acaba de indicar, una de las principales características de las rocas gneísicas del Complejo de Cabo Ortegal, y en general de todas las rocas de alto grado metamórfico de este Complejo, es presentar una foliación milonítica heterogéneamente desarrollada que se superpone a las texturas metamórficas de alto grado y que está reequilibrada en condiciones anfibólicas (Vogel, 1967; Marcos et al., 1984; Bastida et al., 1984 y Fernández, in litt.).

En la presente memoria se aborda el estudio estructural y petrológico en relación con el desarrollo de la foliación milonítica sobre los gneises de Chímparra de la Punta Tarroiba (Cabo Ortegal).

Los objetivos específicos perseguidos en esta tesis son la realización muy detallada de una sección de los gneises que permitan el estudio de la foliación milonítica y de las estructuras relacionadas con el desarrollo de la misma. Así, se ha pretendido analizar estructural y texturalmente los gneises, estableciendo su microestructura y las principales fases minerales que los forman; así mismo, se han caracterizado petrográficamente los distintos tipos texturales de gneises, determinando sus características geoquímicas y el ambiente geodinámico en que se formaron. A partir de estos datos, se ha tratado de deducir su comportamiento reológico y los mecanismos de deformación que se activaron durante el desarrollo de esta foliación. Además, se ha tratado de establecer las condiciones termodinámicas en las que se produce el desarrollo de la foliación milonítica, estudiando su mineralogía, las texturas metamórficas y la evolución *PTt* de estas rocas. Por último, a la luz de todos los datos obtenidos, se pretende definir un posible marco geodinámico en el que tuviese lugar el desarrollo de la foliación milonítica y proponer un modelo para la formación de la misma sobre las rocas gneísicas.

Por otra parte, el estudio de la corteza inferior ha despertado un gran interés en el campo de la investigación geológica de los últimos años. Históricamente la investigación de la corteza inferior, al contrario que ocurre en el resto de estudios geológicos, se ha abordado por métodos indirectos de observación. Esta peculiaridad ha sido debida a que los afloramientos de corteza inferior son muy escasos y normalmente se presentan como pequeños fragmentos de corteza que muestran una historia geológica extraordinariamente compleja. En los últimos años estas zonas están siendo estudiadas en detalle pero, tal vez motivado por este conocimiento indirecto de las mismas, muchas veces se han aplicado leyes, mecanismos y comportamientos reológicos propios de la corteza superior para explicar estructuras de la corteza inferior. Sin embargo, ahora sabemos que esto es un error metodológico y que es imprescindible realizar estudios de detalle en estos afloramientos excepcionales que, junto con estudios experimentales que reproduzcan las condiciones termodinámicas de la corteza inferior, contribuyan a conocer las leyes y mecanismos de deformación propios de esta zona de la corteza terrestre. Esta única reflexión justificaría un trabajo con unas características como las que presenta esta tesis.

1.2. ORGANIZACIÓN DE LA MEMORIA

Esta memoria se ha estructurado en tres grandes apartados

Una primera parte, con el título genérico de "Introducción", en la que se indican los objetivos específicos de la tesis, se resume el marco geológico regional, se introducen los métodos de estudio que se han seguido, las distintas técnicas aplicadas.

Una segunda parte titulada "Los gneises de Chímparra en la Punta Tarroiba", que constituye la parte fundamental del trabajo, en la que se describe con detalle la sección analizada, sus características litológicas, geoquímicas, estructurales y metamórficas. Dentro de la parte estructura se analiza la geometría de la fábrica de la roca, la foliación, las lineaciones, los criterios cinemáticos, los pliegues menores, las microestructuras y los mecanismos de deformación responsables de las mis-

mas. En esta parte se presentan los datos obtenidos y se discuten aspectos de método y las limitaciones de los datos y resultados.

Finalmente, una tercera parte titulada "Síntesis, modelo y conclusiones", en la que se trata de establecer un modelo para la formación de la foliación milonítica; la evolución en el desarrollo de la fábrica de las rocas desde condiciones eclogíticas hasta condiciones anfibolíticas y las implicaciones geológicas del modelo.

Por último, se han incluido una serie de apéndices cuya finalidad es facilitar el mayor número de datos objetivos a cuantos deseen profundizar en el conocimiento geológico del área estudiada.

2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

2.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL PAISAJE

El Complejo de Cabo Ortegal se sitúa en el extremo noroccidental de la Península Ibérica y pertenece administrativamente a la provincia de La Coruña (Galicia). Los límites geográficos de este Complejo lo constituyen por el Este la Punta Corveira y por el Oeste la Punta de Bandeixa. El límite Sur está definido por la localidad de San Saturnino y por el nacimiento del río Grande, mientras que el límite Norte lo marca la propia línea de costa. En este contexto quedan incluidos los términos municipales de Cedeira, Ortigueira, Cerdido, Valdoviño, San Saturnino y Moeche.

El clima de la región es templado-húmedo oceánico. Tiene elevadas precipitaciones, en torno a los 1.000 l/m², que se reparten homogéneamente a lo largo del año. Son inusuales las precipitaciones en forma de nieve que ocasionalmente pueden producirse en los meses de febrero, marzo e incluso abril. La temperatura media es del orden de los 13° C. Este clima suave permite ciclos agrícolas largos.

Con referencia a la vegetación de la zona podemos indicar que esta región pertenece al subsector Galaico septentrional incluida en la región Eurosiberiana (Izco, 1987). El carballo (*Quercus robur*) es el roble que popularmente representa a Galicia, aunque de hecho comparte el país con el melojo (*Quercus pyrenaica*). Los terrenos más agrestes están dedicados a la producción maderera, basada prácticamente en dos especies: *Pinus pinaster* y *Eucalyptus globulus*. Los frecuentes incendios forestales empeoran la malograda situación del bosque autóctono en esta región.

Como arbustos, el tojo (*Ulex sp. pl.*) predomina claramente sobre los brezos en las zonas costeras, mientras que esta distribución se invierte hacia el interior. A pesar del intenso manejo humano sobre la vegetación se puede apreciar un control litológico de la distribución de las especies vegetales. En concreto, la especial composición de las rocas ultramáficas impide el crecimiento de especies arbóreas, estando sólo colonizada por un número reducido de especies de matorral. Esta característica facilita la cartografía de este tipo de rocas y ha sido explicada en otras regiones por la especial composición de las serpentinitas (Da Silva, 1970), producto de alteración de las rocas ultramáficas. Estas rocas son excesivamente ricas en Fe, Mg y metales pesados y pobres en Ca.

Geomorfológicamente pueden diferenciarse dos zonas en la región del Cabo Ortegal, en base al medio físico modelador: la zona litoral y la zona interior. En la zona litoral, los depósitos cuaternarios más importantes son de tipo deltaico, estuarino y de campo de dunas relacionados con las rías de Cedeira y Ortigueira. Fuera de los sistemas controlados por las rías, las playas arenosas y de cantos, junto con los depósitos de ladera, son los recubrimientos cuaternarios principales de la zona litoral. En la zona interior únicamente encontramos depósitos fluviales del tipo de terrazas, llanuras y abanicos aluviales ligados a los cauces de los ríos Jubias, Condominas, Mera, Bañocas, Grande y Mestas. En ambas zonas se observa el importante control que sobre la evolución del relieve y la dinámica de laderas ejerce la litología. Las litologías más resistentes a la erosión en la región del Cabo Ortegal son las eclogitas máficas, las granulitas máficas y (en orden decreciente de resistencia) y las más fácilmente erosionables son los gneises. Un buen ejemplo del control que ejercen las litologías sobre la evolución del relieve lo constituye la "Serra da Capelada". Con una orientación NNE-SSW y una longitud de unos 15 km forma una elevación continua de más de 500 m que divide geográficamente al Complejo por la mitad. Esta sierra está formada por eclogitas, granulitas máficas y peridotitas, mientras que las depresiones que las rodean están formadas predominantemente por litologías gneísicas.

La dinámica de laderas juega también un papel muy importante en el control del relieve, especialmente en los acantilados costeros. Abundantes ejemplos se pueden observar en los acantilados de la costa Oeste, donde la elevada pendiente y los grandes desniveles (más de 600 m), hace que se produzcan movimientos en masa e importantes depósitos de ladera del tipo de canchales y derrumbios de ladera. Esta intensa actividad en los acantilados costeros, junto con la propia capacidad erosiva marina, hacen que estas zonas sean afloramientos geológicos perfectos, tanto para el estudio estructural como petrológico. Sin embargo, en la zona interior, la alta pluviometría y humedad, junto con la riqueza nutricional de los minerales de las rocas aflorantes y el suave relieve, hacen que se desarrollen con gran rapidez potentes suelos o niveles de alteración que dificultan en gran manera el estudio geológico.

2.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Según la división clásica de Lotze (1945) del macizo herciniano del NW de la Península Ibérica, la región de Cabo Ortegal está situada dentro de la zona Galaico-Castellana. Vogel (1967) es el primero en denominar a esta región Complejo de Cabo Ortegal. Este Complejo junto con los de Ordenes, Morais y Bragança y la Fosa blastomilonítica forman, según Julivert et al. (1972), los Complejos precámbricos de Galicia y Norte de Portugal y se sitúan sobre la denominada por ellos zona Centro-Ibérica. Ries y Shackleton (1971) los interpretan como restos de una unidad alóctona constituida por "terrenos exóticos" incorporados a la Cordillera Hercínica durante su evolución. Posteriormente Fariás et al. (1988) sitúan al "Dominio de los Complejos de rocas máficas y relacionadas" dentro de una nueva zona denominada Zona de Galicia-Tras os Montes. Esta zona, según estos autores, se encuentra superpuesta tectónicamente sobre la Zona Centro-Ibérica. La posición

estructural del Complejo de Cabo Ortegal en una sección E-W a través de la Cadena herciniana puede observarse en la figura 1.

El Complejo de Cabo Ortegal se dispone sobre el flanco normal del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", cabalgando a una serie parautoctona de edad silúrica. Define un amplio pliegue sinforme relacionado con la 3ª Fase herciniana de deformación, que posee un ligero cabeceo hacia el N, lo que hace que cartográficamente presente una forma semielíptica, con una extensión de unos 450 km². El Anticlinorio del "Ollo de Sapo" está separado de la Zona Asturoccidental Leonesa por la Falla de Vivero, donde Martínez Catalán (1985) sitúa el límite por el Oeste de esta zona. Al Oeste del Complejo, el límite principal lo constituye la Falla de Valdoviño, una cizalla desarrollada en condiciones de transición frágil-dúctil, subvertical y levógira (Iglesias y Ponce de León, 1980; Rathore et al., 1983; Díaz García, 1983, Courriou et al., 1986).

2.3. ANTECEDENTES

Desde los primeros trabajos que sobre la geología de Galicia fueron realizados en el siglo XIX (Schulz, 1835; Macpherson, 1881, 1886 y Barrois, 1882), la evolución del conocimiento geológico de esta región sufre un gran letargo que se prolonga hasta la primera mitad del siglo XX. Es en este momento cuando la geología de Cabo Ortegal y en general de toda la geología de Galicia, recibe un impulso considerable gracias a los trabajos de Parga Pondal (1956, 1963, 1964 y 1966). Estos trabajos atraen la atención sobre el Complejo de Cabo Ortegal a los geólogos holandeses de la Universidad de Leiden, quienes con sus trabajos cartográficos (Vogel, Engels y Ho Len Fat, en Vogel, 1967), petrográficos y estructurales (Vogel, 1967; Engels, 1972 y Van Calsteren 1977), de geoquímica y metamorfismo (Vogel, 1967, Van Calsteren, 1978, Van Calsteren et al. 1979, Kuijper, 1979, Maaskant, 1970, Kuijper et al., 1985), de geocronología (Vogel y Abdel Monem, 1971; Van Calsteren et al., 1979 y Kuijper et al., 1982) junto con los trabajos de geofísica (Van Overmeeren, 1975; Keasberry et al., 1977), crean las bases que soportan las investigaciones geológicas de la década de los 80. Teniendo en cuenta estos trabajos Van Calsteren (1977) y Van Calsteren y Den Tex (1978), proponen un modelo autoctonista de "pluma mantélica" para explicar la geología del Complejo en el contexto de la cadena varisca. Este modelo se basa en procesos de fusión parcial del manto superior que por diapirismo ascendió a niveles supracorticales bajo un sistema de esfuerzos extensional. Este modelo contrasta fuertemente con el modelo de Ries y Shackleton, quienes basándose en un modelo previo de Ribeiro et al. (1964), interpretan los complejos del NW peninsular como formando parte de una gran lámina alóctona procedente del Oeste (Figura 2).

También hay que destacar los trabajos desarrollados por el Instituto Geológico y Minero dentro del Plan Magna en relación con la elaboración del mapa Geológico de España 1:50.000, con la realización de las hojas de Cariño (Fernández Pompa y Fernández Martínez, 1976), Cedeira (Fernández Pompa y Monteserín López, 1976) y Cillero (Arce Duarte et al., 1977), que aportan una mayor precisión cartográfica y un gran número de datos geoquímicos y petrográficos. Más recientemente en el mapa de síntesis 1:200.000 de la hoja de La Coruña (Bastida et al., 1984) se propone

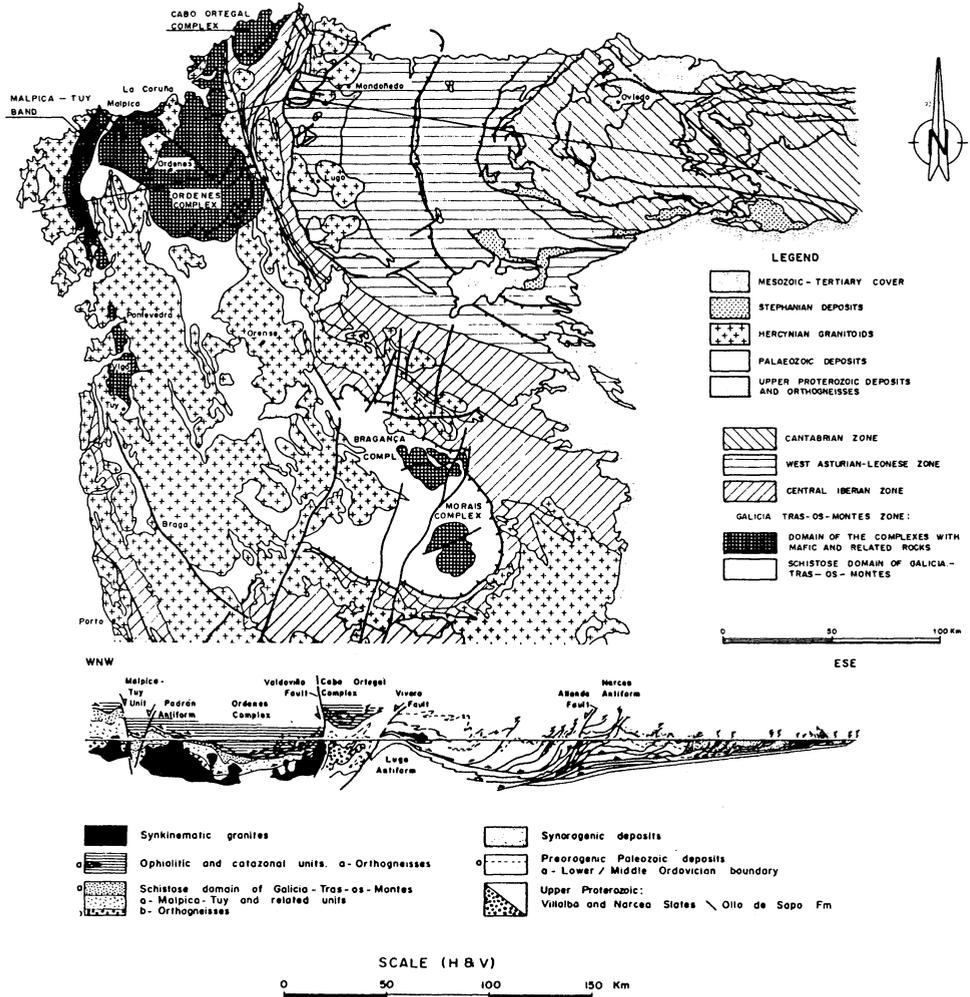


FIGURA 1. División en zonas del Hercínico del NW Peninsular, según Julivert et al., 1972, Martínez Catalán, 1985 y Farias et al., 1988. Corte geológico general, según Estaún et al.(1991).

un modelo de deformación continuo para el Complejo en relación con la evolución retrógrada metamórfica (Figura 3), aportando datos sobre las relaciones entre las diferentes formaciones diferenciadas y su estructura. También en este trabajo se divide al Complejo en tres unidades, superpuestas tectónicamente, que de abajo a arriba son: Unidad de Moeche, Unidad de Cedeira y Unidad de la Capelada (Figura 4). En el presente trabajo sólo se consideran las Unidades de Cedeira y de la Capelada como pertenecientes al Complejo de Cabo Ortegal, por ser éstas las únicas que presentan evidencias en todas sus rocas de un metamorfismo de alto grado.

En la actualidad continúan publicándose gran número de trabajos con importantes aportaciones de tipo petrológico (Arenas, 1985; Brodie y Rutter, 1987; Gil Ibarguchi et al., 1987; Ben Jamaa, 1988; Girardeau et al., 1989), geoquímico (Drury, 1980; Pérez Estaún, 1982; Peucat et al., 1985; Gravestock et al., 1991), geocronológico (Marcos, 1982 y Peucat et al., 1990), estructural (Arenas, 1985) y geofísico (Bayer y Matte, 1979; Castaño et al., 1981 y Córdoba y Banda, 1988).

2.4. LITOLOGÍAS

El Complejo de Cabo Ortegal está constituido por una secuencia de rocas ultramáficas, máficas y gneises, cuya evolución tectonometamórfica la diferencia claramente de las rocas silúricas que le rodean (Vogel, 1967). Desde el punto de vista litológico las Unidades de Cedeira y de la Capelada, anteriormente citadas, presentan una gran diversidad textural y composicional de rocas. En base a estas dos características y a su distribución cartográfica, Vogel (op.cit.) definió dos formaciones de rocas máficas: Formación Candelaria y Formación Bacariza y tres formaciones de gneises: Formación Gneises de Cariño, Formación Gneises Bandeados y Formación Gneises de Chímparra.

Las rocas ultramáficas: los principales afloramientos se localizan en la Unidad de la Capelada. También se encuentran afloramientos, de dimensiones métricas a decamétricas próximos al cabalgamiento de Carreiro y, más raramente, a lo largo de alguna falla tardía donde generalmente se encuentran intensamente serpentinizados (Marcos, 1992). Las rocas ultramáficas de la Unidad de La Capelada, están formadas por una alternancia de peridotitas (de color verde oscuro) y piroxenitas (de color verde claro) (Ben Jamaa, 1988). Las peridotitas son mayormente harzburgitas, aunque presentan intercalación métricas a decamétrica de dunitas. Presentan ortopiroxeno y espinela, siendo raro encontrar clinopiroxeno (Girardeau et al., 1989). En los bordes de las harzburgitas, en contacto con las intercalaciones de dunitas, es posible observar intercalaciones de cromita. En general las peridotitas están intensamente serpentinizadas y presentan como minerales secundarios anfíboles, clorita y minerales opacos. Las piroxenitas comprenden websteritas masivas y clinopiroxenitas en igual proporción. En ellas se intercalan láminas de espesores variables ricas en ortopiroxeno y olivino y pobres en clinopiroxeno, siendo minerales accesorios la espinela y el granate (Maaskant, 1970). En las rocas ultramáficas, a pesar de estar poco retrogradadas, es posible encontrar horblenda, serpentina, clorita y magnetita como secundarios (Girardeau et al., 1989 y 1990).

La Formación Bacariza: Está constituida por anfibolitas bandeadas y gneises anfibólicos. En los niveles menos afectados por la deformación se pueden observar cuerpos alineados lenticulares o

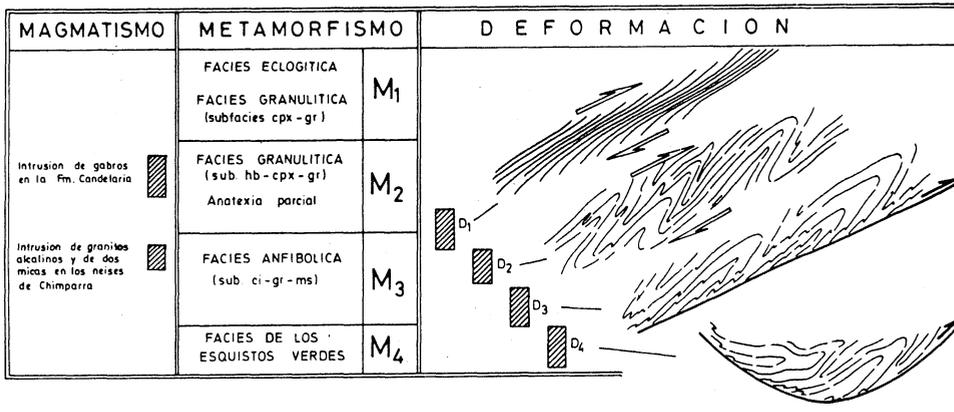


FIGURA 3. Esquema de relación de los diferentes acontecimientos magmáticos y metamórficos y los episodios de deformación en el Complejo de Cabo Ortegal (según Marcos et al., 1984 y Bastida et al., 1984).

romboidales de tamaños decamétricos a métricos, compuestos por rocas máficas masivas débilmente foliadas que muestran evidencias de migmatización parcial (Marcos, 1992) y también probablemente procesos de metasomatismo (Vogel, 1967). Los minerales principales de esta Formación son: anfíbol, clinopiroxeno, granate y plagioclasa y como accesorios podemos encontrar: cuarzo, rutilo, apatito, circones y materia opaca. La abundante presencia de anfíbol parece relacionada con una evolución retrógrada metamórfica ligada al desarrollo de la intensa foliación que presentan las rocas más deformadas (Vogel, 1967).

La Formación Candelaria: Está constituida por metagabros intensamente anfíbolitizados y deformados, lo que le proporciona un aspecto bandeado e inhomogéneo característico. En algunas ocasiones, como en las proximidades del puerto de Cedeira, es posible observar relaciones intrusivas entre cuerpos gabroicos emplazados en sucesivas secuencias, siendo las últimas intrusiones las que mejor preservan las texturas gabroicas. Como minerales principales Vogel (1967) diferencia anfíbol, granate, plagioclasa y cuarzo y como minerales accesorios clinopiroxeno ígneo, rutilo y apatito, mientras que como secundarios diferencia anfíbol, clorita, ilmenita, y esfena.

Los Gneises Bandedos: Ocupan la parte E de Cabo Ortegal junto con los Gneises de Cariño (Figura 2). Esta formación está limitada por el Oeste por la banda de eclogitas masivas de Punta Aguillones, mientras por el Este la Formación Gneises de Cariño define su límite. El contraste entre la textura uniforme de los "Cariño Gneisses" frente a la textura heterogénea de los "Banded Gneisses" permiten la cartografía de este contacto (Vogel, 1967). Son rocas cuarzo-feldespáticas paraderivadas, en las que se diferencian bandas o niveles leucocráticos, melanocráticos y de características intermedias. Presentan algunos niveles intercalados de gneises anfíbolíticos y de gneises ortoderivados (Vogel, 1967, Fernández, 1990) Esta formación presenta tamaños de grano que varían entre 0,3 y 5 mm. Sus texturas más típicas son las glandulares, planares y planolineares, miloníticas y blastomiloníticas y el espesor de las bandas varía desde 1 mm a varios m. Los minerales más frecuentes son cuarzo, plagioclasa, granate, biotita y mica blanca, y en menor proporción cianita y

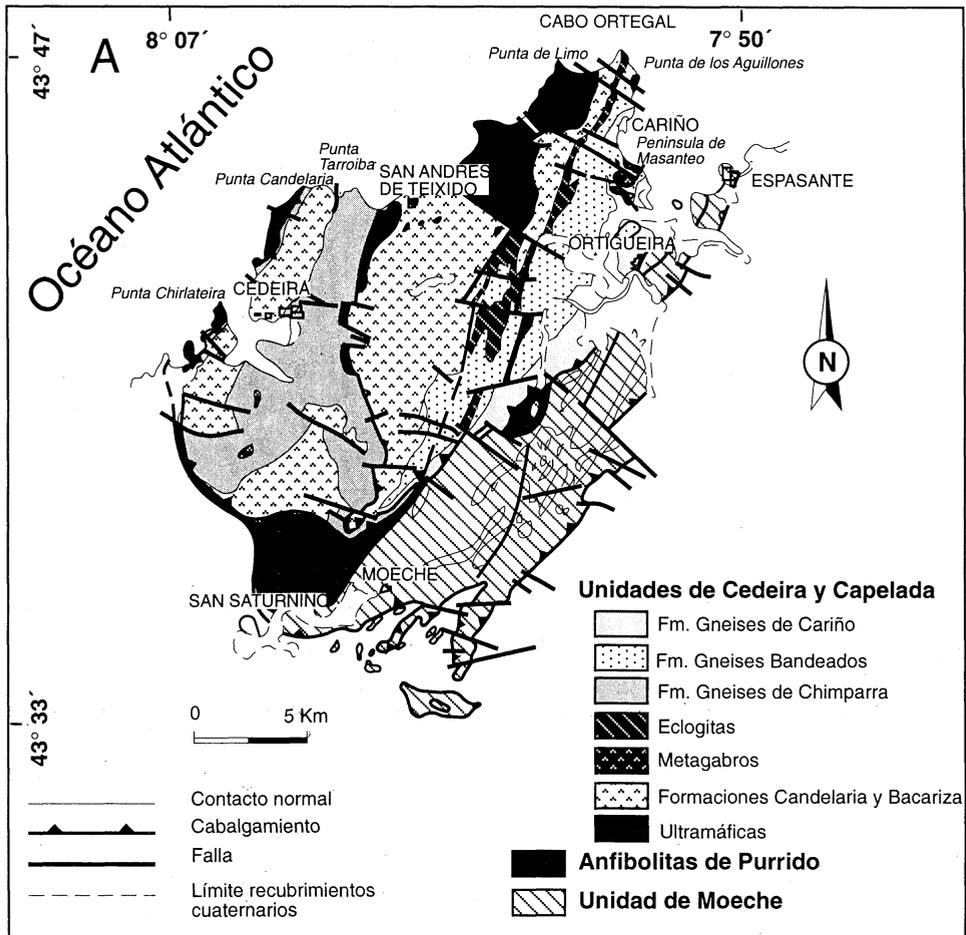


FIGURA 4. Esquema geológico del Complejo de Cabo Ortegal. (Basado en Bastida et al. 1984).

epidota. En algunas ocasiones, van acompañados por minerales de alteración retrometamórfica como son clorita y sericita (Vogel, 1967; Basterra et al., 1989 y Fernández, 1990). Sólo ocasionalmente se encuentra feldespato potásico, horblenda, estaurolita y β -zoisita (Vogel, 1967; Engels, 1972). Como minerales accesorios se incluyen: allanita, rutilo, apatito, circón, material opaco y turmalina. También de forma local se aprecian estrechas venas de dilatación que cortan la foliación planar, en las que cristalizan epidota, adularia, calcita, pumpellita y/o prehnita; estas venas son productos de una actividad hidrotermal posttectónica (Vogel, 1967). La presencia de inclusiones de rocas máficas, con tamaños que varían desde 1 a más de 10 m, con asociaciones minerales eclogíticas o derivados retrógrados de las mismas, es una típica característica de esta formación (Vogel, 1967, Fernández, 1990). Otro tipo de inclusiones presentes, aunque menos abundantes son las de rocas máficas y ultramáficas que no presentan evidencias claras de eclogitización. También se reconocen, intercalados entre las rocas gneísicas, diques graníticos fuertemente deformados (Fernández, 1990). Por último es posible reconocer diferenciados migmáticos en las texturas glandulares, no siendo posible reconocer estos diferenciados en los niveles planares o planolineares (Vogel, 1967).

Los Gneises de Cariño: son química y mineralógicamente muy similares a los Gneises Bandeados (Vogel, 1967; Engels, 1972). Sus diferencias más significativas son texturales: mientras que los "Banded Gneisses" presentan mayor variedad de texturas, los "Cariño Gneisses" presentan una textura de grano fino, uniforme y bandeado. Otra característica distintiva es el no presentar inclusiones máficas de naturaleza eclogítica (Vogel, 1967). El tránsito entre ambas formaciones se hace de forma gradual en un espacio aproximadamente de 20 m (Fernández, 1990). Se caracterizan por presentar una alternancia de capas y láminas cuarzofeldespáticas junto con capas y láminas lepidoblásticas. Esta alternancia produce el desarrollo de pliegues en los niveles más incompetentes (Vogel, 1967; Fernández, 1990). Según estos autores, las bandas cuarzofeldespáticas contienen del 35 al 70 % de cuarzo, 5 a 50 % de feldespatos y del 12 al 30 % de otros componentes. Las bandas pelíticas contienen del 15 al 45 % de cuarzo, 0 a 40% de feldespatos y 40 a 80% de otros componentes. Son gneises de dos micas, a menudo granatíferos, con cianita y estaurolita. Con algunas excepciones, las relaciones texturales de las distintas fases minerales recuerdan a las de los Gneises Bandeados. Cuarzo y plagioclasa aparecen en granos interrelacionados, frecuentemente con extinción ondulante. La plagioclasa presenta zonado inverso y alteración a epidota y sericita. Los granates están corroidos, normalmente alterados a epidota y biotita. Se pueden diferenciar dos generaciones de mica blanca, mientras la primera presenta cristalización en los bordes de biotita en el segundo tipo no se observa. Según Vogel (1967) la cianita y estaurolita son de grano fino y bordes redondeados, aunque Basterra et al. (1989) encuentran estaurolitas idiomorfas que presentan texturas poiquilíticas. Como accesorios comunes aparecen epidota y excepcionalmente feldespato potásico (microclina). También se encuentra rutilo, titanita, apatito, circón, material opaco, allanita y turmalina. Las inclusiones intercaladas en los "Cariño Gneisses" son de naturaleza diversa: anfibolitas, rocas calcosilicatadas y metagabros. Estas inclusiones presentan, generalmente claras evidencias de alteración hidrotermal y los gneises encajantes muestran evidencias de contaminación (Vogel, 1967; Fernández, 1990).

Los Gneises de Chímparra: se presentan sólo en el borde Oeste del Complejo (Figura 2). Están

separados por contacto mecánico de las serpentinitas de Uzal al éste y por contacto normal de las anfíbolitas de Candelaria al oeste. El tipo más común de gneis es planar, mostrando texturas miloníticas o blastomiloníticas (Vogel, 1967). La apariencia macroscópica recuerda a los Gneises Bandeados. También la composición mineralógica y las relaciones minerales son similares a los Gneises Bandeados. Los minerales de la matriz en el tipo más común de gneises son, como componentes principales, cuarzo, plagioclasa, granate, moscovita, biotita y cianita. Como minerales accesorios se encuentra turmalina, rutilo, apatito, circón y material opaco. Nunca se ha citado la presencia de estaurólita (Vogel, 1967; Engels, 1972; Fernández, in litt.) y el feldespató potásico solamente puede ser indentificado en raras ocasiones. El granate es anhedral, fisurado y de bordes corroidos. Las inclusiones de rutilo son características en los granates de las eclogitas y en los de los Gneises Bandeados (Vogel, 1967) mientras que en los Gneises de Chímparra, Vogel no encontró granates con este tipo de inclusiones. La clorita es un mineral claramente tardío y se forma normalmente a partir de la biotita. Las escasas inclusiones presentes en esta formación pueden ser separadas en dos grupos: el primero, incluyen rocas calcosilicatadas y el segundo metabasitas (Vogel, 1967).

Las eclogitas: según Vogel (1967) y Bastida et al. (1984) aparecen exclusivamente en la Unidad de la Capelada, entre los Gneises Bandeados, destacando como un nivel de unos 150 m de espesor que aflora desde la Punta de los Aguillones hacia el Sur. Según Bastida et al. (1984) estas rocas presentan contactos muy netos con los gneises. En los grandes afloramientos aparecen como rocas máficas que corresponden a eclogitas con zoisita. Están constituidas principalmente por granate y clinopiroxeno, encontrando como minerales accesorios cianita, cuarzo, apatito, rutilo y α -zoisita. Según Gil Iburguchi et al. (1987) las eclogitas masivas de la Punta Aguillones son textural y composicionalmente diferentes de las eclogitas que aparecen como inclusiones intercaladas entre los Gneises Bandeados. Según este autor las eclogitas masivas presentan texturas granoblásticas mientras que las inclusiones eclogíticas de los Gneises Bandeados presentan texturas coroníticas que indicarían una condiciones metamórficas ligeramente inferiores.

2.5. GEOQUÍMICA

La mayor parte de los estudios de geoquímica realizados en el Complejo de Cabo Ortegal se centran en la caracterización de las rocas ultramáficas y máficas y en la naturaleza de sus protolitos. Van Calsteren (1977) basándose en datos propios y en los datos geoquímicos aportados por Vogel (1967), Engels (1972) y Den Tex et al. (1972) diferencia cuatro grupos con distintas características geoquímicas: las lertzolitas, las piroxenitas, las anfíbolitas y las granulitas y las eclogitas. Este autor considera como toleitas de islas oceánicas a las anfíbolitas y metagabros. Las granulitas y eclogitas las considera como basaltos continentales tipo "plateau" y las rocas ultramáficas serían diferenciados mantélicos. Drury (1980) encuentra evidencias geoquímicas que indican que las anfíbolitas intercaladas entre la Formación Bacariza se originan como resultado de una diferenciación migmática, producida a unos 35 km de profundidad, inducida por el diapirismo mantélico de las rocas ultramáficas. Retrabajando todos estos datos Pérez Estaún (1982) considera a las anfíbolitas,

metagabros, granulitas y eclogitas como basaltos toleíticos ricos en potasio, con lo que todas las rocas presentarían una tendencia común. Más recientemente Peucat et al. (1990) confirman la afinidad oceánica de las anfibolitas de la Formación Candelaria, las eclogitas masivas y las incluidas en los Gneises Bandeados como basaltos tipo MORB, mientras que la Formación Bacariza presenta unas características transicionales de basaltos tipo MORB lo que sugiere un origen semejante al de los basaltos extruidos próximos a un margen continental. Para Girardeau et al. (1989) las rocas ultramáficas presentan unas características divalentes: mientras que las peridotitas presentan características de corteza inferior oceánica, las piroxenitas que no son típicas de las series ofiolíticas representarían sills intrusivos en las peridotitas en los que se producirían procesos de cristalización fraccionada.

La geoquímica de las rocas gneísicas se describe con detalle en un capítulo particular en la segunda parte de la presente memoria, siendo muy escasos los trabajos previos (únicamente Vogel, 1967). Por esta razón no se hablará de ella en este apartado.

2.6. CARACTERÍSTICAS Y EDAD DEL METAMORFISMO

Los autores holandeses (Vogel, 1967, Engels, 1972 y Den Tex et al., 1972) han propuesto la existencia de un metamorfismo policíclico en el que diferencian dos pares *PT*. El primero sería un metamorfismo progrado de posible edad proterozoica que comprende desde el límite de la facies esquistos verdes con la facies de las anfibolitas, con las asociaciones estauroлита-granate-moscovita y cianita-granate-moscovita, hasta la facies granulitas de alta presión o eclogítica, con asociaciones clinopiroxeno-granate±horblenda±plagioclasa. A este metamorfismo se le sobrepone un metamorfismo retrógrado de edad paleozoica que evoluciona hasta asociaciones propias de los esquistos verdes.

Para otros autores (Gil Ibarguchi et al., 1990; Gil Ibarguchi y Arenas, 1990; Arenas 1991) se trataría de un metamorfismo polifásico que afecta exclusivamente a un ciclo orogénico. Según estos autores el primer episodio está representado por un metamorfismo de relativa alta presión, de edad Ordovícico inferior, que localmente alcanzaría las condiciones eclogíticas, o granulíticas de alta presión. La segunda fase metamórfica sería más o menos sincrónica con el metamorfismo retrógrado anfibólico. Esta segunda fase metamórfica presenta características de un metamorfismo progrado, Silúrico-Devónico inferior que desarrolla gran número de asociaciones paragenéticas en facies de las anfibolitas y localmente produce eclogitas tipo C (de intermedia, baja temperatura). Por último, en relación con el emplazamiento final de la estructura alóctona se produciría un episodio de bajo grado de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior que supondría una retrogradación hasta facies de los esquistos verdes, o localmente de las anfibolitas. La asociación mineral encontrada en las eclogitas incluye granate, onfacita, cuarzo, zoisita, cianita y rutilo y la encontrada en las granulitas es la misma junto con plagioclasa. Las condiciones *PT* estimadas por los anteriores autores según equilibrios granate-clinopiroxeno son para las eclogitas de 790°C y >17 kbar y para las granulitas temperaturas ligeramente superiores y P más bajas (13,5 kbar). El segundo evento meta-

mórfico es correlacionado por Arenas et al. (1986) con la primera fase de deformación hercínica en el autóctono; en estas condiciones, las eclogitas se retrogradan desarrollando asociaciones simplectíticas clinopiroxeno-plagioclasa a partir de onfacita primaria; posteriormente, se producen asociaciones típicas anfibolíticas con crecimiento de hornblenda, granates con bordes kelifíticos, aparición de clinozoisita/epidota, esfena, fengita y flogopita. Una importante característica de este metamorfismo es el aumento de la relación $P_{\text{fluido}}/P_{\text{total}}$ con la formación de venas leucocráticas trondhjemíticas y granodioríticas. En base a equilibrios granate-clinopiroxeno en rocas no pertenecientes al Complejo de Cabo Ortegal, Gil Ibarguchi y Arenas (1991) calculan unas condiciones máximas para este estadio de 600° y más de 14 kbar. Según estos autores, el desarrollo del episodio bajo condiciones de los esquistos verdes cierra el final del emplazamiento de las unidades que componen mayormente la estructura alóctona. La condiciones PT son muy variables en este episodio; Arenas (1985) calcula unos rangos de T entre 375 y 425°C y $2,5$ - $3,5$ kb.

Como se ha visto, todas las rocas descritas se encuentran afectadas por un metamorfismo de alto grado, o moderadamente alto (subfacies de las anfibolitas almandínicas). Este metamorfismo muestra una evolución retrógrada que finalmente se equilibra en condiciones de esquistos verdes. Por esta razón cuando se emplean métodos radiométricos para datar las rocas, resulta difícil distinguir si el dato obtenido corresponde a la edad del protolito de la roca, a la edad de la roca o a la edad del metamorfismo en que se estabiliza el sistema radiogénico del método geocronológico escogido para realizar la datación. Haciendo pues una interpretación de los datos geocronológicos existentes (Van Calsteren et al., 1979; Kuijper, 1979; Marcos, 1982 y Peucat et al., 1990) en relación con los eventos metamórficos diferenciados, las edades obtenidas hasta la fecha se pueden resumir en tres grupos, 480 ma para el metamorfismo de más alto grado, 390 ma para el metamorfismo intermedio y en torno a los 350 ma para el último episodio metamórfico.

3. LA DEFORMACIÓN DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

3.1. LA ESTRUCTURA GENERAL DEL COMPLEJO: DIVISIÓN EN UNIDADES

El Complejo de Cabo Ortegal constituye un afloramiento semielíptico, limitado al N por el mar Cantábrico y en contacto tectónico con las rocas silúricas que se sitúan bajo él. Como se ha indicado anteriormente, se sitúa en el núcleo de un amplio sinforme, cortado al O por las fallas de Prado y Valdoviño. Este sinforme se corresponde con los pliegues asignados a la 3ª fase de deformación hercínica (D3) en la Unidad del "Ollo de Sapo" y deforma al cabalgamiento basal del complejo, que representa un episodio de deformación anterior (Bastida et al., 1984). Estos últimos estadios de deformación son comunes, según Bastida et al. (op. cit.), para las rocas del autóctono relativo. Sin embargo, la historia deformacional previa del Complejo de Cabo Ortegal es más compleja. De las tres unidades estructurales, superpuestas tectónicamente, las Unidades de Cedeira y de la Capelada muestran características metamórficas y estructurales parecidas, mientras que la Unidad de Moeche presenta grandes diferencias con las otras unidades (Marcos et al., 1984, Bastida et al., 1984), sien-

do éstas tan importantes que Marcos (1992) sugiere excluir del complejo propiamente dicho al Grupo Moeche, al situarse por debajo del cabalgamiento basal.

Sin entrar en la controversia surgida sobre el carácter autóctono o alóctono de los Complejos, los trabajos que hacen referencia a la estructura del Complejo, son menos numerosos que los dedicados a la petrología o geoquímica. Las primeras aportaciones sobre la estructura se sustentaron en observaciones de estructuras menores, fundamentalmente pliegues, y en las relaciones entre deformación y metamorfismo deducidas del análisis microscópico. El primer corte de detalle del Complejo corresponde a Vogel (1967); en él, no se dibujan cabalgamientos propiamente dichos aunque a la zona de Carreiro se la denomina zona de movimiento tectónico. En este corte se representan pliegues vergentes al E y al W de superficies axiales subverticales (Figura 5A), en conjunto es un corte de gran simplicidad que no refleja la enorme complicación tectónica del Complejo.

Los siguientes cortes surgen con la realización de las hojas de Cariño (Fernández Pompa y Fernández Martínez, 1976), Cedeira (Fernández Pompa y Monteserín López, 1976) y Cillero (Arce Duarte et al., 1977); en ellos se aprecian los mismos pliegues y se trazan cabalgamientos en los límites externos del Complejo y entre algunas formaciones, vergentes tanto al E como al W (Figura 5B). Posteriormente Van Calsteren (1977), publica un nuevo corte del Complejo, en el que se detecta una gran carga interpretativa pues las rocas ultramáficas se enraizan en la base asumiendo el modelo autoctonista que este mismo autor propone. En estos cortes Van Calsteren da una especial importancia a la densa red de fallas tardías.

En 1984 aparece publicado un corte geológico con la estructura del Complejo de Cabo Ortegal tal que recoge ya la existencia de cabalgamientos plegados y la macroestructura de las láminas cabalgantes. En los trabajos de Marcos et al., (1984) y Bastida et al. (1984) se encuentran varias importantes aportaciones. Se dibujan pliegues acostados de dimensiones kilométricas y ejes aproximadamente N-S (Figura 6). Estos pliegues están cortados por cabalgamientos de vergencia E que permiten la división del complejo en unidades estructurales. Asumiendo una vergencia hacia el Este de los grandes pliegues acostados y teniendo en cuenta las relaciones de campo, estos autores sugieren que las rocas ultramáficas se sitúan en la base del Complejo, superponiéndose a ellas las rocas básicas y los gneises, de los que los Gneises de Cariño ocuparían la parte más alta de esta sucesión.

3.2. SUCESIÓN DE ESTRUCTURAS Y SU RELACIÓN CON EL METAMORFISMO

Según Marcos et al. (1984) y Bastida et al. (1984) en las Unidades de Cedeira y Capelada se puede reconstruir una secuencia deformacional que de más antigua a más moderna se podría resumir como:

D1. Desarrollo, sobre todas las rocas de estas Unidades, de una intensa foliación milonítica.

D2. Formación de grandes pliegues, próximos a isoclinales y acostados, que pliegan la foliación milonítica preexistente.

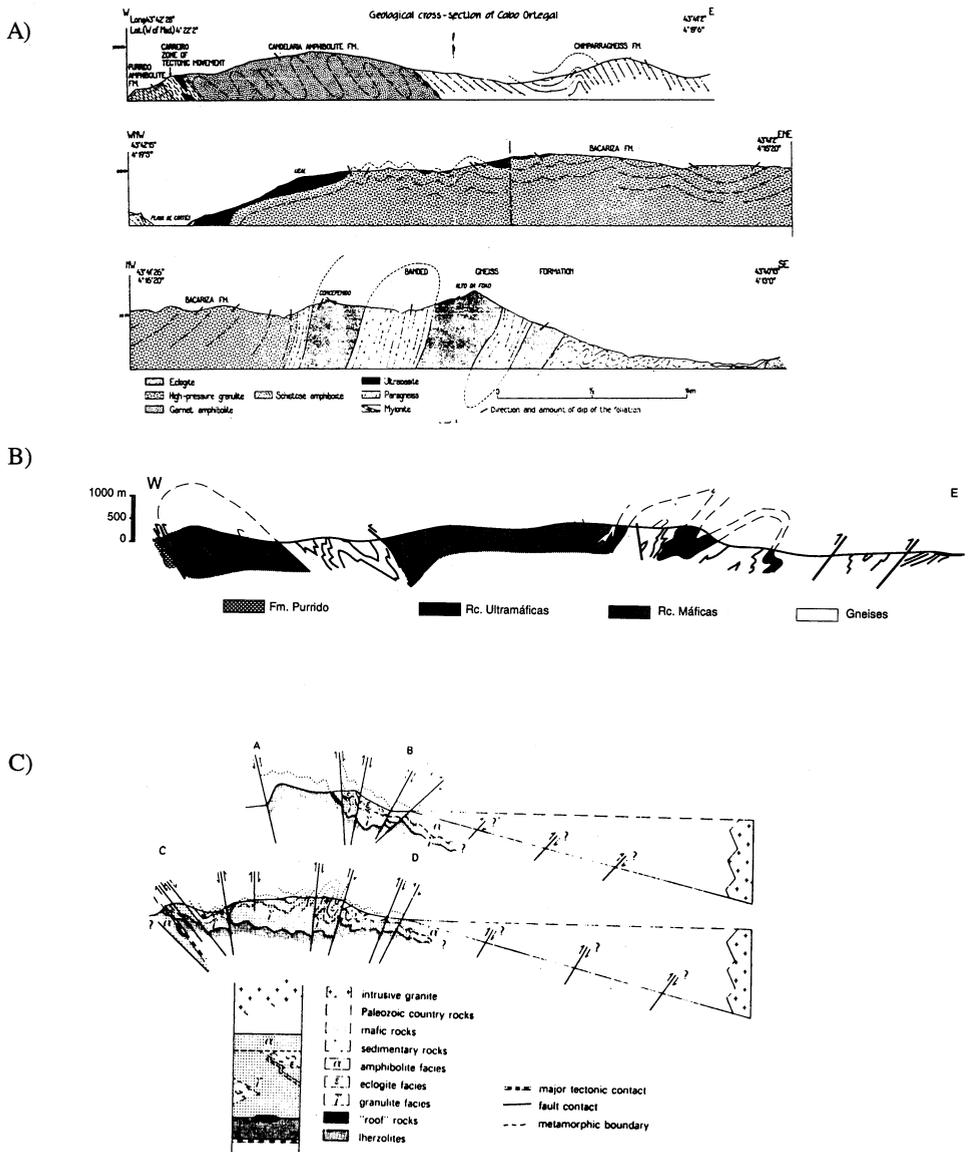


FIGURA 5. A) Corte geológico del Complejo de Cabo Ortegali según Vogel (1967). B) corte geológico de la Hoja de Cariño de la cartografía 1:50.000 del IGME, según Fernández Pompa y Fernández Martínez (1976). C) cortes geológicos según Van Calsteren (1977).

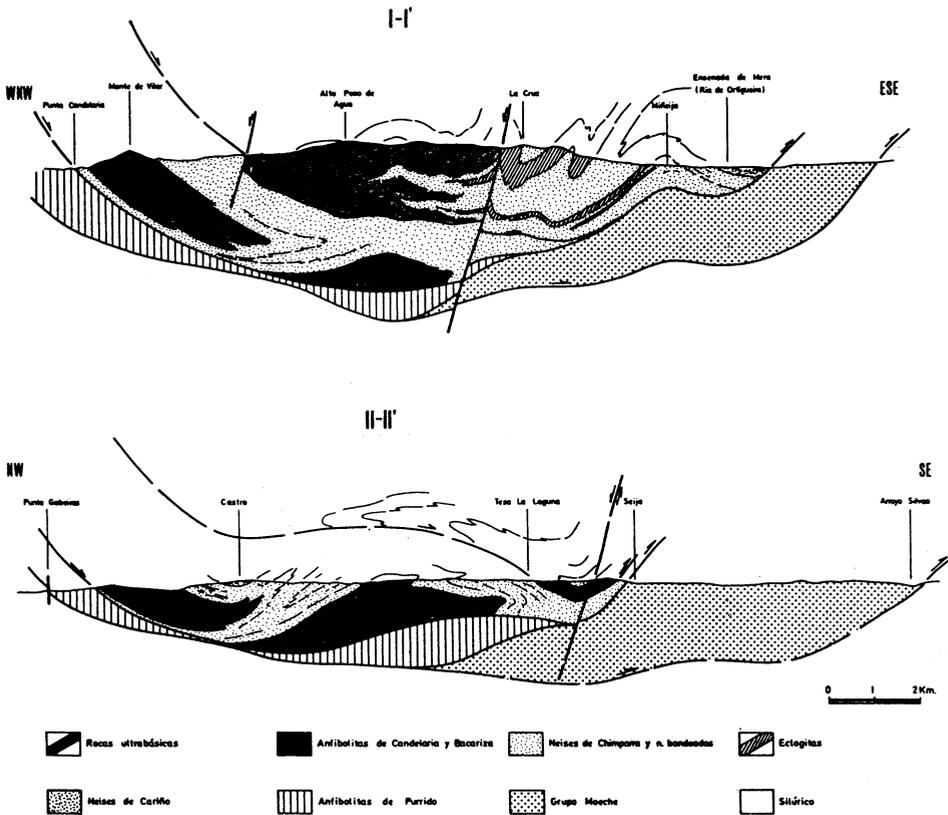


FIGURA 6. Cortes geológicos del Complejo de Cabo Ortegal según Marcos et al. (1984) y Bastida et al. (1984).

D3. Formación de Cabalgamientos de desplazamiento hacia el Este, que en ocasiones se observan cortando los grandes pliegues acostados.

D4. Formación de un sinclinorio general, que pliega todas las estructuras previas y es el que permite que se preserven las unidades descritas, como "klippes" tectónicos, sobre las rocas silúricas del autóctono relativo.

En relación con los grandes pliegues acostados isoclinales que deforman claramente a la foliación milonítica anterior, aparecen una serie de pliegues menores, siempre muy apretados y frecuentemente de carácter intrafoliar, presentando sus ejes una dirección N-S. Durante la tercera fase de deformación (D3), se originan los cabalgamientos que limitan a las Unidades de Cedeira y de la Capelada y algunas estructura a pequeña escala, tales como pliegues menores y zonas de cizalla. Los pliegues menores asociados presentan a menudo charnelas curvadas, lo que ha llevado a atribuir erróneamente muchos de estos pliegues a otras fases de deformación al tomar como criterio las

diferentes orientaciones axiales (Marcos et al., 1984). Este es el caso de Engels (1972), quien diferencia pliegues de eje E-W que atribuye a la fase de deformación F2 y pliegues de eje N-S (F3) en condiciones de las granulitas hornbléndicas (Figura 7B). En relación con la cuarta fase de deformación se originan pliegues menores de distintos órdenes de dimensiones, con ejes NE-SW y planos axiales fuertemente inclinados. Finalmente una importante red de fallas tardías se desarrolla en el interior del Complejo. Se trata en todos los casos de fracturas subverticales, con deformación frágil microcataclástica asociada, originadas en condiciones superficiales.

Desde el punto de vista estructural existen importantes diferencias entre las Unidades de Cedeira y la Capelada (Marcos, 1992). Así, en la primera, la deformación por cizalla y la milonitización de las rocas desarrollada en condiciones de metamorfismo en facies anfibolítica (D1), dificulta la preservación de relictos del metamorfismo catazonal previo; por el contrario, en la Unidad de la Capelada, esta deformación se encuentra restringida a zonas discretas, por lo que es posible observar relaciones estructurales y metamórficas previas al desarrollo de esta milonitización.

Con anterioridad al desarrollo de la foliación milonítica principal de las rocas es posible diferenciar un metamorfismo de alto grado. En relación con este metamorfismo Engels (1972) encuentra orientación óptica de los clinopiroxenos de las eclogitas, lo que implica que existe deformación interna de las rocas en condiciones de alto grado, anterior a la D1 propuesta por Marcos et al. (1984) y por Bastida et al. (1984). Este hecho es tenido en cuenta por Arenas et al., (1986) quienes hacen una propuesta de esquema estructural dividido en 5 fases de deformación (Figura 8B).

De las referencias citadas puede observarse como la foliación milonítica del Complejo de Cabo Ortegal, está presente en todas las formaciones de las Unidades de Cedeira y Capelada y está reequilibrada en condiciones de las anfibolitas almandínicas (Vogel, 1967; Arenas, 1991; Fernández in litt). Se presenta heterogéneamente desarrollada, pero es lo suficientemente penetrativa y global como para ser la única referencia estructural reconocible que se puede utilizar para reconstruir las geometrías resultantes de posteriores deformaciones. Fernández (1990) sugiere la posibilidad de que algunos de los pliegues menores intrafoliares se hayan formado en relación con el desarrollo de la foliación milonítica, a partir de capas con distinto contraste de competencias, que evolucionan desde capas microplegadas a charnelas disruptadas o incluso estructuras compuestas más complejas. La alternancia de bandas y láminas ricas en minerales cuarzo-feldespáticos (bandas Q) con bandas ricas en filosilicatos (bandas P), dentro de las rocas gneísicas, facilita el desarrollo de este tipo de estructuras que necesitan un "layering" y un cierto contraste de competencias para su formación.

4. METODOLOGÍA GENERAL Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

4.1. MÉTODOS DE ESTUDIO

4.1.1. Trabajo de Campo

El trabajo de campo que soporta esta memoria se compone básicamente de estudios detallados de secciones o cortes previamente seleccionados, de análisis geométricos a escala de afloramiento y recogida de datos estructurales y de muestras de mano para su posterior estudio.

A)

Metamorfismo	Deformación	Edad
Metamorfismo catazonal temprano (M1)	Pliegues isoclinales en eclogitas con foliación definida por cpx, zo y ky. Pliegues en las ultrabasitas ?. No se conservan restos de foliación o pliegues en gneises y granulitas máficas	Preherciniana
Metamorfismo catazonal retrógrado (M2)	Deformación menor a lo largo de zonas de debilidad. Foliación definida por simplectitas cpx-pl, zo y hbl en eclogitas. Foliación débil en la Fm Bacariza. Desarrollo de texturas flaser en metagabros de la Fm Candelaria.	Preherciniana
Metamorfismo mesozonal (M3)	Plegamiento generalizado Pliegues abiertos o isoclinales en los paragneises y granulitas máficas (desarrollados en dos etapas). Zonas de cizalla en las eclogitas. Formación de milonitas y pliegues en la Zona de Carreiro en relación con un cabalgamiento. Desarrollo de textura nematoblástica en las Anfibolitas de Purrido.	Herciniana
Metamorfismo epizonal (M4)	Fallas subverticales NW-SE o E-W. Brechas, milonitas y mineralizaciones locales	Postherciniana

B)

CABO ORTEGAL		
	axial direction	axial plane
M1 eclogite facies granulite facies amphibolite facies	F1 N-S	subhorizontal
	F2 E-W	subhorizontal
		cataclasis
M2 hbl granulite facies	F3 N-S	subhorizontal
M3 amphibolite facies	F4 N-S	subvertical
		cataclasis
M4 greenschist facies	F5	chevron folding

FIGURA 7. A) Esquema metamorfismo-deformación-edad, tomado de Vogel (1967). B) Esquema metamorfismo-deformación de Cabo Ortegal, según Engels (1972).

A)

		ROCAS BASICAS	PARANEISES	ROCAS ULTRABASICAS
M ₁	Facies eclogítica	cpx+gr+q ±zo	q+pg+bi+gr±ci	gr+cpx+opx+ol ±anf±esp
	Facies granulítica (subfacies cpx-gr)	cpx+gr+pg ±βzo	q+pg+m+bi+gr±ci	
M ₂	Facies granulítica (subf. hb-cpx-gr)	cpx+gr+pg+hb ₁ Anatexia	q+pg+m+bi+gr±ci parcial	
M ₃	Facies anfibolítica (subf. ci-gr-m)	hb ₂ +pg±gr±ep Milonitización	q+pg+m+bi±gr±ci	ol+opx±anf±cl±esp general
M ₄	Facies de los esquistos verdes	hb ₃ +ab+ep+cl	m+ab+cl+bi	serpentinización

B)

Deformación		Metamorfismo	Edad (Ma)	Período-Epoca	Correlación con las fases hercínianas
D1	Orientación de cpx en las eclogitas. S ₁ en gt de eclogitas y paragneises	CATAZONAL: alta P y T. Facies eclogítica y granulítica de alta presión	480-420	Ordovícico inferior-Silúrico inferior	
D2	Foliación milonítica o blastomilonítica generalizada	MESOZONAL: media P/T. Retrogradación a facies anfibolítica. Comenzando con migmatización.	406-384	Silúrico superior-Devónico inferior	D1(?)
D3	Grandes pliegues acostados	MESOZONAL: media P/T. Condiciones precisas no bien conocidas	345 (?)	Devónico superior-Carbonífero inferior	D1: grandes pliegues acostados y 1ª esquistosidad
D4	Zonas de cizalla subhorizontales, esquistosidad milonítica, pliegues menores y cabalgamientos	EPIZONAL: media P/T. Retrogradación a facies de los esquistos verdes	345-339	Tournaisiense-Visense	D2: zonas de cizalla subhorizontales, 2ª esquistosidad, pliegues menores y cabalgamientos
D5	Pliegues abiertos con superficies axiales subvert. Clivaje de crenulación	EPIZONAL: desarrollo local. Facies de los esquistos verdes.	339-328	Viseense-Namuriense	D3: Pliegues abiertos o apretados con superficies axiales subvert. y clivaje de crenulación.

FIGURA 8. A) esquema de las diferentes estructuras originadas durante las diferentes fases de deformación y su relación con el metamorfismo, según Marcos et al. (1984). B) esquema de la evolución tectonometamórfica de las unidades catazonales del Complejo de Cabo Ortegal según Arenas et al. (1986).

Para la realización de esta memoria se ha trabajado en el acantilado de Punta Tarroiba. Este acantilado se seleccionó por ser el que presenta las mejores cualidades para el análisis del desarrollo de la foliación milonítica principal sobre gneises ácidos. La información proporcionada por esta sección se ha completado con datos de otras dos localidades (Masanteo y Cabalón) (Figura 9).

La Punta de Tarroiba se sitúa en la costa atlántica, al Oeste de la localidad de Chímparra y al Este de Punta Candelaria. La sección estudiada tiene una orientación NNE-SSW y una longitud aproximada de 400 m. En Tarroiba afloran los Gneises de Chímparra y es sin duda la mejor localidad para el análisis estructural del desarrollo de la foliación milonítica sobre gneises, presenta buenos afloramientos, preserva zonas con asociaciones metamórficas de alto grado, está formada casi exclusivamente por gneises y además la mayor parte de la sección no presenta estructuras que se formen con posterioridad al desarrollo de la foliación milonítica.

En estos trabajos se realizaron cartografías geológicas a escala 1:1.000 a partir de las que se levantaron secciones de detalle a escalas 1:20 y 1:100 que permiten hacer esquemas tridimensionales. Tanto los cortes como los bloques diagrama, reproducen las estructuras y fábricas de la roca a escalas mesoscópicas y de muestra de mano posibilitando un análisis geométrico completo.

Para el análisis geométrico a escala del afloramiento, se midieron sistemáticamente los siguientes elementos estructurales: foliaciones, lineaciones, ejes de pliegues, esquistosidades, planos y estrías de falla. También se midió la anchura de las bandas miloníticas y las relaciones axiales de los cuerpos lenticulares de gneises y de las inclusiones de roca máficas y clascosilicatadas. Se realizó un análisis de los criterios cinemáticos, tanto a escala macroscópica como microscópica. Se tomaron fotografías de las secciones más idóneas para el análisis morfológico de los pliegues y en general de los aspectos texturales de interés a escala de afloramiento. Por último, se realizaron diferentes muestreos para poder abordar posteriormente los estudios petrográficos, geoquímicos, metamórficos y microestructurales.

4.1.2. Análisis estructural

El análisis estructural se desarrolló por tres vías complementarias. Estas vías son el análisis de todos los elementos geométricos presentes en la sección y susceptibles de ser medidos, el estudio teórico de las estructuras y métodos estructurales seguidos en el análisis y la deducción de los mecanismos de deformación responsables del desarrollo de las estructuras presentes, a partir del estudio de los datos geométricos objetivos y de su interpretación. En este trabajo no se desarrolló un análisis experimental propio, como propone Johnson (1970), por sobrepasar los planteamientos y objetivos iniciales. Sin embargo sí se han tenido en cuenta en el tratamiento e interpretación de los datos, los métodos y leyes mecánicas que por esta vía han sido deducidos.

Según Turner y Weiss (ver pgs. 8 a 10, 1963) un completo análisis estructural de una roca deformada debe ser desarrollado en tres fases: geométrica, cinemática y dinámica. El análisis geométrico comprendió la medida directa y la observación de la geometría y propiedades físicas del cuerpo deformado. El análisis cinemático de los datos geométricos estuvo enfocado en la reconstrucción de

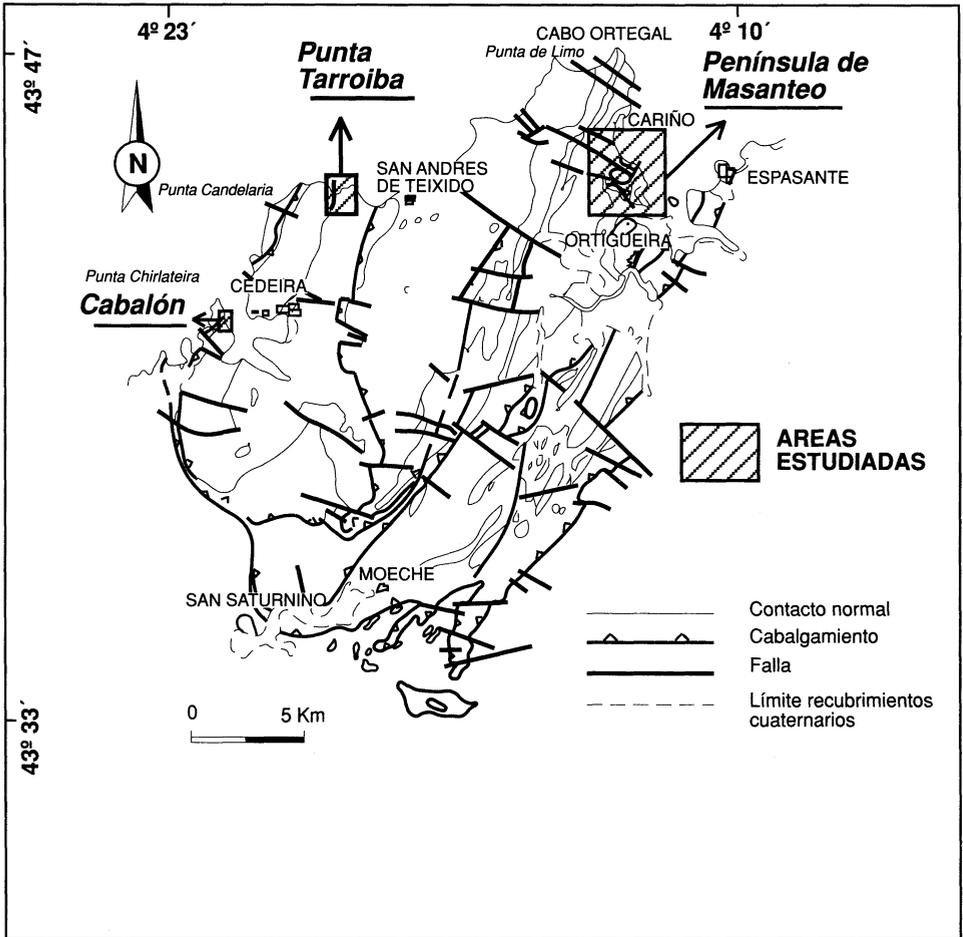


FIGURA 9. Mapa de situación de las áreas estudiadas durante la realización de esta memoria.

los movimientos que se producen en el cuerpo durante la deformación. Por último el análisis dinámico o cinético permitió reconstruir la deformación interna del cuerpo geológico y el campo de esfuerzos general al que se encuentra sometido el cuerpo deformado. Al tratarse este trabajo del estudio de un proceso estructural que desarrolla estructuras, principalmente, a escala meso y microscópica, todos los datos son obtenidos de las observaciones de campo, suplementados por trabajos de laboratorio de muestras de mano y láminas delgadas. Estas tres clases de datos están relacionados respectivamente con la localización, dimensión y orientación. Por conveniencia en la observación se ha trabajado a diferentes escalas, cada una de las cuales requiere una técnica de investigación diferente. La escala submicroscópica requiere análisis por técnicas de rayos X y de microscopía electrónica que han sido ampliamente utilizadas para el estudio de cristales simples,

pero escasamente utilizadas en el estudio de agregados cristalinos como son las rocas gneísicas. La escala microscópica permite el estudio de las estructuras desarrolladas en el agregado policristalino y el referenciado de aquellas otras que fueron trabajadas a escala submicroscópica. La escala mesoscópica comprende las estructuras estudiadas en tres dimensiones por observación directa (con o sin lentes de bajos aumentos). El rango de esta escala varía desde especímenes de muestra de mano hasta secciones de exposición continuas. Generalmente las referencias que se hacen de estructuras a escala macroscópica o cartográfica, están basadas en datos de trabajos previos.

Análisis de pliegues. Una de las características más destacables de las secciones estudiadas es la presencia de pliegues de escala micro y mesoscópica, especialmente bien visibles en los sectores menos afectados por la deformación. Estos pliegues están rodeados por bandas de cizalla formados por rocas miloníticas y muestran una mayor amplificación y aplastamiento en estas bandas de cizalla. Los aspectos considerados para el análisis geométrico de pliegues son tres: posición, tamaño y forma. Para el análisis de la posición se realizó la medida de sus ejes y planos axiales y su proyección estereográfica (Turner & Weiss, 1963; Ramsay, 1967). Para el análisis del tamaño se midieron las longitudes de los dos flancos del pliegue, calculando la longitud entre dos charnelas adyacentes medidas sobre una superficie plegada (Hudleston, 1973). En cuanto a la forma, se utilizaron los siguientes parámetros propuestos por Ramsay (1967):

- Asimetría: se midieron las formas derivadas de su asimetría S y Z, además de la relación de longitud de flancos.
- Ángulo entre flancos, medido entre las tangentes de las superficies de las capas plegadas en los puntos de inflexión.
- Forma de las capas plegadas: para caracterizar la forma de las capas plegadas se ha utilizado la clasificación de Ramsay (1967), con las modificaciones incluidas recientemente por Bastida (1993). La clasificación de este autor permite trabajar con varios pliegues en un mismo diagrama, lo que en nuestro caso da una mayor validez al dato obtenido al permitir observar variaciones cuantitativas entre los niveles más y menos deformados. Estos diagramas permiten caracterizar geoméricamente las distintas zonas diferenciadas por la deformación heterogénea y comparar estos datos con los datos obtenidos a partir del análisis microestructural de esas mismas zonas.

La superposición de pliegues normalmente tiene lugar cuando en una misma zona coexisten pliegues con diferentes orientaciones por acumulación sobre un cuerpo geológico de varias deformaciones por plegamiento. Ramsay (1962, 1967) propone una clasificación caracterizada por separar los criterios geométricos y temporales. La nomenclatura empleada en esta clasificación permite una rápida identificación de las figuras de interferencia clasificadas, dada la universalidad alcanzada por la misma. Esta clasificación se ha utilizado exclusivamente en este sentido y no asumiendo las interpretaciones genéticas que se hacen de las figuras de interferencia de las superficies plegadas.

Análisis de lineaciones. En la Punta Tarroiba se observa de forma generalizada una lineación de intersección y de forma excepcional se observa paralela a la misma una lineación de creci-

miento mineral. El estudio de estructuras lineares penetrativas definidas por orientaciones de fenoblastos minerales, agregados policristalinos glandulares y otra serie de marcadores pasivos, como por ejemplo son los boudins o inclusiones de rocas de diferente litología, desarrollados sobre una superficie de referencia, definidas como lineaciones de orientación mineral, es especialmente importante en rocas con deformación interna. Estas lineaciones tienden a adquirir una orientación preferente frente a la deformación, que es paralela a la dirección de máximo estiramiento (Ramsay, 1967; Nicolas y Poirier, 1976). Sin embargo, debido a la evolución dinámica de estos marcadores y a la formación de nuevos marcadores durante todo el proceso deformacional (Ildefonse y Caron, 1987), se debe ser cauto a la hora de hacer interpretaciones de dirección de transporte tectónico y otras de carácter cinemático. También la intensidad de la deformación y los cambios de orientación del esfuerzo principal (Burg et al., 1987), además de otros factores menos determinantes como contraste de viscosidad entre matriz y marcadores, controlan en gran medida la disposición y orientación de las lineaciones. En este sentido, es importante indicar que en rocas que presentan una estructura linear previa, las fases minerales que cristalicen con posterioridad tenderán a orientarse cristalográficamente según la dirección de la anisotropía más favorable para su crecimiento y esta orientación no puede ser interpretada como una lineación de estiramiento mineral (Passchier et al., 1990). Es por este motivo que las lineaciones de orientación mineral desarrolladas en rocas de alto grado, como sucede con los gneises de Cabo Ortegal, son difícilmente interpretables y casi siempre en relación con fases minerales de aparición tardía con respecto a la deformación que se analiza y por lo tanto no pueden ser utilizadas como indicadores cinemáticos de transporte tectónico

La mayoría de las lineaciones que se pueden observar en los gneises de Cabo Ortegal son lineaciones de intersección que se producen por interferencia de las bandas P, bandas constituidas fundamentalmente por filosilicatos, y Q, o bandas cuarzofeldespáticas, con la superficie de foliación milonítica que se superpone a una textura previa. Como se tratará de demostrar, las bandas P y Q se originaron con probabilidad durante procesos de migmatización parcial, por lo que estas texturas previas serían migmatíticas.

Análisis de fábricas planares. El término fábrica es la traducción inglesa de la palabra Alemana "Gefüge" usada por Sander (1930) para denominar la ordenación interna, tanto geométrica como espacial, en un agregado. En este trabajo utilizamos este término independientemente de la escala de observación, micro o mesoscópica. La sección de Punta Tarroiba presenta una geometría que permite definir la fábrica de la roca como una fábrica planar y perfectamente diferenciable de fábricas lineares o plano-lineares. Debido a la importancia genética que ello conlleva se ha tratado de analizar el mayor número de elementos estructurales que permiten definir esta fábrica a distintas escalas. Así a escala macroscópica se analizaron los cuerpos lenticulares que quedan individualizados entre los pasillos de bandas de rocas miloníticas que los rodean, las bandas miloníticas y la geometría de las inclusiones de rocas máficas y calcosilicatadas presentes en los gneises. A escala microscópica se presta una especial atención al análisis de la geometría de los agregados policristalinos al igual que a los ribbons de cuarzo, presentes en los niveles más intensamente afectados por la deformación.

Análisis de microestructuras. El análisis microestructural ha sido desarrollado siguiendo dos líneas de trabajo diferentes y complementarias entre sí:

a) Estudio y descripción microestructurales de secciones pulidas cortadas en secciones perpendiculares y paralelas a la superficie de foliación y a la lineación presente en la muestra de mano. Todas las muestras utilizadas para el análisis microestructural están orientadas según su posición original en el campo y a su vez situadas con precisión sobre los cortes. En ellas se describen sistemáticamente: textura general de la lámina, componentes minerales, porcentajes modales, tamaños y formas de las distintas fases minerales. Se describen también las características microestructurales de cada fase mineral, así como las microestructuras intercristalinas. Se analizaron los posibles criterios cinemáticos y se calcularon para cada uno la dirección de desplazamiento y el sentido a partir de la orientación de la sección estudiada. Para este trabajo, aparte de la microscopía óptica de transmisión, se utilizaron técnicas de "back scattered" y cartografías semicuantitativas de porcentajes composicionales. Ambas técnicas fueron obtenidas a partir de microscopía SEM.

b) Mecanismos de deformación. A partir de las observaciones texturales desarrolladas anteriormente y de las condiciones termodinámicas en que se desarrollan, se proponen una serie de mecanismos de deformación para cada fase mineral principal. Estos mecanismos están implicados en la transformación textural que sufre la roca durante el desarrollo de la foliación milonítica principal.

Finalmente a partir del análisis microestructural se trató de cuantificar la deformación interna, comparando estos datos con los obtenidos del análisis de estructuras a escala mesoscópica. Este es uno de los puntos más delicados de abordar debido a las particulares características de las rocas analizadas. En las rocas que han sido deformadas en condiciones de alto grado metamórfico se activan una serie de mecanismos de recuperación o "recovery" durante y posteriormente al episodio deformacional de alto grado metamórfico que modifican sustancialmente las texturas de deformación que se originan al inicio del proceso. Entre los factores físicos que intervienen cabe destacar el papel determinante de la T que es el principal factor que controla el crecimiento y nucleación de los minerales y su tamaño (White, 1973, 1979, Rutter y Brodie, 1988). Por ello no tiene sentido calcular parámetros de deformación a partir de parámetros como tamaños de grano, distribución espacial de centros de cristales u orientaciones de las relaciones axiales principales de los bordes de granos, cuando estas se aplican sobre una población estadística de cristales que han modificado estos parámetros posteriormente.

Otro problema surge de la composición poliminerálica de los gneises, ya que implica la activación de diferentes mecanismos de acomodación a las distintas condiciones termodinámicas para las diferentes fases minerales, que en función del rango de temperaturas en que se trabaje estará controlado por una o varias fases minerales concretas. Si además se tiene en cuenta que se está estudiando una fase de deformación relictas y que con posterioridad a la misma al menos se producen tres fases más que desarrollan deformación interna en la roca, es difícil pensar que se pueden aportar datos cuantitativos de esta deformación que no estén en mayor o menor medida falseados. No obstante dada la importancia del problema y la legítima aspiración de cualquier análisis estructural moderno de cuantificar la deformación (Ramsay y Huber, 1987) se ha realizado un enorme esfuer-

zo en este sentido desarrollando un "software" específico para este tipo de rocas (Rutter et al., no publicado) que permite aplicar selectivamente análisis de deformación sobre poblaciones de granos que previamente han sido separadas por fases minerales y las relaciones temporales de crecimiento-deformación. Este análisis fue realizado sobre muestreos seriados desde los niveles menos deformados a los más intensamente deformados por el desarrollo de la foliación milonítica y pretende mostrar datos relativos al incremento de deformación, más que datos cuantitativos de la deformación que incluso con todas estas precauciones serían poco significativos. Sin embargo, problemas en la programación del software no han permitido presentar los resultados de este análisis de texturas asistido por ordenador. No obstante, sobre el mismo muestreo se realizó análisis de orientación óptica de ejes C de cuarzo que aporta valiosos datos complementarios al análisis microestructural.

4.1.3. Análisis petrográfico

El análisis petrográfico permite caracterizar los distintos tipos litológicos de rocas gneísicas y conocer sus características genéticas. Para ello se han estudiado muestras procedentes de diferentes localidades (Figura 10), lo cual ha permitido caracterizar macro y microscópicamente los distintos tipos de gneises encontrados. Además en el acantilado de Punta Tarroiba se han analizado muestras para obtener la geoquímica de roca total en los distintos tipos texturales de gneises. Los elementos mayores y los traza fueron analizados por espectrometría de fluorescencia de rayos X en la Universidad de Oviedo, mientras que las REE fueron analizadas por activación neutrónica en los laboratorios de XRAL de Ontario (Canadá).

El metamorfismo de rocas pelíticas de alto grado merece una especial atención pues en general es poco conocido. Esto es debido a que normalmente las rocas pelíticas no presentan paragénesis especiales de asociaciones que permitan relacionarlas con un metamorfismo determinado, por lo que resulta especialmente difícil diferenciar entre un metamorfismo Barrowiano, un metamorfismo de alta presión y baja temperatura o un metamorfismo de alta presión y temperatura. Además durante la evolución retrógrada del metamorfismo, los procesos de difusión y homogeneización modifican rápidamente las composiciones de los minerales que forman las asociaciones paragenéticas de más alto grado en las rocas pelíticas.

Para el estudio metamórfico de las rocas pelíticas en este trabajo se han analizado y descrito las mineralogías y asociaciones texturales que se han podido identificar como de más alto grado. También se estudian y discuten las posibles reacciones de metamorfismo progrado que provocaron la migmatización parcial de la roca, tanto para condiciones saturadas como subsaturadas, a partir de las cuales se desarrollaron las estructuras en relación con la foliación milonítica principal. Por último se identifican las paragénesis retrógradas y las posibles reacciones que justifican estas asociaciones minerales. A partir de todas las reacciones identificadas, tanto progradas como retrógradas se ha construido un diagrama petrogenético en el que se traza el posible campo de estabilidad termodinámico para el sistema analizado. Paralelamente se realizaron análisis composicionales cuantitativos de las fases minerales más interesantes para el conocimiento del metamorfismo por micro-

sonda electrónica de barrido. Estos análisis han sido realizados en la Universidad de Oviedo. Una vez seleccionados los puntos, que se interpretaron estaban en equilibrio termodinámico, fueron calculados los valores de P y T utilizando el programa THEBA-4 (Martignol et al., no publicado) que utiliza la base de datos termodinámica de Berman (1991), cuya principal ventaja es la consistencia de las actividades de los distintos elementos que intervienen tanto en los cálculos termométricos como barométricos. Este trabajo fue desarrollado en la Memorial University bajo la dirección de la Dra. Indares. Finalmente se propone una evolución de los parámetros PTt en base a las características termodinámicas y composicionales obtenidas.

4.2. TÉCNICAS ANALÍTICAS

A continuación se describen las diferentes técnicas analíticas y sus características técnicas, cuya utilización ha sido justificada en los apartados anteriores.

4.2.1. Microscopía óptica de transmisión

Para las descripciones petrológicas y microestructurales se utilizó un microscopio binocular polarizante Leitz-Jena provisto de luz artificial que siempre fue utilizado para analizar en transmisión. Los oculares utilizados amplifican $\times 10$ y se trabajó con una gama de objetivos de 1,3, 2,5, 10, 40 y 63 aumentos. Este aparato dispone de una cámara fotográfica manual de óptica Leitz en el que se realizaron todas las fotografías de microscopio convencional que se presentan en la memoria.

4.2.2. Platina Universal de cuatro ejes

Según Turner y Weiss (ver pg. 47, 1963), la característica geométrica más significativa de una fábrica anisótropa es la orientación preferente de los elementos que determinan la anisotropía.

En la primera parte de este siglo Schmidt (1926) y Sander (1930) observaron que algunos minerales desarrollaban una orientación cristalográfica preferente durante la deformación. El cuarzo ha sido el mineral en el que más ampliamente se ha estudiado esta propiedad. Su estudio fue abordado desde tres puntos de vista diferentes: en cristales simples o de rocas monominerálicas, en estudios de laboratorio realizado sobre rocas monominerálicas o poliminerálicas deformadas en la naturaleza utilizando platina Universal, para la determinación del eje $\langle c \rangle$, y goniómetro de texturas de rayos X, por el que se determina normalmente el eje $\langle a \rangle$, y en estudios de simulación por ordenador.

En esta memoria la orientación óptica de ejes c de cuarzo fue estudiada utilizando la Platina Universal de cuatro ejes de la casa Leitz instalada sobre un microscopio óptico binocular modelo SM-Pol., de la misma marca. Para este análisis fueron cortadas las láminas perpendiculares al plano de foliación y paralelas a la lineación de intersección, al no observarse en ninguna de ellas linea-

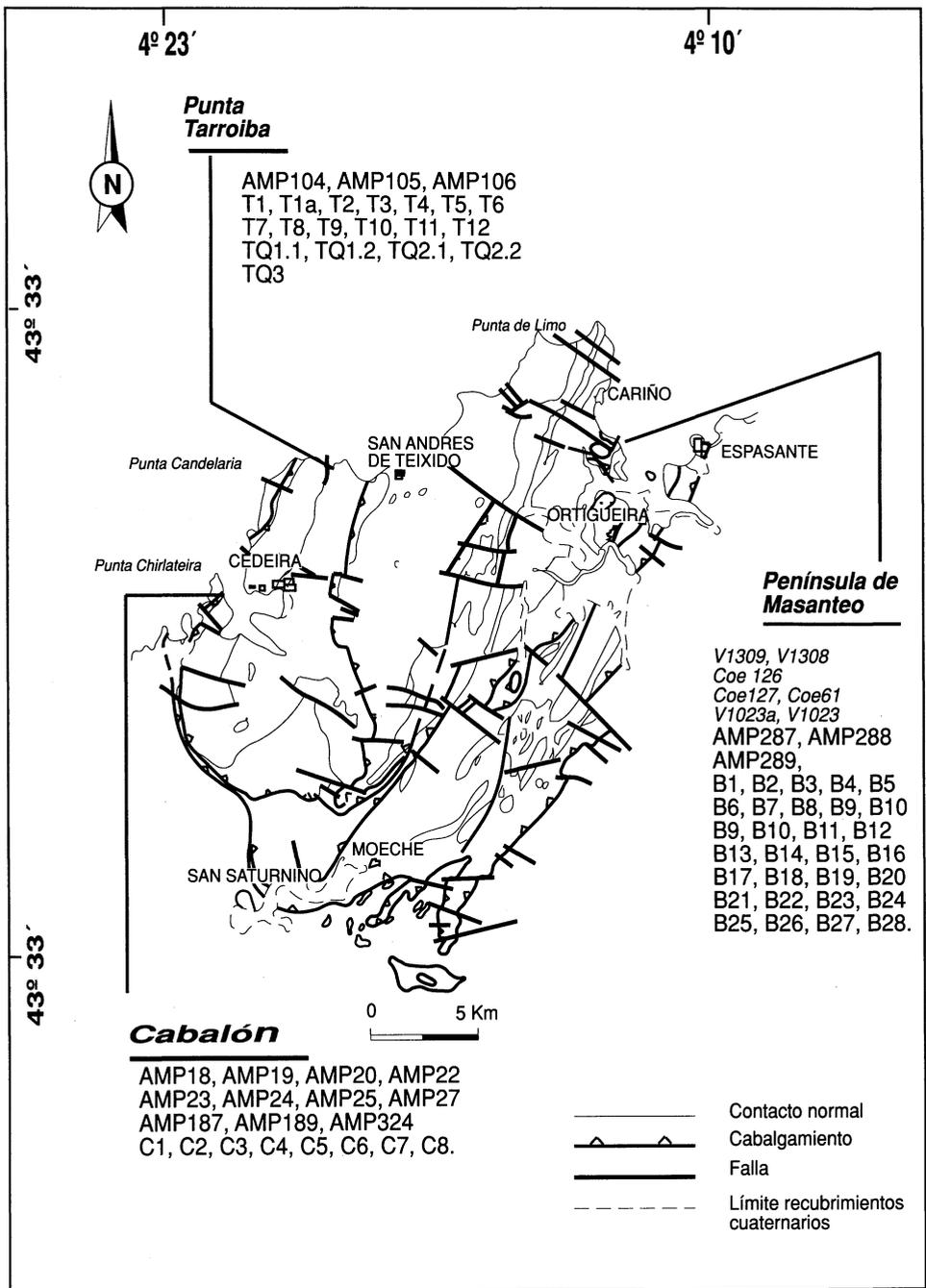


FIGURA 10. Mapa de situación general de las muestras utilizadas durante la realización de esta memoria. Los prefijos V y Coe corresponden a datos analíticos según Vogel (1967).

ción de orientación mineral. La orientación de cada eje fue medida por esta técnica y proyectada sobre el hemisferio Sur. Siempre se analizaron las láminas en conjunto sin hacer estudios específicos de orientaciones en zonas concretas, como *ribbons* de cuarzo o zonas de sombra de presión. El número total de puntos medido por proyección fue de 200.

4.2.3. Microsonda electrónica de barrido

Fueron realizados análisis de microsonda en 13 láminas diferentes, seleccionadas de los tres puntos de análisis de la sección de Tarroiba. Se analizaron cristales de granate, plagioclasa, biotita y mica blanca en una sonda CAMEBAX SX20 de dispersión electrónica de los Servicios comunes de la Universidad de Oviedo. Esta microsonda está provista de tres espectrómetros y cristales de LiF, PET y TAP, 10 Na de corriente, un potencial de aceleración de 15 kV y un tiempo de conteo de 15 s (para Cl y F 100 s). Las fórmulas estructurales fueron calculadas en base a 12 O para el granate, 8 O para la plagioclasa y 11 O para la biotita y mica blanca.

Estos análisis minerales fueron realizados para cumplir dos objetivos principales: en primer lugar, para estudiar el análisis de zonaciones de granates y los cálculos termobarométricos, para lo cual se tomaron las cuatro láminas mejor preservadas de la deformación y no cloritizadas. Este estudio permite el análisis de la evolución metamórfica en condiciones de alto grado y su cuantificación. Como objetivo secundario, se pretende comparar los valores químicos de los minerales estudiados en estas cuatro láminas, con los análisis de estos mismos minerales relictos en 11 láminas de las zonas cloritizadas. Se trata de ver si se producen diferencias significativas o variaciones anómalas en sus composiciones que indiquen condiciones termodinámicas diferentes para los niveles más afectados por la deformación.

4.2.4. Espectrómetro de fluorescencia de rayos X

Para analizar los elementos mayores y trazas del muestreo realizado en la Punta Tarroiba (Figura 9) se utilizó espectrometría de fluorescencia de rayo X en los Servicios Comunes de la Universidad de Oviedo. El espectrómetro utilizado es un Philips PW 1480, con tubo de Sc/Mo y cristales analizadores: PX1, GE y PE. Los elementos mayores han sido determinados mediante perlas (disco fundido) con una dilución 1/10 (muestra/fundente). Como fundente se empleó tetraborato de litio. Los elementos menores o trazas han sido determinados en pastilla prensada con una relación 3/1. Los límites de detección de los elementos traza siempre han estado fuera de los rangos máximos y mínimos dados a las rectas de calibración para cada elemento (Tabla I). Únicamente se han desestimado los valores correspondientes al Cr, anómalamente altos debido a la contaminación de este elemento sufrida por las muestras durante la molienda al ser utilizado muela de vídía en el molino de disco.

TABLA I. Rangos max-min. de las rectas de calibración utilizadas para los elementos traza en espectrometría de fluorescencia de rayos X.

ELEMENTO	RANGO (PPM)
Zn	30-1300
Cu	5-80
Ni	5-300
Cr	5-500
Ba	20-1200
Zr	5-300
Y	10-125
Sr	5-700
Rb	5-2200
Co	1-120
Fe	0.0-15 %
V	10-240
Ti	0.0-3.0
Nb	10-270

4.2.5. Técnicas de activación neutrónica

Los análisis de REE fueron obtenidos por activación neutrónica en los laboratorios XRAL (X-Ray Assay Laboratories) de Ontario (Canadá). La calibración standard para INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) fue carbón vegetal, ref. 1633a del US bureau of NIST (National Instrumental Standard). El procedimiento analítico seguido por esta técnica se especifica en la figura 11. Las muestras fueron irradiadas de acuerdo con las referencias internacionales, durante 1 hora por un flujo termal neutrónico de aproximadamente 7×10^8 con una potencia de 12 n/cm^2 en el RIFLS de el reactor nuclear 2 MW McMaster. Cada muestra fue embutida en una funda de polietileno y el flujo neutrónico fue medido por un disco de níquel-cromo. Los datos base fueron calculados a partir de la calibración con 30 muestras standar internacionales. Estos materiales fueron preparados por NBS, CANMET, USGS, y NRC. Además cada muestra fue chequeada con un standar al que se irradió conjuntamente.

El conteaje de la caída de radiación fue realizado durante 7 días y fue hecho con un detector de germanio coaxial de alta resolución. Los límites de detección se muestran en la tabla II.

TABLA II. Límites de detección para los elementos analizados por activación neutrónica.

REE	LIMITE DE DETECCION (PPM)
La	0.1
Ce	1.0
Nd	3.0
Sm	0.01
Eu	0.05
Tb	0.1
Dy	0.5
Yb	0.05
Lu	0.05
Hf	1.0
Ta	2.0
Th	0.2
U	0.1

Todos los espectros fueron recogidos usando un analizador multi-canal Camberra Serie 80 y transmitidos a un ordenador PDP 11/84. La transferencia se realizó utilizando el programa NAS, que es una versión modificada del TEABAG (Trace element analysis by automated gamma ray spectroscopy) desarrollado en la Washington University. Este programa corrige las interferencias de interelementos, producidos durante la fisión del U.

4.2.6. Base de datos termodinámica de Berman

Las P y T fueron calculadas con el "software" THEBA4 (Martignole et al., no publicado), utilizando la base de datos termodinámica de Berman (1991). La principal ventaja de utilizar bases de datos es que las calibraciones están realizadas en base a modelos experimentales y termodinámicos contrastados, teniendo consistencia interna, es decir, los modelos de actividades y los coeficientes de distribución utilizados en barómetros y termómetros están calculados en base a los mismos criterios. Este "software" combina los modelos de actividades para el granate (Berman, 1990) con el modelo de actividades para la biotita de McMullin et al. (1991). El modelo de Berman (op cit.) produce una sobreestimación de T cuando los granates son ricos en Mg y Ca (Indares, in prep.) por lo que también se ha usado el modelo de actividades Mg y Ca para el granate de Anovitz y Essene (1987). Para la plagioclasa se ha utilizado el modelo mixto de Furhman y Lindsley (1988). La incorporación del modelo de McMullin et al. (1991) realiza algunas correcciones sobre el efecto del Al y Ti en biotitas, en consistencia con los otros modelos de la base de datos de Berman (1990).

PROCEDIMIENTO INAA

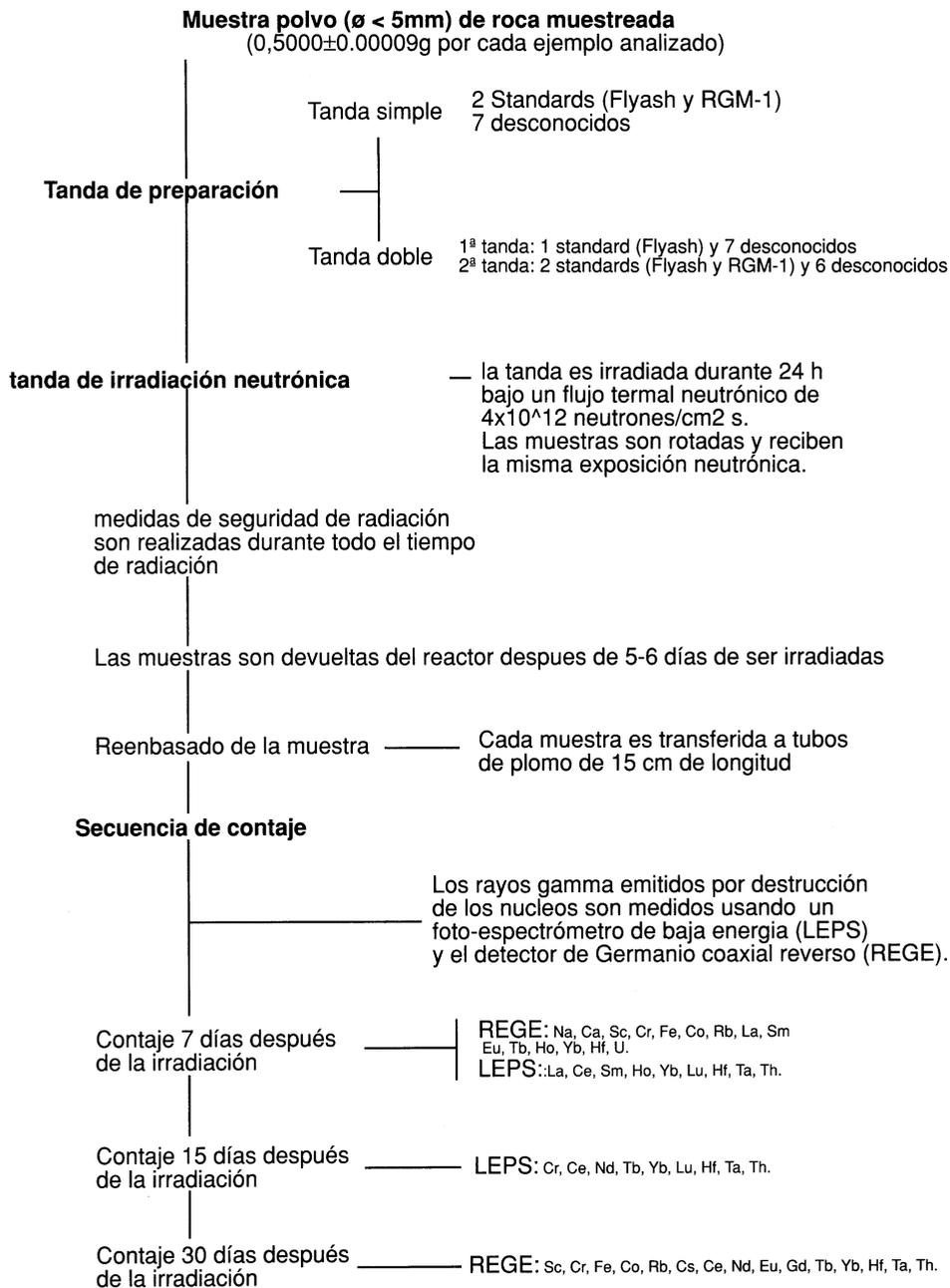


FIGURA 11. Secuencia analítica seguida por la técnica de activación neutrónica.

4.2.7. Microscopía electrónica de barrido

La sonda del sistema es un detector de Silicio Pentafet de LINK, Modelo 6150, con una resolución de 137 eV a la energía de 5.9 keV. Utiliza una ventana normal de Berilio para el análisis de muestras con elementos de peso atómico superior al Na, o con ventana ultrafina o sin ventana para elementos ligeros. Este microscopio se utilizó tanto para la obtención de imágenes de retrodispersados o "back scattered" y para cartografías digitales por rayos X de distribución de elementos en la superficie observada. Estos mapas se pueden montar en "multiframe" de hasta 16 mapas simultáneos de otros tantos elementos. Con fondos de hasta 1024x1024 pixels de resolución y hasta 64.000 tonos de gris por pixel. En este trabajo se utilizó un voltaje estándar de 20 Ke-/V y se produjeron imágenes con una resolución de 128 a 256 pixels. Los datos cuantitativos y semicuantitativos no han sido utilizados en esta memoria debido a que, por el momento, el SEM de los Servicios Comunes de la Universidad de Oviedo no dispone de patrones internos que permitan recalibraciones internas para que el valor numérico del dato cuantitativo sea válido.

SEGUNDA PARTE:

*LOS GNEISES DE CHÍMPARRA EN LA
PUNTA TARROIBA*

Para estudiar la deformación interna y evolución *P-T-t* en terrenos metamórficos de alto grado conviene recordar que no siempre resulta posible cuantificar los factores físico-químicos responsables de éstas, ya que únicamente contamos para ello con el resultado final de la evolución completa, geodinámica y petrológica, del sistema natural analizado. Esto significa que, en la mayoría de los casos, una aproximación analítica teórico-experimental sobre un ejemplo geológico real de deformación en condiciones de alto grado metamórfico, asume y supone demasiadas condiciones, simplificando excesivamente el sistema. Como resultado final se obtienen unos parámetros físico-químicos que son cuestionables y en gran medida alejados de la realidad.

El acantilado de Punta Tarroiba es un ejemplo geológico real de deformación de un terreno gneísico en condiciones de alto grado metamórfico, en donde no es posible medir directamente los parámetros físico-químicos que actuaron. Sólo a partir de una completa descripción objetiva de las características estructurales y petrológicas de la roca estudiada se pudo interpretar los procesos que se activaron e intentar cuantificar los parámetros físicos que intervinieron en los mismos. Para ello se tubo en cuenta el efecto que producen en la roca los procesos que se activan en la misma con posterioridad a las máximas condiciones de *PT*, las modificaciones que se producen sobre el tamaño, geometría y composición de la fase o fases minerales que constituyen la roca y lo que puede afectar estas variaciones a los parámetros físico-químicos que intervinieron (Patterson, 1987; Rutter y Brodie, in litt.; Spear, 1991).

Por otra parte, la experimentación sobre deformación de rocas y equilibrios termodinámicos y la construcción de modelos teórico-experimentales han permitido deducir las leyes de comportamiento reológico y termodinámico a partir de la evolución de los parámetros físico-químicos que controlan el experimento. Estos dos métodos científicos, junto con los análisis de ejemplos geológicos reales, han contribuido en gran medida a conocer que los fluidos, la presión de confinamiento, los esfuerzos diferenciales, la temperatura, la velocidad de deformación y la estructura cristalográfica de las fases minerales que componen una roca son los principales factores que controlan el comportamiento mecánico de ésta durante su deformación (Nicolas y Poirier, 1973; Patterson, 1987; Wenk, 1990; Rutter y Brodie, 1988; Kirby y Kronenberg, 1987; Carter y Tsenn, 1987) y que algunos de estos factores son los mismos, o están relacionados con los que controlan las variaciones geoquímicas del sistema: composición química del sistema y de las distintas fases minerales, la temperatura, velocidad de enfriamiento, el tamaño del cristal (Turner, 1968; Vernon, 1971; Spear, 1989; 1991). En este trabajo, conscientes de lo expuesto anteriormente, se desarrollaron los capítulos del análisis estructural y metamórfico, de manera que muestran la fuerte influencia y el control de la deformación sobre el metamorfismo y viceversa.

Por último indicar que el análisis estructural a escala mesoscópica permite tener un perfecto conocimiento geométrico de la sección de Punta Tarroiba, a partir del cual se pueden interpretar los mecanismos responsables de esta geometría y seleccionar las localidades más idóneas para el análisis microestructural y metamórfico. En consecuencia con las anteriores argumentaciones, en esta segunda parte se analizaron las características litológicas y geoquímicas de los gneises, sus características estructurales y microestructurales, así como su evolución metamórfica.

5. LITOLOGÍA

5.1. CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DE LOS GNEISES

De acuerdo con las descripciones realizadas por diferentes autores (Vogel, 1967; Engels, 1972; Fernández Pompa y Monteserín López, 1976) y a partir de las descripciones detalladas que se realizaron en este trabajo (ver Apéndice I), la Formación Gneises de Chímparra está constituida por rocas cuarzo-feldespáticas, en las que destaca la presencia de granate (que proporciona a los gneises un tono rosado) y cianita. Estos gneises se caracterizan por poseer fábricas planares o glandulares y por la frecuente presencia cerca de su base de inclusiones de rocas máficas (que alcanzan la facies granulítica y eclogítica) y de rocas calcosilicatadas.

En Punta Tarroiba, afloran los 500 m basales de los Gneises de Chímparra en contacto con la Formación Candelaria (Figura 12). Las rocas gneísicas presentan una foliación con un desarrollo heterogéneo, sobrepuesta a una textura previa migmatítica. La distribución de esta foliación proporciona a la fábrica de los gneises una geometría anastomosada, caracterizada por la existencia de cuerpos lenticulares de tamaños métricos en el interior de los cuales la foliación milonítica se encuentra débilmente desarrollada, rodeados por bandas de rocas fuertemente foliadas. El tránsito entre ambas fábricas se produce de forma gradual en menos de 10 cm, de manera que permite definir la geometría del contacto perfectamente sobre un corte (Figuras 13 y 14). El espesor de estas bandas varía desde 5-20 mm hasta 1 m. En las bandas de mayor potencia, se observa un tránsito textural que evidencia una deformación marcadamente heterogénea. En comparación con las secciones clásicamente descritas de estos gneises (Punta Candelaria y Playa de Cortes; ver Vogel, 1967, pp. 158 a 162) la sección estudiada contiene menos inclusiones de rocas máficas y, posiblemente, más de rocas calcosilicatadas.

El desarrollo heterogéneo de la deformación permite diferenciar aquí dos tipos texturales de gneises:

Gneises glandulares: se caracterizan por presentar una textura migmatítica compuesta por alternancia de bandas o niveles leucocráticos y bandas o niveles melanocráticos, de espesores milimétricos a centimétricos (Figura 15A). Macroscópicamente presentan una gran similitud con los gneises de la Formación Gneises Bandedos (Vogel, 1967). Estos gneises presentan siempre un gran número de pliegues menores que doblan el bandeo previo migmatítico. La foliación milonítica se encuentra groseramente desarrollada en estos gneises.

Gneises blastomiloníticos: se trata de gneises de grano fino caracterizados por presentar una fábrica planar homogénea. La alternancia de dominios leucocráticos y melanocráticos se da solamente en láminas muy finas o no existe, destacando únicamente la presencia de agregados lenticulares cuarzo-feldespáticos en una matriz de grano fino a muy fino (Figura 15B). El término blastomilonítico se utiliza por presentar reducción del tamaño de grano de las fases minerales principales al igual que blástesis mineral sobrepuesta y especialmente visibles en los cristales de cuarzo y moscovita.

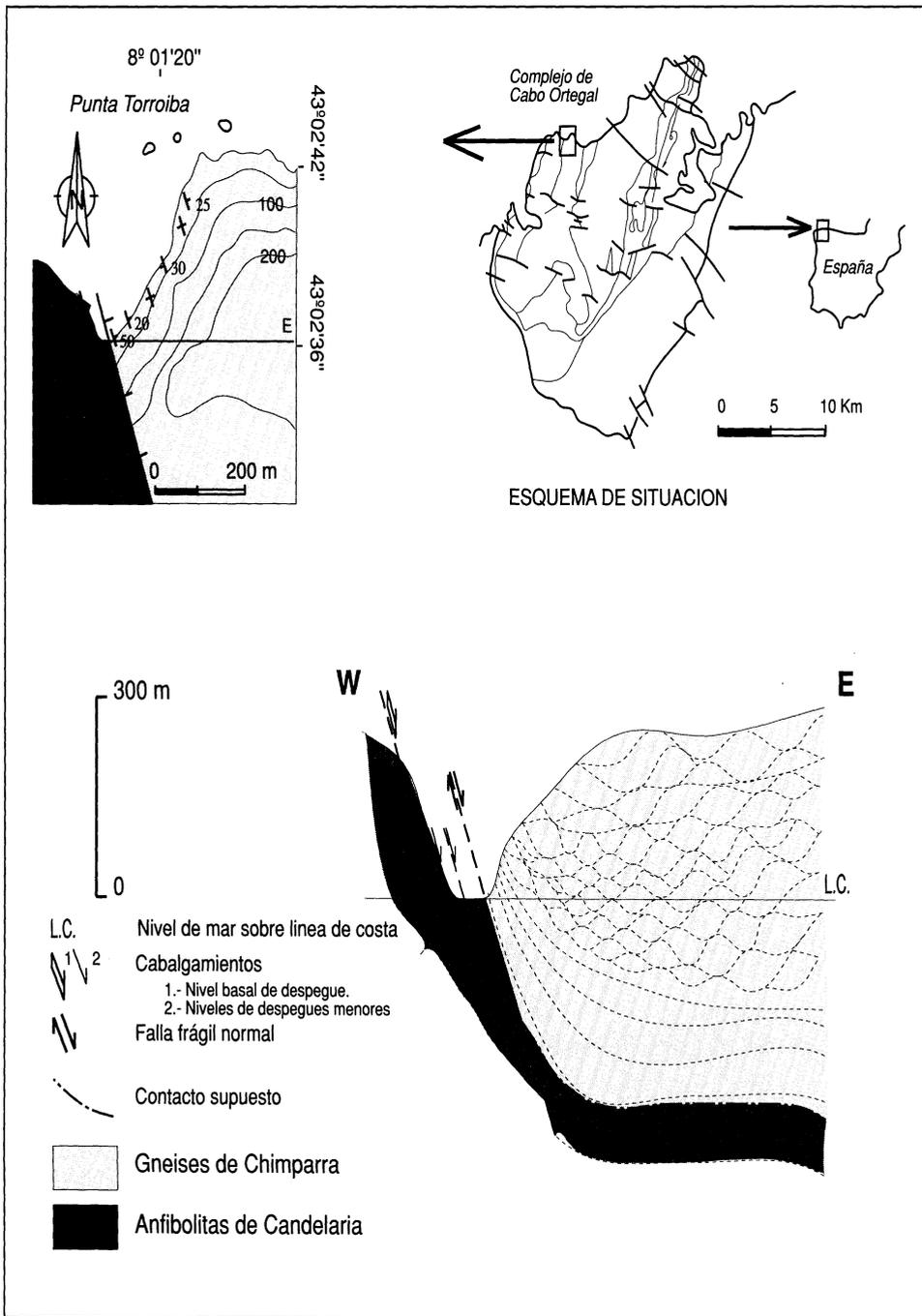


FIGURA 12. Esquema y Corte geológico general E-W en la Playa de Tarroiba.

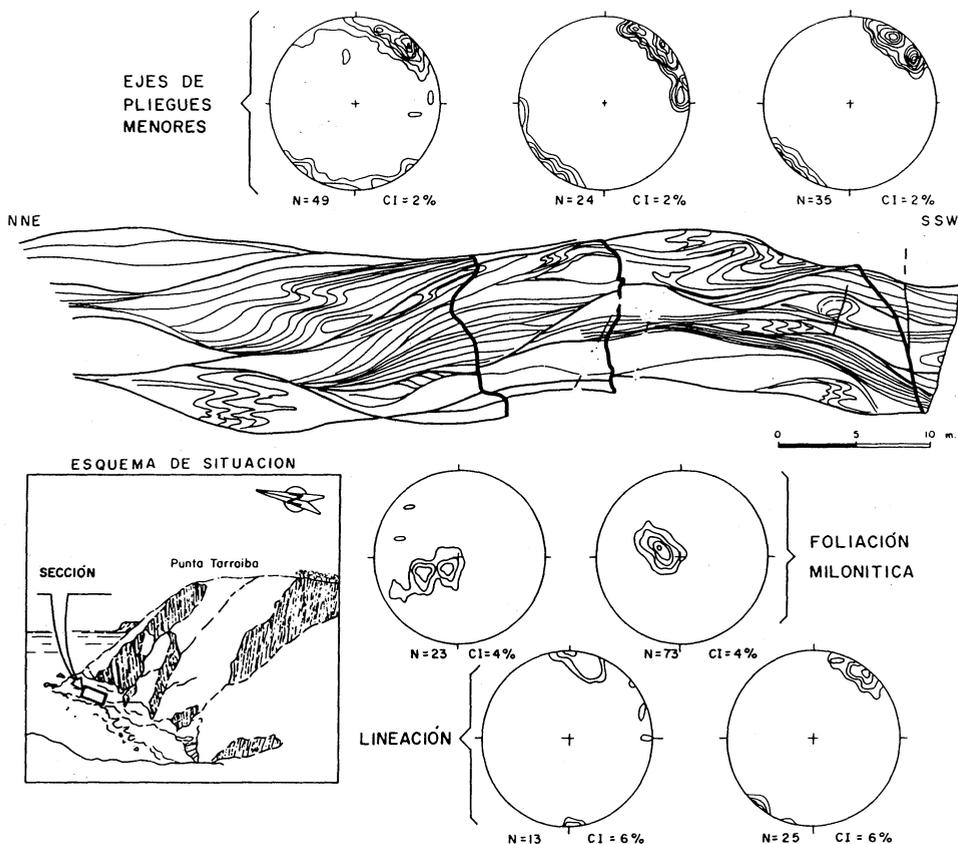


FIGURA 13. Detalle de las estructuras a la escala del afloramiento, mostrando las proyecciones estereográficas de los polos de la foliación blastomilonítica, las lineaciones de intersección medidas sobre dichos planos y los ejes de los pliegues menores que aparecen en el interior de los cuerpos lenticulares.

A pesar de la gran diferencia textural que existe entre ambos tipos de gneises, su composición mineralógica es muy similar y se caracteriza por la presencia de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita (clorita) y granate como fases principales y de cianita, rutilo, apatito, allanita, epidota, circón, esfena, ilmenita, sericita y material opaco como accesorios y secundarios; debe señalarse que tanto el feldespato potásico, como la fibrolita, citados por otros autores en diferentes localidades (Vogel, 1967), en gneises de este tipo, son muy poco frecuentes o inexistentes en las láminas examinadas. Los porcentajes de los minerales principales son también semejantes en ambos tipos de gneises, a excepción del granate, que aumenta su proporción entre un 5 y un 25% en los gneises blastomiloníticos, y las micas, cuyos porcentajes están en proporción inversa a los del granate.

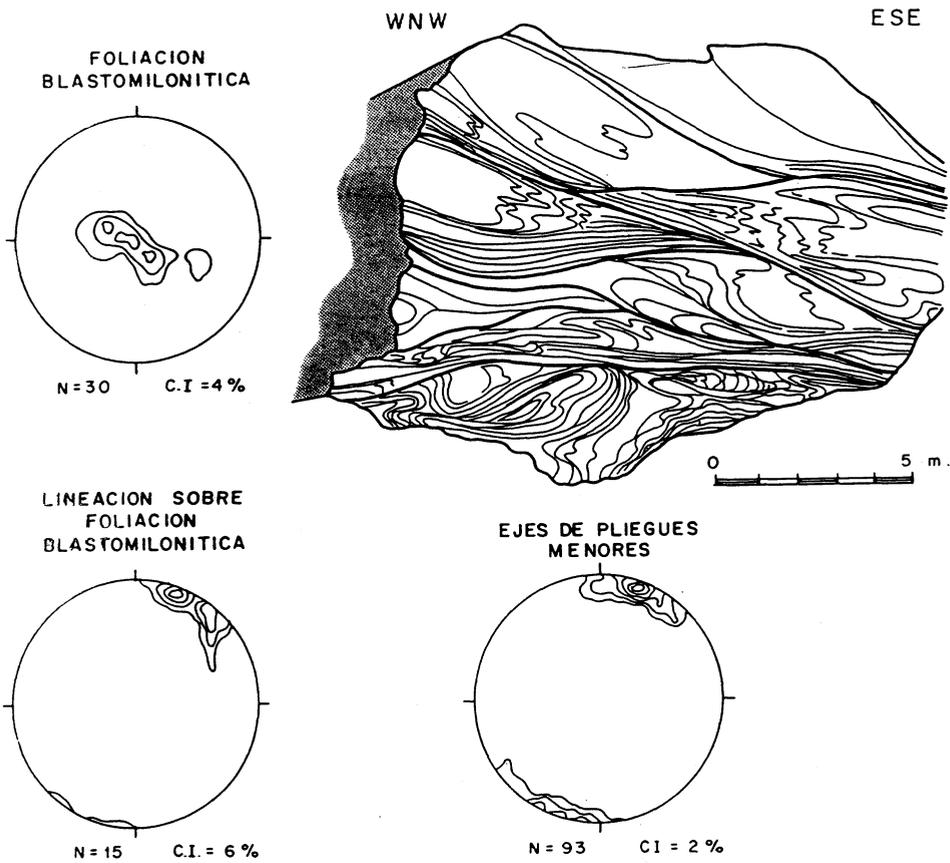


FIGURA 14. Detalle de las estructuras a la escala del afloramiento sobre una sección perpendicular a los ejes de los pliegues menores y a la lineación de intersección.

5.2. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LOS GNEISES

Con el fin de determinar los posibles cambios geoquímicos que tuvieron lugar en las rocas durante el proceso de formación de la foliación milonítica, se realizaron análisis geoquímicos de diferentes muestras (ver Tabla IIIa y Figura 16). Con independencia de las conclusiones obtenidas en relación con la deformación, de las que se tratará más adelante, estos datos geoquímicos han permitido precisar algunos aspectos relativos al origen de los gneises de Chímparra y su relación con las otras formaciones de gneises cuarzo-feldespáticos presentes en el Complejo, aspectos estos sobre los que trataremos a continuación.

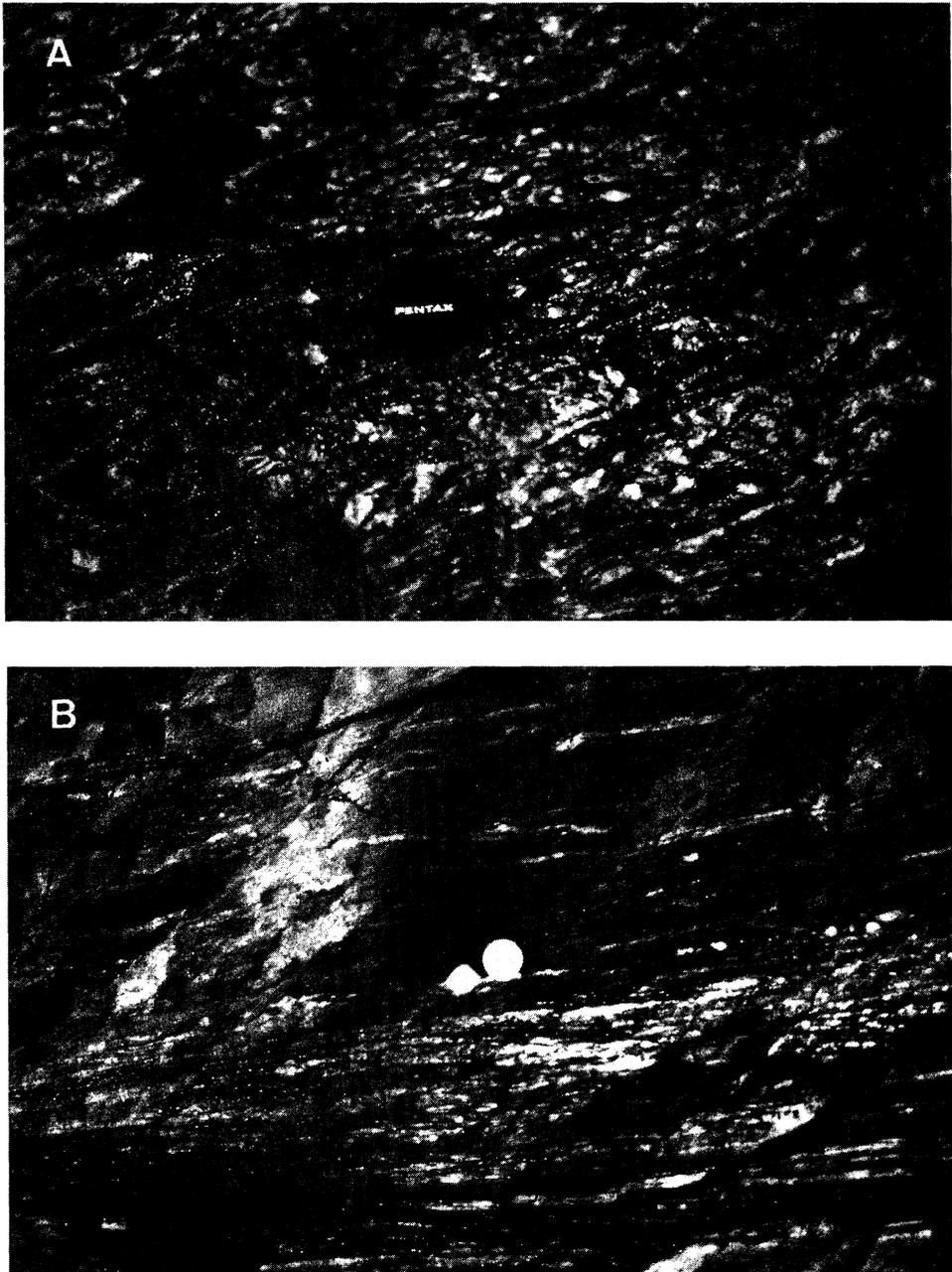


FIGURA 15. Aspecto de los gneises glandulares (A) en la que se diferencia claramente la alternancia de bandas migmáticas: leucocráticas y melanocráticas; y gneises blastomiloníticos (B) en los que destaca agregados policristalinos cuarzo-feldespáticos sobre una matriz homogénea.

5.2.1. Antecedentes históricos

El primer trabajo sobre la geoquímica de los gneises de Cabo Ortegal se debe a Vogel (1967) que los define en conjunto como rocas paraderivadas de naturaleza grauwáquica, con algunas intercalaciones más pobres en SiO_2 y ricas en K_2O que la composición media de este tipo de rocas. Con posterioridad a este trabajo no se producen nuevas aportaciones acerca de la geoquímica de los gneises cuarzo-feldespáticos hasta 1990, fecha en que Peucat et al. presentan un amplio trabajo de la geoquímica y geocronología de todas las rocas del Complejo de Cabo Ortegal e incorporan a este trabajo datos acerca de las áreas de Sobrado y Bragança. Por lo que respecta a los gneises, estos autores se centran en valoraciones acerca de los datos isotópicos de estroncio y neodimio. Estos datos isotópicos indican afinidades geoquímicas a un tipo determinado de corteza. Las cortezas jóvenes, se caracterizan por presentar una baja relación isotópica $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ y un valor positivo de E_{Nd} (De Paolo, 1981 y Moorbath y Taylor, 1986). Por el contrario las cortezas antiguas o más evolucionadas se caracterizan por presentar un valor negativo de E_{Nd} y una alta relación isotópica $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Peucat et al., (op.cit.) analizan la relación isotópica $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ en cuatro muestras, dos correspondientes a la Formación Gneises de Cariño, una a la Formación Gneises Bandeados y otra correspondiente a la Formación Gneises de Chímparra. Los valores $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ son muy similares entre sí, oscilando entre 0,70760 y 0,71083. El E_{Nd} fue calculado en una muestra por formación y presenta valores negativos que varían entre -5,9 y -9,9. Basándose en lo argumentado anteriormente, estos datos sugieren una procedencia de cortezas antiguas y evolucionadas. Por último estos autores indican que los metasedimentos presentan una relación isotópica $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ de 0,12, es decir, enriquecidos en los elementos ligeros de las REE y tienen una edad modelo de diferenciación mantélica (TDM) que varía entre 1690-2060 Ma. Ambas características son típicas de otros sedimentos pre-carboníferos de la Cadena herciniana.

Para argumentar el carácter paraderivado de las Formaciones gneísicas Vogel (1967) se apoya en el modelo de afloramiento, los datos geoquímicos y la presencia de bandeado sedimentario original. Las características del modelo de afloramiento para las distintas formaciones, es decir, las características geométricas de los límites cartográficos de las formaciones confirman el primer argumento al no observarse a escala cartográfica contactos discordante de tipo intrusivo de estas formaciones con las adyacentes. Este hecho es un dato a favor del carácter paraderivado de los gneises, pero insuficiente para confirmarlo. La preservación de un bandeado sedimentario original para el conjunto de los gneises difícilmente se puede aceptar, si se tiene en cuenta que en conjunto, estas rocas han sufrido migmatización parcial y posteriormente, una milonitización heterogénea que se superpone a las texturas migmáticas (Fernández, in litt.). Aunque diversos autores (Vogel, 1967; Engles, 1972; Fernández Pompa y Monteserín, 1976; Van Calsteren, 1977; Basterra et al., 1989) indican la presencia de bandeado sedimentario original en los gneises de la Formación Gneises de Cariño, resulta difícil pensar que después de estos dos bandeados desarrollados sobre los gneises del Complejo se pueda conservar un bandeado original sedimentario, y en cualquier caso esto no se puede hacer extensivo a las otras dos formaciones.

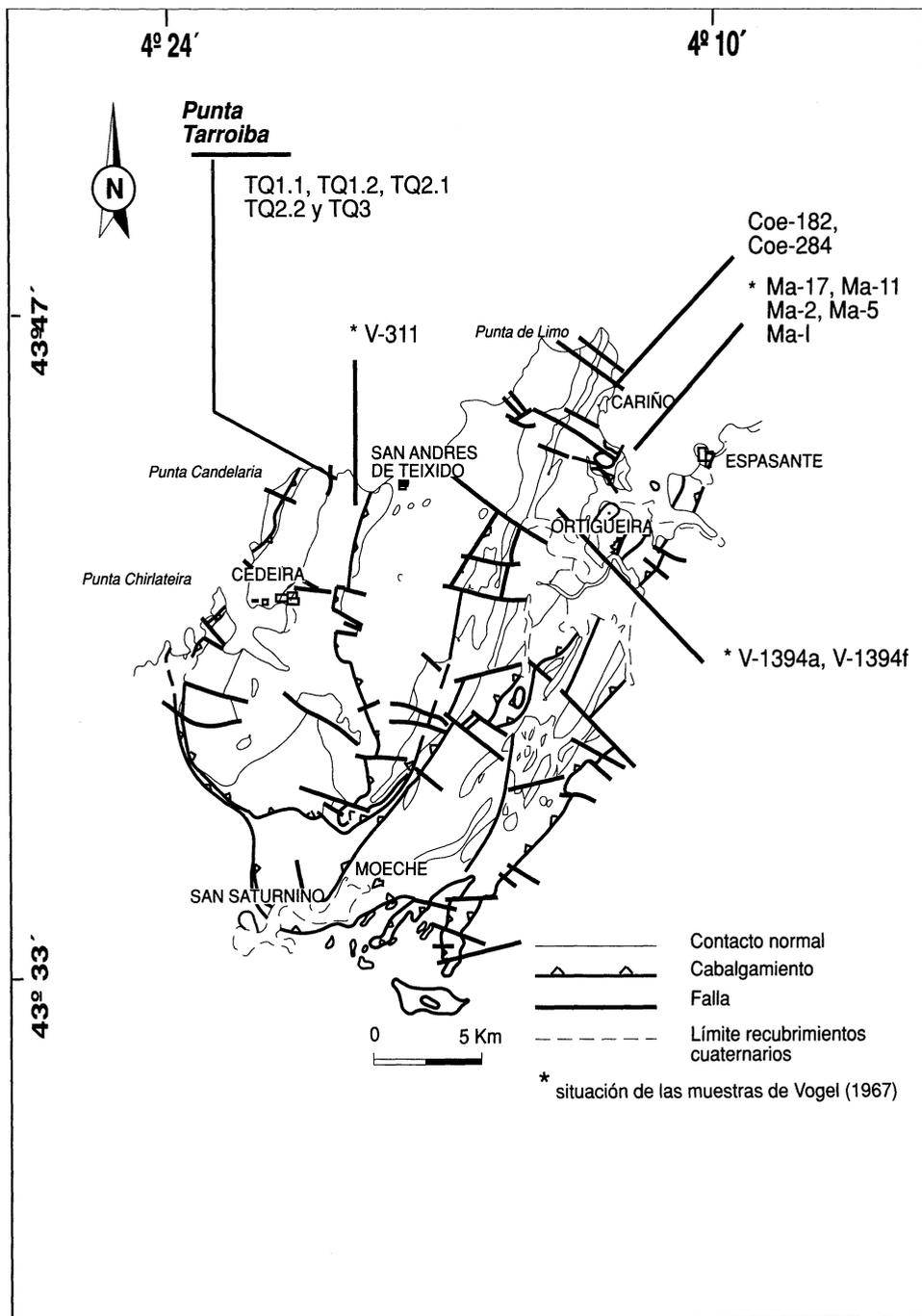


FIGURA 16. Mapa de situación de las muestras seleccionadas para la realización del estudio geoquímico.

5.2.2. Geoquímica de elementos mayores

A partir de los valores de los elementos mayores (Tabla III) se puede confirmar el origen paraderivado de la mayor parte de estos gneises. En el diagrama P_2O_5/TiO_2 - MgO/CaO (Werner, 1987) (Figura 17), las muestras caen proyectadas dentro del dominio de las rocas sedimentarias, si bien una muestra se proyecta en el dominio de las rocas magmáticas, lo que podría confirmar una cierta participación volcánica en estas formaciones. Su naturaleza paraderivada de tipo grauwáquica también queda demostrada por su proyección en los diagramas de De La Roche (1968) y Moine (1974) (Figuras 18 y 19). En la tabla III se puede ver que normalmente el contenido en Na es superior al contenido en K, lo que indica un contexto geodinámico inestable con aportes sedimentarios importantes, acompañados quizás de aportes volcánicos. Esta característica queda más destacada en la Figura 18, donde al $Al/3$ se le sustrae el contenido en K y Na. En la Figura 19, las muestras se presentan mejor agrupadas, siempre dentro del campo de las grauwacas al normalizarse los contenidos en K y Na con el valor del Al. La diferencia con respecto a la composición de arcosas y pelítas queda bien reflejada en ambos diagramas. Sólo las muestras Coe284 y V1104, especialmente ricas en Al y pobres en Na y K, caen fuera del campo de las grauwacas en la Figura 19; estas dos muestras corresponden a los términos más pelíticos de los gneises, lo que hace que su composición se aproxime al campo de las pizarras sobre el diagrama.

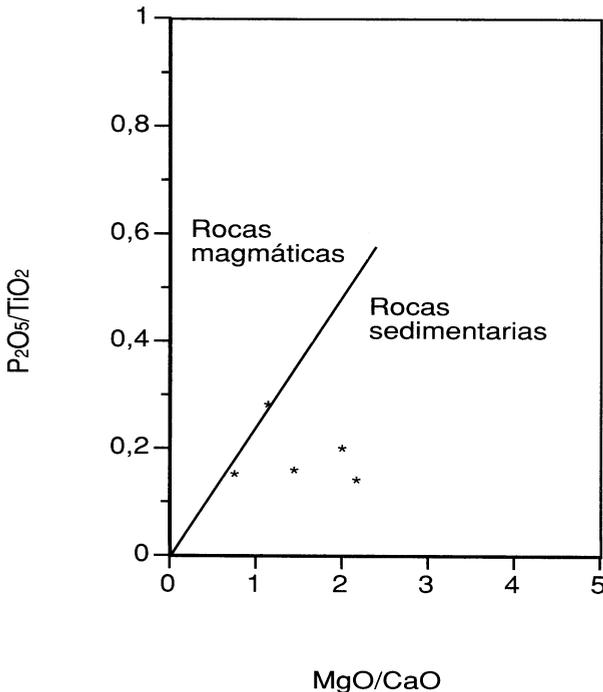


FIGURA 17. Proyección en el diagrama de Werner (1987) de las muestras procedentes de Punta Tarroiba.

TABLA III. Tabla de los valores de los elementos mayores menores y traza seleccionados para la realización de este estudio. Los análisis correspondientes a la sección de Tarroiba se identifican con el prefijo TQ (Tabla IIIa). En la tabla IIIb se muestran los valores de los elementos mayores de las rocas gneísicas muestreadas por Vogel (1968), la muestra V-311 corresponde a la Formación Chímparra.

Tabla IIIa. Análisis geoquímicos (por SPTRx y INAA) de los Gn. de Chímparra de la Punta Tarroiba

Muestras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TQ1.1	76.89	0.53	11.26	3.48	1.42	0.08	0.97	2.59	1.74	0.08
TQ1.2	75.47	0.62	11.67	3.81	1.44	0.09	1.88	2.41	1.45	0.09
TQ2.1	73.94	0.65	12.28	4.37	1.90	0.09	0.87	2.37	2.13	0.09
TQ2.2	76.68	0.51	11.21	3.67	1.51	0.08	1.31	2.01	1.84	0.14
TQ3	72.15	0.57	13.42	4.41	1.91	0.11	0.94	2.31	2.41	0.11

Muestras	U	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr
TQ1.1	1.1	66	11	34	10	53	60	182	17	189
TQ1.2	2.1	78	11	33	14	64	49	266	19	222
TQ2.1	1.2	88	14	43	18	71	72	206	20	192
TQ2.2	1.6	71	13	38	16	54	55	197	16	198
TQ3	1.7	79	15	51	19	86	71	183	18	178

Muestras	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Dy	Yb	Lu	Th
TQ1.1	17	417	24.9	50	21	3.77	1.08	0.4	2.5	1.69	0.25	6.4
TQ1.2	19	421	27.4	53	22	4.16	1.08	0.6	3	1.89	0.28	7.8
TQ2.1	15	505	23.8	47	20	3.89	1.01	0.5	3.3	1.96	0.3	6.1
TQ2.2	13	549	23	45	19	3.61	0.95	0.4	2.7	1.6	0.25	6.6
TQ3	23	598	24.4	48	20	3.98	0.86	0.5	3.1	1.92	0.3	6.9

Tabla IIIb (según datos de Vogel, 1967)

Muestras	V-1394f	Coe-182	Ma-17	Ma-11	V-311	Ma-2	Ma-5	Ma-I	V-1394a	V-7cb	Coe-284	V-1104
SiO ₂	79.4	78.92	74.94	69.71	75.48	66.37	66.2	65.76	61.14	61.8	58.68	46.95
TiO ₂	0.66	0.55	0.27	0.74	0.58	0.9	0.68	0.76	0.94	0.9	0.86	1.59
Al ₂ O ₃	9.57	10.05	13.95	15.03	11.83	14.92	15.93	16.04	17.42	18.34	20.84	18.43
FeO	2.72	2.09	1.17	1.76	3.54	2.05	1.35	1.69	3.45	6.95	6.07	11.44
MgO	1.2	1.01	0.77	1.38	1.56	0.94	1.75	1.85	2.69	3.66	2.73	5.95
MnO	0.08	0.05	0.03	0.14	0.09	0.1	0.04	0.09	0.16	0.1	0.1	0.4
CaO	0.63	1.17	1.8	1.49	1.5	1.87	1.24	1.4	2.12	1.76	1.53	7.08
Na ₂ O	1.76	2.26	4.05	2.46	2.04	2.74	2.74	2.75	2.45	2.17	1.7	1.89
K ₂ O	1.14	1.1	0.73	2.18	1.35	2.4	1.7	2.04	1.7	2.55	2.45	0.9
P ₂ O ₅	0.05	0.1	0.08	0.17	0.14	0.56	0.13	0.16	0.13	0.16	0.16	0.23

Por otra parte, la diferencia entre grauwacas y rocas ígneas granodioríticas y graníticas (o sus equivalentes volcánicos) de composición similar, que quedan superpuestas en el diagrama de la Figura 18, puede hacerse con el diagrama QMF (Moine, 1974), donde la separación de las dos familias se manifiesta por la presencia de una matriz arcillosa en las grauwacas que además es rica en

SiO₂ (Figura 20). Esto hace que se produzca un desplazamiento del campo de las rocas sedimentarias hacia los polos Q y M, quedando éste más disperso que el campo correspondiente a rocas equivalentes ortoderivadas. Como se deduce de la Figura 16, la composición heterogénea de estos gneises es más característica de rocas paraderivadas que de rocas ortoderivadas. Todas las muestras se proyectan en el campo de las grauwacas, exceptuando la muestra V1104 que corresponde a un gneis máfico de composición inusual (Vogel, 1967, p163).

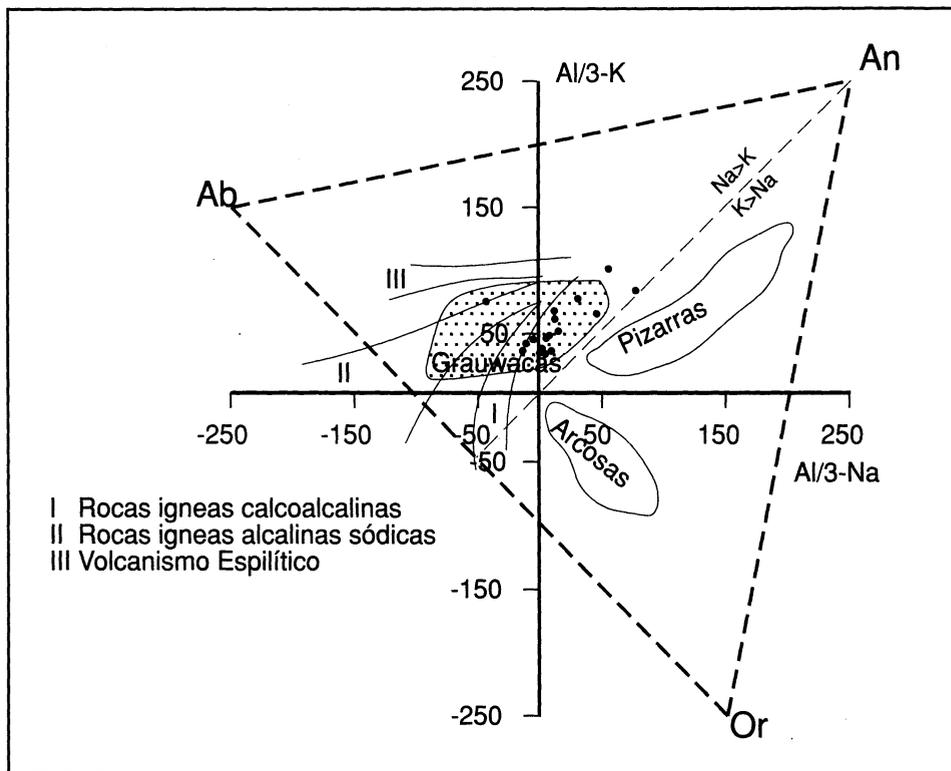


FIGURA 18. Diagrama de De La Roche (1968) en el que se representan los campos de estabilidad de algunas rocas sedimentarias e ígneas. En este diagrama se proyectan todas las muestras de la Tabla III.

5.2.3. Consideraciones sobre el medio geodinámico donde se originaron los gneises

La composición química de los sedimentos actuales puede correlacionarse con su ambiente de formación en el contexto de la tectónica de placas (Maynard et al., 1982). Sin embargo, la extensión de esta correlación a grauwacas fanerozoicas y arcaicas es mucho más problemática (Crook, 1974; Taylor & McLennan, 1985) por diversas razones tales como la escasez de datos geoquímicos sobre sedimentos actuales procedentes de distintos ambientes geodinámicos para comparar con los ambientes fanerozoicos, la superposición de las características petrográficas y geoquímicas corres-

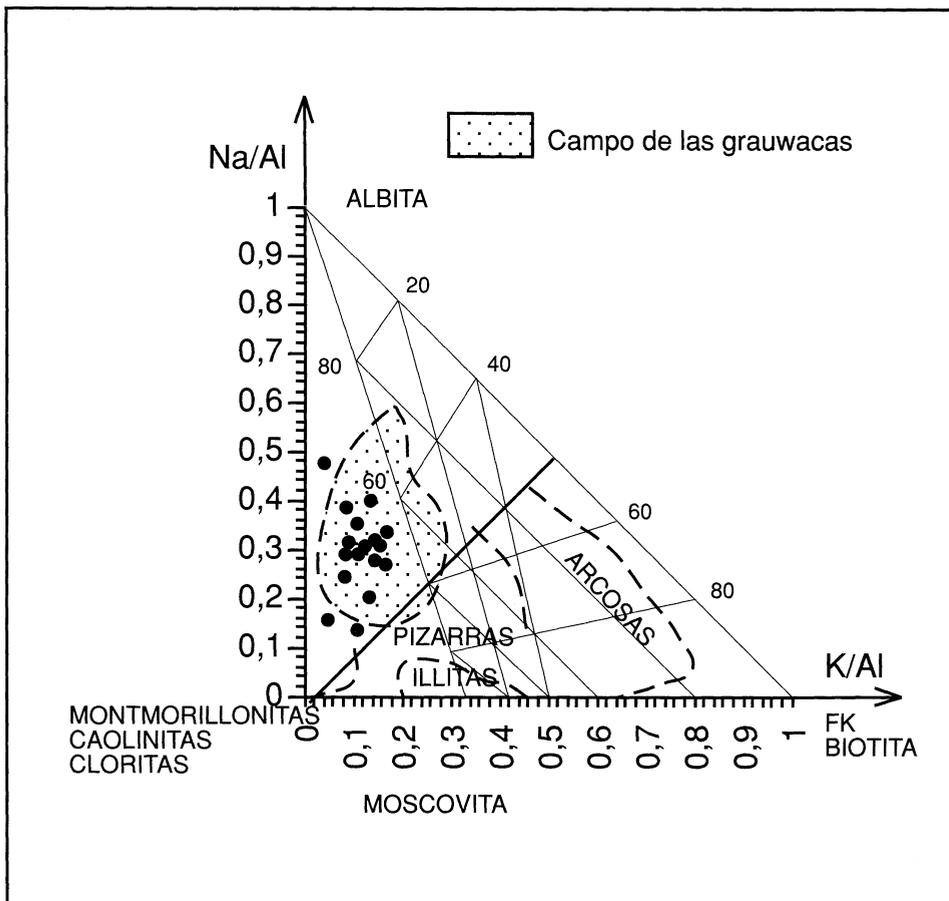


FIGURA 19. Diagrama de Moine (1974) en el que se discriminan diferentes tipos de rocas sedimentarias. En este diagrama se proyectan todas las muestras de la Tabla III.

pondiente a muchos ambientes deposicionales, el desarrollo de una matriz secundaria a partir de fragmentos de rocas y feldespatos (más importante en las grauwas antiguas que en las recientes) y, por último, el restringido rango composicional de las grauwas arcaicas.

A estas limitaciones hay que añadir una más en el caso que nos ocupa, debido a la complicada historia metamórfica (con migmatización incluida) y de deformación que afecta a estos gneises. Esto significa que para compararlos con rocas sedimentarias tenemos que asumir que:

1) La migmatización tiene lugar "in situ" y los movilizados que se originaron durante el proceso no migran de la zona de fusión. Este hecho parece posible si consideramos que la migración de los movilizados dejaría un residuo más empobrecido en SiO_2 que la composición de las rocas que aquí se consideran (Tabla IIIa).

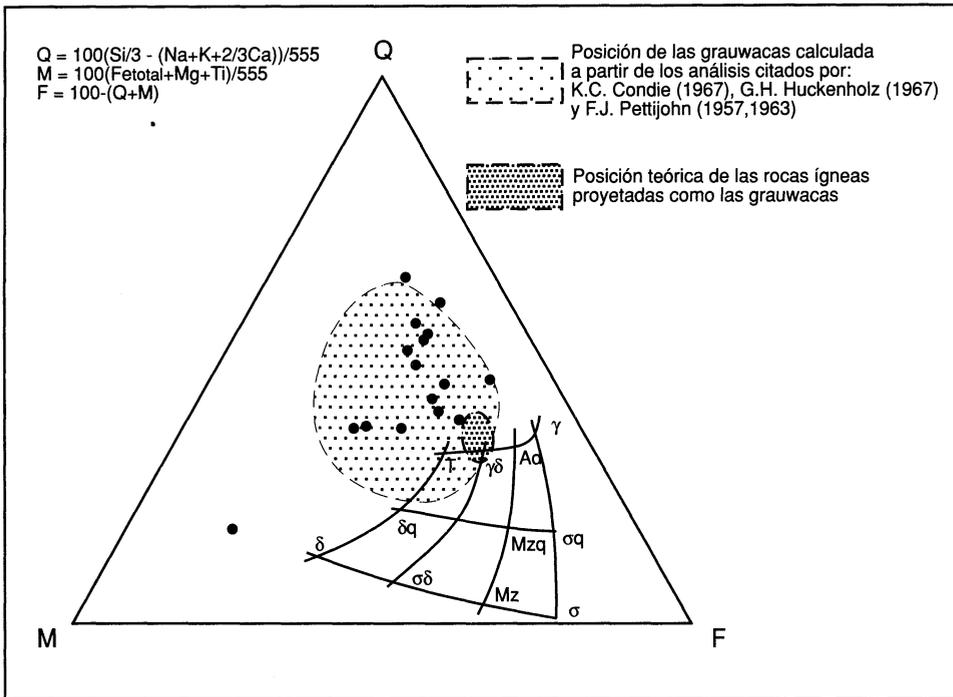


FIGURA 20. Diagrama QMF. $Q=100(\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2/3\text{Ca}))/555$. $M=100(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti})/555$ y $F=100 - (Q + M)$ en el que se diferencian los campos correspondientes a las rocas sedimentarias y las rocas ígneas. En este diagrama se proyectan todas las muestras de la Tabla III.

2) El muestreo realizado integra neosoma y paleosoma de los gneises migmáticos en la misma proporción que formaban parte del protolito original. La homogeneidad composicional que se observa en los gneises de Punta Tarroiba y datos de elementos traza que comentaremos a continuación confirmarían este hecho.

Teniendo en cuenta estas limitaciones y además, la edad imprecisa de las formaciones gneíscas, de la que sólo se sabe que debe estar comprendida entre 2.479 Ma que es la edad media de los circones heredados presentes en estas rocas y los 480-422 Ma que es la edad admitida para el metamorfismo (Peucat et al., 1990), la clasificación más apropiada para las mismas sería la simplificada de Crook (1974). Esta clasificación divide las grauwacas fanerozoicas en tres tipos, atendiendo al contenido medio en SiO_2 y a la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$:

1) Grauwacas pobres en SiO_2 (58%) con una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ media $\ll 1$. Se relacionan con zonas de arcos de isla.

2) Grauwacas intermedias ($68\% < \text{SiO}_2 < 74\%$), con $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$. Se relacionan con zonas de subducción tipo margen continental activo, incluyendo aquí márgenes de tipo andino, márgenes de tipo strike-slip y cuencas back-arc ensiálicas (Valloni et al., 1981; Mayard et al., 1982; Taylor &

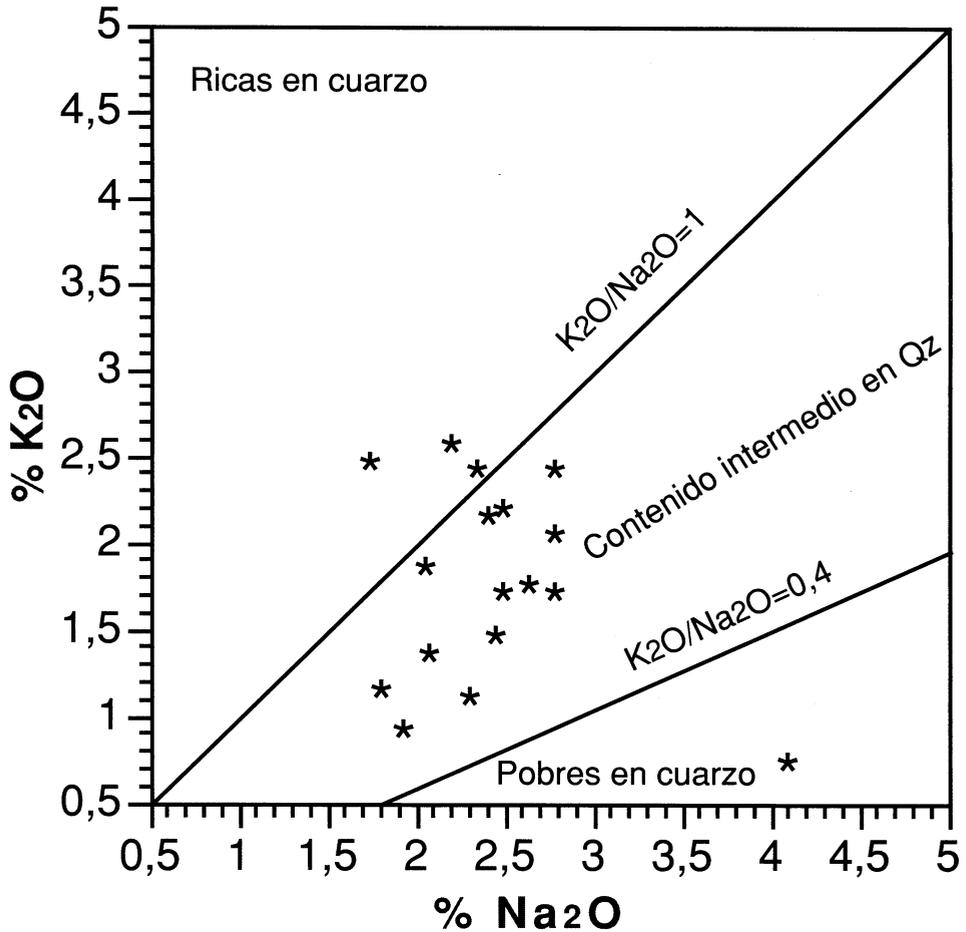


FIGURA 21. Diagrama de clasificación de las grauwas según Crook (1974) En este diagrama se proyectan todas las muestras de la Tabla III.

McLennan, 1985), es decir, todas aquellas zonas donde se acumulan sedimentos procedentes de orógenos reciclados, bloques continentales y arcos magmáticos desmantelados.

3) Grauwas ricas en SiO_2 , con $\text{SiO}_2 = 89\%$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, en relación con zonas de distensión tardías intercontinentales que culminan con la aparición de turbiditas y depósitos pelágicos sobre un fondo oceánico.

Siguiendo esta clasificación y teniendo en cuenta el contenido medio en SiO_2 ($69,44\% \pm 8,43$), así como la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($0,78 \pm 0,29\%$) (Figura 21), los gneises de las Unidades consideradas procederían mayoritariamente de grauwas intermedias, con un contenido en $\text{FeO} + \text{MgO}$ entre 4-11%. Estas características excluirían cuencas de formación tipo arco de isla, así como zonas de dis-

tensión intercratónica. A este grupo de grauwas intermedias pertenecen también la mayor parte de grauwas arcaicas para las que resulta difícil precisar un medio de formación determinado.

5.2.4. Geoquímica de elementos traza

Los elementos traza, y en particular los elementos traza menos móviles, son de gran importancia a la hora de confirmar la clasificación de estos metasedimentos, ya que son más difíciles de remover durante los procesos metamórficos progradados y retrogradados que afectan las rocas que los elementos de bajo potencial iónico como Na y K, en los que se basa la clasificación precedente.

En este sentido, los datos de REE y los diagramas que representan las relaciones entre las HREE (tierras raras pesadas) y las LREE (tierras raras ligeras), son especialmente útiles. La Σ REE de los gneises de Punta Tarroiba (96-113), ligeramente inferior al de grauwas tipo PAAS (Postarcaican Australian Shales), es característica de grauwas intermedias (Figura 22). Lo mismo puede decirse de la relación $(La/Yb)_N=8-10$ y de las relaciones $Th/U=4-6$ y $La/Th=3-4$ (Taylor & McLennan, 1985).

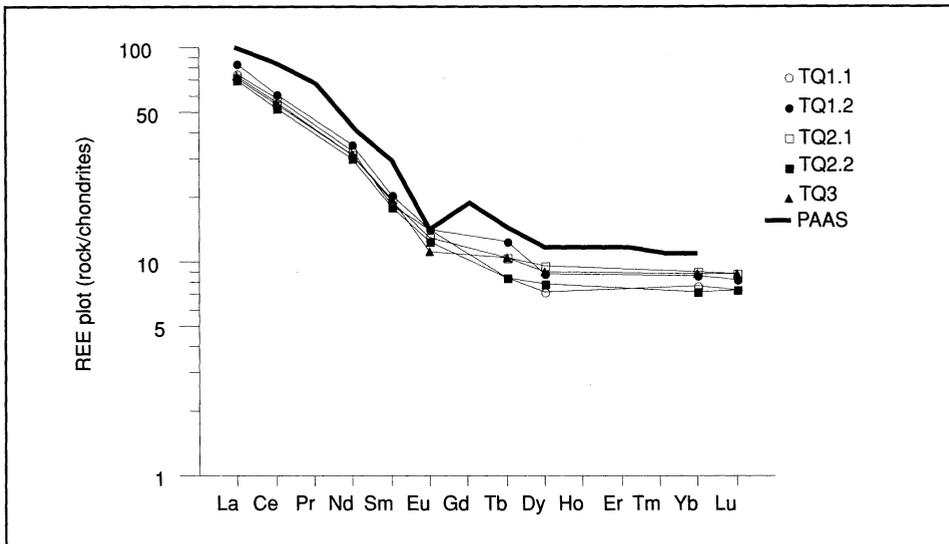


FIGURA 22. Diagrama de REE de roca total/Condrito (Nakamura, 1974), proyectando muestras de los niveles deformados (TQ1.2, TQ2.2 y TQ3) y de los niveles menos deformados (TQ1.1 y TQ2.1) junto con los valores de PAAS (valores medios de las "Postarcaican Australian Shales") según Taylor y McLennan (1985).

Además, los espectros de REE son similares y se caracterizan por la inexistencia o la presencia de débiles anomalías negativas en Eu. Estos espectros son también comparables a los de grauwas arcaicas pero estos últimos tienen Σ REE algo inferior (77-114) y una relación $(La/Yb)_N$ más ele-

vada (7-13), debido a que están en general algo más empobrecidas en HREE que las grauwacas intermedias fanerozoicas y los gneises que aquí se estudian.

Las relaciones Th/U y La/Th de estas rocas son similares a las que presentan las rocas ígneas de la parte superior de la corteza (Rudnik & Presper, 1990) (Figura 20), lo que parece indicar que estas rocas no están empobrecidas en estos elementos y apoya la asunción de que su composición no es restítica, propuesta al inicio del apartado 5.2.3.

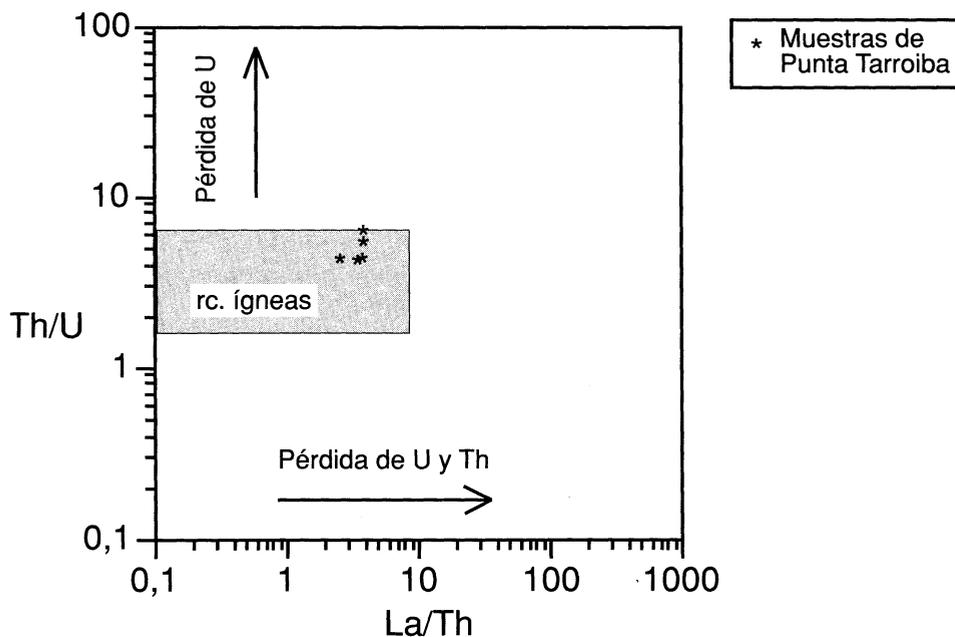


FIGURA 23. Proyección La/Th frente Th/U. El cuadrado rallado representa el campo de las rocas ígneas de la corteza superior (Rudnik y Presper, 1990).

El resto de elementos traza, tanto los de carácter móvil como inmóvil, tienen valores comparables a los de grauwacas fanerozoicas intermedias, según los datos de Taylor & McLennan (1985), exceptuando el Co, Zr y V que son algo más altos y el Y más bajo.

6. ESTRUCTURA

6.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL A ESCALA DE AFLORAMIENTO

Como ya se expuso en la parte introductoria de esta memoria, en este apartado se ha trabajado con detalle todas aquellas estructuras y características geométricas de escala mesoscópica que esta-

ban presentes cuando se produjo la foliación milonítica y aquellas otras que aparecieron durante el desarrollo de la misma. En concreto se analizó la geometría de los cuerpos lenticulares, de las bandas miloníticas, de los pliegues menores, de las lineaciones y las foliaciones, de los criterios cinemáticos y de los boudins de rocas máficas y calcosilicatadas. Todo ello ha permitido conocer en detalle las características estructurales de la foliación milonítica y ha servido de escala de referencia para a continuación estudiar sus características microestructurales.

La sección de la Punta Tarroiba muestra la existencia al E de una falla normal frágil que separa los Gneises de Chímparra de las Anfibolitas de Candelaria (Figura 12); se trata de una falla de trazado NW-SE, claramente posterior a la estructuración general de las rocas del Complejo, que produce un descenso no muy importante del bloque NE, como se deduce de la cartografía, de la escasa potencia del nivel tectonizado y del corte representado en la Figura 8. Dentro de las Anfibolitas de Candelaria y próximos al contacto con los gneises, se sitúan varios cabalgamientos internos, subparalelos a la foliación general de las rocas, que producen un desplazamiento hacia el E del bloque superior; sus características estructurales (presencia de pliegues de charnelas curvadas y esquistosidad de crenulación) y metamórficas (presencia de abundante clorita), permiten relacionarlos con los cabalgamientos que conducen al emplazamiento final de las rocas del Complejo sobre su autóctono relativo (Marcos et al., 1984). Se trata de estructuras desarrolladas posteriormente a la formación de la foliación milonítica presente en todas las rocas, como lo indica el hecho de cortar y plegar a esta foliación. Al E de las Anfibolitas de Candelaria, los primeros 75 m de los Gneises de Chímparra poseen una textura blastomilonítica y están caracterizados por el desarrollo de una fábrica planar muy penetrativa y homogénea. Por encima de estos niveles, los gneises adquieren una estructura marcadamente heterogénea, caracterizada por el desarrollo de bandas miloníticas, de anchura centimétrica a métrica, con una disposición anastomosada, en las que la roca adquiere una fábrica planar, acompañada por una notable reducción del tamaño de grano y blástesis mineral (gneises blatomiloníticos). El trazado ondulante de las bandas conduce a la individualización de cuerpos aproximadamente lenticulares, en el interior de los cuales la textura de la roca evidencia un estado previo de diferenciación migmatítica (gneises glandulares) (Figura 24). Aunque con un carácter menos penetrativo, la foliación milonítica se encuentra también en el interior de estos cuerpos lenticulares, donde adopta una disposición de plano axial con respecto a los pliegues definidos por el bandeo composicional. En secciones trasversales, la dimensión mayor de los cuerpos lenticulares varía entre 3 y 12 m.

6.1.1. Análisis geométrico de los cuerpos lenticulares

Un análisis de la geometría de los cuerpos lenticulares puede aportar datos para la interpretación cinemática de las estructuras. Este análisis, es difícil de realizar directamente en el campo, dado que existen muy pocas secciones ortogonales de los cuerpos lenticulares; por este procedimiento, solamente se han podido determinar las relaciones axiales de cinco de estos cuerpos, en los que la relación Ra/b varía entre 1 y 1,5 y la Rb/c entre 2,5 y 4. Siendo a, b y c los ejes mayor, intermedio y menor del cuerpo lenticular. Estas relaciones definen una geometría propia de lenticulas achatadas y más o menos elon-



FIGURA 24. Fotografía de campo del acantilado de Punta Tarroiba en la que se muestra un detalle de un cuerpo lenticular de gneises glandurales parcialmente migmatizados rodeados por bandas de gneises miloníticos. La sección que aparece fotografiada presenta una orientación NE-SW (con el NE a la izquierda de la fotografía).

gadas en una dirección normal a la de achatamiento (Figura 25). Una aproximación más precisa a la geometría de estos cuerpos puede obtenerse a partir del análisis de la proyección estereográfica de todos los datos de dirección e inclinación de la foliación milonítica en la sección estudiada; en efecto, la proyección conjunta de todos los datos de la foliación, define en el estereograma una elipse (Figura 26), como correspondería a la proyección de los datos obtenidos sobre la superficie de un cuerpo lenticular achatado, con una dirección de elongación normal al eje de achatamiento. Si se realiza una rotación del estereograma hasta que el centro de la elipse coincida con el centro de proyección, es posible determinar directamente la relación axial a/b del cuerpo lenticular en la figura 23; la relación b/c puede determinarse geoméricamente a partir de la anterior (ver procedimiento completo en Apéndice IV). De este modo se puede deducir que se trata de lentículas con relaciones axiales $R_{ab} = 1,46$ y $R_{bc} = 2,14$, que corresponden a lentículas achatadas y ligeramente elongadas en una dirección normal a la de achatamiento (Figura 22). Los ejes mayores de estas lentículas se disponen en una dirección NNE-SSW, paralela a la dirección dominante de la lineación de intersección y los ejes de los pliegues.

6.1.2. Bandas miloníticas

Consisten en bandas de geometría anastomosada y bordes subparalelos que rodean a los cuerpos lenticulares. Sus potencias varían desde centimétricas hasta decamétricas y sus bordes no son

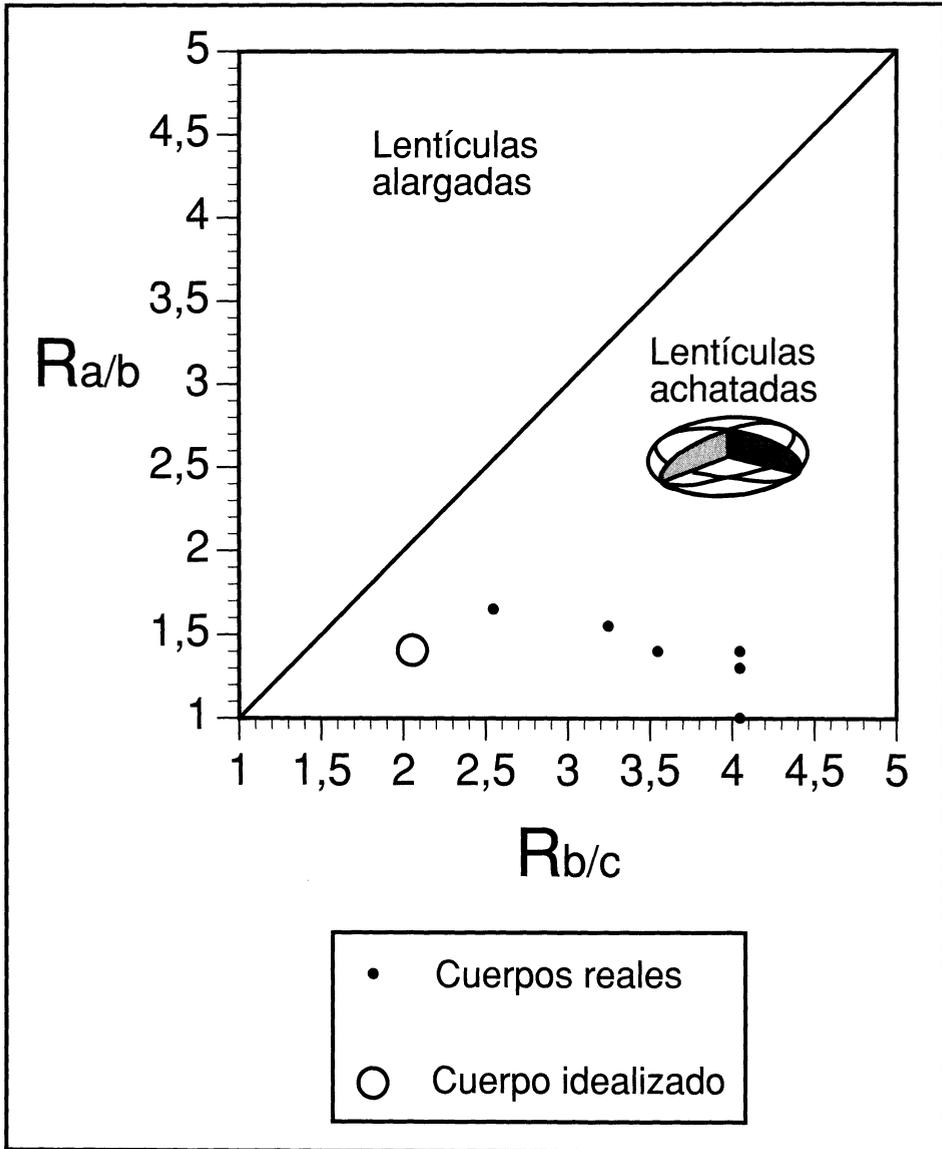


FIGURA 25. Diagrama de relaciones axiales de los cuerpos lenticulares medidas en el campo y las deducidas a partir de la proyección estereográfica de todos los datos de foliación.

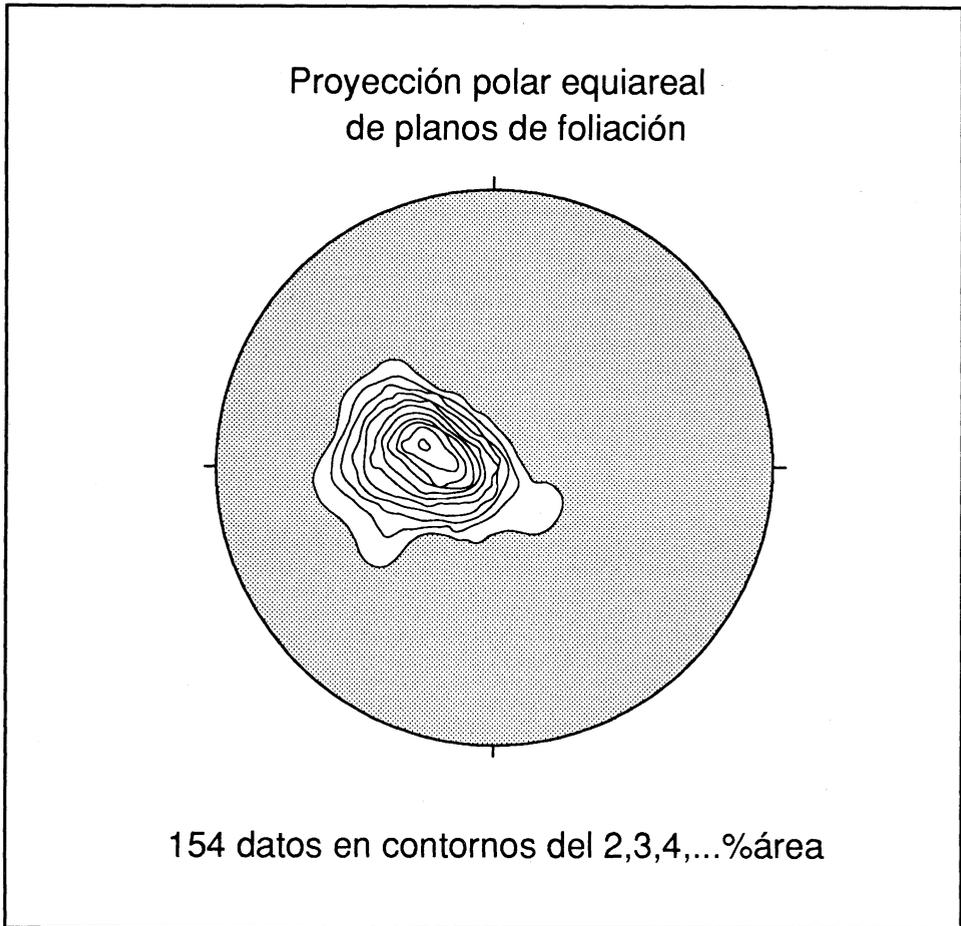


FIGURA 26. Proyección estereográfica de la foliación en el acantilado de Tarroiba.

netos, si bien la gradación es tan concentrada que es posible dibujar sobre un corte el cambio de textura planar a textura anastomosada como una línea. Con este criterio se cartografió en detalle la sección completa NNE-SSW de Tarroiba (Figura 27). En esta sección se puede apreciar como mientras en las dos terceras partes de la sección los cuerpos lenticulares se encuentran intercalados entre bandas miloníticas, en el borde SSW no se aprecian cuerpos lenticulares y las bandas miloníticas adquieren una geometría planar hasta su contacto con las Anfibolitas de Candelaria. Por otra parte algunos de los cuerpos lenticulares están compuestos por gneises con texturas en transición entre los gneises glandulares y miloníticos. En este caso es posible cartografiar los límites entre ambas texturas. Estos límites individualizan dentro de los cuerpos lenticulares otros cuerpos menores de geometría similar aunque progresivamente más achatados. De esta manera se puede decir que a escala de afloramiento la estructura anastomosada de las bandas miloníticas se repite gerárquica-

mente desde escalas decamétricas a métricas e incluso como se verá posteriormente a escala microscópica.

En estas bandas miloníticas no se aprecian foliaciones S-C, ni "*sheath folds*", ni otros tipos de estructuras menores, propias de bandas de cizalla originadas por cizalla simple. Se caracterizan por presentar una foliación milonítica planar, bastante homogénea y de tamaño de grano fino. En ella se pueden apreciar algunos pliegues menores intrafoliares (según la definición de Ramsay y Huber, p. 233, 1987) así como inclusiones de rocas máficas, calcosilicatadas y agregados policristalinos de cuarzo, plagioclasa y granate cuyas geometrías y características analizaremos en detalle en posteriores apartados.

Dado que la orientación del acantilado de Punta Tarroiba es una sección subparalela a la orientación de los ejes de los pliegues menores, las asimetrías de los pliegues menores observadas son totalmente aparentes y no sirven para deducir sentidos de desplazamiento paralelos a los planos de foliación que se desarrollan. En las escasas secciones perpendiculares que se han podido encontrar se ha comprobado que estas bandas miloníticas corresponden a zonas de charnela de pliegues menores cuya amplificación y aplastamiento es mayor que las de los pliegues menores que les rodean (Figura 28). Sin embargo, estas bandas miloníticas pueden ser entendidas como bandas de cizalla en el sentido definido por Ramsay y Huber (p. 632, 1987), ya que son bandas que acumulan una gran deformación con una relación longitud anchura mayor de 5:1.

Por último, cabe indicar que en algunas ocasiones la foliación de las bandas miloníticas está microplegada desarrollando una crenulación grosera a la que se asocia una cloritización general de la roca. Esta crenulación se dispone según planos axiales subverticales de dirección aproximada N-S. Todas estas características indican una formación de la crenulación claramente tardía.

6.1.3. Variaciones geoquímicas durante el desarrollo de la foliación milonítica

Desde que Hubber y Rubey presentaron en 1959 su modelo de transporte tectónico, en el que un bloque podía deslizarse hacia abajo con inclinaciones muy pequeñas aprovechando el efecto de deslizamiento que producía la presión de fluidos junto con el propio peso de la lámina, se conoce el importante papel de los fluidos en la generación de estructuras y en general en el transporte tectónico. De esta manera se asume como condición general para la formación de estructuras como zonas de cizalla, fallas, fracturas y cabalgamientos que $\lambda G = 1$, en el que λG es la presión de fluidos que es equivalente a la presión litostática. En zonas de cizalla desarrolladas en condiciones que varían desde la facies granulíticas (Beach y Fyfe, 1972) a los esquistos verdes (Kerrick et al., 1977) se ha podido conocer la alta relación agua/roca existente, mediante medidas de los cambios en las condiciones oxidantes-reductoras, medidas en minerales de Fe. Por otra parte, se sabe que la movilidad de grandes cantidades de fluidos en las zonas de cizalla producen la concentración de algunos minerales y elementos químicos, poco móviles, y la movilidad de otros minerales y elementos, que normalmente son de bajo peso y número atómico. Además, las propias estructuras que se generan en las zonas de cizalla, como es el desarrollo de una fábrica planar y la reducción del tamaño de grano

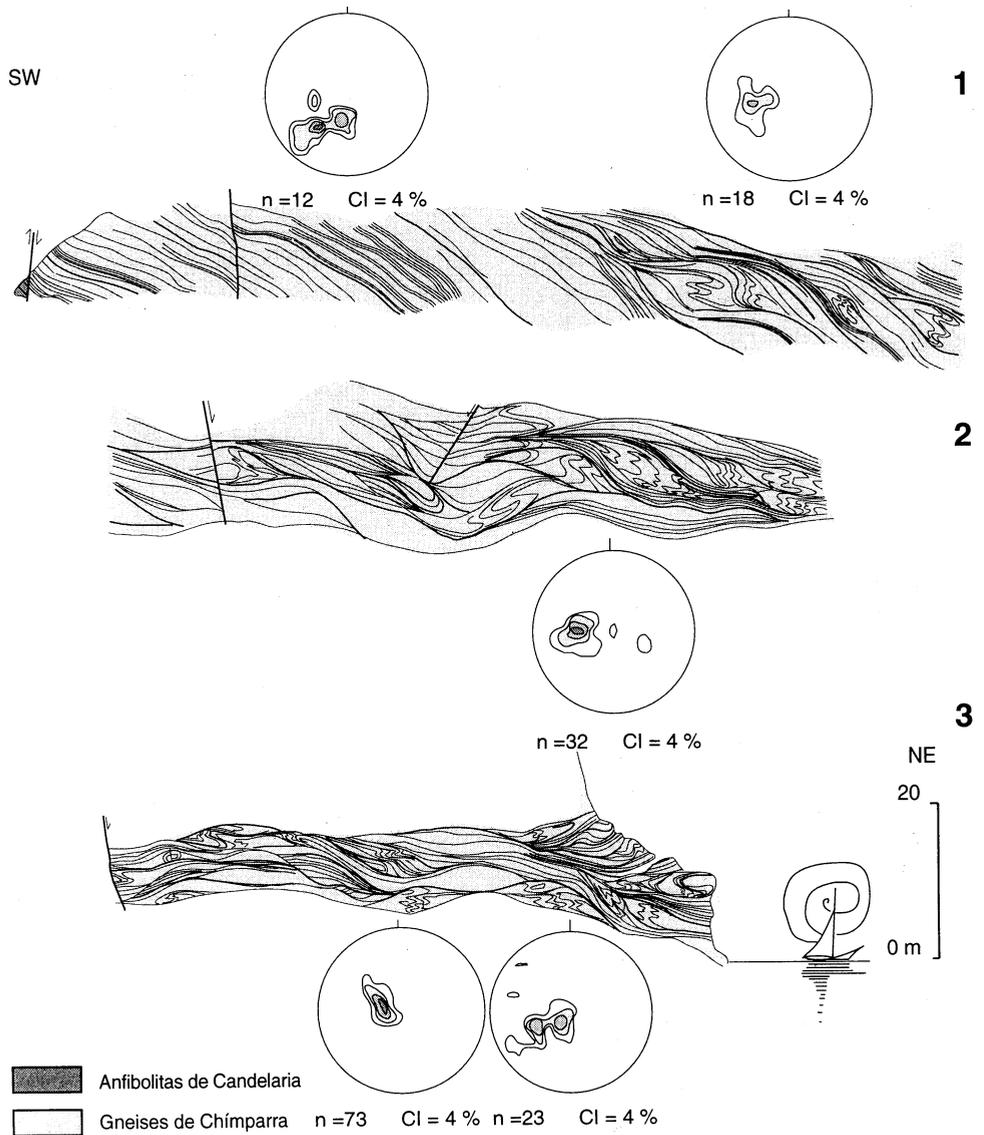


FIGURA 27. Sección completa NNE-SSW del acantilado de Punta Tarroiba mostrando los estereogramas correspondientes a las proyecciones de los polos de los planos de foliación milonítica.

mineral favorecen tanto la circulación de fluidos como la movilidad e intercambio iónico. Estas dos características estructurales son las principales responsables de las mineralizaciones y variaciones químicas que normalmente se localizan en estas zonas (ver entre otros Fyfe y Henley, 1973; Jolly, 1974; Seward, 1976; Brodie, 1979; Sinha et al., 1986; Nelson, 1991).

El muestreo para geoquímica que se realizó en Punta Tarroiba, estaba diseñado para ver si la formación de la foliación milonítica estaba acompañada de cambios químicos. Por esta razón se recogieron muestras de los niveles más y menos afectados por la deformación a lo largo de la sección estudiada. En concreto, los gneises de la Punta Tarroiba tienen un contenido en SiO₂ entre 72-77%, sin diferencias perceptibles entre las muestras más o menos afectadas por la foliación milonítica. En este sentido, el diagrama de la Figura 28, resulta útil para comparar la composición en elementos mayores de estos gneises en zonas con distinto grado de deformación. Sobre la Figura 28a, el valor de los elementos mayores de las diferentes muestras se encuentra normalizado al valor medio de cada elemento en las rocas menos deformadas. Como puede verse, sólo el CaO presenta una anomalía positiva pequeña y poco significativa en las muestras más deformadas, que resulta de difícil explicación.

Por otra parte, si se normalizan los valores de algunos elementos traza en los diferentes gneises analizados de Punta Tarroiba, respecto a su valor medio en las muestras menos deformadas (Figura 28b), podemos observar que no existen diferencias significativas entre las diversas muestras. Es decir, tanto los elementos consideramos inmóviles como los que tienen un comportamiento más móvil, no parecen estar afectados por la deformación heterogénea que caracteriza la foliación milonítica.

Además, los espectros de REE en las rocas menos y más afectadas por la foliación milonítica son similares y se caracterizan por la inexistencia o la presencia de débiles anomalías negativas en Eu (Figura 22).

Todas estas características muestran que no ha habido movilidad geoquímica en estas zonas de cizalla durante su desarrollo, ni procesos metasomáticos relacionados con el mismo. Esta es una característica relevante del acantilado de Punta Tarroiba que la diferencia de la mayoría de las zonas de cizalla descritas. La explicación de este hecho puede estar basada en dos características:

- 1) La falta o ausencia de fluidos durante el desarrollo de la foliación milonítica. Esta es una característica que se argumentará en capítulos posteriores.

- 2) El propio modelo de deformación en el que se produce la foliación milonítica, que dificulte o impida la circulación o movilidad conductista de cationes y fluidos. Es decir, en un modelo de deformación por cizalla simple el desplazamiento tangencial facilita la circulación de fluidos y cationes en una determinada dirección, mientras que en un modelo de deformación por cizalla pura no se facilita la circulación en una determinada dirección, sino sobre las infinitas direcciones que se pueden seguir sobre el plano de aplastamiento, lo que dificultaría la concentración de elementos y/o minerales en lugares determinados.

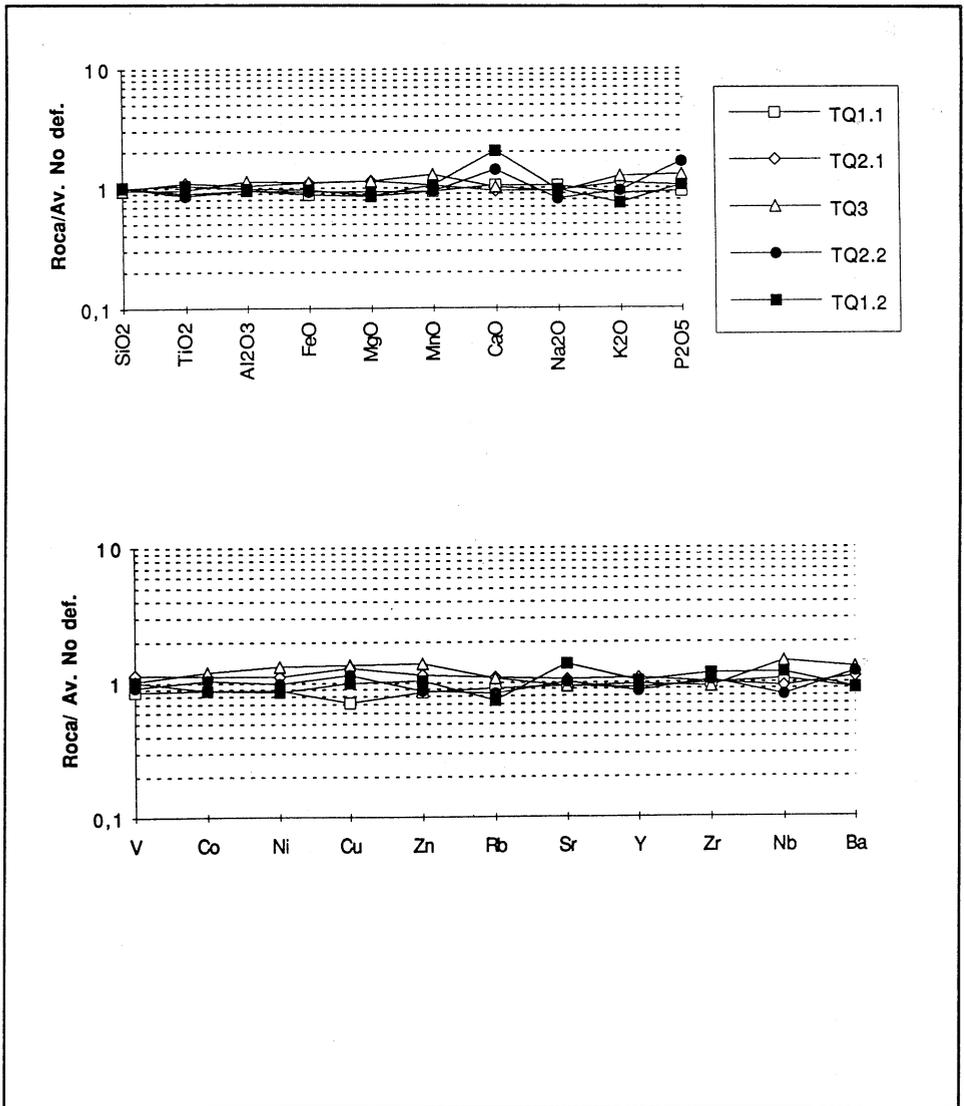


FIGURA 28. Diagramas de elementos mayores y traza en los gneises glandurales (símbolos huecos) y blastomiloníticos (símbolos en negro y símbolo triangular), normalizados según los valores medios de los niveles menos deformados (TQ1.1 y TQ2.1).

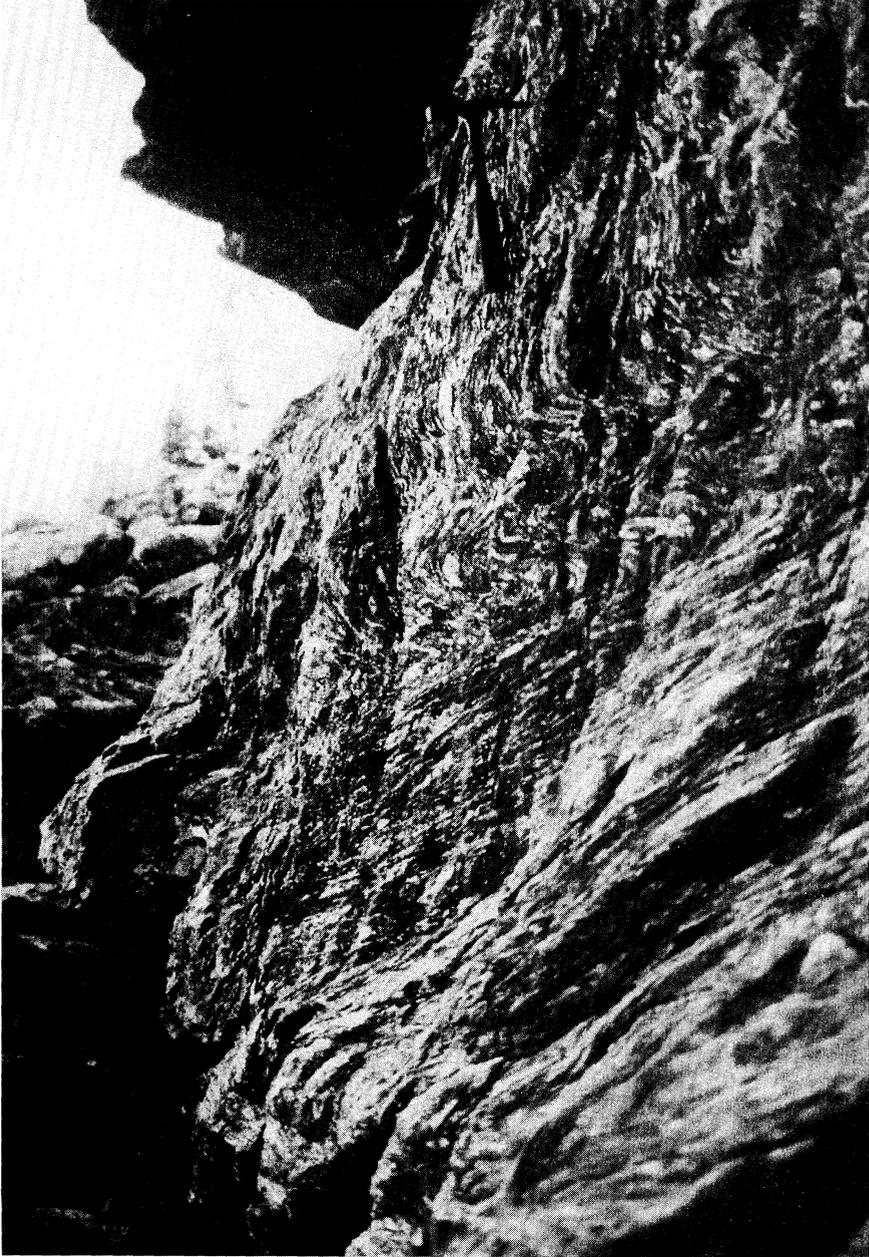


FIGURA 29. Fotografía de una sección perpendicular a la dirección de los ejes de los pliegues menores. Como puede apreciarse las bandas de cizalla corresponden a zonas de charnela de pliegues menores con mayor amplificación y aplastamiento. La sección fotografiada presenta una orientación E-W (con el W a la izquierda).

6.1.4. Pliegues menores

Una de las características más destacables de los cuerpos lenticulares es la presencia en su interior de abundantes pliegues que doblan la foliación migmatítica inicial y que quedan aislados dentro de la foliación milonítica principal como pliegues acostados intrafoliares. Estos pliegues muestran una mayor amplificación y aplastamiento en las bandas de cizalla, como se ha indicado anteriormente. Por esta razón, los pliegues muestran una evolución gradual desde el centro a los bordes de los cuerpos lenticulares, caracterizada por su amplificación y aplastamiento progresivo hasta las bandas de cizalla. Así, en la parte central, los pliegues son abiertos y redondeados, con ángulos entre flancos variables entre 90 y 150°, charnelas prácticamente rectilíneas y relación amplitud/semilongitud de onda en torno a 0,13. Hacia los bordes de estos cuerpos, los pliegues se amplifican fuertemente, muestran una alta relación amplitud/semilongitud de onda (entre 7,5 y 9) y llegan a ser completamente isoclinales, con flancos fuertemente adelgazados y charnelas muy agudas. Hacia los bordes de los cuerpos lenticulares, los pliegues menores muestran asimetrías de tipo S y Z, aunque predominan las formas simétricas (Figura 14). En todos los casos se trata de pliegues armónicos (Figuras 30) que muestran una clara ciclicidad, característica de pliegues originados por buckling.

En las bandas fuertemente foliadas solamente se observan pliegues intrafoliares, con sus flancos paralelos a la foliación y charnelas muy estrechas y aisladas. En este caso, los pliegues intrafoliares son pliegues de menor orden que se amplifican a partir de los pliegues menores correspondientes a las bandas miloníticas. Esta evolución de los pliegues está de acuerdo con la distribución espacial de la foliación milonítica, que es poco penetrativa en el interior de los cuerpos lenticulares y alcanza un gran desarrollo en las bandas que los limitan.

Las proyecciones de los ejes de los pliegues muestran máximos muy marcados según una dirección NNE-SSW (Figura 31), de lo que se deduce que la curvatura de las charnelas es siempre muy pequeña. Esta curvatura está principalmente desarrollada en los límites de los cuerpos lenticulares y podría producirse por la adaptación de los pliegues a la geometría lenticular del cuerpo.

Con la finalidad de realizar un estudio más preciso de las morfologías de las superficies plegadas y de las geometrías de las capas plegadas fueron seleccionadas 6 localidades en la sección de Tarroiba que mostraban orientaciones perpendiculares a los ejes de los pliegues. En todas estas localidades es posible observar una evolución en los pliegues que parece controlada por su distancia relativa a las bandas de cizalla. Esta característica permite diferenciar tres grupos o familias de pliegues: el grupo I que corresponde a los pliegues más alejados de las bandas de cizalla, el grupo II de los que ocupan una posición intermedia y el grupo III que corresponde a los pliegues menores que se observan en el interior de las mismas (Figura 32)

La morfología de las superficies plegadas fue analizada mediante el método propuesto por Hudleston (1973) en una población de 103 pliegues, correspondientes todos ellos a superficies de las capas cuarzofeldespáticas más competentes. Se pudo comprobar que los tres grupos de pliegues quedan perfectamente diferenciados por la amplitud mientras que en las formas se observa una dis-

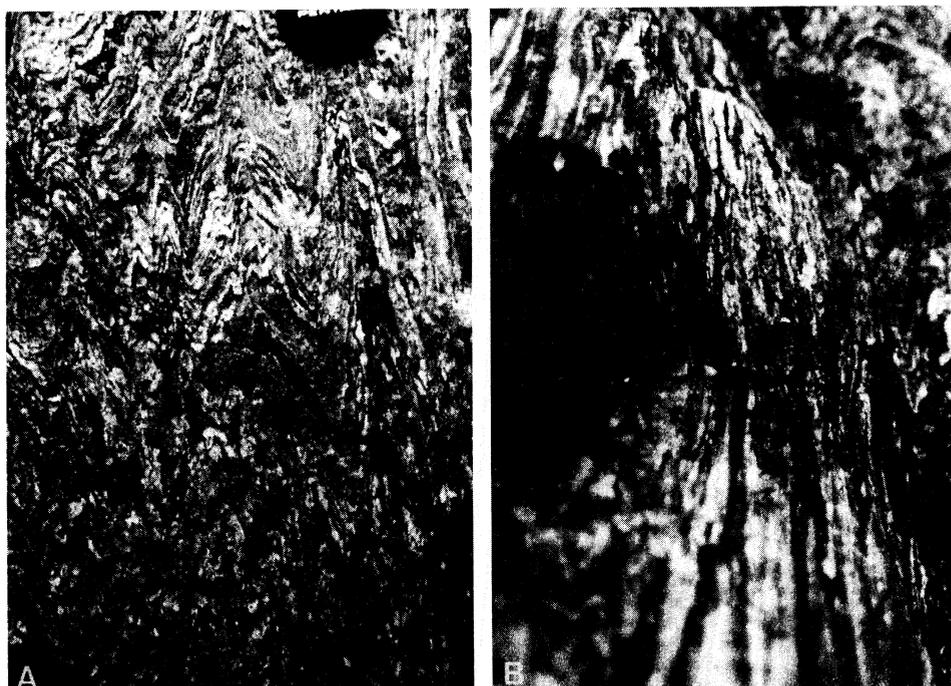


FIGURA 30. Fotografías que muestran la morfología de los pliegues menores sobre "secciones principales" (perpendiculares a la charnela) en el acantilado de Punta Tarroiba.

persión que aumenta para el grupo III, presentando todas las formas un máximo en las formas tipo D (Figura 33), es decir formas próximas a sinusoidales.

Por otra parte, la geometría de las capas plegadas fue analizada por el método propuesto por Bastida (1993), que consiste en una simplificación del método de Ramsay (1967). Esta nueva clasificación permite ordenar a los pliegues en base a dos parámetros, P'1 y P'2, calculados a partir de t_0 , $t_{\alpha_{max}/2}$, $t_{\alpha_{max}}$ y α_{max} que son respectivamente: t_0 , la perpendicular a las tangentes del arco interno y externo del pliegue en el punto con buzamiento 0 o charnela, $t_{\alpha_{max}/2}$, la perpendicular en los puntos de buzamiento intermedio, $t_{\alpha_{max}}$, la perpendicular a las tangentes de los puntos de máximo buzamiento y α_{max} , el valor de máximo buzamiento. Estos parámetros están definidos según las expresiones matemáticas:

$$P'1 = (1 - t'_{\alpha_{max}/2}) (2 - \sqrt{2}) / 0,9 (1 - \cos(\alpha_{max}/2)) \quad (1)$$

$$P'2 = (t'_{\alpha_{max}/2} - t'_{\alpha_{max}}) \sqrt{2} / 0,9 (\cos(\alpha_{max}/2) - \cos) \quad (2)$$

También se calculó el parámetro t'_{90} a partir de (1) y (2), según la expresión:

$$t'_{90} = 1 - 0,45 (P'1 + P'2) \quad (3)$$

que permite analizar la geometría de las capas plegadas según una variable estadística unidimensional.

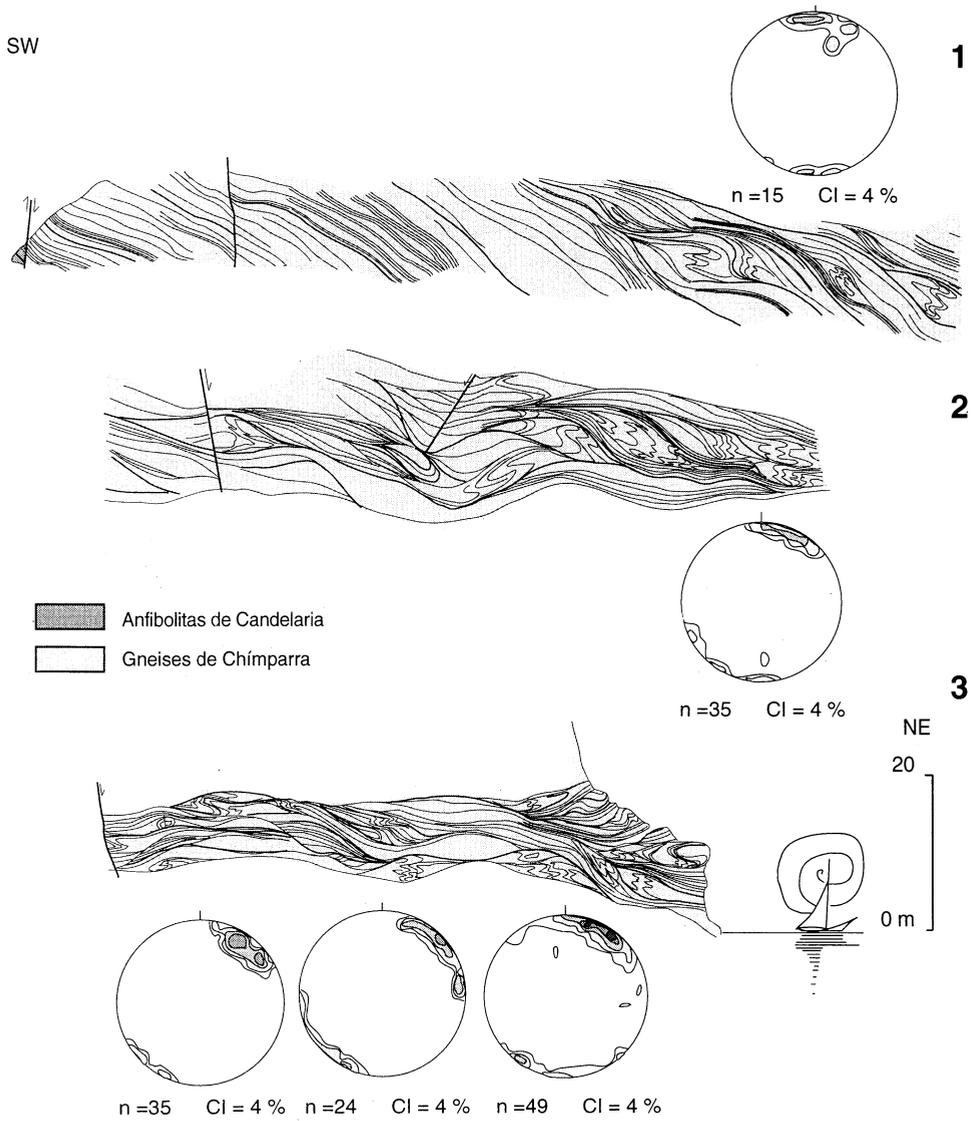


FIGURA 31. Proyecciones estereográficas equiareales de los ejes de los pliegues menores, medidos sobre la sección NNE-SSW de Punta Tarroiba.

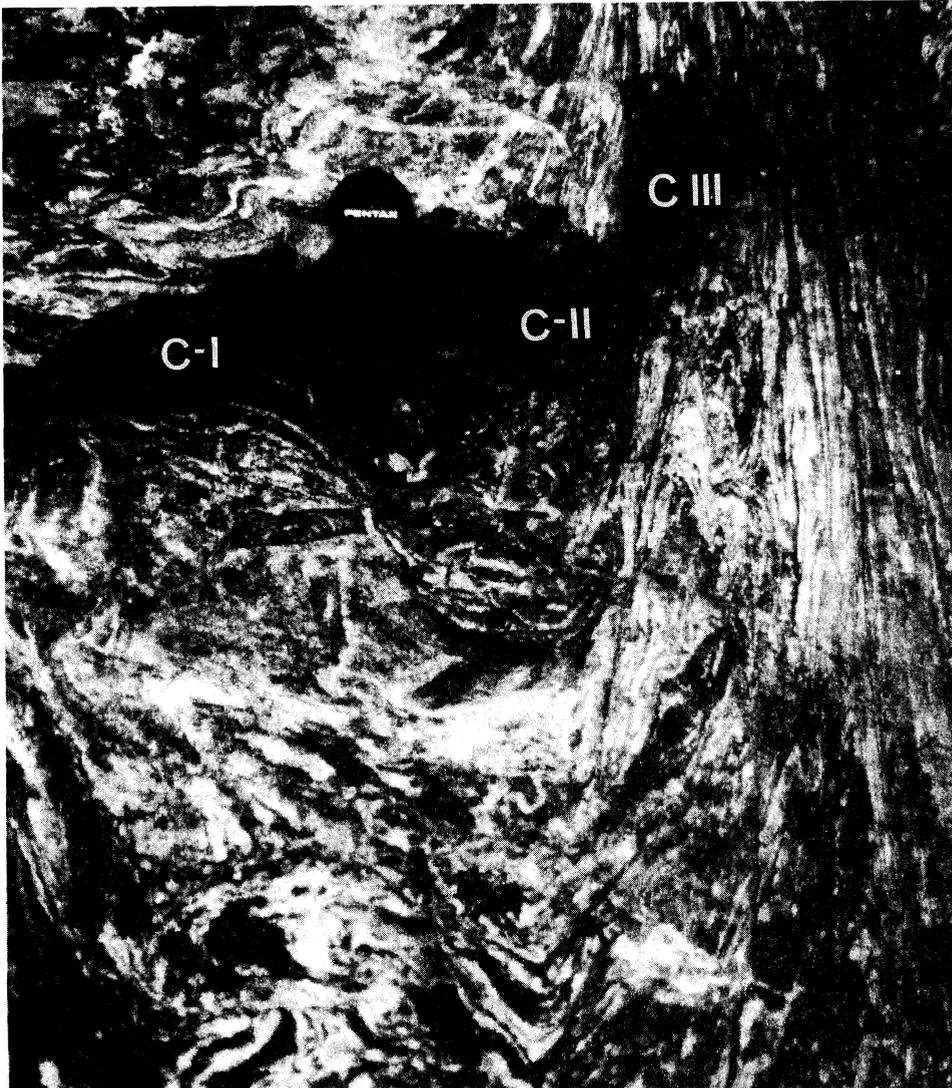


FIGURA 32. Fotografía en la que se observan los grupos de pliegues diferenciados.

Fueron analizados 100 capas plegadas por este método, siendo todas ellas capas competentes cuarzo-feldespáticas. Los pliegues del grupo I son los que manifiestan una mayor dispersión, como cabría esperar, y varían desde pliegues de clase 1B-3 (según nomenclatura propuesta por Ramsay, 1967) a pliegues de clase 3-2 (ver diagrama inferior en Figura 34). Los pliegues del grupo II manifiestan una menor dispersión, aunque resulta difícil representarlos en el diagrama propuesto para la clasificación de Bastida (Figura 34). Estos pliegues indican claramente una evolución de pliegues de clase 1C a pliegues de clase 3, lo que se puede interpretar como una superposición de mecanis-

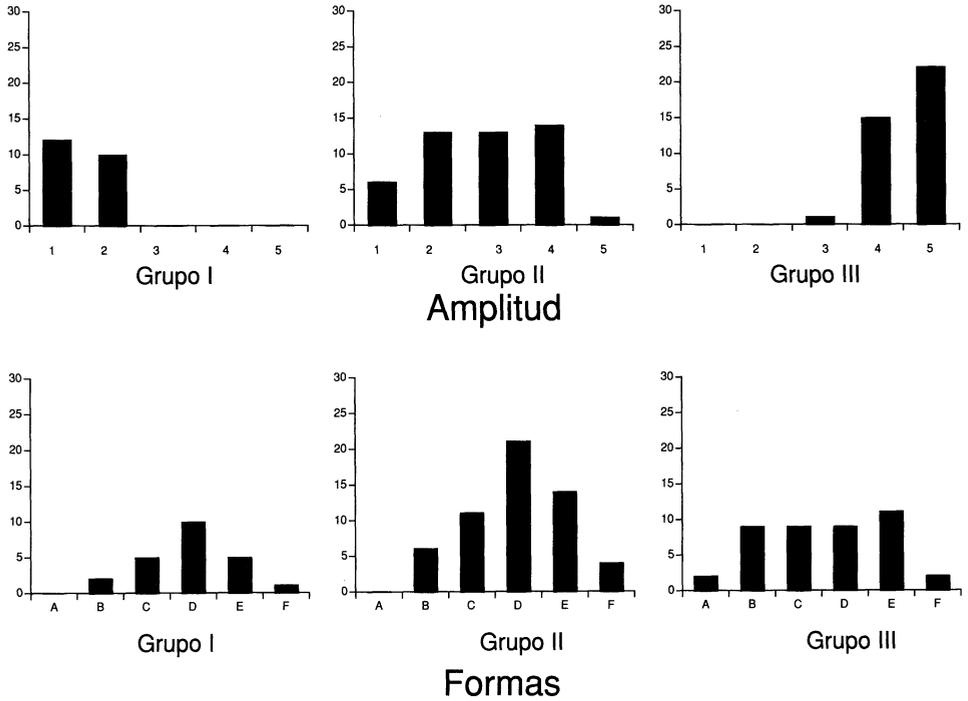
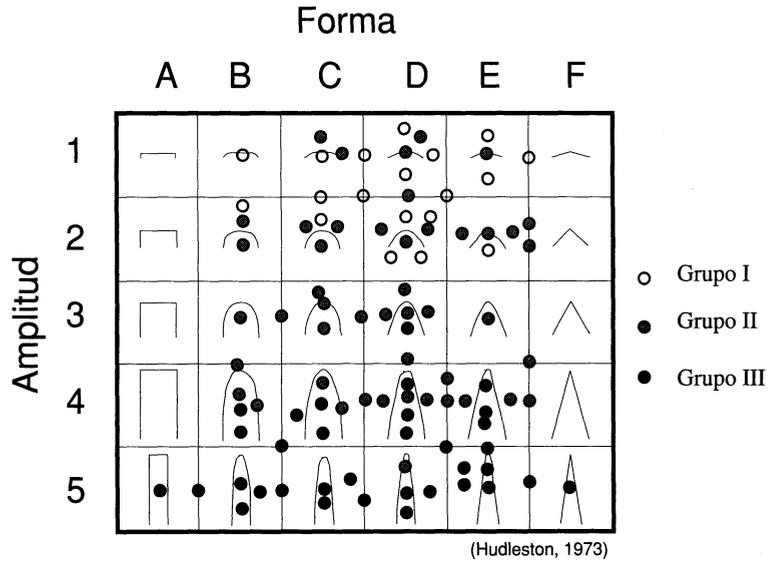


FIGURA 33. Diagrama de la clasificación de Hudleston para los pliegues de Punta Tarroiba. En la parte inferior se muestran los histogramas de los parámetros utilizados en esta clasificación para cada grupo de pliegues diferenciado.

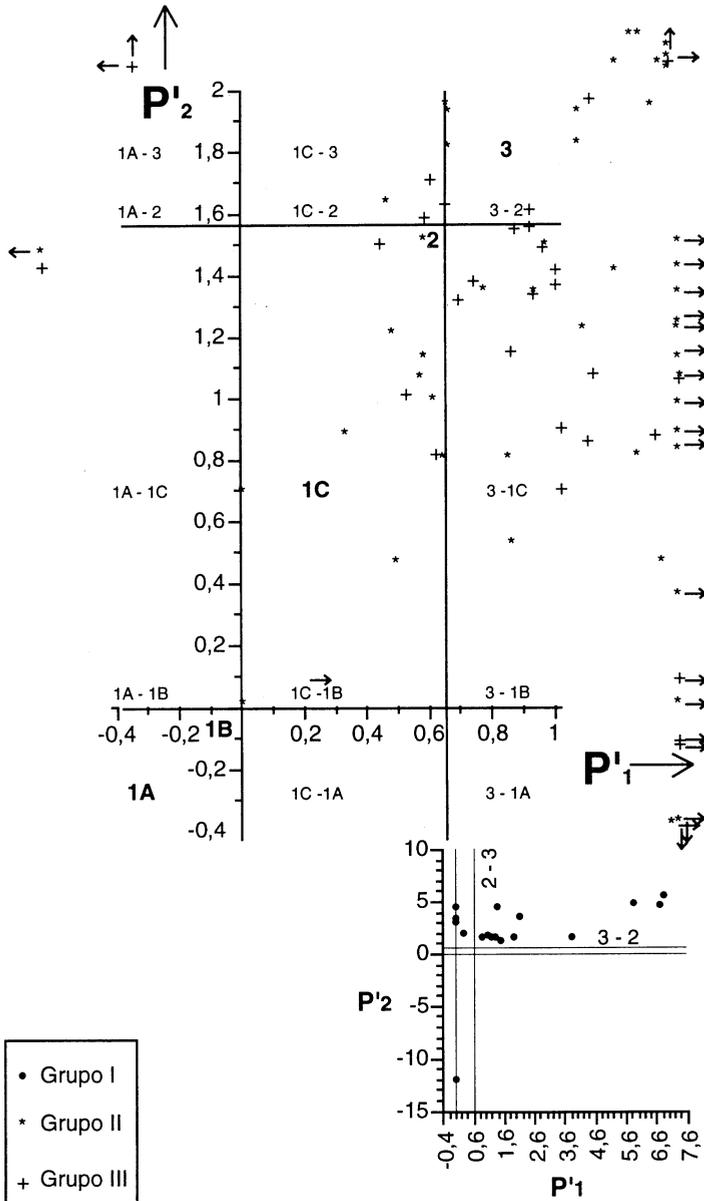


FIGURA 34. Diagrama P'1-P'2 (Bastida, 1993) en el que se muestran clasificados 100 capas plegadas correspondientes a los grupos I, II y III diferenciados en la sección de Tarroiba. En el diagrama inferior derecho se representa los pliegues del grupo I, que debido a su gran dispersión ha sido necesario cambiar la escala de proyección, siendo el cuadrado de la retícula representado equivalente al cuadrado del diagrama superior en donde se representan los pliegues de clase 1C.

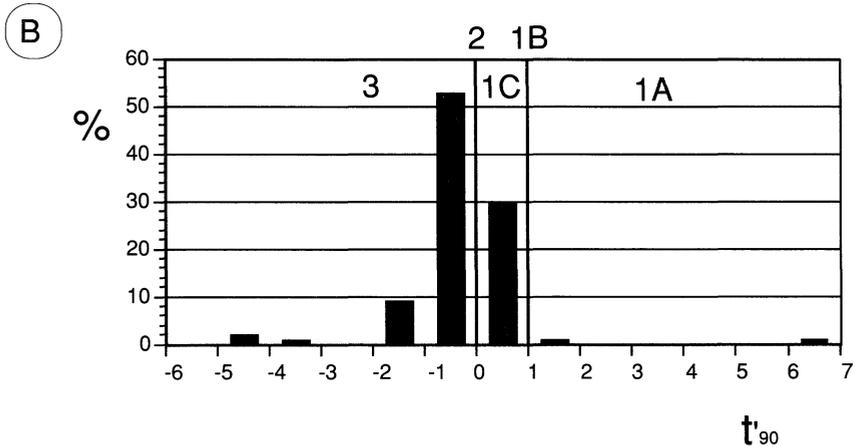
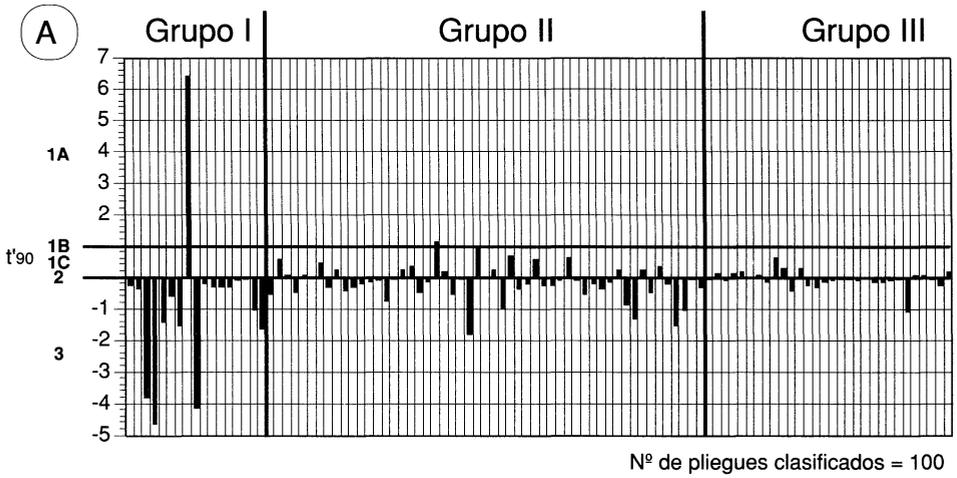


FIGURA 35. A) diagrama de barras en el que se representa el parámetro t'_{90} , de los tres grupos de pliegues diferenciados en la Punta Tarroiba. B) Histograma en el que se representa este mismo parámetro, según el tanto por ciento del número de pliegues observados.

mos de plegamiento por aplastamiento a pliegues originalmente formados por buckling. Los pliegues del grupo III son los mejor agrupados y muestran una tendencia similar a la descrita con anterioridad.

El parámetro t'_{90} , expresa la misma evolución con claridad (Figura 35). La dispersión de los pliegues del grupo I puede estar motivada por las propias irregularidades que manifiestan las ban-

das cuarzofeldespáticas originadas durante los procesos de diferenciación migmática. Conforme progresa la deformación se observa un mejor agrupamiento en torno a pliegues de clase 2 o pliegues similares, lo que evidencia que el mecanismo predominante es el aplastamiento. Sin embargo resulta difícil explicar porqué la mayor parte de los pliegues corresponden a pliegues de clase 3. Estos pliegues corresponden a las capas cuyas isogonas presentan una distribución divergente del arco externo al arco interno. Ramsay y Hubber (1987) atribuyen estos pliegues a capas generalmente incompetentes formadas por aplastamiento progresivo.

No obstante, no es posible calcular este aplastamiento ya que se parte de pliegues próximos a los de clase 2, o similares, y no de pliegues de clase 1B, y estadísticamente los pliegues 1C no representan las clases de pliegues mayoritarios.

Finalmente es necesario destacar que al ser las capas plegadas bandas migmáticas, la utilización de estas clasificaciones tiene fuertes restricciones. En primer lugar, la morfología de las superficies plegadas no es perfectamente cilíndrica. Por otra parte, el espesor de las capas competentes es irregular, por lo que cualquier clasificación que utilice el parámetro α' es muy cuestionable. En este sentido los parámetros geométricos que mejor diferencian unos pliegues de otros, como se acaba de demostrar es el ángulo entre flancos y la amplificación.

6.1.5. Lineaciones

En los afloramientos de Punta Tarroiba destaca la existencia de una lineación de intersección generalizada, visible sobre las superficies de foliación, que presenta una orientación predominante NNE-SSW (Figuras 36 y 37), paralela a los ejes de los pliegues. Además es posible observar en el campo una lineación de orientación mineral, que normalmente la definen filosilicatos y cuya orientación coincide exactamente con el de la lineación de intersección. Sin embargo esta lineación mineral paralela a la lineación de intersección no se manifiesta al microscopio (Figura 38). Estas dos características sugieren la posibilidad de que la orientación mineral se origine con posterioridad al desarrollo de la foliación milonítica, siendo esta orientación de carácter poco penetrativo.

Estas lineaciones de orientación mineral se han utilizado con frecuencia en geología estructural, como un indicador cinemático de transporte tectónico. Sin embargo en terrenos gneísicos de alto grado la orientación mineral no tiene una interpretación sencilla debido a su origen incierto. Esta orientación mineral puede ser cristalográfica o crecer orientada sobre fábricas previas, incluso de origen sedimentario. Así sobre rocas con fábricas lineares o planolines previas el crecimiento preferente de minerales se produce según las orientaciones espaciales más favorables para el crecimiento del cristal (Passchier et al., 1990). Por todo ello estos autores recomiendan que en terrenos de estas características no se realicen interpretaciones cinemáticas basadas exclusivamente en este criterio, debido a que normalmente resulta imposible demostrar en relación con que se produce este crecimiento de orientación mineral.

El concepto de fábrica de una roca se define como las relaciones geométricas y espaciales entre los cristales que definen la misma (Ramsay y Huber, 1987). En los Gneises de Chímparra de Punta



FIGURA 36. Fotografía en la que se muestra la lineación que se define sobre la superficie de foliación milonítica de los gneises y que se origina por la intersección de esta superficie de foliación con el bandeo composicional previo de los gneises.

Tarroiba se puede definir la fábrica como planar y claramente distinta de una fábrica lineal o incluso plano-lineal. Este hecho puede ser interpretado en el sentido de ausencia de lineación mineral que indicaría que el elipsoide de deformación es un elipsoide de revolución, es decir $\sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2} \sim 1$. Las características anteriores podrían ser consecuencia de la obliteración posterior de la lineación mineral, originada por deformación superpuesta y/o recristalización. La comprobación de características similares a distintas escalas (macro y microscópica) así como la coincidencia de elipsoides de deformación pertenecientes al campo del "flattening" deducidos tanto a partir de las fábricas de los gneises como a partir de las morfologías de los cuerpos lenticulares, de mayor escala, indican que es más probable que la fábrica de esta roca sea la originada durante el desarrollo de la foliación milonítica.

6.1.6 Boudins

En la sección de Punta Tarroiba y en general en todas los gneises del Complejo de Cabo Ortegá es frecuente encontrar inclusiones de rocas máficas y de rocas calcosilicatadas (Figura 39).

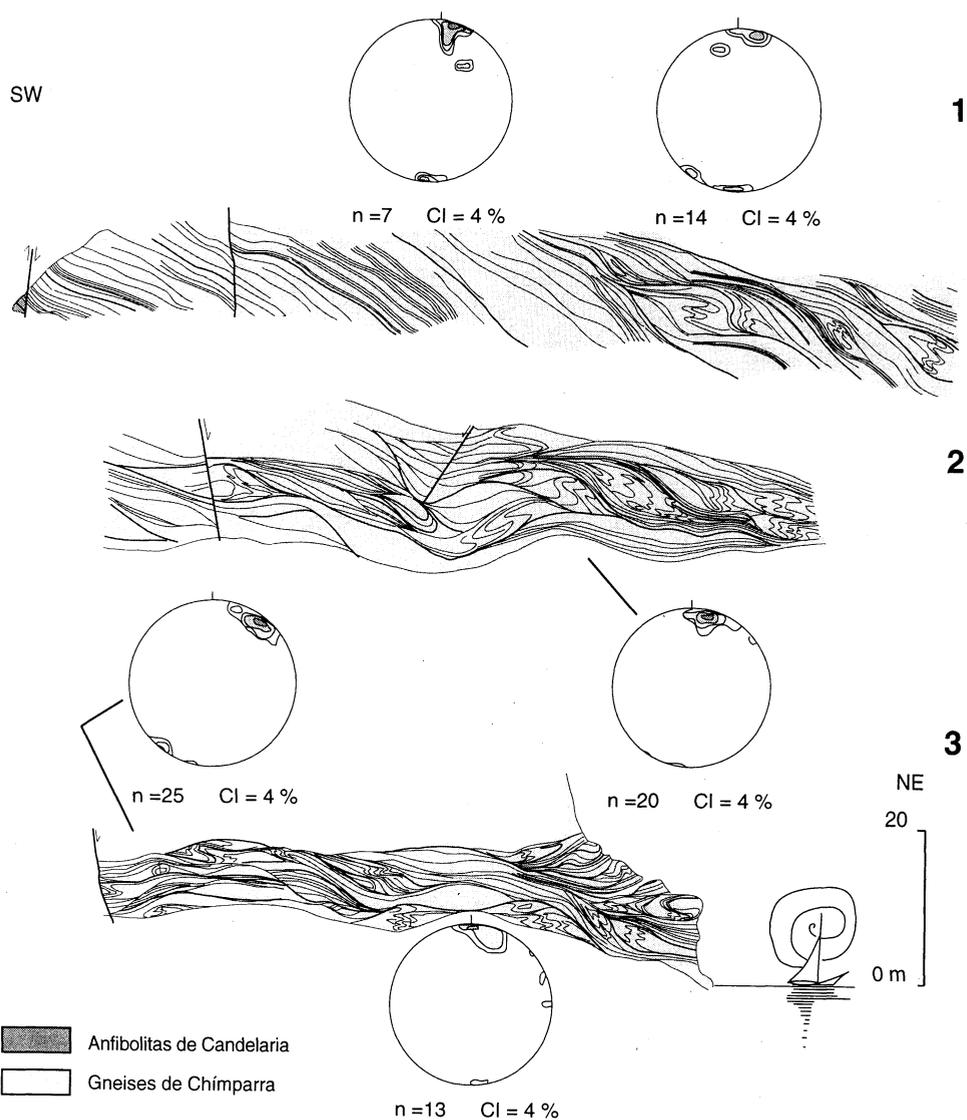


FIGURA 37. Corte de la sección de Tarroiba en la que se representan en proyección estereográfica equiareal las orientaciones de lineación de intersección medidas sobre esta sección.

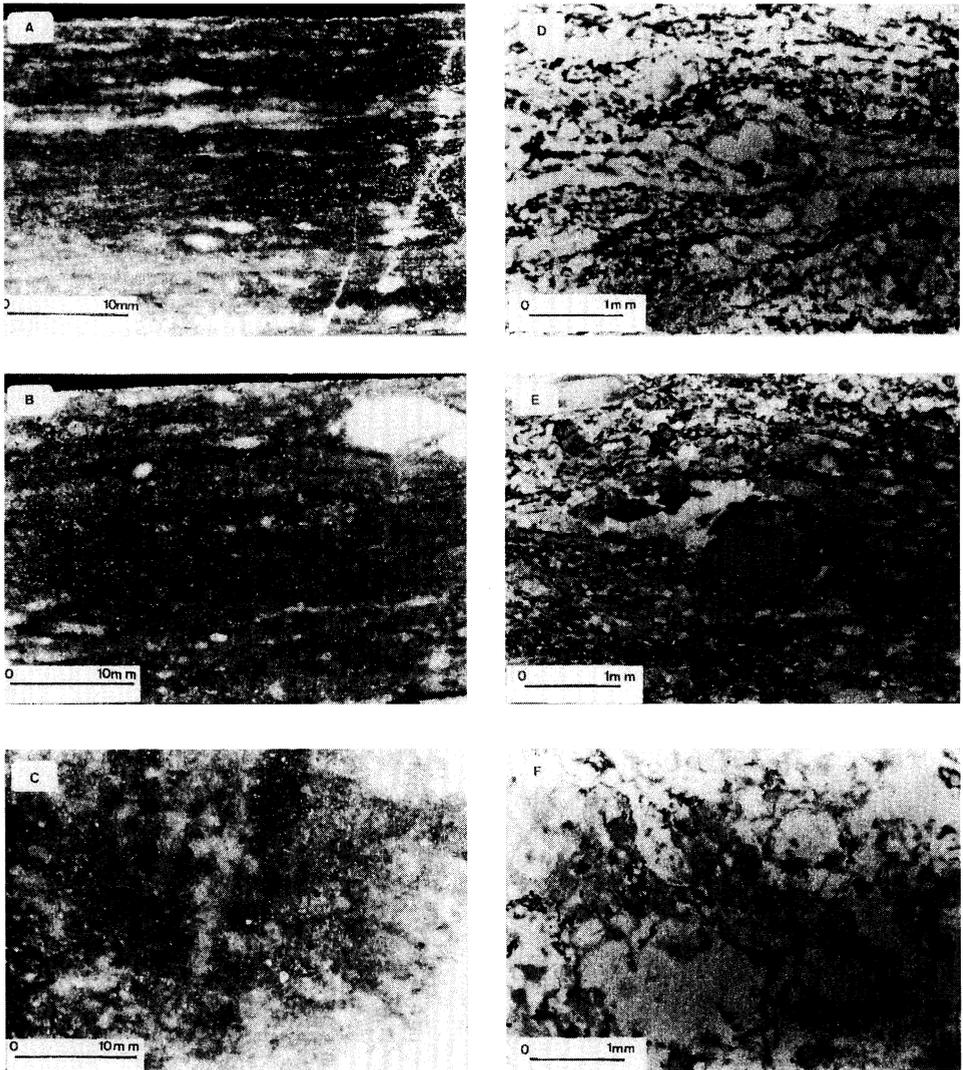


FIGURA 38. Aspecto macroscópico y microscópico de la muestra T-7. A) sección perpendicular al plano de foliación y paralela a la lineación de intersección y a los ejes de los pliegues menores; B) sección perpendicular al plano de foliación y a la lineación de intersección; C) sección paralela al plano de foliación; D, E y F, microfotografías de láminas delgadas talladas paralelamente a las secciones anteriores (luz natural). Se puede observar que las características geométricas a escala de la sección son similares que a las escalas de muestra de mano y microscópica. Es decir: texturas bandeadas con claras evidencias de deformación milonítica en secciones perpendiculares entre sí y perpendiculares a las superficies de foliación, mientras que en secciones paralelas al plano de foliación no se aprecia orientación preferente alguna.

En esta sección las inclusiones de rocas máficas no ocupan una posición determinada en la serie gnéisica, como ocurre en otras localidades del Complejo (Fernández, 1990) y son realmente escasas. Los boudins de rocas máficas son de color verde oscuro debido a que su principal componente mineral es el anfíbol. Estos boudins presentan tamaños que varían desde centimétricos a métricos y bordes de morfología variada, como son los diferenciados leucocráticos y las bandas o láminas granatíferas. Frecuentemente presentan bordes estirados y asimétricos que se pueden entender como sombras de presión asimétricas o estructuras de enrollamiento de difícil interpretación cinemática.

Los boudins de rocas calcosilicatadas son mucho más abundantes en Punta Tarroiba que en otras localidades. Son de color rosado debido a la abundancia de granates y sus tamaños normalmente varían entre centimétricos y decimétricos. Al igual que los boudins de rocas máficas, las rocas calcosilicatadas muestran morfologías variadas y se localizan tanto dentro de los cuerpos lenticulares como dentro de las bandas miloníticas. Observadas al microscopio estas inclusiones se componen de granate, clinopiroxeno, epidota, plagioclasa y cuarzo, observándose hacia los bordes una reducción del tamaño de grano que es especialmente grande en la epidota (de 0,9 a 0,3 mm). También se observa una alteración de estos minerales hacia los bordes con transformaciones de clinopiroxeno a anfíbol marrón, sericitización de la plagioclasa y aparición de biotita.

Por lo que respecta al origen de estas inclusiones se puede indicar que son claramente precinemáticos con respecto al desarrollo de la foliación milonítica, ya que con frecuencia se observan plegados por los pliegues menores que se desarrollan con la foliación. En la Punta Tarroiba se ha podido estudiar con mayor detalle las relaciones geométricas de las inclusiones de rocas calcosilicatadas con el encajante, puesto que la foliación milonítica presenta un desarrollo heterogéneo que permite observar las formas de estos boudins en los niveles más y menos deformados. En el interior de los cuerpos lenticulares se pueden diferenciar dos tipos morfológicos de boudins. Un primer tipo presenta una morfología de bloque, con bordes angulosos y escasamente deformados. El otro tipo presenta una morfología de capa irregular, replegada y aboudinada. En el interior de las bandas miloníticas se puede distinguir únicamente un tipo morfológico, de bordes redondeados y colas asimétricas con complejas geometrías de enrollamiento. En principio se intentó utilizar la asimetría de los boudins como criterio cinemático, pero una serie de características geométricas hicieron abandonar esta idea. No se conocía la dirección de máximo estiramiento, los boudins plegados presentaban pliegues de asimetría S y de asimetría Z con charnelas de gran espesor y flancos fuertemente adelgazados e incluso disruptados, por último las asimetrías en las colas de los boudins del interior de las bandas miloníticas eran de difícil interpretación ya que podían corresponder a boudins que sufrieron plegamiento antes del estiramiento o a boudins que únicamente tuvieron estiramiento con enrollamiento pasivo de sus colas.

6.1.7. Criterios cinemáticos

Las bandas en las que existe un fuerte desarrollo de la foliación milonítica tienen el aspecto de zonas de cizalla discretas. En efecto, en sus límites se observa una variación brusca en la orienta-

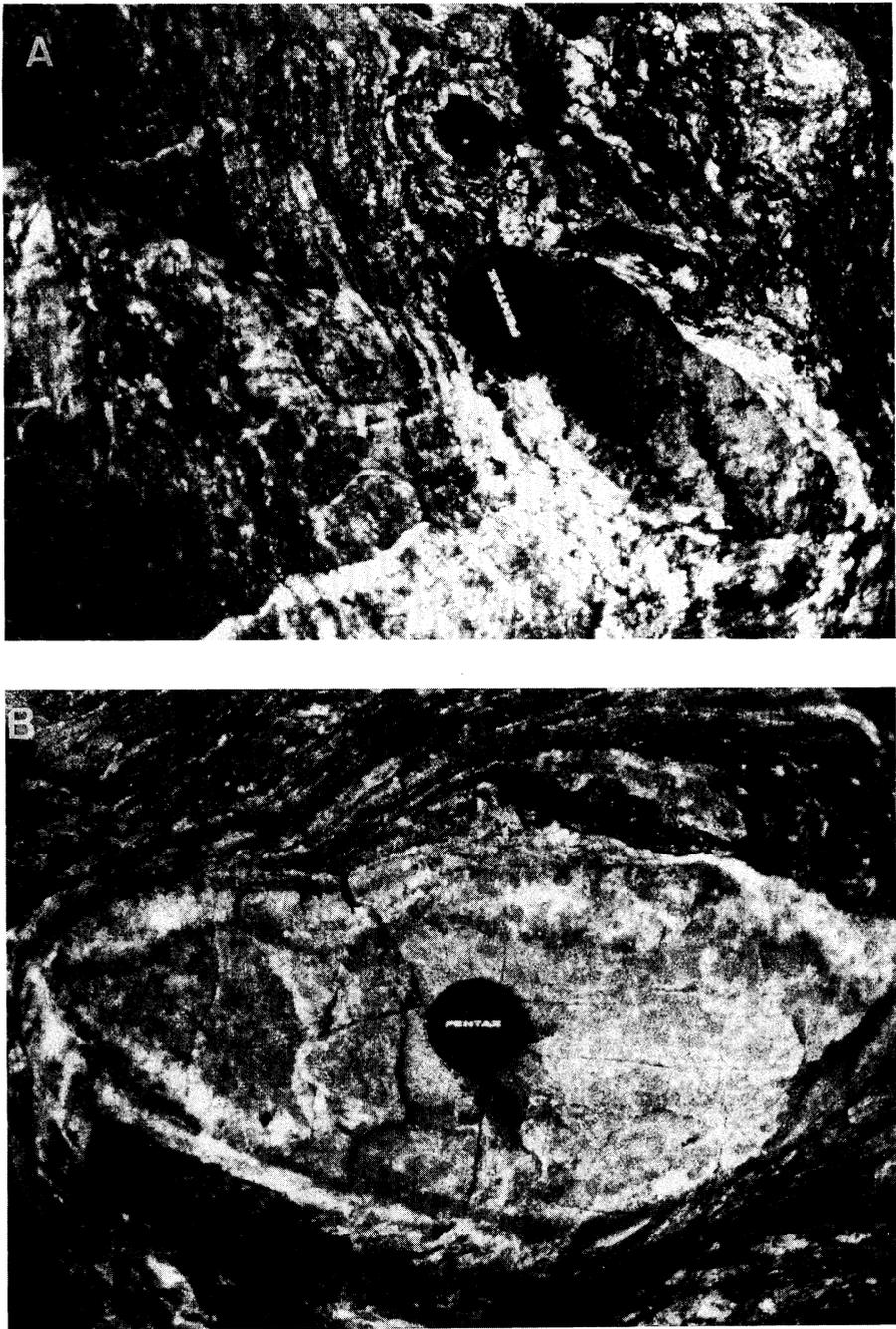


FIGURA 39. Fotografías de campo en las que se muestran un boudin de rocas máficas (A) y otro de rocas calcosilicatadas (B) del acantilado de Punta Tarroiba.

ción del bandeado composicional previo, de modo que es posible deducir movimientos aparentes de cizalla. Sin embargo, los indicadores cinemáticos a escala macroscópica son muy escasos y problemáticos. Entre los problemas encontrados destacan los siguientes:

1) Los pliegues menores no son del tipo "sheath folds" ya que presentan charnelas prácticamente rectas. Además, las asimetrías que se observan son debidas a secciones aparentes. En las escasas secciones perpendiculares a los ejes de los pliegues, se observan sobre un mismo horizonte asimetrías de tipos **S** y **Z** y predominan claramente las formas **M** simétricas (ver Figura 14).

2) Los boudins de rocas máficas y calcosilicatadas sufrieron plegamiento antes del estiramiento. Esto hace que la geometría de sus colas tenga una interpretación cinemática ambigua.

3) No se observan desarrollo de esquistosidades **S** y **C**, en relación a las bandas de deformación miloníticas.

4) Como se ha visto las lineaciones de orientación mineral son escasas y de difícil interpretación.

Los únicos criterios que se han podido utilizar son los agregados policristalinos que definen fenoblastos cuarzofeldespáticos. Sin embargo al desconocer la dirección de máximo estiramiento por ausencia de lineación de orientación mineral u otros criterios, es necesario indicar el sentido de observación del criterio (desde donde mira el observador y hacia donde) evitando así confusiones con las asimetrías que se pudieran observar como consecuencia de estar viendo una sección aparente.

Los porfiroblastos muestran asimetrías en sus colas como consecuencia del contraste de plasticidad entre la matriz que rodea al porfiroblasto y éste (Driessche y Brun, 1987). Si el porfiroblasto tiene un comportamiento más rígido que la matriz puede suponerse que permanece estático durante la rotación de la matriz. Esto hace que las sombras de presión, si son asimétricas, se dispongan oblicuas al plano de foliación y esta oblicuidad es similar a la que desarrolla los planos **S** con respecto a los **C**. Este tipo de asimetría es el denominado criterio σ (Driessche y Brun, 1987). Si por el contrario no se produce este contraste de plasticidad entre matriz y porfiroblasto, por ejemplo si elevamos la temperatura, el comportamiento mecánico de todas las fases minerales tiende a homogeneizarse y porfiroblasto y matriz rotan pero a distintas velocidades relativas. Esta característica hace que las posiciones en sombra de presión cambien progresivamente tendiendo a producir un efecto de enrollamiento de éstas sobre el porfiroblasto. Son los denominados criterios δ (Driessche y Brun, 1987). En este caso la asimetría es contraria a la anteriormente descrita.

En la sección de Tarroiba este tipo de criterios son escasos (Tabla IV) ya que normalmente los porfiroblastos presentan colas simétricas. Como se puede apreciar en la Tabla IV, estos criterios indican sentidos contradictorios, incluso en los observados sobre un único cuerpo lenticular. En la Punta Tarroiba se puede ver una transición de estructuras δ y σ que normalmente se produce de los niveles más intensamente deformados a los menos deformados. Esta característica se interpreta como una indicación de la heterogeneidad de la deformación (Bjornerud, 1989). Los movimientos deducidos a partir de criterios cinemáticos a escala microscópica sobre muestras orientadas, como son peces de micas o bandas de cizalla, son igualmente contradictorios.

TABLA IV. Número y tipo de asimetrías de los cristales y agregados rotacionales (estructuras σ y δ de Driessche y Brun, 1987), según su orientación espacial y sentido de rotación. Estas asimetrías fueron observadas a lo largo de toda la sección de Punta Tarroiba y a escala de afloramiento.

Sentido de observación	De S a N	De W a E	De SW a NE	De NW a SE
levógiros	4 δ	7 δ	1 δ	6 δ
dextrógiros	3 δ	14 δ 3 σ	6 δ	5 δ 2 σ

Todas las características estructurales analizadas a escala mesoscópica indican que estamos frente a bandas de cizalla de características poco comunes, pues no manifiestan claramente un desplazamiento relativo determinable en sus bordes. Los habituales criterios cinemáticos de otras zonas de cizalla aquí o no se pueden usar, o son contradictorios. Este hecho es una característica estructural que encaja con el resto de los datos aportados en el análisis estructural a escala de afloramiento. Los pliegues menores ayudan a la interpretación de estas bandas de cizalla. Así, en secciones perpendiculares a los ejes de estos pliegues, una progresiva disminución del ángulo entre flancos y una ampliación de los mismos desde el interior de los cuerpos lenticulares hasta el interior de las bandas de cizalla sin que aumente su asimetría, lo que se traduce en una mayor cantidad de aplastamiento con la formación de cizallas no rotacionales. Esto explica que la fábrica de la roca sea planar y que no se observe una marcada lineación de orientación mineral, que la morfología de los cuerpos sea lenticular y que el carácter de los escasos criterios cinemáticos estudiados sea contradictorio.

Sin embargo no se pueden explicar la presencia de criterios σ y δ por deformación no rotacional. Ramsay y Huber (1987) conscientes del problema espacial que supone una gran deformación por cizalla pura, indican la necesidad de acomodación de este mecanismo por cizalla simple o cabalgamientos desarrollados en los límites de estas zonas de cizalla. Esta idea se puede trasladar a la sección analizada de Punta Tarroiba y es razonable pensar que incluso a escala de afloramiento se produzcan desplazamientos tangenciales relativos entre los niveles más y menos deformados como consecuencia de esa deformación heterogénea. Esto explicaría la presencia de criterios tipo σ y δ , aunque a diferencia de los producidos en una cizalla simple presentan distintas rotaciones y orientaciones.

6.2. ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

6.2.1. Introducción

La formación de microestructuras en una roca es la respuesta de la fábrica de la roca al estado de esfuerzos en un determinado momento. Esta respuesta está controlada por parámetros físico-químicos, como son entre otros la presión, la temperatura, la velocidad de deformación, la composición total de

la roca y la composición precisa de cada uno de los minerales que la constituyen. El fin de estas transformaciones en la fábrica y composición de la roca es disminuir la energía acumulada que desestabiliza el sistema, hasta que presente una nueva situación de equilibrio (Nicolas y Poirier, 1976).

Según Tullis (1983), los mecanismos de deformación a escala de grano, son aquellos que producen una deformación permanente (con cambio de forma permanente) en cristales. Esto incluye: microcataclasis, deformación plástica intracristalina, y procesos de difusión por transferencia de masa, siendo estos dos últimos mecanismos los más importantes en rocas metamórficas de alto grado. A esta escala, la deformación plástica intracristalina se produce por la formación de dislocaciones y su migración a través de la red ("slip" o "glide" y "climb" de dislocaciones) que pueden originar estructuras microcristalinas por movimiento coordinado de las dislocaciones y de vacantes presentes en la red cristalina. También la deformación se puede producir por mecanismos de difusión atómica, que requiere una mayor energía de activación y no depende de la estructura cristalográfica del mineral, contando con más grados de libertad que el movimiento de dislocaciones. La elección del proceso deformacional dependerá de las condiciones termodinámicas del medio deformado, de la velocidad de deformación con que se produzca y de otros factores que determinan estas condiciones, como son la presión de fluidos y el tamaño de grano.

Las expresiones matemáticas que sirven para definir estos procesos son conocidas como "leyes de flujo" (ver entre otros Rutter y Brodie, 1988). Estas ecuaciones están definidas a partir de trabajos teóricos y experimentales realizados sobre algunos minerales y rocas nomominerálicas y se tratan de aplicar a ejemplos naturales para cuantificar la deformación interna de las rocas e identificar los mecanismos de deformación que actuaron. Sin embargo, no siempre es posible hacer esta extrapolación ya que en muchos casos los ejemplos naturales no cuentan con marcadores objetivos para estimar la deformación, muestran superposición de varios procesos deformacionales o manifiestan mecanismos de reequilibración posterior y combinan varias fases minerales que hacen que estas leyes de flujo sean aproximaciones demasiado imprecisas y en muchos casos inaplicables. En el caso que nos ocupa, la deformación de rocas gneísicas en la corteza inferior, es necesario tener en cuenta que se trata de agregados cristalinos formados por varias fases minerales con distintas respuestas mecánicas frente a la deformación y frente a los mecanismos de reequilibración que se activan con posterioridad a la misma. En este capítulo se han analizado las características texturales de los gneises, prestando una atención especial al análisis de algunas microestructuras como son los ribbons de cuarzo, los agragados policristalinos lenticulares, las bandas de cizalla, los micropliegues y los clivajes tardíos por ser las principales microestructuras de estos gneises. También se ha retomado el tema de los criterios cinemáticos, aunque aquí sólo se han descrito los que se producen a escala microscópica. Al igual que a escala mesoscópica, estos criterios pueden ser útiles en la interpretación cinemática y en la propuesta de un modelo de deformación para estas rocas.

6.2.2. Características texturales de los Gneises de Chímparra

Los gneises se pueden definir en un sentido amplio como rocas anisótropas, fanero cristalinas, generalmente ricas en feldespato, cuarzo y micas, con láminas o lenticulas de minerales granulares

que alternan con láminas o lenticulas de minerales planares y definen un bandeo característico o foliación gneílica, existiendo una gradación completa entre el término gneis y el término esquistos.

En la Punta Tarroiba se diferenciaron dos tipos texturales de gneises: gneises glandulares y gneises blastomiloníticos. Los gneises glandulares muestran al microscopio una textura gneílica, con desarrollo incipiente de una foliación. Esta textura se encuentra definida por láminas irregulares, formadas esencialmente por cuarzo y plagioclasa (dominios Q) y láminas discontinuas y ligeramente oblicuas a las anteriores, formadas por mica blanca y biotita, parcialmente cloritizada, (dominios P, en los que predominan los filosilicatos); la concentración de granate es mayor en torno a éstos últimos dominios. Otra característica composicional importante es la abundancia de cianita, que se dispone paralela a la foliación, aunque con una orientación muy irregular (Figura 40).

Por su parte, los gneises blastomiloníticos presentan una textura milonítica de grano fino y la foliación planar que muestra una distribución homogénea de dominios micáceos (P) y dominios cuarzo-feldespáticos (Q). En los dominios P, se observa un crecimiento de blastos de granate sincinemático (Figura 41). Otras características relevantes de estos gneises son la presencia en algunos granates de texturas en atolón y la fuerte orientación de la biotita y la moscovita según la foliación dominante.

En general, los tamaños medios de los granos minerales son sensiblemente menores en los gneises blastomiloníticos que en los gneises glandulares, como se ha señalado previamente (Tabla V). Sin embargo, los granates mantienen aproximadamente los mismos tamaños y los fenoblastos de moscovita muestran una mayor longitud y menor anchura en los gneises blastomiloníticos, donde se presentan como blastos muy alargados y paralelos a la foliación. En los gneises glandulares se observa un predominio de los cristales tabulares y de los peces de mica.

TABLA V. Relación de tamaños (mm) predominantes de los minerales principales en cuatro muestras representativas de los dos tipos de gneises diferenciados en Punta Tarroiba (estimación óptica).

	Gneises glandulares		Gneises blastomiloníticos	
	AMP104	T-21	AMP105	T-71
Cuarzo	0,46	2-0,8	0,23	0,038
Plagioclasa	3-0,3	0,57	1-0,15	0,4-0,2
Granate	0,23	0,3	0,23	0,3-0,06
Moscovita	0,38	0,38	0,5-0,9	1

6.2.3. Agregados policristalinos lenticulares

Una de las características microestructurales más destacables en los dos tipos de gneises que se acaban de describir, son los agregados policristalinos lenticulares que macroscópicamente podemos

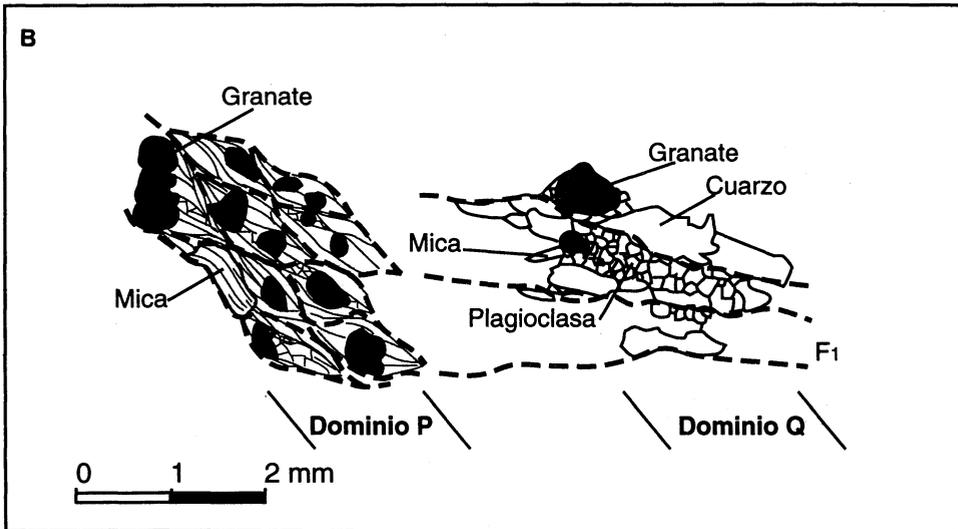


FIGURA 40. A) Fotografía de microscopio de la muestra T-21 con luz natural, mostrando el aspecto textural de los gneises glandulares. B) Esquema de la muestra T-32 mostrando el aspecto textural del bandeo migmatítico diferenciándose bandas leucocráticas (o bandas Q) y bandas melano-cráticas (o bandas P).

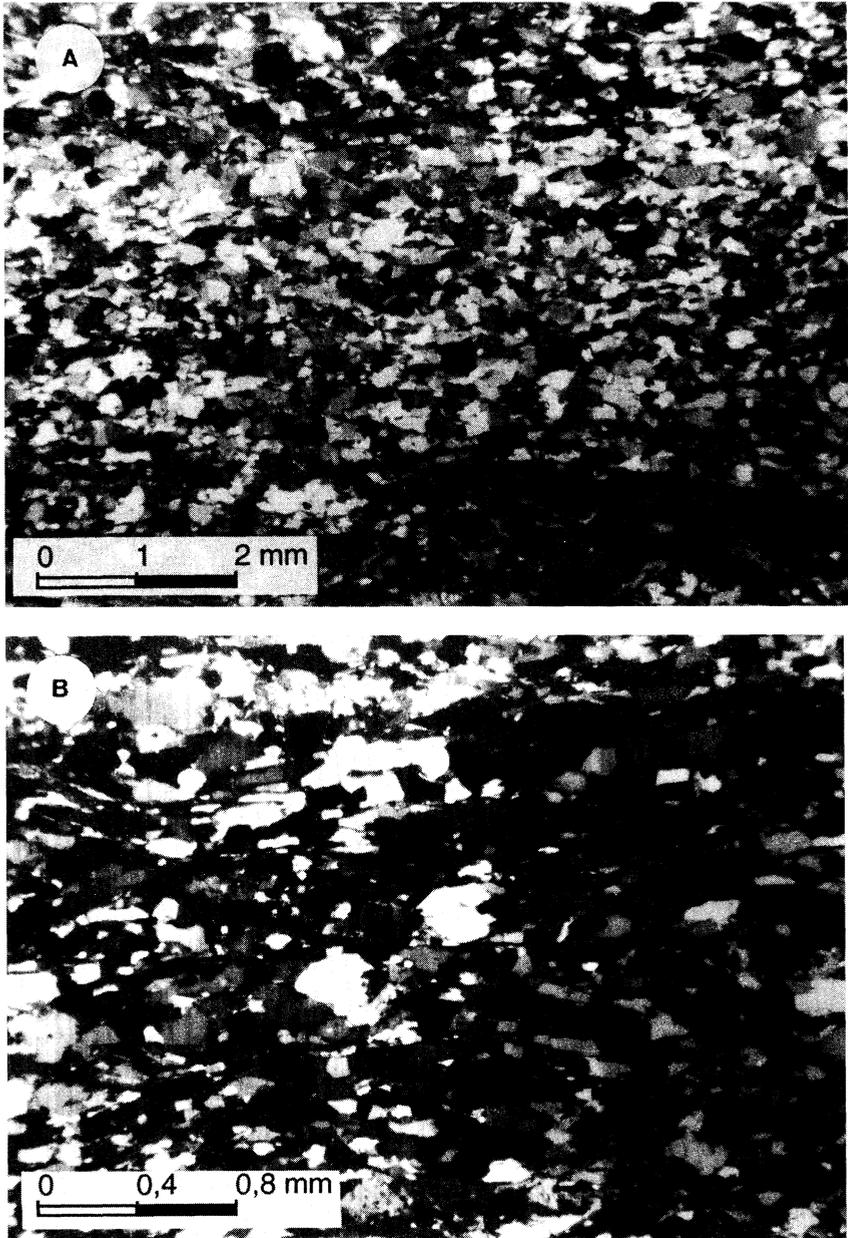


FIGURA 41. A) Fotografía microscópica (luz polarizada) de la lámina T-71 que corresponde a unos gneises miloníticos B) Aspecto textural de la lámina T-61 (luz polarizada) en el que se muestra la distribución homogénea de las bandas P-Q de los gneises miloníticos.

identificar como fenoblastos cuarzofeldespáticos. Poseen formas aproximadamente lenticulares, más frecuentemente simétricas que asimétricas y tamaños que varían entre 8 y 1 mm.

Como se pudo ver en el apartado 6.1.7, estos agregados son visibles en secciones perpendiculares a la superficie de foliación, mientras que en secciones paralelas a esta superficie sólo se identifican formas subcirculares sin una orientación definida.

El origen de estos agregados parece relacionarse con el carácter poliminerálico y bandeado de los gneises. El contraste del comportamiento reológico de las bandas P y Q, hace que las bandas Q, más competentes, se deformen mediante la formación de microboudins, mientras que las capas ricas en filosilicatos (capas P) se deforman plásticamente y recrystalizan adaptándose a los espacios que dejan las bandas Q. En los niveles o bandas de composición intermedia (P-Q) esta diferenciación es mucho menos clara. Por otra parte, en los niveles P son frecuentemente los "peces" de mica y los agregados granatíferos que también definen formas más o menos lenticulares, rodeadas por cristales de nueva formación que crecen orientados y definen una esquistosidad anastomosada (Figura 42).

En los niveles más deformados se observa que esta textura anastomosada y de composición heterogénea es sustituida por una textura planar, en la que los agregados policristalinos lenticulares aparecen como formas aisladas rodeados por una matriz homogénea de grano fino. Las bandas más leucocráticas de estos niveles manifiestan una evolución desde estos agregados lenticulares a "ribbons" o cintas cuarzofeldespáticas y las bandas más melanocráticas desarrollan con mayor definición bandas de cizalla extensionales.

La descripción de estas características microestructurales, recuerdan en gran medida las características estructurales a escala de afloramiento, que fueron expuestas en apartados precedentes.

6.2.4. "Ribbons" policristalinos de cuarzo

Los "ribbons" o cintas de cuarzo son agregados de cristales de cuarzo deformados que presentan morfologías planares prismáticas con una alta relación longitud/anchura, se forman en rocas ricas en cuarzo que han sufrido una intensa deformación dúctil y permiten obtener información de las condiciones genéticas y de los mecanismos de deformación implicados a partir de la estructura interna de los granos de cuarzo.

A bajas temperaturas, la deformación plástica de granos de cuarzo produce ribbon monocristalinos (Tullis et al., 1973; White, 1976). Los factores y procesos que intervienen en la formación de ribbon policristalinos no es bien conocida, pudiendo ser el resultado de la trasposición de bandas de cuarzo preexistente, o de la segregación de cuarzo en relación con otros minerales de la roca. No obstante, se sabe que ejes c de cuarzo generalmente definen una fuerte orientación preferente, lo que indica la activación de procesos de deformación plástica intracristalina, aunque el tipo de orientación no corresponde a un tipo determinado de "ribbons".

En este trabajo se ha utilizado la clasificación de "ribbons" propuesta por Boullier y Bouchez

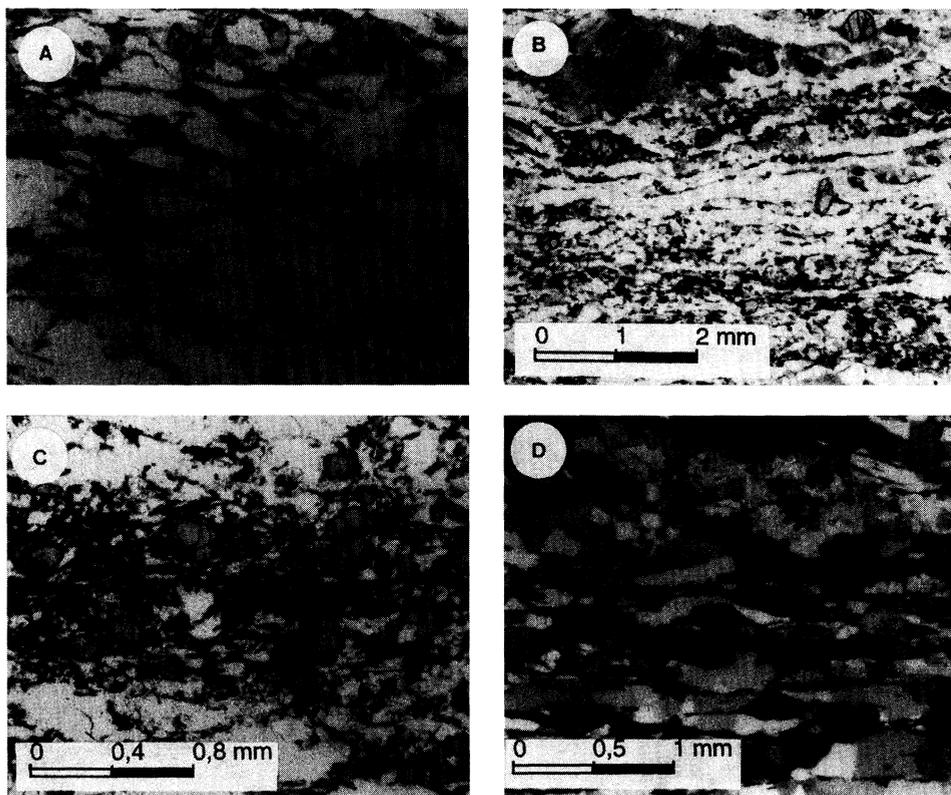


FIGURA 42. Fotografías microscópicas mostrando distintos aspectos texturales relacionados con el desarrollo de agregados lenticulares policristalinos: A) Textura anastomosada de una banda Q de un gneis glandular (Lámina T-82 con luz natural). B) Textura planar de una banda Q de un gneis milonítico (Lámina T-101 con luz natural). C) Banda P de un gneis glandular (Lámina T-21 con luz natural). D) Gneis milonítico con desarrollo de ribbons de cuarzo (Lámina T-111 con luz polarizada y cuña de $1/4 \lambda$).

(1978), quienes consideran la estructura interna y la orientación preferente de los granos de cuarzo como dos características independientes. La primera da información sobre el esfuerzo, velocidad de deformación y temperatura, mientras que la segunda da información complementaria sobre la geometría y el tipo de deformación. Estos autores distinguen 4 tipos básicos de "ribbons" policristalinos:

Tipo I. Asociación de granos deformados de escala variable. Son típicos de una deformación plástica, con la formación de subgranos y nuevos granos por la desorientación progresiva de subgranos. No presentan una historia térmica postectónica. Los tamaños de los nuevos granos pueden servir de geopiezómetros para el cálculo del "paleoesfuerzo". La historia postectónica se limita a la aparición de granos muy pequeños no deformados. Este proceso de recrystalización estática se activa al absorber la energía de deformación de las zonas más cargadas de dislocaciones.

Tipo IIa.- Asociación de granos en mosaico con estructura equidimensional. Boullier y Bouchez (op.cit.) distinguen tres subtipos, según la orientación óptica preferente y el tamaño de grano:

- Orientación preferente muy pronunciada. La deformación plástica está acompañada de recristalización dinámica. La ausencia de nucleaciones indica que la deformación se produce a temperaturas elevadas y con muy poca velocidad (con respecto al tipo anterior).
- Orientación preferente poco marcada, con grandes desorientaciones de un grano a otro. Resultado de una nucleación generalizada, al final de la deformación y seguido por una historia térmica post-tectónica.
- Orientación preferente poco pronunciada y tamaño de grano pequeño ($\ll 100\mu\text{m}$). La deformación se ha podido prolongar de forma considerable por un mecanismo que haya hecho intervenir la difusión y el deslizamiento de límites de grano (deformación superplástica).

Tipo IIb. Asociación de granos alargados con estructura equidimensional. Debe ser el resultado de una evolución retrógrada bajo condiciones deformacionales constantes, en facies de las anfibolitas. Se explica por un crecimiento de granos de cuarzo en un ambiente estático, también denominado recristalización secundaria y que indica una historia térmica importante posterior a la deformación. El crecimiento de los granos está limitado por los bordes de los ribbon aunque su crecimiento paralelo a estos bordes puede ser importante.

Tipo III. Asociación de granos grandes de formas irregulares a rectangulares. Para este tipo podemos suponer dos hipótesis genéticas: a) que se trata de un "ribbons" de tipo I de gran tamaño de grano y b) que se formaron a partir de "ribbons" de tipo IIb al formarse por recristalización secundaria, como lo indicaría la presencia de subestructuras serradas y la forma de los cristales subrectangular.

En el acantilado de Punta Tarroiba los "ribbons" de cuarzo presentan las siguientes características (para más información ver Apendice I):

a) Son "ribbons" policristalinos, formados por cristales alargados alotriomorfos en cuyo interior se observa a menudo el desarrollo de subjuntas que se disponen subperpendiculares al plano de foliación milonítico.

b) Presentan formación de nuevos cristales de pequeño tamaño (variando entre 20 y 80 μm) y con orientación preferente, frecuentemente con proyecciones del eje c en torno a Y, es decir presenta deslizamientos de tipo prismáticos. El crecimiento de los granos está claramente controlado por la presencia de otras fases minerales, especialmente los filosilicatos. Así en contacto con éstos, los bordes de los cristales de cuarzo pasan de ser irregulares a ser completamente rectos (Figura 43A).

c) Tienen unas relaciones longitud/anchura y una morfología diferente en función del tamaño de grano, de la composición y de la deformación. En los dominios Q se forman "ribbons" más anchos (aprox. 0,5 mm) y de longitudes que sobrepasan los 20 mm, mientras que en los dominios intermedios P-Q se forman ribbon oblicuos dentro de cuerpos mayores de geometría lenticular de unos 3,6 a 5 mm de longitud y de 0,3 mm de anchura. En los "ribbons" con tamaños de grano más

fino la relación longitud/anchura es aproximadamente 35 mientras que para tamaños de grano más grueso esta relación es mayor (en torno a 43). Desde los niveles más deformados a los menos deformados, incluso dentro de una misma lámina delgada, se aprecia una evolución de agregados policristalinos lenticulares a microestructuras ribbons. Esta evolución se produce mediante procesos de recristalización dinámica y formación de subjuntas (Figura 43B)

A partir de las anteriores características se pueden interpretar los "ribbons" presentes en los gneises del corte de Tarroiba como de Tipo IIb y/o III según la clasificación propuesta por Boullier y Bouchez (1978). Además se puede obtener una estimación del esfuerzo diferencial operativo durante los procesos de recristalización dinámica, ya que según White (1979), el tamaño de grano de los cristales recristalizados es resistente a los procesos de enfriamiento y recuperación posteriores. Al existir una relación inversa entre tamaño de grano y esfuerzo diferencial, los tamaños de los granos recristalizados pueden ser utilizados como geopiezómetros. Los cálculos se hicieron a partir de la recta de regresión trazada sobre un diagrama esfuerzo diferencial (MPa) y tamaño de grano (μm). La recta de regresión se obtiene a partir de los puntos registrados en los ensayos experimentales para cuarzo húmedo (Meciers et al., 1977) y mármol de Carrara (Schmid et al., 1980) de comportamiento similar al cuarzo húmedo, y suponiendo unas mismas condiciones que las experimentales. Estas estimaciones varían entre 10 y 70 MPa y se tienen que entender como mínimas ya que como podremos verificar, los cristales de cuarzo de Punta Tarroiba son anhidros; por otra parte, se ha podido detectar, en general, crecimiento epitaxial de todos los granos. Finalmente hay que indicar que el control que ejercen los filosilicatos en el crecimiento de los cristales de cuarzo se debe a que las micas facilitan el deslizamiento y rotación de dislocaciones en los bordes del cristal de cuarzo situado en contacto con éstas, de esta manera, los bordes del cristal en contacto con las micas se adaptan a la morfología recta de éstas.

6.2.5. Bandas de cizalla

Un clivaje de tipo "banda de cizalla", es una foliación que corta la foliación principal en una milonita, pero que se desarrolla durante el mismo evento de deformación que produce la fábrica milonítica (Passchier et al., 1990). Estos clivajes pueden ser de dos tipos: a) bandas onduladas o anastomosadas de crenulación extensional (ECC) (Plat y Wissers, 1980); b) bandas planares desarrolladas por deformación no coaxial dispuestas paralelas al plano de cizalla (S) y otras ligeramente oblicuas (C) conocidas como fábricas S-C (Berthe et al., 1979).

En los niveles más deformados de los gneises de Punta Tarroiba se aprecia el desarrollo de un clivaje de tipo "banda de cizalla". Este clivaje está especialmente bien definido en los niveles más esquistosos, donde lepidoblastos de pequeño tamaño cristalizan oblicuamente a la foliación milonítica rodeando "peces" de mica y cristales de granate. Estas "bandas de cizalla" son de morfología anastomosada y claramente identificables como clivajes de crenulación extensional (ECC) (Figura 43A). En la mayor parte de las muestras analizadas se aprecian la formación de bandas de cizalla conjugadas (Figura 43B) que por zonas, incluso dentro de la misma lámina, manifiestan un predo-

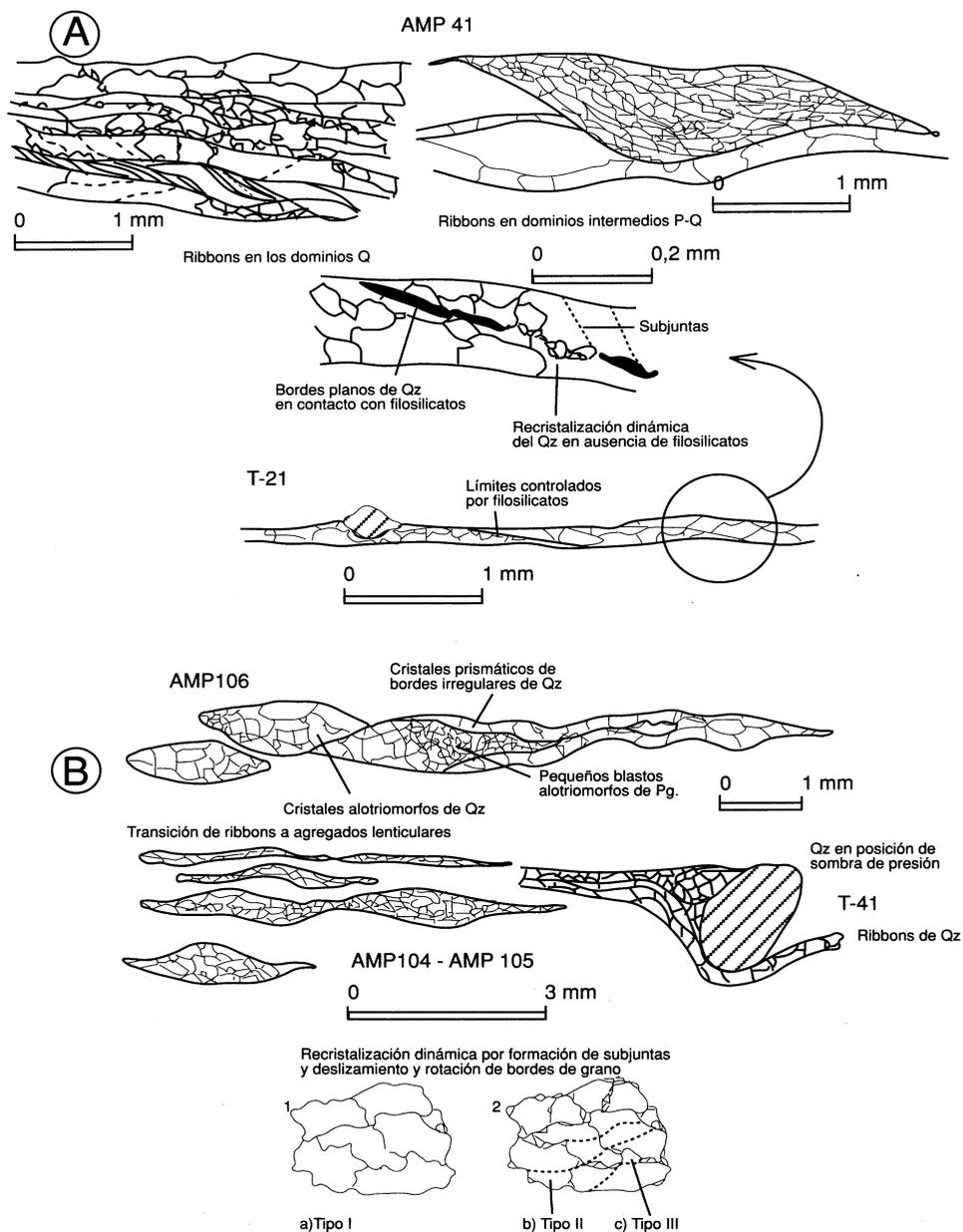


FIGURA 43. Dibujos de detalle que muestran distintas características texturales de los ribbons de cuarzo.

mínio de un sistema sobre otro. Restituyendo las posiciones de las **ECC** a sus posiciones originales en el afloramiento a partir de muestras orientadas, se observa que mayormente estas bandas de cizalla indican un desplazamiento de techo hacia el N. Sin embargo es posible ver desplazamientos de techo hacia el S y también observar bandas **ECC** conjugadas en secciones perpendiculares a la foliación cortadas en dirección E-W.

Dentro de los dominios Q el desarrollo de **ECC** es mucho menos claro. A pesar de ello, es posible definir una esquistosidad anastomosada a partir de los pequeños filosilicatos y nuevos granos de cuarzo y plagioclasa producidos por procesos de recristalización dinámica. El desplazamiento aparente de estas posibles **ECC** es similar al de las **ECC** definidas en los dominios P adyacentes y está de acuerdo con el deducible de estructuras tipo d desarrolladas en estos dominios. Todo ello apunta a poder interpretar estas estructuras como verdaderas **ECC** (Figura 43C).

6.2.6. **Micropliegues**

Dentro de los niveles menos deformados, donde se preserva el bandeado migmatítico original, se observan micropliegues a escala de lámina delgada. Los micropliegues se producen entre los dominios Q, más competentes, y los dominios P y presentan la esquistosidad o clivaje milonítico de plano axial. Esta característica los relaciona genéticamente con el desarrollo de la foliación milonítica y descarta la posibilidad de ser micropliegues de origen migmatítico. Presentan una gran variedad de formas y grados de apretamiento, en función del ángulo que forme la esquistosidad milonítica con la foliación migmatítica (Figura 45), incluso es posible ver figuras de interferencia o superposición de micropliegues (posiblemente pliegues miloníticos sobreimpuestos a pliegues migmatíticos)

Estos domínios microplegados son irregulares y desaparecen lateralmente y son interpretables como generados dentro del proceso general que a escala cristalina transforma rocas gneísicas con texturas migmatíticas en gneises de textura planar milonítica.

6.2.7. **Clivajes tardíos**

En los gneises de Punta Tarroiba se pueden encontrar distintos tipos de foliaciones relacionadas con las fases de deformación desarrolladas con posterioridad a la foliación milonítica y que han sido descritas en el apartado 3.2.

En la sección de Punta Tarroiba es posible apreciar una crenulación grosera en la parte inicial del corte, en donde los gneises presentan una textura planar. También algo más hacia el interior del corte, es posible ver esta foliación sobre algunos niveles de gneises miloníticos que rodean los cuerpos lenticulares.

Está definido por la disposición de los cristales festoneados de mica blanca y la cristalización de clorita. Relacionado con este clivaje localmente se llega a producir un bandeado tectónico inci-

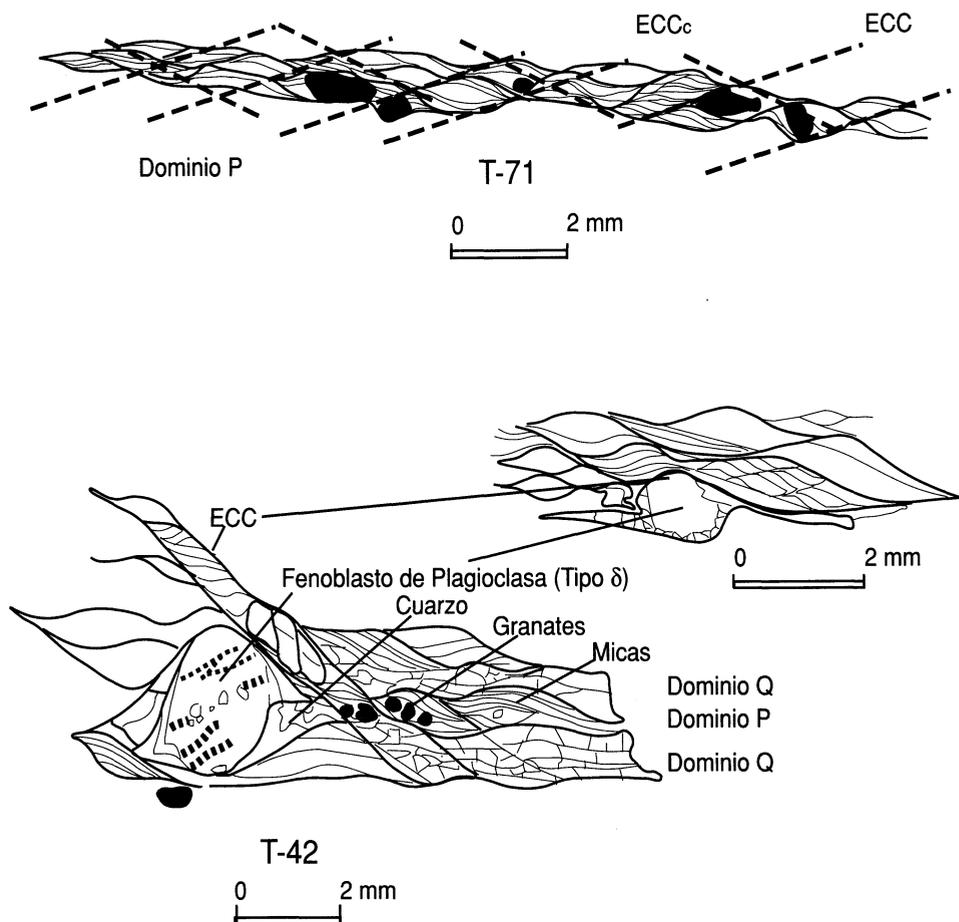


FIGURA 44. Distintos aspectos texturales de las bandas de cizalla extensionales (ECC).

piente en la fábrica de los gneises más pelíticos. Este clivaje tiene un desarrollo heterogéneo, no siendo visible en las bandas más leucocráticas, y el plano de crenulación presenta una orientación constante N-S y buzamientos altos, entre 60 y 90°. Este clivaje de crenulación grosero se interpreta en relación con la estructura sinformal que describen los Gneises de Chímparra en esta localidad, a la que hemos denominado en el apartado 3.2. cuarta fase de deformación (D4). Su esquistosidad asociada (S4) se identifica siempre como un clivaje de crenulación grosero (Figura 46A), observable a simple vista.

En relación con estructuras de despegue como cabalgamientos o zonas de cizalla frágil-dúctiles localizadas al inicio del corte de Tarroiba, próximas al contacto entre las Anfibolitas de Candelaria y los Gneises de Chímparra, aunque dentro de las primeras, se desarrolla un clivaje de crenulación muy local. Se trata de un clivaje de crenulación con recristalización y kinkeado de moscovita y bio-

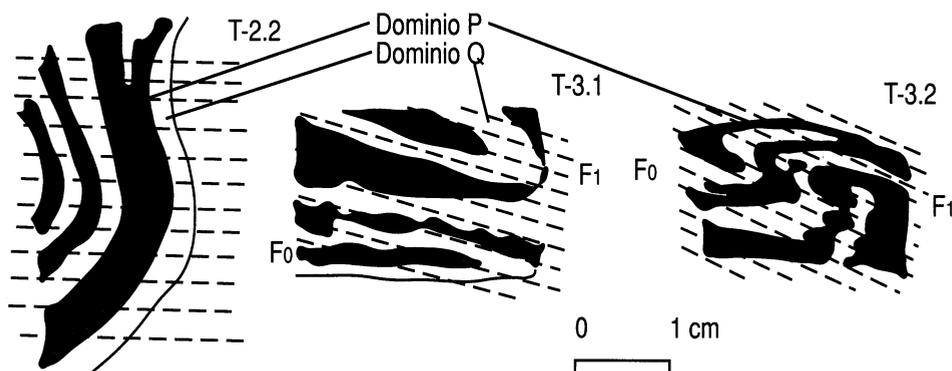


FIGURA 45. Micropliegues dibujados a partir del bandeo migmatítico observable sobre secciones pulidas correspondientes a las muestras T-2.2, T-3.1 y T-3.2. F0: foliación migmatítica; F1: foliación milonítica.

tita acompañadas de una intensa cloritización. Esta crenulación es siempre asimétrica y el plano de crenulación también presenta una disposición N-S aunque es siempre mucho más tendido que el clivaje S4 (Figura 46B). Este clivaje se puede correlacionar con estructuras similares desarrolladas en relación con la tercera fase de deformación descrita para el Complejo (Marcos et al., 1984; Bastida et al., 1984)

En la sección estudiada no se han podido identificar clivajes en relación con el desarrollo de los grandes pliegues acostados, identificado por los anteriores autores como segunda fase de deformación. La esquistosidad (S2) relacionada con esta fase, presenta igualmente un desarrollo local y heterogéneo, siendo una esquistosidad bien visible en las bandas más lepidoblásticas de los flancos de los grandes pliegues acostados donde se desarrollan pliegues menores asociados (especialmente en el borde E del Complejo). Este clivaje se superpone a la foliación milonítica, pero casi nunca produce la crenulación de la misma. En relación a él cristalizan: moscovita, biotita y ocasionalmente estaurólita.

6.2.8. Criterios cinemáticos microscópicos

En zonas de cizalla de bajo y medio grado son muchos los tipos de marcadores cinemáticos, a escalas macro y microscópicas, que se pueden utilizar para deducir el sentido de movimiento, algunos de los cuales ya han sido analizados en la presente memoria. Un resumen de todos los tipos de marcadores que con más frecuencia se utilizan en rocas gneísicas puede ser encontrado en Passchier et al., (1990, cap. 4). Sin embargo estos autores indican que en terrenos gneísicos de alto grado solamente cinco marcadores son habitualmente válidos y todos presentan la característica común de poderse observar a escala macroscópica:

- a) la distribución de pliegues y boudins en capas competentes y venas.



FIGURA 46. A) Fotografía de campo donde se muestra el clivaje de crenulación S4 al inicio de la sección de punta Tarroiba. B) Nivel de esquistos cloritizados y crenulados por un clivaje S3 en relación a un cabalgamiento dentro de las Anfibolitas de Candelaria en la sección de Punta Tarroiba.

b) la simetría de cuerpos o agregados policristalinos lenticulares de material relativamente más competente.

c) la imbricación o alargamiento de megacristales en gneises porfíricos.

d) el plegamiento de una foliación primaria desarrollado sobre una fábrica anisotropa, como por ejemplo un granito o un gabro.

e) el desplazamiento de determinados marcadores tales como diques o isogradas metamórficas.

En la Punta Tarroiba hemos podido constatar que los criterios cinemáticos que a escala microscópica se pueden observar son siempre muy confusos (ver apéndice I). Algunos de ellos ya han sido descritos en apartados anteriores y en este apartado se insistirá en algunas características de la microestructura de los gneises que se considera de especial interés.

Los gneises miloníticos se caracterizan por presentar una fábrica planar con ausencia de lineación de orientación mineral, en la que los agregados cuarzo-feldespáticos presentan morfologías de discos sobre las superficies de foliación. En secciones perpendiculares a estas superficies es posible observar a escala microscópica numerosas microestructuras que indican movimientos relativos aparentes. No obstante, deducir movimientos aparentes a partir de fenoblastos con colas y/o sombras

de presión asimétricas puede ser muy complejo, y es necesario estudiar en detalle todas las microestructuras del entorno del criterio cinemático. Por ejemplo, un caso bastante habitual en los gneises miloníticos de Punta Tarroiba es encontrar asimetrías en las colas y/o sombras de presión producidas por superposición de otras microestructuras que se generan durante el desarrollo de la foliación milonítica, como pueden ser las ECC (Figura 47A) o por la disposición oblicua de previas fábricas planares como es el caso del bandeado migmatítico (Figura 47B), y que pueden llegar a producir dos colas y dos sombras de presión para cada porfiroblasto. Una vez realizado un minucioso análisis de los posibles criterios cinemáticos (ver apéndice I), no ha sido posible deducir un único sentido de desplazamiento, por el contrario el abanico de sentidos deducido no excluye prácticamente alguna posibilidad. Esta característica se interpreta como una particularidad de las milonitas generadas por aplastamiento, de igual manera que se hizo para el análisis de criterios cinemáticos a escala macroscópica.

6.2.9. Comportamiento mecánico de las distintas fases minerales

Se pueden diferenciar tres grandes categorías de mecanismos de deformación de rocas, independientemente de que existan algunas variantes que permitan diferenciar algunos tipos específicos dentro de estas categorías (Rutter y Brodie, 1993), estos mecanismos son: deformación cataclástica, plasticidad intracristalina y flujo por transferencia de masa por difusión. Cada uno de estos mecanismos se caracterizan por un diagnóstico de microestructuras y por un comportamiento mecánico específico. No obstante en rocas deformadas en la naturaleza, los cambios en las condiciones ambientales y los cambios producidos por la deformación inducida por la velocidad de deformación de las microestructuras puede hacer que más de un tipo de mecanismo de deformación consiga preservarse. Por otra parte, los cambios mineralógicos y microestructurales que acompañan al metamorfismo pueden hacer que las evidencias microestructurales del mecanismo de deformación dominante estén parcial o totalmente obliteradas.

De lo anteriormente expuesto se puede deducir que las características microestructurales de los gneises blastomiloníticos proporcionan información sobre los procesos que actuaron durante su transformación a partir de gneises glandulares. Entre ellas destacan las siguientes:

1) el granate muestra el desarrollo de fracturas subperpendiculares a la foliación general de la roca; estas fracturas normalmente no presentan desplazamiento a lo largo de su superficie. También se observa que la disgregación en fragmentos del granate a lo largo de bandas paralelas a la foliación;

2) el eje mayor de los granates con formas prismáticas se dispone de forma paralela a la superficie de foliación; estos tipos morfológicos de granates se presentan habitualmente en las bandas miloníticas;

3) la presencia de bultos ('bulging') e irregularidades en los bordes de grano de cuarzo y su posterior estrangulamiento por migración de dichos bordes;

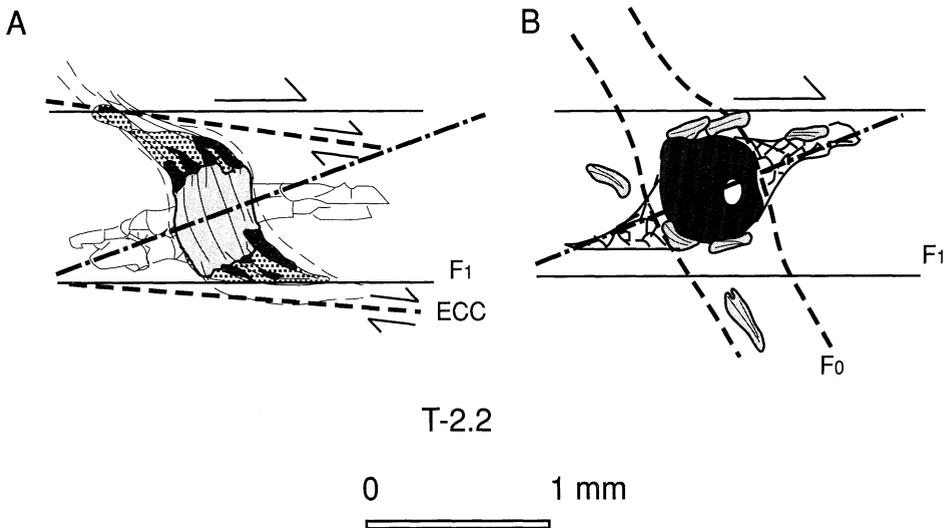


FIGURA 47. Esquemas de porfiroblastos con colas dobles asimétricas: A) inflexión en la sombra de presión del pez de mica y asimetría en sus bordes producida por efecto de una ECC. B) Sombra de presión en un cristal de granate y aparente sombra producida por la intersección de la foliación milonítica y la foliación migmatítica.

4) la orientación óptica preferente del cuarzo, presente tanto en los cristales de mayor tamaño (cristales 'viejos'), como en los de menor tamaño (cristales 'nuevos');

5) el desarrollo de colas de presión en torno a los cristales de cuarzo, agregados de cuarzo y plagioclasa y fenoblastos en general;

6) la presencia de ribbons de cuarzo, especialmente bien desarrollados en las bandas miloníticas;

7) el desarrollo en la plagioclasa de maclas mecánicas, según planos (010) y (001), y más escasamente de lamelas de deformación;

8) la formación en la plagioclasa de subjuntas y la rotación progresiva de las mismas con la formación de subgranos, por deslizamiento de los bordes de grano y más excepcionalmente por 'bulging'; en consecuencia, se observan abundantes granos viejos de esta fase mineral rodeados de una matriz de finos cristales de cuarzo y plagioclasa;

9) la presencia de 'kinks' y de fracturas en las micas, con buen desarrollo en los niveles lepidoblásticos;

10) el desarrollo de fenoblastos de mica blanca con morfologías lenticulares asimétricas o "peces de mica", tanto en los niveles melanocráticos como leucocráticos;

11) el crecimiento epitaxial de cuarzo, plagioclasa y micas, con abundantes puntos triples de contactos entre los cristales, con mayor desarrollo en las rocas menos deformadas.

De acuerdo con las características texturales anteriormente descritas, se han podido definir los siguientes mecanismos de deformación:

Mecanismos de deformación por plasticidad intracristalina. Son aquellos mecanismos que modifican la estructura interna cristalográfica de una determinada fase mineral mediante la formación de dislocaciones y su migración a través de la red. Entre las microestructuras que sugieren la actuación de este mecanismo, destacan: 1) el desarrollo de orientaciones cristalográficas preferentes en el cuarzo y la formación de subjuntas en los fenoblastos prismáticos de este mineral (Figura 47A), 2) la formación de maclas mecánicas y lamelas de deformación en la plagioclasa, y 3) la formación en las micas de 'kinks', junto con la activación de dislocaciones sobre los planos de deslizamientos (001) de los fenoblastos para formar 'peces de micas' (Figura 47B).

Frente a la activación y nucleación de dislocaciones que produce un efecto de endurecimiento ('strain hardening') en la respuesta mecánica de la roca, se genera un efecto de recuperación ('recovery') para adquirir un estado estable de más baja energía (Nicolas y Poirier, 1976). Este efecto se manifiesta mediante procesos de recristalización dinámica, de los que existen abundantes evidencias. Así, en el cuarzo se produce 'bulging' (Bell y Etheridge, 1976) (Figura 48A) y una orientación óptica preferente, tanto en los 'granos viejos' como en los 'nuevos'. La recristalización dinámica en la plagioclasa tiene lugar por formación de subgranos y rotación progresiva de los mismos (Vernon, 1976), por deslizamiento de los bordes de grano y, más excepcionalmente, por 'bulging'. Aunque tanto la plagioclasa como el cuarzo muestran recristalización dinámica durante la deformación, la plagioclasa manifiesta una mayor resistencia, probablemente por tener más baja simetría y/o una menor densidad de dislocaciones, como lo indica la abundancia de granos viejos de esta fase mineral rodeados de una matriz de finos cristales de cuarzo y plagioclasa (Figura 48B); el cuarzo es el mineral más activo durante todo el proceso de deformación.

Posteriormente a la formación de las texturas dominantes en los gneises (textura gneíscica glandular y textura blastomilonítica), se produce un crecimiento sintaxial de cuarzo, plagioclasa y micas, con abundantes puntos triples de contactos entre ellos. Este crecimiento tiene un mayor desarrollo en las rocas menos deformadas y podría estar relacionado con procesos de recristalización estática.

Mecanismos de deformación por transferencia de masa por difusión. Son aquellos que producen modificaciones en la textura de la roca por migración iónica a través de la estructura del cristal, pero sin depender de ella, o a través de los límites de varios cristales. Para el cuarzo existen evidencias de precipitación de esta fase mineral en zonas más favorables, como en bandas y sombras de presión en torno a los fenoblastos más competentes. También este mecanismo puede tener importancia en el crecimiento de granates de hábito prismático, en la deformación de los blastos 'viejos' de plagioclasa y en el crecimiento de neoblastos de esta fase mineral en la matriz.

Mecanismos de deformación cataclástica. Son aquellos que producen la fracturación y disgregación de las distintas fases minerales. En contraste con el comportamiento dúctil de la mayor parte de los minerales algunas otras manifiestan comportamiento frágil, como es el caso del granate (Figura 50). Recientemente, Prior (in litt.) propone un modelo de fracturación para los granates por

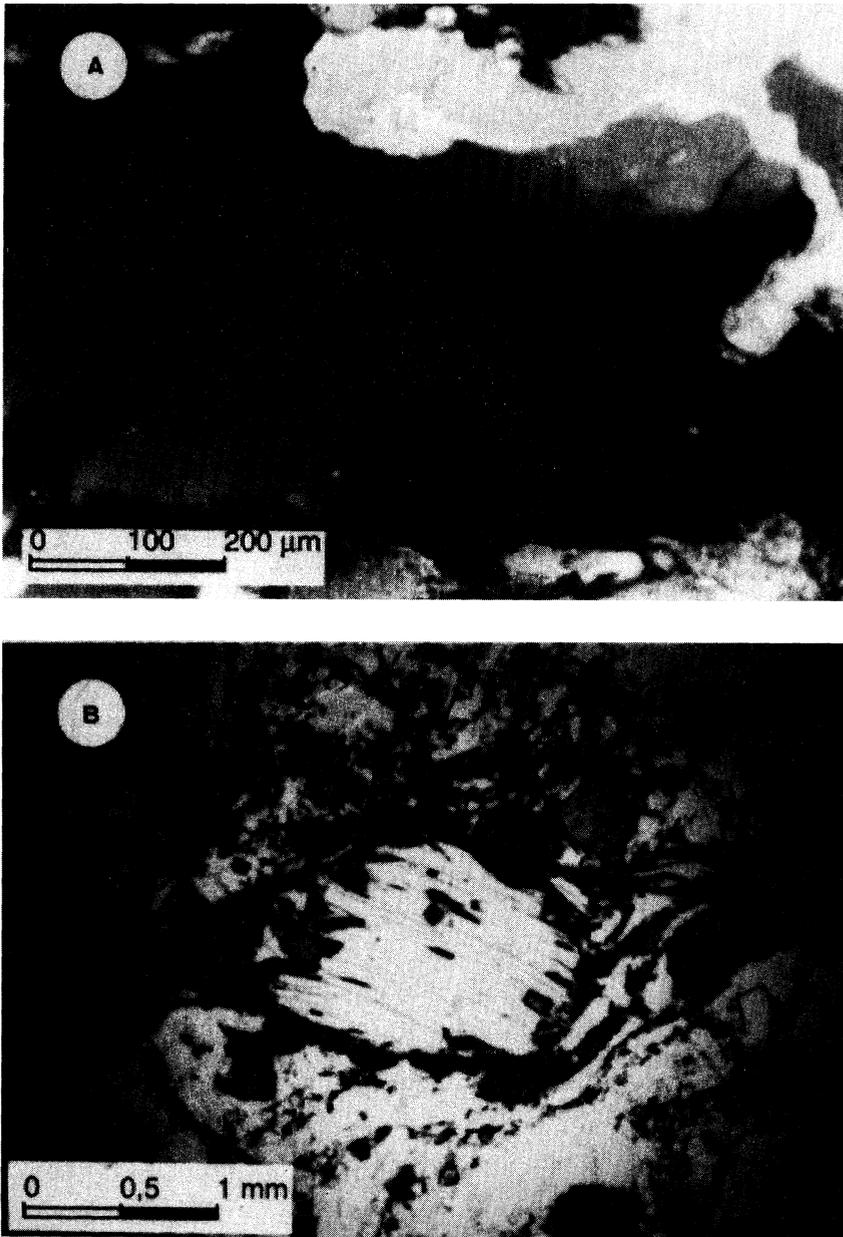


FIGURA 48. Microfotografías mostrando el desarrollo de subjunatas en cristales de cuarzo (T-81, luz polarizada) (A) y un "pez de mica" desarrollado por deslizamiento de sus planos basales (001) (muestra T-21, luz natural) (B).

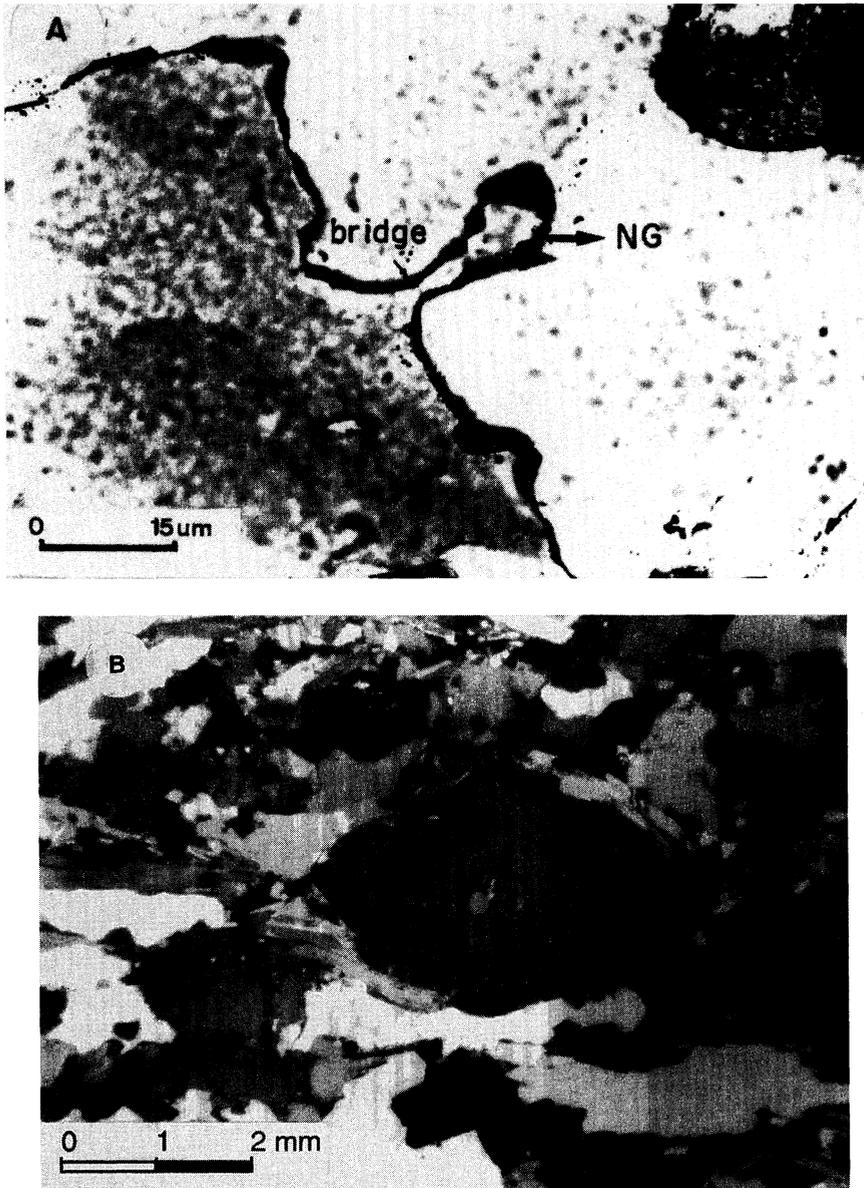


FIGURA 49. Microfotografías mostrando la recrystalización dinámica de cuarzo por la formación de bultos que producen nuevos cristales, asistida por puentes (T-4.1, luz polarizada) (A). Viejo fenoblasto de plagioclasa rodeado por una matriz constituida de pequeños cristales recrystalizados de cuarzo y plagioclasa (T-9.1, luz polarizada) (B).

disolución y posterior precipitación, indicando la coexistencia de ambos mecanismos en un mismo proceso. En Punta Tarroiba parece necesario la actuación de microcataclasis junto con otros mecanismos que produzcan un efecto similar a la transferencia de masa por difusión, ya que el efecto que produce el desarrollo de la foliación milonítica sobre los granates es la formación de fracturas subperpendiculares a la foliación junto con la formación de pequeños cristales de hábito prismático, con su eje mayor paralelo a la superficie de foliación. En muchas ocasiones se ha explicado la formación de fracturas en los cristales de granate originadas de forma tardía por enfriamiento y descompresión del cristal. En los granates que fueron analizados en Punta Tarroiba con el fin de estudiar este proceso de microfracturación, se han podido diferenciar claramente dos tipos genéticos de fracturas: fracturas tardías que cortan el cristal completamente (fracturas de orden 2) y entre las que cristalizan filosilicatos ricos en K (Figura 51A), y fracturas producidas durante el desarrollo de la foliación milonítica (fracturas de orden 1) que no cortan al cristal completamente e influyen en el desarrollo del zonado composicional de algunos cristales de granate (Figura 51B y apéndice IV).

También se observan evidencias de este mecanismo en los cristales de plagioclasa, especialmente en los cristales 'viejos', es decir en los fenoblastos de plagioclasa rodeados de coronas de nuevos blastos de esta fase mineral producto de la recristalización dinámica. Estas fracturas son mucho menos abundantes que en los granates y parecen posteriores al desarrollo de la foliación principal.

6.2.9.1. *Orientación preferente de ejes c en el cuarzo*

Desde principios de este siglo se conoce que algunas fases minerales se orientan ópticamente cuando son sometidas a un campo de esfuerzos, como se explicaba en el apartado 4.2.2. Esta orientación se produce por la activación de sistemas de deslizamiento internos del cristal que se deforma por mecanismos de deformación plástica intracristalinos. En función de la simetría del cristal existen varios posibles sistemas de deslizamiento, que se pueden prever a partir de la teoría de Taylor-Bishop y Hill (Wenk, 1990). De todos los minerales que manifiestan este comportamiento el cuarzo es el que mejor y más ampliamente se ha estudiado (ver entre otros a Blacic, 1975; Trepiez, 1978; Price, 1985; Jessell y Lister, 1990; Law, 1990).

Como complemento al análisis textural y microestructural se han analizado fábricas de ejes c de cuarzo para diez muestras a lo largo de toda la sección (Figura 53). Para el muestreo fueron escogidos dos cuerpos lenticulares en distintas posiciones de la serie: el primer cuerpo es el nivel más alejado de la sección milonítica planar y la situación precisa de las fábricas se señala en la Figura 54, el otro cuerpo está próximo al contacto con los gneises de textura planar homogénea y por último se hicieron otras dos fábricas en este nivel. Con este muestreo se intentó tener una representación de los niveles más y menos deformados y de los distintos tipos texturales aflorantes en la sección de Punta Tarroiba, para poder determinar las características que presentaban las fábricas cristalográficas en función de la intensidad de la deformación y de las características metamórficas analizadas en las mismas láminas (ver capítulo 7.1). La Tabla III resume la orientación y situación de las muestras estudiadas.

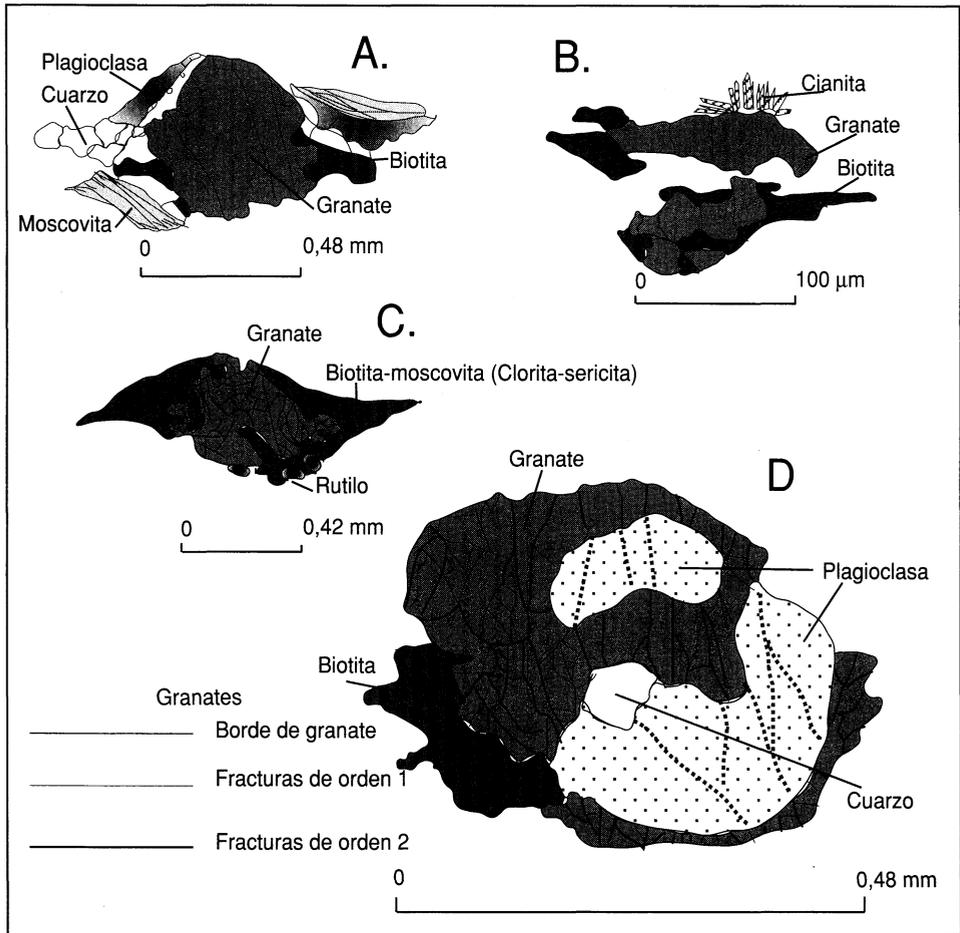


FIGURA 50. Esquemas de las láminas T-41 (A, B y C) y T-61 (D) mostrando distintos tipos texturales de granates con desarrollo heterogéneo de la fracturación, especialmente intensa en los cristales turbios de aspecto corroído.

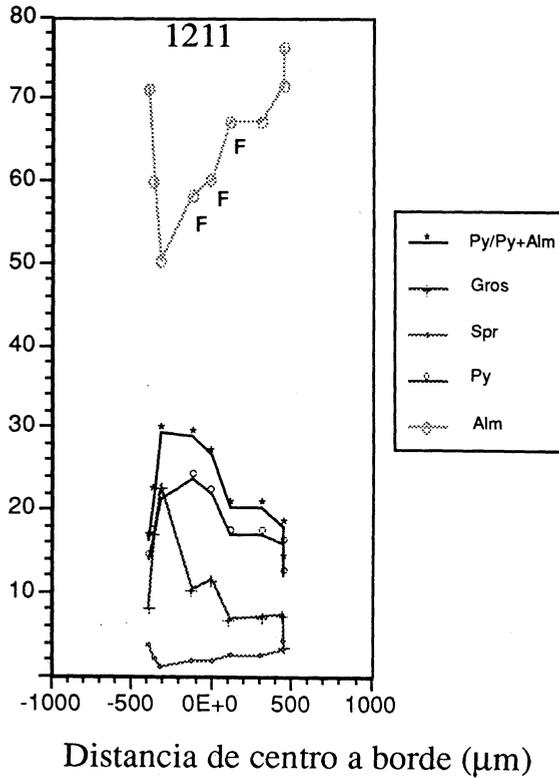
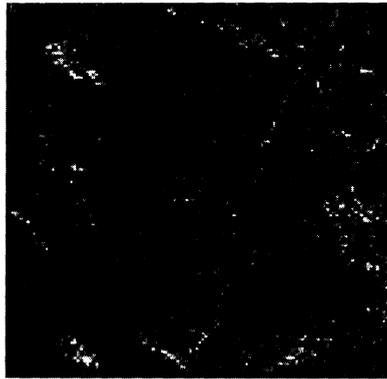


FIGURA 51. A) Microfotografía de SEM en la que se muestra un mapeo composicional semicuantitativo de un granate con textura en atolón de la muestra T-61, quedando perfectamente identificadas las fracturas tardías por su alto contenido en K. B) Perfil composicional de un granate de la muestra T-121 realizado a partir de análisis puntuales cuantitativos de microsonda electrónica.

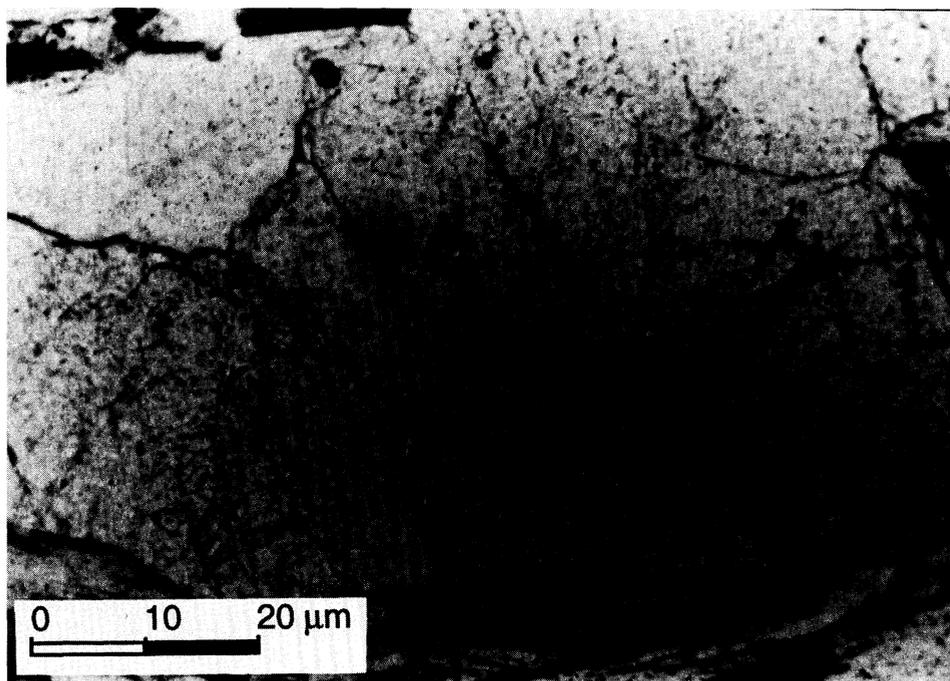


FIGURA 52. Microfotografía en la que se aprecia microfracturación en un cristal de plagioclasa (Lámina T-91, luz natural).

TABLA V. Orientación y distribución de las muestras recogidas para el análisis microestructural.

Estación I	T-21	T-31	T-41	T-51	T-61	T-71
Foliación	268/80	295/40	274/20	140/2	95/14	95/14
Lineación	177/10	208/4	5/2	36/10	5/5	5/10
Distancia al borde de la cizalla (cm)	113	30	10	5	0	0
Estación II	T-101	T-111	T-121	Estación III	T-131	
Foliación	101/24	91/30	100/30	Foliación	298/30	
Lineación	101/24	44/26	154/17	Lineación	208/85	
Distancia al borde de la cizalla (cm)	35	0	10	Distancia al borde de la cizalla (cm)	0	

Todas las secciones han sido cortadas según planos perpendiculares al plano de foliación y paralelas a la lineación de intersección. En las proyecciones equiareales de las Figuras 53 y 54, la lineación se proyecta horizontal en el plano E-W. Se han medido un total de 200 ejes ópticos para cada muestra.

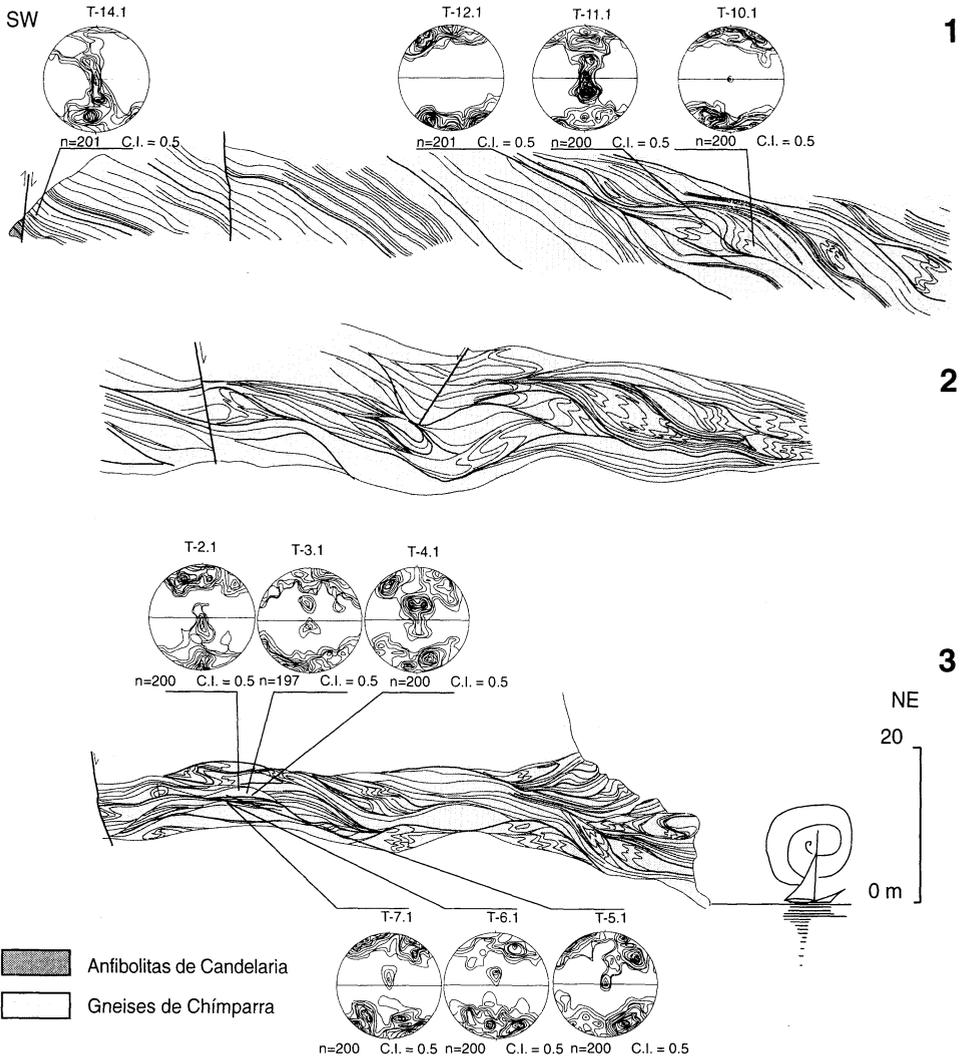


FIGURA 53. Sección completa de la Punta Tarroiba en la que se muestran las estereográficas de las fábricas de ejes c de cuarzo. Se proyectan sobre el hemisferio S con el plano de foliación en posición horizontal y la lineación de intersección en posición E-W.

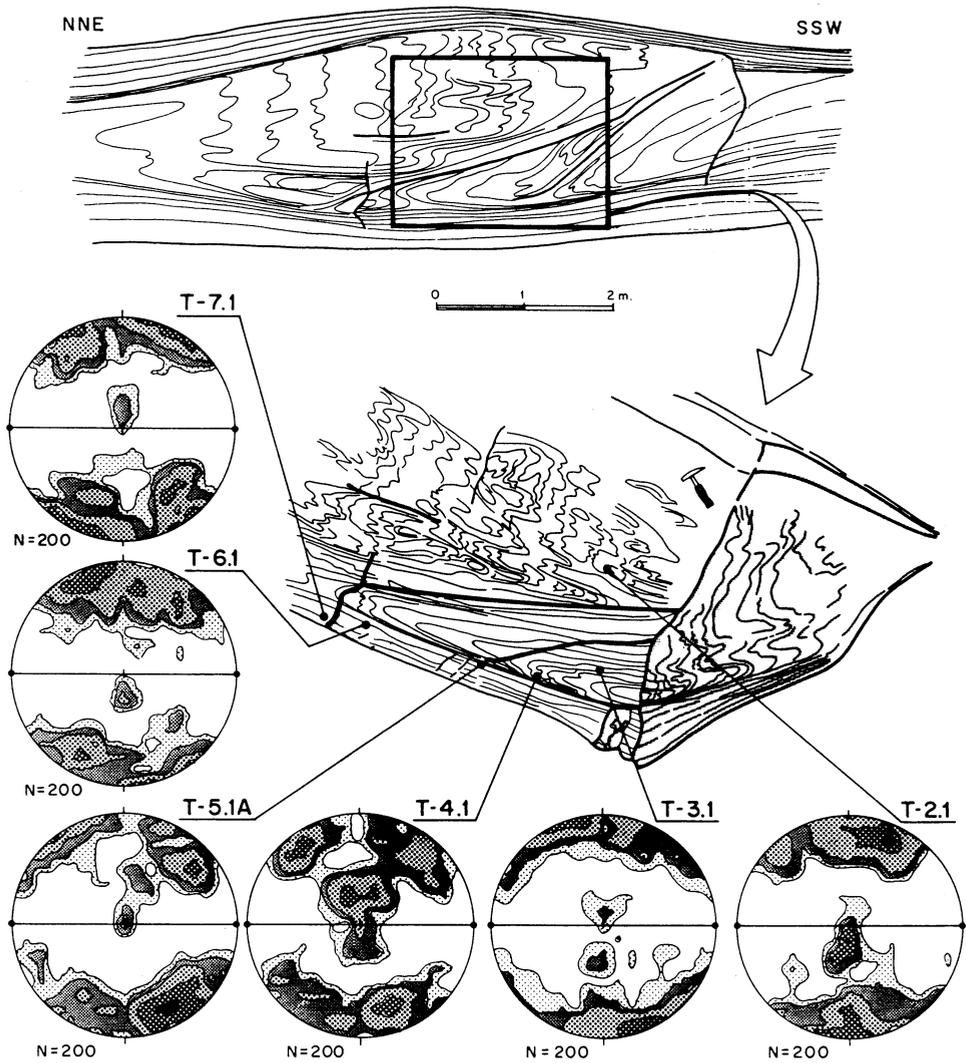


FIGURA 54. Esquema de situación de la fábricas de ejes c de cuarzo en la estación I. El dibujo muestra una perspectiva 3D del cuerpo lenticular.

Las características más relevantes de las fábricas analizadas son las siguientes:

1) la gran similitud de todas las fábricas, tanto de las correspondientes a texturas miloníticas (T-4.1, T-5.1, T-6.1, T-7.1 y T-12.1) como glandulares (T-2.1 y T-3.1) con las excepciones de la T-11.1 y la T-13.1 (Figura 52);

2) las fábricas presentan una simetría aproximadamente ortorrómbica (a excepción de la T-12.1 y la T-13.1 que son de tendencia monoclinica), con guiraldas de círculo menor (con un ángulo de semiapertura que varía entre los 20° de la muestra T-3.1 y los 40° de la muestra T-5.1);

3) algunas fábricas muestran máximos en posiciones centradas, que indican una tendencia a las guiraldas cruzadas de tipo I.

4) las fábricas T-11.1 y la T-13.1 tienen la particularidad de manifestar además de máximos de círculo menor, máximos en torno a Y, lo que permite clasificarlas en una situación intermedia entre las de tipo I y las de tipo II.

De estas características podemos establecer las siguientes conclusiones:

a) las fábricas de ejes c del cuarzo dentro y fuera de las bandas de cizalla son muy parecidas, aunque como indicábamos anteriormente existe una variación en el ángulo de semiapertura del círculo menor;

b) las fábricas se corresponden con las que se obtienen a partir de esfuerzos coaxiales que indican simetría ortorrómbica por aplastamiento o 'flattening' (Price, 1985, pp. 395) ya que si se tratara de fábricas producidas en dominios de baja deformación se apreciarían variaciones entre los niveles más y menos deformados. No obstante las fábricas T-12.1 y T-13.1, muestran ligeras asimetrías que indicarían la aparición de deformación tangencial o por cizalla simple en la transición a las texturas planares homogéneas próximos al contacto con las anfibolitas.

c) guiraldas similares a las de la Figura 54 habitualmente son descritas como producidas en condiciones de baja temperatura (Trepiez, 1978; Trepiez y Doukham, 1983 y Jessell y Lister, 1990). Las muestras T-11.1 y T-13.1 (Figura 53) indicarían mayor temperatura al tener activados sistemas de deslizamiento prismáticos junto con los basales

Estas conclusiones plantean un problema de interpretación relacionado principalmente con el último punto. Para explicar este hecho, una posibilidad es admitir que las fábricas se generen con posterioridad al desarrollo de la foliación y que las desarrolladas simultáneamente con ella estén prácticamente borradas. En otro caso, si estas fábricas están relacionadas con el desarrollo de la foliación, solamente se podrían explicar mediante la actuación de procesos de deshidratación, comportándose la sílice como cuarzo 'seco', capaces de dificultar la activación de sistemas de deslizamiento coherentes con unas condiciones de deformación de alto grado metamórfico (Blacic, 1975; Law, 1990). Por otro lado, la ausencia de mínimos sobre Z en la mayoría de las fábricas, puede indicar una situación de tránsito entre condiciones de baja y alta temperatura y/o velocidad de deformación (Tullis et al., 1973); las variaciones en el ángulo de semiapertura de los círculos menores (máximas entre las muestras T-2.1 y T-5.1A, figura 54), pueden ser interpretadas en este mismo sentido.

El hecho de que las fábricas de los ejes c de cuarzo sean iguales dentro y fuera de las zonas cizalla es coherente con cualquiera de estas posibilidades: si las fábricas se desarrollan con posterioridad a la formación de la foliación milonítica, deberían ser iguales en ambas partes y si son simultáneas, puede explicarse porque el desarrollo de la foliación milonítica implica deformación plástica intracrystalina del cuarzo lo suficientemente intensa como para producir guirnaldas bien agrupadas incluso en los niveles menos deformados.

Parece determinante para la elección de una de las dos posibilidades las posiciones en que aparecen las fábricas "anómalas" T-11.1, T-12.1 y T-13.1 en el corte general de la sección (Figura 53). Las tres fábricas se encuentran próximas al contacto con las Anfíbolitas de Candelaria, donde la geometría anastomosada de los gneises pasa a una geometría de tipo planar. La aparente mayor temperatura de las fábricas T-11.1 y T-13.1, debe ser interpretada en otro sentido, es decir que lo que motiva la activación de sistemas de deslizamiento prismáticos es la entrada de moléculas de agua en la red del cuarzo, favorecida por encontrarse en los niveles más miloníticos y próximos al contacto con las anfíbolitas. Además según Wenk (1990), los grados de libertad de la teoría de Taylor-Bishop y Hill (que predice los posibles sistemas de deslizamiento) disminuye hasta sólo dos en sistemas de deformación coaxial (cizalla pura), es decir que bajo este régimen de deformación sólo se podrían activar dos sistemas de deslizamiento independientes, únicamente cuando nos encontramos próximos al contacto con las anfíbolitas, donde es necesario acomodar la deformación por aplastamiento por cizalla simple al haber mayor deformación acumulada, se recobran los cinco grados de libertad que la teoría general de Taylor-Bishop y Hill predice. En base a esta argumentación se piensa que es más probable que las fábricas de cuarzo se originen en relación con el desarrollo de la foliación milonítica que con procesos de deformación posteriores, ya que en este caso no se podrían justificar ni su distribución, ni las características particulares de algunas de ellas.

7. METAMORFISMO

7.1. ANÁLISIS METAMÓRFICO

7.1.1. Introducción

Una vez determinadas las características geoquímicas y petrográficas, la estructura y la microestructura detallada de las rocas, resulta de gran interés analizar el metamorfismo de los gneises paraderivados. Además el analizar las posibles condiciones termodinámicas que definen la evolución metamórfica de estas rocas, puede ayudar a interpretar los mecanismos de deformación que se activan en éstas durante el desarrollo de la foliación milonítica y mostrar las posibles interacciones que se pueden producir entre el metamorfismo y la deformación.

Desde que Vogel en 1967, estableciera las características petrográficas generales de todas las Formaciones del Complejo de Cabo Ortegá, nadie posteriormente ha estudiado los Gneises de Chímparra en detalle y este trabajo petrológico podría aportar valiosos datos que permitiesen com-

parar el metamorfismo de las rocas máficas y el de los gneises paraderivados, poniendo algunos límites al problema planteado por los datos geocronológicos.

Sin embargo, comparar metamorfismos de alto grado entre rocas máficas y pelíticas es un tema complejo, ya que durante la descompresión y enfriamiento las rocas pelíticas se recuperan más fácilmente que las rocas máficas, especialmente en regímenes de alta T si se produce relajación térmica después de las presiones máximas (Heinrich, 1982; Koons y Thompson, 1985). Esto se debe a que los minerales principales de las rocas pelíticas son mecánicamente y químicamente activos durante toda la evolución retrógrada de la roca, mientras que en las rocas máficas esta característica sólo la manifiestan algunos minerales. Por esta razón es posible que las evidencias de alta P , en caso de que las hubiera, podrían haberse perdido. No obstante, estudios de rocas de HP/HT realizados en orógenos de colisión como son las Caledonides (Griffin 1987, Krogh et al., 1990) o el Grenville (Indares, in prep.) muestran que esto no siempre ocurre así.

Texturalmente se diferencian dos tipos de gneises glandulares y blastomiloníticos que ya han sido descritos en el capítulo 5.1. La composición mineralógica de los gneises glandulares se caracteriza por la presencia de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, cianita y granate, como fases principales, además de otra serie de minerales secundarios como son apatitos, allanitas, rutilo, circón, esfena, ilmenita, sericita y opacos. La mineralogía de las bandas de cizalla es similar, aunque mal preservada, puesto que al producirse en ellas texturas planares que favorecen la circulación posterior de fluidos, encontramos frecuentemente en ellas clorita, epidota, feldespato K y otros minerales secundarios; estos minerales son productos de reacciones retrógradas posteriores al desarrollo de la foliación milonítica (ver apéndice I), que llegan a afectar incluso a los niveles menos deformados. Por esta razón describiremos la mineralogía en términos estrictamente metamórficos diferenciando los minerales de alto grado metamórfico y de otros producidos durante la evolución retrógrada de la roca.

Por otra parte, los gneises de Chímparra de la Punta Tarroiba se han interpretado como metapelitas afectadas por procesos de migmatización. Las características geoquímicas analizadas en el capítulo 5.2, permiten afirmar que todas las rocas utilizadas para el análisis metamórfico poseen composiciones similares, lo que indica que las bandas de cizalla no se producen en relación con niveles de composición diferentes formados durante la fusión parcial de la roca. Esta característica también está apoyada por el contenido de elementos traza y REE. La escasez de feldespato K, tanto en los niveles leucocráticos como en los niveles melanocráticos, ha permitido definir a los diferenciados migmáticos como trondjemíticos.

7.1.2. Mineralogía y texturas de alto grado

Los minerales en los que se ha centrado una especial atención son aquellos que estando presentes en las texturas menos deformadas, tengan interés para la caracterización del máximo grado metamórfico. Las asociaciones minerales típicas incluyen distintas combinaciones de cuarzo, gra-

d) cristales con texturas en atolón (Grt. III).

Todos los tipos, a excepción de los granates en atolón, corresponden a formas que varían de redondeadas a prismáticas, fuertemente alargadas y paralelas a la foliación dominante y poseen una fracturación que generalmente se dispone subperpendicular a dicha foliación. Estas características evidencian un crecimiento pre/sincinemático de esta fase mineral con respecto a la milonización, puesto que las microestructuras que presentan están claramente relacionadas con el desarrollo de la foliación milonítica dominante.

Las texturas en atolón (Figura 57) no se pueden relacionar con el metamorfismo de alto grado, ya que únicamente están presentes en los niveles más deformados. Estas texturas podrían ser por tanto sincinemáticas con respecto al desarrollo de la foliación milonítica dominante y previas a los procesos de cloritización y de alteración hidrotermal retrógrados.

Estas texturas se pueden entender como texturas de cristalización en torno a cristales de plagioclasa y cuarzo. Son difícilmente interpretables, aunque su disposición entorno a cristales de plagioclasa y cuarzo sugiere un tipo de textura coronítica incompleta, producida en condiciones facilitadas por la aceleración de los procesos de nucleación y difusión, en relación con la deformación (Rutter y Brodie, 1988; Kirby y Kronenberg, 1987; Carter y Tsenn, 1987). Por otra parte, la distribución de Mn y Ca de la figura 57 parecen descartar que estas texturas estén en relación con procesos de reabsorción y sustitución. En todos los tipos texturales de granate podemos encontrar en sus bordes, cristalización de cianita.

Se diferencian dos tipos texturales de plagioclasas:

a) Fenoblastos con bordes redondeados, en los que a menudo se pueden observar inclusiones de granates y cuarzo. Estos cristales se presentan a veces como agregados policristalinos, con formas asimétricas utilizables para la deducción de criterios cinemáticos. Frecuentemente en los límites de estos cristales se observa cristalización de cianita.

b) Pequeños blastos dispersos por la matriz y formados posiblemente por procesos de recristalización dinámica a partir del otro tipo textural anteriormente descrito. Esta característica junto con otros mecanismos deformacionales descritos para los fenoblastos de plagioclasa indican un crecimiento sincinemático para los pequeños cristales de la matriz y precinemático para los fenoblastos, siempre con respecto al desarrollo de la foliación milonítica dominante.

Las micas blancas presentan dos tipos texturales claramente diferenciables:

a) Fenoblastos abombados, frecuentemente asimétricos (peces de mica) que incluyen cristales de granate y cianita. La mica blanca está parcial o completamente pseudomorfizada por biotita.

b) Cristales prismáticos idiomorfos y de tamaños variables; a veces se disponen ligeramente oblicuos a la foliación milonítica, lo que evidencia su crecimiento posterior.

Respecto a las biotitas podemos diferenciar texturalmente tres tipos:

a) Cristales en las colas de los fenoblastos de mica blanca a los que a veces pseudomorfizan completamente.

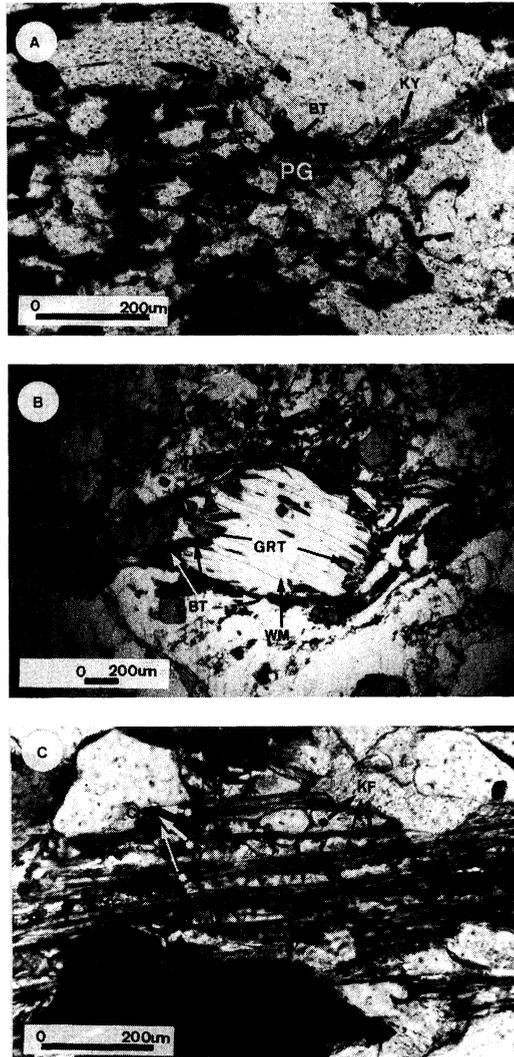


FIGURA 55. Fotografías microscópicas de asociaciones texturales significativas. A) asociación paragenética de la lámina T-71 (luz natural) mostrando pequeños cristales de granate (GRT), plagioclasa (PG) cianita (KY) y biotita (BT) en la matriz de la muestra; B) Fenoblasto abombado de mica blanca (WM) con crecimiento de biotita en los bordes e inclusiones de granate (lámina T-22, luz natural); C) Cristal pseudomorfo en el que alternan láminas de feldespato K (KF) y de clorita (CHL) (lámina T111, luz natural).

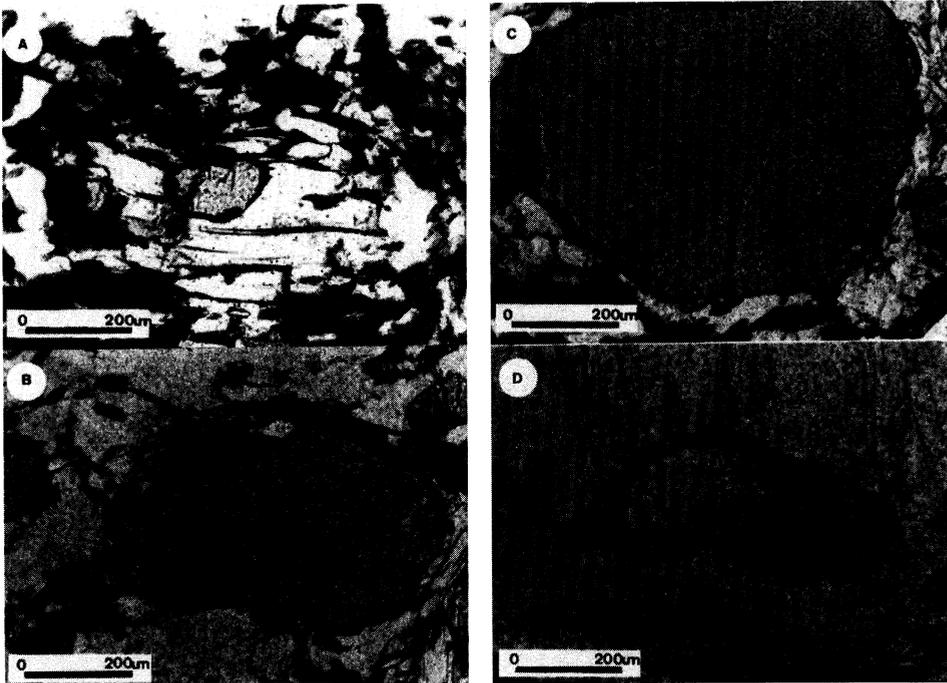


FIGURA 56. Fotografías microscópicas de tipos texturales de granates: A) Granates incluidos en fenoblastos de mica blanca (lámina T31, luz natural); B) granates con abundantes inclusiones en el núcleo (lámina T41, luz natural) C) granates sin inclusiones (luz natural, T-71). D) granates con textura "atolón" (luz natural, T-61).

b) Pequeños cristales prismáticos idiomorfos paralelos a la foliación milonítica, que a veces se encuentran en contacto con granates o con fenoblastos de plagioclasa. Estas biotitas se disponen simétricamente en las zonas de sombra de presión.

c) Pequeños cristales prismáticos y laminares dispuestos ligeramente oblicuos a la foliación milonítica, lo que indica su crecimiento postcinemático.

La cianita aparece texturalmente en distintas situaciones:

a) en los contactos entre cristales de granate (Figura 58A);

b) en los contactos entre cristales de plagioclasa, tanto de la matriz como de los fenoblastos (Figura 58B), y

c) en los límites de los blastos de mica blanca o como inclusiones en la misma, intercalada en los planos cristalográficos (001) (Figura 58C). Con respecto a la foliación milonítica presenta texturas que indican un crecimiento pre/sin y postcinemático. Lo más destacable de las cianitas es que nunca aparecen como cristales prismáticos bien desarrollados, sino como cristales aciculares de

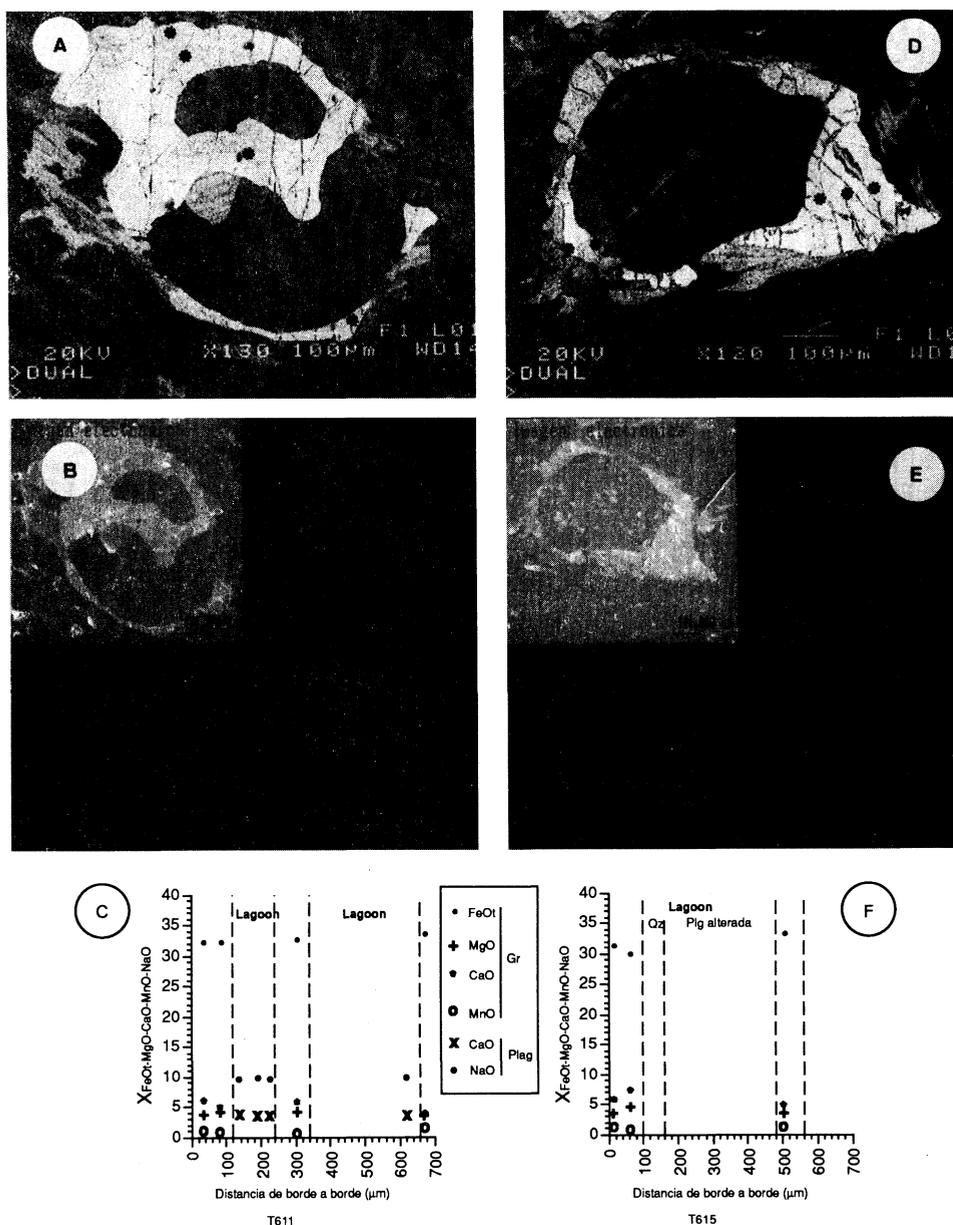


FIGURA 57. Granates con textura "atolón" correspondientes a la muestra T-61: A) Fotografía "back scattered" de SEM del ejemplo T611. B) Fotografía del ejemplo T611 compuesta de imágenes topográficas de análisis semicuantitativos por electrones secundarios, realizadas con SEM. C) Sección realizada en el ejemplo T611 con análisis cuantitativos por microsonda electrónica. A) Fotografía "back scattered" de SEM del ejemplo T615. B) Fotografía del ejemplo T615 compuesta de imágenes topográficas de análisis semicuantitativos por electrones secundarios, realizadas con SEM. C) Sección realizada en el ejemplo T615 con análisis cuantitativos por microsonda electrónica.

espesores y tamaños variables. Esta fase mineral se puede presentar como cristales individuales o como agregados nebulíticos.

Finalmente se puede recordar que en los gneises de Chímparra es posible reconocer asociaciones minerales y texturales que reflejan una historia metamórfica, más o menos preservada, de alta presión. En concreto la formación de fenoblastos abombados de mica blanca con inclusiones de granates sólo es posible a partir de reacciones que implican formación de mica fengítica. Por otra parte el parcial o total pseudomorfismo a biotita que presentan estos cristales indica que esta mica fengítica puede haber perdido su composición original durante la posterior evolución retrógrada.

7.1.2.1. Interpretación metamórfica de las texturas de alto grado

En el diagrama AFM (figura 59, apéndice III) se puede observar que según el campo donde se proyectan las cinco muestras analizadas, en una evolución progradada de tipo Barroviano el granate aparece junto con estaurólita por la desaparición de clorita y/o cloritoide. También en los diagramas AFM se observa que la cianita no se forma hasta que comienza la desestabilización de estaurólita, lo que indica un crecimiento tardío con respecto al inicio del crecimiento de granate (ver diagramas 59c y 59d).

Sin embargo las relaciones texturales muestran una evolución más compleja. La textura mostrada en la figura 55B es clave para la correcta interpretación metamórfica: en ella se ve crecimiento de mica blanca posterior al crecimiento de granate, hecho que no es posible en un metamorfismo tipo barroviano, donde la moscovita se desestabiliza progresivamente durante el aumento de metamorfismo. Esta textura sólo es posible con aumento de P y producción de fengita, según reacciones de tipo:



(Vielzeuf y Holloway, 1988), siendo ss: subsaturado, V: vapor y L: líquido.

Otra característica textural compatible con esta reacción es la forma redondeada de los fenoblastos de mica blanca que sugieren ser sedomorfos de cianita.

Por otra parte, la transformación pseudomórfica de los fenoblastos de mica blanca, con inclusiones de cianita o granate en el interior, en biotita se pueden interpretar como una reacción de desestabilización de fengita durante la descompresión de tipo:



Las reacciones que se deducen de las texturas y mineralogías descritas junto con las evidencias de migmatización permiten establecer los dominios P-T más razonables para las condiciones de mayor grado metamórfico (Figura 60). Los límites de temperaturas se pueden establecer en base a dos datos: la fusión parcial y la presencia de mica blanca estable.

Para condiciones más altas que las de desestabilización de la estaurólita, la mica blanca se hace

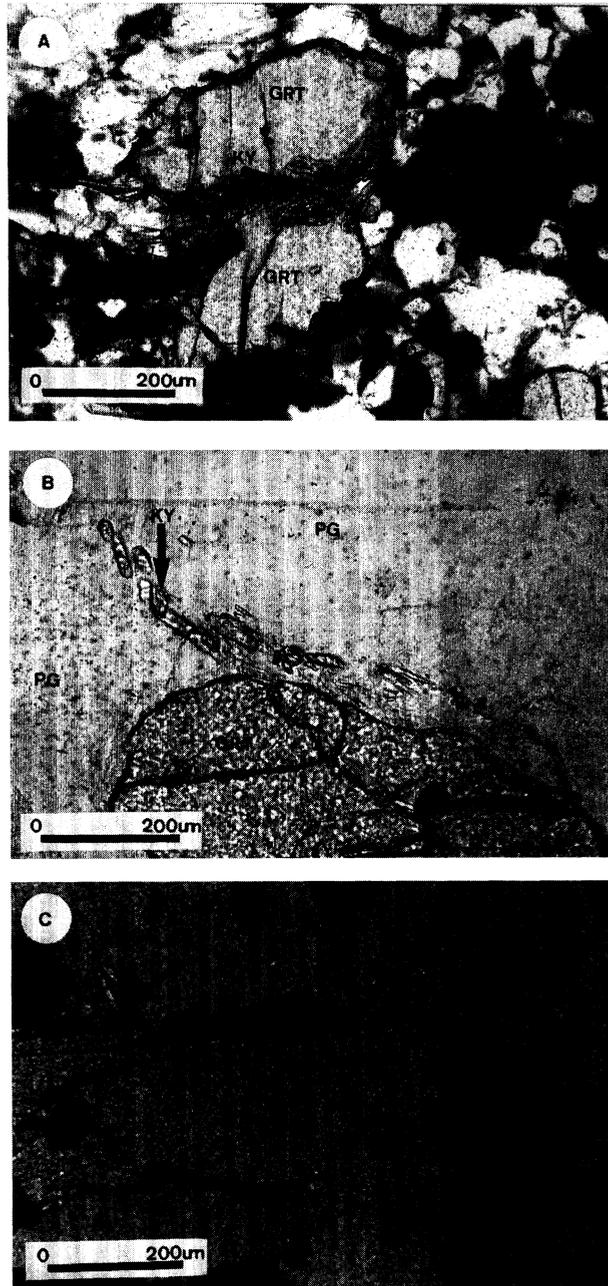


FIGURA 58. Situaciones texturales de la cianita: A) entre cristales de granate (lámina T-31, luz natural). B) entre cristales de plagioclasa (lámina T-21, luz natural). C) en los bordes de cristales de mica blanca (lámina T-21, luz natural).

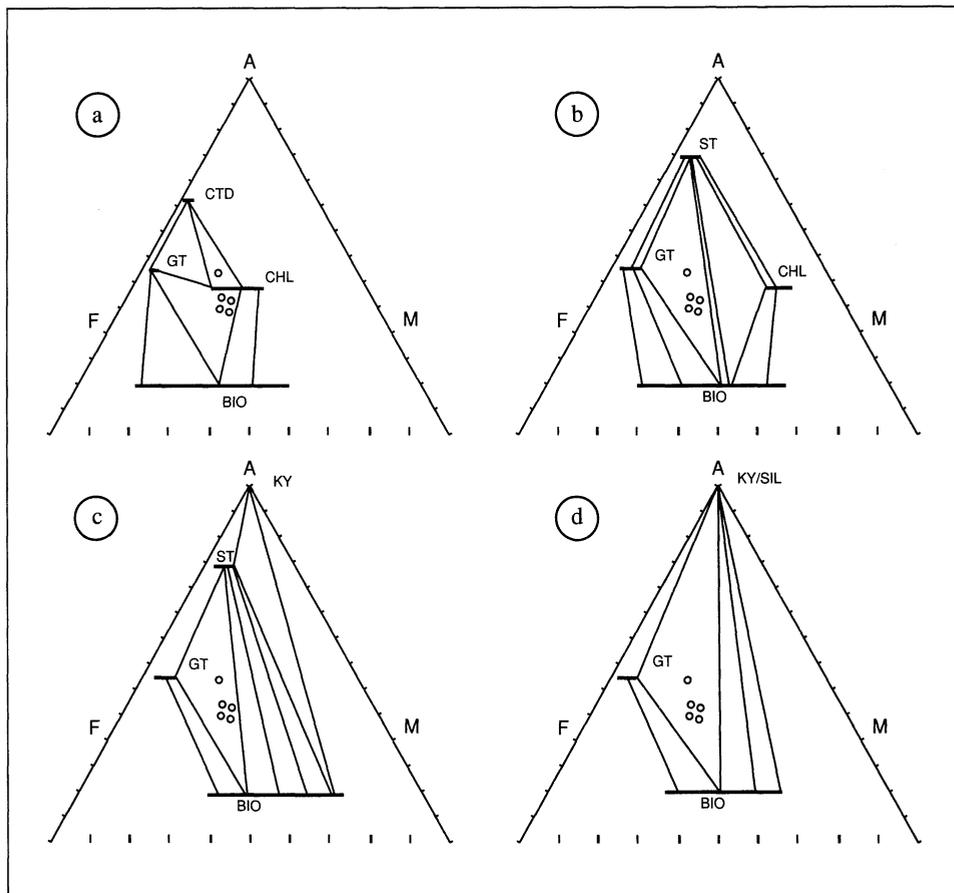


FIGURA 59. Proyección AFM mostrando asociaciones paragenéticas según un metamorfismo progrado de tipo Barroviano.

inestable con reacciones que implican fusión parcial. Las metapelitas estudiadas presentan evidencias de migmatización, pero también muestran estabilidad de la mica blanca, planteándose varias posibilidades a parte de la representada en la reacción (1). Estas posibilidades son:

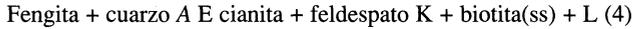
- a) fengita + biotita(ss) + feldespato K + cuarzo + V A E L (2).

Esta reacción no se produce en ausencia de feldespato K en el material inicial; en este sentido, es posible que las pelitas tuvieran algo de feldespato K antes de la migmatización. Si tiene lugar la reacción (2), se consume todo el feldespato K y el resto de los reactantes permanecen. En cualquier caso, si esto no se cumple, se necesitarían mayores temperaturas para producir la fusión parcial, con lo que esta reacción nos indicaría las condiciones mínimas para la fusión parcial.

- b) Fengita + biotita(ss) + cuarzo + V A E cianita + L (3).

Esta reacción implica la presencia de vapor como reactante. Por esta razón, solamente se podría producir mientras exista vapor de agua para consumir y cesa cuando éste se acaba. También es necesario que la mica blanca permanezca estable.

c) Por otra parte, se sabe que la reacción:



nunca ocurrió porque la fengita y el cuarzo son estables y el feldespato K no aparece, por lo cual permite establecer el límite superior de temperaturas.

A partir de las anteriores reacciones es posible hacer unas estimaciones semicuantitativas del dominio de las condiciones PT en el que se produce el metamorfismo de más alto grado, que sirven como límites a las estimaciones realizadas por cálculos de los equilibrios termodinámicos. Así, por ejemplo, en el dominio de presiones situado entre 10-15 kb, las temperaturas mínimas según la reacción (2) son de aproximadamente 675 °C y las temperaturas máximas, según la reacción (4), entre 780-820 °C. En estas condiciones la estauroлита no es estable (Figura 60). Otra característica importante que se puede deducir es que la fusión parcial con presencia de mica blanca estable implica que necesariamente el pico térmico fue alcanzado en condiciones de ausencia de fluido, es decir, condiciones subsaturadas.

Las presiones ofrecen un límite inferior claro que es proporcionado por la reacción divariante:



El límite superior es mucho más difícil de determinar: las relaciones texturales (B) indican que se sobrepasó la reacción de equilibrio (1). Sin embargo no se puede utilizar esta reacción para determinar las presiones, pues su posición está condicionada por el $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ de la roca (Vielzeuf y Holloway, op. cit.). En la figura 60 la reacción (1) corresponde a un $X_{Mg} = 0,5$; con menores contenidos de Mg, como es el caso de los gneises estudiados, la reacción se produciría a presiones menores.

Un dato adicional que es consistente con condiciones de ausencia de fluido, son las anómalas fábricas de orientación cristalográfica de ejes c de cuarzo medidas en estas muestras e interpretadas en este mismo sentido (ver apartado 6.2.9.1.). Estas fábricas únicamente muestran sistemas de deslizamientos basales, cuando en altas temperaturas deberían activarse principalmente sistemas prismáticos y romboédricos, como lo muestran los trabajos experimentales de Trepiez y Doukhan (1982); sin embargo, estos sistemas de deslizamiento que requieren más energía de activación, sólo son activados en sistemas saturados en agua y bajo regímenes de deformación no coaxial Trepiez y Doukhan (op. cit.).

7.1.3. Mineralogía y texturas originadas durante el metamorfismo retrógrado

Tras el metamorfismo de alto grado sufrido por los gneises se produce una evolución retrógrada de esta roca dando lugar a la aparición de nuevas fases minerales como son: clorita, esfena, epidota, feldespato K, Ilmenita y otros opacos.

También se observan abundantes muestras de retrogresión relacionadas con procesos de alteración hidrotermal, como son: cloritización, seritización y sausuritización, ya descritos por Vogel (1967), y que afectan al conjunto de los gneises, especialmente en los niveles miloníticos en los que su textura planar favorece la circulación de fluidos.

7.1.4. Análisis minerales

Fueron realizados análisis de microsonda en 13 láminas diferentes (ver tabla VI), seleccionadas de los tres puntos de análisis de la sección de Tarroiba (ver figura 61). Se analizaron cristales de granate, plagioclasa, biotita y mica blanca en una sonda CAMEBAX SX50 de dispersión electrónica (Universidad de Oviedo).

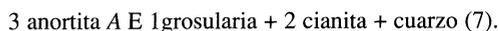
Estos análisis minerales fueron realizados para cumplir dos objetivos principales:

1º) el análisis de zonaciones de granates y los cálculos termobarométricos, a partir de las cuatro láminas mejor preservadas de la deformación y no cloritizadas. Estos datos analíticos permiten el análisis de la evolución metamórfica de alto grado y la cuantificación del evento de alta P.

2º) comparar los valores químicos de los minerales estudiados en estas cuatro láminas, con los análisis de estos mismos minerales relictos en 11 láminas de las zonas cloritizadas. Se trata de ver si se producen diferencias significativas o variaciones anómalas en sus composiciones, relacionadas con evolución retrógrada durante la deformación.

7.1.5. Evolución metamórfica de alto grado

En sistemas pelíticos de alto grado el granate es el mineral más refractario (Lassaga, 1983) y el estudio de sus zonaciones progradadas o retrógradadas ofrece una importante información de la evolución metamórfica. El contenido en grossularia del granate está relacionado con el consumo de anortita, según la reacción:



Esta reacción es usada como geobarómetro y su representación gráfica en un diagrama *PT* es una curva de inclinación positiva (Koziol y Newton, 1988). Por otra parte, en el campo de estabilidad de la cianita, las relaciones $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ del granate aumentan con el aumento de temperatura (Spear y Cheney, 1989). Estas dos características hacen que los perfiles de zonación de crecimiento de granates *Xgrs* y $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ pueden ser interpretados como cambios en las condiciones *PT*, en el caso de que las asociaciones minerales paragenéticas presentes durante todas las etapas de crecimiento del granate sean conocidas.

Sin embargo, se pueden cometer muchos errores si se hace una interpretación simplista de las relaciones entre granate, biotita y plagioclasa. En terrenos de alto grado metamórfico, los granates experimentan normalmente una completa homogenización por procesos de difusión entre los 600 y

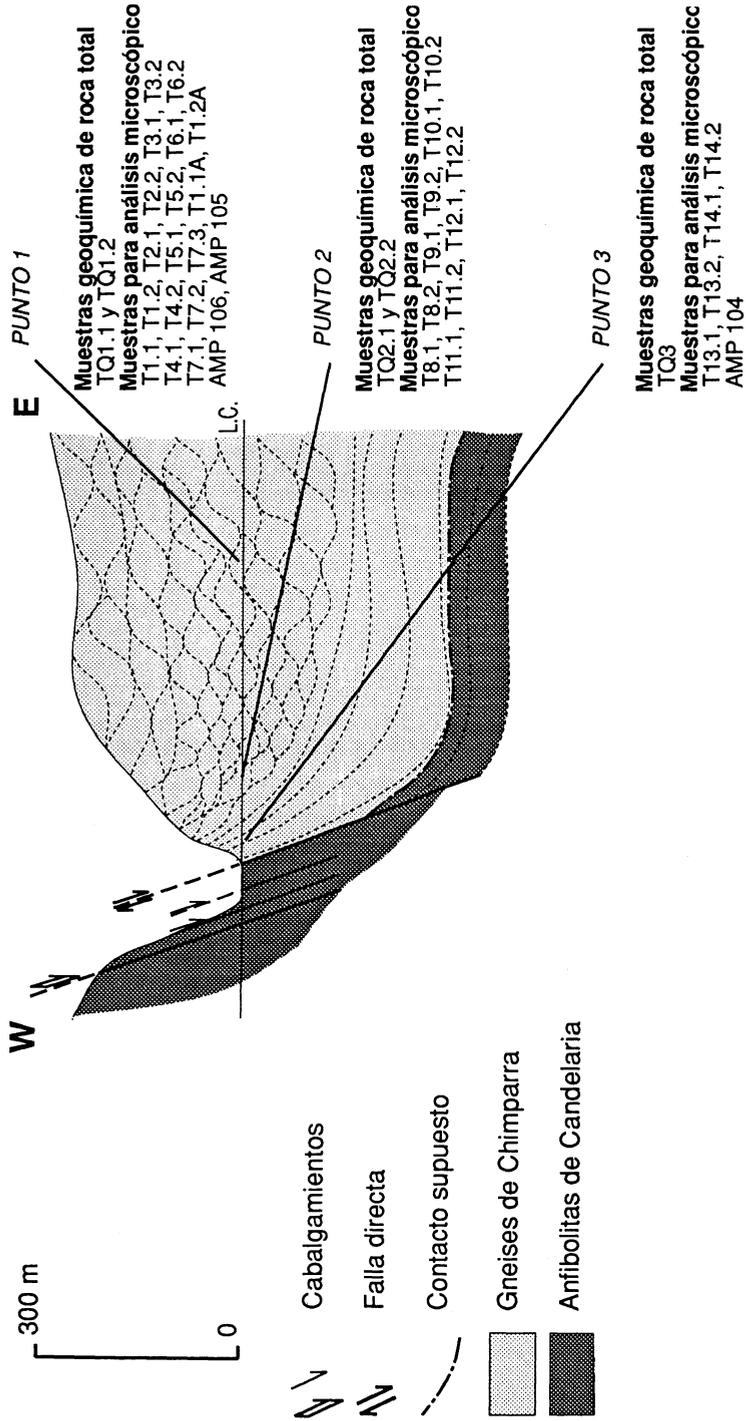


FIGURA 61. Corte general esquemático de la sección de Punta Tarroiba en el que se representan los puntos de recogida de muestras para análisis metamórfico y geoquímico.

los 750° C, dependiendo del tamaño del cristal y del tiempo que el cristal se encuentra sometido a altas T (Spear, 1988). En este caso, las evidencias del metamorfismo progrado habrán sido borradas y algunas veces puede ocurrir que las máximas temperaturas se alcancen después de las máximas presiones, siendo imposible reconocer éstas. Además, la homogeneización por difusión a la escala de grano puede continuar durante las primeras etapas de enfriamiento, borrando las composiciones del pico térmico. Otro problema son los coeficientes de difusión para Fe y Mg, que al ser más altos que los de Ca, pueden presentarse como perfiles de Fe y Mg homogeneizados mientras que el Ca puede presentar zonaciones de crecimiento progradas (Florence y Spear, 1990; Spear y Florence, 1991; Spear et al., 1991). Al ser la zonación de Ca dependiente de P y T (recordar reacción 7), sin conocer la zonación prograda de Fe y Mg, la zonación de Ca no se puede interpretar en términos de evolución de P . Recientes modelos numéricos de cambios químicos en minerales de sistemas pelíticos (Spear, 1991 y Spear y Florence, 1992) muestran que en rocas de alto grado las condiciones PT máximas se pueden reconocer mejor si: a) los granates son de gran tamaño (varios mm) y no se homogenizan, o en caso de estar homogeneizados, la difusión a la escala de grano esta bloqueada en el pico térmico; b) si las abundancias modales en el contenido de biotita y plagioclasa son altas con respecto a la abundancia modal del contenido de granate (concepto de infinito reservorio), con lo que los cambios retrógrados de composición del granate resultante, no modifican significativamente la composición de la biotita y plagioclasa adquirida en el pico térmico. Como los bordes siguen reequilibrándose con la matriz durante el enfriamiento, las composiciones de los bordes corresponden, en general, a las condiciones P - T retrógradas, hasta la temperatura de bloqueo que es cuando la reequilibración termina.

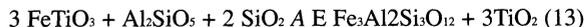
En el presente caso los granates estudiados son pequeños, variando entre 300 y 1300 μm , lo que implica que no solamente se pueden tener problemas de homogeneización durante el pico metamórfico, sino también durante las primeras etapas de enfriamiento. Sin embargo es posible asumir el concepto de infinito reservorio, tanto para la biotita como para la plagioclasa con respecto al granate, en términos de contenidos modales (ver tabla VI). Por lo tanto, si se reconocen composiciones que correspondan a tipos específicos de condiciones de P y T , estas composiciones pueden ser usadas en termobarometría GASP y en termometría biotita-granate. De forma general, en granates homogeneizados estas condiciones son de máximas T y P para los correspondientes máximos de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ de granate y sus condiciones retrógradas para mínimos de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$.

Para gneises con composiciones similares a los analizados, existen también termobarómetros que implican moscovita, según la reacciones:



En el caso analizado, se ha visto que la mica blanca está implicada en texturas de retrogresión metamórfica, por lo que su composición no puede ser usada en cálculos termobarométricos. Sin embargo dado el origen fengítico de la misma, fueron analizados algunos cristales para comprobar si conservaban composición de alta presión, aunque los valores de Si no puedan utilizarse directamente para estimaciones de P , dada la ausencia de feldespato K o de talco (Massone y Schreyer,

1987). La aparición de cianita también parece tardía con respecto al granate con lo que no es posible el equilibrio:



Mica blanca: Se estudiaron 30 cristales de mica blanca presentes en las 11 láminas analizadas por sonda y se analizaron 3 puntos (bordes y centro) sistemáticamente para cada cristal. Las composiciones encontradas son homogéneas tanto a escala mineral como para el conjunto de las láminas analizadas (Figura 62 y Tabla VII). Sólo se observan pequeñas variaciones en relación al contenido en Si (en base a 11 oxígenos) entre las micas recristalizadas tardíamente con respecto a la foliación milonítica y el resto. Estos valores varían entre 3,11 y 3,25 respectivamente. Todos los resultados muestran valores excesivos en Si con respecto a una moscovita normal y también contenidos en Fe y Mg, con variaciones entre 0,08 y 0,16. Esto es más claro en los fenoblastos de micas, sin embargo son poco fengíticas, lo que sugiere que estas micas tengan composiciones distintas de las originales producidas durante el pseudomorfismo de mica blanca por biotita.

Biotita: Las composiciones más representativas de Biotita se muestran en la tabla VIII. Presentan una composición homogénea e intermedia entre el término anítico y flogopítico, con una relación media Mg/Mg+Fe de 0,5 y contenidos de 0,15 en Ti y de 0,4 en AlVI (Figura 63). No se detectan variaciones significativas entre las biotitas próximas al granate y las más alejadas. Esta característica, junto con las grandes proporciones de biotita sobre granate permite asumir que la composición de la totalidad de los granos de biotita no cambió de manera significativa durante la retrogresión.

Para pelitas con grafito, Guidotti y Dyar (1991) indican que al menos un 8% del total de Fe es Fe³⁺, ocupando posiciones octaédricas y tetraédricas. En este trabajo todo el Fe es presentado como Fe²⁺ para poder utilizar los modelos de actividad en los cálculos termodinámicos (McMullin et al., 1991); sin embargo, la ausencia de grafito en estas rocas indica que el contenido de Fe³⁺ puede ser mayor del 8%. Este hecho indica que la estimación conjunta de Fe²⁺ y de Fe³⁺ nos producirá una sobrestimación de las temperaturas y su consiguiente efecto en las presiones.

Plagioclasa: Han sido estudiados 33 cristales de plagioclasa en las 11 láminas analizadas, realizándose estudios de zonados para los fenoblastos con una media de 6 análisis por cristal. Estos análisis se hicieron según secciones paralelas y perpendiculares a la foliación dominante para estudiar la influencia de la foliación en las variaciones composicionales. También se estudió la composición de los pequeños cristales recristalizados.

Todos los análisis muestran composiciones similares para las plagioclasa (Tabla IX). Estas son de tipo Oligoclasa con contenidos máximos del componente anortita en los bordes (An19-26) y mínimos en el núcleo (An10-19), no encontrándose zonados significativos en los cristales menores de 600 µm, ni en las secciones perpendiculares a la foliación. Las composiciones en estos cristales y las de los cristales recristalizados son similares a las composiciones en los bordes de los fenoblastos. Las composiciones de las secciones perpendiculares a la foliación son intermedias entre borde y núcleo (Figura 64). Las zonaciones existentes se producen sistemáticamente y son independientes de la distancia a los cristales de granate.

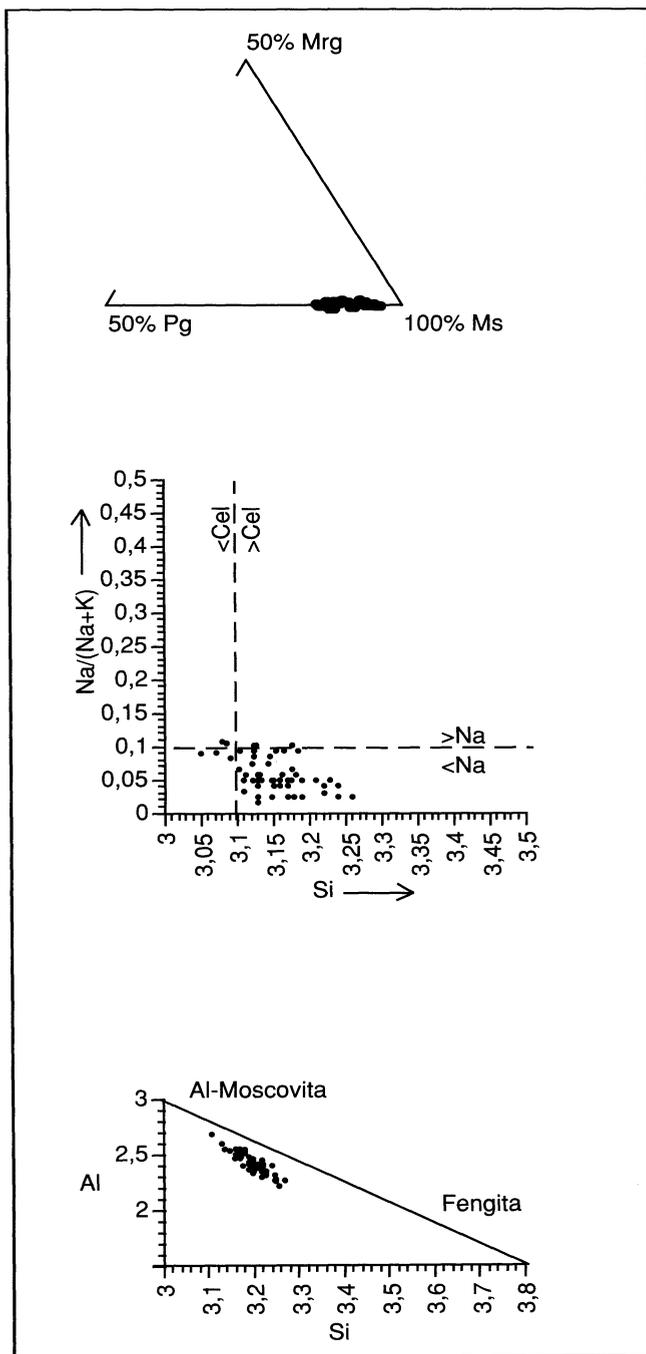


FIGURA 62. Proyecciones composicionales de mica blanca.

TABLA VII. Análisis químicos más representativos de micas blancas.

Tabla de los análisis más representativos de micas blancas									
n ref.	K2O	TiO2	FeO	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	TOTAL	Si
2153	10.37	1.98	1.66	0.31	47.15	30.98	1.63	94.23	3.18
21103	10.66	2.04	1.45	0.27	48.05	31.24	1.90	95.68	3.19
3181	10.30	1.76	1.33	0.32	48.74	33.30	1.55	97.32	3.17
3182	10.08	2.29	1.70	0.31	49.98	31.31	1.96	97.69	3.24
4112	10.33	2.55	1.94	0.34	48.63	30.01	2.09	95.94	3.23
4113	10.41	1.63	1.45	0.36	48.08	32.85	1.63	96.46	3.16
5133	10.26	2.07	1.38	0.36	48.41	32.57	1.46	96.60	3.17
5151	10.13	2.31	1.75	0.37	47.80	32.75	1.53	96.83	3.14
6121	10.18	1.88	1.40	0.39	47.04	32.00	1.37	94.33	3.16
6122	10.20	2.20	1.44	0.31	48.87	32.08	1.74	96.91	3.19
7111	10.33	1.76	1.29	0.40	48.56	30.72	1.75	94.86	3.24
7122	10.35	2.24	1.77	0.40	48.03	30.30	1.72	95.08	3.22
8152	10.12	2.57	1.41	0.32	48.12	31.34	1.65	95.58	3.19
8153	10.07	2.36	1.64	0.25	47.97	32.30	1.64	96.41	3.15
9151	9.71	1.18	1.70	0.52	46.89	32.84	1.07	94.02	3.16
9142	9.95	1.04	1.63	0.56	48.46	34.32	1.34	97.32	3.15
10152	9.82	1.60	1.43	0.68	48.59	33.26	1.44	96.85	3.17
10153	9.73	1.65	1.36	0.69	48.55	32.97	1.70	96.77	3.17
11132	9.63	1.21	1.22	0.71	46.23	34.56	0.83	94.49	3.09
11133	9.59	1.02	1.16	0.85	46.41	34.74	0.94	94.81	3.09
12153	9.91	2.36	1.41	0.62	47.45	31.01	1.60	94.40	3.19
n ref.	Al	Ti	Fe++	Mg	Na	K	Mrg	Pg	Ms
2153	2.47	0.10	0.09	0.16	0.04	0.89	0.17	4.33	95.50
21103	2.45	0.10	0.08	0.19	0.03	0.90	0.00	3.69	96.31
3181	2.55	0.09	0.07	0.15	0.04	0.85	0.14	4.47	95.39
3182	2.39	0.11	0.09	0.19	0.04	0.83	0.00	4.48	95.52
4112	2.35	0.13	0.11	0.21	0.04	0.87	0.09	4.78	95.12
4113	2.55	0.08	0.08	0.16	0.05	0.87	0.11	4.97	94.91
5133	2.52	0.10	0.08	0.14	0.05	0.86	0.10	5.03	94.87
5151	2.53	0.11	0.10	0.15	0.05	0.85	0.05	5.24	94.70
6121	2.54	0.10	0.08	0.14	0.05	0.87	0.00	5.50	94.50
6122	2.47	0.11	0.08	0.17	0.04	0.85	0.00	4.47	95.53
7111	2.42	0.09	0.07	0.17	0.05	0.88	0.14	5.56	94.30
7122	2.39	0.11	0.10	0.17	0.05	0.88	0.25	5.55	94.20
8152	2.45	0.13	0.08	0.16	0.04	0.86	0.09	4.60	95.32
8153	2.50	0.12	0.09	0.16	0.03	0.85	0.07	3.62	96.31
9151	2.61	0.06	0.10	0.11	0.07	0.83	0.20	7.49	92.31
9142	2.63	0.05	0.09	0.13	0.07	0.82	0.13	7.80	92.07
10152	2.56	0.08	0.08	0.14	0.09	0.82	0.00	9.57	90.43
10153	2.54	0.08	0.07	0.17	0.09	0.81	0.00	9.66	90.34
11132	2.72	0.06	0.07	0.08	0.09	0.82	0.00	10.13	89.87
11133	2.73	0.05	0.06	0.09	0.11	0.81	0.18	11.87	87.96
12153	2.45	0.12	0.08	0.16	0.08	0.85	0.00	8.68	91.32

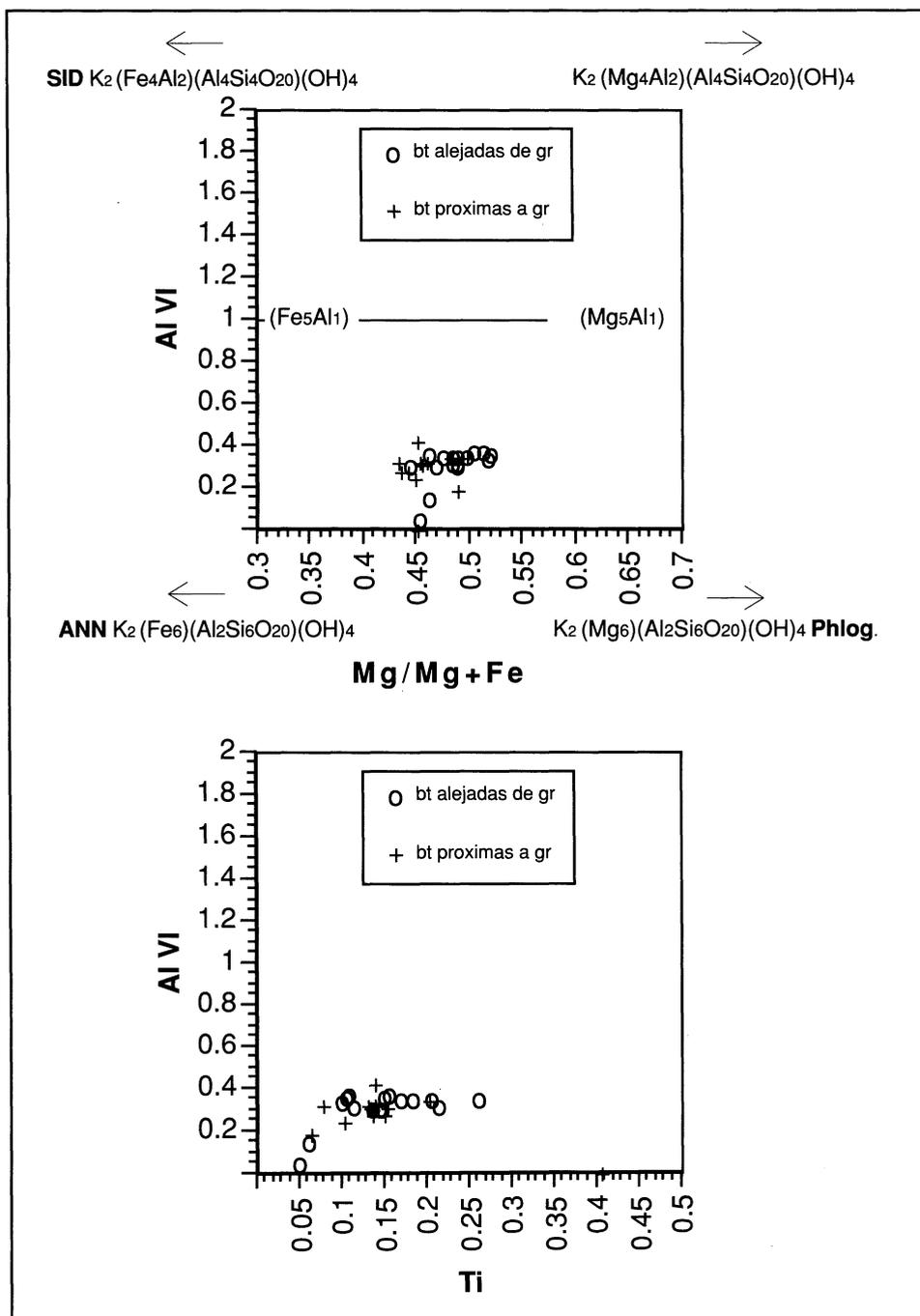


FIGURA 63. Proyecciones composicionales de biotita.

TABLA VIII. Análisis químicos más representativos de biotitas.

Tabla de los análisis más representativos de biotitas											
n ref.	K2O	TiO2	FeOt	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	TOTAL	Si	Al.IV	Al.VI
2194	9.44	2.98	17.82	0.29	35.13	18.20	10.00	94.00	2.69	1.31	0.34
2195	9.32	2.77	17.91	0.11	35.64	18.50	10.26	94.68	2.71	1.29	0.36
21104	9.36	3.24	18.19	0.13	35.26	18.29	9.68	94.46	2.69	1.31	0.34
21105	9.69	3.60	17.75	0.05	35.70	18.08	9.62	94.62	2.72	1.28	0.34
3151	9.32	3.73	18.32	0.02	35.31	17.75	9.67	94.30	2.70	1.30	0.31
3155	9.48	4.56	17.39	0.07	35.15	18.11	8.93	93.87	2.70	1.30	0.34
B7112	9.42	3.63	17.85	0.08	35.96	18.21	9.98	95.24	2.71	1.29	0.34
B7113	9.21	3.62	18.46	0.09	36.10	18.27	9.68	95.62	2.72	1.28	0.34
B9121	9.28	2.66	19.20	0.16	36.38	17.63	9.28	94.88	2.77	1.23	0.35
B9122	8.85	2.61	20.99	0.10	36.51	17.36	9.44	96.26	2.75	1.25	0.29
B9132	8.87	2.65	20.76	0.14	36.23	16.89	9.30	95.26	2.76	1.24	0.28
B9161	8.66	2.47	18.88	0.16	36.00	18.28	8.79	93.49	2.76	1.24	0.42
B9162	9.09	2.63	19.29	0.13	34.88	16.85	9.08	92.24	2.74	1.26	0.30
B9165	8.81	2.39	20.40	0.13	35.79	17.60	9.64	95.21	2.72	1.28	0.30
B9166	9.26	2.41	19.57	0.08	35.20	17.46	9.19	93.70	2.73	1.27	0.32
B9167	8.28	2.38	20.95	0.17	34.93	17.08	9.11	93.60	2.71	1.29	0.28
B9168	8.97	1.40	21.15	0.45	35.99	17.02	9.14	94.52	2.77	1.23	0.31
B11151	9.16	2.37	19.62	0.17	35.11	17.40	9.81	93.98	2.71	1.29	0.29
B11161	9.06	2.07	19.82	0.13	35.88	18.09	10.70	96.15	2.70	1.30	0.30
12121	8.96	2.56	19.30	0.21	36.16	17.71	10.45	95.69	2.72	1.28	0.30
12122	8.98	1.95	18.23	0.22	36.60	18.26	10.85	95.52	2.74	1.26	0.36
12124	8.84	1.87	17.70	0.14	35.73	17.68	10.84	93.14	2.75	1.25	0.35
12126	8.57	1.80	18.56	0.12	35.65	17.94	11.25	94.12	2.71	1.29	0.33

n ref.	Ti	Fe ⁺⁺	Mg	Na	K	XFe	XMg	Xph	Xan	XTi	XAl VI
2194	0.17	1.14	1.14	0.04	0.92	0.50	0.50	0.41	0.41	0.06	0.12
2195	0.16	1.14	1.16	0.02	0.90	0.49	0.51	0.41	0.40	0.06	0.13
21104	0.19	1.16	1.10	0.02	0.91	0.51	0.49	0.40	0.42	0.07	0.12
21105	0.21	1.13	1.09	0.01	0.94	0.51	0.49	0.39	0.41	0.07	0.12
3151	0.21	1.17	1.10	0.00	0.91	0.52	0.48	0.39	0.42	0.08	0.11
3155	0.26	1.12	1.02	0.01	0.93	0.52	0.48	0.37	0.41	0.10	0.12
B7112	0.21	1.13	1.12	0.01	0.91	0.50	0.50	0.40	0.40	0.07	0.12
B7113	0.21	1.16	1.09	0.01	0.88	0.52	0.48	0.39	0.42	0.07	0.12
B9121	0.15	1.22	1.05	0.02	0.90	0.54	0.46	0.38	0.44	0.05	0.13
B9122	0.15	1.32	1.06	0.02	0.85	0.55	0.45	0.38	0.47	0.05	0.10
B9132	0.15	1.32	1.06	0.02	0.86	0.56	0.44	0.38	0.47	0.05	0.10
B9161	0.14	1.21	1.01	0.02	0.85	0.55	0.45	0.36	0.44	0.05	0.15
B9162	0.16	1.27	1.06	0.02	0.91	0.54	0.46	0.38	0.45	0.06	0.11
B9165	0.14	1.30	1.09	0.02	0.86	0.54	0.46	0.39	0.46	0.05	0.11
B9166	0.14	1.27	1.06	0.01	0.92	0.54	0.46	0.38	0.45	0.05	0.12
B9167	0.14	1.36	1.05	0.02	0.82	0.56	0.44	0.37	0.48	0.05	0.10
B9168	0.08	1.36	1.05	0.07	0.88	0.56	0.44	0.37	0.49	0.03	0.11
B11151	0.14	1.27	1.13	0.03	0.90	0.53	0.47	0.40	0.45	0.05	0.10
B11161	0.12	1.25	1.20	0.02	0.87	0.51	0.49	0.42	0.43	0.04	0.11
12121	0.15	1.22	1.17	0.03	0.86	0.51	0.49	0.41	0.43	0.05	0.11
12122	0.11	1.14	1.21	0.03	0.86	0.49	0.51	0.43	0.40	0.04	0.13
12124	0.11	1.14	1.24	0.02	0.87	0.48	0.52	0.44	0.40	0.04	0.12
12126	0.10	1.18	1.28	0.02	0.83	0.48	0.52	0.44	0.41	0.04	0.11

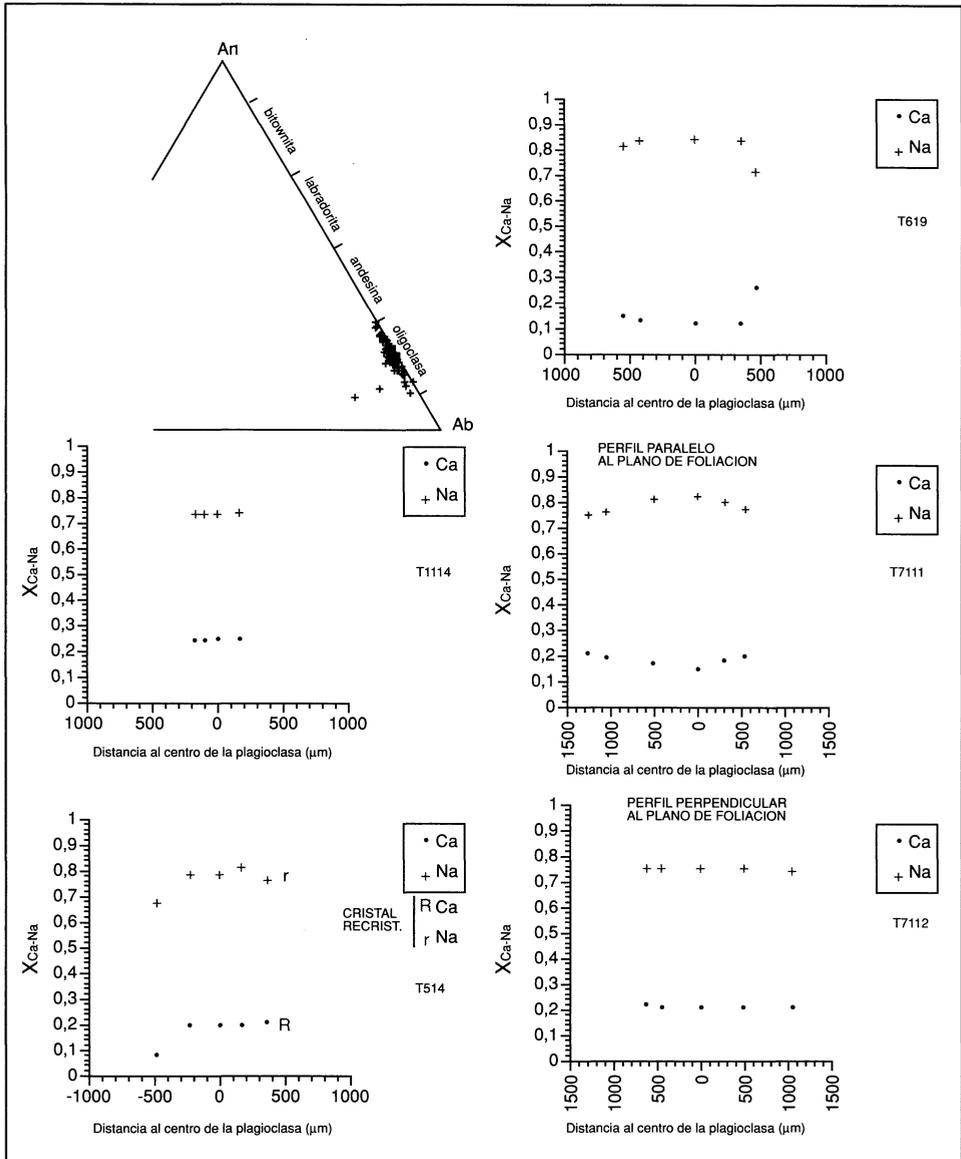


FIGURA 64. Proyecciones composicionales de plagioclase.

TABLA IX. Análisis químicos más representativos de plagioclasas.

Análisis más representativos de plagioclasas														
análisis de centros														
nº ref.	K2O	CaO	Na2O	SiO2	Al2O3	TOTAL	Si	Al	Ca	Na	K	XAb	XAn	XOr
2134	0,36	3,71	9,22	64,64	22,24	100,27	2,84	1,15	0,17	0,79	0,02	0,80	0,18	0,02
3143	0,34	3,95	9,30	63,55	22,26	99,44	2,82	1,17	0,19	0,80	0,02	0,79	0,19	0,02
3144	0,33	3,23	9,42	64,50	22,46	100,14	2,84	1,17	0,15	0,80	0,02	0,82	0,16	0,02
3145	0,35	3,68	9,30	64,10	22,14	99,86	2,84	1,15	0,17	0,80	0,02	0,80	0,18	0,02
4124	0,39	3,72	9,37	64,02	22,56	100,12	2,82	1,17	0,18	0,80	0,02	0,80	0,18	0,02
4172	0,33	4,13	9,32	63,84	22,59	100,35	2,81	1,17	0,20	0,80	0,02	0,79	0,19	0,02
4173	0,41	3,82	9,08	64,21	22,07	99,61	2,84	1,15	0,18	0,78	0,02	0,79	0,18	0,02
4174	0,31	3,97	9,21	63,73	22,52	99,93	2,82	1,17	0,19	0,79	0,02	0,79	0,19	0,02
6133	0,16	2,68	10,04	66,09	21,67	100,66	2,89	1,12	0,13	0,85	0,01	0,86	0,13	0,01
6135	0,39	2,11	10,02	66,18	21,06	99,84	2,91	1,09	0,10	0,85	0,02	0,88	0,10	0,02
6136	0,22	2,89	9,63	64,72	21,77	99,32	2,87	1,14	0,14	0,83	0,01	0,85	0,14	0,01
16133	0,36	2,20	10,15	65,44	21,13	99,37	2,90	1,10	0,10	0,87	0,02	0,87	0,10	0,02
6191	0,19	3,17	9,52	64,92	21,69	99,61	2,87	1,13	0,15	0,82	0,01	0,84	0,15	0,01
6192	0,28	2,80	9,82	65,17	21,50	99,73	2,88	1,12	0,13	0,84	0,02	0,85	0,13	0,02
6194	0,27	2,59	9,90	65,40	21,95	100,25	2,87	1,14	0,12	0,84	0,02	0,86	0,12	0,02
71116	0,26	3,22	9,80	65,25	21,67	100,26	2,87	1,12	0,15	0,83	0,01	0,83	0,15	0,01
71117	0,30	3,74	9,39	64,19	22,04	99,69	2,84	1,15	0,18	0,81	0,02	0,81	0,18	0,02
9113	0,26	3,45	9,56	65,05	22,31	100,79	2,85	1,15	0,16	0,81	0,01	0,82	0,15	0,01
9114	0,28	3,48	9,27	65,26	22,27	100,67	2,85	1,15	0,16	0,79	0,02	0,81	0,17	0,02
9115	0,19	3,76	9,29	64,95	22,69	100,91	2,84	1,17	0,18	0,79	0,01	0,81	0,18	0,01
12133	0,14	3,56	9,53	64,63	22,17	100,13	2,85	1,15	0,17	0,81	0,01	0,82	0,17	0,01
12134	0,14	3,79	9,35	63,90	22,37	99,56	2,83	1,17	0,18	0,80	0,01	0,81	0,18	0,01
bordes y plagioclasas recristalizadas														
nº ref.	K2O	CaO	Na2O	SiO2	Al2O3	TOTAL	Si	Al	Ca	Na	K	XAb	XAn	XOr
P6114	0,25	3,68	9,25	63,96	22,44	99,71	2,83	1,17	0,17	0,79	0,01	0,81	0,18	0,01
6134	0,23	3,92	8,94	64,00	22,70	99,97	2,82	1,18	0,19	0,76	0,01	0,79	0,19	0,01
7131	0,20	4,60	9,02	63,79	23,20	100,85	2,80	1,20	0,22	0,77	0,01	0,77	0,22	0,01
7132	0,23	4,45	8,78	63,17	23,12	99,81	2,80	1,21	0,21	0,75	0,01	0,77	0,22	0,01
7136	0,21	4,50	8,68	63,14	23,30	99,97	2,79	1,21	0,21	0,74	0,01	0,77	0,22	0,01
7137	0,20	4,61	8,99	63,17	23,04	100,07	2,79	1,20	0,22	0,77	0,01	0,77	0,22	0,01
71111	0,19	4,53	8,87	63,33	23,19	100,15	2,79	1,21	0,21	0,76	0,01	0,77	0,22	0,01
71118	0,25	4,16	9,10	63,95	22,58	100,16	2,82	1,17	0,20	0,78	0,01	0,79	0,20	0,01
71122	0,28	4,49	8,94	63,40	23,14	100,39	2,79	1,20	0,21	0,76	0,02	0,77	0,21	0,02
71126	0,35	4,43	8,85	63,25	23,05	99,98	2,80	1,20	0,21	0,76	0,02	0,77	0,21	0,02
2135	0,32	4,48	8,71	64,00	22,85	100,41	2,81	1,18	0,21	0,74	0,02	0,76	0,22	0,02
2111	0,17	4,55	8,98	63,58	22,81	100,15	2,81	1,19	0,21	0,77	0,01	0,77	0,22	0,01
21112	0,28	4,53	8,87	63,14	22,50	99,35	2,81	1,17	0,22	0,77	0,02	0,77	0,22	0,02
3147	0,22	3,92	9,01	63,30	22,57	99,23	2,82	1,18	0,19	0,78	0,01	0,80	0,19	0,01
4122	0,30	4,31	8,95	63,15	22,93	99,84	2,80	1,20	0,20	0,77	0,02	0,78	0,21	0,02
4123	0,34	3,89	9,20	64,31	22,59	100,44	2,83	1,17	0,18	0,78	0,02	0,80	0,19	0,02
R4125	0,16	5,44	8,68	61,93	23,71	100,07	2,75	1,24	0,26	0,75	0,01	0,74	0,26	0,01
R4126	0,11	5,68	8,48	61,68	23,78	99,89	2,74	1,25	0,27	0,73	0,01	0,73	0,27	0,01
R4127	0,10	5,66	8,31	61,67	24,17	100,08	2,73	1,26	0,27	0,71	0,01	0,72	0,27	0,01
4151	0,11	5,65	8,46	61,71	24,01	100,13	2,74	1,26	0,27	0,73	0,01	0,73	0,27	0,01
4161	0,18	4,34	9,12	64,26	22,80	100,78	2,82	1,18	0,20	0,78	0,01	0,78	0,21	0,01
4167	0,13	5,80	8,28	61,28	23,94	99,46	2,73	1,26	0,28	0,72	0,01	0,72	0,28	0,01

Granate: Se han estudiado 34 cristales de granate en las 13 láminas analizadas, que corresponden a los cuatro tipos texturales descritos: pequeños granates incluidos en los fenoblastos de mica blanca, cristales de granates de mayor tamaño con abundantes inclusiones en su núcleo, cristales de granate similares a los anteriores pero sin inclusiones y cristales con texturas en "atolón". Todos estos tipos han sido estudiados en sus variedades morfológicas prismáticas y subredondeadas idiomórficas.

Fueron realizados entre 5 y 15 análisis por cristal, en función del tamaño del mismo, según secciones paralelas y perpendiculares a la foliación milonítica y también en secciones paralelas a la dirección de orientación de las inclusiones en estos cristales. Podemos decir, de forma general, que todos los tipos tienen composiciones similares pirlmandínicas (figura 65), con contenidos en grosularia que varían entre 22 y el 3% de espesartita entre 10 y 1% (Tabla X).

Los granates de tipo I y los que presentan texturas en atolón, tienen composiciones equivalentes a los de los bordes de los grandes granates. Esta característica junto con su pequeño tamaño de grano, indican equilibración durante etapas de retrogresión por lo que no se considerarán más.

También se ha intentado clasificar los granates en base a los zonados composicionales. Con esta finalidad ha sido construida la tabla XI, diferenciando dos tipos de zonados representados con más detalle en la figura 66.

El zonado tipo A corresponde a perfiles $Mg/(Mg+Fe)$ de tendencia planar en el núcleo y/o ligero aumento hacia el exterior (zona I) y una continua disminución hacia los bordes (zona III), mientras que el perfil de Xgrs tiene un trazado irregular en el núcleo alcanzando los valores máximos en los bordes de la zona I (entre 0,15 y 0,19Xgrs) y los valores mínimos rápidamente después (entre 50 y 100 μ m), en los bordes exteriores. El zonado tipo B se caracteriza por presentar perfiles $Mg/(Mg+Fe)$ y Xgrs con forma de campana de curvatura continua con descenso hacia los bordes, siendo los valores máximos similares a los del tipo A. También se caracteriza por presentar un perfil semejante a los de la zona III de los granates tipo A. El zonado tipo B' es una variante del anterior, con la diferencia de que el perfil Xgrs aumenta desde el centro hacia el borde (zona II) y después disminuye (zona III). Este último zonado sólo se aprecia en granates de la muestra T-7.1 que corresponde al nivel más deformado de la localidad 1 (ver figura 61). Estos zonados pueden ser interpretados en los siguientes términos:

1) Los núcleos (zona I) del tipo A, corresponden a perfiles $Mg/(Mg+Fe)$ casi homogéneos, con destrucción del perfil de crecimiento progrado por difusión y se interpretan como perfiles adquiridos cerca del pico térmico. Las zonaciones progradas de Ca están más o menos bien preservadas. Este zonado característico se puede justificar en base a las diferentes velocidades de difusión entre el Ca y el Fe y Mg (Chacraborty y Ganguly, 1990).

2) Los bordes (zona III) del tipo A, están caracterizados por procesos de: a) reequilibración retrógrada por difusión, y b) reabsorción indicado por el aumento de espesartita (Tuccillo et al., 1990). El consumo parcial del granate puede producirse según la reacción (7), que es comparable con la rápida disminución de grosularia en el granate. La disminución de $Mg/(Mg+Fe)$ y Ca hacia los bordes indica enfriamiento con considerable descenso de presión después del pico térmico. Por

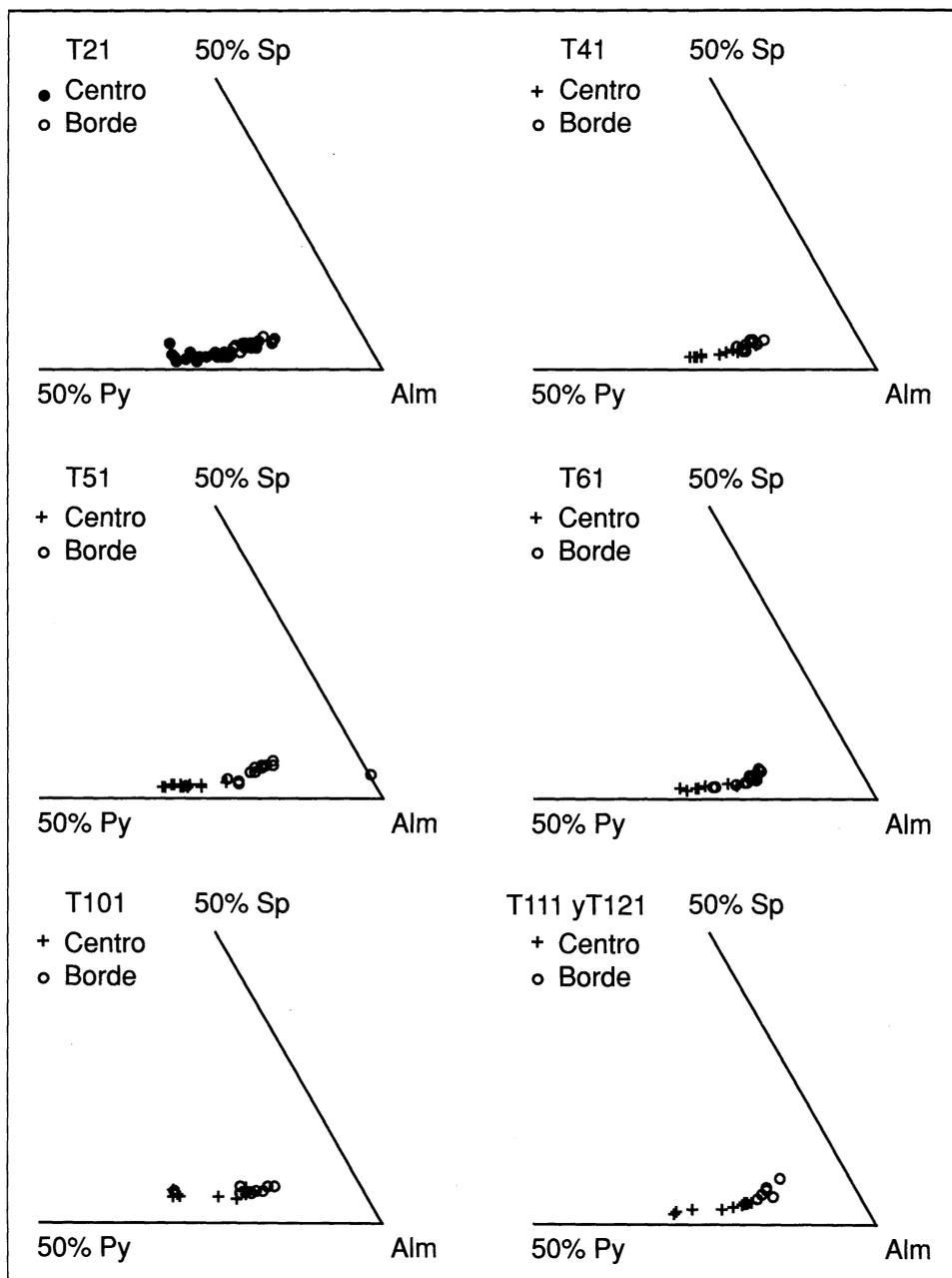


FIGURA 65. Proyecciones composicionales de granates.

otra parte, los valores máximos de Ca y Mg/(Mg+Fe) en los límites entre las zonas I y III indican que la composición de estos límites refleja las condiciones máximas *P-T* preservadas en estos granates.

TABLA X. Análisis químicos más representativos de granates.

análisis más representativos de granates											
n ref.	SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	TOTAL	Si	Al IV	Al VI
2168	38.23	21.53	0.19	28.27	0.98	5.13	5.70	100.05	3.00	0.00	1.99
2171	37.68	20.92	0.52	32.31	1.95	3.88	2.81	100.09	3.01	0.00	1.97
2172	37.36	20.79	1.78	29.09	1.16	4.06	6.14	100.48	2.95	0.05	1.89
2174	38.07	21.44	0.84	27.50	0.64	5.69	5.98	100.23	2.97	0.03	1.95
2183	38.27	21.16	0.88	28.38	1.18	4.65	6.21	100.87	2.99	0.01	1.94
2184	38.49	21.25	1.01	26.93	0.85	5.77	6.25	100.66	2.99	0.01	1.94
21122	37.82	21.00	0.57	29.77	1.46	3.70	5.68	100.04	3.00	0.00	1.97
21123	37.60	21.02	1.08	29.08	1.19	4.46	5.58	100.12	2.97	0.03	1.93
21125	37.72	21.23	1.25	28.43	0.87	4.92	5.83	100.31	2.96	0.04	1.93
f21126	39.76	20.89	0.85	30.13	1.61	4.32	2.72	100.74	3.14	0.00	1.94
21147	37.66	20.98	1.20	29.04	1.12	4.17	6.10	100.35	2.97	0.03	1.92
21149	37.53	21.15	1.53	26.75	0.69	4.73	7.56	100.12	2.95	0.05	1.90
211410	37.70	21.22	1.26	27.89	0.89	4.34	7.14	100.47	2.96	0.04	1.92
211411	37.15	20.92	1.58	28.94	1.37	3.45	6.86	100.40	2.94	0.06	1.90
21151	37.12	20.80	1.52	30.43	1.87	2.88	5.88	100.68	2.95	0.05	1.90
21152	37.64	20.85	1.78	29.25	1.13	4.13	5.95	100.89	2.96	0.04	1.89
21153	37.97	21.26	1.84	25.94	0.71	5.82	7.05	100.77	2.94	0.06	1.89
21154	37.69	21.48	1.47	25.30	0.83	6.17	7.00	100.28	2.93	0.07	1.90
3138	38.23	21.13	1.78	25.14	0.72	6.23	7.26	100.69	2.96	0.04	1.89
3139	38.16	21.43	1.64	25.33	0.84	6.10	7.31	100.97	2.95	0.05	1.90
f31310	37.81	21.61	1.66	25.02	0.75	6.34	7.22	100.59	2.92	0.08	1.89
31311	38.19	21.40	1.20	24.82	0.56	6.07	7.75	100.17	2.96	0.04	1.92
31312	38.30	21.56	1.25	24.88	0.58	6.14	7.77	100.63	2.96	0.04	1.92
31313	37.26	21.14	1.42	29.57	1.93	3.38	6.06	100.84	2.94	0.06	1.91
3175	38.39	21.16	1.07	27.68	0.87	5.66	5.74	100.62	2.99	0.01	1.94
3178	38.20	21.59	1.19	24.88	0.74	6.31	7.30	100.25	2.96	0.04	1.93
3179	38.65	21.22	1.13	24.40	0.73	6.20	7.91	100.42	2.99	0.01	1.93
31710	38.32	21.03	1.14	26.50	0.81	4.64	7.99	100.55	2.99	0.01	1.93
G7115	37.20	20.73	0.96	33.57	2.31	2.83	2.80	100.61	2.98	0.02	1.94
7145	38.45	21.15	0.98	26.58	3.50	6.41	3.50	100.67	2.99	0.01	1.94
7146	38.07	20.81	1.11	29.79	1.65	3.90	5.55	100.93	3.00	0.00	1.93
7151	37.79	20.89	0.66	31.15	3.10	3.11	3.96	100.69	3.01	0.00	1.96
7153	38.29	21.33	1.18	25.95	1.11	4.94	7.99	100.90	2.97	0.03	1.93
7172	37.27	20.99	1.71	28.51	1.51	4.51	5.68	100.29	2.94	0.06	1.89
7175	38.61	21.48	0.85	25.91	4.46	7.29	2.27	100.92	2.99	0.01	1.95
7177	38.63	21.47	0.38	26.50	2.86	6.17	4.12	100.29	3.01	0.00	1.97
7185	38.37	21.49	0.66	27.98	0.82	5.15	6.29	100.81	2.99	0.01	1.96
7186	38.00	21.27	1.47	26.79	0.67	5.83	6.38	100.47	2.96	0.04	1.91
7187	38.08	20.97	1.12	28.51	1.14	4.42	6.34	100.72	2.99	0.01	1.93

Los gneises de Chimparra en la Punta Tarroiba

n ref.	Fe+++	Fe++	Mn	Mg	Ca	Py/Py+Alm	Gros	Espes	Py	Alm
2168	0.01	1.85	0.07	0.60	0.48	0.24	15.42	2.18	20.01	61.83
2171	0.03	2.16	0.13	0.46	0.24	0.18	6.48	4.40	15.44	72.11
2172	0.11	1.92	0.08	0.48	0.52	0.20	12.03	2.58	15.94	64.14
2174	0.05	1.80	0.04	0.66	0.50	0.27	14.22	1.40	22.07	59.86
2183	0.05	1.86	0.08	0.54	0.52	0.23	14.62	2.60	18.08	61.95
2184	0.06	1.75	0.06	0.67	0.52	0.28	14.41	1.86	22.32	58.43
21122	0.03	1.98	0.10	0.44	0.48	0.18	14.41	3.27	14.61	66.00
21123	0.06	1.92	0.08	0.53	0.47	0.21	12.38	2.65	17.52	64.07
21125	0.07	1.87	0.06	0.58	0.49	0.24	12.70	1.93	19.26	62.41
f21126	0.05	1.99	0.11	0.51	0.23	0.20	5.22	3.80	17.92	70.15
21147	0.07	1.92	0.07	0.49	0.52	0.20	13.45	2.50	16.37	63.93
21149	0.09	1.76	0.05	0.55	0.64	0.24	16.54	1.53	18.48	58.72
211410	0.07	1.83	0.06	0.51	0.60	0.22	16.27	1.97	16.95	61.06
211411	0.09	1.92	0.09	0.41	0.58	0.18	14.40	3.06	13.58	63.94
21151	0.09	2.02	0.13	0.34	0.50	0.14	11.90	4.21	11.41	67.65
21152	0.11	1.92	0.08	0.48	0.50	0.20	11.51	2.53	16.24	64.44
21153	0.11	1.68	0.05	0.67	0.59	0.29	14.20	1.56	22.50	56.32
21154	0.09	1.64	0.05	0.71	0.58	0.30	14.88	1.83	23.84	54.88
3138	0.10	1.63	0.05	0.72	0.60	0.31	14.72	1.58	23.99	54.33
3139	0.10	1.64	0.06	0.70	0.60	0.30	15.42	1.84	23.42	54.56
f31310	0.10	1.62	0.05	0.73	0.60	0.31	15.14	1.64	24.39	54.01
31311	0.07	1.61	0.04	0.70	0.64	0.30	17.84	1.23	23.44	53.80
31312	0.07	1.61	0.04	0.71	0.64	0.31	17.75	1.27	23.59	53.66
31313	0.08	1.95	0.13	0.40	0.51	0.17	12.90	4.31	13.30	65.26
3175	0.06	1.80	0.06	0.66	0.48	0.27	12.79	1.92	21.92	60.17
3178	0.07	1.61	0.05	0.73	0.61	0.31	16.76	1.63	24.33	53.81
3179	0.07	1.58	0.05	0.71	0.66	0.31	18.52	1.59	23.84	52.68
31710	0.07	1.73	0.05	0.54	0.67	0.24	18.94	1.80	18.05	57.80
G7115	0.06	2.25	0.16	0.34	0.24	0.13	5.14	5.25	11.33	75.38
7145	0.06	1.73	0.23	0.74	0.29	0.30	6.59	7.70	24.83	57.73
7146	0.07	1.96	0.11	0.46	0.47	0.19	12.35	3.66	15.25	65.45
7151	0.04	2.07	0.21	0.37	0.34	0.15	9.31	7.00	12.33	69.36
7153	0.07	1.68	0.07	0.57	0.66	0.25	18.49	2.43	19.11	56.27
7172	0.10	1.88	0.10	0.53	0.48	0.22	10.95	3.38	17.73	62.85
7175	0.05	1.68	0.29	0.84	0.19	0.33	3.72	9.75	28.03	55.94
7177	0.02	1.73	0.19	0.72	0.34	0.29	10.44	6.34	24.07	58.02
7185	0.04	1.82	0.05	0.60	0.53	0.25	15.57	1.81	19.92	60.76
7186	0.09	1.74	0.04	0.68	0.53	0.28	13.39	1.48	22.55	58.2
7187	0.07	1.87	0.08	0.52	0.53	0.22	14.25	2.53	17.26	62.41

3) La forma en campana y el sentido de los zonados correspondientes al tipo B, indican que están controlados por difusión durante la retrogresión (zonados de grosularia y de $Mg/(Mg+Fe)$) y de reabsorción parcial en los bordes, indicado por el zonado de espesartina. Aunque en el caso de los granates tipo B, los máximos valores de Ca y $Mg/(Mg+Fe)$ podrían reflejar condiciones adquiridas con posterioridad al pico metamórfico. Esto se produciría si la difusión a escala de grano sigue

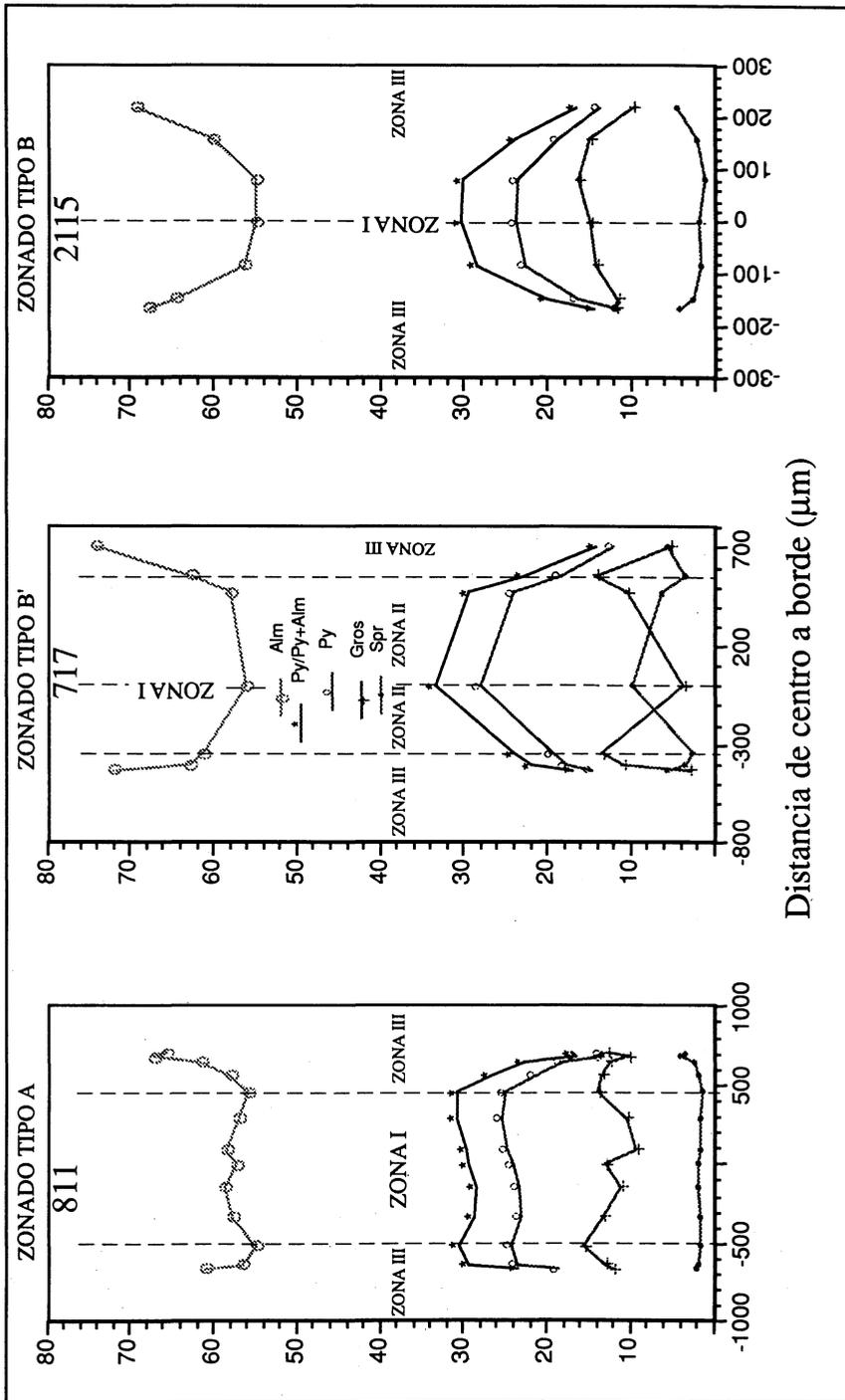


FIGURA 66. Tipos de zonados composicionales de granates.

TABLA XI. Representación simplificada de todos los zonados de granates analizados y aspectos texturales importantes.

REF.	Tipos Texturales	Ø μ m	MIN CONTI.	PY	PYROPE			ALMANDINE			GROSSULARITE			SPESSARTITE		
					Nucl. Bor.	C	R	Nucl. Bor.	C	R	Nucl. Bor.	C	R	Nucl. Bor.	C	R
216	GIIbR	615	Qz	R		20	14		61	72		15	6		2	4
217	GIIbR	385	Qz	R		22	15		59	72		15	6		1	4
218	GIIbR	538	Qz	R		22	12		58	68		14	8		2	5
2112	GIIbP	462	Pg	R		19	14		61	70		14	8		2	4
2113	GIIbR	615	Bt	R		24	13		55	73		12	9		2	4
2114	GIIaP	846	Bt	R*		19	12		59	75		17	4		2	5
2115	GIIaR	385	Qz	R		17	14		55	69		16	10		1	4
312	GIIbP	338	Qz	R		23	15		57	66		15	13		1	3
313	GIIaR	769	Qz	HR		23	13		53	65		17	13		2	4
317	GIIaR	846	Qz	R		24	14		55	70		19	8		2	5
412	GIIb	231	Pg	R		17	13		63	71		11	6		2	5
413	GIIaP	692	Bt	R		21	15		59	71		14	5		5	5
414	GIIaR	538	Bt	R		20	13		59	71		16	4		2	4
512	GIIaR	558	Bt	R		22	11		56	71		16	5		2	6
516	GIIaP	1000	Qz	R		27	12		56	67		12	9		2	5
517	GIIaP	769	Qz	R		24	12		54	72		16	4		2	5
618	GIIaP	846	Qz	R		24	13		60	73		9	3		1	5
711	GIP	430	Bt	H		14	12		72	75		3	6		5	5
714	GIIaR	909	Bt	R		24	13		57	68		6	¹³ / ₅		5	8
715	GIIaR	615	Pg	R		20	16		56	69		18	9		2	7
717	GIIbR	1135	Bt	R		28	12		56	75		4	¹³ / ₂		10	² / ₅
718	GIIaR	756	Qz	HR		23	12		56	74		17	4		1	5
811	GIIaP	1398	Pg	HR		25	13		55	65		9	¹⁵ / ₁₂		1	4
814	GIIbP	1078	^{Qz} / _{Sph}	R		25	14		56	69		11	7		2	4
916	GIIbR	346	Bt	R		12	9		67	71		12	5		5	9
1011	GIIaP	1074	Qz	H		17	15		70	72		3	2		4	5
1014	GIIaR	759	Qz	H		24	15		58	66		7	13		4	6
1015	GIR	210	Mu				12			75			3			6
C1111	GIIaP	541	Bt	R		14	12		66	73		11	2		3	5
⊥ C1111	GIIaP	307	^{Qz} / _{Mu}	R		15	13		66	73		11	7		3	5
C1112A	GIP?	220	Pg				9			76			4			7
1211	GIIaP	808	Pg	R		23	13		50	76		12	²² / ₃		1	4

*. Variaciones por Fract.
H. Homogeneo
R. Retrógado
⊥ Secc. perpend.

Gt includ. en Ms

GIR GIP

Sin inclusion:

GIIbP
GIIbR

Con núcleos ricos en inc:

GIIaP
GIIaR

durante las primeras etapas del enfriamiento, teniendo en cuenta que las composiciones de los centros de los zonados tipo B similares a los bordes de la zona I del tipo A, podemos considerarlos para deducir condiciones *PT*.

4) Los perfiles correspondientes a los zonados de tipo B' indican que los procesos de difusión retrógrados hacia los bordes han modificado el zonado de Fe y Mg y solamente se conservan las zonaciones progradas de Xgrs en las zonas II, debido a que las velocidades de difusión para el Ca son más pequeñas que para el Mg (Chacraborty y Ganguly, 1990). Este tipo de granate zonado, con máximos valores de $Mg/(Mg+Fe)$ en el centro del cristal, refleja máximas *T*, o la *T* durante las primeras etapas de enfriamiento, y el máximo contenido en Ca refleja la máxima *P*.

5) Asimetrías en los bordes de las zonaciones Xpyr y Xalm de algunas zonaciones se pueden interpretar en el sentido de que el reequilibrio difusional en los bordes es más importante en los bordes adyacentes con biotita que con los adyacentes a otros minerales no ferromagnesianos.

Como era de esperar, existe una relación directa entre la zonación y los tamaños de los granates (Spear, 1988). De esta manera sólo se encuentran zonaciones de tipo A en los cristales de mayor tamaño. En las condiciones del intervalo de *T* sugerido por el diagrama petrogenético (Figura 59), los mayores granates analizados (1398 mm) son excesivamente pequeños para que no hayan sufrido homogeneización durante el pico metamórfico o posteriormente (Spear, 1991, Spear et al., 1991; Spear y Florence, 1992). Sin embargo las zonaciones de tipo A, que muestran Fe y Mg incompletamente homogeneizado y el Ca no homogeneizado indican que algunas veces esto no ocurrió. La preservación de zonados progrados puede explicarse mediante una gran velocidad de exhumación tectónica. Así, en granates de tipo A, como los máximos contenidos en Ca y $Mg/(Mg+Fe)$ coinciden en los mismos puntos analizados (límite entre zona I y III, las máximas condiciones *P-T* se pueden calcular utilizando estos puntos, igual que si se utilizan los centros de granates tipo B, porque los valores de Ca y $Mg/(Mg+Fe)$ en este caso son similares a los máximos valores del granate tipo A. Estos valores son puntos reales *P-T*, si no hay relajación térmica. Si se produce relajación térmica (figura 67A) las máximas *P* y *T* son diacrónicas, esto produce un efecto de sobrestimación de las presiones ya que la intersección de la reacción (7) para valores mayores de Ca se realiza con las estimaciones de temperaturas máximas alcanzadas posteriormente al pico bórico.

En caso de no tener relajación térmica, podemos tener una curva de evolución *PTt* que igualmente produzca un efecto de sobrevaloración de *P* al considerar los máximos valores de Ca (figura 67B). Este efecto no lo podemos reconocer si hemos perdido la historia prograda de las zonaciones en términos de $Mg/(Mg+Fe)$ y en contadas ocasiones se tiene en cuenta cuando se hace barometría GASP, sin embargo es mayor cuanto mayor es el contenido en calcio, puesto que la curva de la reacción (7) presenta mayor pendiente como muestran Spear et al. (1991).

No obstante como se ha visto, se tienen evidencias texturales de altas presiones. Además el alto contenido en calcio del granate junto con la composición albitica de la plagioclasa son típicas composiciones de alta presión y están también registradas en otros gneises de contexto similar de otros orógenos (Griffin, 1987; Indares, in prep.).

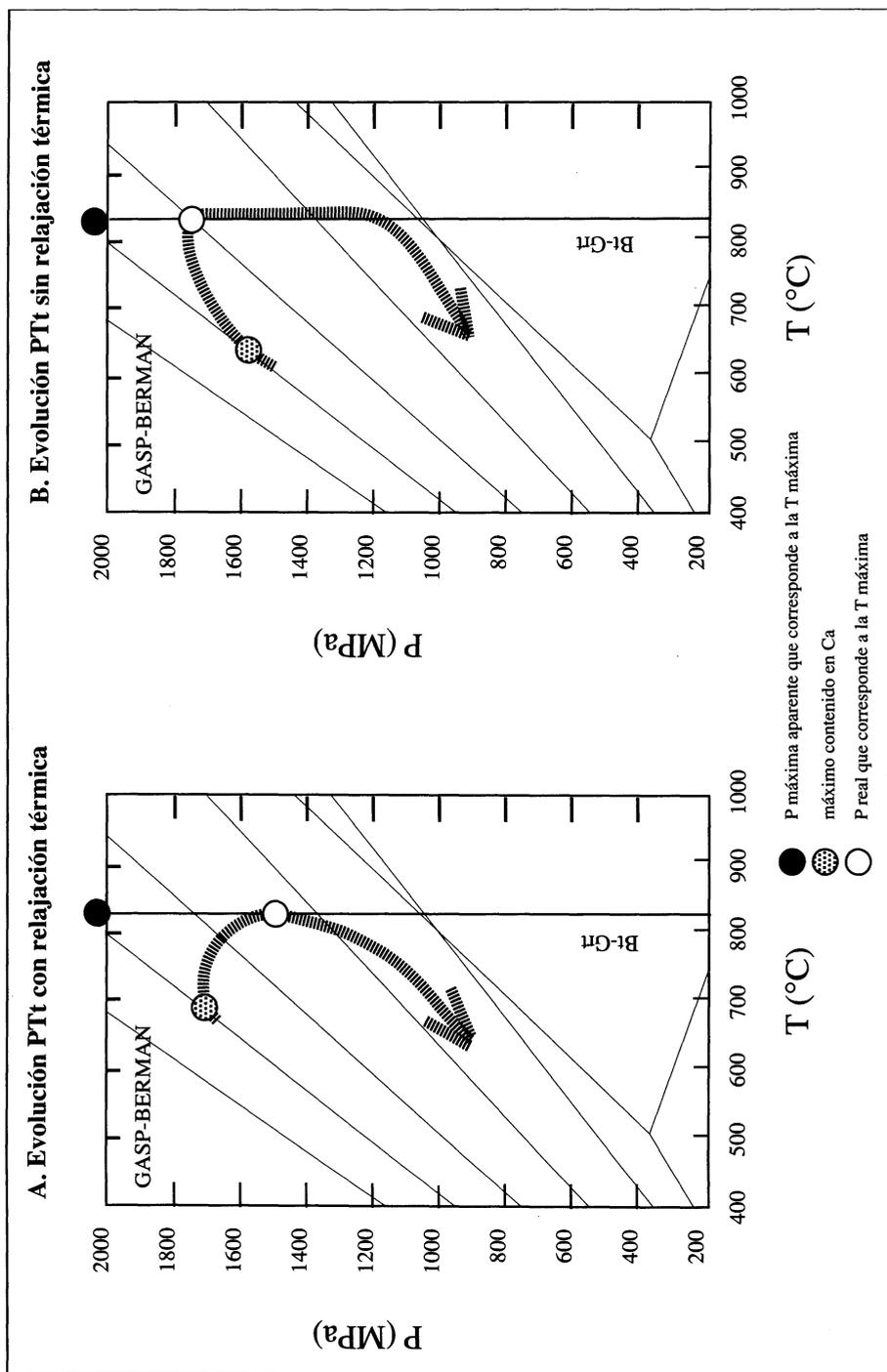


FIGURA 67. Diagramas *PT* en los que se muestran la sobrestimación de presiones calculada a partir del contenido máximo en Ca del granate.

7.1.6. Termobarometría

Basándose en los datos y consideraciones expuestos en los apartados de análisis minerales y mineralogía y texturas de alto grado, se han calculado T y P a partir de: a) los bordes de las zonas I del granate tipo A y los centros de los granates tipo B; b) las biotitas de la matriz, realizando un control de la estimación seleccionando valores máximos, mínimos e intermedios del contenido de Fe de las biotitas y c) los bordes de los fenoblastos de plagioclasa de la matriz. La utilización de los bordes de las plagioclasas se puede justificar porque la anómala cantidad de Ca en los bordes de los fenoblastos y en los granos recristalizados no es posible explicarla únicamente por la disminución retrógrada de Ca en los bordes del granate (zona III). Lo más lógico es pensar que el aumento en Ca de la plagioclasa hacia los bordes, al igual que el aumento de Ca del granate hacia el exterior de las zonas I y II sea el resultado de la desestabilización de otra fase mineral cálcica (por ejemplo epidota), que podría existir durante las primeras etapas del metamorfismo progrado. Aunque no existe una evidencia directa de esto, lo que parece seguro es que el volumen de los bordes de granate donde disminuye el Ca es demasiado pequeño en relación con el volumen de los zonados inversos de los fenoblastos de plagioclasa y de la composición de las plagioclasas recristalizadas. Basándose en estas consideraciones, se puede asumir el concepto de "reservorio infinito" entre las zonas III de los granates y la composición de borde de las plagioclasas. Por ello se utilizará la misma composición de borde de plagioclasa para los cálculos de máximas y mínimas condiciones termobarométricas. Las condiciones PT mínimas fueron deducidas usando bordes de granate, con las plagioclasas adyacentes (por las razones anteriormente expuestas) y las biotitas de la matriz. Para estos cálculos se desestimaron: a) todas las muestras que presentaban evidencias de cloritización (ver tabla VI); b) los bordes de los granates con biotitas adyacentes, ya que pueden ser activos posteriormente al cierre de la reacción GASP, debido al alto coeficiente de difusión del Fe y Mg con respecto al Ca, y c) los puntos intermedios no fueron calculados debido a que están condicionados por la difusión y no reflejan un equilibrio con la matriz.

Tal como se ha explicado al final del apartado anterior, puede existir un efecto de exageración de presiones y un efecto de minimización de temperaturas, como consecuencia de la modificación de las zonaciones progradas por difusión. Sin embargo tanto el cálculo de Fe de las biotitas, en el que se estima conjuntamente el Fe^{2+} y el Fe^{3+} , al igual que la subestimación de los picos de los zonados de grosularia, debida a procesos de difusión de borde, producen un efecto contrario al anteriormente expuesto, es decir, una disminución de las presiones y una exageración de las temperaturas. No se puede hacer una estimación cuantitativa del resultado final, pero es evidente que hay una tendencia de compensación que minimiza las posibles diferencias con las condiciones PT reales.

Por otra parte, hemos observado que los tamaños de los cristales tiene un papel determinante en los datos obtenidos (Spear, 1988), siendo los granates menores los más afectados por procesos de homogeneización y difusión; por ello, solamente se pueden tener en cuenta los datos obtenidos a partir de los granates de mayor tamaño, donde estos efectos son menores.

Las P y T fueron calculadas con el "software" THEBA4 (Martignole et al., no publicado), utilizando la base de datos termodinámica de Berman (1991). La principal ventaja de utilizar bases de datos es que las calibraciones están realizadas en base a modelos experimentales y termodinámicos contrastados, teniendo consistencia interna, es decir, los modelos de actividades y los coeficientes de distribución utilizados en barómetros y termómetros están calculados en base a los mismos criterios. Este "software" combina los modelos de actividades para el granate (Berman, 1990) con el modelo de actividades para la biotita de McMullin et al. (1991). El modelo de Berman (op cit.) produce una sobrestimación de T cuando los granates son ricos en Mg y Ca (Indares, in prep.) por lo que también se ha usado el modelo de actividades Mg y Ca para el granate de Anovitz y Essene (1987). Para la plagioclasa se ha utilizado el modelo mixto de Furrhman y Lindsley (1988). La incorporación del modelo de McMullin et al. (1991) realiza algunas correcciones sobre el efecto del Al y Ti en biotitas, en consistencia con los otros modelos de la base de datos de Berman (1990).

En la tabla X se muestran los valores PT máximos y mínimos calculados para los pares elegidos utilizando el THEBA4 con los valores de la base de datos de Berman (1990) (Columna A). En la columna B se utilizaron los parámetros de interacción de Ca-Mg de granate calculados según el modelo de Anovitz y Essene (1987).

El valor medio de la columna A de temperaturas máximas calculadas según el termómetro granate-biotita y el termobarómetro GASP es de $878 \pm 60^\circ \text{C}$ y $1740 \pm 208 \text{ MPa}$ y los valores medios mínimos calculados en esta columna son $603 \pm 61 \text{ C}$ y $918 \pm 221 \text{ MPa}$. Como era de esperar, los valores medios para la columna B son ligeramente inferiores; así, el valor medio de temperaturas máximas es de $818 \pm 65^\circ \text{C}$ y $1579 \pm 176 \text{ MPa}$ y los valores medios mínimos calculados en esta columna son $597 \pm 65^\circ \text{C}$ y $903 \pm 220 \text{ MPa}$. Ambas columnas presentan valores próximos a los acotados por los equilibrios termobarométricos presentados en el apartado 7.1.2 a partir de las relaciones texturales, aunque las temperaturas son ligeramente superiores, esto debe producirse al no poder estimar cual es el contenido exacto de Fe^{3+} , lo que produce una sobrestimación de la T .

Para poder contrastar los datos mas significativos se seleccionaron de la literatura, siguiendo los criterios propuestos por Chipera y Perkins (1988), las calibraciones de Perchuk y Lavrent'eva (1983) y Thompson (1976) para el termómetro granate-biotita. Comparando las tres temperaturas obtenidas por los distintos métodos (Tabla X columnas B, D y E) se observa un efecto de disminución de los máximos valores y un aumento de los mínimos progresivo desde los valores obtenidos por TEBA4 a los obtenidos por las calibraciones de de Perchuk y Lavrent'eva (1983). Chipera y Perkins (1988) realizan un estudio comparativo de la validez de las distintas calibraciones granate-biotita, lógicamente sin tener en cuenta las calibraciones posteriores a la fecha del trabajo. Estos autores coinciden en el comportamiento aquí expuesto para las calibraciones de Thompson y de Perchuk y Lavrent'Eva y concluyen con la recomendación de la última calibración.

TABLA XII. PT calculadas según distintas calibraciones: Columna A: Berman (1989). Columna B: Berman (1991) según el modelo de Anovitz y Essene (1987). Columna D: Calibración de T de Perchuk y Lauren'Eva (1983). Columna E: Calibración de T según Thompson (1976).

MUESTRA	INTERSECCION (M=max. R=min.)	Tabla de las P y T calculadas más representativas									
		COLUMNA A		COLUMNA B		COLUMNA D		COLUMNA E		COLUMNA E	
		Berman (THEBA 4) T (°C)	P (MPa)	ANBER 1 (THEBA 4) T (°C)	P (MPa)	T ² Perchuk & L T (°C)	T ³ Thompson T (°C)	T ² Perchuk & L T (°C)	T ³ Thompson T (°C)	T ² Perchuk & L T (°C)	T ³ Thompson T (°C)
T-21	26T8bM	817	1589	752	1426	1426					
T-21	27T4bM	868	1683	806	1530	1530					
T-21	28T4bM	885	1733	822	1577	1577		757		806	
T-21	212T5bM	778	1403	725	1277	1277					
T-21	214T8bM	795	1545	730	1384	1384					
T-21	215T5bM	951	2165	882	1784	1784					
T-31	33T4aM	978	1873	914	1717	1717		818		904	
T-31	32T4aM	934	1773	868	1613	1613					
T-31	37T10aM	846	1973	771	1763	1763					
T-71	78T3cM	915	1885	843	1783	1783					
T-71	75T3cM	838	1728	763	1534	1534		792		861	
T-71	74T3cM	869	1424	831	1339	1339					
T-71	77T5cM	949	1858	929	1811	1811					
T-21	26T11bR	586	884	586	884	884					
T-21	27T1bR	575	676	575	676	676		597		576	
T-21	28T2bR	549	800	549	800	800					
T-21	212T6bR	628	731	628	731	731					
T-21	214T1bR	581	987	529	851	851					
T-31	32T7aR	741	1396	742	1396	1396					
T-31	37T2aR	663	1124	663	1124	1124		624		612	
T-71	78T8cR	579	983	579	983	983					
T-71	75T1cR	529	689	529	689	689					
	desv. stand. Max.	60,97	208,72	65,09	176,76	176,76					
	media Max.	878,69	1740,92	818,15	1579,85	1579,85					
	desv. stand. min.	61,28	221,35	65,67	220,82	220,82					
	media min.	603,44	918,89	597,78	903,78	903,78					

7.1.7. Evolución *PTt*

No se pueden hacer estimaciones intermedias *PT* a partir de valores entre los puntos de granate con valores máximos Mg/Mg+Fe y los bordes de los granates, debido a que estos perfiles son controlados por procesos de difusión de borde durante la retrogresión y no están en equilibrio con la matriz. Sin embargo, a partir de a) las estimaciones de las condiciones máximas y mínimas de presión y temperatura, que reflejan diferencias próximas a los 900 MPa de presión en tan sólo 275° C de temperatura; b) los zonados en granates de pequeño tamaño y c) las características especiales de la zonación con relictos progradados durante el enfriamiento, se puede deducir unas condiciones de rápida descompresión probablemente sin relajación térmica durante las primeras etapas de descompresión.

Mediante el estudio de los minerales y de sus relaciones texturales, de la geoquímica de elementos mayores y traza en roca total, de las zonaciones de los granates y de la termobarometría, se ha podido restringir la historia metamórfica de las rocas pelíticas de Punta Tarroiba. Procesos de difusión y reabsorción en los granates impiden la reconstrucción precisa de la evolución *PTt*.

No obstante, se han encontrado texturas que indican un metamorfismo en condiciones de alta *P* y alta *T*, con una estimación de las mismas, mediante termobarometría GASP y termometría granate-biotita, que exceden de los 800° C y los 1600 MPa. A partir del estudio de los zonados de los granates, así como sus composiciones (especialmente Xgrs) se ha deducido una evolución metamórfica retrógrada caracterizada por una rápida descompresión a partir del pico metamórfico al igual que un corto periodo de tiempo de permanencia de estas rocas en condiciones de máxima *PT* que sólo es justificable en ambientes geodinámicos que faciliten rápidas velocidades de exumación cortical.

Por otra parte se ha podido comprobar que la foliación milonítica principal, comienza a desarrollarse en condiciones que no deben ser lejanas al pico metamórfico, ya que todas las fases minerales implicadas en los cálculos termobarométricos presentan abundantes evidencias de crecimiento sincinemático. Hemos visto por termobarometría que las condiciones de reequilibración se producen con metamorfismo intermedio (549-579° C y 800-983 MPa). En el periodo de tiempo comprendido entre los dos estadios metamórficos se produciría el crecimiento y reequilibración de la foliación milonítica, evolucionando desde bandas de cizalla heterogénea de geometría anastomosada, en la que se preservan texturas migmatíticas menos afectadas por la deformación, hasta zonas de cizalla de geometría planar y homogénea. Posteriormente algunos niveles que presentan cloritización, seritización y otros procesos de alteración hidrotermal jugarían como cizallas de menor orden equilibradas en condiciones de esquistos verdes.

Mediante el estudio de las zonaciones de los granates de los niveles más deformados, se ha podido ver que la mayor proporción de granate en estas bandas no es justificable por unas condiciones termodinámicas diferentes a las de los niveles menos deformados, ni por una composición de roca total ligeramente diferente que favoreciera el crecimiento de granate. Finalmente se vio, que todas las zonaciones de los granates manifiestan la misma historia metamórfica, aunque con distintos grados de homogeneización y difusión, principalmente controlados por el tamaño del granate analizado y por su proximidad a las bandas de cizalla, especialmente en las que juegan en condiciones de esquistos verdes.

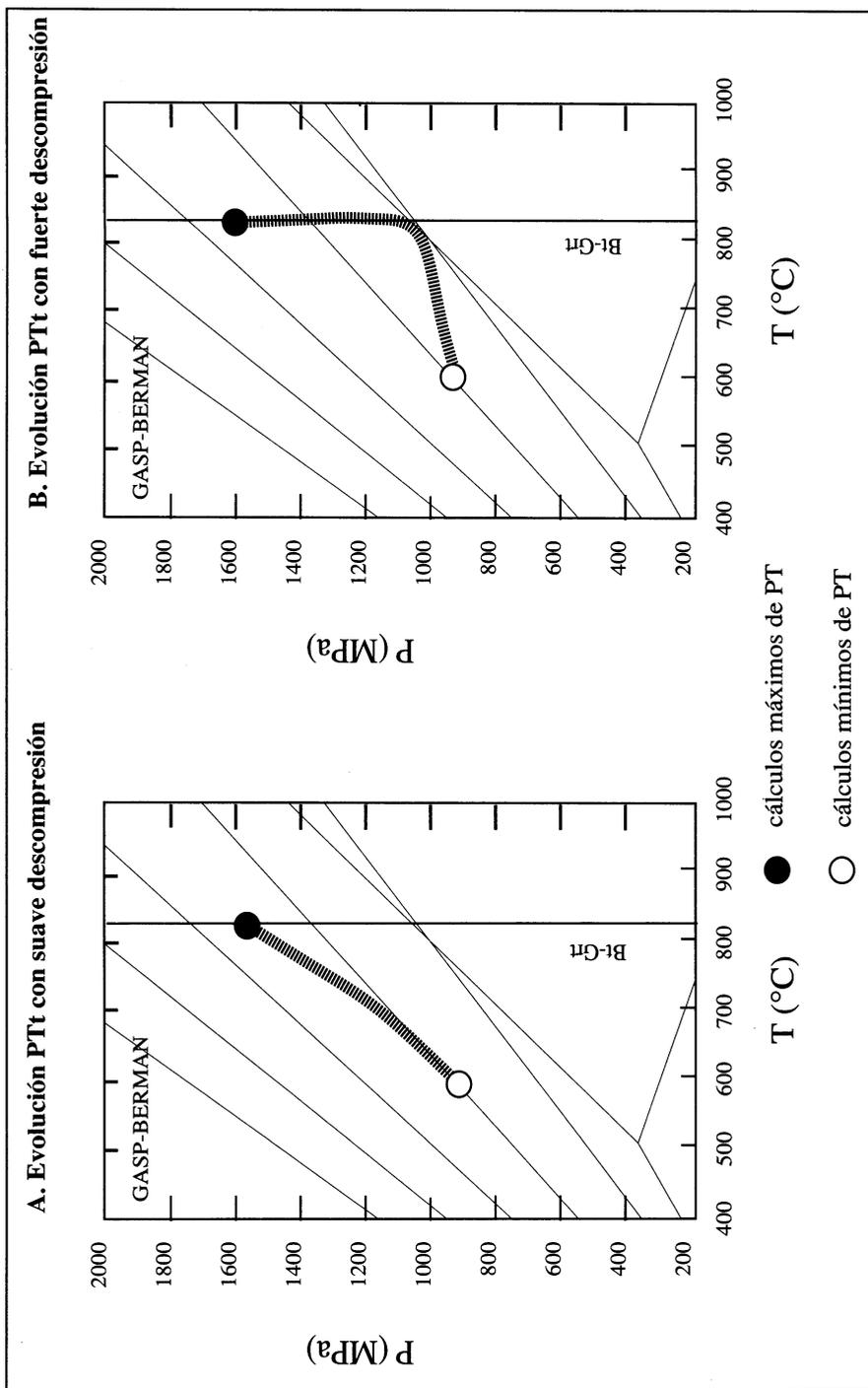


FIGURA 68. Muestra las posibles evoluciones P/Tt a partir de los valores máximos y mínimos calculados, en ella también se representan distintas curvas de la reacción (11) para distintas composiciones.

TERCERA PARTE:

SÍNTESIS, MODELO Y CONCLUSIONES

8.1. INTRODUCCIÓN

En los capítulos precedentes se han descrito las características estructurales y las condiciones de deformación en los gneises de Chímparra sobre una sección del acantilado costero, próxima a la Punta Tarroiba. Este trabajo se ha centrado sobre todo en la caracterización de la foliación milonítica que se desarrolla sobre este tipo de rocas. En conjunto, la deformación en Punta Tarroiba constituye un modelo que puede ser aplicado a los Gneises de Chímparra en otras localidades y, en general, a todos los gneises cuarzo-feldespáticos del Complejo de Cabo Ortegá.

A escala del afloramiento se pueden diferenciar dos fábricas sobre los gneises, una fábrica milonítica planar generalizada y una fábrica milonítica anastomosada menos penetrativa, que permite observar en ella relictos de fábricas previas. Normalmente, los gneises cuarzo-feldespáticos del Complejo de Cabo Ortegá muestran el primer tipo de fábrica y sólo excepcionalmente es posible observar la fábrica anastomosada de estas rocas, como ocurre en la sección analizada de Punta Tarroiba. Tanto las características geométricas de estas dos fábricas como su evolución metamórfica permiten afirmar que los gneises de fábrica milonítica anastomosada representan un estadio previo de la deformación a la de los gneises con fábrica milonítica planar generalizada y, que el tránsito de una fábrica a otra se produce de forma gradual sin la existencia de un contacto mecánico entre ambas.

Con la finalidad de proponer un modelo de deformación para los gneises cuarzo-feldespáticos que caracterice las condiciones propias de la corteza inferior, se ha escrito un capítulo de síntesis que ha servido de recapitulación previa a la propuesta de un modelo. Por último, en esta parte se realiza un esfuerzo de integración de los datos obtenidos en su contexto regional, a la luz de todos los datos obtenidos en este trabajo y de aquellos otros que tengan implicaciones regionales y que han sido recordados en la parte introductoria de esta memoria.

8.2. SÍNTESIS

Con anterioridad se ha señalado que sólo de forma ocasional la foliación milonítica permite la observación de zonas en donde se preserva la fábrica previa de la roca. Esta fábrica original se localiza en cuerpos decamétricos que presentan una morfología aproximadamente lenticular, cuyos límites los constituyen bandas miloníticas de geometría anastomosada. La fábrica de la roca original consiste en un bandeado composicional, formado por dominios Q o cuarzo-feldespáticos y dominios P o micáceos. Estos dominios se distribuyen en bandas de geometría aproximadamente planar y presentan características que permiten interpretarlas como un bandeado originado por diferenciación migmatítica. El desarrollo heterogéneo de la deformación permite así diferenciar gneises blastomiloníticos y glandulares que a pesar de sus grandes diferencias texturales, presentan características composicionales y mineralógicas similares. Su composición mineralógica se caracteriza por la presencia de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita (clorita) y granate como fases principales y de

cianita, rutilo, apatito, allanita, epidota, circón, esfena, ilmenita, sericita y material opaco como minerales accesorios y secundarios (ver apartado 5.1).

El estudio de las características geoquímicas de los gneises ha permitido confirmar el carácter paraderivado de estas rocas y su gran afinidad geoquímica con rocas del tipo grauwaca. Estos datos geoquímicos muestran también que no existen diferencias geoquímicas apreciables a nivel de elementos mayores, elementos traza y REE en roca total, entre las bandas blastomiloníticas y los cuerpos lenticulares (ver apartado 5.2).

Por otra parte, las bandas blastomiloníticas muestran una notable reducción del tamaño de grano de todas las fases minerales, al igual que el desarrollo de una textura planar y homogénea que borra la textura previa. Al contrario de lo que se podía esperar, estas bandas miloníticas no presentan foliaciones S-C, ni "sheath folds", ni otros tipos de estructuras menores propias de bandas de cizalla originadas por mecanismos de cizalla simple. En ellas se pueden apreciar la existencia de algunos pliegues menores intrafoliares, así como inclusiones de rocas máficas, rocas calcosilicatadas y agregados policristalinos de cuarzo, plagioclasa y granate (ver apartado 6.2.2).

Los cuerpos individualizados por las bandas de gneises blastomiloníticos muestran unas relaciones axiales medias $Ra/b = 1,46$ y $Rb/c = 2,14$, que corresponden a lenticulas achatadas y ligeramente elongadas en una dirección normal a la de achatamiento. Los ejes mayores de estas lenticulas se disponen en una dirección NNE-SSW, paralela a la dirección dominante de la lineación de intersección y los ejes de los pliegues menores (ver apartado 6.2.1). Algunos de los cuerpos lenticulares están compuestos por gneises con texturas de transición entre los gneises glandulares y miloníticos. Estos límites individualizan dentro de los cuerpos lenticulares otros cuerpos menores de geometría similar aunque progresivamente más achatados, pudiéndose decir que a escala de afloramiento la estructura anastomosada de las bandas miloníticas se repite gerárquicamente desde escalas decamétricas a métricas e incluso a escala microscópica.

Otra característica geométrica destacable que presenta el desarrollo de la foliación milonítica dominante es el desarrollo de pliegues menores que deforman el bandeo migmatítico previo. Estos pliegues muestran una evolución gradual desde el centro a los bordes de los cuerpos lenticulares, caracterizada por su amplificación y aplastamiento progresivo. Hacia los bordes de estos cuerpos, los pliegues se amplifican fuertemente, muestran una alta relación amplitud/semilongitud de onda y llegan a ser completamente isoclinales, con flancos fuertemente adelgazados, charnelas muy agudas y predominio de las formas simétricas. En todos los casos se trata de pliegues armónicos que muestran una clara ciclicidad, característica de pliegues originados por *buckling*. En las bandas blastomiloníticas solamente se observan pliegues intrafoliares, con sus flancos paralelos a la foliación y charnelas muy estrechas y aisladas. Esta evolución de los pliegues está de acuerdo con la distribución espacial de la foliación milonítica, que es poco penetrativa en el interior de los cuerpos lenticulares y alcanza un gran desarrollo en las bandas que los limitan. La curvatura de las charnelas es siempre muy pequeña y está principalmente desarrollada en los límites de los cuerpos lenticulares, por lo que podría producirse por la adaptación de los pliegues a la geometría lenticular del cuerpo. Estos pliegues indican claramente una evolución de pliegues de clase 1C a pliegues de clase

3, lo que se puede interpretar como una superposición de mecanismos de plegamiento por aplastamiento a pliegues originalmente formados por buckling (ver apartado 6.1.4).

Las microestructuras generadas en los gneises durante el desarrollo de la foliación milonítica muestran unas características comparables a las desarrolladas a escala macroscópica. Las microestructuras son del tipo de "ribbons" de cuarzo, bandas de cizalla conjugadas, micropliegues y agregados cuarzofeldespáticos lenticulares. Entre las microestructuras que sugieren la actuación de un mecanismo de deformación por plasticidad intracristalina, destacan el desarrollo de orientaciones cristalográficas preferentes en el cuarzo y la formación de subjuntas en los fenoblastos prismáticos de este mineral, la formación de maclas mecánicas y lamelas de deformación en la plagioclasa, y la formación en las micas de 'kinks', junto con la activación de dislocaciones sobre los planos de deslizamientos (001) de los fenoblastos para formar 'peces de micas'. También existen abundantes evidencias de recristalización dinámica, tales como la formación 'bulging' en el cuarzo (Bell y Etheridge, 1976) y la orientación óptica preferente tanto de los 'granos viejos' como 'nuevos'. La recristalización dinámica en la plagioclasa se manifiesta mediante la formación de subgranos y la rotación progresiva de los mismos, por deslizamiento de los bordes de grano y, más excepcionalmente, por 'bulging'. Aunque tanto la plagioclasa como el cuarzo muestran recristalización dinámica durante la deformación, la plagioclasa manifiesta una mayor resistencia, probablemente por tener más baja simetría y/o una menor densidad de dislocaciones, como lo indica la abundancia de granos viejos de esta fase mineral rodeados de una matriz de finos cristales de cuarzo y plagioclasa; el cuarzo es el mineral más activo durante todo el proceso de deformación. Para el cuarzo existen evidencias de la actuación de mecanismos de deformación por transferencia de masa por difusión tales como el desarrollo de bandas y sombras de presión en torno a los fenoblastos más competentes. También este mecanismo puede tener importancia en el crecimiento de granates de hábito prismático, en la deformación de los blastos 'viejos' de plagioclasa y en el crecimiento de neoblastos de esta fase mineral en la matriz. En contraste con el comportamiento dúctil de la mayor parte de los minerales algunas otras manifiestan comportamiento frágil, como es el caso del granate. Parece necesario la actuación de microcataclasis junto con otros mecanismos que produzcan un efecto similar a la transferencia de masa por difusión, ya que el efecto que produce el desarrollo de la foliación milonítica sobre los granates es la formación de fracturas subperpendiculares a la foliación junto con la formación de pequeños cristales de hábito prismático, con su eje mayor paralelo a la superficie de foliación. También se observan evidencias de este mecanismo en los cristales de plagioclasa. Estas fracturas son mucho menos abundantes que en los granates y parecen posteriores al desarrollo de la foliación principal (ver apartado 6.2).

Como complemento al análisis microestructural, las fábricas de orientación óptica de ejes c de cuarzo se caracterizan por una gran similitud de todas las fábricas, tanto de las correspondientes a texturas miloníticas como glandulares. Las fábricas presentan una simetría aproximadamente ortorrómbica, con guirnaldas de círculo menor y muestran máximos en posiciones centradas, que indican una tendencia a las guirnaldas cruzadas de tipo I. Excepcionalmente, algunas muestras son de tendencia monoclinica. Estas fábricas se sitúan dentro del nivel homogéneo de gneises milonítico planares que presentan evidencias de reactivación posterior.

Finalmente es necesario destacar la escasa presencia de dos elementos estructurales que en deformación asociada a zonas de cizalla normalmente constituyen un importante dato analítico. Estos elementos son las lineaciones de orientación mineral y los criterios cinemáticos. Como se explicó ampliamente en el apartado 6.1.5, de forma excepcional se puede observar en el campo una lineación definida por la orientación de minerales, normalmente filosilicatos, que presenta una orientación general NNE-SSW. Esta orientación coincide con la lineación de intersección, ampliamente desarrollada, y es paralela a los ejes de los pliegues. Sin embargo, esta lineación mineral paralela a la lineación de intersección no se manifiesta al microscopio. Estas dos características sugieren la posibilidad de que la orientación mineral se haya originado con posterioridad al desarrollo de la foliación milonítica, mediante la cristalización de los minerales que la definen siguiendo la dirección impuesta por la lineación de intersección. Este crecimiento de minerales siguiendo direcciones favorables, hace que la lineación no pueda ser usada como un indicador cinemático de transporte tectónico.

Por lo que respecta a los criterios cinemáticos (ver apartado 6.1.7) hay que destacar que a escala macroscópica son muy escasos y de difícil interpretación. De todos los posibles criterios que se pueden utilizar para deducir dirección y sentido de desplazamiento en zonas de cizalla (ver entre otros Passchier et al., 1990), los únicos criterios que se han podido utilizar son los agregados policristalinos que definen fenoblastos cuarzofeldespáticos. Este tipo de criterios es escaso ya que normalmente los porfiroblastos presentan colas simétricas. Cuando sus colas son asimétricas se pueden utilizar, según se interprete su asimetría como criterio de tipo σ o δ . Una vez clasificados los agregados cuarzofeldespáticos, el sentido que se puede deducir es contradictorio, incluso en los observados sobre un único cuerpo lenticular, sin poder discriminar como dominante una dirección contenida sobre el plano de foliación milonítica. Además, a partir del estudio de criterios cinemáticos microscópicos (ver apartado 6.2.8), se ha llegado a conclusiones similares. Aunque estos criterios microscópicos son más numerosos se sabe que en terrenos gneísicos de alto grado solamente son estrictamente válidos los criterios observados a escala macroscópica (Passchier et al. op. cit.).

Por lo que respecta a las condiciones en que tiene lugar la deformación, hay que destacar que el metamorfismo de las rocas estudiadas es del tipo de alta presión y alta temperatura (ver apartado 7.1), con unas condiciones *PT* máximas próximas a los 16 kb y los 800° C, situadas entre las facies de las granulitas de alta presión y las facies de las eclogitas de alta temperatura. Durante el desarrollo de la foliación milonítica principal, estas condiciones evolucionan a unas condiciones *PT* de aproximadamente 600° C y 9 kb, que sitúan a las rocas en las facies de las anfibolitas almandínicas. Las características composicionales y texturales de las asociaciones minerales que definen el metamorfismo de más alto grado, especialmente las zonaciones composicionales de los granates y de las plagioclasas, permiten afirmar que los gneises permanecieron poco tiempo en condiciones de alto grado y que sufrieron una rápida descompresión, únicamente justificable con altas velocidades de exhumación cortical.

8.3. MODELIZACIÓN

A partir de las características estructurales y metamórficas, resumidas en el apartado anterior, es posible construir un modelo para el desarrollo de la foliación milonítica que sea generalizable para todas las rocas gneísicas del Complejo de Cabo Ortegal, e incluso para todas aquellas rocas de los terrenos metamórficos de alto grado que hayan sufrido una evolución comparable.

La mayor parte de las características estructurales analizadas a escala mesoscópica indican que las bandas de cizalla estudiadas son de naturaleza poco común, pues no manifiestan claramente una dirección de desplazamiento relativo en sus bordes. Este hecho es un rasgo estructural que se suma a el resto de los datos aportados en el análisis estructural a escala de afloramiento. La geometría achatada de los cuerpos lenticulares, las bandas miloníticas con ausencia de elementos estructurales que caracterizan a las bandas de milonitas originadas por cizalla simple, los pliegues menores armónicos que muestran una progresiva disminución del ángulo entre flancos y una amplificación de los mismos desde el interior de los cuerpos lenticulares hasta el interior de las bandas de cizalla sin que aumente su asimetría, así como la escasa curvatura de sus charnelas, sugieren un incremento de aplastamiento durante el desarrollo de la foliación milonítica. Además, la fábrica de la roca se puede definir como planar y es claramente distinta de una fábrica linear o incluso plano-linear. Este hecho indicaría que el elipsoide de deformación es un elipsoide de revolución, es decir $\sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2} \sim 1$. La coincidencia de elipsoides de deformación pertenecientes al campo del "flattening" deducidos tanto a partir del estudio de la morfología de las texturas de los gneises talladas en secciones paralelas y perpendiculares a la foliación milonítica como a partir de las morfologías discoidales de los agregados cuarzofeldespáticos sobre las superficie de foliación y, a mayor escala, de los cuerpos lenticulares, indican que es más probable que la fábrica de esta roca, originada durante el desarrollo de la foliación milonítica, sea producida por aplastamiento heterogéneo. También las características microscópicas de la deformación apoyan esta idea, especialmente el desarrollo de bandas de cizalla simétricas de agregados policristalinos de geometría lenticular, la disposición subperpendicular a la foliación milonítica de las fracturas desarrolladas sobre los cristales de granate y la simetría ortorrómbica de las fábricas de ejes *c* de cuarzo (Figura 69).

Sin embargo, también existen algunos indicios de deformación por cizalla simple, como son algunas fábricas "anómalas" de los gneises, situadas próximas al contacto con las Anfibolitas de Candelaria, donde la foliación milonítica es de tipo planar homogéneo y donde la roca manifiesta una mayor retrogradación. La presencia de criterios σ y δ también indican deformación rotacional durante el desarrollo de la fábrica planar.

El hecho de que, como se indica anteriormente, la deformación en relación con el desarrollo de la foliación milonítica se produzca por aplastamiento y que de forma puntual aparezcan evidencias de cizalla simple no tiene por que resultar extraño. Ramsay (1963), Ramsay y Graham (1970), y más recientemente Ramsay y Hubber (1987) analizando la deformación por cizalla pura, encuentran un problema en la acomodación de la deformación en los bordes entre el cuerpo deformado y el cuerpo no deformado. Para solucionar el problema espacial de acomodación de la deformación estos autores proponen dos soluciones que pueden actuar de forma mixta, acomodación por cambio de

volumen o bien acomodación de la deformación en los bordes por la formación de contactos mecánico tipo cabalgamiento y/o cizalla simple dúctil. En este sentido, a escala mesoscópica y microscópica, el desarrollo de criterios tipo σ y δ se pueden producir como consecuencia de la adaptación espacial a la geometría planar desarrollada por aplastamiento heterogéneo. A mayor escala esta adaptación espacial puede producirse en la zona donde la geometría anastomosada de las bandas miloníticas pasa a una geometría planar homogénea; en estas zonas se localizan algunas fábricas asimétricas de ejes c de cuarzo y también parece que de forma tardía se produjo entrada de fluidos, produciendo la cloritización parcial de la roca y otros procesos de alteración de tipo hidrotermal como son la sausuritización y la sericitización de plagioclasas y micas respectivamente, que consecuentemente causó una mayor retrogradación en la roca. Esta entrada de fluidos en la roca también ha podido facilitar la activación de sistemas de deslizamiento de mayor energía en el cuarzo.

Bell (1978, 1981) propone un modelo para el desarrollo de foliación por aplastamiento inhomogéneo sin cambio de volumen. Este modelo plantea otra solución al problema espacial de acomodación de la deformación en los límites entre el cuerpo deformado y no deformado. La solución propuesta es la formación de cizallas de geometría anastomosada que individualizan cuerpos lenticulares poco o nada deformados (Figura 70). Para que este modelo sea válido se ha de cumplir que la roca deformada presente un bandeado o foliación planar previa y que la inclinación del máximo estiramiento finito sea menor que el buzamiento del plano de foliación previa (Bell, op. cit.). Cuando se cumplen estas dos condiciones la deformación por aplastamiento inhomogéneo y sin cambio de volumen, produce un adelgazamiento hacia los bordes del cuerpo deformado, que conduce indirectamente a la geometría lenticular de los cuerpos (Figura 70). Este modelo es aplicable a el ejemplo estudiado de Punta Tarroiba, en donde se ha podido comprobar la existencia de un bandeado migmatítico previo. Además también se ha comprobado que en la formación de las bandas miloníticas no intervienen niveles de composición diferente que faciliten el desarrollo de estas bandas en unos niveles concretos y, donde tampoco se tiene constancia de que estas bandas se produzcan a partir de algún tipo de anisotropía textural previa. Por lo tanto, la parte del modelo de deformación que se propone en el presente trabajo para el desarrollo de la foliación milonítica con geometría anastomosada, puede servir como ejemplo real del modelo propuesto por Bell (op. cit.) en condiciones propias de la corteza inferior. En el nivel inferior del modelo de Punta Tarroiba, que representa la fábrica perfectamente planar de la foliación milonítica sin la presencia de cuerpos lenticulares (Figura 69), podría representar niveles donde la foliación milonítica se ha desarrollado con mayor intensidad; conviene recordar que este tipo de textura es el más representativo a la escala de todo el Complejo de Cabo Ortegal.

Existen en la literatura algunos ejemplos de zonas de cizalla con geometría anastomosada (por ej., Ramsay y Allison, 1979; Sibson, 1983), en los que estas zonas representan bandas marginales de una banda de cizalla mayor. En las bandas marginales se desarrollan cizallas de segundo orden de tipo conjugado y otras cizallas similares de menor orden, no siempre fácilmente interpretables en el contexto general. Sin embargo, a diferencia del modelo que aquí se propone no se han originado en un sistema de deformación por cizalla pura sino que se han desarrollado principalmente bajo un sistema de cizalla simple. Un ejemplo de zona de cizalla de geometría anastomosada propuesto

para la corteza inferior es el trabajo de Coward (1990) sobre el Frente de Laxford (Escocia). Los perfiles de sismica de reflexión profunda de Laxford permiten reconstruir discontinuidades de geometría anastomosada en la corteza inferior que, a niveles superiores, enlazan con estructuras tipo fallas o cabalgamientos. El conjunto de estructuras es interpretado por Coward (op. cit.) como un ejemplo de deformación extensional de la corteza, en las que igual que en los ejemplos anteriores las cizallas se han desarrollado principalmente bajo un sistema de cizalla simple. Los puntos comunes del modelo propuesto con los ejemplos mencionados anteriormente son evidentemente escasos, pero confirman dos hechos importantes, la existencia de sistemas anastomosados de bandas miloníticas y la existencia de reflectores sísmicos en la corteza inferior con una geometría comparable a las anastomosadas. Por último, se ha podido comprobar que el modelo propuesto además de poder ser aplicado a escala mesoscópica o incluso mayor, también es asumible a escala microscópica; se ha podido ver que los mecanismos de deformación implicados en el desarrollo de una textura milonítica perfectamente planar, generan microestructuras en estadios intermedios que dan como resultado una foliación gneíscica que limita agregados cristalinos y/o fenoblastos de formas lenticulares. Estas texturas han sido descritas también por otros autores (White, 1979; Spier, 1979) e interpretadas como originadas por aplastamiento heterogéneo.

8.4. IMPLICACIONES DEL MODELO DEFORMACIONAL DEDUCIDO PARA LOS GNEISES DE CHÍMPARRA EN LA INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

Para caracterizar estructuralmente los paragneises cuarzofeldespáticos deformados en condiciones de HP/HT se ha procurado realizar un trabajo en el que se aborde el estudio estructural y metamórfico con independencia del marco geológico regional. Este planteamiento del trabajo no siempre ha sido fácil de mantener ya que para estudiar las estructuras desarrolladas en condiciones de HP/HT, es necesario tener un buen conocimiento de todas aquellas otras que se desarrollan con posterioridad, durante la evolución retrógrada de las rocas, por lo que ha sido necesario hacer un continuo esfuerzo de abstracción, sobre todo durante la elaboración de esta memoria. Sin embargo, resulta inevitable cuestionarse que implicaciones regionales tiene el modelo propuesto, o planteado de otra forma: ¿Encaja el modelo de deformación propuesto en la geología de Cabo Ortegal?

En terrenos de alto grado metamórfico se han descrito dos tipos de cortezas que muestran características de ambientes geodinámicos distintos. El primero de ellos se caracteriza por tener un predominio de rocas ígneas sobre sedimentarias. Las rocas ígneas son fundamentalmente rocas máficas y rocas félsicas volcánicas que se encuentran intruidas por granitoides de composición tonalita-tromdhjemita-granodiorita (TTG), derivados de precursores máficos y de posible origen mantélico. Representan siempre a cortezas inmaduras, poco diferenciadas, con una baja relación isotópica Sr^{87}/Sr^{86} y un valor positivo de ϵ_{Nd} (De Paolo, 1981 y Moorbath y Taylor, 1986). Las suites TTG son geoquímica y petrográficamente características de granitos Tipo I. Un ejemplo de este tipo de

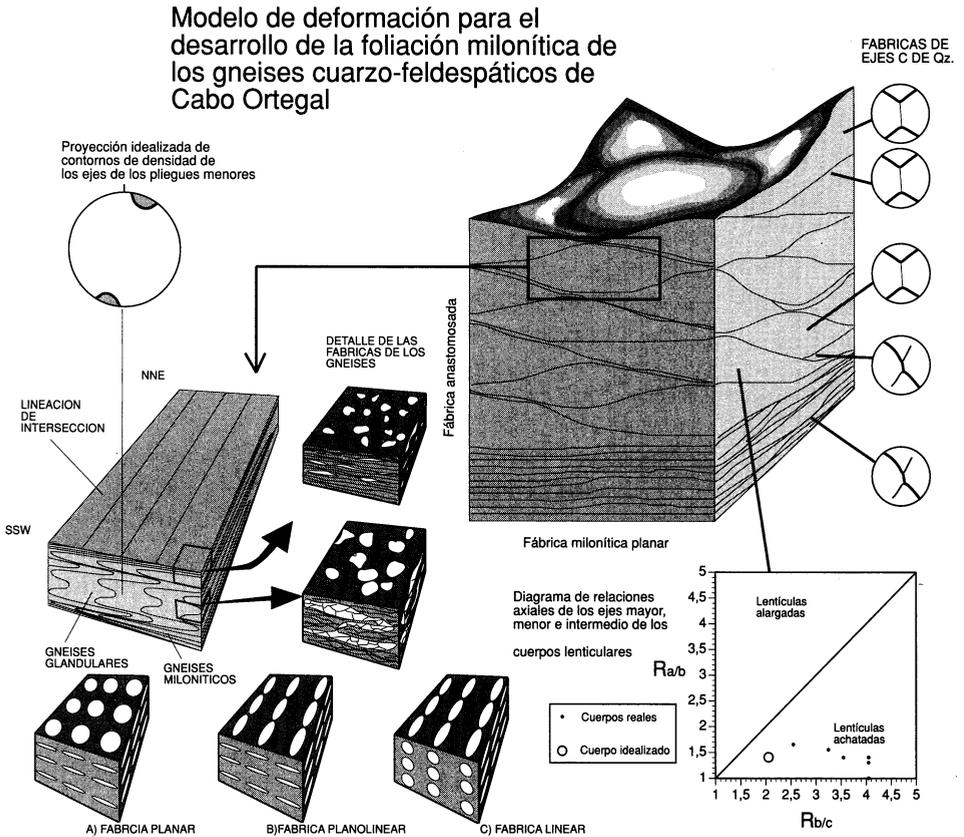


FIGURA 69. Esquema del modelo de deformación propuesto para el desarrollo de la foliación milonítica en condiciones propias de la corteza inferior.

Terrenos es el Archaean Lewisian Complex de Escocia interpretado como un antiguo complejo de arco islas (Tarnney y Windley, 1977).

El otro tipo de Terrenos tiene características completamente opuestas, es decir, una mayor proporción de rocas paraderivadas que de rocas ígneas, un valor negativo de ϵ_{Nd} y una alta relación isotópica Sr^{87}/Sr^{86} . Representan a cortezas maduras, con granitos de Tipo S y se interpretan como derivados de diferenciados migmatíticos infracorticales. Un ejemplo de este tipo de corteza es el Grenville del E de América del Norte junto con su equivalente Noruego (Tobi y Touret, 1985).

Los dos ejemplos de tipos de Terrenos gneísicos de alto grado representan corteza inferior de edad precámbrica. Los afloramientos de corteza inferior de edad fanerozoica son excepcionales. Estudios recientes en Chudleigh province (Australia) de edad paleozoica o en Eifel (Alemania) de edad cenozoica muestran que las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb presentan mayor varia-

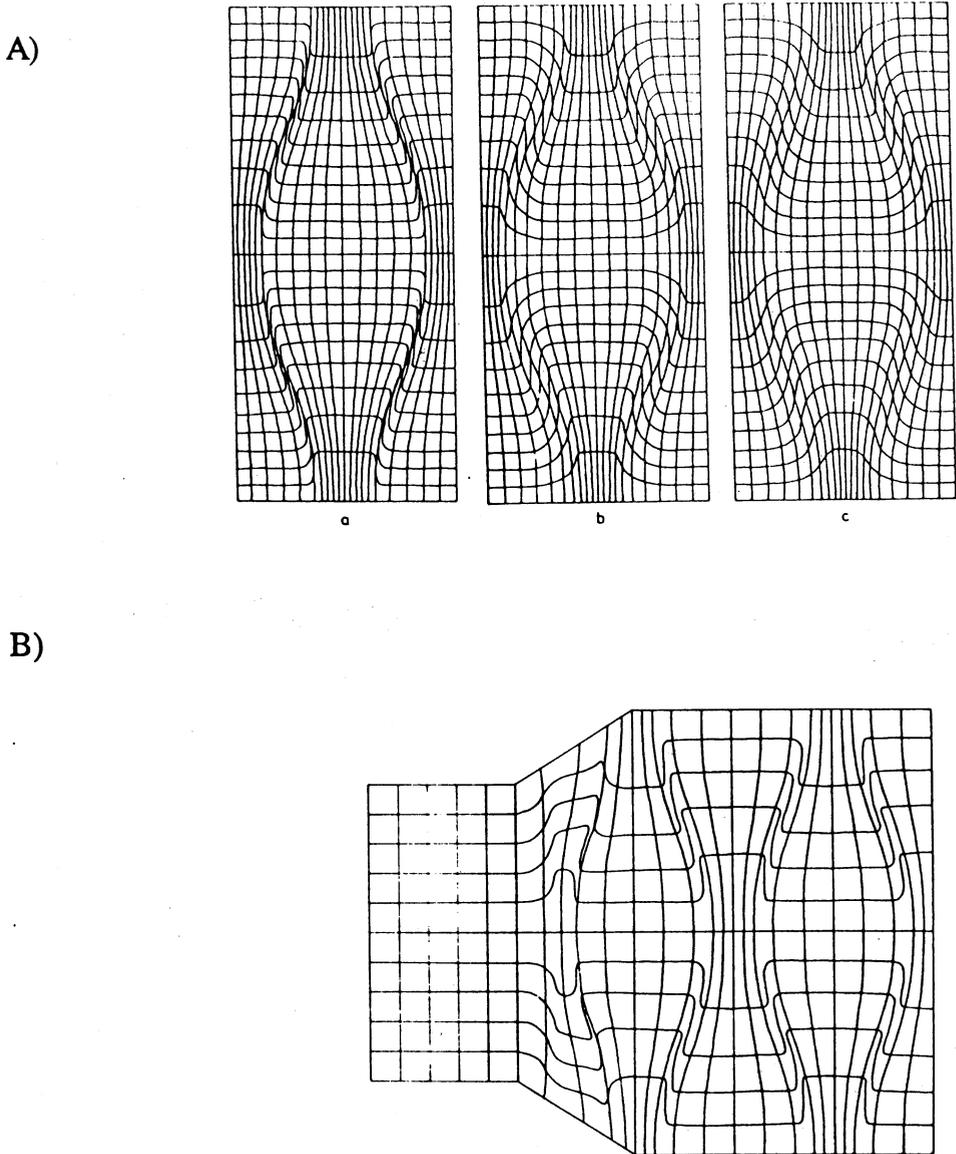


FIGURA 70. A) Modelos de deformación de dos dimensiones, contruidos para deformación sin cambio de área, generando cuerpos lenticulares en los que la relación de la deformación total es 2'5:1, con la distribución de la deformación más o menos inhomogénea. B) modelo que muestra la transición de una zona deformada a otra no deformada.

ción que las cortezas inferiores proterozoicas (Rudnik, 1992). Este hecho, limita en gran medida la interpretación que se haga de Terrenos de edad fanerozoicos en base a clasificaciones en las que intervienen mayoritariamente Terrenos de edad arcaica.

En las unidades catazonales de Cabo Ortegal afloran rocas de naturaleza máfica, ultramáfica y rocas gneísicas paraderivadas. Estas diferentes litologías se han interpretado geoquímicamente de distintas formas. Así los autores del grupo de Leiden, especialmente Van Calsteren (1977) y Den Tex et al. (1972) diferencian cuatro grupos con distintas características geoquímicas, e interpretan como toleitas de islas oceánicas a las anfibolitas y metagabros, las granulitas y eclogitas las han considerado como basaltos continentales y las rocas ultramáficas como diferenciados mantélicos. Más recientemente Peucat et al. (1990) confirman la afinidad oceánica de las anfibolitas de la Formación Candelaria, las eclogitas masivas y las incluidas en los Gneises Bandedos como basaltos tipo MORB, mientras que la Formación Bacariza presenta unas características transicionales de basaltos tipo MORB lo que sugiere un origen semejante al de los basaltos extruidos próximos a un margen continental. Esta controversia en la interpretación de las rocas se mantiene incluso dentro de un mismo tipo de rocas, como son las rocas ultramáficas que para Girardeau et al. (1989) presentan unas características divalentes: mientras que las peridotitas presentan características de corteza inferior oceánica, las piroxenitas que no son típicas de las series ofiolíticas representarían sills intrusivos en las peridotitas en los que se ha producido procesos de cristalización fraccionada. Las series gneísicas ácidas paraderivadas, a la luz de los datos de esta memoria, presentan una geoquímica que sugiere interpretarlos como depósitos de rocas sedimentarias originados en la proximidad de un margen continental. Los datos geoquímicos disponibles por el momento no permiten clasificar al conjunto de litologías en un determinado tipo de Terreno, más bien sugieren una corteza "anómala" originada, como se indicaba anteriormente, en la proximidad de un margen continental.

En la actualidad el Complejo de Cabo Ortegal junto con el resto de Complejos de rocas máficas y relacionadas del NW peninsular ocupan una posición en el núcleo de estructuras sinformales. El carácter mecánico de sus contactos con las rocas del autóctono relativo que rodean a estas unidades (Marcos et al, 1984, Bastida et al, 1984) junto con los datos geofísicos de estas zonas (Cordoba y Banda, 1988) han permitido interpretar estos Complejos como unidades alóctonas, que según el modelo de Ries y Sackleton (1970) se habrían emplazado hacia el E. En este contexto, los Complejos representarían restos de uno o varios Terrenos "extraños" emplazados sobre el margen occidental pasivo de Godwana. Estos Complejos han conservado rocas que han sido deformadas en condiciones de HP/HT, que resultan fundamentales para interpretar la historia de la colisión arriba citada.

Antes de hacer consideraciones acerca del ambiente geodinámico en que se genera la foliación milonítica, la forma como se produce el ascenso de las rocas o el tiempo que duró ese ascenso cortical, es conveniente volver a recordar una serie de hechos que se derivan de este estudio y que son fundamentales para cualquier interpretación posterior. La estructura más antigua que conservan los gneises de Cabo Ortegal es la foliación milonítica y, como se ha visto, los Gneises de Chímparra de Punta Tarroiba presentan características estructurales que indican que la foliación milonítica se ha desarrollado por aplastamiento heterogéneo no rotacional. Las características metamórficas indican

que alcanzaron unas condiciones de alto grado, migmatizándose parcialmente, y que sufrieron una rápida descompresión hasta condiciones de las anfibolitas, en el trascurso de la cual se desarrolló la foliación milonítica. Este proceso comenzó durante el inicio de la historia retrógrada que permitió la exhumación de materiales de la corteza inferior y finalizó durante su emplazamiento en niveles corticales intermedios.

Los datos geocronológicos con que se cuenta por el momento, no permiten asegurar que la historia de alto grado metamórfico de los gneises de Chímparra está relacionada con el inicio de la tectónica colisional que da lugar a la cadena Varisca. Peucat et al. (1990) confirma la idea de los autores anteriores (Kuijper, 1979; Van Calsteren et al., 1979; Marcos, 1982) que proponían dos edades con una diferencia de unos 100 Ma entre el metamorfismo eclogítico, de 480 Ma, y la anfibolitización general del complejo que se produciría en torno a los 380 Ma. Además, según Peucat et al. (op. cit.), otro metamorfismo de alto grado-intermedio se produjo para las rocas paraderivadas con una edad de 420 Ma. Por último datan el evento metamórfico de más bajo grado como 350 Ma (Carbonífero inf.). La diferencia de tiempo entre cualquiera de estas dos edades de metamorfismo de alto grado y la edad de anfibolitización general del Complejo es demasiado grande para mostrar una evolución del par *PTt* como la que muestran los gneises de Punta Tarroiba. Recientemente ha sido re trabajada la geocronología de estas rocas por Schäfer et al. (1993), quienes han encontrado una única edad de metamorfismo de alto grado de 397 Ma (Devónico Inf.) para los Gneises de Chímparra que prácticamente es similar al del metamorfismo eclogítico de las rocas máficas (395 Ma). La edad de anfibolitización general de las rocas, según estos autores, corresponde a 390-380 Ma (Devónico med.). Por lo tanto lo único que resulta claro a partir de los datos geocronológicos, es que la historia retrógrada de estos gneises está relacionada con la evolución del proceso colisional Varisco, sin que se pueda asegurar con precisión en que momento o en relación con que orógeno se produce la historia de alto grado metamórfico.

Otra cuestión importante es la trayectoria de este "extraño" Terreno desde la corteza inferior hasta niveles de la corteza intermedia. Resulta difícil imaginar las rocas con una foliación milonítica producida por aplastamiento heterogéneo ascendiendo como un ascensor desde la corteza inferior a la corteza intermedia o, si ascienden tangencialmente ¿Por qué la deformación en relación al desarrollo de la foliación milonítica no es por cizalla simple? Para poder dar respuesta a esta paradoja resulta necesario, una vez más, buscar ejemplos en otros orógenos comparables en los que se observen mecanismos que permitan el ascenso de materiales que preserven una foliación milonítica producida por aplastamiento heterogéneo. Una posibilidad es que el emplazamiento en niveles mesocorticales se produce por levantamiento vertical y a partir de aquí la tectónica vertical pasaría de forma transicional a una tectónica tangencial y, otra posibilidad es que sistemas de cizalla que atraviesen completamente la corteza desplacen tangencialmente materiales infracorticales que inicialmente se deformaron en un regimen coaxial.

Existen ejemplos en la naturaleza que pueden servir para ilustrar las dos posibilidades propuestas. La primera posibilidad (Figura 71C) representaría un orógeno tipo Himalaya, en el que la corteza continental de la India se desplazó en el Himalaya central más de 1.800 Km bajo la placa Asiática durante un periodo de tiempo de unos 50 m.a. (Tapponier y Molnar, 1976). Procesos de

delaminación litosférica, detectados por la necesidad de reajustes isostáticos que justifiquen las velocidades de levantamiento cortical de los orógenos actuales, se interpretan como la separación de la parte inferior de la litosfera y asimilación de la misma por parte del manto, al aumentar el espesor de las mismas y enfriarse durante su evolución. Así en relación con los procesos de delaminación litosférica se produciría el rápido ascenso vertical desde niveles infracorticales hasta niveles mesocorticales y a partir de aquí el dominio de la tectónica vertical, dejaría paso a una tectónica tangencial meso-supracortical. La segunda posibilidad la representan bandas de cizalla de gran desarrollo que atraviesen completamente la corteza. Estas cizallas aparecen representadas en perfiles de sismica profunda de los orógenos de colisión actuales, en donde lineaciones de anomalías sísmicas de gran intensidad y de gran extensión lateral, situadas en la base de la corteza son interpretadas como zonas de cizalla o despegues mayores. Un ejemplo de estas cizallas puede verse en el perfil WIRE 1 de las Caledónides (Klemperer y Hobbs, 1991). Dado el grado de conocimiento que en la actualidad se tiene de los Complejos del NW peninsular resulta muy difícil proponer un modelo evolutivo concreto. En la figura 71, se ha querido ilustrar gráficamente como a partir de una situación de colisión continental (Figura 71A) pueden surgir evoluciones como las que se han propuesto (Figura 71B y 71C). A partir de la situación de estas rocas en condiciones mesocorticales, todas las características estructurales y metamórficas del Complejo de Cabo Ortegal muestran que la deformación es esencialmente tangencial (Ver entre otros Marcos et al., 1984), originada en un sistema de cizalla simple. Así la vergencia de los grandes pliegues acostados y los cabalgamientos equilibrados en condiciones de los esquistos verdes indican un desplazamiento tangencial hacia el E de las unidades que forman el Complejo de Cabo Ortegal. También se ha indicado que los niveles más intensamente deformados por el desarrollo de la foliación milonítica y más retrogradados muestran unas características que indican que sufrieron, al menos en parte, deformación por cizalla simple en rejugos posteriores.

Por último se puede tratar de hacer un cálculo aproximativo de la velocidad de levantamiento cortical, teniendo en cuenta que la evolución metamórfica que ha sido deducida para los Gneises de Chímparra indican rápidas velocidades de exhumación tectónica. Este cálculo se puede hacer a partir de los datos de presiones máximas y mínimas. Estas presiones pueden ser interpretadas en términos de profundidad. De estos datos se deduce que las máximas presiones indican una profundidad de unos 60 Km, lo que corresponde aproximadamente a una corteza continental duplicada, y las mínimas a unos 30 Km (Figura 71B). Un levantamiento de 30 Km en un periodo de tiempo en torno a 10 Ma indican una velocidad de levantamiento cortical de 3 mm/a., que es una velocidad muy razonable en comparación con cálculos para velocidades de levamiento en orógenos actuales, como por ejemplo 5 mm/a. para los Himalayas o 1 mm/a para los Alpes (Ganser, 1983).

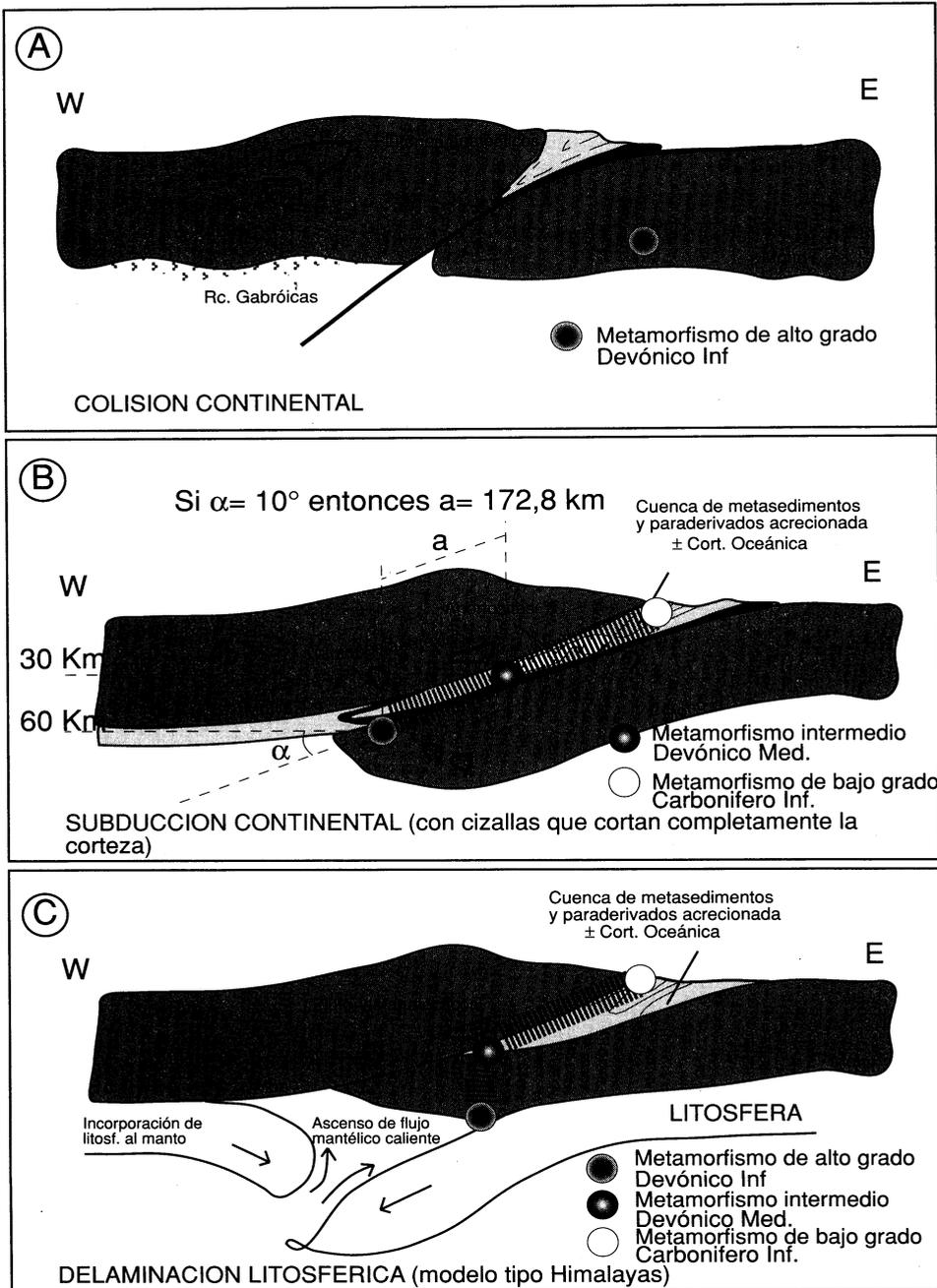


FIGURA 71. Evolución de una colisión continental: modelo de desarrollo de cizallas a escala continental (Figura 71B) y modelo de delaminación litosférica. Los tiempos geológicos corresponderían a las dataciones de los distintos estadios metamórficos para el Complejo de Cabo Ortegá.

BIBLIOGRAFÍA

- Allison, A.; Barnett, R.L. and Kerrich, R. (1979). Superplastic flow and changes in crystal chemistry of feldspars. *Tectonophysics*, 53, T41-T46.
- Allison, I.S. y La Tour, T.E. (1977). Brittle deformation of hornblende in a mylonite: A direct geometrical analogue of ductile deformation by translation gliding. *Can. J. Earth Sci.* 14, 1953-1959.
- Anderson, G.M. (1977a). Uncertainties in calculations involving thermodynamic data. In H.J. Greenwood, Ed. *Source courses in applications of thermodynamics to petrology and ore deposits*, p., 199-215. Mineralogical associations of Canada.
- Anderson, G.M. (1977b). The accuracy and precision of calculated mineral dehydration equilibria. In D.G. Fraser, Ed. *Thermodynamics in geology*, p. 135-136. NATO Advanced Studies Institute, Series C, Reidel. Boston.
- Andrews, J.R. (1984). Fracture controlled feldspar shape fabrics in deformed quartzo-feldspathic rocks. *J. Struct. Geol.* 6, 183-188.
- Arce Duarte, J.M.; Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V. (1977). Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 2 (7-2), Cillero. Memoria explicativa, 47 pp. por Arce Duarte, J.M.; Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V y Peinado Moreno M (1977). *Instituto Geol. y Min.* de España, Madrid.
- Arenas, R. y Peinado, M. (1984). Petrología de las granulitas de alta presión y de las eclogitas de tipo b del Macizo de Cabo Ortegal, Galicia, NW de España. I Cong. Esp. Geol., II, 27-48.
- Arenas, R. (1985). Evolución petrológica y geoquímica de la Unidad Alóctona Inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico parautoctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW España). *Tesis, Univ. Complutense de Madrid*, 543 pp.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gonzalez Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Girones, E., Pablo Macia, J.G. de y Peinado, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, II, 2, 87-110.
- Arenas, R. (1991). Opposite P, T, t paths of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (northwest of Iberian Massif) *Tectonophysics*, 191, 347-364.
- Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Ortega, E., Pablo Macia, J. G. de, Peinado, M. y Rodríguez Fernández, L. R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. *II Congr. Geol. de España*. Vol. Simposio, 75-84.
- Arth, J.G. y Hanson, G.N. (1975). Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. *GCA*, 38, 32.
- Basterra, R., Cassi, J. M., Perez San Roman, L., Tascón, A. y Gil Ibarguchi J. I. (1989). Evolución metamórfica de las rocas pelíticas y semipelíticas de las formaciones "Banded Gneisses" y "Gneisses de Cariño". (Cabo Ortegal, NW España) *Stud. Geol. Salmanticensis* 4, 131-144.
- Bastida, F. (1993). A new method for the geometrical classification of large data sets of folds. *J. Struct. Geol.*, Vol. 15, 1, 69-78.
- Barrois, Ch. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord., Lille*, 2 (1), 1-630.

- Bayer, R. y Matte, P. (1979). Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, 57, 9-18.
- Beach, A. (1976). The interrelations of fluid transport deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R.Soc. A*280, 569-604.
- Beach, A. y Fyfe, W.S. (1972). Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36: 175.
- Beach, A. y Tarney, J. (1978). Major and trace element patterns established during retrogressive metamorphism of granulite facies gneisses, NW Scotland *Precambrian Res.* 7, 325-348.
- Bell T.H. y Etheridge, M.A. (1976). The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone. Central Australia. *Tectonophysics*, 32, 235-267.
- Bell T.H. (1978). Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The Woodroffe Thrust. *Tectonophysics*, 44, 285-320.
- Bell T.H. (1981). Foliation development- The contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*, 75, 273-296.
- Ben Jamaa, N. (1988). *Les péridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cape Ortegal (Espagne). Approche pétrostructurale*. Thèse de Doctorat, Univ. Paris 7, 245 p.
- Berman, R.G. (1990). Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Am. Mineral*, 75, 328-344.
- Berman, R.G. (1991). Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Can. Mineral*, 29, 833-855.
- Berthé, D.; Choukroune, P y Jegouzo, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south-Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- Bholen, S.R., Wall, V.J., y Boettcher, A.L. (1983). Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*.
- Bjornerud, M. (1989). Toward a unified conceptual framework for shear-sense indicators. *J. Struct. Geol.*, 11, 8, 1045-1049.
- Black, J.D. (1975). Plastic mechanical deformation in the Qz: the H2O effect. *Tectonophysics*, 27, 271-294.
- Bloomfield, J.P. y Covey-Crump S.J. (In press.). Correlating mechanical data with microstructural observations in deformation experiments on synthetic two-phase aggregates. *J. Struct. Geol.*
- Boullier, A.M. y Bouchez, J.L. (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull.Soc. géol. Fr.*, 3, 253-262.
- Brodie, K. H., (1980). Variations in mineral chemistry across a phlogopite peridotite shear zone. In J. Carreras, P. R. Cobbold, J. G. Ramsay and S. H. White (Editors) *Shear Zones in Rocks. J. Struct. Geol.*, 2, 265-272.
- Brodie, K. H., (1981). Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation. In: G. S. Lister, H.-J. Behr, K. Weber and H. J. Zwart (Editors). *The Effect of Deformation on Rocks. Tectonophysics*, 78, 385-402.
- Brodie, K. H. y Rutter, E.H. (1985). On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In *Advances in Physical Geochemistry*, 4 (A.B. Thompson and D.C. Rubie, eds.) Springer Verlag, N.Y., 138-79.
- Brodie, K. H. y Rutter, E.H. (1987). The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: natural and experimental examples. *Can. J. Earth Sci.*, 556-564.

- Castaño, R. Carbó, A. y Martínez, J.R. (1981). Investigación de la posición estructural del Complejo de Cabo Ortegal en base a datos gravimétricos y magnetométricos. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 7, 471-487.
- Carter, N.L. y Tsenn, M.C. (1987). Flow properties of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Chakraborty, S. y Ganguly, J. Compositional zoning and cation diffusion in garnets. In Diffusion, atomic ordering and mass transport. Editado por J. Ganguly. *Advances in Physics and Geochemistry*, 8: 120-171.
- Chipera, S.J. y Perkins, D. (1988). Evaluation of biotite-garnet geothermometers: application to the English-River subprovince, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 40-48.
- Courrioux, G., Gagny, C. y Gouanvic Y. (1986). Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). *Boletín Geológico y Minero*. T. XCVII-VI. & 37-756.
- Coward, M.P. (1990). Shear zones at the Laxford front, NW Scotland and their significance in the interpretation of lower crustal structure. *Journal of Geological Society*, 147, 279-286.
- Crook, K.A.W. (1974). Lithogenesis and the significance of compositional variation in flysch arenites (graywaches) *SEPM Spec. Pub.*, 19, 304.
- Day, H.V. (1972). Geometrical analysis of phases equilibria in ternary system of six phases. *American Journal of Science*. 272, 711-34.
- Da Silva R.P. (1970). A flora e a vegetação das áreas ultrabásicas do nordeste transmontano. *Agronomia Lusitânica*. 30 (3-2): 175-361.
- De La Roche (1968). C.R.Acad. Science of Paris, D, 267, 1665-1668.
- Den Tex, E., Engels, J.P. y Vogel, D.E. (1972). A High-pressure intermediate-temperature facies series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain), *24th IGC*, Sect. 2, 64-73.
- De Paolo, D.J. (1981). Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291: 193-196.
- Díaz García, F. (1983). La Estratigrafía y estructura del Complejo de Ordenes y de la Unidad de El Olló de Sapo en el sector de Pantín-cabo Prior (la Coruña NW de España) *Trabajos de Geología Univ. Oviedo*. 16: 3-14.
- Driessche, J. y Brun, J.P. (1987). Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, 691-704.
- Drury, S.A. (1974). Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian granulite facies rocks from Coll and Tirre. *Scott. J. Sci.* 264, 37-67.
- Engels, J. P. (1972). The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain): a structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.*, 48, 83-103.
- Engels, J. P. y Vogel, D. E. (1966). Garnet reaction-rims between plagioclase and hyperstene in meta-norite from Cabo Ortegal (NW Spain). *N. Jb. Min. Mh.*, 48, 83-103.
- Erslev E.A. y Ge, H. (1990). Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *J. Struct. Geol.*, Vol. 12, 8, 1047-1059.
- Essene, E.J. (1989). The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. Editado por Daly, J.S.; Cliff, R.A. y Yarley, B.W.D., Evolution of Metamorphic Belts, *Geological Society Sp. Pub.* 43: 1-44.
- Eriksson, K.A. (1980). Hydrodynamic and paleogeographic interpretation of turbidite deposits from the Archean Fig Tree Group of the Barberton Mountain Lnad, South Africa. *GSA Bull.*, 91, 21.
- Fariás, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Macía, J. G. y Rodríguez Fernández, L. R. (1988). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Mem. da Fac. *Ciencias. Univ. Porto*. nº 1, 411-431.

Bibliografía

- Fernández, F.J.(1990). Estudio Geológico de la Península de Masanteo, Cabo Ortegal (La Coruña). *Seminario de Investigación. Universidad de Oviedo*.
- Fernández, F.J. (in litt.). La deformación en los gneises de Chímparra de la Punta Tarroiba, Cabo Ortegal (NW de España). *Soc. Geol. Esp.*
- Fernández Pompa, F. y Fernández Martínez, F. (1976). Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja nº 1 (6-2), Cariño. Memoria explicativa, 34 pp., por Fernández Pompa, F. y Fernández Martínez, F. y Peinado Moreno, P. (1976). *Inst. Geol. y Min. de España, Madrid*.
- Fernández Pompa, F. y Monteserín López, V. (1976). Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 1 (6-3), Cedeira. Memoria explicativa, 34 pp., por Fernández Pompa, Monteserín López, V. y Peinado Moreno, M. (1976). *Inst. Geol. Min. España, Madrid*.
- Flinn, D.(1956). On the deformation in Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland. *J. Geol.* 64, 480-505.
- Florence, F.P. y Spear, F.S. (1991). Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. *Contrib. Mineral Petrol.* 107, 487-500.
- Frost, B.R. y Tracy, R.J. (1991). P-T paths from zoned garnets: some minimum criteria. *Am. Journ. Scien.* 291, 917-939.
- Fry, N. (1979). Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. *J. Str. Geol.* 1, 221-229.
- Fuhrman y Lindsley (1988). *Am. Mineral.* 73, 201-216
- Fyfe, W.S y Henley, R.W. (1973). Some thoughts on chemical transport processes, with particular reference to gold. *Miner. Sci. Eng.*, 5: 295.
- Ganguly, J.(1972). Staurolite stability and related parageneses:theory, experiments and applications. *Journal of Petrology*, 13, 335-65.
- Ganser, A. (1983). The morphogenic phase of Mountain Building. en "*Mountain building processes*" (Ed.K.J.Hsü) 221-228.
- Gil Iburguchi, J.I. y Arenas, R. (1990). Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*, 237-246. Spriger-Verlag Berlín.
- Gil Iburguchi, J.I., Jamaa, N.B., Girardeau, J. Mercier, J.C. y Agrinier, P. (1987). The ophiolitic sequence of the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain): MORB type mafic rocks and Websterite-rich peridotites. *Terra Cognita*, 7 (2-3), S12.12.
- Gil Iburguchi, J.I., Mendia, M., Girardeau, J. and Peacat, J.J. (1990). Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos* 25, 133-162.
- Gil Iburguchi, J.I., Mendia, M. y Girardeau, J.(1991). Mg and Cr rich staurolite and Cr rich kyanite in high-pressure ultrabasic rocks (Cabo Ortegal Complex, northwestern Spain). *Am. Mineral.* 76, 501-511.
- Girardeau, J.; Gil Iburguchi, J.I. y Ben Jamaa, N. (1989). Evidence for a heterogeneous mantle in the Cabo Ortegal Complex, Spain. *Science*, 245, 1231-1233.
- Girardeau, J.; Gil Iburguchi, J.I. y Ben Jamaa, N. (1990). Les peridotites et piroxenites du complexe catazonal du Cabo Ortegal. Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe,15, 227-256.
- Griffin, W.L. (1987). On the eclogites of Norway-65 years later. *Mineralogical Magazine*, 51, 333-343.
- Grove, T.L., Baker, M.B. y Kinzler, R.J. (1984). Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2113-2121. pl. diffusion

- Guidotti, C.V. y Dyar, M.D. (1991). Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications. *Am. Mineral.*, 76, 161-175.
- Heinrich, C.A. (1982). Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Massif, central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 30-38.
- Hubbert, M.K. y Rubey, W.W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 115; 70: 167.
- Izco Sevillano, J. (1987). Galicia. En: *La Vegetación de España*. Ed. Peinado Lorca, M y Rivas-Martínez, S. Univ. Alcalá de Henares. Secr. Gnral. Servicio de Publicaciones.
- Jenner, G.A. (1981). Geochemistry of the Archean Yellowknife Supergroup. *GSA*, 45, 1111.
- Jessell, M.V. & Lister, G.S. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. (Eds. R.J. Knipe and E.H. Rutter). *Geol. Soc. Sp. Pub. n° 54*, 353-363.
- Jolly, W.T. (1974). Behaviour of Cu, Zn, and Ni during prehnite-pumpellyite rank metamorphism of the Keweenaw basalts of northern Michigan. *Econ. Geol.*, 69: 118.
- Jordan, P.G. (1987). The deformational behaviour of bimimetic limestone-halite aggregates. *Tectonophysics* 135, 185-197.
- Julivert, M.; Fonboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1984). Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. Esp.* 113p.
- Keasberry, E.J., Van Calsteren, P.W.C. y Kuijper, R.P. (1977). Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia. *ZWO Lab. voor Isotopen-gel.*, Amsterdam, 2, 71-74.
- Kerrick, E., Fyfe, W.S. y Allison, I. (1977). Iron reduction around gold-quartz veins, Yellowknife District.
- Klemperer, S. y Hobbs, R. (1991). *The BIRPS atlas: Deep seismic reflection profiles around the British Isles*. 124p.
- Kirby, S.H. y Kronenberg, A.K. (1987). Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.* 25: 1219-1244.
- Koons, P.O. y Thompson, A.B. (1985). Non-mafic rocks in the greenschist blueschist and eclogite facies. *Chemical Geology*, 50: 3-30.
- Koziol, A.M. y Newton, R.C. (1988). Redetermination of the garnet breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂O₃-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73, 216-23.
- Krogh, E.J., Anderssen, A., Bryhni, I., Brooks, T.M. y Kristensen, (1990). Eclogites and polyphase P-T cycling in the Caledonian uppermost allochthon in Troms, northern Norway. *J. Metam. Geol.*, 8, 289-309.
- Kuijper, R.P. (1979). U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galician, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, 237-325.
- Kuijper, R.P., Prime, H.N.A. y Den Tex, E. (1982). Late Archean-early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Palaeozoic orogen of western Galicia, NW Spain. *Precambrian Res.*, 19, 1-30.
- Kuijper, R.P.; Vogel, D.E. y Den Tex, E. (1985). Eclogite-plagiopyroxene-garnet relations in the Catanzon complexes of Northwest Spain. *Chemical Geol.*, 50, 163-171.
- Lasaga, A.C. (1983). Geospeedometry: an extension of geothermobarometry. Editado por: Saxena, S.K. *Kinetics and Equilibrium in mineral reactions*: Springer Verlag, New-York, 81-114 p.
- Law, R.D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. (Eds. R.J. Knipe and E.H. Rutter). *Geol. Soc. Sp. Pub. n° 54*, 335-353

- Lotze, F. (1945). Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12.
- Maaskant, P. (1970). Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, 237-325.
- Macpherson, J. (1881). Apuntes petrográficos de Galicia. *Anales Soc. Española de Historia Natural*, 10, 49-87.
- Marcos, A. (1982). Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 26 (1-2), 1-11.
- Marcos, A., Marquín, J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. y Bastida, F. (1984). Nuevas aportaciones al conocimiento de la evolución tectonometamórfica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 125-137.
- Marcos, A. (1992). Excursión Científica Postsimposio: Geología del Complejo de Cabo Ortegal. *Libro guía de excursiones del VII simposio de Enseñanza de la Geología. Edc. do Castro (A Coruña)*.
- Marker, A. (1932). *Metamorphism*. Chapman & Hall. London. 362p.
- Maynard, J.B. (1982). Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.* 10, 551.
- Mercier, C. J.; Anderson, D.A. y Carter, N.L. (1977). Stress in the lithosphere: inferences from steady flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 199-226.
- Moine, (1974). Annales du l'ENSG, CRPG (LNRS) *Lab. Sci. Terre*. Nancy I., 33, 293p.
- Moorbath S y Taylor P.N. (1986). Geochronology and related isotopic geochemistry of high-grade metamorphic rocks from the lower continental crust. In: Dawson, JB, Carwell DA, Wedepohl KH (eds) The nature of the lower continental crust. *Geol Soc. Lond Spec. Publ.* 24: 211-220.
- Nance, W.B. y Taylor, S.R. (1977). Rare earth element patterns and crustal evolution-II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia: *GCA*, 41,225.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na y K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-773.
- Nelson, B.K. (1991). Sediment-derived fluids in subduction zones: Isotopic evidence from veins in blueschist and eclogite of the Franciscan Complex, California. *Geology*, 19, 1033-1036.
- Nicolas, A. and Poirier, J.P. (1976). *Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. Willey, New York 444 pp.
- Parga Pondal, I. (Ed.) (1982). Mapa geológico del Macizo Hespérico, E. 1:500.000. *Publicaciones da Area Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos*. Edición do Castro, La Coruña.
- Parga Pondal, I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Meded.*, 21, 468-484.
- Parga Pondal, I. (1960). Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, 333-358.
- Parga Pondal, I. (1966). La investigación geológica en Galicia. *Leidse Geol. Meded.*, 36, 207-210.
- Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, Gil Ibarra, J.I. y Dallmeyer, R.D. (1989). Geochronological and geochemical systematics of eclogitic Variscan nappes in Galicia, NW Spain. *Terra Abstracts*, 1, 18.
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarra, J.I., Dallmeyer, R.D., Ménot, R.P., Corniche, J. e Iglesias Ponce de León. (1990). Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high pressure nappe (northwestern Spain) *Tectonophysics*, 177, 263-292.

- Pérez-Estaún, A.; Martínez-Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243-253.
- Pérez-Estaún, A. (1982). Características geoquímicas de las rocas básicas del Complejo de Cabo Ortegal: Revisión de los datos existentes. *Brevioria Geológica Astúrica*, XXVI, 3-4, 26-32p.
- Phillipotts, A.R. (1990). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall. 498p.
- Platt, J.P. y Wissers, R.L.M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2: 397-410.
- Ponce de Leon, M.I. y Choukroune, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2: 63-68.
- Price, R.H. (1982). Effects of anhydrite and pressure on the mechanical behaviour of synthetic rocksalt. *Geophys. Res. Lett.* 9, 1029-1032.
- Price, G.P. (1985). Preferred Orientation in Quartzites. *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Ed. H.R.Wenk. Academic Press. 385-406.
- Ramsay, J. G., (1962). Interference patterns produced by the superposition of folds of "Similar" type. *J. Geol.*, 60, 466-461.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Comp., 568 pp.
- Ramsay, J. G. y Graham, R. H. (1970). Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Ramsay, J.G. y Allison, I. (1979). Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian granit, Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 59, 251-279
- Ramsay, J. G. y Hubber, M.I. (1987). *Modern structural geology, Volume 2: Folds and Fractures* Academic Press, 700 pp.
- Rathore, J.S., Courrioux, G. y Choukroune, P.(1983). Study of ductile shear zones (galicia, Spain) using texture goniometry and magnetic fabric methods. *Tectonophysics*, 98, 87-109.
- Rao, B.B. y Johannes, W. (1979). Further data on the stability of staurolite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, Mh. 437-47.
- Richardson, S.W.(1968). Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*, 9, 467-88.
- Ribeiro, A., Cramez, C. y Rebelo, J.A. (1964). Sur la structure de Tras-os Montes (Nord est du Portugal) C.R. Acad. Sci. Paris, 258, 263-265.
- Roos, J.V.; Bauer, S.J. Y Hansen, F.D. (1987). Textural evolution of synthetic anhydrite-halite mylonites. *Tectonophysics* 140, 307-326.
- Ries, A.C. y Shackleton, R.M. (1971). Catazonal complexes of North-West Spain and Nord Portugal, remnants of a hercynian thrust plate. *Nature Phys. Sci.*, 234 (47), 65-68.
- Rudnik, R.L. y Presper, T. (1990). Geochemistry of intermediate- to high-pressure granulites. In Vielzeuf D, Vidal P (eds) *Granulites and crustal differentiation*. Reidel Dorderech. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences.
- Rudnik, R.L. (1992). Xenoliths - Samples of the lower continental crust. In: *Continental Lower Crust* (D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Kay) Elsevier. 269-316.
- Rutter, E.H. y Brodie K.H. (1988). Experimental approaches to the study of deformation/metamorphism relationships. *Miner. Magaz.* 52, 35-42 pp.
- Rutter, E.H. y Brodie K.H. (1992). The rheology of the lower continental crust. In: *Continental lower Crust*. Edited by D. Fountain; R. Arculus and Kay, 201-268, Elsevier series on developments in geodynamics.

- Sander, B. (1930). *Gefügekunde der Gesteine*. Berlin, Springer-Verlag, 352 p.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Gil Ibarra, J.I. y Peucat, J.J. (1993). Ion-microprobe U-Pb zircon dating on the HP/HT Cabo Ortegal Complex (Galicia, NW Spain); preliminary results. *Terra Nova*, Abstract Supplement 4, 22.
- Schmid, S.M.; Paterson, M.S. y Boland, J.M. (1980). High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, 65: 245-280.
- Schmidt, W. (1926). Gefügesymmetrie und Tectonik. *Jahrb. geol. Reichsanstalt Wien*, 76: 407-430.
- Schulz, (1835). Descripción geognóstica del Reino de Galicia. *Gráficas Reunidas*, Madrid, 176 pp.
- Seward, T.M. (1976). The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1329.
- Sinha, A.K., Hewitt, D.A. y Romstidt, J.D. (1986). Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, 14, 883-886.
- Simpson, C. (1983). *Structural analysis of shear zones (PHT)*. Mitteilungen aus dem geologischen Institut der Edgen. ETH Zentrum, Zürich (Schweiz).
- Spear, F.S. (1988). Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 507-517.
- Spear, F.S. (1991). On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. Meta. Geol.*, 9, 379-388.
- Spear, F.S. (1992). Thermobarometry and P-T paths from granulite facies rocks: an introduction. *Prec. Research*, 55, 201-207.
- Spear, F.S. y Cheney, J.T. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 149-164.
- Spear, F.S. y Florence, F.P. (1992). Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approaches. *Prec. Research*, 55, 209-241.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F.P. y Menard, T. (1991). A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for the thermobarometry and P-T path determinations. *J. Meta. Geol.*, 8, 683-696.
- Spry, A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford.
- Tapponier, P. y Molnar, P. (1976). Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319-324.
- Tarney, J. (1973). The Scurie dyke suite and the nature of the Inverian event in Assgunt. In: *The Early Precambrian of Scotland and related Rocks in Greenland* (Ed. Park & Tarney) Keele, 105-118.
- Tarney, J. y Windley, B.F. (1977). Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. London* 134: 153-172.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Teall, J.J.H. (1885). The metamorphosis of dolerite into hornblende schist. *Q. Jour. Geol. Soc. London*, 41, 133-145.
- Thompson, J.P. (1957). *Am Mineral.* 42, 842-858.
- Tobi, A.C., Touret, J. (eds) (1985). *The deep Proterozoic crust in the North Atlantic provinces*. Reidel, Dordrecht. NATO ASI Series C: Mathematical and physical sciences 158: 603 pp.
- Tough, J.G. y R. G. Miles. (1984). Tough, J.G. y R. G. Miles. (1984). A method for characterizing polygons in terms of the principal axes. *Computers & Geosciences* Vol. 10, 2-3, 347-350.

- Tough, J.G.(1988). The computation of the area, centroid, and principal axes of a polygon. *Computers & Geosciences* Vol. 14, 5, 715-717.
- Trepied, L. (1978). Energie élastique des dislocations du quartz. *Le journal de physique*, 39, L433-L436.
- Trepied, L. y Douckhan, J.C. (1982). Evidence of <c + a> dislocations in synthetic quartz single crystals compressed along the c axis. *Bull. Minéral.* 105, 176-180.
- Tuccillo, M.E., Essene, B.A. y Van Der Pluijm, B.A. (1990). Growth and retrograde zoning in garners from high-grade metapelites: implications for pressure-temperature paths. *Geology*, 18, 829-842.
- Tullis, J.A.; Christie J.M. y Griggs D.T. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 297-314.
- Van Calsteren, P. W. C. (1977). Geochronological, geochemical and Geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the hercynian basament of galicia, (NW Spain) *Leidse Geol. Meded.*, 51, 1, 57-61.
- Van Calsteren, P. W. C., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Den Tex, E., Verdurmen, R. H.(1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.* 24, 35-46.
- Van Obermeeren, R.A. (1975). Agravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Tectonophysics*, 26, 293-307.
- Vernon, R. H. (1976). *Metamorphic processes: reactions and microstructure development*. Allen & Unwins, London, 300 pp.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J.R. (1988). Experimental determination of the fluid absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 257-276.
- Vogel, D.E. y Bahezre, C. (1965). The composition of partially zoned garnet and zoisite from Cabo Ortegal, NW.Spain. *N. Jb. Min. Mh.*, 5, 140-149.
- Vogel, D.E. (1966). Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal. *Leidse Geol. Meded.*, 36, 245-246.
- Vogel, D.E. y Adbel Monem, A.A. (1971). Radiometric evidence for a Precambrian metamorphic event in NW Spain. *Geol. Mijn.*, 50, 749-750.
- Vogel, D.E. (1967). Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 40, 123-213.
- Vogel, D.E.; Kuijper, R. P. y Den Tex, E.(1982). Eclogite-plagiopyrigarnite relations in the catazonal complexes of NW Spain. *Terra Cognita*, 2 (3), H11.
- Yardley, B.V.D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Earth Sciences Series. 248 pp.
- Werner, C.D. (1987). Saxonian granulites-igneous or lithogenous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes. In: Geitenberger H. (ed.). *Contribution to the ggeology of the Saxonian granulite massif* (Süchsischer Granulitgebenge) Zfl-Mitteiburgen Nr 133: 221-250.
- White, S. H. (1973). Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. *Nature Phys. Sci.* 244. 276-278.
- White, S. H. (1976). The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Ser. A*, 283, 203-213.
- White, S. (1979). Grain and subgrain size variations across a mylonite zone. *Contrib. Mieneral. Petrology*, 70, 193-202.

APÉNDICE I:

DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS

AMP 104

La muestra se sitúa en el centro del cuerpo lenticular, en la parte más alejada del contacto con las anfibolitas de Candelaria. Macroscópicamente se trata de una roca gneílica bandeada en la que alternan láminas leucocráticas y láminas meso-melanocráticas que definen una textura migmática característica a la que se superpone una deformación por cizalla fuertemente desarrollada en los bordes, mientras que en el núcleo se desarrolla de manera incipiente. Se aprecia una orientación y aplastamiento de los pliegues progresiva desde el interior a los bordes.

Descripción microscópica: Presenta una textura gneílica, con desarrollo incipiente de una "gneis foliation" en el que se aprecian láminas irregulares: foliaciones leucocráticas formadas esencialmente por cuarzo y plagioclasa y láminas discontinuas y ligeramente oblicuas formadas por mica blanca fuertemente cloritizada. En torno a estas bandas hay mayor concentración de granate que en el resto.

COMPONENTES MINERALES

CUARZO: estimación óptica 35%. Distribución heterogénea en bandas (Variando entre el 50% y el 10%). Por su distribución espacial podemos diferenciar 2 tipos de cuarzo:

Tipo I: Cuarzo precipitado en caras perpendiculares a la dirección de orientación mineral de fenoblastos (principalmente de plagioclasa). Son cristales de formas que varían de subidiomórficas a alotriomórficas, de borde cóncavo-convexo y puntos triples distorsionados observándose una variación del tamaño de grano creciente conforme nos alejamos del fenoblasto (de 0,08 mm hasta 0,46 mm) manteniéndose los de menor tamaño en los planos C de la foliación. El origen de este cuarzo parece relacionado con procesos de creep por difusión. Al que se superpone, procesos de recristalización dinámica como lo indican el hecho de formación de nuevos granos en las zonas de mayor deformación y extinción fuertemente ondulante en las zonas menos deformadas.

Finalmente en la historia de este cuarzo se aprecia *recovery* con crecimiento en continuidad óptica de todos los cristales en general.

Tipo II: *Ribbons* de cuarzo paralelo a los planos C formado por cristales alotriomórficos según Boullier y Boulez (1978) corresponderían a *ribbons* del tipo IIa con una orientación preferente poco marcada la longitud oscila entre 3,6 y 7 mm y el espesor es irregular en torno a 0,5 mm con este nivel de deformación existe un tránsito entre *ribbons* y formas sigmoidales casi continuo.

La irregularidad de los límites de granos y la abundancia de pequeños cristales nucleados sobre estos límites hace pensar en un mecanismo de recristalización por deslizamiento de límites de grano y rotación progresiva al que finalmente se superpondría un *recovery* con crecimiento en continuidad óptica y migración de los bordes (Spry, p. 222).

PLAGIOCLASA: estimación óptica 20%. Distribución homogénea.

Se trata de fenoblastos, mayormente poiquilíticos, crecidos a partir de granos de menor tamaño próximos entre sí, estos blastos presentan tamaños que varían entre 3 y 0,3 mm (midiendo siempre el eje mayor) presentan formas redondeadas y bordes irregulares.

Normalmente presentan extinción suavemente ondulante y en algunos encontramos desarrollo de maclas probablemente mecánicas (como lo indican sus terminaciones irregulares intracrystalinas Spry (1969), según los planos de macla (010) y (001) (Nicolas & Poirier 1973; pp 199).

La formación de maclas mecánicas es previa al inicio del *recovery* y se observan ejemplares en los que se aprecia la orientación de los planos (010) paralelos a los planos C con desarrollo de colas de presión asimétricas formadas por cristales de cuarzo, dando formas δ que indican rotación levógira. La observación de pequeños cristales de plagioclasa en estas caras, hace pensar en procesos de recristalización dinámica por deslizamiento de límites de grano sobre planos oblicuos a la foliación milonítica dominante.

Las inclusiones que se observan son de cristales de cuarzo esqueléticos, granates de bordes redondeados y de pequeño tamaño y micas blancas.

GRANATE: estimación óptica 5%. Distribución heterogénea en bandas (entre el 10% y el 3%).

Se trata de cristales subidiomórficos a idiomórficos, de bordes redondeados que indican un único estado de crecimiento con pocas inclusiones (cuarzo, mica blanca y marrón y rutilo). Se caracterizan por ser cristales que presentan fracturas concoideas con un trazado que normalmente se dispone perpendicular a la foliación. Se pueden presentar de forma individual o definiendo agregados monominerálicos policristalinos. Cuando se presentan así, se suelen disponer de manera que el eje mayor es paralelo a la superficie de foliación, algunos de estos agregados presentan formas claramente prismáticas. El tamaño medio es de 0,23 mm oscilando entre 0,07mm y 0,81 mm.

MICAS: estimación óptica 30%. Distribución heterogénea en bandas (max. 60%, min. 10%)

Se diferencian 2 tipos de micas: El primero lo definen unas micas pajuelares de pequeño tamaño en las que se observa un tránsito entre micas blancas a suavemente marrones y que son el resultado de una recristalización sobreimpuesta a un clivaje de crenulación. Este clivaje presenta una orientación del plano de crenulación paralelo al plano de foliación. El tamaño de los lepidoblastos varía 0,057 y 0,076 mm y el ángulo agudo del plano de crenulación con el plano (001) de las caras lepidoblastos es de 25°.

El segundo tipo son cristales fenoblásticos de micas blancas alotriomorfos rodeados por la foliación gneíscica. Algunos de los cristales son buenos criterios cinemáticos (dando rotaciones dexas) al definir peces de micas, observándose también bending y deslizamientos cataclásticos sobre (001).

Algunos de estos lepidoblastos engloban cristales de granate presentando en las caras perpendiculares a los planos (001) cristalización de micas marrones que definen incipientes colas de presión.

Los tamaños de estos granates son mayores que los incluidos en las plagioclasas lo que nos hace

pensar en una blastesis anterior de las plagioclasas con respecto a las micas blancas (ambas son anteriores al desarrollo de la “gneiss foliation”).

AMP-105. Muestra recogida en una banda milonítica que rodea a los cuerpos fusiformes migmáticos esta cizalla da sentido de techo hacia el N. La muestra se caracteriza por tener una fábrica planar milonítica en la que alternan términos leucocráticos y mesocráticos en láminas milimétricas sobre las que destacan fenoblastos de plagioclasa con bordes asimétricos constituyendo unos buenos marcadores cinemáticos.

Descripción microscópica: se caracteriza por presentar una textura blastomilonítica con una foliación planar que define dominios micáceos (P) y dominios cuarzo-feldespáticos (Q) observándose un crecimiento de blastos de granate en los dominios P que se superponen a la orientación de las micas. Esta es la característica más destacable de la lámina.

Se debe tener en cuenta el *recovery* del cuarzo y las micas fundamentalmente y la alteración retrógrada de la plagioclasa para tratar de ver texturas y mecanismos previos a estos procesos.

CUARZO: Estimación óptica 42%. Distribución heterogénea en bandas (entre el 50% y el 35%)

La mayor parte de los cristales de cuarzo se localizan en los dominios de cuarzo en los que, al igual que en la lámina AMP-104, se puede distinguir 2 tipos, si bien el tipo I es mucho menos abundante, pues en esta lámina las colas de presión de los fenoblastos de plagioclasa están formados también por neoblastos de plagioclasa y el cuarzo se dispone rodeando el conjunto.

Los cristales se disponen en ribbons poco desarrollados cuyos límites están definiendo una foliación oblicua por recristalización dinámica con la nucleación de nuevos granos de pequeño tamaño. Tanto estos nuevos granos como los que definen los ribbons presentan evidencias de crecimiento epitaxial por un proceso de *recovery* posterior. El ángulo de la esquistosidad ECC, oblicua a los planos de foliación varía entre 19 a 17° Siendo este un criterio levógiro coherente con el sentido deducido de los peces de mica.

El tamaño medio de los cristales es de 0,23 mm.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 30%. Distribución heterogénea

Se diferencian tres niveles o bandas de distribución de la plagioclasa:

Nivel A: Es el nivel más cuarzofeldespático, en el que las plagioclasas se caracterizan por presentarse en forma de fenoblastos redondeados, algunos presentan texturas poiquilíticas con inclusiones de cuarzo y micas y normalmente libres de inclusiones. Los bordes son irregulares, consecuencia de un crecimiento epitaxial que engloba parcialmente cristales de la matriz. Se diferencian maclas mecánicas y en algunos casos lamelas de deformación.

La asimetría de las colas de presión nos hacen suponer que son criterios δ con tamaños próximos a 1 mm.

Nivel B: Este nivel presenta la plagioclasa parcialmente seritizada y en él se observa la preci-

Descripción de las muestras

pitación de CaCO_3 . Presenta un contenido intermedio de granate y el tamaño de los blastos de plagioclasa es aproximada de 0,15 mm.

Nivel C: Este nivel se caracteriza por estar la plagioclasa totalmente seritizada y se observa excepcionalmente blastos de plagioclasa en los bordes fuertemente alterados. Este nivel coincide con el de más densidad de cristales de granate.

GRANATE: estimación óptica 35%. distribución heterogénea

Si mantenemos la distribución de las plagioclasas distinguimos 3 dominios en función del % y del tamaño.

	TAMAÑO	%
Nivel A	0,23-0,15	5
Nivel B	0,23-0,07	35%
Nivel C	0,36-0,12	50%

A veces se encuentran granates blindados por epidota (muy pequeños). Presentan formas subidiomórficas a idiomórficas, de bordes suavemente redondeados. Los cristales de mayor tamaño presentan fracturas, no muy abundantes, que normalmente se disponen de forma subperpendicular con respecto a la foliación.

El mecanismo de deformación generalizado es la microfracturación, fácilmente comprobable en los dominios P.

MICAS: estimación óptica 10%. Distribución heterogénea (entre el 15% y el 0%, sin contabilizar la sericita que supone un 30%). Se diferencian dos tipos de micas en cuanto a la forma y el tamaño:

Tipo I. Formadas por pequeños cristales de formas fasciculares concentrada en las bandas de mayor densidad de granate. Estas micas 0,19 mm de tamaño, son micas blancas entrecruzadas que dan aparentemente un clivaje de crenulación recristalizada estáticamente (no encontrándose blastos plegados). Lo que se observa es que los planos (001) de las micas crecen orientados según los planos de macla de las plagioclasas a las que sustituyen.

Tipo II. Fenoblastos subidiomórficos de micas blancas, algunas de ellas suavemente plegadas y orientadas paralelas al plano de foliación XY. Algunos de estos cristales dan buenos peces de micas. Estos blastos crecen a partir de las micas blancas de tipo I y algunas presentan inclusiones de granate y distena. Su tamaño es de 0,5 a 0,9 mm.

También se observa crecimiento de esfena a partir de epidota o granate al igual que sustitución de epidota por ilmenita.

AMP 106

Procede del sector donde la foliación milonítica es penetrativa homogénea y planar (suavemente crenulada y próxima al contacto con las anfibolitas de Candelaria).

Descripción microscópica: corresponde a un gneis blastomilonítico, con una diferenciación en dominios P y dominios Q. Como diferencia más notable con la lámina anterior (AMP 105) destaca la mayor acumulación de biotita y la presencia de cianita orientada con la foliación en los dominios P, al igual que un menor porcentaje en el contenido en granates.

CUARZO: estimación óptica 40%. Distribución heterogénea (entre el 60% y el 20%, en bandas)

Se distinguen 2 tipos principalmente, existiendo términos intermedios entre estos dos tipos:

Tipo I. Se caracteriza por presentar formas sigmoidales policristalinas que varían desde simples sigmoides a formas compuestas: cuarzos recrystalizados en las zonas de máxima curvatura.

Estos cuarzos se presentan en dominios transicionales P-Q. El tamaño de los blastos mayores es de 1,5 mm. presenta estimación fuertemente ondulante a parcheada.

Tipo II. Los dominios Q se caracterizan por presentar *ribbons* ondulantes que rodean o se adaptan a cristales con comportamiento más rígido, como granates o plagioclasas, o también a agregados policristalinos sigmoidales Tipo I que en esta zona son de menor tamaño. Los *ribbons* presentan una relación longitud/anchura difícil de determinar pues sus límites muchas veces coinciden con cristales de granate o con cuerpos fusiformes policristalinos coalescentes con los *ribbon*. El tamaño de los cristales (eje mayor del prisma) varía entre 0,3 y 0,12 mm. presentando estinción ondulante.

Otra característica es tener fuerte recrystalización dinámica en los bordes de los *ribbons*, con formación de nuevos cristales.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 30%. Distribución homogénea (disminuye algo en los dominios P). Se diferencian dos tipos de plagioclasas: grandes blastos (0,5 a 1,5 mm.) de plagioclasa de bordes redondeados y límites irregulares, rodeados por la foliación con inclusiones de cuarzo, seudomorfos de distena y epidota redondeada (o feldespato potásico si están teñidas) en los límites del cristal encontramos evidencias de recrystalización dinámica con nucleación de nuevos cristales de plagioclasa.

También se observa distribución de cristales de distena acicular, rellenando el límite del cristal de plagioclasa y próximo a un cristal de granate.

A parte de la recrystalización dinámica por deslizamiento de límites de grano, maclas mecánicas y lamelas de deformación, también se observa una incipiente deformación cataclástica o microfracturación incipiente en estos fenoblastos albiticos.

El segundo tipo de plagioclasa está formado por cristales anhedrales de bordes generalmente rectos con estimaciones ondulantes. Se observan dispersos por la matriz, tanto en los dominios P

como en los Q. Son de reducido tamaño 0,06 mm. y también observamos en sus límites crecimiento de distena.

GRANATE: estimación óptica 5-10%.

Con mayor presencia en los dominios P de la lámina. Se trata de cristales de bordes redondeados que presenta escasas inclusiones (cuarzo, micas y rutilo) y pocas fracturas no se diferencian zonaciones en el crecimiento del mineral y por sus relaciones texturales parece tratarse de granates premilonitización pues se presentan orientados y fracturados de acuerdo con la foliación blastomilonítica estando siempre rodeados por ésta. Los tamaños medios son de 0,15 - 0,26 mm.

Algunos granates excepcionalmente son ricos en inclusiones presentando una textura poiquilítica en la que se diferencian: rutilo, circones, esfena, (plagioclasa-epidota?) y titanita. También se ven algunos pequeños granates desestabilizados reaccionando granate---> biotita+rutilo+epidota?+esfena.

MICAS: estimación óptica 20%. Distribución heterogénea.

Se presenta casi exclusivamente en los dominios P. Observándose una evolución composicional y textural significativa:

Tipo I: Corresponden a micas pequeñas de formas pajuelares y fusiformes de disposición entrecruzada sin que se pueda decir por ello que definen un clivaje de crenulación.

Se identifican como una mica blanca con intercrecimientos de mica marrón. Es en esta lámina la menos abundante siendo en las dos láminas precedentes el mayor porcentaje de micas.

Tipo II: Corresponden a fenoblastos de micas blancas perfectamente orientadas con la foliación algunas de ellas suavemente kinkeadas y casi todas con fuerte extinción ondulante. Algunas presentan inclusiones de distena, granate y rutilo.

Tipo III. Son micas marrones con fuerte pleocroismo (marrón rojizo su tamaño es pequeño y su génesis parece ligada tanto a la desestabilización de las micas tipo II, como del granate la orientación de estas micas es grosera, por lo que parece que crecen tardíamente con respecto a la foliación planar localizándose en las sombras de presión de los granates y de los fenoblastos moscovíticas.

Tipo IV. Se presentan claramente cruzadas con respecto a la foliación, con formas desde subidiomorfas a idiomorfas.

DISTENA: Es muy escasa pero se encuentra presente en la muestra. Es claramente sincinemática pues crece orientada con la foliación y se sobrepone a los cristales de biotita que la rodean. También se observa ilmenita, rutilo, circones y epidota.

GR. EPIDOTA (ALLANITA-CORTITA): Presenta una macla central y bordes redondeados, se dispone orientada con respecto a la foliación con colas de presión asimétricas (rotación dextra definidas por micas blancas y micas marrones de pleocroismo gris). Es claramente prefoliación milonítica. Esta epidota está probablemente heredada de la roca paraderivada que a su vez probablemente la heredó de la meteorización de alguna roca ígnea, pues estas epidotas son características de rocas ígneas.

MUESTREO ENCLAVES TARROIBA

T11 - T11A ---> (80/25) **T12 - T12A** ---> (350/95)

Su aspecto macroscópico corresponde a cuerpos abudados que definen enclaves dentro de los gneises con distintos grados de deformación desde bordes irregulares a formas redondeadas con desarrollo de colas asimétricas constituyendo un confuso marcador cinemático.

Descripción microscópica: T11-T11A. Corresponden a texturas granoblásticas definidas por granates-epidota-esfena, en los niveles rosados macroscópicos, que indican claramente una composición calcosilicatada. Es característica la alta porosidad de la roca (producida por la migración de los minerales más móviles en la roca) que en etapas tardías se rellena de cuarzo. Este cuarzo no presenta evidencias de deformación con estimaciones muy rectas sin ninguna orientación preferente.

GRANATES: estimación óptica 50%. Distribución heterogénea.

Representando más del 80% en la textura restitiva y el 0% en el resto (cuarzo tardío). El granate va de idiomorfo a subidiomorfo con tamaño homogéneos (0,35 mm.) bordes redondeados y muy poco fracturados. Presentan inclusiones de cuarzo, rutilo, esfena y apatito aunque no son muy abundantes.

Se disponen en forma de agregados policristalinos en los que son abundantes las características texturales que indican su origen restítico (Golfos de corrosión y bordes redondeados).

EPIDOTA: Estimación óptica 20%. Distribución heterogénea.

En la asociación restítica presenta una distribución heterogénea variando su contenido entre 35% y el 5%. Distinguiendo varios tipos de epidotas.

Tipo I. Son epidotas pardas de formas aberrantes y bordes corroídos presentan texturas poiquilíticas.

Tipo II. Son epidotas subidiomórficas aparentemente más tardías que las de tipo I. Se presentan orientadas con la foliación, desarrollando formas prismáticas. Son claramente posteriores al granate a quien engloban lateralmente dan paso a epidotas de formas equigranulares, no prismáticas.

Tipo III. Corresponde a una lámina que rodea a los agregados de granate y a las epidotas anteriores. Algunas epidotas (tipo I) parecen originarse a partir de la desestabilización piroxeno.

ANFIBOL: estimación óptica 3-5%.

Presenta un aspecto de subidiomorfo a alotriomorfo con un suave pleocroismo verdoso en contacto con granate y epidota, se presenta desorientado y parece tener un crecimiento posterior a los dos minerales (probablemente retrogradando la epidota (tipo III) como lo indica su distribución textural similar a este tipo de epidota. Engloba cristales de granate y epidota.

PIROXENO: Es bastante escaso se distribuye en agregados. Se dispone en relación paragenética con los agregados de granate y epidota. También se aprecia abundante esfena y calcita.

CUARZO: estimación óptica 35%. Distribución heterogénea.

A excepción del cuarzo que se presenta como inclusiones de granates y epidotas el resto del cuarzo presente en la lámina se caracteriza por no presentar ningún signo óptico de deformación (estimación normal, abundantes puntos triples formas idiomorfas y subidiomorfas desorientación óptica) que junto con su distribución relleno los huecos de la asociación restitiva definida por los minerales originales, nos hace pensar en un origen claramente tardío y postectónico.

La asociación de esta roca original conservada sería granate-epidota-piroxeno y no se aprecian restos de plagioclasa, ni siquiera en crecimientos simplectíticos con piroxeno o granate.

T-12 Y T-12A

Corresponden a secciones perpendiculares de las láminas **T-11** y **T-11A**, lo más destacable de estas láminas es por una parte la presencia de plagioclasa muy alterada distribuida en bandas con una textura similar a la asociación restitiva granate-epidota-piroxeno y las evidencias de recristalización dinámica del cuarzo al igual que el crecimiento de biotita en los bordes del boudin.

LÁMINA T-21 (177-10)

Corresponde a una sección XZ de una roca gneílica situada en el interior de un cuerpo lenticular, por lo que macroscópicamente representa la textura menos deformada. La banda de cizalla se sitúa a unos 113 cm del borde de la misma. En este nivel se observan pliegues apretados de eje recto, cuya dirección es coherente con la lineación de estiramiento 40/10 los criterios cinemáticos macroscópicos dan desplazamiento de techo hacia el NE.

La fábrica de la roca se caracteriza por presentar un bandeo composicional definiendo dominios P y Q representando la potencia de los dominios Q 2/3 con respecto a los dominios P (1/3).

Descripción microscópica: La muestra se caracteriza por presentar una disposición en bandas alternando dominios leucocráticos (Q) con dominios melanocráticos (P). En los dominios P se concentra el contenido en granate.

Microestructuralmente se caracteriza por presentar una foliación de crenulación extensional, oblicua al bandeo definida fundamentalmente por bandas de recristalización dinámica del cuarzo y alineación de filosilicatos (F1 = 357/15) definiendo un ángulo de 25° con respecto a F0.

Son escasos los criterios cinemáticos y casi todos los observables mal desarrollados corresponden a colas asimétricas de biotitas rodeando cristales de granate y a fracturación de cristales de granate. Son contradictorios con los observables macroscópicamente pues dan techo hacia el S. Algunos peces de micas y agregados policristalinos indican desplazamiento de techo hacia el N. Otra característica microscópica importante es la abundancia de cianita que se dispone paralela a la foliación aunque con una orientación muy irregular y en su mayoría parece originada en relación con el granate.

CUARZO: estimación óptica 40%. Distribución heterogénea.

Concentrado en los dominios Q, se distinguen 3 tipos de cuarzo:

Tipo I: es un cuarzo alotriomorfo muy heterométrico (entre 0,6 y 0,2 mm.) presenta estinción ondulante y bordes muy irregulares y poco definidos. Se localizan en el interior de los dominios Q y algunos agregados llegan a definir cuerpos lenticulares simétricos.

Tipo II: es el cuarzo que se localiza en los bordes de los dominios Q y en las bandas intermedias P-Q. Se caracterizan por desarrollar formas prismáticas más regulares de tamaño (eje mayor 0,7 mm.). Dispuestos con el eje mayor paralelo a F1 sus bordes son irregulares con contactos suturados en las caras cortas. Presentan estimación fuertemente ondulante.

Tipo III. Se caracteriza por su pequeño tamaño (0,02 mm.) se localiza en los bordes de los cristales de tipo I y II o bien alineados junto con plagioclasa y filosilicatos definiendo F1. Es claramente un producto de recristalización dinámica por migración de borde de grano.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 30%. Distribución heterogénea.

Fundamentalmente se encuentra localizado en los dominios Q intercalados con los cristales de cuarzo. Se diferencian 2 tipos.

Tipo I: son fenoblastos (0,57 mm.) de bordes muy irregulares y poco definidos, generalmente seritizados presentan una estinción fuertemente ondulante con maclas polisintéticas y maclas mecánicas.

Tipo II: son cristales, productos de la recristalización dinámica por rotación progresiva de subgranos. Normalmente forma agregados dispuestos lateralmente a los cristales tipo I aunque también son abundantes en las bandas que definen F1.

La recristalización dinámica parece desarrollada a partir de planos de debilidad del blasto de plagioclasa como pueden ser los límites de las estinciones ondulantes o subjuntas de disposición desfavorable frente al sistema de esfuerzos, o bien ambas cosas a la vez.

GRANATE: estimación óptica 10%. Distribución heterogénea.

Se distribuyen por toda la lámina tanto en los dominios P como en los Q aunque son sensiblemente más abundantes en los dominios P. Los cristales presentan formas que van desde idiomorfas a subidiomorfas y tienen un comportamiento rígido frente a la deformación fracturándose y disgregándose según la dirección de los esfuerzos ayudando a definir con mayor claridad su distribución en bandas las fracturas concooidales del interior de los cristales. Tienden a disponerse subperpendiculares frente a la dirección de F1 sus bordes van de suavemente redondeados a angulosos. Su tamaño medio es de 0,3 mm.

Es de destacar el crecimiento de distena alrededor de algunos cristales de granate. Este crecimiento generalmente se observa sobre los planos paralelos al plano de foliación aunque en bandas donde la deformación es mayor engloban totalmente al cristal y se disponen a modo de sombras de presión, también es importante destacar la asociación granate-epidota que en algunas ocasiones se muestran en clara relación paragenética y también granate-rutilo.

CIANITA: Es muy abundante en esta lámina se muestra dispuesta de distintas formas:

1.- En relación con el granate.

2.- En agregados policristalinos dispuestos de forma paralela a la foliación con una orientación preferente no muy marcada.

3.- Sobre subjuntas y límites de grano de plagioclasas (sobre todo en los límites de las plagioclasas tipo II).

Se observan claramente dos tipos de cianita con respecto a su origen:

A) Cianita acicular definiendo agregados nebulíticos.

B) Cianita acicular de bordes redondeados orientada con la foliación y en relación paragenética con micas blancas, granate y con plagioclasa.

La tendencia general de los cristales prismáticos es orientarse con la foliación milonítica F1.

MICAS: estimación óptica 15%. Distribución heterogénea.

Concentrada en los dominios P donde alcanza más del 35%.

A) Micas blancas. Podemos diferenciar dos tipos:

Tipo I: lepidoblastos con formas subidiomorfas y extremos suavemente flexionados, se caracterizan por tener bien marcados el sistema de exfoliación (001) sobre los que encontramos a veces cristales de sillimanita (fibrolita)? y cianita. Algunos de estos ejemplares presentan colas formadas por cristales prismáticos de biotita. El tamaño medio es de 0,38 mm.

Tipo II: presentan formas aberrantes sin orientación aparente y se desarrollan a partir de cristales de micas marrones. Son claramente tardías.

B) Micas marrones. Es en proporción mucho más abundante que la mica blanca. Se caracteriza por presentar una forma normalmente alotriomorfa, aunque también existen formas prismáticas. Tienen un fuerte pleocroismo marrón rojizo y su distribución es claramente composicional, varios ejemplos en los que se aprecia claramente la sustitución de moscovita (tipo I) por biotita.

Están también presentes en la lámina epidota, rutilo, esfena y sillimanita.

LÁMINA T-22 (284/80)

Representa una sección perpendicular a la lineación de orientación mineral y a la superficie de foliación es decir, una sección YZ. La relación angular entre el bandeado composicional (F0) y la foliación milonítica es aquí de 45°.

Esta lámina corta un pliegue definido por el bandeado composicional. El pliegue presenta características de ser aparentemente migmático (del interior del cuerpo fusiforme) aunque presenta la foliación milonítica (F1) de plano axial, luego se origina o se reorienta durante el desarrollo de la deformación milonítica a partir de una textura gneísica bandeada previa de dominios P y Q.

Los criterios cinemáticos hay que analizarlos con cuidado y no son claros. En relación con los minerales principales definiremos las características más importantes.

CUARZO: estimación óptica 50%. Distribución heterogénea.

Se observa una gran recristalización dinámica del cuarzo con formación de nuevos granos con un tamaño medio de 0,038 mm de extinción normal con bordes rectos que se alinean en agregados de bandas subparalelas a la L1 junto con nuevos cristales de plagioclasa. El mecanismo de recristalización es normalmente el deslizamiento de límites de grano y la rotación progresiva de subgranos a partir de irregularidades en los bordes de los granos viejos:

Por otra parte se identifican cristales de cuarzo de hábito prismático alargado de 0,43 mm de tamaño con extinción ondulante en bordes que tienen tendencia a disponerse subparalelos a la L1.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 30%. Distribución heterogénea.

Distinguimos los dos tipos siendo muy importante la recristalización dinámica, los fenoblastos no manifiestan elongación preferente, con formas subredondeadas muy irregulares y bordes poco definidos. Su tamaño medio es de 0,84 mm.

GRANATES: estimación óptica 10%. Distribución homogénea.

Se caracterizan por presentar bordes redondeados y formas subsféricas (aunque las hay muy variables) las granulometrías varían entre 0,72 y 0,36 mm son más abundantes las secciones ricas en inclusiones (en el núcleo y bordes limpios y es frecuente observar dos colas, las definidas por las micas suelen corresponder a F0 y las definidas por cuarzo a F1).

MICAS: estimación óptica 20%. Distribución heterogénea presentan una distribución muy irregular.

—Las micas marrones se distribuyen en bandas y su orientación es muy heterogénea. Se observa una incipiente disposición de biotitas subparalelas a la F1 en mucha menor proporción que las de las bandas P.

—Las micas moscovíticas presentan una orientación y distribución totalmente irregular. Se observan algunos cristales suavemente kinkeados y los tamaños varían entre 1,2 y 0,36 mm.

CIANITA: Se encuentra en los casos descritos en la T-21 con la peculiaridad de encontrarse en posiciones paralelas a F1 y la sección que se observa casi nunca es la prismática aunque la desorientación es grande.

LÁMINA T-31 (208/9)

Se localiza a 35 cm del borde de la cizalla. A esta altura la zona muestra una alternancia en dominios P-Q con espesores mínimos. Este bandeado se encuentra plegado por pliegues de ejes ligeramente curvos con un fuerte apretamiento. La lineación que se observa es de intersección entre F0 y F1 y de orientación mineral (esencialmente cianitas y micas blancas).

Al microscopio se aprecia esta alternancia en dominios en los que se observa una relación de potencias P-Q que varía entre $1/2$ y $1/2$ y $1/3$ y $2/3$ respectivamente.

Los dominios P se caracterizan por la abundancia de granates (de mayor tamaño en las zonas donde mayor potencia tienen los niveles P) y con disposición de las fracturas principales subperpendiculares a la foliación planar. Las micas en estos niveles son biotíticas de pequeño tamaño, muy pleocroicas (marrón rojizo). Los dominios Q se caracterizan por presentar *ribbons* de cuarzo de trazado muy irregular y fenoblastos feldespáticos a alotriomorfos. Ambos minerales presentan una fuerte recristalización dinámica.

Los fenoblastos moscovíticos se distribuyen por toda la lámina (aunque con mayor concentración en los dominios P, en donde se disponen orientados con respecto a la foliación).

CUARZO: estimación óptica 40%. Distribución heterogénea.

Podemos diferenciar 3 tipos de cuarzo:

Tipo I: blastos alotriomorfos de mayor tamaño que el resto, dispuestos subparalelos a F0. Las caras perpendiculares a la misma una morfología interpenetrada muy irregular.

Presentan una extinción fuertemente ondulante en bandas, con dos orientaciones de las subjun-
tas:

A subparalela a la foliación.

B subparalela a las bandas de recristalización.

Las dimensiones de estos cristales varía entre 0,76 y 1,15.

Tipo II: son cristales de marcado hábito prismático con una relación longitud/anchura (5/1 a 7/1) dispuestos ligeramente oblicuos a F0. Su longitud es 0,5 mm. Tienen una extinción fuertemente ondulante y se encuentran localizados en las zonas de mayor deformación.

Tipo III: Es un cuarzo equigradular de tamaño muy pequeño (0,076 mm) y extinción recta producto de la recristalización dinámica se presenta distribuido por toda la lámina disponiéndose principalmente en bandas ligeramente oblicuas a F0 y en agregados policristalinos como sombras de presión o individualmente.

FELDESPATOS: estimación óptica 40%. Distribución heterogénea.

Se encuentran en las bandas Q y se pueden distinguir dos tipos:

Tipo I: blastos de gran tamaño (1,5 mm) de bordes irregulares, alotriomorfos que presentan inclusiones de cuarzo, granate, plagioclasa y en algunos se observan maclado mecánico.

Tipo II. Son cristales producto de la recristalización dinámica dispuestos como el tipo equivalente de los cristales de cuarzo (Tipo III).

GRANATES: estimación óptica 15%. Distribución heterogénea.

Son cristales heterométricos de bordes redondeados y formas subsféricas. Se presentan con fracturas subperpendiculares a la dirección de foliación. Tienen abundantes inclusiones agrupadas

en el núcleo sin que se pueda definir una distribución geométrica clara. Unas son subparalelas al plano de fracturación (0,76 - 0,92 - 0,36 mm - 0,060 mm) aunque otros ejemplos se disponen de forma claramente oblicua o sin una orientación clara. Estas inclusiones son fundamentalmente rutilo-ilmenita-titanita) con formas gráficas y simplectíticas.

MICAS: estimación óptica 20%. Distribución heterogénea.

En esta lámina podemos observar claramente la evolución temporal del crecimiento de micas:

1º) Fenoblastos 1,25 mm. de micas blancas. Con los planos (001) dispuestos subparalelos a la F1 flexionados. Algunos desarrollan formas asimétricas (peces de mica) que dan desplazamiento de techo hacia el NNE, suelen tener inclusiones de cianita, granate y allanita en los bordes suele estar reaccionando a biotita (pleocroica rojiza).

2º) Biotita pleocroica rojiza. Parece probable que esta mica se desarrolle ligeramente después de la mica blanca pues como vimos crece a partir de ella aunque existen cristales que son independientes de esta primera mica. Suelen ser blastos subidiomorfos, prismáticos algunos de los cuales presentan inclusiones de circones se disponen definiendo los dominios P y también finas bandas subparalelas a F1. Estos cristales son más finos y alotriomorfos. En ambos casos rodean a cristales de granate, micas blancas e irregularmente a agregados cuarzo-feldespáticos.

3) Intercrecimientos de biotita-mica blanca. De textura fascicular con bordes ricos en óxidos metálicos, con formas alotiomorfas y crecimientos cruzados que generan una aparente crenulación grosera. Esta mica crece en dominios claramente alterados hidrotermalmente donde se observan procesos de cloritización y sericitación y un mayor grado de alteración de los feldespatos.

CIANITA: Es muy abundante en la lámina y la encontramos en tres situaciones:

- Como inclusiones en moscovita
- En agregados rodeando cristales de granate
- Entre los límites de cristales de plagioclasa
- En agregados independientes dispuestos subparalelos a F1

En esta lámina también encontramos abundantemente, rutilo, ilmenita y allanita (grupo epidota).

LÁMINA T-32 (309/60)

Se observa una distribución en dominios P-Q muy heterogénea como consecuencia del desarrollo de apretados pliegues D1 que tienen la foliación milonítica de traza axial. En general la lámina muestra una orientación mal definida, como cabría suponer pues es una sección YZ.

En esta lámina como nuevas observaciones podemos indicar por un lado la presencia de biotita pleocroica roja englobada dentro de los cristales de moscovita al igual que gran cantidad de rutilo como inclusiones gráficas, esqueléticas en los cristales de granate.

CUARZO: 40%

Tipo I: 0,76 - 1,23 mm

Tipo II: 0,53

Tipo III: 0,076 - 0,038

FELDESPATO: (abundante microclina) 30%

Tipo I: 0,46 - 0,76mm

Tipo II: 0,076 - 0,038mm

GRANATE: 10%

0,61 - 0,076 - 0,038mm

MICAS: 20%

Mica blanca: 0,46 - 0,76mm

Biotita:

Prismática: 0,096 - 0,19 - 0,115

Pajuelar: 0,076 - 0,096

También hay que indicar que el granate se presenta mucho menos fracturado, disponiéndose frecuentemente en agregados.

LÁMINA T-41 (5/2)

Lo más destacable de esta lámina es que sólo se observa una única foliación F1 al hacerse dominante con una redistribución de dominios P-Q. Esta foliación está definida por un bandeado blastomilonítico gneísico que se caracteriza por presentar abundantes formas δ que nos dan desplazamiento de techo hacia el S.

Si observamos detenidamente estas formas δ , se ve que evidencian una marcada heterogeneidad de la deformación.

El cuarzo se encuentra sistemáticamente recrystalizado definiendo *ribbons*. La plagioclasa es el núcleo de los agregados asimétricos. El granate se encuentra fracturado y aparece recrystalizado con formas prismáticas paralelas a la foliación milonítica al igual que las micas.

Hay que destacar también la fuerte disminución del contenido en distena de la roca probablemente debido a variaciones locales en el contenido de aluminio.

Descripción microscópica:

CUARZO: estimación óptica 43%. Distribución heterogénea.

Sin tener en cuenta los agregados de cuarzo que se disponen en posiciones de sombra de pre-

sión en la parte más próxima al fenoblasto y que lateralmente pasan a *ribbons*. Podemos afirmar que el total del cuarzo de la lámina se encuentra agrupado en *ribbons* policristalinos irregulares del tipo 3 y 4 de la clasificación de Bullier y Bouchez (1978).

En primer lugar observamos un control composicional del desarrollo de *ribbons*:

—No se desarrollan en los dominios P

—Incipiente e irregular desarrollo en los dominios P-Q

—Gran desarrollo en los dominios Q.

—*Ribbons* de los dominios intermedios: son *ribbons* tipo 4 (Bullier y Bouchez, 1978) en los que se observan granos de forma irregular con estinción ondulante. Los bordes laterales de los *ribbons* están limitados por filosilicatos, longitudinalmente los límites son variables. Por norma general un *ribbon* pasa lateralmente a otro *ribbon* de manera que se solapan (ver dibujo 1), Este solapamiento cuando nos encontramos en zonas próximas a fenoblastos definen una foliación oblicua a la dominante (foliación blastomilonítica) que se puede utilizar como criterio cinemático. Presentando una relación longitud/anchura media de $4/0,07 \text{ mm} = 57$. El eje mayor de los cristales es 0,15 mm.

Ribbons de los dominios Q: son *ribbons* de tipo 4 (Boullier y Bouchez, 1979) con subjuntos. Evolucionando de *ribbons* tipo 3, que estos autores atribuyen a *ribbons* característicos de condiciones anfibolíticas. La recrystalización dinámica sobreimpuesta al desarrollo de *ribbons* se concentra en el interior de los dominios Q. Los aspectos tecturales que pueden influir en este hecho son:

—Menor anchura de las bandas de *ribbon* interiores

—Menor tamaño de grano (0,23 mm frente a 1,5 mm)

—Mayor oblicuidad de los *ribbons*

La longitud de estos *ribbons* es muy difícil determinar debido a que muchos sobrepasan la longitud de la lámina (20 mm) siendo su anchura media 0,30 mm ($L/A = 66$). Sensiblemente mayores que los de los dominios P-Q aunque conservando su relación longitud/anchura.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 30%. Distribución heterogénea.

Diferenciamos dos tipos:

Tipo I: son fenoblastos de bordes redondeados y difusos con estimación suavemente ondulante. Presentan una textura variable entre poiquilítica y blastos libres de inclusiones, sus tamaños medios son de 1 mm aproximadamente. La presencia de bordes maclados en algunos fenoblastos con respecto a su núcleo nos hace pensar en una posible zonación.

Tipo II: se trata de pequeños cristales de bordes rectos y angulosos con límites entre granos que definen abundantes puntos triples en los que se suele encontrar cianita. El tamaño de estos cristales varía entre 0,057 mm y 0,19 mm y el tamaño de los agregados es de aproximadamente 2 mm. Es frecuente encontrar estos agregados parcialmente seritizados mientras que los tipo I son más resistentes a este tipo de alteración.

Es posible ver una evolución de los cristales tipo II a los cristales tipo I.

GRANATE: estimación óptica 15%. Distribución heterogénea.

Los granates son cristales claramente pretectónicos que encontramos desde formas subidiomorfos, individuales o en agregados policristalinos a formas alotriomorfos e irregulares con claros indicios de desestabilización mineral pasando por cristales con formas redondeadas y libres de inclusiones.

En cualquiera de estos casos existe un desarrollo de fracturas preferentes subperpendiculares a la superficie de foliación. Los tamaños de los cristales es muy variable (0,057 y 0,57 mm). Existiendo una mayor concentración y desestabilización en los dominios P que en los Q.

Las inclusiones son muy escasas pero se ven ejemplares con rutilos esqueléticos e inclusiones de cuarzo.

MICAS: estimación óptica 30%. Distribución heterogénea.

Por su composición diferenciamos tres tipos de micas (si excluimos las cloritas y sericitas retrógradas):

—Micas blancas. Forman fenoblastos de bordes redondeados subidiomorfos de textura poiquilítica englobando cristales de granate, cianita, plagioclasa y cuarzo. Normalmente presentan los bordes seritizados formando colas asimétricas (dextras rotacionales de N a S mirando hacia E).

Otros fenoblastos definen peces de micas por cizallas levóginas de N al S mirando hacia E limitada por una foliación ECC.

—Biotitas: se disponen definiendo colas en los cristales de granate y también en fenoblastos de moscovitas o como inclusiones dentro de éstas.

Otras biotitas e intercrecimientos de biotita-moscovita definen el clivage de crenulación extensional bien desarrollado en los dominios P y de forma incipiente en el Q.

Posteriormente se produce la recristalización de los filosilicatos en nuevos cristales de biotita, clorita y sericita. En esta lámina también encontramos esfena, allanita, cianita, sillimanita y rutilo.

LÁMINA T-42 (84/2)

Se caracteriza por presentar una textura blastomilonítica en la que no se observan con claridad asimetrías con respecto a los criterios cinemáticos (simplemente incipientes colas de clorita que darían desplazamiento hacia el E). Se observa también un clivage de crenulación extensional con espaciado irregular. Especialmente desarrollado en los dominios P ya que en los dominios Q predominan los ribbons de Q y los fenoblastos de plagioclasa que los tienen resistentes al desarrollo de las ECC.

Descripción microscópica:

CUARZO: se observa una buena orientación óptica preferente. Los tamaños de los cristales son variables:

max. 1,2 mm (grano tipo con subjuntas de ejes C).

mín. 0,019 mm

PLAGIOCLASA: dos tipos:

—Fenoblastos simétricos y redondeados (2,3 - 2,5 mm).

—En la matriz y definiendo agregados policristalinos (0,3 - 0,15 mm).

GRANATE: estimación óptica 15%. Se diferencian varios tipos en función de sus relaciones con la deformación:

—Prefoliación. Se presentan poco fracturados y con un dominio de las fracturas subperpendiculares con la foliación. Con tamaños variables:

máx: 0,35 mm.

med: 0,18 mm

min: 0,9 mm.

MICAS:

—Fenoblastos moscovíticos (peces de micas) rodeados por las **ECC**. sus tamaños varían entre: 0,61 - 1,53 mm.

—Blastos biotíticos en los dominios intermedios P-Q definiendo la foliación **ECC** (muy escasos pues casi todos están retrogradados a sericita y clorita. 0,07 mm.

LÁMINAS T-51 Y T-51A (36/10) NNE

Corresponden a la muestra **T-5** situada a 10 cm del centro de la cizalla que rodea al cuerpo lenticular. Las características de esta muestra a nivel macroscópico es marcar el límite en el que se observa una distribución en bandas o dominios cuarcíticos y micáceos (que desarrollan pliegues asimétricos de fuerte vergencia a escala cm. y m. que tienen la foliación milonítica de plano axial) con un nivel homogéneo de textura planar milonítica de reducido tamaño de grano en la que niveles cuarcíticos y micáceos alternan en intercalaciones milimétricas y discontinuas.

Por otro lado destacan los agregados cuarzo-feldespáticos policristalinos que en este nivel presentan unas formas normalmente simétricas y aplastadas. Al microscopio se caracterizan por presentar una textura blastomilonítica (T-51) que evoluciona a una alternancia en bandas blastomiloníticas y ultrablastomiloníticas (T-51A) en la que la foliación se hace más planar penetrativa y homogénea. También el tamaño de grano de cuarzo y plagioclasa es muy reducido destacando la escasa presencia de cianita (especialmente en la lámina T-51A y el gran desarrollo de los procesos

de seritización y cloritización que presenta la muestra probablemente debido a ser las zonas de la roca más favorables para la circulación de fluidos.

Los criterios cinemáticos más significativos son los peces de micas con rotaciones dexas con desplazamiento de techo hacia el NNE coherentes con las cizallas dexas originadas entre ECC en las láminas anteriores, con un ángulo foliación planar ECC de 22°.

Descripción microscópica:

CUARZO: estimación óptica 35%. Distribución homogénea.

Se diferencian dos tipos fundamentalmente:

Tipo I: se localiza en las sombras de presión. Presentan formas alotriomorfas que varían de equigranulares a prismáticas e irregulares. En general son los de mayor tamaño (entre 1 mm a 0,53 mm). Presentan bandas de recristalización dinámica oblicua coherentes con una cizalla dextra hacia el NNE. La recristalización dinámica se produce deslizamiento y migración de bordes de grano e individualización de bultos en los bordes de grano a partir de los contactos subperpendiculares a la foliación, que son los más irregulares.

Tipo II: son los que definen agregados planares en formas de cintas o *ribbons* diferenciando 2 tipos:

Tipo IIA: son *ribbons* muy irregulares de bandas anchas y cristales alargados con abundancia de subjuntas y estimación fuertemente ondulante. Se localizan en la proximidad de los agregados feldespáticos.

Rel. L/A = 9/1 mm. y los tamaños de los cristales varían entre 1,5 - 0,53 mm.

Tipo IIB: se localizan en los niveles más finos y homogéneos son de anchura regular y de trazado suavemente ondulante:

Rel L/A = 3,07/0,115 y los tamaños de los cristales son aproximadamente de 0,15 mm.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 45%. Distribución homogénea. Se distinguen 2 tipos:

Tipo I: fenoblastos de bordes difusos e irregulares con formas redondeadas agrupados normalmente en agregados y rodeados por la foliación milonítica presentan inclusiones de granate-cuarzo y micas. Se encuentran fuertemente alterados (sericitizados). Sus tamaños varían entre 2 mm y 0,5 mm.

Tipo II: pequeños blastos alotriomorfos dispuestos sobre todo en los dominios Q, intercalados entre blastos de cuarzo de características similares o definiendo agregados policristalinos monominerálicos. Estos agregados presentan formas lenticulares y están rodeados por la foliación, el tamaño medio de los agregados es de 1 mm y el de los cristales es de 0,076 mm. Los bordes son rectos y de trazado irregular lo que indica recristalización dinámica a la que se le sobreimpone un *recovery*.

GRANATE: estimación óptica 10%. Distribución heterogénea.

De formas subidiomorfos a alotriomorfos son blastos precinemáticos dispuestos tanto indivi-

dualmente como en agregados con predominio de las fracturas perpendiculares a la foliación. La fracturación no es muy intensa. Presentan bordes rectos y subredondeados y sus tamaños van desde 0,76 a 0,38 mm. No presentan habitualmente una alta concentración de inclusiones aunque es normal encontrar inclusiones de rutilo-cuarzo-plagioclasa-ilmenita en el interior de algunos cristales.

DISTENA: es bastante escasa y se concentra entre los bordes de la plagioclasa que define agregados fusiformes de fenoblastos.

MICAS: estimación óptica 20-30%. Distribución heterogénea.

Diferenciamos dos tipos de mica blanca. El tipo I se caracteriza por definir fenoblastos fusiformes rodeados por la foliación milonítica (tamaño medio: 1,5 mm). Existen otros cristales de forma acicular que provienen del primer tipo en zonas o dominios donde la deformación es mayor.

No hay biotita en la lámina por estar totalmente cloritizada. Únicamente intercrecimientos biotita-clorita en el mejor de los casos. Se observa crecimiento incipiente de biotita afanítica con los bordes de granate y circones incluidos en la moscovita. También se observa blastos de allanita redondeados pretectónicos y esfena.

LÁMINA T-52 (40/2)

Se caracteriza por presentar una distribución bastante homogénea de las distintas fases minerales. Presenta una textura blastomilonítica gnéisica de reducido tamaño de grano sobre la que destacan fenoblastos moscovíticos, casi siempre mostrando asimetrías típicas del clivage de crenulación extensional y agregados cuarzo-feldespáticos asimétricos que si se interpretan como criterios cinemáticos darían desplazamiento levogiro contrario y a las **ECC**.

Descripción microscópica:

CUARZO: estimación óptica 35%. Distribución homogénea.

Se diferencian *ribbons* de cuarzo formados por cristales prismáticos limitados por micas y sus bordes perpendiculares son suturados e interdentados. La relación L/A 5,7 mm/0,15 mm=38 y el tamaño de los cristales de 0,5 mm. Estos cristales evolucionan por recristalización posterior a *ribbons* formados por cristales alotriomorfos con numerosos puntos triples de contacto entre los cristales.

Otro tipo está definido por agregados policristalinos de forma alargada y asimétrica que se disponen a modo de colas de presión de los fenoblastos feldespáticos. Son heterométricos con un diámetro medio: 0,48 - 0,28.

FELDESPATOS: estimación óptica 25%. Distribución heterogénea.

Se encuentran parcial o totalmente seritizados. Diferenciando dos tipos:

—fenoblastos rodeados por la foliación de formas redondeadas y bordes irregulares poco definidos de 1,2 mm.

—microblastos intercalados con blastos de cuarzo y otras fases distribuidas por la matriz de la roca o definiendo agregados policristalinos monominerálicos de formas redondeadas asimétricas. Este tipo es mucho más escaso que en láminas anteriores. Sus tamaños medios son de 0,15 mm.

GRANATES: estimación óptica: 15%. Distribución homogénea.

Formas redondeadas precinemáticas algunos presentan hábito alargado y otros formas en atolón.

MICAS: estimación óptica 35%. Distribución homogénea.

Más del 20% corresponde a clorita y sericita habiendo desaparecido casi totalmente la biotita.

Los fenoblastos de mica blanca son por lo general de menor tamaño que en láminas anteriores (0,68 mm). Tienen hábito fusiforme o prismático.

Además se puede encontrar: distena acicular (más abundante que en las otras secciones), esferita, allanita, rutilo, ilmenita, epidota y apatito.

LÁMINA T-61 (5/5)

Distribución heterogénea.

Presenta una marcada foliación gneísica definida por dominios P y Q de alternación milimétrica a centimétrica. Las formas boudinadas y asimétricas de los fenoblastos y agregados cuarzo-feldespato, junto con la disposición de los dominios P están controladas por dos clivajes de crenulación extensional conjugados.

Es destacable la presencia de apatito como fenoclastos pretectónicos de bordes rectos presentando a veces texturas poiquilíticas con inclusiones de cuarzo y micas aunque por lo general se presentan con cristales limpios. Los tamaños varían entre 1,3 y 0,38 mm.

Otra característica destacable es mostrar criterios cinemáticos contradictorios.

Descripción microscópica:

CUARZO: estimación óptica 50-35%. Distribución heterogénea.

Se distribuye en *ribbons* de diverso tamaño con un predominio de cintas con una relación L/A= 5,38/0,15 35 en los niveles de tamaño más fino (0,15 mm) y de 23/0,53=43,9 para tamaños de 1 y 2 mm.

La recristalización dinámica posterior a la textura blastomilonítica inicial que se caracteriza por *ribbons* de bordes rectos con cristales prismáticos en los que las caras perpendiculares a la foliación tienen contactos suturados se produce de forma selectiva, en las zonas protegidas de deformación

en la textura original y en las zonas de menor tamaño de grano aunque termina afectando al conjunto de los cristales quedando únicamente algunos ejemplos preservados.

Los mecanismos que se aprecian son:

- Deslizamientos de límites y sublímites de granos
- Estrangulamiento de bultos en los límites de grano por migración y rotación de irregularidades.
- Crecimiento epitaxial, especialmente sobre los granos recrystalizados.

PLAGIOCLASA: estimación óptica 20-30%. Distribución heterogénea.

Se encuentra fuertemente seritizada. Se diferencian fenoblastos sincinemáticos de formas redondeadas que desarrollan colas de presión asimétrica que presentan en el interior crecimiento de cianita prismática entre los límites de los cristales principales que definen el blasto. Los fenoblastos más abundantes tienen un tamaño de 0,62 mm con formas lenticulares, y colas de presión simétricas.

GRANATE: estimación óptica 5-10%. Distribución homogénea.

Se encuentran fuertemente fracturados y rotos. Predominan las formas prismáticas, paralelas a la foliación con tamaños medios de 0,5 mm (máx.: 1mm y mín.: 0,15).

Algunos presentan texturas en atolón con el "lagoon" formado por cuarzo y plagioclasa.

MICAS: estimación óptica 15-20%. Distribución heterogénea.

Fenoblastos de mica blanca deformados. Sus tamaños son de 1 mm. de. También se distinguen lepidoblastos afaníticos de biotita parcialmente alterados (sericita?).

Además se distingue apatito: idiomorfo a subidiomorfo, precinemático

LÁMINA T-62 (95/14)

Presenta una matriz predominantemente cuarcítica con blastos de cuarzoes dispuestos como *ribbons* paralelos a la foliación.

La foliación presenta una forma plano-ondulante simétrica y como criterios cinemáticos podemos encontrar:

- Peces de mica que dan sentido de desplazamiento E y recrystalización en bandas que darían igual sentido.

Los apatitos en esta sección son mucho menos numerosos. También destaca la presencia de granates en textura en atolón. Se encuentra rutilo a veces asociado con circón. La plagioclasa está frecuentemente seritizada y cloritizada. El "lagoon" de los granates en atolón se encuentra relleno tanto por cuarzo como por plagioclasa. Los porcentajes y tamaños de las principales fases minerales de esta lámina son los siguientes:

	%	medio (mm)	máximo (mm)	mínimo (mm)
CUARZO	50%	0,53	1,3	0,15
PLAGIOCLASA	20%	0,61	2	0,76
GRANATES	3-5%	0,38	0,76	0,15
MICAS (mica blanca)	15-20%	1	0,53	0,15

LÁMINA T-7.1 Y T-7.2

Se caracteriza por presentar una textura blastomilonítica, ser de grano fino y tener una distribución homogénea. Otras características relevantes son: la presencia de texturas en atolón de algunos granates, la fuerte orientación de la biotita según la foliación dominante y el desarrollo, más marcado en los niveles P, de un clivaje **ECC**, asimétrico definido por bandas de cizalla ligeramente oblicuas a la foliación planar.

Descripción microscópica:

CUARZO: estimación óptica 40%. Distribución homogénea.

Entre los cristales de cuarzo predominan los blastos de tamaño de grano muy fino, 0,038 mm, alotriomorfos, de bordes irregulares y contacto suturados. Sobreimpuestos a estos cristales, crecen pequeños cristales equidimensionales a partir de los subgranos y nuevos granos recristalizados. Esta característica parece ligada a un proceso posterior de "recovery" por recristalización estática. Únicamente próximos a los fenoblastos cuarzo-feldespáticos se encuentran cristales prismáticos de cuarzo con tamaño máximo de 0,25-0,53 mm (eje mayor), dispuestos según "ribbons" incipientes limitados por micas orientadas. Son "ribbons" policristalinos irregulares (tipo III de Bollier y Bouchez, 1978).

PLAGIOCLASA: estimación óptica 30%. Distribución homogénea.

Los blastos se encuentran parcialmente seritizados, agrupados en agregados policristalinos. Las plagioclasas son fusiformes: simétricas y asimétricas (Tanto con colas de enrollamiento como con colas rectas). Cuando son asimétricas, los utilizamos como criterios cinemáticos, indicando desplazamiento de techo hacia el S. El tamaño medio de los cristales es de 0,4 mm, oscilando entre 0,8 y 0,15 mm. En las bandas cuarzofeldespáticas abundan los cristales alotriomorfos que no definen cuerpos fusiformes. En este caso los tamaños medios son de 0,2 mm.

GRANATES: estimación óptica 10-15%. Distribución homogénea.

En esta lámina los granates se caracterizan por ser muy heterométricos: máx 1 mm-mín 0,038 mm. Valores medios en torno a 0,57 mm. Presentan una fracturación interna con predominio de la dirección subperpendicular a la foliación milonítica. Los bordes de los granates son redondeados y las formas varían de prismáticas a subsféricas. También se distingue algún granate con textura en

atolón. Morfológicamente vemos en la misma lámina una evolución desde las formas redondeadas de mayor tamaño a las prismáticas de menor tamaño.

MICAS: estimación óptica 35-50%. Distribución homogénea.

La mayor parte de la lámina corresponde a un dominio intermedio P-Q en el que los lepidoblastos prismáticos de biotita y mica blanca presentan hábitos prismáticos y tabulares. Ambos minerales se orientan paralelos a la foliación. Los peces de moscovita tienen tamaños medios de aproximadamente 1 mm. Estos cristales dan criterios cinemáticos levógiros, con desplazamiento de techo hacia el S.

Finalmente, podemos destacar la presencia en esta lámina de apatitos pretectónicos, cianita, rutilo y circones, al igual que la abundancia de sericita y mica roja alotriomorfa.

LÁMINAS T-8.1 (101/52) Y T-8.2 (191/2)

Corresponden a un gneis migmatítico ácido que se sitúa dentro de un cuerpo lenticular, próximo al nivel de gneises miloníticos de geometría planar. Esta muestra está recogida a 1,30 m de la cizalla que bordea al cuerpo.

Descripción microscópica:

Se reconoce una textura gneílica con una marcada fábrica planar que se superpone a un bandeo composicional previo. Este bandeo se encuentra microplegado. Los micropliegues son prácticamente isoclinales y tienen la foliación milonítica de plano axial.

Microestructuralmente se diferencian dos dominios, éstos están definidos en base a las características reológicas de los principales minerales:

- Dominios Q: El cuarzo y la plagioclasa presentan abundantes evidencias de recristalización dinámica, por formación de nuevos cristales por migración y estrangulamiento de irregularidades en los bordes de grano, así como por la rotación progresiva de subgranos.
- Dominios P: Presentan cristales fasciculares de biotita pseudomorfizados por clorita y blastos fusiformes de mica blanca. Los peces de mica indican desplazamiento de techo hacia el ESE. En estos niveles también se ve una mayor abundancia de cristales de granate. Si utilizamos la clasificación de Prior (in little) para las fracturas de granate, se observa una abundancia de fracturas de clase 3, que son aquellas que cortan completamente el cristal, y están dispuestas subperpendiculares con respecto a la foliación.

Se observa cianita en relación con los límites de los cristales de plagioclasa como en los bordes de los cristales de mica blanca, como sobre los planos (001). Los porcentajes y tamaños de las principales fases minerales son los siguientes:

	%	· medio (mm)	máximo (mm)	mínimo (mm)
CUARZO	30%	0,53	1,2	0,20
PLAGIOCLASA	35%	0,3	1	0,07
GRANATES	5%	0,3	0,5	0,07
MICAS (mica blanca)	20%	1	2	0,15

LÁMINAS T-9.1 (191/2) Y T-9.2 (91/54)

La muestra se sitúa en el tránsito textural entre los gneises glandulares y los miloníticos, dentro del mismo cuerpo lenticular que la anterior está a 30 cm de la banda de cizalla.

Descripción microscópica:

Presenta una textura blastomilonítica, fuertemente heterométrica. La distribución de tamaños en bandas indica el marcado carácter heterogéneo de la deformación, composicionalmente parece verse con claridad plagioclasa zonadas, aunque este zonado parece desarrollarse con anterioridad a la foliación pues sólo se observa en los cristales viejos y no en los recrystalizados. Se observan algunos cristales de plagioclasas con sombras de presión asimétricas que definen formas s y dan desplazamiento de techo hacia el S. Los peces de mica indican este mismo desplazamiento. El granate es relativamente poco abundante. Microestructuralmente podemos diferenciar por dominios:

- Dominios de tamaño de grano grueso: presentan cristales prismáticos y alotriomorfos de cuarzo de gran elongación. Con bordes fuertemente irregulares y abundantes subjuntas subperpendiculares a la foliación, estas subjuntas muestran una inclinación con respecto al plano de foliación de unos 20° dispuesta en ambos sentidos. Los cristales de plagioclasa se presentan como fenoblastos alargados de morfología similar a los cristales de cuarzo. Se caracterizan por presentar lamelas de deformación de inclinación contraria a la de las subjuntas.
- Dominios de grano fino: Son bandas de texturas miloníticas de tamaño de grano fino y uniforme. Destacan únicamente los cristales de mica blanca que definen peces de mica.

Entre ambos dominios hay bandas de transición caracterizadas por la presencia de *ribbons* de cuarzo de escasa amplitud (relación $L/A=4/0,3\text{mm}$). Los lepidoblastos delimitan a los dominios e infieren a la textura una geometría anastomosada. Esta textura está producida por el desarrollo de bandas ECC que dan desplazamiento de techo hacia el N. La deformación intracrystalina de las micas está controlada por el deslizamiento de los planos (001), presentando formas que van desde peces de mica a cristales aciculares. También es habitual encontrar cristales kinkeados. La biotita presenta una textura nematoblástica. Está concentrada en los dominios P y en los bordes de los cristales de mica blanca de mayor tamaño. a veces se parecían fenoblastos de mica blanca totalmente pseudomorfizados por biotita aunque lo más habitual es encontrar sólo sustituciones parciales.

Finalmente indicar que en esta lámina no se ha encontrado cianita y se parecía abundantes cristales de apatito. Los porcentajes y tamaños de las principales fases minerales son los siguientes:

	%	medio (mm)	máximo (mm)	mínimo (mm)
CUARZO	35%	1,2	4	0,12
PLAGIOCLASA	20%	0,6	2,5	0,24
GRANATES	10%	0,4	0,48	0,06
MICAS (mica blanca)	15%	1	2	0,15

LÁMINA T-10.1 (101/24) Y T-10.2 (11/5)

Es un gneis fuertemente foliado en el que destacan agregados policristalinos de formas lenticulares, con las colas normalmente simétricas. La muestra se sitúa a 10 cm del nivel más milonítico.

Descripción microscópica:

Presenta una textura blastomilonítica caracterizada por una matriz homogénea, de grano fino. El clivaje que define la foliación milonítica es un clivaje anastomosado que está distribuido en dominios P y Q, y a su vez la geometría de estos dominios es también anastomosada.

Los dominios P están constituidos por filosilicatos. La biotita está parcialmente cloritizada y la mica blanca desarrolla peces de mica. Excepcionalmente podemos ver granates con estructuras rotacionales. Todos estos criterios son coherentes en el sentido cinemático, con desplazamiento de techo hacia WNW. Los granates presentan inclusiones en el núcleo de cuarzo y rutilo y con desarrollo de fracturas subperpendiculares a la foliación. Las formas de estos cristales varían desde formas redondeadas y subesféricas hasta prismáticas y alargadas dispuestas paralelamente a la foliación milonítica.

Los dominios Q están constituidos esencialmente por cuarzo y plagioclasa. Los cristales alotriomorfos son de bordes suaves con extinción normal. Esta característica junto con la abundancia de puntos triples muestra el desarrollo de recristalización estática con posterioridad al desarrollo de la foliación milonítica. La plagioclasa muestra además procesos de crecimiento de los fenoblastos por difusión especialmente interna en las caras subperpendiculares a la foliación.

Las diferencias geométricas de estos dos dominios están en el desigual desarrollo de la foliación, estando mucho más definida en los dominios P.

La esquistosidad se puede definir como ECC conjugadas. La textura resultante se puede entender como representativa del nivel de transición entre gneises glandulares y gneises miloníticos. Este nivel es el que presenta más criterios cinemáticos y el que tiene mayor número de sentidos de des-

Descripción de las muestras

plazamiento contradictorios. Los porcentajes y tamaños de las principales fases minerales son los siguientes:

	%	máximo (mm)	mínimo (mm)
CUARZO	35%	0,5	0,14
PLAGIOCLASA	25%	2	0,14
GRANATES	15%	0,5	0,07
MICAS	35%	1,2	0,07

LÁMINAS T-11.1 (44/26) Y T-11.2 (134/12)

Representa un delgado nivel planar situado en el centro de la banda milonítica que rodea al cuerpo lenticular.

Descripción microscópica:

Presenta una textura gneílica anastomosada que evoluciona hasta una textura blastomilonítica planar. Destaca el desarrollo de *ribbons* tipo III. También es importante la fuerte recristalización estática. Las características más relevantes de esta recristalización son:

- extinción recta del cuarzo.
- abundancia de puntos triples.
- crecimiento epitaxial de cuarzo y plagioclasa.
- cristales inicialmente independientes se fusionan, mostrándose como un único cristal en continuidad óptica.

Por otra parte los granates presentan una distribución homogénea al igual que el resto de las fases minerales. Sus bordes son redondeados y presentan formas muy alargadas, con predominio de los granates ricos en inclusiones. Finalmente es destacable la presencia de intercrecimientos de feldespato potásico y de clorita pseudomorfizando cristales de plagioclasa. Los porcentajes y tamaños de las principales fases minerales son los siguientes:

	%	medio (mm)	máximo (mm)	mínimo (mm)
CUARZO	40%	0,19	0,5	0,019
PLAGIOCLASA	25%	0,38	0,76	0,076
GRANATES	10%	0,19	0,48	0,06
MICA BLANCA	10%	0,40		0,19
BIOTITA	15%	0,38		0,19

LÁMINA T-12.1 (154/17) Y T-12.2 (64/18)

Es un gneis que se sitúa a 15 cm del centro de la banda milonítica externamente al cuerpo lenticular comenzando la serie de gneies que situada en la base próxima al contacto con las Anfibolitas de Candelaria, se caracterizan por presentar una textura planar blastomilonítica. Es una textura fuertemente heterogénea por lo que respecta a tamaños de granos, existiendo un fuerte contraste entre unos niveles y otros. Microscópicamente destaca la abundancia de granates sin inclusiones y los que presentan texturas en atolón, mientras que la cianita es muy escasa.

LÁMINAS T-13.1 (298/30), T-13.2 (208/85), T-14.1 (34/10) Y T-14.2 (124/10)

Estas láminas corresponden a los gneises de geometría planar y homogénea y de textura blastomilonítica y están muestreadas próximas al contacto con las Anfibolitas de Candelaria. Macroscópicamente manifiestan una crenulación grosera que micropliega la foliación milonítica y cloritiza de forma masiva a la roca. La foliación milonítica planar engloba inclusiones de rocas máficas y calcosilicatadas, fuertemente retrogradadas y recuerdan a los Cariño Gneiss por su gran parecido textural.

Descripción microscópica:

Presentan una textura blastomilonítica homogénea, caracterizada por el desarrollo de *ribbons* de tipo II y III, la preservación de fenoblastos de plagioclasa y la mayor abundancia de granates sin inclusiones, así como la escasa presencia de inclusiones de granates en las micas blancas. Los tamaños de grano son finos y homogéneos. Todas las fases minerales muestran abundantes evidencias de recristalización dinámica. La cianita es una fase mineral bastante abundante. Se presenta, al igual que en el resto de las otras láminas descritas, en relación con la plagioclasa, mica blanca y granate y siempre aparece con hábito acicular. Los porcentajes y tamaños de las principales fases minerales son los siguientes:

	%	medio (mm)	máximo (mm)	mínimo (mm)
CUARZO	35%	0,23	1	0,03
PLAGIOCLASA	20%	0,38	0,61	0,14
GRANATES	15%	0,30	1	0,03
MICA BLANCA	10%	1	3,84	0,14
BIOTITA	20%	0,38	0,14	0,03

APÉNDICE II:

TABLAS DE TODAS LAS FASES MINERALES ANALIZADAS POR MICROSONDA ELECTRÓNICA

Ref. Analyt.	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO1	NO	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	TOTAL	Si	Al	Ti	Cr	Fe++	Mn	Mg	Ni	Co	Na	K	Na+K	Mg	Pg	Mn
2111	10.64	0.00	1.87	0.00	0.00	1.28	0.10	0.28	46.87	31.75	1.43	84.22	3.16	2.43	0.09	0.00	0.07	0.00	0.14	0.01	0.00	0.04	0.92	0.04	0.00	3.86	96.14
2112	10.45	0.00	2.29	0.03	0.05	1.49	0.00	0.34	47.14	29.97	1.75	83.50	3.21	2.50	0.12	0.00	0.08	0.00	0.18	0.00	0.00	0.04	0.91	0.05	0.00	4.71	95.29
2113	9.23	0.00	1.31	0.03	0.07	1.01	0.00	0.27	54.80	28.82	0.80	86.43	3.53	2.15	0.06	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00	0.03	0.76	0.04	0.00	4.20	95.80
2141	10.37	0.00	1.41	0.02	0.06	1.45	0.00	0.29	46.82	31.98	1.41	83.00	3.17	2.55	0.07	0.00	0.08	0.00	0.14	0.00	0.00	0.04	0.89	0.04	0.00	4.01	95.99
2142	10.47	0.00	2.30	0.12	0.06	1.55	0.00	0.35	46.98	31.27	1.47	84.65	3.16	2.45	0.12	0.00	0.09	0.00	0.15	0.00	0.00	0.04	0.92	0.04	0.00	3.80	96.20
2143	10.51	0.00	1.78	0.02	0.00	1.48	0.00	0.28	45.73	31.58	1.37	83.85	3.17	2.52	0.09	0.00	0.08	0.00	0.14	0.00	0.00	0.04	0.92	0.04	0.00	3.80	96.20
2153	10.51	0.00	1.78	0.02	0.00	1.48	0.00	0.28	45.73	31.58	1.37	83.85	3.17	2.52	0.09	0.00	0.08	0.00	0.14	0.00	0.00	0.04	0.92	0.04	0.00	3.80	96.20
2154	10.23	0.02	2.48	0.08	0.04	1.56	0.00	0.30	47.04	30.53	1.77	84.09	3.18	2.43	0.13	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.04	0.88	0.04	0.52	4.23	95.25
2155	10.37	0.02	1.98	0.00	0.03	1.66	0.00	0.31	47.15	30.98	1.63	84.23	3.18	2.47	0.10	0.00	0.09	0.00	0.16	0.01	0.00	0.04	0.89	0.04	0.77	4.33	95.50
2191	10.36	0.00	1.89	0.11	0.00	1.35	0.06	0.25	46.66	31.36	1.47	83.48	3.17	2.51	0.09	0.01	0.08	0.00	0.15	0.00	0.00	0.04	0.90	0.04	0.00	3.55	96.45
2192	10.51	0.00	2.47	0.00	0.02	1.60	0.00	0.29	47.49	31.48	1.72	85.36	3.16	2.47	0.12	0.00	0.09	0.00	0.17	0.00	0.00	0.04	0.89	0.04	0.00	4.08	95.92
2193	9.9	0.00	2.11	0.06	0.04	1.37	0.12	0.28	46.03	31.45	1.77	85.75	3.19	2.46	0.11	0.00	0.08	0.00	0.17	0.01	0.00	0.04	0.89	0.04	0.00	3.89	96.31
2194	10.52	0.00	1.44	0.00	0.00	1.44	0.02	0.27	46.43	32.00	1.52	84.22	3.19	2.49	0.11	0.00	0.08	0.00	0.12	0.00	0.00	0.04	0.91	0.04	0.00	4.04	96.86
2195	10.52	0.00	2.04	0.02	0.05	1.45	0.00	0.29	46.05	31.24	1.90	85.68	3.19	2.45	0.10	0.00	0.08	0.00	0.12	0.00	0.00	0.04	0.91	0.04	0.00	4.04	96.86
3152	10.23	0.00	2.44	0.02	0.00	1.56	0.09	0.29	49.10	30.91	1.86	86.65	3.22	2.45	0.10	0.00	0.08	0.00	0.19	0.00	0.00	0.04	0.86	0.04	0.00	3.69	96.31
3153	9.98	0.02	2.25	0.11	0.00	1.45	0.08	0.28	47.51	32.30	1.52	85.51	3.15	2.53	0.11	0.01	0.08	0.00	0.15	0.00	0.00	0.04	0.85	0.04	0.18	4.13	95.69
3154	9.98	0.02	2.53	0.02	0.00	1.44	0.07	0.20	49.06	31.09	1.93	86.34	3.22	2.40	0.12	0.00	0.08	0.00	0.19	0.00	0.00	0.04	0.84	0.03	0.15	3.01	96.85
3161	10.23	0.00	2.80	0.00	0.01	1.52	0.00	0.35	48.50	32.21	1.68	87.69	3.17	2.46	0.14	0.00	0.08	0.00	0.16	0.00	0.00	0.03	0.84	0.03	0.15	3.01	96.85
3162	10.50	0.00	2.41	0.03	0.06	1.60	0.00	0.33	48.04	32.13	1.73	86.36	3.16	2.49	0.12	0.00	0.09	0.00	0.17	0.00	0.00	0.04	0.85	0.05	0.01	4.92	95.07
3163	10.42	0.00	1.94	0.02	0.05	1.50	0.00	0.30	47.52	32.00	1.63	86.36	3.16	2.49	0.12	0.00	0.09	0.00	0.17	0.00	0.00	0.04	0.85	0.05	0.01	4.92	95.07
3164	10.42	0.00	1.94	0.02	0.05	1.50	0.00	0.30	47.52	32.00	1.63	86.36	3.16	2.49	0.12	0.00	0.09	0.00	0.17	0.00	0.00	0.04	0.85	0.05	0.01	4.92	95.07
3182	10.09	0.00	2.29	0.05	0.02	1.70	0.00	0.31	49.98	31.31	1.85	87.32	3.17	2.55	0.09	0.00	0.07	0.00	0.15	0.00	0.00	0.04	0.83	0.04	0.14	4.47	95.39
3183	9.97	0.00	1.91	0.12	0.00	1.49	0.00	0.32	48.48	31.88	1.93	87.31	3.22	2.45	0.09	0.01	0.08	0.00	0.19	0.00	0.00	0.04	0.83	0.04	0.00	4.47	95.32
4111	10.31	0.01	1.42	0.04	0.00	1.34	0.01	0.34	47.55	34.92	1.03	87.36	3.11	2.67	0.07	0.00	0.07	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04	0.85	0.03	0.00	4.82	95.58
4112	10.33	0.01	2.55	0.03	0.00	1.94	0.00	0.30	40.25	27.32	1.05	80.56	3.17	2.53	0.10	0.00	0.07	0.00	0.12	0.00	0.00	0.04	0.86	0.05	0.00	4.92	95.08
4113	10.41	0.02	1.63	0.00	0.04	1.45	0.00	0.36	48.08	30.85	1.63	86.48	3.16	2.55	0.08	0.00	0.08	0.00	0.16	0.00	0.00	0.04	0.87	0.05	0.00	4.78	95.12
5131	10.55	0.00	1.74	0.00	0.00	1.34	0.00	0.31	47.81	33.53	1.42	87.43	3.16	2.49	0.09	0.00	0.08	0.00	0.15	0.00	0.00	0.05	0.87	0.05	0.01	4.72	95.71
5132	10.55	0.00	2.07	0.04	0.00	1.36	0.03	0.36	48.41	32.57	1.46	86.60	3.17	2.52	0.10	0.00	0.08	0.00	0.15	0.00	0.00	0.05	0.88	0.06	0.02	5.53	94.45
5151	10.13	0.01	2.91	0.00	0.00	1.75	0.18	0.37	47.80	32.75	1.54	86.83	3.14	2.54	0.11	0.00	0.10	0.00	0.15	0.01	0.00	0.05	0.85	0.05	0.05	5.24	94.70
5152	9.79	0.00	2.17	0.03	0.00	1.60	0.00	0.39	47.81	32.73	1.47	86.37	3.15	2.54	0.11	0.00	0.09	0.00	0.14	0.00	0.00	0.05	0.85	0.05	0.00	5.48	94.52
5153	8.79	0.00	1.88	0.05	0.02	1.05	0.00	0.40	47.26	32.00	1.37	84.33	3.16	2.53	0.10	0.00	0.08	0.00	0.12	0.00	0.00	0.05	0.88	0.05	0.00	4.92	95.08
6121	10.18	0.00	1.88	0.05	0.02	1.40	0.01	0.39	47.04	32.00	1.37	84.33	3.16	2.53	0.10	0.00	0.08	0.00	0.12	0.00	0.00	0.05	0.88	0.05	0.00	4.92	95.08
6122	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6123	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6124	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6125	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6126	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6127	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6128	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6129	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6130	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6131	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6132	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6133	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6134	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6135	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0.00	0.31	48.87	32.08	1.74	86.91	3.19	2.47	0.18	0.00	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.05	0.87	0.06	0.00	5.50	94.50
6136	10.20	0.00	2.20	0.00	0.05	1.44	0																				

Ref. results	Ref. Sample	K2O	CaO	SiO2	CrO3	MnO	FeO	MgO	Mn2O	Al2O3	MgO	TOTAL	Si	Al	Ti	Cr	Fe++	Mn	Mg	NI	Co	Na	K	XAB	XAN	XOR
8112	2*	0.06	3.93	0.00	0.00	0.02	0.11	9.01	63.99	22.71	0.00	99.78	2.82	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.77	0.00	0.80	0.19	0.00
8123	2*	0.43	3.97	0.00	0.00	0.02	0.05	8.96	64.27	22.92	0.00	100.62	2.82	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.76	0.02	0.78	0.19	0.02
8124	2*	0.29	4.28	0.00	0.00	0.01	0.03	8.00	63.42	23.07	0.00	99.95	2.80	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.75	0.02	0.78	0.21	0.02
9111	1*	0.05	4.79	0.02	0.00	0.05	0.00	8.84	63.44	23.31	0.00	100.71	2.78	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.82	0.16	0.01
9113	1*	0.26	3.45	0.02	0.02	0.02	0.12	9.56	65.05	22.31	0.00	100.79	2.85	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.81	0.17	0.02
9114	1*	0.28	3.48	0.02	0.00	0.01	0.05	9.27	65.28	22.27	0.01	100.67	2.85	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.02	0.81	0.18	0.01
9115	1*	0.19	3.76	0.00	0.00	0.00	0.00	9.29	64.85	22.89	0.00	100.91	2.84	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.01	0.81	0.18	0.01
9117	1*	0.19	4.17	0.00	0.00	0.03	0.07	9.02	64.82	23.09	0.02	101.66	2.82	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.01	0.81	0.18	0.01
9121	1*	0.06	3.99	0.01	0.00	0.03	0.00	9.50	64.99	22.84	0.02	101.44	2.83	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.80	0.01	0.81	0.18	0.00
9123	2*	0.12	3.97	0.02	0.00	0.05	0.02	9.10	64.86	23.15	0.00	101.18	2.82	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.80	0.01	0.81	0.18	0.00
9131	3*	0.12	3.94	0.02	0.00	0.07	0.00	9.05	64.85	22.85	0.01	101.10	2.82	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.77	0.03	0.78	0.18	0.03
9132	3*	0.12	4.45	0.01	0.00	0.03	0.04	8.86	63.37	23.32	0.00	100.88	2.76	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.75	0.01	0.77	0.22	0.01
9133	3*	0.09	5.45	0.00	0.05	0.03	0.08	8.41	62.85	24.29	0.00	100.88	2.80	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.75	0.01	0.77	0.22	0.01
R9141	4*	0.03	4.81	0.00	0.00	0.01	0.00	8.85	62.99	23.31	0.01	100.00	2.81	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.71	0.01	0.73	0.26	0.01
R9142	4*	0.08	4.39	0.00	0.00	0.00	0.03	9.11	64.42	22.78	0.03	100.84	2.82	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.77	0.00	0.79	0.23	0.00
R9143	4*	0.04	4.73	0.00	0.00	0.04	0.00	8.81	63.29	23.28	0.01	100.27	2.79	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.77	0.00	0.79	0.23	0.00
10121	2*	0.04	5.27	0.01	0.08	0.01	0.00	8.67	63.03	23.76	0.01	100.88	2.77	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.74	0.00	0.75	0.23	0.00
10122	2*	0.12	3.92	0.01	0.00	0.00	0.00	9.26	64.28	22.62	0.01	100.12	2.83	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.01	0.81	0.18	0.01
10123	2*	0.17	3.82	0.00	0.00	0.00	0.09	9.13	64.98	22.70	0.00	101.10	2.83	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.77	0.01	0.81	0.18	0.01
10124	2*	0.08	4.19	0.00	0.00	0.00	0.04	9.46	63.90	22.99	0.00	100.41	2.81	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.80	0.18	0.00
10128	2*	0.09	4.28	0.00	0.02	0.00	0.00	9.16	63.95	23.05	0.00	100.40	2.81	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.80	0.18	0.00
10129	2*	0.08	4.19	0.00	0.00	0.00	0.00	9.16	63.95	23.05	0.00	100.40	2.81	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.80	0.18	0.00
10128	2*	0.08	4.19	0.00	0.00	0.00	0.00	9.16	63.95	23.05	0.00	100.40	2.81	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.80	0.18	0.00
10128	2*	0.08	4.19	0.00	0.00	0.00	0.00	9.16	63.95	23.05	0.00	100.40	2.81	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.01	0.80	0.18	0.00
R101216	2*	0.06	5.16	0.00	0.02	0.00	0.00	8.84	62.36	23.81	0.00	100.00	2.83	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.78	0.01	0.58	0.16	0.28
10131	3*	0.17	4.38	0.00	0.00	0.00	0.10	9.00	63.71	22.96	0.00	100.46	2.80	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.74	0.00	0.78	0.21	0.01
10132	3*	0.24	4.35	0.02	0.00	0.00	0.06	9.01	63.51	23.14	0.00	100.42	2.80	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.78	0.01	0.78	0.21	0.01
10133	3*	0.21	4.21	0.02	0.00	0.00	0.04	9.18	63.50	22.95	0.01	100.43	2.80	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.79	0.01	0.78	0.20	0.01
101311	3*	0.17	4.80	0.02	0.00	0.02	0.01	8.83	63.36	23.51	0.00	100.72	2.78	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.79	0.01	0.76	0.23	0.01
10121	2*	0.04	5.27	0.01	0.08	0.01	0.00	8.67	63.03	23.76	0.01	100.88	2.77	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.74	0.00	0.75	0.23	0.00
10122	2*	0.12	3.92	0.01	0.00	0.00	0.00	9.26	64.28	22.62	0.01	100.12	2.83	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.01	0.81	0.18	0.01
10123	2*	0.23	3.93	0.04	0.00	0.00	0.09	9.13	64.98	22.70	0.00	101.10	2.83	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.01	0.80	0.18	0.01
10124	2*	0.17	3.82	0.00	0.00	0.00	0.04	9.46	63.90	22.99	0.00	100.41	2.81	1.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.79	0.01	0.80	0.18	0.01
11141	4*	0.08	5.01	0.02	0.00	0.04	0.06	8.55	62.73	23.27	0.00	99.88	2.78	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.74	0.00	0.75	0.24	0.00
11142	4*	0.12	5.22	0.00	0.05	0.02	0.10	8.06	62.53	23.19	0.00	99.88	2.78	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.74	0.00	0.75	0.24	0.00
11143	4*	0.12	5.22	0.00	0.05	0.02	0.10	8.06	62.53	23.19	0.00	99.88	2.78	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.74	0.00	0.75	0.24	0.00
11144	4*	0.04	5.22	0.03	0.00	0.03	0.02	9.00	62.31	23.68	0.02	100.06	2.78	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.74	0.01	0.74	0.25	0.01
11161	5*	0.08	4.95	0.01	0.00	0.00	0.04	8.81	63.17	23.28	0.00	100.42	2.78	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.74	0.00	0.75	0.25	0.00
11162	5*	0.09	4.84	0.03	0.00	0.00	0.02	9.02	62.78	23.03	0.00	100.42	2.78	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.75	0.00	0.76	0.24	0.00
11161	6*	0.04	5.93	0.01	0.00	0.06	0.03	9.00	7.99	61.86	24.73	0.00	96.91	2.80	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.75	0.01	0.77	0.22	0.01
11162	6*	0.04	5.59	0.00	0.00	0.00	0.00	8.43	62.48	24.21	0.04	100.92	2.74	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.00	0.71	0.29	0.00
11164	6*	0.05	5.53	0.00	0.00	0.00	0.00	8.66	62.69	23.64	0.00	100.92	2.76	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.68	0.00	0.73	0.27	0.00
12131	3*	0.09	3.73	0.09	0.00	0.01	0.02	9.04	64.48	22.47	0.01	100.93	2.84	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.74	0.00	0.74	0.26	0.00
12132	3*	0.09	3.64	0.00	0.00	0.11	0.00	9.47	65.00	22.41	0.00	100.72	2.84	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.81	0.00	0.82	0.16	0.01
12133	3*	0.14	3.65	0.00	0.00	0.02	0.05	9.23	64.63	22.17	0.00	100.13	2.85	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.80	0.01	0.82	0.16	0.01
12134	3*	0.14	3.79	0.00	0.00	0.00	0.00	9.35	63.90	22.37	0.00	99.58	2.83	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.80	0.01	0.81	0.18	0.01
12135	3*	0.05	4.19	0.00	0.00	0.00	0.00	8.29	63.96	23.48	0.01	99.43	2.83	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.79	0.00	0.80	0.20	0.00
12140	4*	1.62	3.63	0.00	0.01	0.07	0.00	9.99	62.83	22.82	0.01	99.29	2.83	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.79	0.00	0.80	0.20	0.00
12141	4*	0.07	3.42	0.00	0.05	0.00	0.00	9.58	64.41	22.52	0.02	100.20	2.83	1.15	0.00</											

APÉNDICE III:

DEFINICIÓN DE LOS PARÁMETROS AFM

Los diagramas AFM de la figura 58 se realizaron a partir de los datos de la tabla IIIa. Se ha modificado el parámetro A de Thompson (1957), extrayendo el [Al₂O₃] correspondiente a la plagioclasa y a la X_{gros} del granate, al no representarse en estos diagramas. En estas correcciones se simplifica la transformación de volúmenes a pesos moleculares, puesto que estos son muy similares (plagioclasa = 10 y granate = 11,5-12) y entrarían dentro del margen de error cometido al realizar estimaciones visuales de los porcentajes medios de los minerales.

Las proporciones moleculares de [Al₂O₃] para la plagioclasa y la grosularia son las siguientes:

plagioclasa:



grosularia:



Las estimaciones visuales medias de volumen de plagioclasa es de 26% y granate es de 10%, la X_{an} = 19 % y la X_{gros} = 12,18 %.

De los valores anteriores calculamos la proporción en peso molecular de CaO para el contenido medio de grosularia y anortita en roca total, que sustituidas en las relaciones (1) y (3) nos dan un valor para la corrección del parámetro A: 0,025 [CaO].

Finalmente los parámetros AFM quedarían:

$$A = ([\text{Al}_2\text{O}_3] - 3[\text{K}_2\text{O}] - 0,025[\text{CaO}] - [\text{Na}_2\text{O}]) / ([\text{Al}_2\text{O}_3] - 3[\text{K}_2\text{O}] - 0,025[\text{CaO}] - [\text{Na}_2\text{O}] + [\text{MgO}] + [\text{FeO}])$$

$$F = [\text{FeO}] / ([\text{FeO}] + [\text{MgO}])$$

APÉNDICE IV:

*CÁLCULO DE LAS RELACIONES AXIA-
LES DE LOS CUERPOS LENTICULARES
A PARTIR DE LA PROYECCIÓN DE LA
FOLIACIÓN MILONÍTICA*

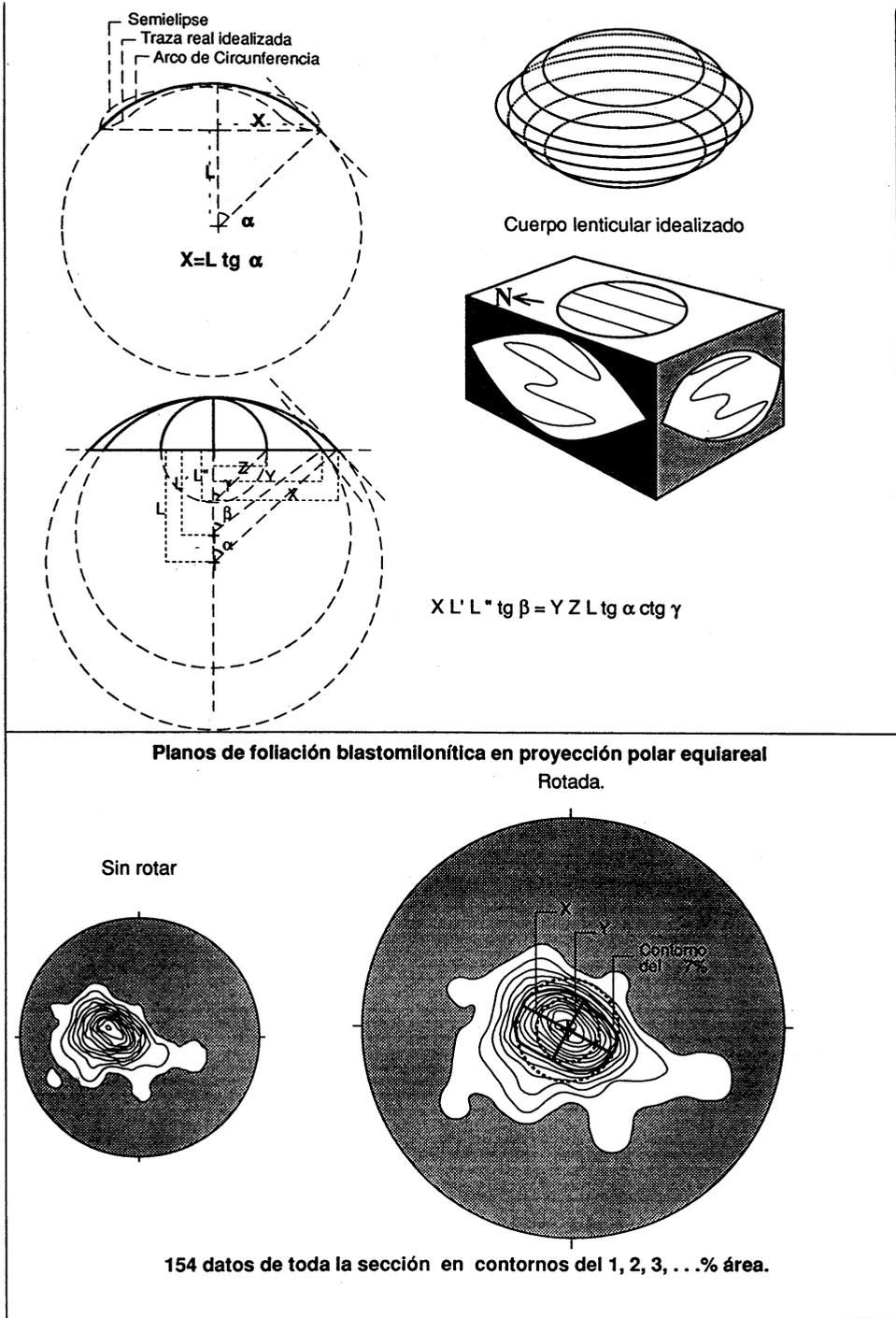
Con el fin de obtener unos valores representativos de la morfología de los cuerpos lenticulares que se pueden observar en la sección de Punta Tarroiba se ideó un método para deducir la relación axial de un cuerpo lenticular ideal, construido a partir de todos los datos de planos de foliación milonítica medidos en la sección. Este nuevo dato ha servido también para contrastar la representatividad de los escasos ejemplos de cuerpos lenticulares en donde se pudo medir directamente sus tres ejes, mayor, menor e intermedio.

A partir de una proyección polar equiareal en la que se representan isólineas de densidad es posible hacer este cálculo. Para ello lo primero que se debe realizar es la rotación de la proyección de manera que la isólinea de máxima densidad esté en el centro de la proyección, con ello se evita que haya una distribución de densidades que no sea función de la forma sino de la inclinación del cuerpo proyectado. Una vez realizado este paso previo, se selecciona las isólineas de densidad que muestren una distribución regular, lo que garantiza una curvatura aproximadamente constante, que es como se define el cuerpo lenticular idealizado (ver Figura anexa). Sobre la isólinea de menor densidad es posible trazar dos circunferencias, una inscrita y otra circunscrita. Uniendo los puntos de intersección entre esta isólinea y las circunferencias obtendremos los ejes mayor e intermedio, aunque hay que tener en cuenta que como son proyecciones de polos de planos, las direcciones que se obtienen en la proyección son direcciones inversas. Finalmente el tercer eje se puede obtener bien realizando una construcción geométrica similar a la de los círculos de Mohr o por una simple ecuación trigonométrica como la que se representa en la Figura adjunta.

Para que la aplicación de este método sea representativa nuestra experiencia aconseja:

a) El número de datos proyectados debe permitir una reconstrucción fiable del cuerpo idealizado, para ello es necesario tener el mayor número de datos y que sean lo más representativos posibles, es decir, tomar datos de todas las posiciones del plano de foliación y no sólo de las posiciones más abundantes o más fácilmente medibles.

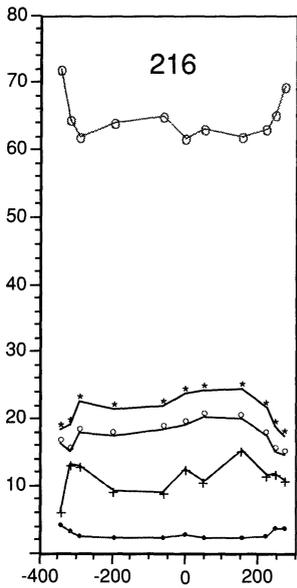
b) Tener medidas directas de los ejes que nos permitan contrastar el dato obtenido.



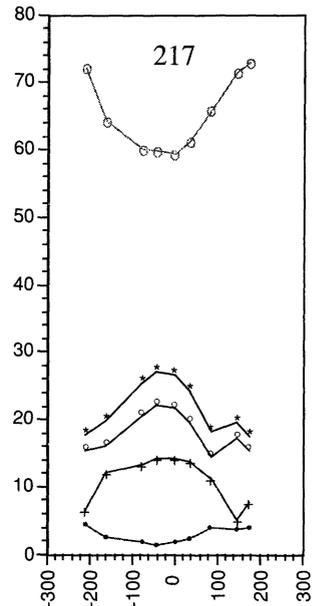
APÉNDICE V:

*PERFILES DE ZONADOS DE TODOS
LOS CRISTALES DE GRANATE Y PLA-
GIOCLASA ANALIZADOS*

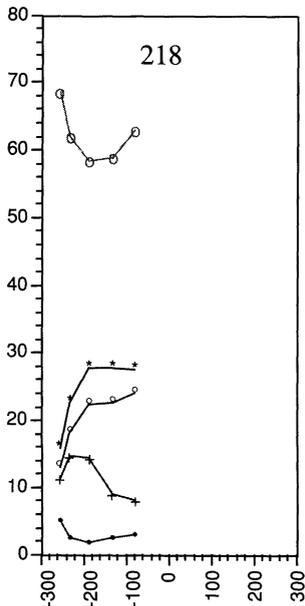
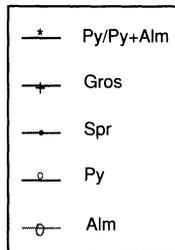
Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa



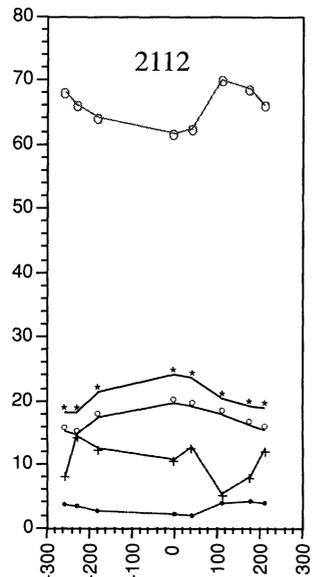
Distancia de centro a borde (μm)



Distancia de centro a borde (μm)

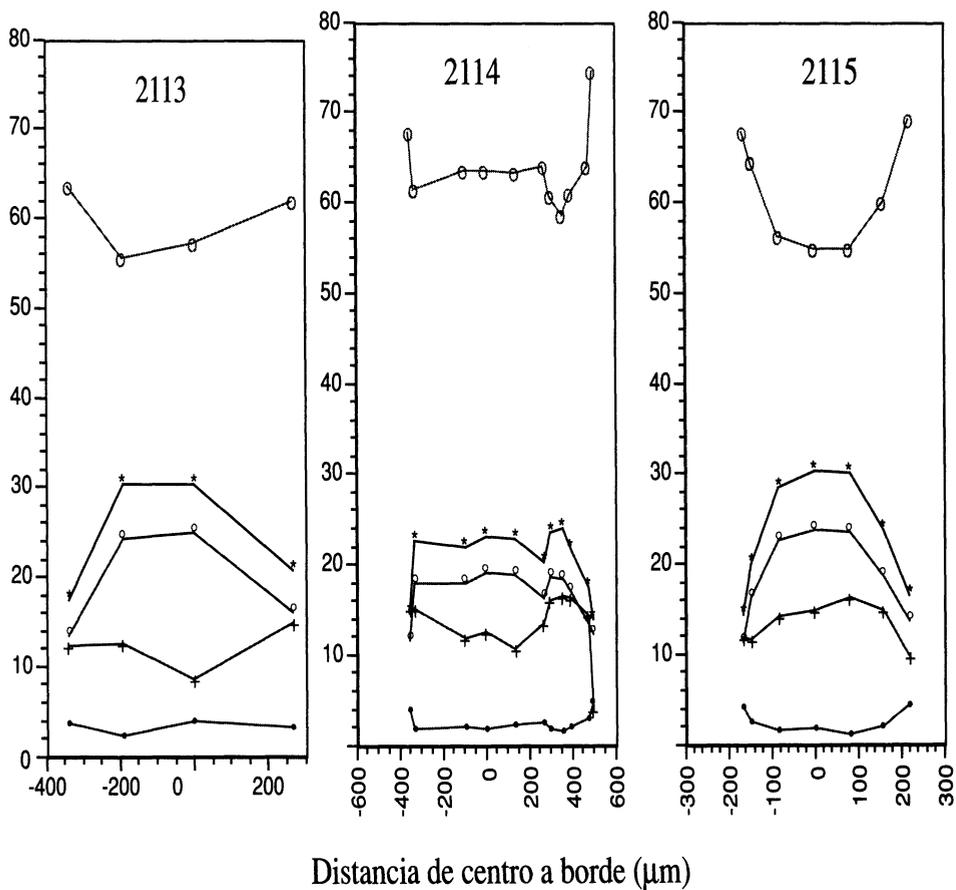
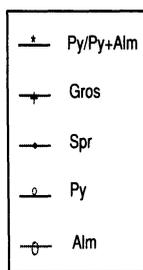


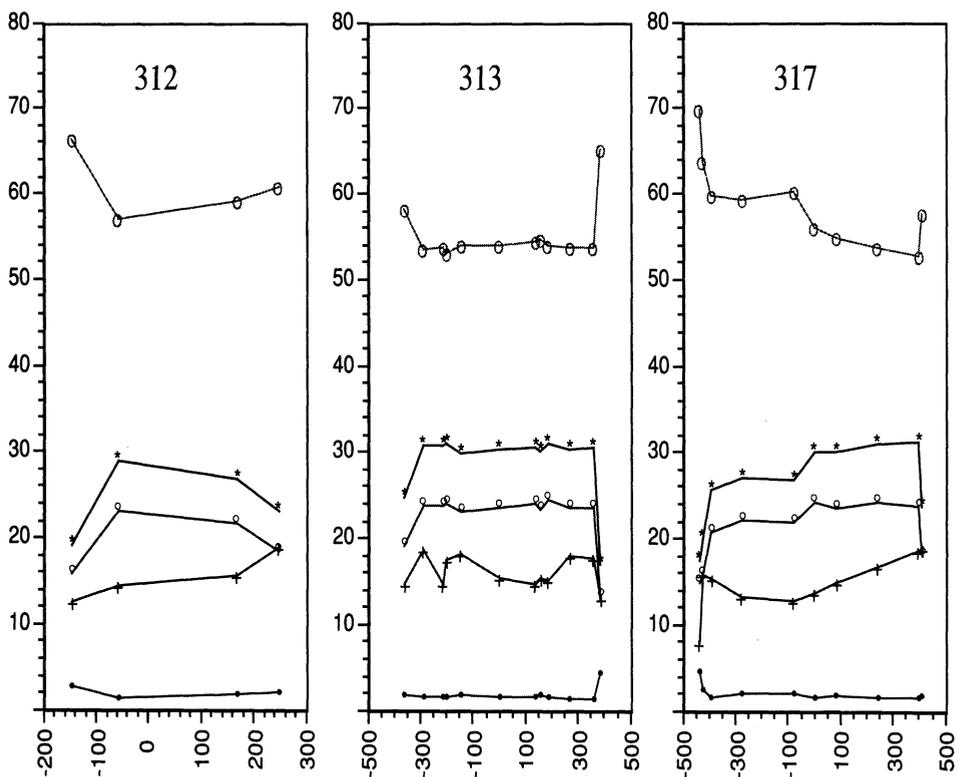
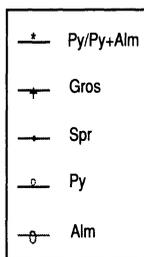
Distancia de centro a borde (μm)



Distancia de centro a borde (μm)

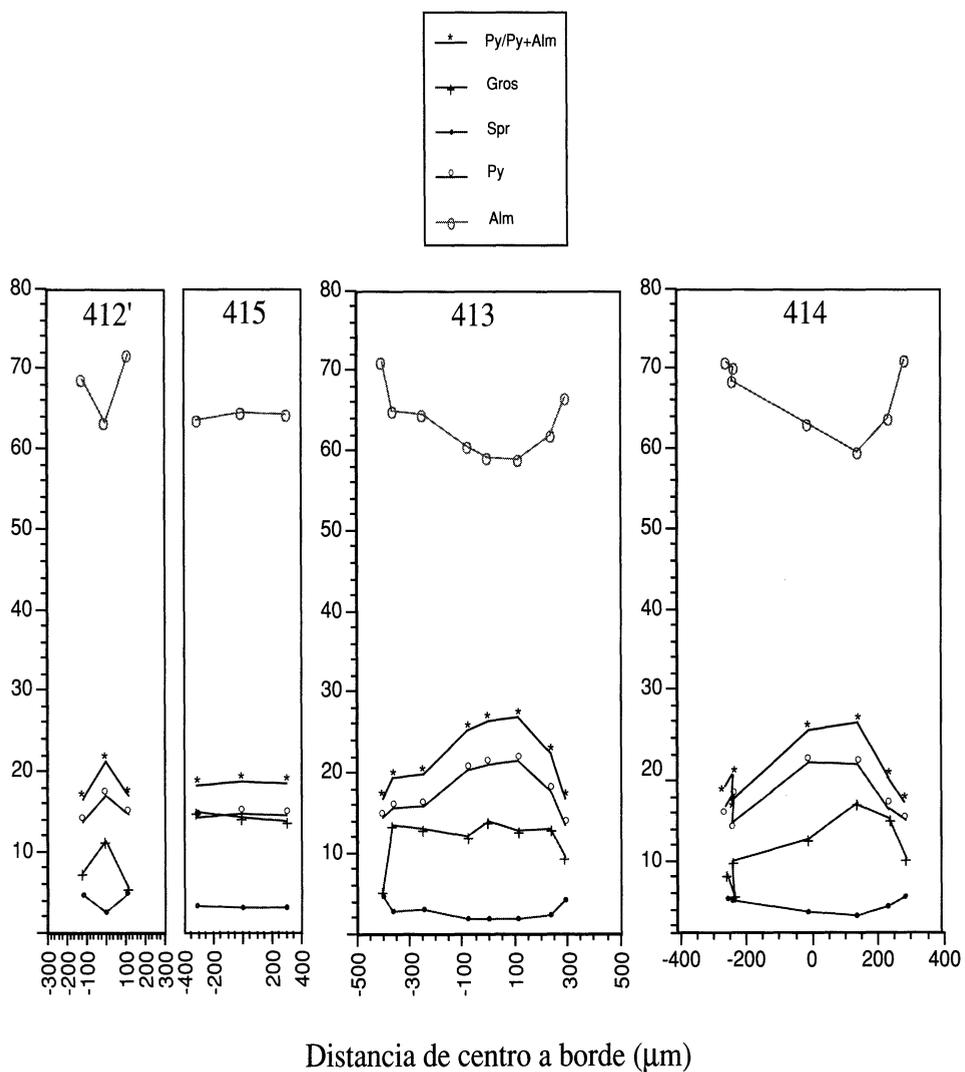
Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa

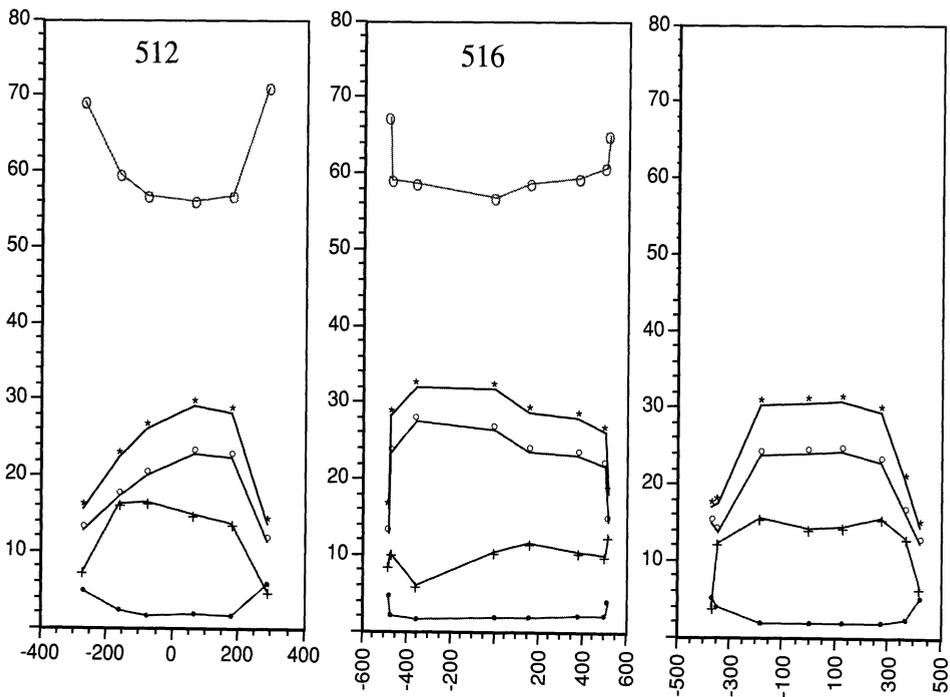
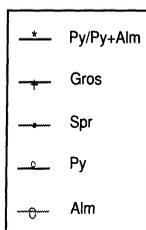




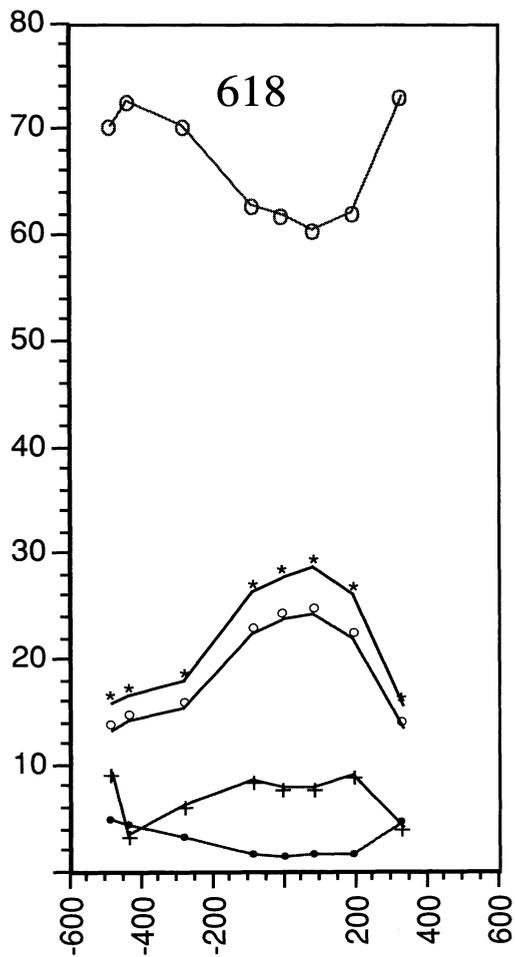
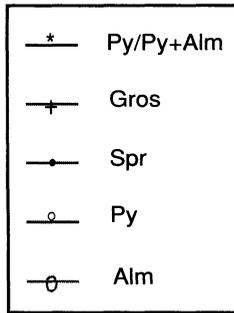
Distancia de centro a borde (μm)

Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa

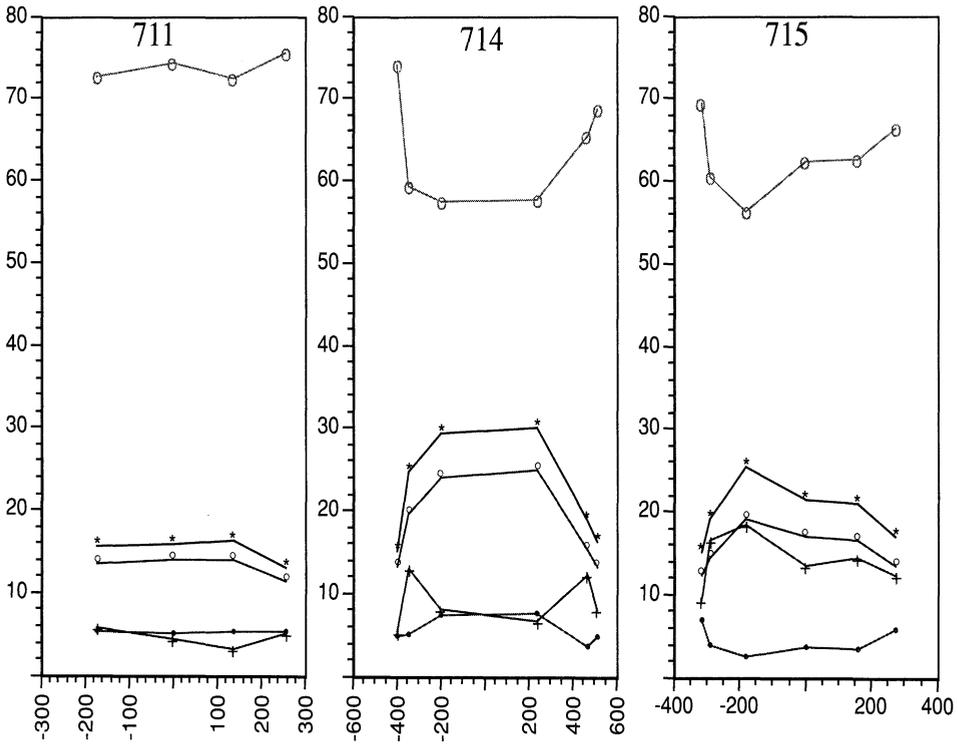
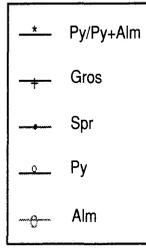




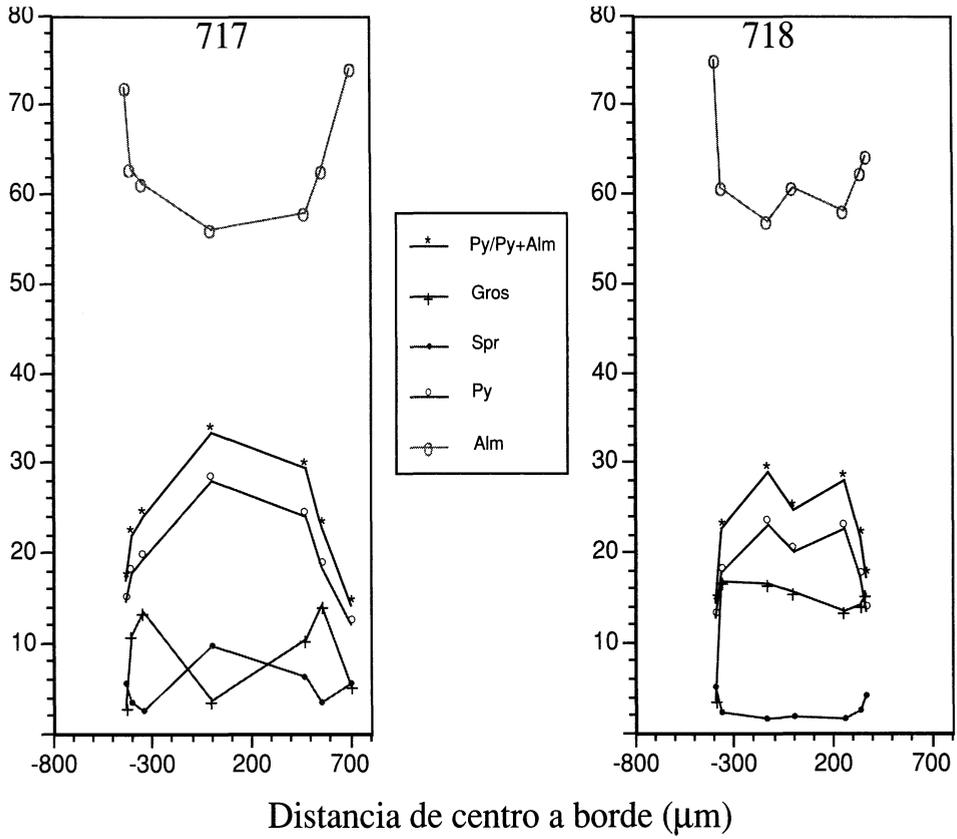
Distancia de centro a borde (μm)



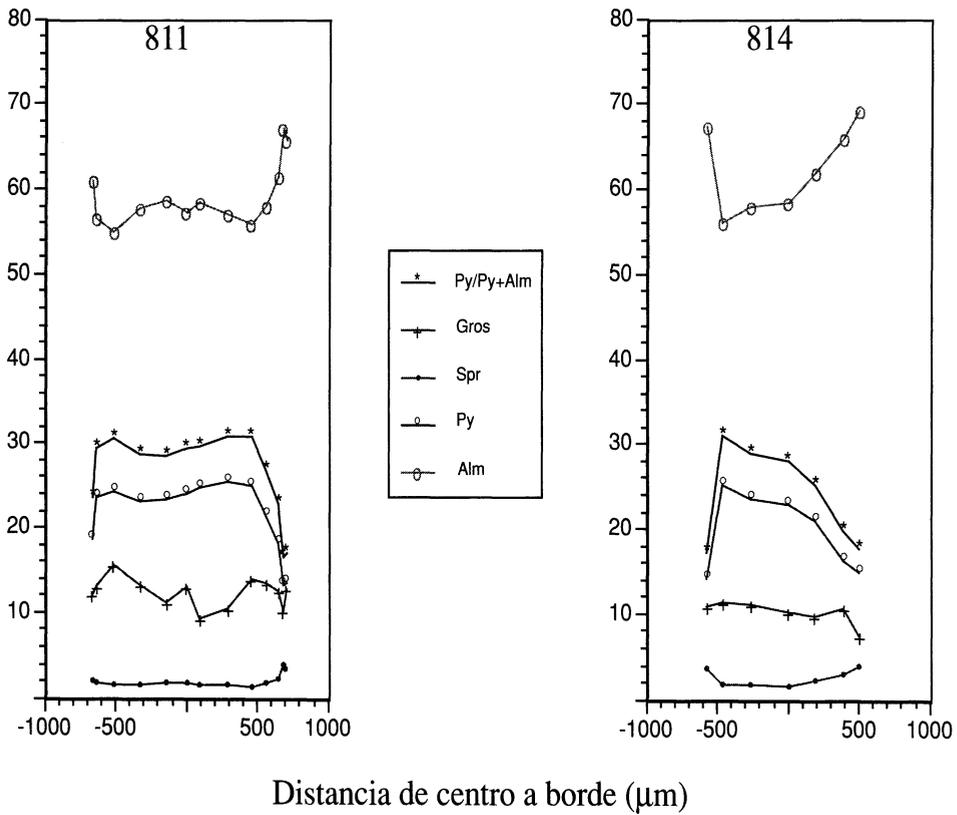
Distancia de centro a borde (μm)

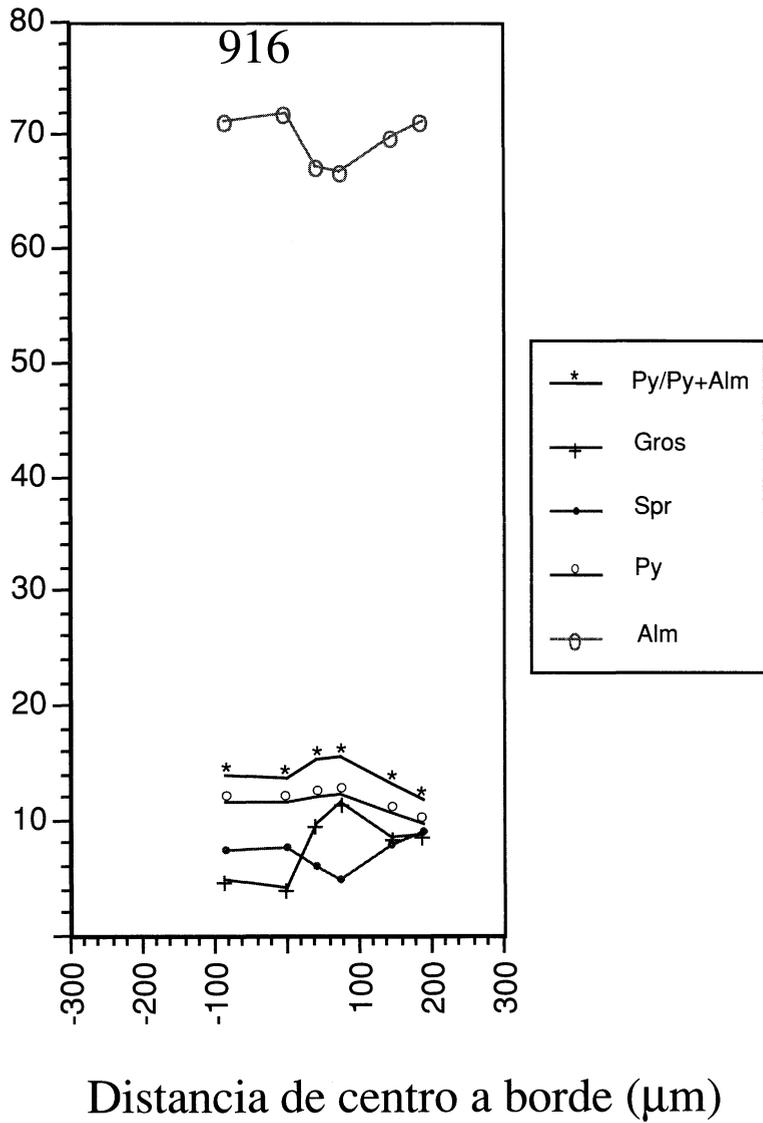


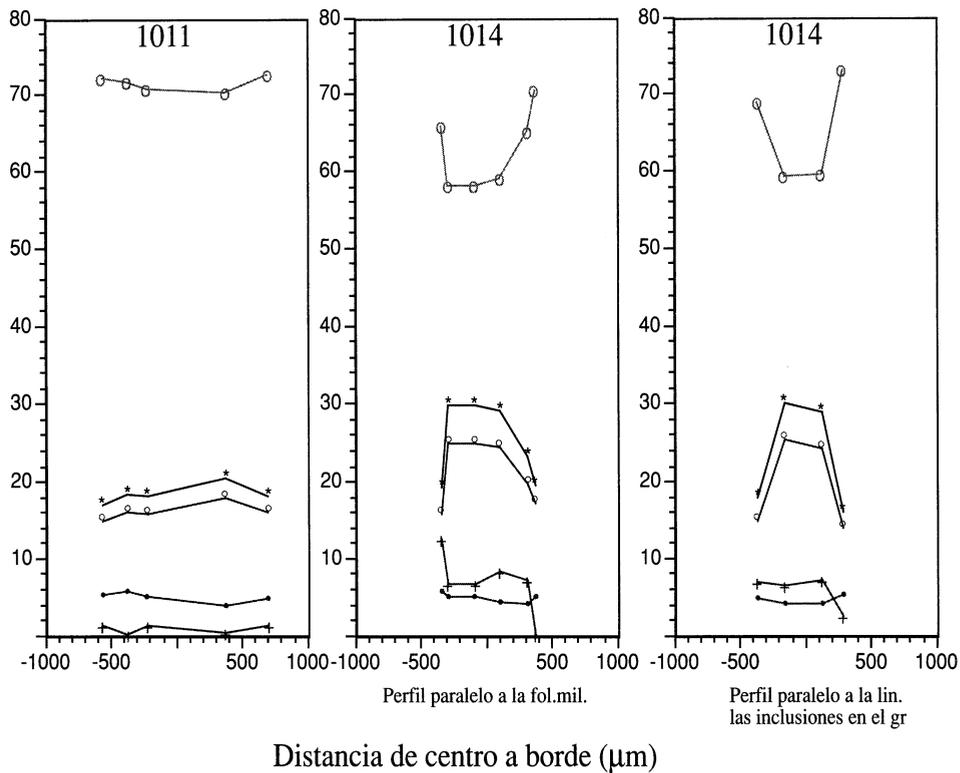
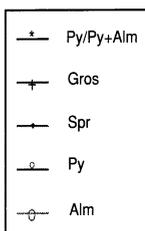
Distancia de centro a borde (μm)



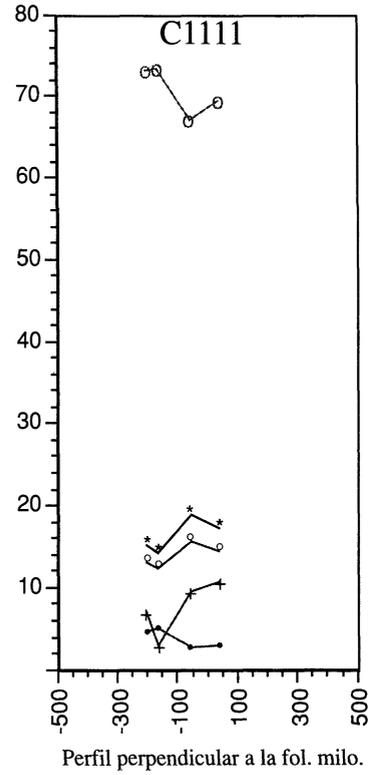
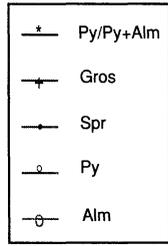
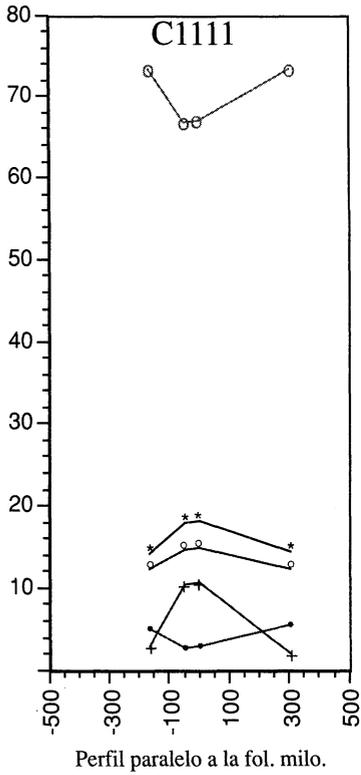
Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa



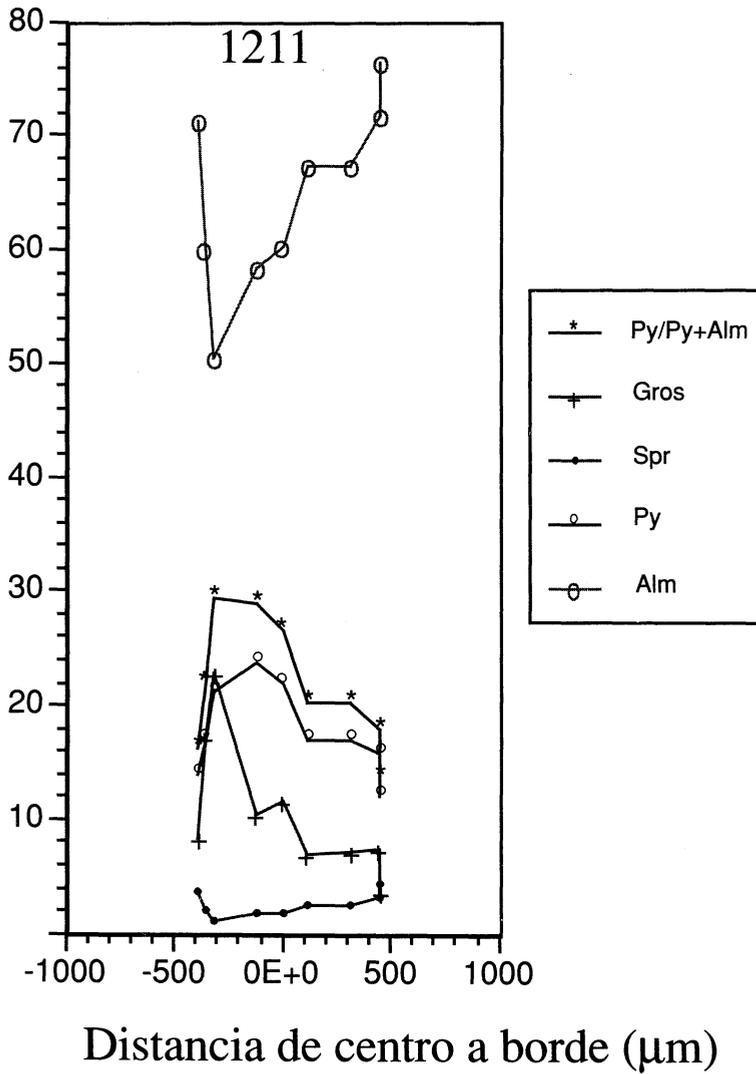




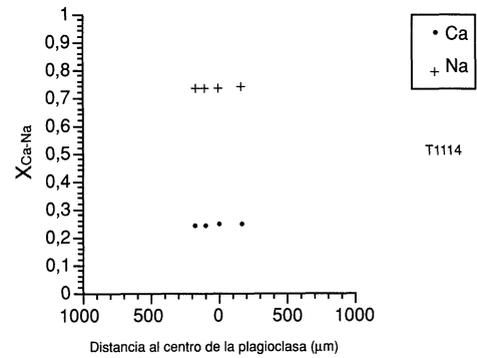
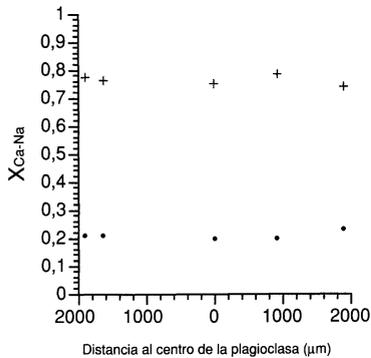
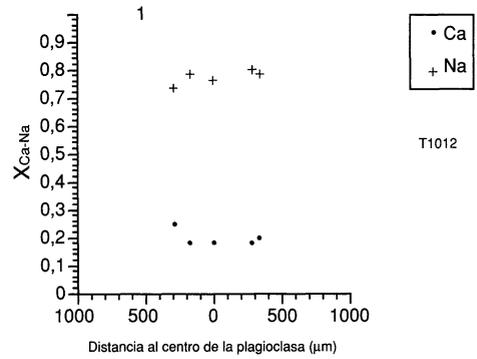
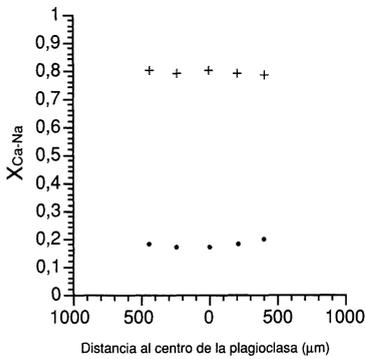
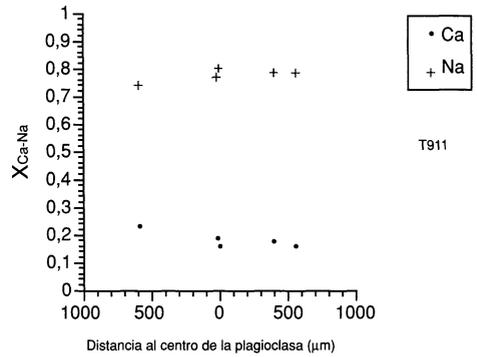
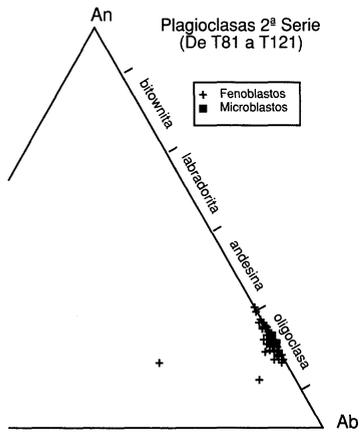
Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa



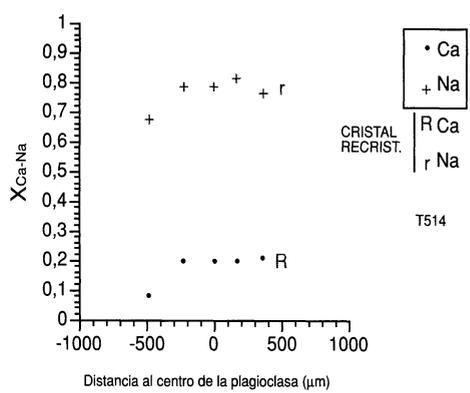
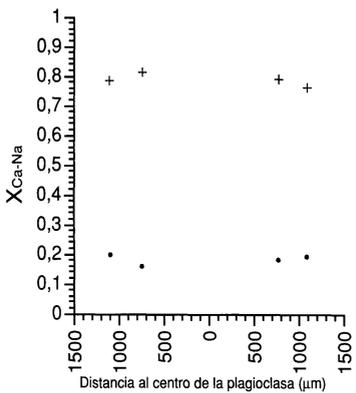
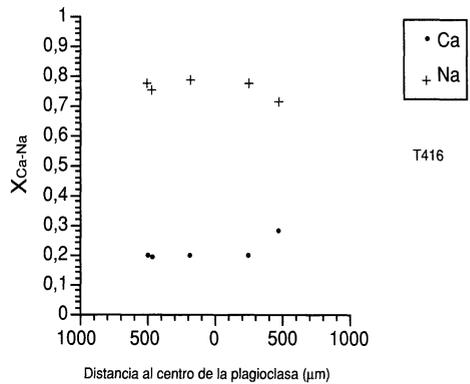
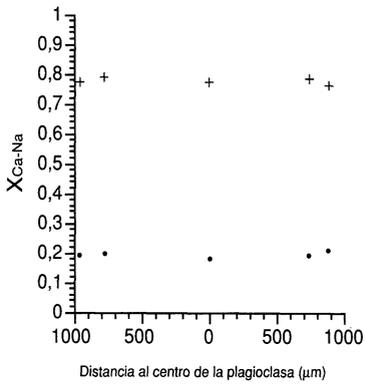
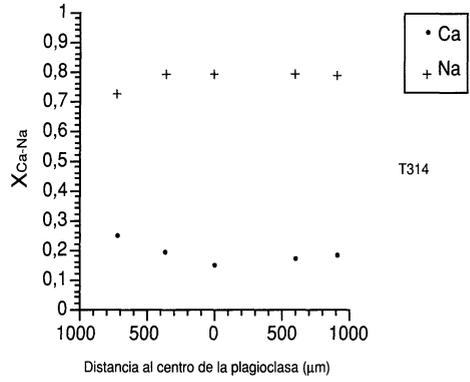
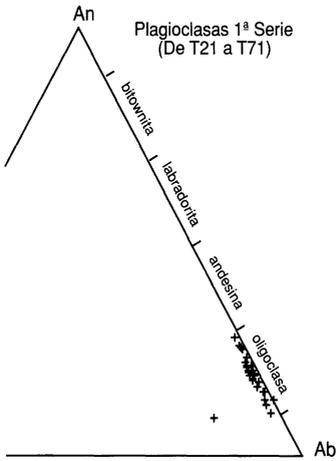
Distancia de centro a borde (μm)



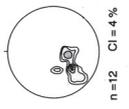
Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa



Perfiles de zonados de todos los cristales de granate y plagioclasa



Se terminó de imprimir en los talleres de
GRAFICAS DO CASTRO / MORET
en el mes de Septiembre de 1997



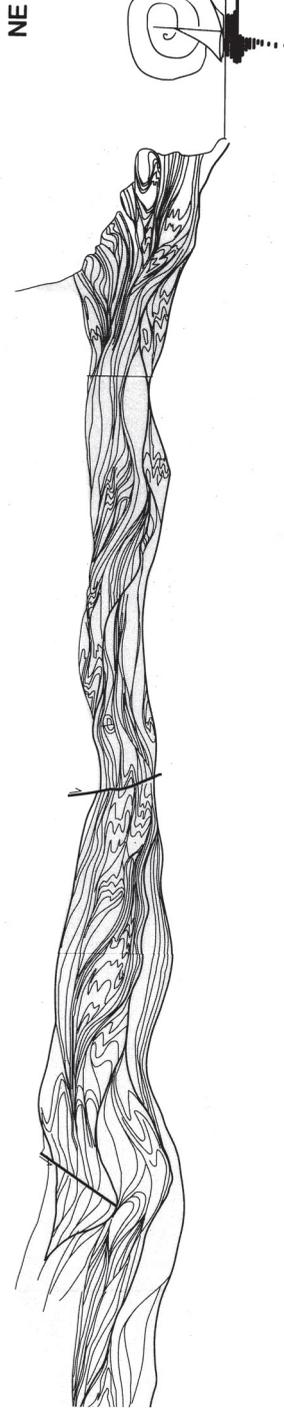
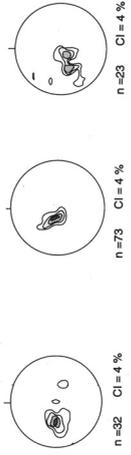
Proyección polo

SW



-  Anfibolitas de Candelaria
-  Gneissas de Chimparra

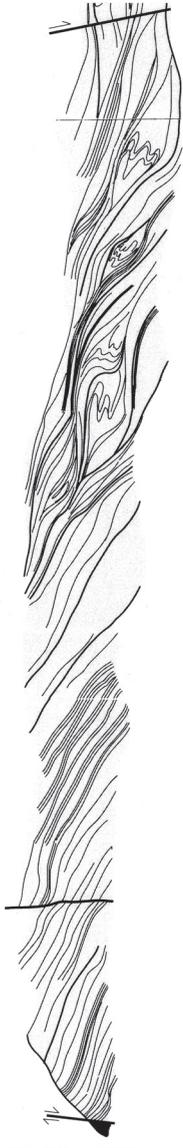
de los planos de foliación milonítica



Proyk



SW

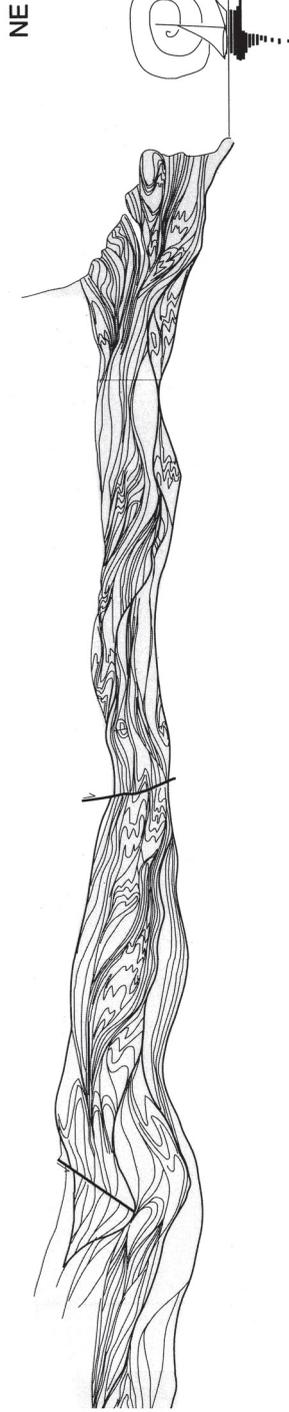
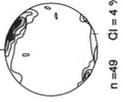
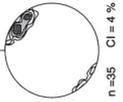
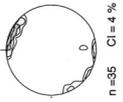


Amfibolitas de Candelaria

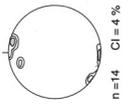
Gneises de Chimparra



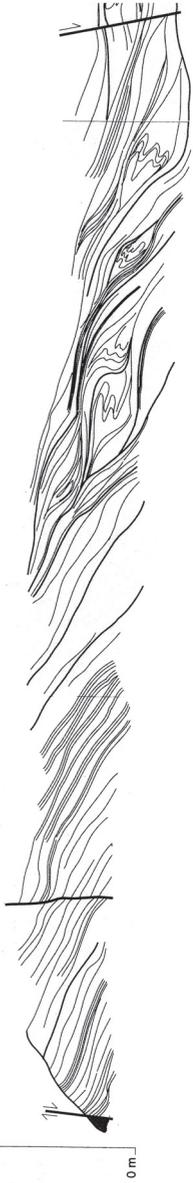
iones de ejes de pliegues menores



Proyeccion
(entre foliats)



SW



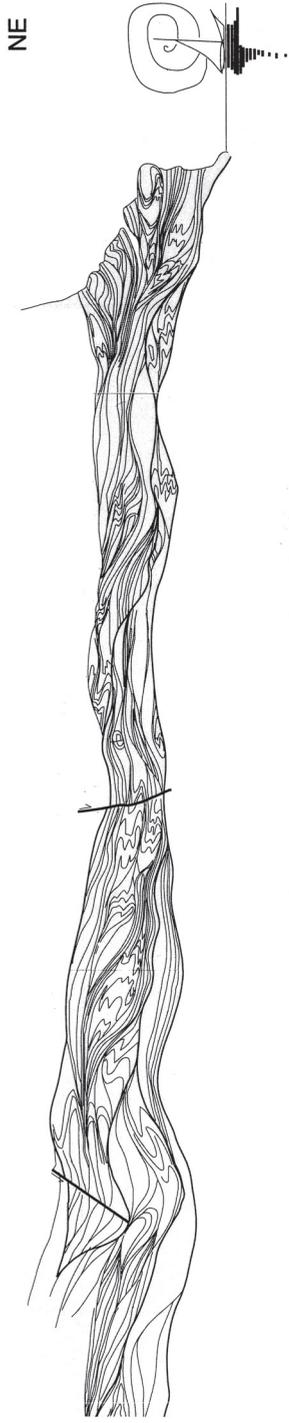
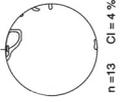
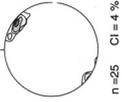
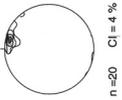
Anfibolitas de Candalaria

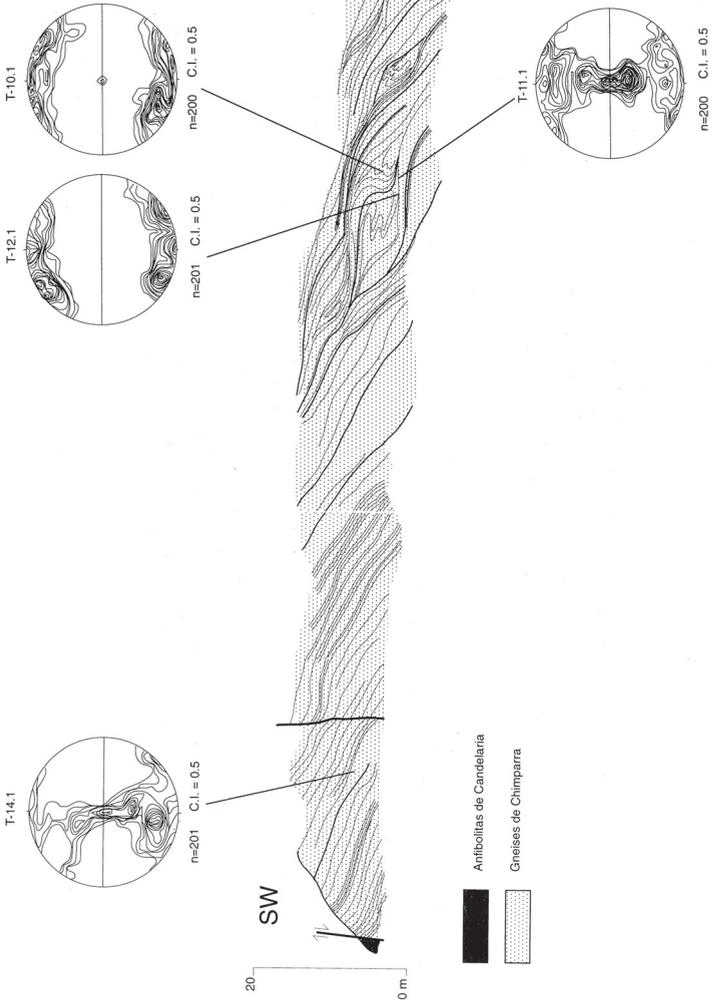


Gneises de Chimparra



de lineaciones de intersección
n migmatítica y foliación milonítica)





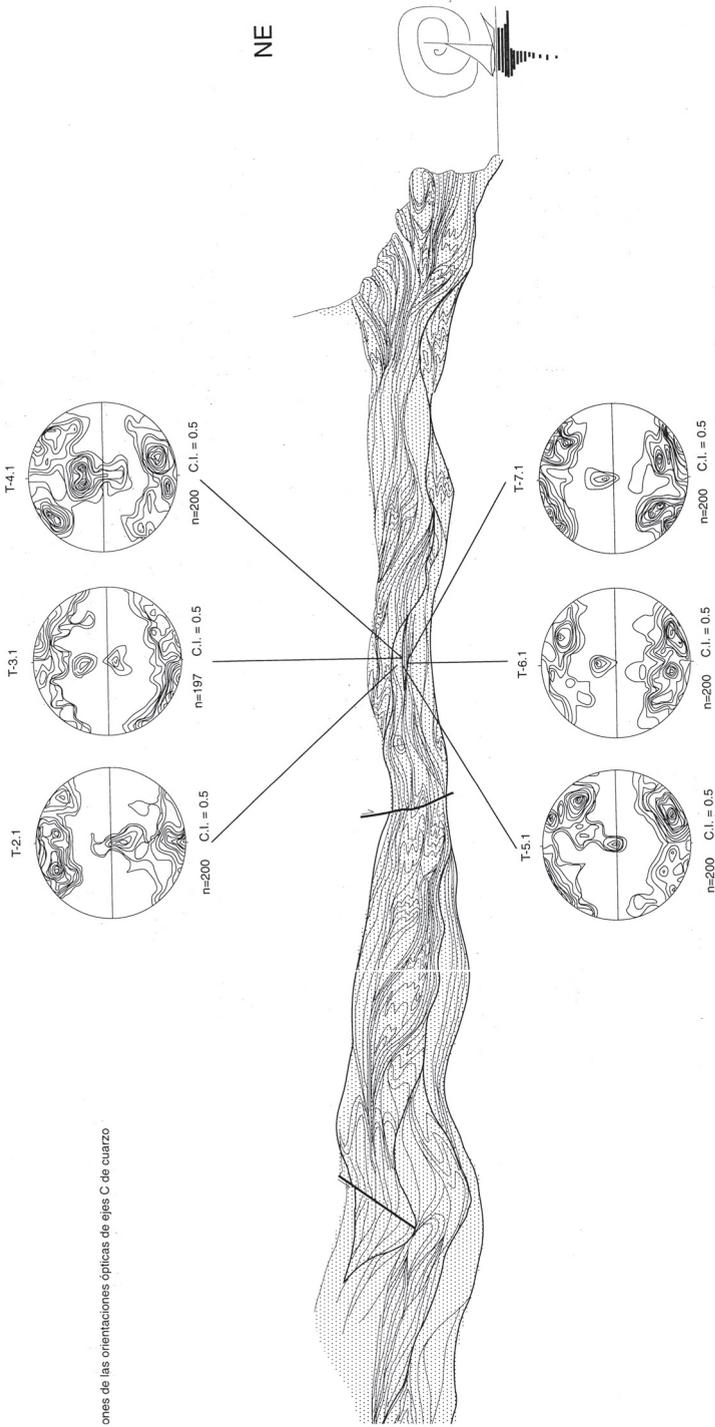
Antibolitas de Candelaria

Gneises de Chimparra

SW

20
0 m

ones de las orientaciones ópticas de ejes C de cuarzo



LABORATORIO XEOLOXICO DE LAXE
FUNDACION ISIDRO PARGA PONDAL
SEMINARIO DE ESTUDOS GALEGOS
AREA DE XEOLOXIA E MINERIA


EDICIOP DO CASTRO 
DO GRUPO SARGADEOP

13

