

UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA



ESTUDIOS TEXTURALES EN ROCAS DE ALTO GRADO DE LOS ALPUJÁRRIDES SUPERIOR E
INTERMEDIO. UNA APROXIMACIÓN CRISTALOQUÍMICA.

Memoria presentada por:

RITA DE CÁSSIA DE OLIVEIRA BARBOSA

para optar al Grado de doctor en Ciencias (Geología)

Granada, 2010

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Rita de Cássia de Oliveira Barbosa
D.L.: GR 3517-2010
ISBN: 978-84-693-5211-3

Antonio Sánchez Navas, profesor titular de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada, certifica:

Que la licenciada en Ciencias Geológicas Dña. Rita de Cássia de Oliveira Barbosa ha realizado bajo mi dirección la memoria que presenta para optar al grado de Doctor. Y para que así conste, lo firmo en Granada, a 28 de Junio de 2010.

Fdo.: Antonio Sánchez Navas

*“A todos aquellos que
han impreso en mi corazón metamorfismos,
de bajo y alto grados...
que me han llevado a zonas estables,
moldeando toda y cualquiera arista de tristeza y soledad”*

*“Eu procuro por mim
tal qual o artesão procura sua arte
escondida nos excessos da matéria bruta de seu mármore”
(Pe. Fabio de Melo)*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Creador de todas las cosas, dotadas de vida e inanimadas.

Al Curso de Postgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Granada, en la persona del Prof. Dr. Antonio García Casco.

Al Departamento de Mineralogía y Petrología, en la persona del Prof. Dr. Miguel Ortega Huertas.

A la Asociación Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID), por financiar parcialmente la realización de esta Tesis Doctoral.

Al Prof. Dr. Antonio Sánchez Navas por su dirección, dispuesto siempre a compartir sus conocimientos de manera apasionada, mirando más allá de la simple estructura de un mineral; y, principalmente por aguantarme en el intento de comprender mi brasileño-castellano modo de hablar y mi brasileño-andaluz modo de ser.

Al Prof. Dr. Agustín Martín-Algarra por su acogida, amistad, y por compartir su conocimiento geológico; y por su apoyo al desarrollo de esta investigación a través del proyecto CGL2009-09249.

A las investigadoras Dra. Alicia González Segura, Dra. Isabel Guerra Tschuschke, Dra. María del Mar Abad Ortega, Dra. Pilar Montero y Dra. María Isabel Moreno Vida del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC-UGR), por sus contribuciones en la obtención de los resultados de esta tesis. A los funcionarios de la Universidad de Granada Francisco Delgado, Rafael Loza, Inés Pascual Molinero y Jesús Montes Rueda.

A los compañeros Carmen Rodríguez, Maja Urosevic, Anna Arizzi, Ana Ruiz Constán, Ana Ibis, Mónica Sánchez-Román, Rute Coimbra, José María González Jiménez, José Alberto Padrón Navarta, Idael Blanco Quintero, Iñaki Esteban Arispe, Eduardo Molina y Pedro Martínez García.

A los amigos Dña. Primitiva Cano Cano, Fr. Ignacio Díez López, Fr. Ángel Antonio García Cuadrado, Fr. Antônio Candido de Oliveira, y demás hermanos de la Orden de los Agustinos Recoletos, que siempre me acogieron con cariño como en una verdadera familia.

Como incienso sube al cielo mi agradecimiento, in memoriam, a mi querida “Mami”, Maria de Nazaré de Oliveira Barbosa.

A toda mi familia: Jaime (Papá), Gugu, Fatinha, Carmita, Barbi, Afonsinho y Ângela, Jaiminho y Mara, Jandinha, Jacira, Graçinha y Jonas, Clarina, Tuquinha, Juju y Romulozinho, por ser amor, sal, fermento, luz y alegría en mi vida.

ÍNDICE

DEDICATORIA.	i
EPÍGRAFE.	iii
AGRADECIMIENTOS.	v
ÍNDICE.	vii
RESUMEN.	1
ABSTRACT.	3
RESUMO.	5
1. INTRODUCCIÓN.	7
1.1. Planteamiento del trabajo y objetivos.	7
1.2. Métodos de estudio.	9
<i>1.2.1. Trabajo de campo.</i>	9
<i>1.2.2. Estudio petrográfico.</i>	10
<i>1.2.3. Microscopía electrónica de barrido y microsonda.</i>	10
<i>1.2.4. Estudio por EBSD.</i>	12
<i>1.2.5. Microscopía electrónica de transmisión.</i>	14
<i>1.2.6. Análisis de roca total.</i>	15
<i>1.2.7. Análisis isotópico de Rb-Sr.</i>	15
1.3. Localización geográfica.	16
1.4. Encuadre geológico: La Cordillera Bética.	17
<i>1.4.1. El Complejo Alpujárride. El Alpujárride Superior e Intermedio en la Costa del Sol oriental: Unidades tectónicas.</i>	22
<i>1.4.2. Secuencia litológica.</i>	26
<i>1.4.3. Evolución metamórfica e historia geológica de las Unidades Alpujárrides.</i>	26
2. GEOLOGÍA DE CAMPO.	31
2.1. Esquistos.	32
<i>2.1.1. Esquistos de Río Verde.</i>	32
<i>2.1.2. Esquistos de la Punta de la Mona.</i>	38
<i>2.1.3. Esquistos de las Alberquillas.</i>	46

2.1.4. <i>Esquistos de Torrox.</i>	49
2.1.5. <i>Esquistos de Benamocarra.</i>	60
2.2. Gneises y migmatitas.	65
2.2.1. <i>Migmatitas y gneises de la Punta de la Mona.</i>	65
2.2.2. <i>Complejo Gneísico de Torrox.</i>	72
3. PETROGRAFÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.	89
3.1. Esquistos verdes con Grt+St+Hrn+And, esquistos oscuros con Bt+Sill, y migmatitas del Alpujárride Intermedio. Relación blastesis-deformación.	89
3.2. Esquistos oscuros con St+Bt+Grt+Ky+And+Crd+Ms+Fbr del Alpujárride Superior. Relación blastesis-deformación.	105
3.3. Esquistos moscovíticos de la unidad de Torrox (Alpujárride Superior). Estudio petrográfico.	123
3.4. Estudio geoquímico de los esquistos moscovíticos y metapelitas suprayacentes: el proceso de moscovitización.	129
3.5. Gneises y facies ortoderivadas asociadas.	137
3.5.1. <i>Estudio petrográfico.</i>	137
3.5.1.1. Litotipos gneísicos menos deformados (ortogneises porfiríticos y ocelares).	137
3.5.1.2. Litotipos gneísicos muy deformados (ortogneises bandeados y miloníticos).	143
3.5.2. <i>Estudio geoquímico.</i>	155
4. LA TRANSFORMACION DISTENA→ANDALUCITA EN LOS ESQUISTOS.	175
4.1. Estudio por EBSD de la transformación.	176
4.2. Cinética de la transformación de distena a andalucita.	183
5. REEMPLAZAMIENTO DE ANDALUCITA POR DISTENA EN LOS GNEISES.	187
5.1. Análisis por EBSD.	187
5.2. Cinética de la transformación.	188
6. REEMPLAZAMIENTO DE ANDALUCITA POR DISTENA EN ESQUISTOS.	195
6.1. Análisis por EBSD.	197
6.2. Análisis de fases por EDX.	197

6.3. Mecanismo de la reacción.	203
6.4. La catalización de la transformación de andalucita a distena.	204
7. SEGREGADOS DE FIBROLITA. LA TRANSFORMACIÓN DE ANDALUCITA A FIBROLITA.	209
7.1. Segregados de fibrolita en cuarzosquistos del Alpujárride Intermedio.	209
7.2. La formación de los segregados de fibrolita.	209
7.3. Transformación de andalucita a fibrolita en esquistos grafitosos y diques asociados del Alpujárride Superior.	210
7.4. La disolución de la andalucita.	211
8. CRECIMIENTO CRISTALINO.	221
8.1. Crecimiento de granate en los esquistos de Río Verde.	225
8.2. Quiastolitos de andalucita y otros crecimientos en capas (“layeríticos”) de silicatos.	233
8.3. Agregados paralelos en estauroлита y otros tipos de crecimiento.	239
8.4. Mecanismo de crecimiento cristalino.	239
8.5. Influencia del crecimiento cristalino en los procesos de reacción.	245
9. INTERCRECIMIENTOS DE MOSCOVITA Y BIOTITA.	247
9.1. La composición de la moscovita.	247
9.2. Interpretación de la zonación óptica de la moscovita.	258
9.3. La biotita como catalizador del proceso de moscovitización.	259
10. INTERCRECIMIENTOS DE BIOTITA Y SILICATOS DE ALUMINIO.	264
10.1. Formación de andalucita, sillimanita y dumortierita a partir de biotita. Relaciones cristalográficas. Análisis por EBSD y TEM.	264
10.2. Formación de biotita después de la sillimanita.	272
10.3. El papel de la biotita como catalizador en la formación de los silicatos de aluminio.	272
11. UNA APROXIMACIÓN CRISTALOQUÍMICA A LAS REACCIONES ENTRE SILICATOS.	277
11.1. Cristalografía de las reacciones.	279

11.2. Catalización de las reacciones.	281
11.3. Conclusiones.	285
12. SIGNIFICACIÓN GEOLÓGICA DE LOS PROCESOS ESTUDIADOS.	289
12.1. Geocronología.	289
12.2. Petrología e historia geológica.	293
<i>12.2.1. Interpretaciones anteriores.</i>	293
<i>12.2.2. Modelo propuesto.</i>	295
12.2.2.1. Los silicatos de aluminio Alpinos en el Manto de la Herradura.	297
12.2.2.2. La transformación Alpina de andalucita a distena en los basamentos alpujárrides.	298
12.2.2.3. Evolución pre-Alpina.	299
12.2.2.4. Trayectorias P-T-t.	304
12.3. Conclusiones generales.	306
BIBLIOGRAFÍA.	307
APÉNDICES.	

RESUMEN

La presente tesis doctoral es resultado de la investigación realizada en rocas de alto grado del Complejo Alpujarride, Superior e Intermedio, de la Cordillera Bética (sur de España). Los litotipos estudiados consisten de esquistos claros de la Unidad Río Verde, esquistos oscuros y claros, gneises y migmatitas de la Unidad de la Punta de la Mona, esquistos negros y venas cuarzosas asociadas de la Unidad de Benamocarra, esquistos negros, moscovíticos, gneises y migmatitas de la Unidad de Torrox.

Sobre la base de las relaciones texturales observadas en las transformaciones polimórficas de los silicatos de aluminio (Al_2SiO_5), y de las morfologías de crecimiento cristalino entre los minerales presentes, se proponen modelos para las referidas transformaciones. Una de ellas es la transformación distena a andalucita que sigue un mecanismo de reacción con un claro control cristalográfico. No obstante la transformación inversa de andalucita a distena supone una transformación indirecta mediada o catalizada, bien por filosilicatos o por la deformación.

En este trabajo se han empleado, además del estudio petrográfico bajo microscopio óptico con luz polarizada, otras técnicas de análisis textural y composicional como microscopía electrónica de barrido (SEM) que ha permitido también realizar mapas composicionales por dispersión de energía de rayos-X (EDX), y mapas de orientación de fases obtenidos por difracción de electrones retrodispersados (EBSD), así como análisis mediante microsonda electrónica (EPMA). Ello ha sido realizado tanto para estudiar las transformaciones polimórficas (And-Ky) como las relaciones entre los silicatos de aluminio y los filosilicatos (Sil-Bt). La relación entre And-Bt, por su parte, ha sido estudiada con microscopía electrónica de transmisión de alta resolución (HRTEM). Además de estas técnicas se han realizado análisis químicos de roca total (elementos mayoritarios, trazas y tierras raras), así como un estudio de tipo geocronológico mediante el método de datación Rb-Sr usando roca total y separados minerales.

En esta tesis doctoral se presentan también una serie de consideraciones de tipo cristalquímico sobre los procesos geoquímicos estudiados. Una de las conclusiones de ello es que los filosilicatos (moscovita y biotita, en particular) desarrollan un papel muy importante en lo que se refiere a las transformaciones polimórficas, debido a la presencia de K^+ en su estructura, lo que favorece la formación de soluciones de tipo alcalino que

desempeñan, aunque de una forma indirecta, un importante papel en las transformaciones minerales, y que llevan finalmente a la rotura de los enlaces Si-O. En algunas de las transformaciones polimórficas descritas tiene lugar un claro control cristalográfico de la reacción, sobre la base de que tanto los filosilicatos como los silicatos de aluminio presentan en su estructura capas de oxígenos con empaquetamiento compacto que funcionan como sustratos de alta energía sobre los que, de forma epitáctica, tienen lugar las transformaciones y reemplazamientos (And-Ky; Ky-And; And-Bt; Sil-Bt; Ms-Bt). En este sentido los filosilicatos como la biotita y la moscovita desempeñan un papel catalítico en las transformaciones minerales.

En el contexto geológico regional el presente estudio aporta nuevas informaciones para el conocimiento de la historia metamórfica del Complejo Alpujárride. Ratifica dataciones Rb-Sr (roca total y separados minerales) obtenidas por autores precedentes, para muestras del Complejo Gneísico de Torrox (Alpujárride Superior) alineadas con edad de 330 Ma y entre 18 y 22 Ma. Por otra parte, se obtuvieron edades entre 18 y 20 Ma para muestras del Alpujárride Intermedio (Mioceno Inferior) en terrenos que, en la literatura, están posicionadas litoestratigráficamente en el Permo-Trías.

ABSTRACT

The present study contains the results obtained in the doctoral thesis research developed in University of Granada by studying high grade rocks from Alpujarride Complex, (Upper and Intermediate Units), of the Betic Chain (south Spain). The lithotypes studied are the Río Verde Unit schists, the Punta de la Mona Unit dark and light colored shists, as well as the gneisses and migmatites, of the same unit, the dark schists and quartz veins of the Benamocarra Unit, and the black and muscovitic schist, gneisses and migmatites of the Torrox Unit.

Based on the textural relationship between the minerals growing and on the polymorphic transformations between aluminosilicates (Al_2SiO_5) several models for these transformations are proposed. One of these, the kyanite-andalusite transformation, follows a clear crystallographic control mechanism. However, the andalusite-kyanite transformation supposes an indirect transformation catalyzed by phyllosilicates and by deformation.

Besides the classical petrographic study by optical microscopy of plane polarized light, the textural and compositional study were performed by using scanning electron microprobe (EPMA), electron microscopy, compositional mapping by energy dispersive X-ray (EDX) analysis. Phase orientation maps were obtained by electron backscattered diffraction (EBSD) and were utilised to study the polymorphic transformations (And-Ky) as well as the relationships between aluminium silicates and phyllosilicates (Sil-Bt). The And-Bt relationship was studied by high resolution transmission electron microscope (HRTEM). Chemical analyses were also done for whole rock and minerals, as well as a geochronological study by using the Rb-Sr methodology.

Some crystalchemical discussions on the geochemical transformation studied allow considering that the phyllosilicates (muscovite and biotite, in particular) develop an important role in the polymorphic transformations because of the presence of K^+ in these structures. They promote the formation of an alkaline solution that contributes indirectly to this transformation leading to the breakdown of Si-O bounding. In other polymorphic transformations a crystallographical control on the reaction is done because phyllosilicates and aluminosilicates contain in their structures oxygen with a cubic compact packing that develop a substrate of high energy favouring the transformations and replacements (And-Ky; Ky-And; And-Bt; Sil-Bt; Ms-Bt), where biotite and muscovite make a catalytic role.

The present study offers important information for clarifying the geological regional context and the metamorphic history of the Alpujarride Complex. Rb-Sr ages (both WR and minerals) confirm the previous ones obtained by others authors: for Torrox Complex Gneiss (Upper Alpujarride) samples an isochron of 330 Ma were described, and others ages between 18 y 22 Ma (Lower Miocene) were found. In the Intermediate Alpujarride, ages comprised between 18 y 20 Ma (Lower Miocene) were found too, but these are derived from rocks wich have been considered to be lithostratigraphically located at Permian-Triassic age.

RESUMO

A presente tese de doutorado é resultado de pesquisa realizada em rochas de alto grau do Complexo Alpujárride, Superior e Intermediário, na Cordilheira Bética (sul da Espanha). Os litotipos estudados consistem em xistos claros da *Unidade Rio Verde*, xistos escuros e claros, gnaisses e migmatitos da *Unidade Punta de la Mona*, xistos escuros e veios de quartzo associados à *Unidade Benamocarra*, xistos escuros, moscovíticos, gnaisses e migmatitos da *Unidade de Torrox*.

Partindo das relações texturais observadas nas transformações polimórficas dos silicatos de alumínio (Al_2SiO_5) e das morfologias de crescimento cristalino entre os minerais presentes, são propostos modelos para as referidas transformações. Uma delas é a transformação cianita à andaluzita que segue um mecanismo de reação com um evidente controle cristalográfico. Entretanto, a transformação de andaluzita à cianita supõe uma transformação indireta catalisada, tanto pelos filossilicatos presentes quanto pela deformação.

Neste trabalho foram utilizadas, além do estudo petrográfico, com auxílio de microscópio óptico com luz polarizada, outras observações texturais e composicionais, como: microscopia eletrônica de varredura (SEM), que permitiu a elaboração de mapas composicionais por dispersão de energia de raios-X (EDX); mapas de orientação de fases obtidos por difração de elétrons retro-dispersados (EBSD); assim como, análise com microsonda eletrônica (EPMA). Estas técnicas foram utilizadas tanto para o estudo das transformações polimórficas (And-Ky) como para as relações entre os silicatos de alumínio e os filossilicatos (Sil-Bt). A relação entre And-Bt, porém, foi estudada com microscopia eletrônica de transmissão de alta resolução (HRTEM). Além dessas técnicas, foram realizadas análises químicas de rocha total (elementos maiores, traços e terras raras), assim como um estudo geocronológico através do método de datação Rb-Sr, utilizando rocha total e minerais, moscovita e feldspatos.

Nesta pesquisa, são apresentadas também algumas considerações com ênfase na cristalocímica sobre os processos geoquímicos estudados. Uma das conclusões é que os filossilicatos – moscovita e biotita, principalmente – desenvolvem um papel muito importante em relação às transformações polimórficas, devido à presença de K^+ na sua estrutura, o que favorece a formação de soluções alcalinas que desempenham, mesmo que de forma indireta, uma importante função nas transformações minerais, culminando conseqüentemente na

quebra das ligações Si-O. Em algumas das transformações polimórficas descritas ocorre um nítido controle cristalográfico da reação, devido ao fato de que tanto os filossilicatos como os silicatos de alumínio apresentam em sua estrutura camadas de oxigênio com arranjo compacto. Essas camadas, portanto, funcionam como substratos de alta energia, sobre os quais, de forma epitáxica, ocorrem as transformações e substituições (And-Ky; Ky-And; And-Bt; Sil-Bt; Ms-Bt). Sob este aspecto, os filossilicatos, como a biotita e a moscovita, desempenham um papel catalítico nas transformações minerais.

No contexto geológico regional, o presente estudo traz novas informações para o conhecimento da história metamórfica do Complexo Alpujárride. Ratifica datações Rb-Sr (rocha total e minerais) obtidas por autores precedentes para amostras do Complexo Gnáissico de Torrox (Alpujárride Superior), alinhadas com idade de 330 Ma e entre 18 e 22 Ma. Entretanto, foram obtidas idades entre 18 e 20 Ma para amostras do Alpujárride Intermediário (Mioceno Inferior) em terrenos que, segundo a literatura, estão posicionados litoestratigraficamente no Permo-Triássico.

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. Planteamiento del trabajo y objetivos.

La petrografía de las rocas metamórficas se concibió, en un principio, como un estudio descriptivo preliminar, por microscopía óptica, de la relación blastesis-deformación. Sin embargo, los estudios actuales de las transformaciones minerales utilizan técnicas instrumentales avanzadas que aportan datos de gran interés mineralogénico. Las nuevas aportaciones en este campo, fruto del empleo de modernas técnicas de estudio, han permitido dar un nuevo empuje a los tradicionales estudios texturales de las rocas metamórficas. Los estudios de las texturas y de las transformaciones metamórficas a ellas asociadas se han beneficiado de nuevas aproximaciones al problema, basadas en la cinética química y en los fenómenos de transporte (Fisher 1973; Fisher y Lasaga, 1981; Ferry, 1982, Lasaga, 1986). Todo ello ha permitido conocer que la secuencia de eventos experimentados por un grupo de minerales que aparecen juntos en una roca, las condiciones bajo las cuales esos eventos han ocurrido y las causas por las que han ocurrido, se pueden abordar desde perspectivas muy diversas. Una aproximación al estudio de estos sistemas naturales desde la Cristaloquímica se fundamenta en la hipótesis de que cada mineral o conjunto de minerales con una estructura y una composición determinadas, representa un sistema estable en el cual el empaquetamiento de los átomos constituyentes minimiza la energía potencial del sistema para un momento dado y bajo unas condiciones específicas. En este ámbito de consideraciones de tipo energético, el estudio de la primera esfera de coordinación de los átomos constituyentes de los minerales metamórficos es especialmente interesante. Dicha esfera se encuentra fuertemente modificada en la superficie de los cristales y en los defectos cristalinos. Igualmente, la deformación tectónica y la composición local del sistema producen importantes perturbaciones de tipo geométrico o químico en el ambiente de coordinación de los átomos constituyentes. Por tanto, este tipo de aproximación cristaloquímica puede proporcionar interesantes novedades para una mejor y más profunda comprensión de los mecanismos de las reacciones metamórficas.

Esta tesis doctoral aborda el estudio de una serie de texturas metamórficas que han sido caracterizadas por microscopía óptica en primer lugar y, luego, por microscopía electrónica de transmisión y barrido, con objeto de establecer la sucesión de procesos minerales que las han generado y discutir su génesis desde un punto de vista cinético y también cristaloquímico. Por Cristaloquímica entendemos el estudio de las fuerzas interatómicas y de las relaciones espaciales entre los átomos que forman los cristales.

Fenómenos como el crecimiento cristalino, la reactividad de los silicatos, la deformación, la epitaxia, o las interacciones en la interfaz sólido-agua, que se dan en relación con reacciones en estado sólido (como es el caso de la mayoría de las reacciones metamórficas) se han interpretado recientemente desde un punto de vista puramente atomístico (Cygan, 2001). Una aproximación cristalóquímica más general al estudio de estos fenómenos ha pretendido relacionar las variaciones en las distancias interatómicas en la red cristalina con las transferencias electrónicas entre los átomos que la constituyen (Gutmann, 1978).

Algunas de las interpretaciones de las texturas que se ilustran en el presente trabajo en relación con las transformaciones metamórficas son, a nuestro entender, muy novedosas. Otras no lo son tanto y siguen un tipo de discurso más tradicional o usual dentro del campo de los estudios texturales en minerales. En todo caso, las interpretaciones propuestas para la formación de la sucesión de texturas y transformaciones metamórficas reconocida en los litotipos rocosos seleccionados, todos ellos correspondientes a litologías ampliamente representadas en el Complejo Alpujarride de la Cordillera Bética, tienen consecuencias importantes para la correcta interpretación de la evolución geológica (tectonometamórfica y geohistórica) de la región.. Es más, en algún caso las interpretaciones propuestas contrastan profundamente con algunas interpretaciones precedentes, por lo que se ha procurado ilustrar ampliamente y a todas las escalas posibles las relaciones texturales que las sustentan. Por ello, se ha procurado siempre enmarcar los procesos minerales deducidos en el contexto geológico regional, respetando en la medida de lo posible las interpretaciones geológicas precedentes; si bien, como se ha indicado, en algunos casos ha sido necesario reescribir la historia geológica.

En concreto, esta tesis doctoral aborda el estudio de:

- 1) Las texturas que se observan en las rocas metamórficas de alto grado que conforman el sustrato pre-Mesozoico y los niveles más profundos atribuidos al Permo-Triásico de diversas unidades tectónicas pertenecientes al Complejo Alpujarride (más precisamente al Alpujarride Superior e Intermedio) en la región de la Costa del Sol Oriental. Se ha dedicado especial atención a las relaciones cristalográficas y a la morfología cristalina de los minerales.
- 2) Las reacciones que tienen lugar en estas rocas y establecimiento de los mecanismos de reacción que explican los procesos geoquímicos asociados (cinética de la reacción).

- 3) El efecto que la composición local del sistema ejerce sobre algunas de las reacciones estudiadas.
- 4) La importancia de la deformación (local) en el desarrollo de algunas de las reacciones estudiadas.
- 5) La presencia de inclusiones en minerales y su efecto sobre la composición mineral de las fases y sobre sus propiedades físicas.
- 6) Las sustituciones cristaloquímicas en los silicatos y su relación con la energía del sistema.
- 7) La aplicación de la Química-Física, Química Estructural, Cristaloquímica y Geoquímica Teórica a la cinética de las reacciones que afectan a los minerales.
- 8) La relación entre la estructura, el hábito cristalino, las condiciones fisicoquímicas del medio de precipitación y la velocidad de cristalización.
- 9) Por último, se ha procurado evaluar las consecuencias y el significado de este tipo de estudios para el conocimiento de la historia geológica de esta región de la Cordillera Bética de la que procede el material estudiado.

1.2. Métodos de estudio.

1.2.1. Trabajo de campo.

El estudio comenzó con una selección de litologías alpujárrides de esquistos de alto grado y de gneises, todas ellas muy características, desde el punto de vista geológico-regional, y procedentes de afloramientos, que se relacionarán más adelante, conocidos a partir de estudios previos. Una vez realizada dicha selección, se procedió a la observación directa sobre el terreno de los litotipos presentes en cada afloramiento con objeto de establecer las relaciones de campo entre ellos y proceder a su muestreo. Muy pronto se constató una gran variabilidad en cuanto al estilo y grado de deformación en las litologías que aparecen en el campo, incluso dentro de un mismo afloramiento y en cortas distancias. Se dedicó especial atención a la caracterización macroscópica de diversos tipos de filones y diques cuarzofeldespáticos que cortan a la foliación principal y que aparecen incluidos en los esquistos de alto grado y en los gneises, y a determinar su mayor o menor grado de deformación. Las características macroscópicas principales que guiaron el muestreo inicial, entre otras, fueron: 1) presencia de porfiroblastos en la roca, 2) grado variable de deformación

dentro de un mismo litotipo, 3) segregados metamórficos, 4) bordes de reacción entre diferentes litologías y/o granos minerales macroscópicamente identificables. Tras el estudio petrográfico preliminar, el trabajo de campo estuvo claramente encaminado a la recolección de aquellas muestras de esquistos de alto grado y de gneises que presentaron texturas interesantes y susceptibles de ser analizadas mediante técnicas instrumentales avanzadas.

1.2.2. Estudio petrográfico.

El estudio por microscopía óptica de luz polarizada fue esencial en la selección de las texturas que luego serían tratadas en detalle en la tesis doctoral. A pesar de ser una técnica relativamente simple, la información preliminar que aporta en lo que se refiere a los aspectos texturales, al menos en el caso de las rocas de alto grado metamórfico, es enorme. El modelo de microscopio utilizado es un microscopio binocular Jenapol (Carl Zeiss-Jena).

En este trabajo se presentan numerosas imágenes de microscopía óptica de luz transmitida como introducción a la realización de estudios más detallados por microscopía electrónica. No obstante, en muchos casos podemos afirmar que la simple observación petrográfica ha sido suficiente para establecer con gran fiabilidad las relaciones texturales entre las fases minerales presentes en la roca. Es más, buena parte de los estudios por microscopía electrónica confirman lo que ya se infería por el estudio de microscopía óptica.

1.2.3. Microscopía electrónica de barrido y microsonda.

La microscopía electrónica de barrido (*scanning electron microscopy*, SEM) y el análisis mediante la microsonda electrónica (*electron-probe microanalysis*, EPMA) constituyen dos técnicas instrumentales de análisis mineral que, desde los años 80, han permitido complementar y ampliar en gran medida los estudios composicionales y texturales en las rocas metamórficas de grado medio y alto. En la presente memoria se muestran bastantes imágenes electrónicas conformadas con diversos tipos de señales. En el caso de las imágenes de electrones retrodispersados (*backscattered electrons*, BSE) el contraste en las mismas deriva principalmente de la fuerte dependencia del número de electrones que se dispersan hacia atrás con respecto al número atómico (Z) de los átomos que componen la

muestra. Se define así el coeficiente de retrodispersión como el porcentaje de electrones retrodispersados relativo al de electrones incidentes. Este cociente aumenta progresivamente al aumentar el número atómico. En este tipo de imágenes las zonas de la muestra con átomos más pesados (Z alto) aparecen más brillantes frente a las zonas con átomos más ligeros (Z bajo), que aparecen más oscuras. El mejor contraste en las imágenes de electrones retrodispersados se obtiene haciendo incidir el haz primario de manera vertical y captando los electrones retrodispersados con grandes ángulos respecto a la superficie de la muestra. El contraste topográfico también está presente en las imágenes de electrones retrodispersados aunque de modo subordinado con respecto al contraste composicional. En cualquier caso este efecto puede ser eliminado muy fácilmente mediante el pulido de las muestras, de manera que analizamos muestras planas.

En las imágenes de electrones secundarios (*secondary electrons*, SE) el contraste se debe bien a diferencias en la emisión de electrones desde diversos puntos de la muestra como consecuencia del diferente ángulo de incidencia del haz electrónico sobre su superficie, o bien a que la captación por el detector de los electrones emitidos desde unas zonas con respecto a otras se ve condicionada por la topografía de la muestra. En el presente trabajo ambos efectos han permitido obtener este tipo de imágenes en muestras pulidas en las que el plano de la muestra forma 70° con el haz incidente de electrones, y donde el pulido diferencial de los diversos minerales permite diferenciarlos. Además, el efecto topográfico queda potenciado por el hecho de que el pulido realizado sobre las muestras es de tipo químico-mecánico, lo que afecta de forma diferenciada a las diversas fases minerales en función de su estructura y composición.

El análisis elemental o caracterización química de una muestra por microscopía electrónica de barrido se basa en la emisión de los rayos X característicos de los átomos de la muestra. El haz de electrones incidentes puede excitar electrones en capas más internas de los átomos, sacándolos de su órbita y formando vacantes electrónicas en las capas electrónicas donde se encontraban. Un electrón de una capa de mayor energía rellena la vacante, y la diferencia de energía entre la capa de energía más alta y la capa de energía más baja es liberada en forma de fotones de rayos X. La energía de los rayos X emitidos por la muestra es medida por un espectrómetro de energía dispersiva (*energy-dispersive spectrometer*, EDS). Esto permite determinar la composición elemental de la muestra. Puesto que el barrido del haz primario está sincronizado con una señal en el tubo de rayos catódicos cuya intensidad

está modulada por la señal que recibe el detector de EDS, se pueden construir imágenes con rayos X que nos dan la distribución espacial de ciertos elementos en la muestra. Los mapas de rayos X se han obtenido con el microscopio electrónico de barrido modelo LEO1430VP equipado con un sistema de dispersión de energía de rayos X (*energy-dispersive X-ray*, EDX), modelo INCA350 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC), con cuyo software (Phasemap) es posible realizar mapas de minerales a partir de los mapas de distribución de elementos. El software permite la identificación de fases minerales usando diagramas ternarios de elementos donde aparecen definidos los campos composicionales de las fases presentes.

Algunos minerales han sido analizados cuantitativamente por microsonda electrónica (EPMA). En la presente tesis se ha empleado la microsonda electrónica automática CAMEBAX SX-50 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC). El voltaje de aceleración fue de 20kV, la corriente de sonda 5nA y el diámetro del haz 10-15 μm . Las imágenes de rayos X de zonas con tamaños por encima de las 100 x 100 μm se obtuvieron moviendo la muestra a lo largo de un área de forma rectangular con el haz de electrones en una posición fija. El tamaño del punto irradiado, el paso de desplazamiento durante el barrido y el tiempo de adquisición se optimizaron para poder obtener una buena resolución tanto espacial como analítica.

1.2.4. Estudio por EBSD.

La técnica EBSD (difracción de electrones retrodispersados - *electron backscattered diffraction*) es utilizada para observar la orientación cristalográfica en las texturas de cualquier material cristalino o policristalino. En esta técnica, el microscopio de barrido suele ser de alta resolución, normalmente un microscopio de emisión de campo (*field-emission scanning electron microscope*, FESEM) que está equipado con una cámara de difracción de electrones retrodispersados. Ésta consta de una pantalla de fósforo, que es insertada en una puerta del microscopio con un ángulo de 90° con respecto a la columna, y de una cámara digital acoplada CCD (*charge couple device*) que registra la imagen obtenida en la pantalla de fósforo. La muestra, debidamente pulida, se coloca en el portamuestras con una pendiente de 70° respecto a la horizontal, justo frente a la cámara de difracción.

En materiales cristalinos y tras incidir en la muestra, los electrones del haz primario interactúan con los planos atómicos de la red, difractándose elásticamente de acuerdo con la ley de Bragg. Algunos de estos electrones pueden escapar de la muestra estudiada y van directamente a chocar con la pantalla de fósforo de la cámara de difracción, donde producen una fluorescencia. Esta luz fluorescente es detectada por la cámara CCD. Los electrones difractados producen un patrón de difracción de electrones retrodispersados (*electron backscattered pattern*, EBSP), que consiste en unas líneas visibles, denominadas bandas de Kikuchi, que representan cada una de ellas un plano de la red cristalina. Los patrones de líneas que se producen representan proyecciones de la geometría de la red del cristal y proporcionan información sobre la estructura cristalina y la orientación cristalográfica.

La técnica EBSD permite identificar e indexar las reflexiones asociadas a los planos cristalográficos durante el experimento de difracción de electrones. También permite el mapeo de la orientación del cristal, estudiar los defectos (como bordes de bajo ángulo, dislocaciones, etc.), identificar las fases cristalinas, delimitar bordes de granos y realizar estudios morfológicos. Los estudios de EBSD se aplican cada vez más a los minerales formadores de roca, con muy buenos resultados en muestras de cuarzo y calcita, feldespatos, olivino y piroxenos. Se han utilizado para analizar micro-estructuras, límites de maclas o mecanismos de deformación, y para estudiar los procesos metamórficos (Mariani *et al.*, 2008). En esta tesis la técnica se ha empleado para estudiar las transformaciones polimórficas de los silicatos de aluminio, las relaciones texturales entre éstos y la biotita, y el crecimiento cristalino del granate.

Para la obtención de los datos de EBSD que se presentan en esta tesis doctoral se utilizó el equipo LEO, modelo GEMINI-1530 con un detector Inca Crystal (Oxford Instruments) del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC). Se empleó el *software* MATTER con las siguientes condiciones experimentales: 15-20 planos de reflexión, 6 bandas detectadas y 4 bandas indexadas. La mayor parte de los ficheros cristalográficos CIF (*Crystallographic International Files*) utilizados para la indexación de las reflexiones generadas por los planos cristalográficos de las estructuras de los minerales, objeto del estudio por EBSD, se descargaron a través de la red de la base de datos AMCSDB (*American Mineralogist Crystal Structure Database*) que incluye las estructuras publicadas en: *The American Mineralogist*, *The Canadian Mineralogist*, *European Journal of Mineralogy* y *Physics and Chemistry of Minerals*. Los patrones de difracción de los diferentes

puntos de la muestra, una vez indexados, pueden ser integrados para generar mapas de orientación, o bien procesados y representados en forma de figuras de polos en proyección estereográfica. Otros datos adicionales, además de las imágenes de electrones secundarios obtenidas a 70° de inclinación de la muestra, son las imágenes electrónicas de contraste de orientación y los mapas de calidad en donde el contraste tiene igualmente un origen cristalográfico.

1.2.5. Microscopía electrónica de transmisión.

La microscopía electrónica de transmisión (*transmission electron microscopy*, TEM) es una potente técnica que combina una resolución espacial del orden de la resolución de la red cristalina con patrones de difracción de electrones generados por áreas seleccionadas muy pequeñas (del orden del micrómetro en su modalidad SAED, *Selected Area Electron Diffraction*) junto con microanálisis cuantitativos puntuales de áreas extremadamente pequeñas (100 x 200 nm). En esta técnica los electrones atraviesan una muestra extremadamente delgada, dispersándose elásticamente e inelásticamente. En el caso de las muestras cristalinas la diferencia de fase entre los rayos difractados y no difractados en distintas partes de la muestra genera un contraste en la imagen denominado contraste de fase. Este contraste se produce cuando dos o más haces difractados pasan a través de la apertura de objetivo e interfieren. Cada par de haces que interfiere dará lugar a un conjunto de franjas en la imagen. El contraste de fase es utilizado en los microscopios de alta resolución para producir las imágenes estructurales.

Especialmente interesante para los objetivos de esta tesis doctoral es el fenómeno de la difracción de electrones en la modalidad SAED, anteriormente citada. Existen ciertos minerales que, por su naturaleza, son muy difíciles de estudiar por EBSD; este es el caso de los filosilicatos, cuyo estudio por difracción de electrones ha de hacerse mediante microscopía electrónica de transmisión de alta resolución (*high-resolution TEM*, HRTEM). La técnica SAED se basa en la selección sobre la primera imagen formada por la lente objetivo de la zona que va a difractar, lo cual se hace con una apertura denominada apertura selectora de campo. La imagen de difracción se forma en el plano retrofocal de la lente objetivo, que a su vez puede ser el plano objeto de la primera lente proyectiva. Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en el estudio de fenómenos como el polimorfismo, politipismo, polimetasomatismo

y los defectos estructurales (Nieto García, 2008). En nuestro caso los patrones de difracción obtenidos por SAED nos han permitido conocer relaciones cristalográficas entre la biotita y los silicatos de aluminio y entre la moscovita y la biotita.

Para proceder al estudio por microscopía electrónica de transmisión, las muestras fueron extraídas de áreas seleccionadas en láminas delgadas mediante un anillo de cobre, adelgazadas por bombardeo iónico y metalizadas con carbón. El equipo que se ha empleado es el microscopio electrónico de transmisión Philips CM20 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC), que puede operar a un voltaje de hasta 200kV y está equipado con un sistema de EDX modelo EDAX para micro-análisis.

1.2.6. Análisis de roca total.

Para los análisis químicos realizados en roca total se han determinado los elementos mayoritarios por fluorescencia de rayos-X (XRF) en un espectrómetro modelo Philips PW 1404, y la precisión para estos elementos fue mejor del 1%. Los elementos trazas han sido determinados en un espectrómetro de masas con antorcha de plasma acoplada inductivamente (ICP-MS) modelo Perkin Elmer Sciex Elan 5000. La preparación de muestras y análisis de elementos trazas y tierras raras se realizaron según el procedimiento descrito por Montero y Bea (1988), y la precisión de los análisis es de un 2% y un 5% para las concentraciones entorno a los 50 y los 5 ppm respectivamente. Los equipamientos utilizados para estas técnicas se ubican en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

1.2.7. Análisis isotópico de Rb-Sr.

Para el estudio geocronológico se han utilizado un total de 15 muestras, siendo 11 de roca total (gneises, leucogranitos y diques) y 4 separados minerales (ortosa y moscovita). De las muestras en polvo se utilizaron 0.1 g que primeramente fueron sometidas a un ataque químico con una mezcla de HNO₃ y HF concentrado en un microondas. Las relaciones isotópicas de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr fueron determinadas en un espectrómetro de masas ICP-MS Perkin Elmer Sciex Elan-5000, utilizando Rh como patrón interno. Para la calibración se usaron disoluciones puras de Rb y Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.707265$) según el procedimiento descrito en

Montero & Bea (1988). Para la determinación de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se llevó a cabo un proceso de separación cromatográfica en columnas de cambio iónico con resinas BIORAD AG 50 W8 (200-400). Los residuos de Sr son depositados en filamentos de Re y determinados analíticamente en un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica (TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometry*) modelo Finnigan MAT 262 con multicolector variable y RPQ. Los resultados son presentados con una precisión relativa de 0.0028% (2σ). Este estudio ha sido realizado en el servicio de Geología Isotópica del Centro de Instrumentación Científica (UGR).

1.3. Localización geográfica.

Las muestras estudiadas proceden de la región costera mediterránea del sur de la Península Ibérica, concretamente de la Costa del Sol oriental, en el límite entre las provincias de Granada y Málaga, (Fig. 1.1). Las zonas de muestreo pertenecen a los municipios de Almuñécar, en particular la población de La Herradura, y Jete de la provincia de Granada; y de Nerja, Torrox, Cómputa, Sayalonga, Benamocarra y Almáchar de la Costa del Sol oriental y Montes de la provincia de Málaga.

Los mapas topográficos y geológicos que engloban estas localidades y las diversas áreas de trabajo son las hojas de escala 1:50.000 de Málaga-Torremolinos (1053), Vélez-Málaga (1054) y Motril (1055).

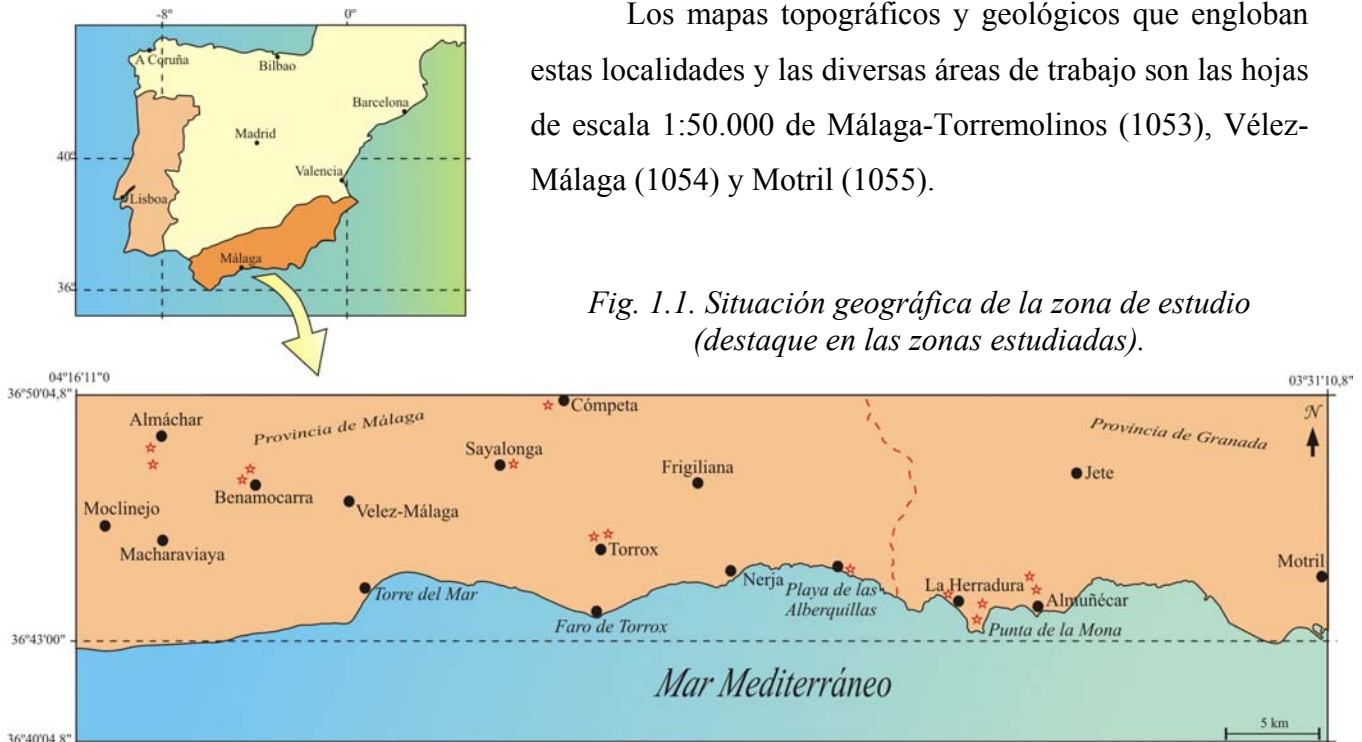


Fig. 1.1. Situación geográfica de la zona de estudio (destaque en las zonas estudiadas).

1.4. Encuadre geológico: La Cordillera Bética.

La Cordillera Bética representa la parte más occidental del cinturón orogénico alpino que circunda al Mediterráneo Occidental (Fig. 1.2). Se localiza al sur de España y forma una banda de dirección aproximada N60E, de unos 100 a 200 km de anchura y unos 650 km de longitud. Está limitada al oeste por el mar Atlántico, al sur y al este por el mar Mediterráneo y al norte por el Macizo Ibérico, que forma parte en su totalidad del Orógeno Varisco (Fig. 1.3).

La Cordillera Bética fue dividida por Fallot (1948) en dos dominios: las Zonas Internas y las Zonas Externas, a los que más adelante se añadió el Complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar (Didon et al. 1973; Vera y Martín-Algarra, 2004). Las Zonas Externas están constituidas por unidades tectónicas derivadas de la deformación del paleomargen meridional de la placa Ibérica (Paleomargen Sudibérico) que existió durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. La cobertera sedimentaria de este paleomargen está estructurada en un conjunto de mantos de cobertera (agrupados en dos grandes complejos tectonopaleogeográficos, denominados Prebético y Subbético) despegados del zócalo varisco, que está constituido por la prolongación hacia el S del Macizo Ibérico (Vera et al., 2004). Estos sedimentos están afectados localmente por un metamorfismo de muy bajo grado y a veces engloban rocas subvolcánicas básicas (Puga et al., 1983, 1989, 2004; Morata et al., 1994). El Complejo de los Flyschs está constituido por formaciones clásticas de facies marinas profundas de carácter predominantemente turbidítico y edad Jurásico terminal-Cretácico a Mioceno Inferior, depositadas sobre una corteza oceánica (o corteza continental muy adelgazada), que ha desaparecido totalmente por subducción bajo las Zonas Internas (Martín-Algarra et al., 2004a). Las Zonas Internas, también denominadas Zona Bética *s.s.* en publicaciones antiguas, afloran desde Estepona hasta Cartagena (Fig. 1.3) y son las únicas donde los materiales pre-mesozoicos, en su mayor parte de naturaleza metamórfica, se encuentran ampliamente representados (Vera y Martín-Algarra, 2004). Estos terrenos anteriores al Mesozoico (corteza continental superior formada por Paleozoico y/o Precámbrico) están recubiertos por sucesiones (meta-)sedimentarias cuya edad está comprendida entre el Triásico y el Aquitaniense superior (Martín-Algarra et al., 2004b). Tanto los terrenos del sustrato (basamento) pre-Mesozoico como los meso-cenozoicos de cobertera aparecen metamorfizados en gran parte, y tectónicamente removilizados de forma conjunta por los procesos orogénicos alpinos. Estos procesos terminaron por conformar la pila antiformal de unidades tectónicas superpuestas y el complejo de Unidades Frontales que

constituyen las Zonas Internas Béticas (Martín-Algarra *et al.*, 2004b). Tradicionalmente esta pila antiformal se ha dividido, de abajo arriba, en los Complejos Nevadofilábride, Alpujarride y Maláguide. Estos complejos constituyeron inicialmente conjuntos de mantos de corrimiento, aunque los contactos que actualmente se observan entre ellos son, en su mayoría, fallas normales o despegues extensionales (Martín-Algarra *et al.*, 2004b).

Las Zonas Internas Béticas y el Rif Interno del N de Marruecos África constituyen el denominado Bloque, Microplaca o Dominio de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971). El Dominio de Alborán, junto con Zonas Internas tellienses representadas en las Kabilias argelinas (a las que se ha añadido recientemente el Macizo de Edough en el norte de África), y las unidades Calábrides del Arco Calabro-Perolitano del sur de Italia constituyeron un cinturón orogénico al inicio del Mioceno Inferior, que Bouillin *et al.* (1986) denominaron AlKaPeCa (acrónimo de Alborán, Kabilias, Peloritanos y Calabria). AlKaPeCa fue el resultado de la intensa deformación y metamorfismo alpinos de la litosfera continental y la cobertera sedimentaria mesocenozoica suprayacente de la denominada Microplaca Mesomediterránea (Durand-Delga y Fontboté, 1980), como consecuencia de la subducción de la corteza oceánica que la circundaba, y que había sido generada durante el Mesozoico (Martín-Algarra, 1987; Guerrero *et al.*, 1983). Dicha subducción comenzó en el Cretácico terminal-Paleógeno, perduró hasta el Mioceno Inferior y culminó con la colisión continental, al final del Mioceno Inferior (Burdigaliense) entre las placas de Iberia, África y Mesomediterránea (Fig. 1.4). La Microplaca Mesomediterránea fue un fragmento de corteza continental pre-Mesozoica que, tras haber estado unida a la Pangea al final de la Orogenia Varisca, se desgajó de ella en el Triásico, para acabar aislada y rodeada por estrechas cuencas oceánicas abiertas durante el Jurásico y el Cretácico Inferior (Vera y Martín-Algarra, 2004). Estas cuencas conectaban los dominios oceánicos del Tethys Occidental y del Atlántico Central, en el área entre Europa-Iberia y África-Adria. A partir del Burdigaliense, el cinturón orogénico Alpino sufrió un colapso extensional tardiorogénico y AlKaPeCa se fragmentó en pequeños macizos que se dispersaron alrededor de las nuevas cuencas del Mediterráneo occidental (mares de Alborán, de Argelia-Baleares y de Calabria) y que hoy constituyen las Zonas Internas de las Cordilleras Alpinas Bética, del Rif, Tell, Sicilia y de los Apeninos. En todas estas cadenas, estos Dominios Internos están formados por unidades tectónicas compuestas por: (1) rocas del Paleozoico y/o Precámbrico que forman antiguos basamentos y que fueron afectadas por procesos orogénicos acompañados de metamorfismo y magmatismo Alpinos y pre-Alpinos; (2) por rocas de la cobertera del Mesozoico y Cenozoico afectadas en diverso grado por el

metamorfismo Alpino; (3) también, localmente, por unidades tectónicas formadas por metabasitas y metasedimentos del Mesozoico, que constituyen secuencias ofiolíticas desmembradas y metamorfizadas durante la Orogenia Alpina; y 4) por formaciones sedimentarias tardiorogénicas de edad Mioceno Inferior (Burdigaliense) posteriores a la deformación alpina principal que afecta a las unidades tectónicas mayores que componen las Zonas Internas, pero anteriores a la colisión de éstas con el Complejo de los Flyschs y con las Zonas Externas (Martín-Algarra y Vera, 2004a).

Los efectos de los eventos tectonometamórficos pre-alpinos son particularmente evidentes en rocas del basamento de las Zonas Internas de las Kabilias argelinas y del Arco Cálabro-Peloritano, en Italia meridional y Sicilia, donde la sobreimpresión metamórfica alpina es usualmente moderada, o está ausente (Cavazza et al., 2000). En las unidades internas españolas y del Rif marroquí que constituyen el Arco de Gibraltar el metamorfismo Alpino es más fuerte y, según la práctica totalidad de los autores que lo han estudiado, llega a obliterar parcial o totalmente toda historia tectono-metamórfica pre-Alpina.

Los complejos de mantos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide derivaron cada uno de ellos de diferentes dominios corticales y paleogeográficos dentro de la Microplaca Mesomediterránea (Martín-Algarra y Vera, 2004a, 2004b). Las Unidades Frontales proceden de su paleomargen norte, el Paleomargen Rondaide, que fue abierto durante el Mesozoico (Martín-Algarra y Vera, 2004a), y están formadas exclusivamente por sedimentos Meso-Cenozoicos no metamorfizados, aunque en algunas unidades aparecen fuertemente metamorfizados (Unidad de las Nieves: Dürr, 1967; Martín-Algarra, 1987). Las sucesiones de las Unidades Frontales se despegaron de su basamento de corteza continental, que estuvo compuesta posiblemente de rocas de tipo alpujárride-maláguide (Martín-Algarra, 1987). Por su parte, el Complejo Maláguide está constituido por terrenos paleozoicos que se localizaban en la parte superior de la corteza continental del sector central de la Microplaca Mesomediterránea y que fueron recubiertos por coberteras meso-cenozoicas relativamente delgadas en la mayoría de los puntos. Dichas coberteras se depositarían en las áreas más internas del Paleomargen Rondaide, cercanas a regiones continentales de bajo relieve esporádicamente emergentes, que constituían las regiones centrales de la Placa Mesomediterránea.

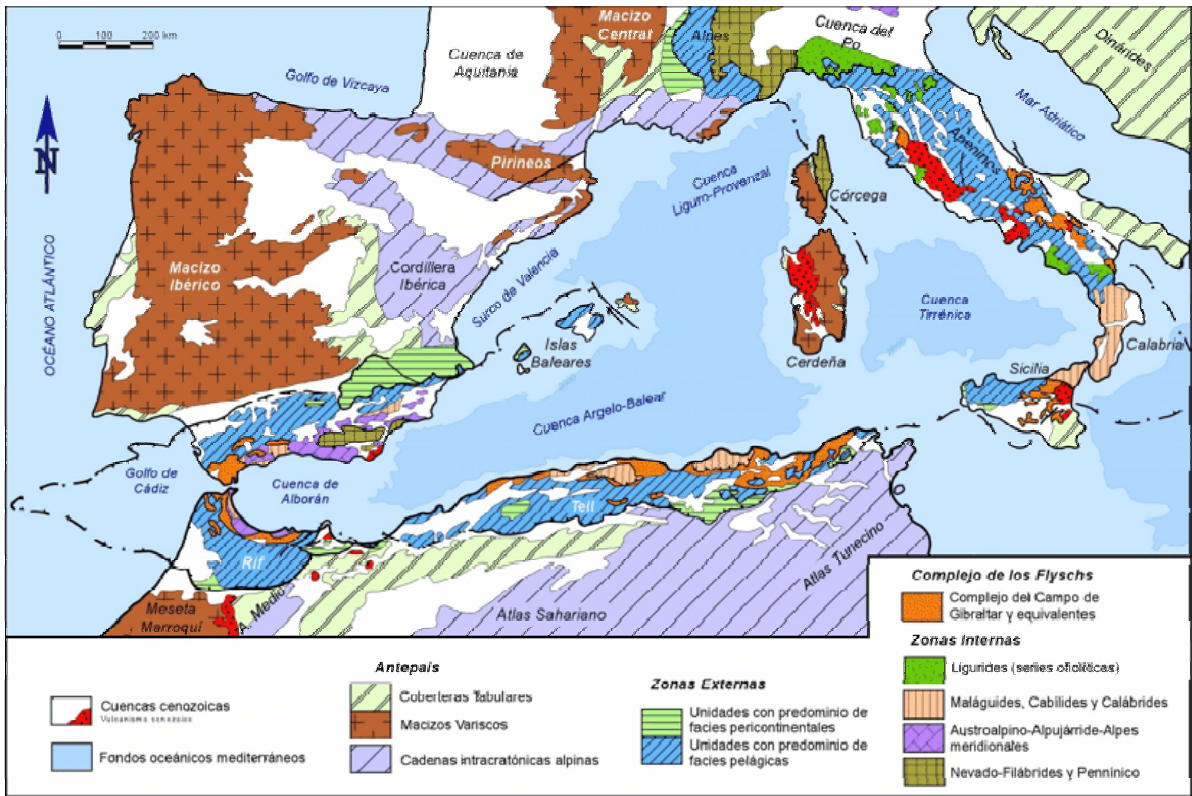


Fig. 1.2. Mapa geológico del segmento occidental del cinturón orogénico alpino perimediterráneo (reproducido del libro de Geología de España, 2004).

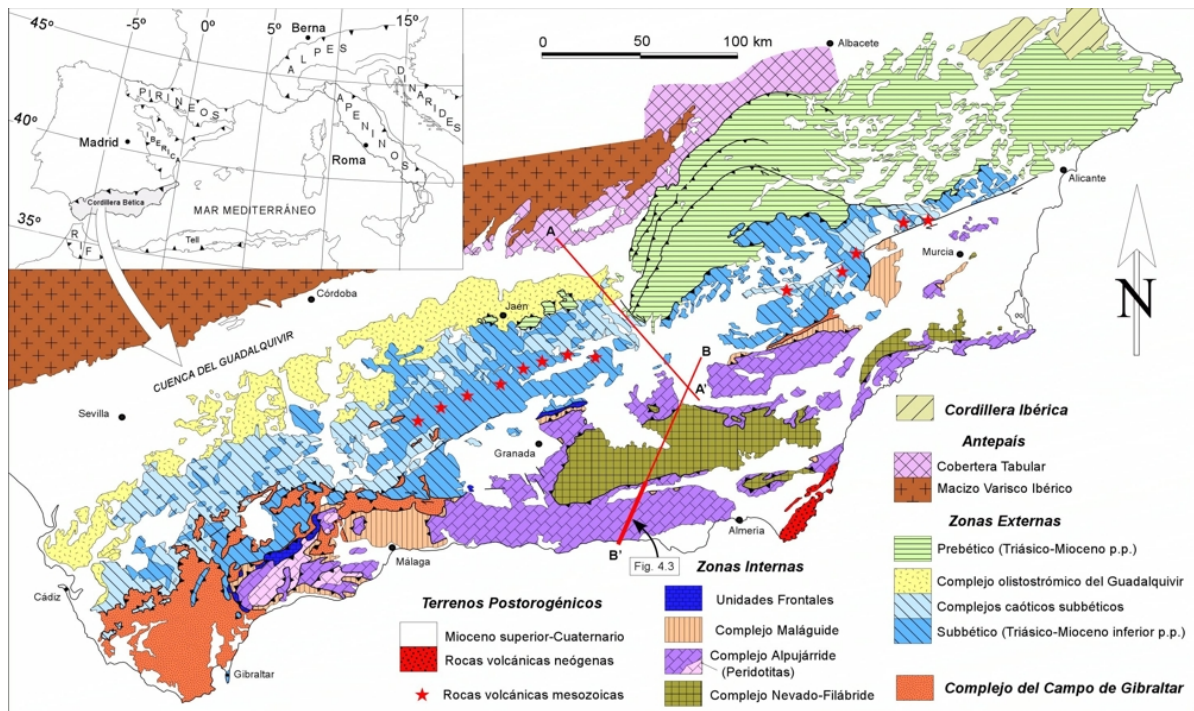


Fig. 1.3. Mapa geológico de la Cordillera Bética con las unidades diferenciadas. A-A' y B-B' son trazas de perfiles sísmicos (tomado del libro de Geología de España, 2004).

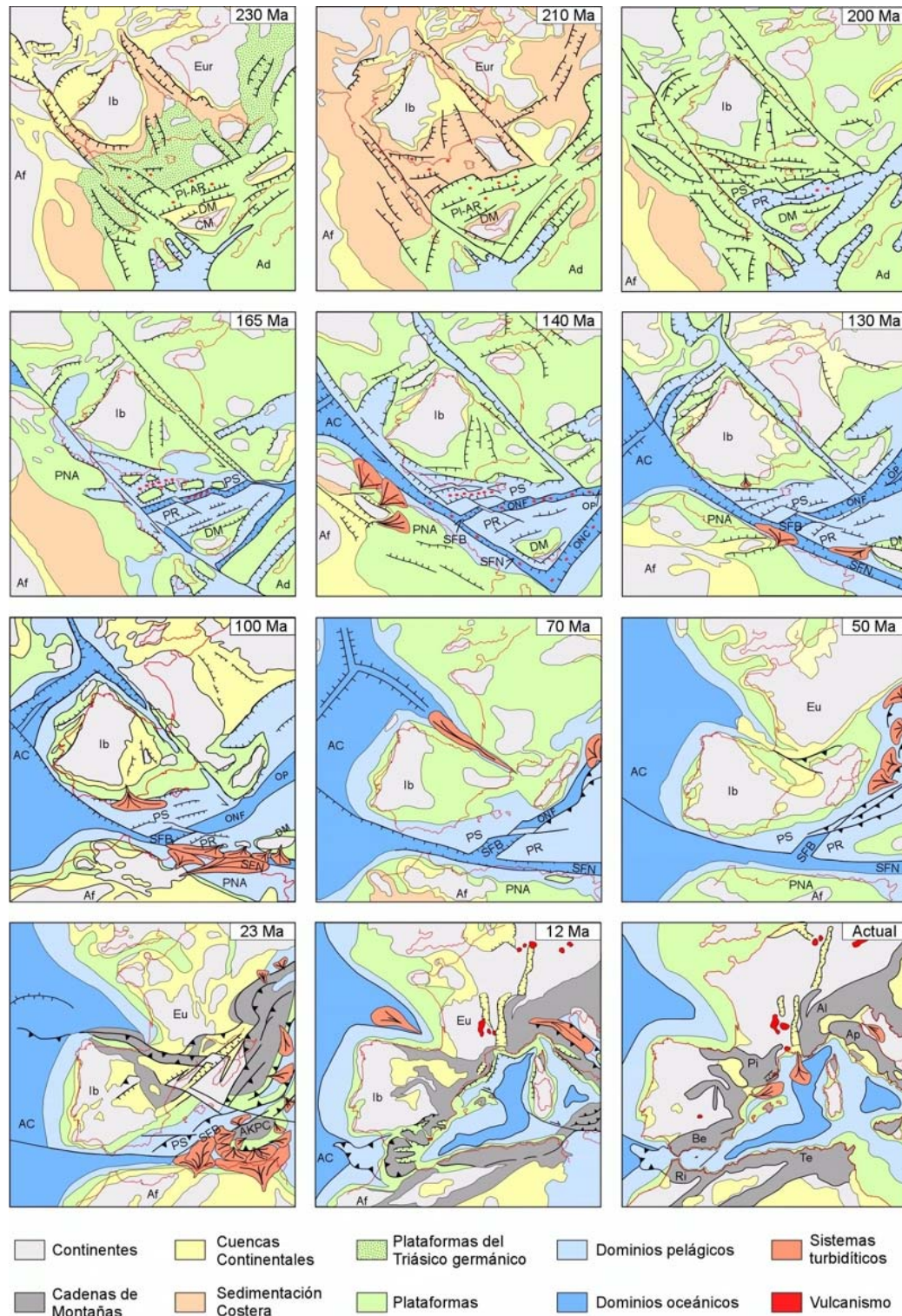


Fig. 1.4. Evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética y dominios adyacentes desde el Triásico a la actualidad. AC: Atlántico Central; Ad: Adria; Af: África; AKPC: AlKaPeCa; Al: Alpes; Ap: Apenino; Be: Béticas; DM: Dominio Maláguide; Eur: Europa; Ib: Iberia; ONC: Océano Nord-Calabrés; PLAR: Plataforma Alpujarride-Rondaide; PR: Paelomargen Rondaide; PS: Peleomargen Subibérico; PNA: Paleomargen Norteafricano; Pi: Pirineo; Ri: Rif; SFN: Surco de los Flyschs Norteafricanos; SFB: Surco de los Flyschs Béticos; Te: Tell. (Obtenido del libro de Geología de España, 2004).

La sucesión estratigráfica del Complejo Maláguide, de base a techo, está formada por esquistos con andalucita, biotita y granate con grado metamórfico decreciente hacia arriba, a los que le sigue una sucesión alternante de pelitas y psammitas de edad Paleozoico (y quizás más antigua), en gran parte de origen turbidítico, que intercalan horizontes de calizas con conodontos, cherts de radiolaritas, y capas de conglomerados, en donde se han datado capas de edad Ordovícico a Carbonífero Superior (Herbig, 1984; Rodríguez-Cañero, 1993). A la sucesión paleozoica del Maláguide se le superponen, discordantemente, rocas clásticas y carbonatadas de edad (Permo-)Triásico a Mioceno inferior (Martín Algarra, et al., 2004b). Las rocas meso-cenozoicas del Complejo Maláguide no están afectadas por una deformación tan intensa como la que se observa en las rocas del Paleozoico y, en la mayor parte de los puntos, no han sido tocadas por el metamorfismo alpino. Por otra parte, la deformación alpina a la que han sido sometidas es muchísimo menos intensa que la que afecta a las rocas atribuidas al Mesozoico de los Complejos Alpujárrides y Nevadofilábrides (Martín Algarra, 1987). Algunos autores han señalado la existencia, en algunas áreas del Complejo Maláguide, de una discordancia entre las rocas del Paleozoico y del Triásico (Foucault y Paquet, 1970). Ello ha llevado a asignar la foliación observada en los horizontes estratigráficos más profundos del Paleozoico maláguide a la Orogenia Varisca (e.g. Balanyá y García-Dueñas, 1987). Esta foliación está sobrecrecida por porfiroblastos desorientados de andalucita, y aparece cortada por diques máficos con edades K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 22 Ma y 30 Ma (Torres Roldán et al., 1986; Platzman et al., 2000).

1.4.1. El Complejo Alpujárride. El Alpujárride Superior e Intermedio en la Costa del Sol oriental: Unidades tectónicas.

El Complejo Alpujárride es un conjunto de mantos de corrimiento que cabalga al Complejo Nevadofilábride en el sector centro-oriental de la Cordillera y es recubierto por el Complejo Maláguide. Es el complejo de mantos más extenso de las Zonas Internas y aflora a lo largo de más de 400 km (Fig. 1.5). En el sector occidental el Complejo Alpujárride cabalga a las Unidades Frontales Externas de las Zonas Internas.

Atendiendo a cuestiones geográficas, paleogeográficas, tectónicas, litológicas y grado de recristalización metamórfica de sus protolitos sedimentarios, el Complejo Alpujárride se subdivide en conjuntos de unidades que han sido denominados Alpujárride Inferior,

Intermedio y Superior (Aldaya et al., 1979; Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano, 1997. Estévez et al., 2004). También se distinguen unidades transicionales entre el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide (Sanz de Galdeano et al., 2001). Estos conjuntos de unidades constituyeron láminas cabalgantes en origen, pero los contactos que se observan actualmente entre ellas y con los otros dos conjuntos mayores infra y suprayacentes son fallas normales de bajo ángulo, como resultado de los procesos tardiorogénicos extensionales (García-Dueñas et al., 1992; Orozco y Alonso-Chaves, 2002).

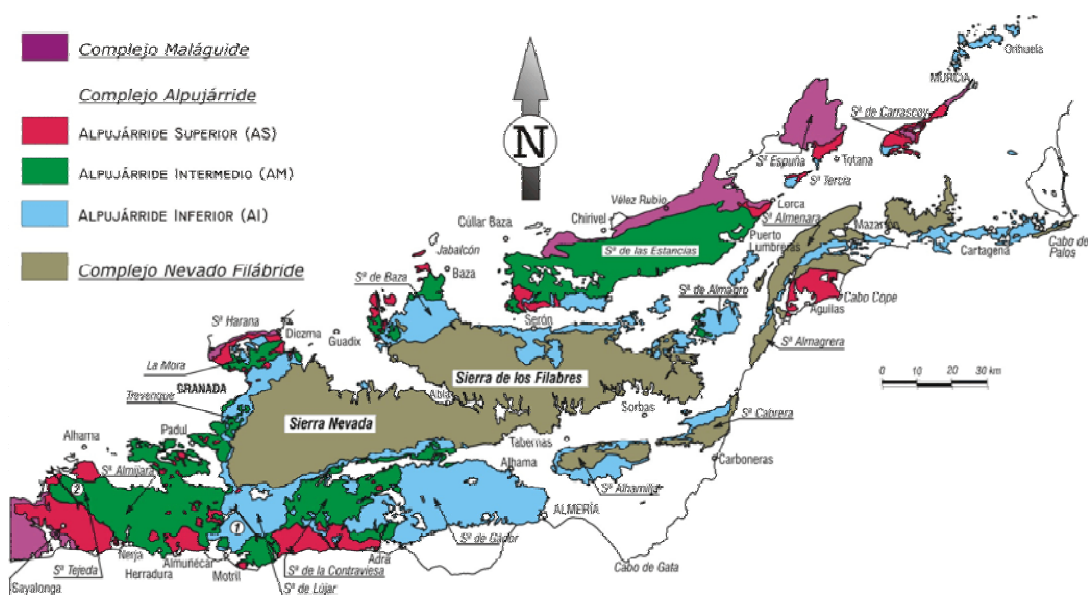


Fig. 1.5. Distribución de las Unidades Alpujárrides del sector centro-oriental de la Cordillera Bética (del libro de Geología de España, 2004).

Los estudios texturales realizados en esta tesis doctoral se han llevado a cabo en afloramientos de varias unidades tectónicas del Alpujárride Superior e Intermedio en el sector de la costa del Sol oriental, aunque el estudio en detalle se ha realizado sólo en cinco unidades tectónicas, tres pertenecientes al Alpujárride Superior (unidades del Río Verde, de Sayalonga-Torrox y de Benamocarra, esta última considerada por algunos autores como sustrato estratigráfico original del Complejo Maláguide en los Montes de Málaga); y dos pertenecientes al Alpujárride Intermedio (Manto de la Herradura: unidades de la Punta de la Mona y de las Alberquillas).

La que aquí denominamos Unidad del Río Verde (Fig. 1.6) comprende un conjunto de terrenos constituidos por esquistos oscuros de alto a medio grado que afloran ampliamente a lo largo del valle del río Verde y que se extienden desde la costa entre Salobreña y Almuñécar hasta la falda meridional de la Sierra de Cázulas, en la región de Otívar y Jete. La zona

estudiada aparece recogida en la hoja de Motril, número 1055, del mapa geológico de España del IGME (1981) y su atribución tectónica es discutida. Unos autores atribuyen estos terrenos al denominado Manto de los Guájares, que sería una unidad perteneciente Alpujárride Superior (Sanz de Galdeano y López Garrido, 2003). Para otros autores, sin embargo, los terrenos aquí considerados formarían parte del denominado Manto de Salobreña (Aldaya et al., 1979; Simancas y Campos, 1993; Azañón et al. 1998), que es una unidad con afinidades tan marcadas con el Manto de la Herradura que, en áreas extensas cercanas a la aquí estudiada, una clara separación entre ambas unidades alpujárrides no parece posible, pudiendo constituir ambas una única unidad. Sin embargo, los terrenos incluidos en el Manto de la Herradura son los más característicos del Alpujárride Intermedio en el sector central de la Cordillera Bética. En todo caso, los terrenos aquí estudiados muestran afinidades litológicas muy marcadas con los esquistos oscuros de las unidades de Sayalonga y Torrox.

La que aquí denominamos Unidad de la Punta de la Mona (Fig. 1.6) se localiza en el pequeño cabo del mismo nombre situado entre las poblaciones de La Herradura y Almuñécar, y forma parte del denominado Manto de la Herradura (Aldaya et al., 1979, Simancas y Campos, 1993 Azañón et al., 1998). La Unidad de las Alberquillas, por su parte, se extiende en dirección NO-SE desde el pueblo de Sedella, al pie de Sierra Tejeda, hasta La Herradura (Aldaya et al., 1979). Esta unidad es estratigráfica y paleogeográficamente equivalente a la anterior, y está en contacto tectónico (falla) con la Unidad de la Punta de la Mona. Tanto una como otra son unidades que pertenecen al Alpujárride Intermedio (tipo Almiijara, según Sanz de Galdeano y López Garrido, 2003). Se localizan en la anterior hoja de Motril y en la hoja número 1054 de Vélez-Málaga del IGME (1981).

La Unidad de Sayalonga, o de Torrox (Fig. 1.7), se extiende entre las poblaciones de Nerja y Algarrobo a lo largo de la costa, con la población de Cómpeta en su parte norte. Esta unidad queda englobada en el Alpujárride Superior y es de tipo Guájares según Sanz de Galdeano y López Garrido (2003). Está recogida en las hojas número 1053 y 1054 de Málaga-Torremolinos y Vélez-Málaga del IGME (1981).

La Unidad de Benamocarra (Fig. 1.7) se localiza entre las poblaciones de Algarrobo y Benamocarra. Es una unidad de afinidad Alpujárride Superior pero, en su parte superior muestra un metamorfismo de grado decreciente que parece transicionar gradualmente a los niveles más profundos del Paleozoico del Complejo Maláguide. Aflora en las hojas de Málaga-Torremolinos y de Vélez-Málaga del IGME.

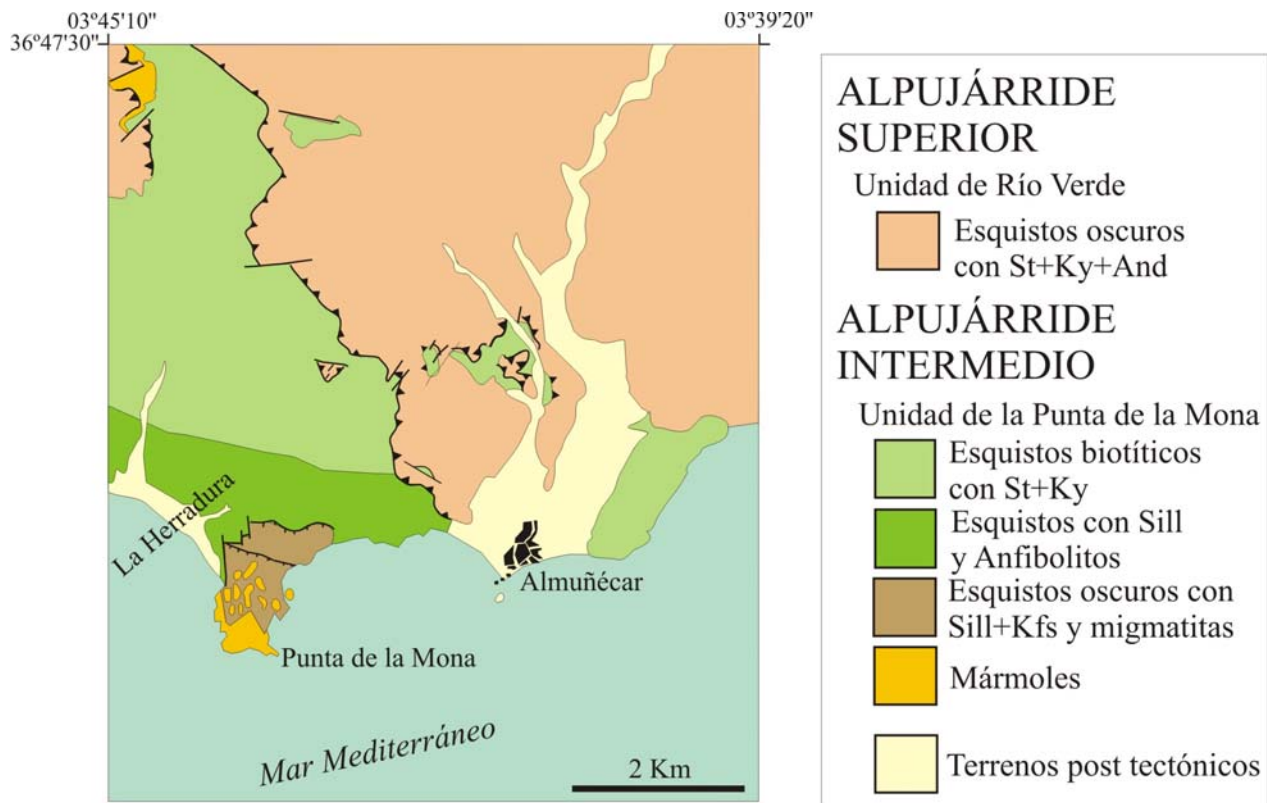


Fig. 1.6. Localización de las unidades de Río Verde y de la Punta de la Mona.



Fig. 1.7. Unidades de Torrox y de Benamocarra.

1.4.2. Secuencia litológica.

La sucesión litoestratigráfica del Complejo Alpujárride puede ser subdividida en diversas formaciones. La formación inferior es una secuencia de esquistos grafitosos, cuarcitas y gneises de edad pre-Silúrica probablemente. La formación intermedia está compuesta por esquistos y filitas de colores claros grises, verdosos, azulados o violáceos con niveles de cuarcitas, carbonatos y yesos, que es considerada del Permo-Triásico. En cuanto a la formación superior, está constituida por una potente secuencia carbonática de edad Triásico y tal vez más moderna, que en la región de estudio está totalmente marmorizada. Boulin (1970) consideró que al menos parte de estas rocas carbonatadas pertenecería a la formación inferior, en la cual los mármoles aparecerían intercalados como resultado de un cambio lateral de facies. A modo de resumen, para la edad de los protolitos sedimentarios de las rocas metamórficas de las cuatro unidades estudiadas hay que indicar que, desde los tiempos de Copponex (1958) hasta la actualidad, la hipótesis dominante es que la edad de los esquistos y pizarras oscuros que forman las unidades de Río Verde, Torrox y Benamocarra debe de ser Paleozoico Inferior o más antigua, mientras que la de los esquistos y cuarcitas verdes, filitas y pizarras micáceas plateadas de las unidades de las Alberquillas y Punta de la Mona se presume del Permo-Triásico.

1.4.3. Evolución metamórfica e historia geológica de las Unidades Alpujárrides.

El grado metamórfico que afecta a cada nivel de la sucesión varía dependiendo de las unidades alpujárrides. No obstante, dentro de cada unidad se observa cómo el grado metamórfico aumenta hacia su base. También las zonas metamórficas definidas por cada mineral índice son subparalelas a los límites litológicos y a la foliación principal. Niveles estratigráficos equivalentes pertenecientes a unidades tectónicas diferentes presentan diferentes condiciones P-T, determinadas por un gradiente geotérmico particular durante la formación de la foliación principal (Loomis, 1972; Torres-Roldán, 1981a,b).

Torres-Roldán (1974, 1979, 1981) estableció dos diferentes gradientes P-T durante el metamorfismo que afectó a las unidades del Alpujárride Superior y del Alpujárride Intermedio: un gradiente de pendiente media-alta (27°C/km) que consideró más antiguo, y otro de baja pendiente (60°C/km) más moderno. Según Torres-Roldán (1981), el cambio en

las condiciones físicas responsable de que las fases minerales metamórficas de baja presión y alta temperatura se desarrollaran sobre las de presión intermedia-alta fue precedido por un episodio de deformación penetrativa que dio lugar a la deformación megascópica, también llamada en este trabajo foliación principal o S_2 . La evolución P-T de las rocas alpujárrides, desde las condiciones tempranas de presión intermedia a las condiciones de baja presión y alta temperatura posteriores, incluyó un estadio intermedio de descompresión isoterma (Torres-Roldán, 1981). Prácticamente todos los autores que han estudiado el metamorfismo del Complejo Alpujárride han reconocido una evolución metamórfica similar a la inicialmente propuesta por Torres-Roldán (1981), con asociaciones de fases de presión intermedia a las que se le superponen asociaciones de baja presión, y con un paso de unas a otras mediante una descompresión aproximadamente isoterma (Tubía, 1985; Alvarez, 1987; Cuevas, 1988; García-Caso et al., 1993; García-Caso y Torres-Roldán, 1996). Se han descrito también, para el Alpujárride Intermedio y el Superior, asociaciones de alta presión anteriores a los episodios metamórficos de media y baja presión (Goffé et al., 1989; Tubía y Gil-Ibarguchi, 1991; Azañón, 1994). Las dos etapas metamórficas, tanto la de metamorfismo de bajo gradiente como la de mayor gradiente, acontecieron, según estos autores durante la Orogenia Alpina. Concretamente, el final del metamorfismo de alto gradiente es Mioceno Inferior, con edades comprendidas entre los 18 y 22 Ma aproximadamente (Priem et al., 1979; Zeck et al., 1989, 1992a,b; Monié et al., 1991; Platt et al., 1996, 1998, 2003; Platt y Whitehouse, 1999; Soto y Platt, 1999; Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000). La edad del evento de P intermedia a alta es desconocida, aunque muchos autores la suponen de edad Cretácico superior a Paleógeno superior. En el Alpujárride Intermedio occidental también se ha datado un metamorfismo en facies de eclogitas de alta T, siendo la edad obtenida con circones de $19.9 \pm \text{Ma}$ (Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000).

En los basamentos de unidades del Alpujárride Intermedio y Superior el evento de P intermedia de edad Alpina vendría marcado por la paragénesis de granate-distena-estauroлита generada durante la formación de una foliación anterior a la principal, denominada habitualmente S_1 , con condiciones temobarométricas de presión entre 9 y 11 kbar y temperaturas entre 420 y 580°C (García-Casco et al., 1993; Azañón et al., 1998; Azañón y Crespo Blanc, 2000). En eclogitas del Alpujárride Intermedio occidental las condiciones de presión y temperatura del pico metamórfico fueron 10-12 kbar y $790 \pm 15^\circ\text{C}$, respectivamente. Durante el evento de baja P y alta temperatura, también de edad Alpina según esos autores, se forma una paragénesis mineral post-foliación principal S_2 que contiene como minerales más

significativos, desde el punto de vista petrogenético, andalucita y biotita post esquistosa, en el caso de los basamentos de las unidades del Alpujárride Superior e Intermedio, y de cordierita en el caso de las unidades de más alto grado. Para el evento metamórfico de baja presión se han indicado unas condiciones de $P = 4$ kbar y $T = 600$ °C para la unidad de Torrox del Alpujárride Superior del sector oriental (García-Casco et al., 1993). Esta caída de P se relaciona con la exhumación de las unidades en relación con un adelgazamiento cortical y apretamiento de las isogradas (Balanyá et al., 1993; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999; Platt et al., 1996), tras la etapa de alta P , que produjo un apilamiento contractivo de potentes segmentos corticales del Complejo Alpujárride. Durante o después de la segunda etapa metamórfica tendría lugar la exhumación de los terrenos metamórficos acompañada de un intenso plegamiento de las sucesiones, con desarrollo de pliegues tumbados que afectan a la foliación principal S_2 y que generan una foliación de plano axial asociada (S_3) que, si bien se ha asociado tradicionalmente con un evento contractivo, hay autores como Platt et al. (1983), Orozco et al. (1998) y, Orozco y Alonso-Chaves (2002) que lo relacionan con la extensión del Mioceno.

Sin embargo, también se han determinado edades prealpinas (variscas y más antiguas) en las rocas alpujárrides atribuidas al Paleozoico Inferior y más antiguo. Dichas edades se han interpretado en relación con procesos metamórficos y magmáticos durante la Orogenia Varisca (Acosta, 1997; Zeck y Whitehouse, 1999; 2002; Zeck y Williams, 2001). Particularmente interesantes son las edades variscas obtenidas con el método U-Pb en circones de rocas de alto grado, las cuales se han correlacionado con el evento metamórfico de alta temperatura (Zeck y Whitehouse, 1999; 2002; Zeck y Williams, 2001). Bouybaouène et al. (1998) sugirieron que el metamorfismo de alta presión de facies granulíticas asociado espacialmente con el macizo peridotítico de Beni Bousera en el Rif Interno de Marruecos es de edad Varisca, sobre la base de edades U-Th-Pb de 292 ± 27 en granos de monacita incluidos dentro de granate (Montel et al., 1995). La petrología de estas granulitas es totalmente comparable a la de las rocas de alto grado que se encuentran alrededor de las peridotitas de Ronda en la Cordillera Bética, y Michard et al. (1997) sugirió que el metamorfismo de facies granulíticas y la subsecuente descompresión que afectó al Dominio de Alborán ocurrió durante la Orogenia Varisca. No obstante, los procesos metamórficos que acontecieron durante la Orogenia Varisca están hasta el momento presente mal caracterizados en las rocas del Alpujárride (Boulin, 1970; Sánchez-Navas, 1999), por lo que

tradicionalmente se ha pensado que aquéllos han sido totalmente obliterados por la Orogenia Alpina.

En esta tesis doctoral se han estudiado rocas de alto grado atribuidas al Paleozoico Inferior y más antiguo con la pretensión de establecer, sobre la base de las relaciones texturales, qué procesos metamórficos corresponderían a la Orogenia Varisca y cuales a la Alpina. Esto se ha intentado realizar en rocas del Paleozoico Inferior y más antiguo de las unidades de Río Verde, Torrox y Benamocarra. Para aclarar la incertidumbre, en lo que a la edad del metamorfismo de alta temperatura se refiere, se han estudiado, además, rocas de alto grado con protolitos vulcano-sedimentarios tradicionalmente atribuidos al Permo-Triásico, las cuales dan edades geocronológicas alpinas obtenidas con el método U-Pb en circones y que, al igual que en el caso de las edades variscas antes mencionadas, se atribuyen a eventos metamórficos de alta temperatura (Platt y Whitehouse, 1999). Este sería el caso de las rocas de la Punta de la Mona y de las Alberquillas estudiadas en esta tesis doctoral.

2. GEOLOGÍA DE CAMPO.

El trabajo de campo se ha desarrollado, tal y como se ha mencionado anteriormente, en cuatro áreas, que son:

1) Corte del Río Verde, que va a lo largo de la carretera que une el norte de la localidad de Almuñécar con la población de Jete, siguiendo primero la margen derecha y luego la izquierda del río del mismo nombre. En esta zona se han realizado diversas transversales perpendiculares al corte anterior en las zonas del Columbario Romano, carretera a Peña Escrita y Venta de Luciano.

2) Cabo de la Punta de la Mona, en donde se realizó un corte perpendicular a la costa, que discurre desde la Autovía del Mediterráneo, al norte del litoral, hasta el puerto deportivo Marina del Este. También se muestrearon los esquistos verdes al norte y oeste del pueblo de La Herradura, y en la playa de las Alberquillas.

3) Zona norte de las afueras del pueblo de Torrox y montañas al este de dicha localidad, concretamente los cerros denominados Pastora y Lagos, incluida la cara oeste de estas montañas, que da a los pueblos de Nerja y Frigiliana, hasta la denominada Cuesta del Melí y, por el sur, hasta la playa de Calaceite. También se han muestreado los esquistos grafitosos, esquistos moscovíticos y gneises en la parte sur del pueblo de Cómpeta a lo largo de la carretera que sale de este pueblo hacia la villa de Torrox, y los esquistos verdes cercanos al pueblo de Sedella.

4) Por último, también se han muestreados los esquistos grafitosos que incluyen diques de rocas básicas de los alrededores del pueblo de Benamocarra y más al oeste, en la carretera que une las localidades de Almáchar y Moclinejo.

A continuación describiremos diversas litologías, básicamente esquistos de alto y medio grado, oscuros o verdes, y migmatitas y gneises, pertenecientes al Alpujárride Superior, Intermedio y transicionales al Maláguide. Los esquistos oscuros de Río Verde, y los esquistos oscuros y gneises de Torrox pertenecen al Alpujárride Superior, y se localizan en dos unidades tectónicas tipo Guájares, según Sanz de Galdeano y López Garrido (2003). Los esquistos verdes y las migmatitas de la Punta de la Mona y los esquistos verdes de la unidad de las Alberquillas se localizan en unidades tipo Almiar segun Sanz de Galdeano y López Garrido (2003), del Alpujárride Intermedio (Manto de la Herradura). Los esquistos de

Benamocarra representan la transición desde los esquistos oscuros de Torrox a los esquistos oscuros de la base del Maláguide, y corresponden al grado medio.

2.1. Esquistos.

2.1.1. Esquistos de Río Verde.

Los esquistos estudiados en este área son los más profundos de la sucesión litológica, la cual resulta bastante monótona y está formada por esquistos grafitosos oscuros entre los que se intercalan micacuarcitas y cuarzomicasquistos (Fig. 2.1). Estas rocas afloran ampliamente a lo largo del valle del Río Verde entre Jete y Almuñécar. En Jete, y unos cientos de metros hacia el S, antes de llegar al pueblo, existe una banda de cuarcitas verdes con micasquistos verdes, biotíticos, cloríticos y epidóticos, a la que le sigue, al N del pueblo y en dirección a Otívar, una banda muy potente de esquistos grises-verdosos con cloritoide y distena, con niveles intercalados de calcoesquistos (Azañón et al. 1998). Esta formación se conoce en la literatura como esquistos de Jete (Copponex, 1958) y da paso gradualmente hacia arriba en la serie, por lo menos en mucho puntos donde la sucesión no ha sido cortada por fallas recientes (*cf.* Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2003), a la potente formación carbonatada de la Sierra de la Cabra, por encima (al N y O: Azañón et al., 1998) del pueblo de Otívar (Fig. 2.2).

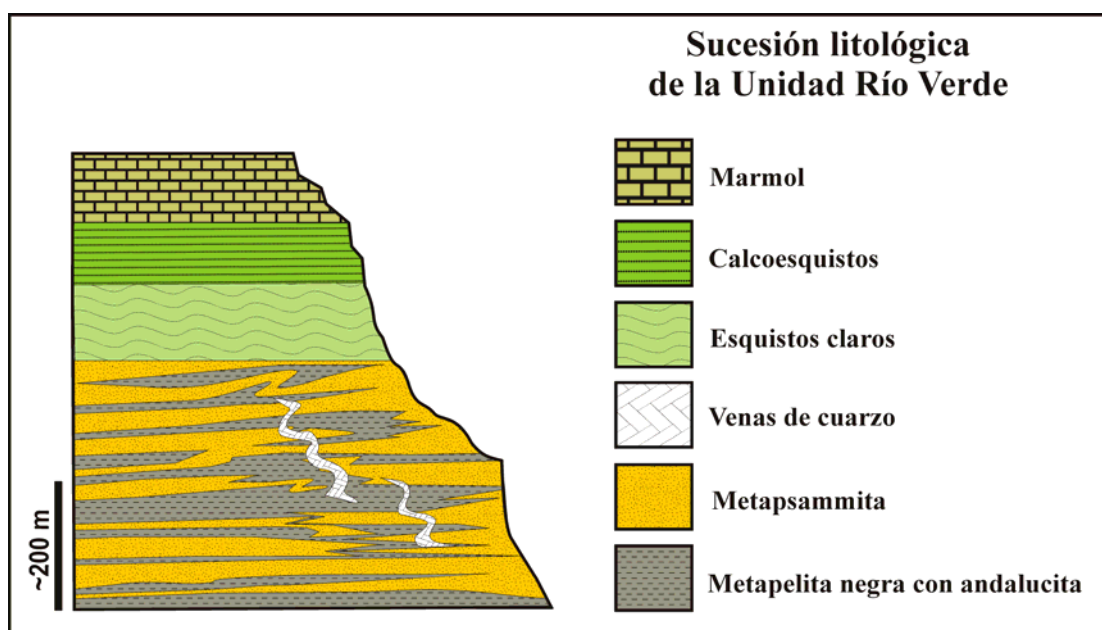


Fig. 2.1. Sucesión litológica de la Unidad de Río Verde.



Fig. 2.2. A) Panorámica general hacia el N, desde la zona de Peña Escrita, del Complejo Alpujarride aflorante en el Valle de Río Verde, con los esquistos de Río Verde en primer plano; en segundo plano al fondo y bajo el puente, se localizan los esquistos y cuarcitas verdosos de Jete, a los que siguen los esquistos claros y calcoesquistos que dan paso a los mármoles; las cumbres al fondo (Norte) están formadas por los mármoles triásicos del Manto de la Herradura en la Sierra de Cázulas (Almijara). B) Contacto entre los esquistos claros y calcoesquistos intercalados con la potente formación de mármoles suprayacentes en la zona de la Sierra de Cázulas (Cabra Montés). Norte a la derecha.

Se han muestreado diversos afloramientos de los esquistos grafitosos de Río Verde a lo largo de la carretera de Jete a Almuñécar y en el entorno del Columbario Romano de esta última localidad, en la pista que asciende a Peña Escrita y en las proximidades de Venta Luciano. A continuación se describen algunos rasgos macroscópicos de los afloramientos muestreados. En las trincheras de la carretera entre las poblaciones de Jete y Almuñécar, se observa una alternancia de niveles metapelíticos negros y metapsammíticos pardoamarillentos, cuyo protolito sedimentario fue una ritmita pelito-psammítica (Fig. 2.3A) que muestra numerosos pliegues métricos a decimétricos, en los que los límites litológicos están paralelizados a la foliación principal (Fig. 2.3B), aunque a veces son oblicuos a ella (Fig. 2.3.C). Estos pliegues, justo donde la carretera cruza el río Verde tienen dirección N-S y vergencia E. Estos niveles incluyen numerosas venas cuarcíticas y cuarzofeldespáticas, a veces de gran tamaño (Fig. 2.4A). Estas venas que cortan a la foliación pero suelen estar intensamente fracturadas (Fig. 2.4B) y, a menudo también, paralelizadas a la foliación más evidente a escala de afloramiento. En la carretera a Peña Escrita la sucesión es particularmente psammítica y aparece involucrada en grandes pliegues de escala cartográfica que ponen la serie subvertical, en relación con los cuales se desarrolla una fuerte crenulación de la foliación principal y pliegues tipo *chevron* de dirección N40-60 y clara vergencia al noroeste (Fig. 2.5A). En los delgados horizontes de esquistos oscuros intercalados entre los niveles psammíticos la blastesis de granate es generalizada, con tamaños de cristal de hasta un centímetro y hábitos rombododecaédricos (Figs. 2.5B y C). Concretamente, en las cercanías de la Venta de Luciano, encajadas dentro de la parte más oscura del esquisto existen bandas plegadas con notable concentración de granate. Estos niveles no se han podido muestrear ya que están muy meteorizados y son muy deleznable y, al recolectarlos, se desintegran dando una especie de grava compuesta básicamente por granates sueltos. Cerca de Almuñécar, dentro de venas de cuarzo postesquistosas, de dimensiones por lo general centimétricas, aparecen cristales prismáticos de andalucita, reorientados según la foliación más evidente en el campo y paralelizados con el contacto con el esquisto encajante (Fig. 2.6).



Fig. 2.3. Esquistos oscuros grafitosos de la base de la Unidad de Río Verde. A) Imagen general de una de las trincheras de la carretera que va de Jete a Almuñécar antes de llegar al puente de la autovía sobre el río Verde. B) y C) Aspectos de detalle de la alternancia pelito-psammitica que constituye la sucesión: en (B) los límites litológicos son subparalelos a la foliación; en (C) forman un muy alto ángulo con la misma.



Fig. 2.4. A) Potentes venas de cuarzo paralelizadas a la foliación del esquisto encajante, fuertemente diaclasadas, en la parte inferior de los esquistos de Río Verde. B) Detalle de dos sistemas conjugados de diaclasas asociadas a la tectónica extensional Alpina más reciente.



Fig. 2.5. A) Pliegues tipo chevron de dirección N40-60 y vergencia al noroeste en el corte de la carretera a Peña Escrita. B) y C) Aspecto de campo de los granates cuando se observan en un corte transversal a la foliación. La C) es de una roca usada en la construcción de un columbario romano.



Fig. 2.6. Prismas de andalucita rosa incluidos en venas de cuarzo postesquistosas que han sido posteriormente paralelizadas a la foliación principal de los esquistos de Río Verde cerca de la población de Almuñécar (Unidad de Río Verde).

2.1.2. Esquistos de la Punta de la Mona.

En los distintos afloramientos estudiados en la Punta de la Mona y en los alrededores de La Herradura se observan dos tipos de esquistos, oscuros y claros, y también mármoles dolomíticos, que están separados de los esquistos por contactos de falla en la mayoría de los casos. Sólo hacia el NO es posible observar las relaciones estratigráficas entre las sucesiones pelíticas de tonos claros y los mármoles estratigráficamente suprayacentes (Fig. 2.7).

Los esquistos oscuros de la Punta de la Mona son parecidos a los que se han descrito en la sucesión de Río Verde pero muestran un evidentemente mayor grado metamórfico (Fig. 2.8), e incluso dan paso, en los niveles más profundos de la serie, que afloran en la zona cercana al mar, a gneises y migmatitas que incluyen diferenciados granitoides concordantes con la foliación (véase la sección sobre los gneises de la Punta de la Mona). El aspecto de campo de los esquistos revela su alto grado metamórfico por la presencia de sillimanita

prismática y biotita, visibles a simple vista (Fig. 2.8A). Estos esquistos oscuros también contienen granates de gran tamaño (Fig. 2.8D), que, al igual que la sillimanita, también aparecen también en esquistos de tonalidad verdosa (Fig. 2.9) que se superponen a los anteriores (Fig. 2.8).

Encima de los esquistos oscuros de la Punta de la Mona aparecen micasquistos y cuarzo-esquistos de color verde-grisáceo, con intercalaciones de esquistos anfibólicos y de epidotitas (Fig. 2.10). Estos esquistos verdes se hacen algo más claros hacia arriba en la sucesión e incluyen frecuentes niveles cuarcíticos ricos en epidota y anfíboles, semejantes a los esquistos de Jete, antes mencionados. El color gris claro se hace cada vez más verdoso a medida que se enriquecen en silicatos cálcicos. El grado metamórfico de estos esquistos es evidentemente alto, ya que en el campo se ven concentraciones o segregados de sillimanita (Fig. 2.10C), que se describirán en detalle en los capítulos 3 y 7. Estos esquistos verdes de la Punta de la Mona dan paso, cuando se asciende en la sucesión, a unos micasquistos de grano más fino que presentan intercalaciones de rocas calcosilicatas muy similares a las rocas infrayacentes, pero que, según el aspecto de campo, parecen ser de menor grado metamórfico. En cualquier caso, el protolito de los dos términos debió ser el mismo: una serie de tipo volcánico-sedimentario.

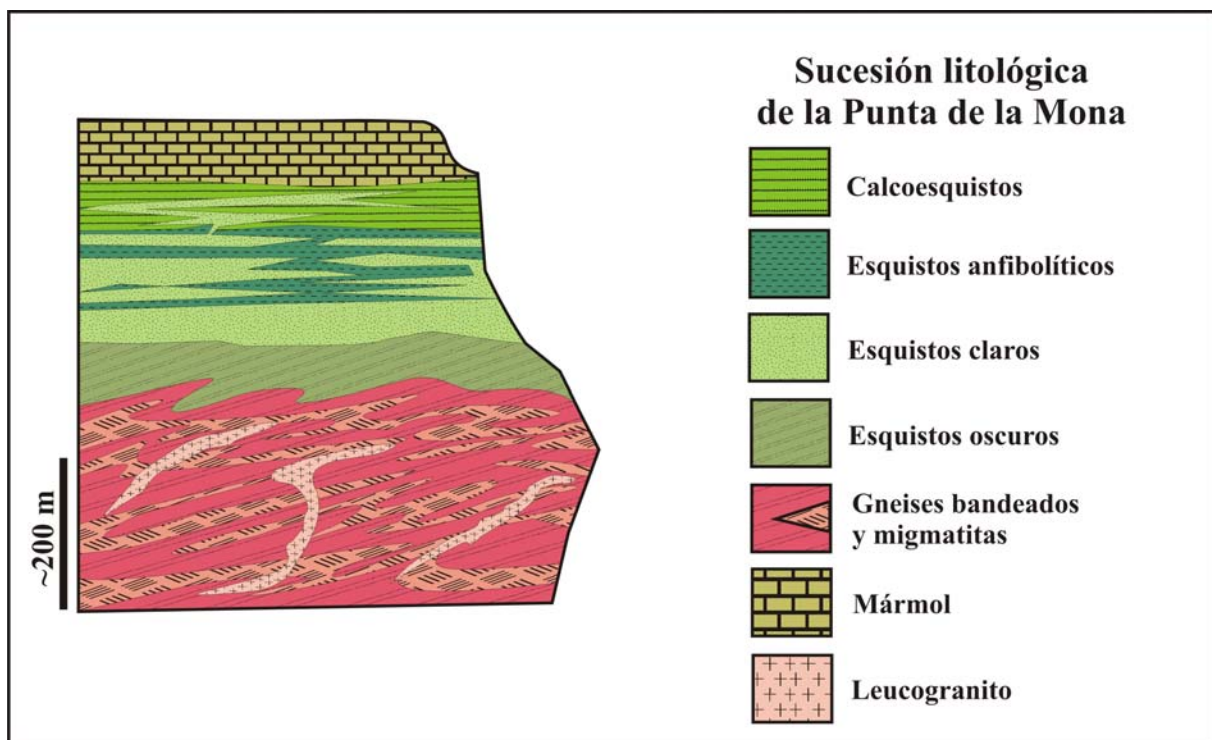


Fig. 2.7. Sucesión litológica de la Unidad de la Punta de la Mona

Fig. 2.8. Aspecto de campo de los esquistos oscuros de la base de la sucesión de la Punta de la Mona, en donde se aprecia un notable tamaño de los lepidoblastos de biotita y sillimanita (A), así como la presencia de numerosos segregados cuarzo-feldespáticos más o menos replegados (B y C) y, dentro de estos últimos, cristales de granate de tamaño centimétrico (D).





Fig. 2.9. Cristales de granate dentro de las regiones micáceas de los esquistos oscuros, en este caso con cierta tonalidad verdosa, de la base de la sucesión de la Punta de la Mona.

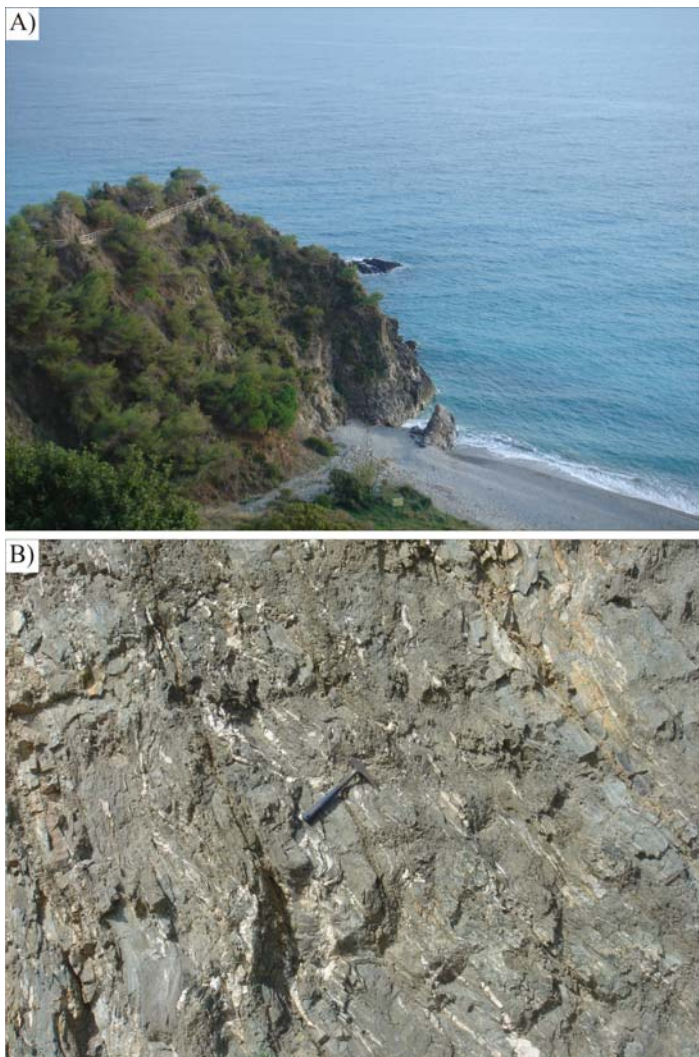
En el techo de la sucesión aparecen mármoles totalmente equivalentes a los que afloran en los alrededores de Otívar, al N de los esquistos de Río Verde, anteriormente descritos pero, como ya se ha señalado, las relaciones estratigráficas de los esquistos verdosos con los mármoles suprayacentes no son visibles en los afloramientos de la Punta de la Mona. Los mármoles que afloran a lo largo de la costa (Fig. 1.6), formando acantilados sobre el mar en este sector, están separados de los esquistos mediante contactos tectónicos en todos los casos. Además, se consideran pertenecientes a otra unidad tectónica, que estaría corrida sobre la Unidad de la Punta de la Mona, y que por su analogía con los mármoles de Cerro Gordo, situados al otro lado de la bahía de La Herradura, se asignan a la denominada Unidad de las Alberquillas (Aldaya et al., 1979, Sanz de Galdeano et al., 2003) que, al igual que la sucesión de la Punta de la Mona, también se considera un elemento tectónico perteneciente al Manto de la Herradura, el conjunto más característico del Alpujárride Intermedio en este sector.

Fig. 2.10. A) y B) Micasquistos claros con intercalaciones verdes de silicatos cálcicos de la Punta de la Mona. C) Moteados de sillimanita en los esquistos de color verde que aparecen en algunos casos fuertemente deformados por la foliación.



2.1.3. Esquistos de las Alberquillas.

Los esquistos de las Alberquillas son esquistos verdes equivalentes a los anteriormente descritos en la zona de la Punta de la Mona. Se han estudiado en la playa de las Alberquillas (Fig. 2.11A), entre los pueblos de La Herradura y Nerja, y en las cercanías del pueblo de Sedella. Forman parte de una sucesión totalmente comparable a la de la Punta de la Mona (Fig. 2.7) en la que, sin embargo, no se observan las relaciones con los niveles de esquistos oscuros de la base de la sucesión mientras que, por el contrario, las relaciones de paso gradual a los mármoles estatigráficamente suprayacentes son visibles en numerosos puntos (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2003). Se trata de micasquistos claros y verdes (Fig. 2.11B) con intercalaciones de calcoesquistos hacia la parte superior que dan paso gradual a los mármoles. Presentan intrusiones de leucogranito, semejantes a las que luego se describirán para las migmatitas de la Punta de la Mona. Estos esquistos aparecen fuertemente replegados (Fig. 2.12A) y, a pesar del fuerte grado de transposición que los afecta, se sigue observando un bandeo composicional definido por niveles con diversos tonos de color verde que deben



corresponderse con el bandeo original de la ritmita volcano-sedimentaria que se supone que constituyó el protolito de la sucesión (Fig. 2.12B). Llama la atención la abundancia de porfiroblastos de anfíbol, posiblemente hornblenda, y granate en algunos niveles más pelíticos (Figs. 2.12B y 2.13.A). Los primas de anfíbol crecen a veces desorientados sobre el plano de la foliación (Fig. 2.13B), pero en otras ocasiones se encuentran alineados (Fig. 2.13C).

Fig. 2.11. A) Vista general de la playa de las Alberquillas con los esquistos más profundos de la serie al fondo. Estos esquistos son más oscuros que los de la parte superior de la serie. B) Aspecto de campo de los micasquistos claros y verdes.

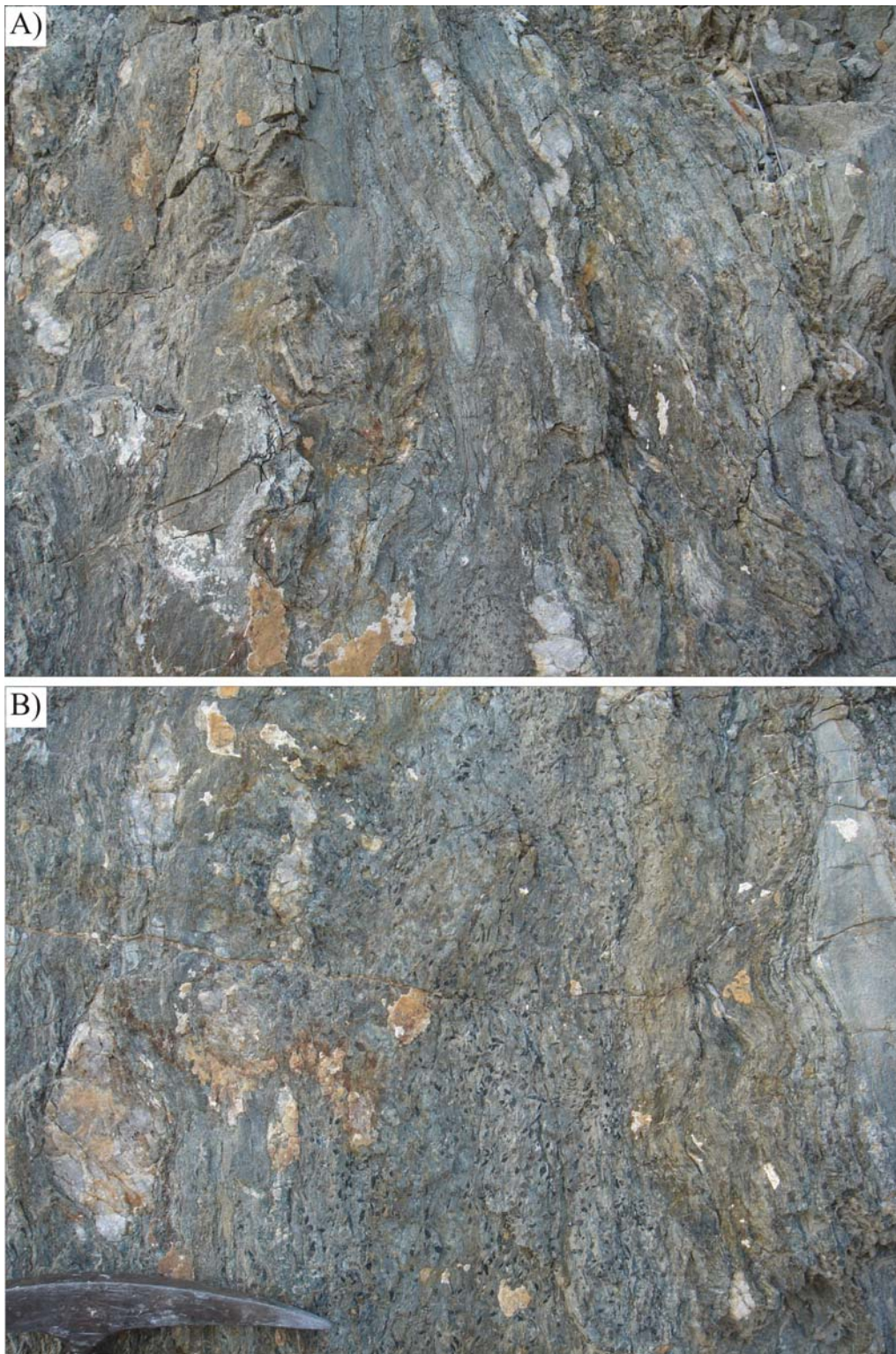


Fig. 2.12. A) Pliegues desenraizados en los esquistos verdes de las proximidades de La Herradura. B) Bandeado definido por las tonalidades más azuladas (más pelítica y calcosilicatada) y más verdosas (más cuarzosa). En la parte más azulada se observan numerosos porfiroblastos de anfíbol y granate.



Fig. 2.13. (A) Porfiroblastos de hornblenda y granate en una sección perpendicular a la foliación. (B) Hornblenda palmeada sobre el plano de la foliación. (C) Cristales prismáticos y aciculares de hornblenda que aparecen orientados sobre el plano de la foliación en un micasquisto de color claro.

2.1.4. Esquistos de Torrox.

Afloran entre los pueblos de Frigiliana y Algarrobo y, por el norte, llegan hasta el borde de la Sierra de Cómpea (Fig. 1.7). En el campo son esquistos oscuros con abundante grafito, con intercalaciones cuarcíticas también oscuras. En algunos casos presentan tonos rojos y ocres, resultado de la alteración. Lo más significativo de esta potente sucesión es la alternancia reiterada de horizontes pelíticos y cuarcíticos. El protolito sedimentario fue una ritmita pelito-psammítica rica en materia carbonosa, de modo que, con el metamorfismo, los lechos pelíticos se han transformado en micasquistos y los de areniscas en cuarzomicasquistos y micacuarcitas. El grado metamórfico medio-alto es evidente por el notable tamaño de grano de los cristales de granate, moscovita, biotita, e incluso estauroлита, que se ven a simple vista, sobre todo en la parte baja de la sucesión adyacente al gneis de Torrox (Fig. 2.14). Lo más destacable en campo, en cuanto a minerales directamente visibles, es la presencia de grandes prismas de andalucita, que crecen desorientados en los niveles pelíticos con abundante grafito. La andalucita forma en muchos casos agregados palmeados que crecen desorientados sobre el plano de foliación dentro de los niveles más pelíticos. Sin embargo, en la parte baja de la potente sucesión de esquistos oscuros grafitosos de Torrox (Fig. 2.15) la andalucita forma cristales prismáticos de hasta 1 cm de grosor y varios centímetros de longitud, y es sistemáticamente de tipo quiasolítico. Estos quiasolitos crecen sobre el plano de una esquistosidad que, en general, es la más desarrollada a la escala del afloramiento. A veces aparecen poco deformados, otras suavemente microplegados, y en muchos otros casos se encuentran muy fuertemente deformados. Esta andalucita intensamente deformada puede aparecer transformada a mica blanca y reorientada, tendiendo a definir una lineación aproximadamente N-S en los afloramientos de Torrox (Fig. 2.16). En los esquistos de Torrox existen, además, frecuentes venas de cuarzo concordantes y más o menos discordantes y replegadas con respecto a la foliación principal. Buena parte de las venas de cuarzo, además de moscovita y plagioclasa (albita), contienen prismas rosas de andalucita de tamaño centimétrico. En algunas venas cuarzofeldespáticas paralelizadas a la foliación principal reconocidas en la región de Algarrobo se han encontrado pequeños cristales de distena, aunque su desarrollo más notable tiene lugar en los esquistos de Benamocarra, que se describirán más adelante.

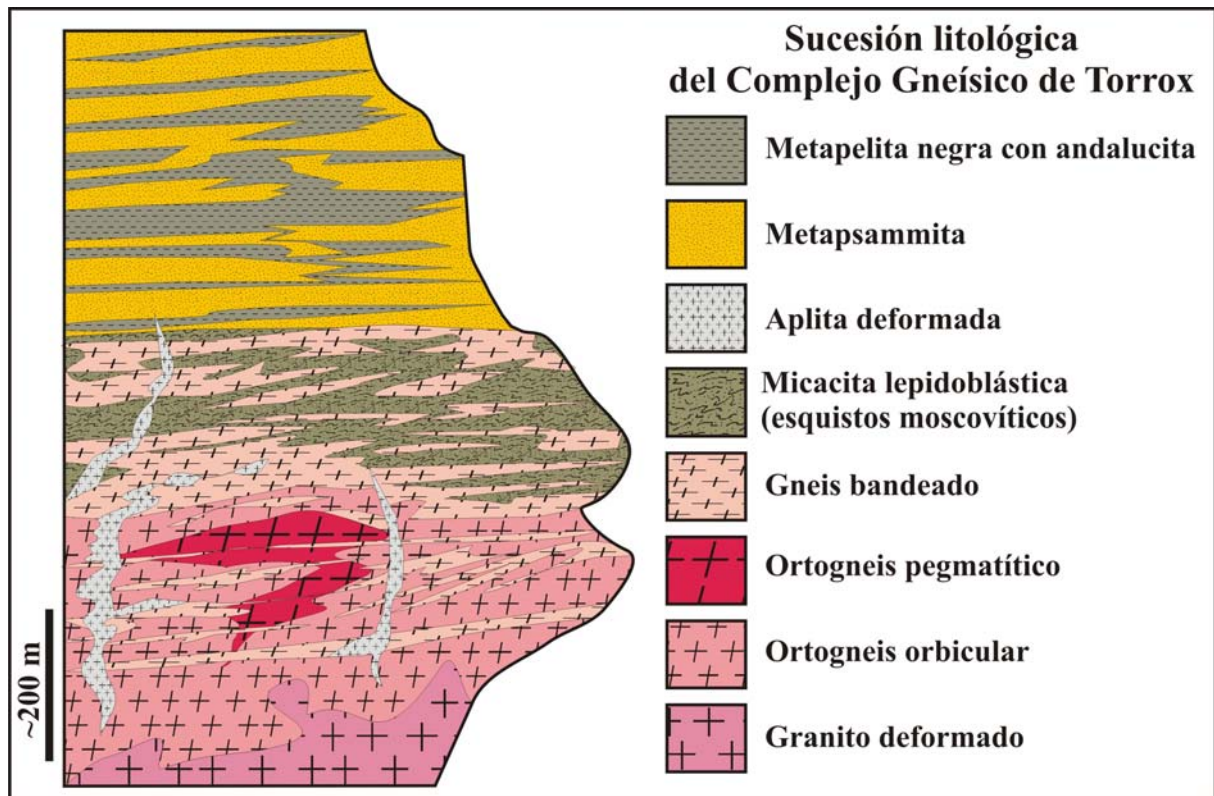


Fig. 2.14. Sucesión litológica de la Unidad de Torrox



Fig. 2.15. Quiastolitos de andalucita moderadamente deformados (aplastados) incluidos en las bandas pelíticas de la parte baja de los esquistos grafitosos oscuros de Torrox.

Fig. 2.16. (A) y (B).- Lineación mineral definida por cristales de andalucita muy deformados (estirados) y parcialmente transformados a mica blanca sobre el plano de la foliación principal en la parte baja de los esquistos de Torrox. C) Cristal prismático de andalucita rosa, estirado y fracturado.



En algunos afloramientos, se puede observar que la serie de pelitas grafitosas grada (hacia el muro) a rocas con mucha moscovita y, a veces, cuarzo. Estas rocas se encuentran en la parte más baja de los esquistos de Torrox, frecuentemente intercaladas con gneises bandeados y aplíticos (Fig. 2.17A), y afloran en las afueras de esta población, concretamente en su parte norte, así como en la cara oeste del Cerro Pastora. También aparecen en la entrada sureste del pueblo de Cómpeta según se viene de Torrox, al oeste del pueblo de Canillas de Aceituno, en la llamada banda de Rompealbardas (García-Casco, 1993) y en los Cortijillos de la pedanía del Acebuchal, siempre en relación con gneises bandeados, glandulares y aplíticos semejantes a los de Torrox. Dentro de estos esquistos moscovíticos se suelen intercalar bandas leucocratas, en general de escala centimétrica y de textura sobre todo aplítica (Fig. 2.17A), con contactos netos que son generalmente paralelos a la foliación (Fig. 2.17B), aunque a veces el contacto entre ambos litotipos es difuso (Fig. 2.17C).

Los esquistos moscovíticos forman bandas de naturaleza pelítica, con espesores de hasta varios metros sobretodo aquellas localizadas a la periferia del gneis e incluidas parcialmente dentro de éste. Su color es gris con brillo plateado debido a la gran abundancia de moscovita que en general tiene un tamaño de grano grueso o muy grueso a veces hasta centimétrico, por lo que a este litotipo podría ser descrito como una micacita con textura lepidoblástica. Boulin (1970) llamó a estas rocas “septas micáceas” y Pinto (1986), y luego García-Casco (1993), las denominaron “blastitas”. El tamaño de los cristales de moscovita no siempre es homogéneo y grueso o muy grueso, sino que, en los litotipos más foliados el tamaño de grano se reduce a causa de la deformación (Fig. 2.18A).

Cuando estos esquistos moscovíticos se observan en el campo en un día soleado aparecen con un fuerte aspecto plateado debido a que la luz se refleja en los planos basales de los abundantes cristales, de moscovita. Sin embargo, en ausencia de intensa luz solar, su color más aparente es oscuro, casi negro, y su aspecto bastante parecido al de los micasquistos grafitosos suprayacentes. Así pues, las observaciones de campo ya apuntan hacia una posible relación genética entre ambos litotipos. En particular, los litotipos en los que la moscovita es menos abundante o bien su tamaño de grano es mayor, puede apreciarse la naturaleza del precursor del esquisto moscovítico: se trata del esquisto grafitoso con biotita y andalucita adyacente, que se localiza justo por encima de estos niveles en la sucesión (Figs. 2.15 y 2.16).

Los esquistos moscovíticos son también, en algunos casos, muy ricos en cuarzo y pobres en feldespato (albita). Otra observación de campo muy interesante en estos esquistos

es la notable presencia de turmalina, sobre todo en las zonas de contacto con rocas gneísicas leucocratas subyacentes (Fig. 2.19). La turmalina crece desorientada, formando prismas alargados con texturas a veces palmeadas, sobre el plano de la foliación y, en algunas ocasiones, estos prismas pueden llegar a tener hasta un centímetro de grosor y varios centímetros de longitud (Fig. 2.19).

Dentro de los esquistos moscovíticos, además de las intercalaciones concordantes de bandas leucocratas de textura aplítica (y de composición trondhjemítica, como se verá con más detalles), aparecen también pequeños diques o venas leucocráticas, muy ricas en plagioclasa y sin Kfs (véase apartado 2.2.2 y capítulo 3), que cortan a la foliación principal. Estos diques leucocratos que cortan la foliación principal, aparecen a su vez deformados, como se evidencia por la existencia de otra foliación en su interior, subparalela a la exterior y algo más tenue (Figs. 2.20 y 2.21).

Para finalizar la descripción de campo de estas rocas tan peculiares, hay que decir que muchas de las rocas cartografiadas como gneises y migmatitas del Alpujarride Superior en la parte oriental de las Cordilleras Béticas (Unidad de Torrox-Sayalonga, Unidad de Venta de Palma, Unidad de los Guajares) son, en su mayor parte, esquistos moscovíticos con intercalaciones de rocas leucocratas, con textura aplítica y a veces pegmatítica semejantes a los de Torrox, siendo los gneises glandulares y bandeados muy minoritarios en los afloramientos.



Fig. 2.17. A) Aspecto general de los esquistos moscovíticos con numerosas bandas aplíticas intercaladas. B) y C) Detalles de diversos tipos de contacto entre los esquistos moscovíticos y las bandas de aplitas intercaladas.

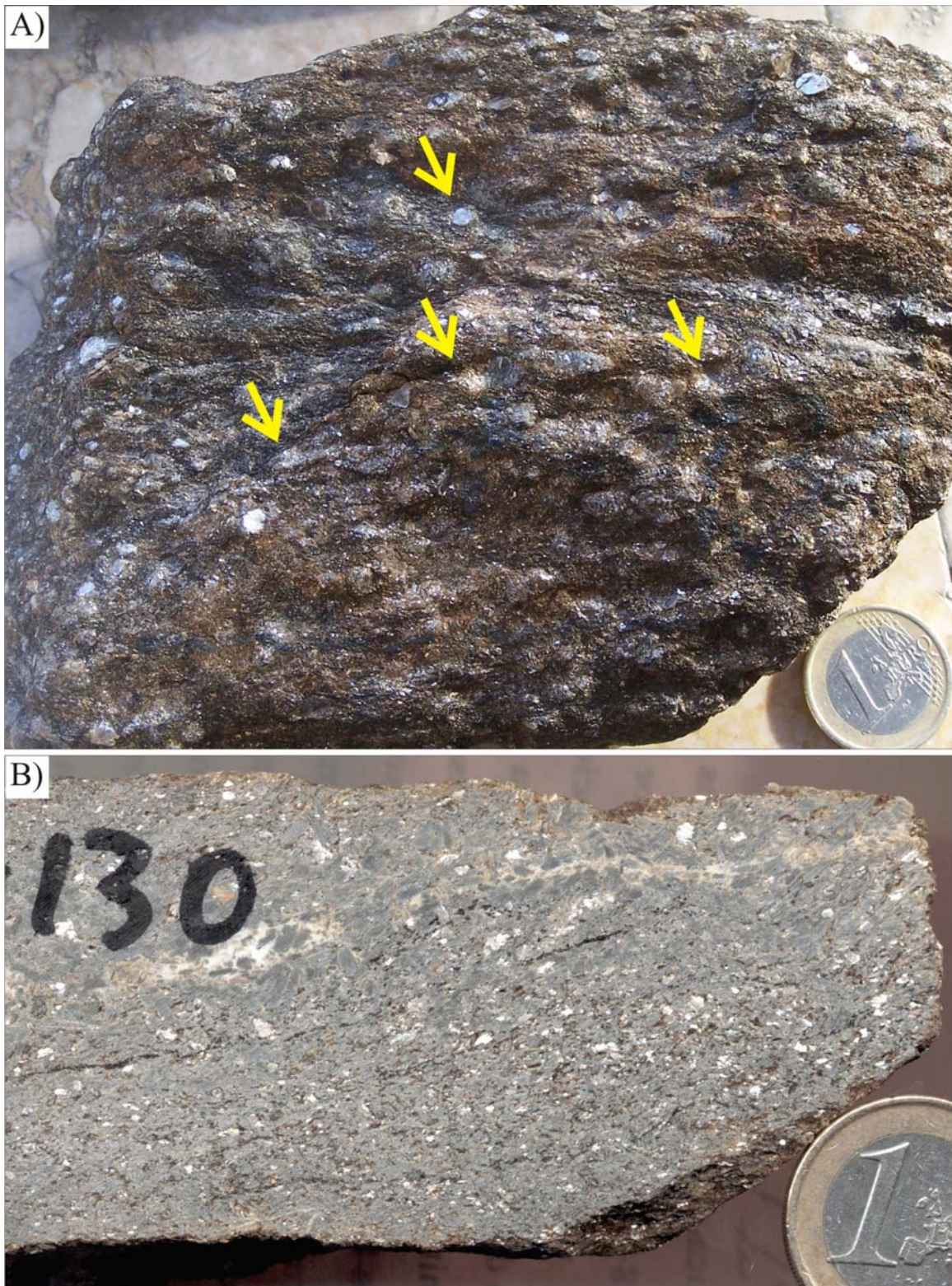


Fig. 2.18. Cristales de moscovita de tamaño centimétrico en esquistos moscovíticos. En la imagen A) la heterogeneidad de tamaños junto con el carácter menos intenso de la moscovitización, permite apreciar relativamente bien la naturaleza del precursor del esquisto moscovítico: un esquisto grafitoso con biotita. Obsérvase la notable reducción del tamaño de grano según los planos de la foliación principal que no solo afecta a la matriz esquistosa (rica en biotita en este caso) sino también a los cristales de mayor tamaño de moscovita, que a veces muestran formas almendradas. Y aparecen parcialmente trituradas (flechas) B) En este caso el grado de moscovitización es tan grande que es imposible reconocer la naturaleza de la roca pelítica original. Tanto en la muestra de roca sin cortar (A) como en la roca seccionada (B) los cristales de moscovita que brillan son aquellos cuyas secciones basales son paralelas al plano observación sobre el cual la luz incide perpendicularmente (ver también Fig. 2.19C).



Fig. 2.19. A) y B) Abundantes cristales de turmalina de tamaño milimétrico que crecen desorientados sobre el plano de foliación en el esquistó moscovítico adyacente al gneis leucocrato. C) Cristal pegmatoide de turmalina dentro del esquistó moscovítico.

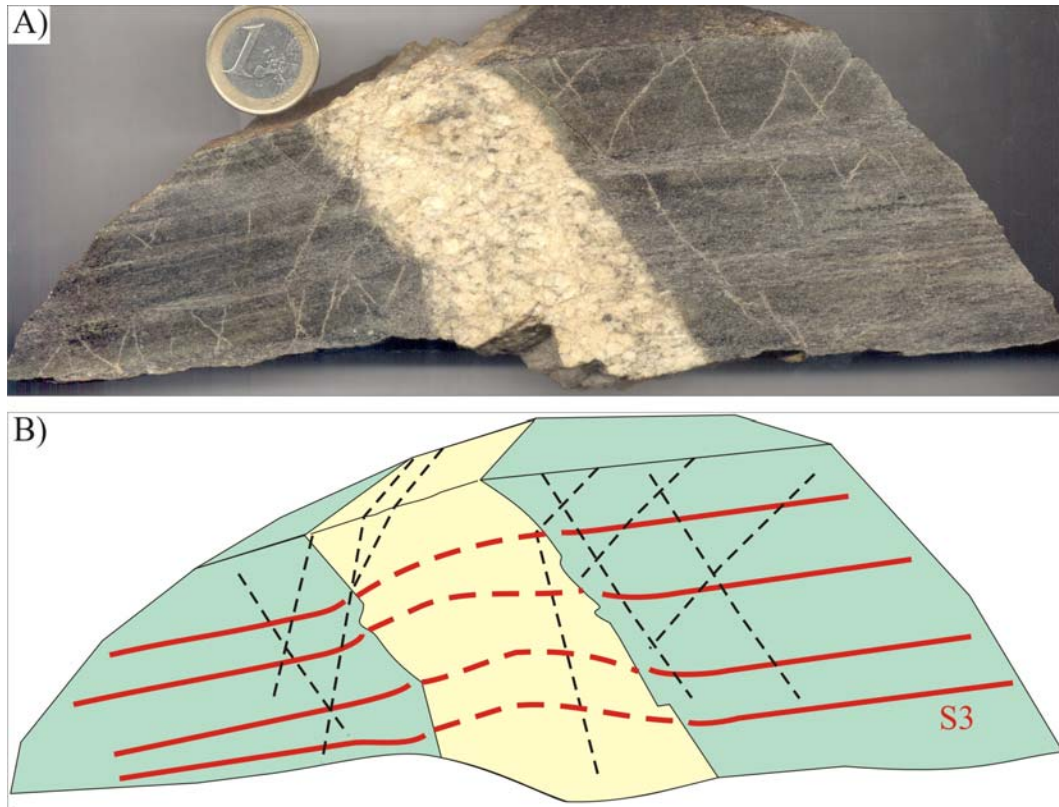


Fig. 2.20. A) Dique leucocrato de cuarzo y plagioclasa albítica, con andalucita y cordierita, que corta a la foliación principal y que, a su vez, aparece deformado, con otra foliación en su interior que tiende a paralelizarse con la exterior. Todo ello aparece además afectado por varios sistemas de diaclasas tardías. B) Esquema interpretativo (véase Fig. 3.21A-B).

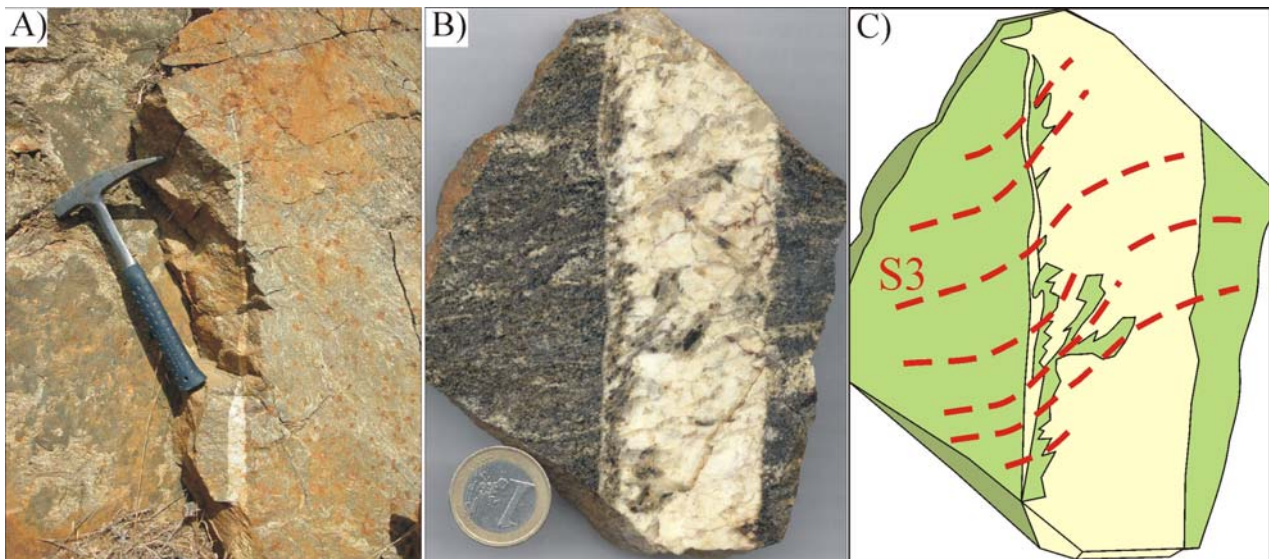


Fig. 2.21. A) Aspecto de campo de un dique leucocrato que corta la foliación principal del esquistó moscovítico encajante. El material leucocrato, básicamente cuarzo y feldespato, se segrega a favor de una fractura que se cierra hacia la parte superior de la imagen. B) Sección del mismo dique donde se aprecia cómo el esquistó encajante ha sido asimilado parcialmente en uno de sus bordes, en relación con la apertura de una segunda fractura posterior a la formación de la grieta principal que se rellena con el segregado metamórfico. La porción de esquistó englobado tras la apertura de la segunda fractura aparece fuertemente moscovitizada. También se observa la existencia de moscovitas de tamaño centimétrico en el interior del dique. C) Esquema interpretativo donde se marca la traza de foliación principal (S_3 , en este ejemplo)

2.1.5. Esquistos de Benamocarra.

Se trata de esquistos grises muy oscuros, de grado medio, que presentan un bandeo definido por los dominios cuarzosos y lepidoblásticos alternantes heredados del protolito pelito-psammítico sedimentario (Fig. 2.22). Son bastante monótonos y afloran en el área de Vélez-Málaga y en la parte oriental de los Montes de Málaga, hasta los pueblos de El Borge, Almáchar y Moclinejo (Fig. 2.23). En el mapa geológico oficial del IGME (Hojas de Vélez Málaga y Málaga-Torremolinos), dentro de este conjunto monótono de esquistos se han cartografiado varias litologías diferentes que han sido incluso asignadas a diversas unidades tectónicas alpujárrides. Sin embargo, cuando se siguen a lo largo de las carreteras que unen Vélez-Málaga con los pueblos de Arenas, Daimalos, Algarrobo, Sayalonga, Corumbela, Cómpeta y Torrox, estos esquistos parecen todos iguales a juzgar por su aspecto macroscópico, y parecen gradar progresivamente, conforme aumenta el tamaño de grano y el grado metamórfico, a los esquistos oscuros de Sayalonga y Torrox. Esto también ocurre cuando, partiendo de la costa, viajamos hacia el norte hasta la falda meridional de la Sierra Tejeda por las carreteras que van a Archez, Sedella y a las dos Canillas, del Aceituno y de Albaida. Por otra parte, al decrecer hacia arriba el tamaño de grano de la roca y su grado metamórfico, los esquistos de Benamocarra parecen transicionar progresivamente a los esquistos de bajo grado que constituyen la base del Complejo Maláguide (Formación Morales: Martín-Algarra et al., 2004), de los cuales es muy difícil su separación cartográfica, aunque a veces se reconoce sobre el terreno, y entre ellos, la presencia de zonas de cizalla extensional.

En los esquistos de Benamocarra aparecen también numerosos diques de rocas subvolcánicas, de anchura muy variable, desde centimétrica a pluridecamétrica, y naturaleza máfica (diabasas), que suele estar muy alterados (Fig. 2.24). Estos diques son idénticos a los que atraviesan a las formaciones paleozoicas de Morales, Santi Petri y Falcoña del Complejo Maláguide al N de Málaga y también en otras localidades de este complejo en las provincias de Málaga y Almería.

Los segregados metamórficos de cuarzo, tanto concordantes como discordantes con respecto a la foliación principal, son muy abundantes en estos esquistos. En la mayoría de los casos se trata sólo de venas de cuarzo y albita que, a pesar de ser originalmente discordantes, suelen aparecer fuertemente replegadas y paralelizadas a la foliación principal. En otros muchos casos las venas de cuarzo contienen, además, andalucita prismática de color rosa en

cristales a veces desorientados (Fig. 2.25) pero que, generalmente, aparecen más o menos triturados en condiciones frágiles. Excepcionalmente (Figs. 2.26 y 2.27), en una de estas venas deformadas y paralelizadas a la foliación principal, se han reconocido cristales prismáticos de distena azul (Fig. 2.26), parcialmente intercrecidos con andalucita rosa (Fig. 2.27). La presencia de venas cuarzofeldespáticas con distena parcialmente transformada a andalucita no constituye un hecho exclusivo de la Unidad de Benamocarra, sino que también ha sido constatada en otras unidades del Alpujárride Superior. A pesar de ser un litotipo casi desconocido en la literatura, por ser muy difícil de encontrar en el campo y no haber sido estudiado con detalle hasta el presente trabajo, su existencia fue constatada por Martín-Algarra (1987) en el tercio superior del conjunto de esquistos oscuros del Manto de los Reales (Formación del Puerto de los Guardas) al N de la Sierra de las Aguas (NE de Carratraca), y reconocida asimismo por este mismo autor (comunicación personal) en otras unidades del Alpujárride Superior: los esquistos del Río Verde al S de Jete, estudiados en este trabajo, y los de la Unidad de la Plata en la Sierra de la Alfaguara, al N de Granada. Las venas de cuarzo paralelizadas a la foliación principal (a escala de afloramiento) que contienen la distena aquí estudiada y, se localizaron al suroeste de Almáchar en el km 6.5 de la carretera que va hacia Moclinejo; por tanto en una posición estratigráfica bastante alta en la sucesión de la Unidad de Benamocarra, relativamente cerca del límite con el Complejo Maláguide suprayacente.

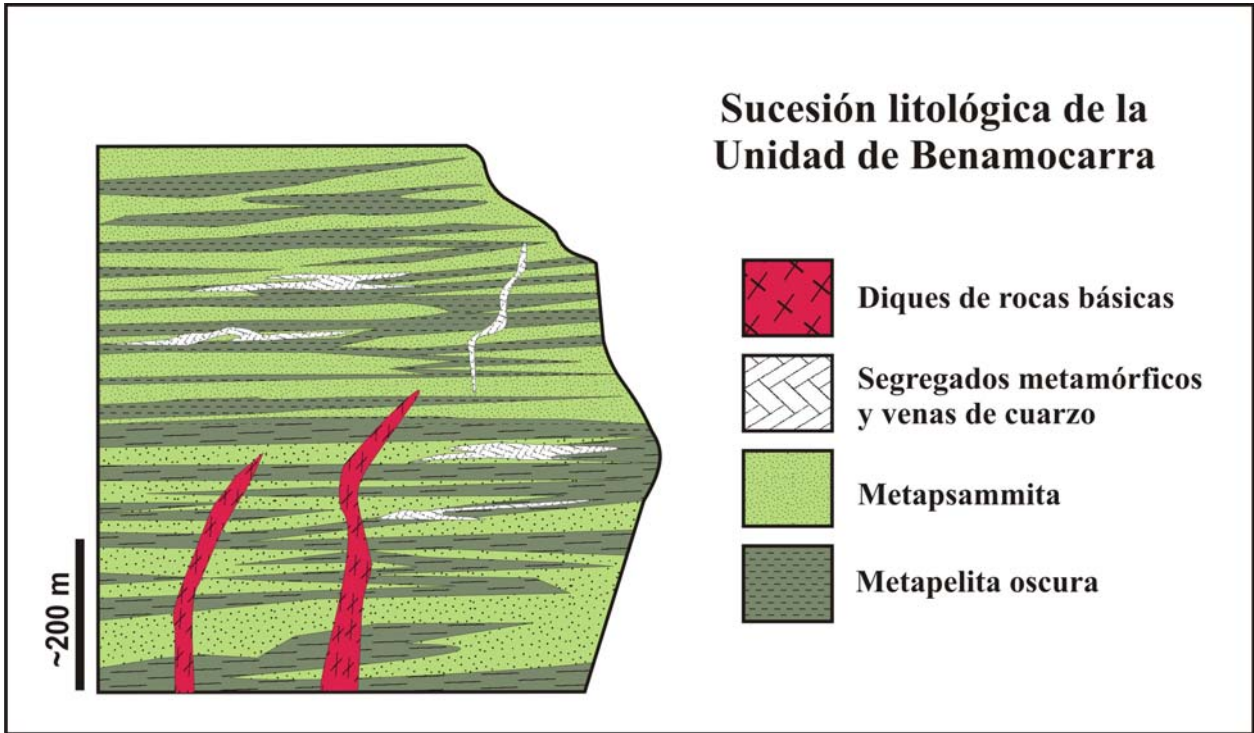


Fig. 2.22. Sucesión litológica de la Unidad de Benamocarra.



Fig. 2.23. Aspecto de campo de la potente sucesión de esquistos de Benamocarra, al O de esta localidad

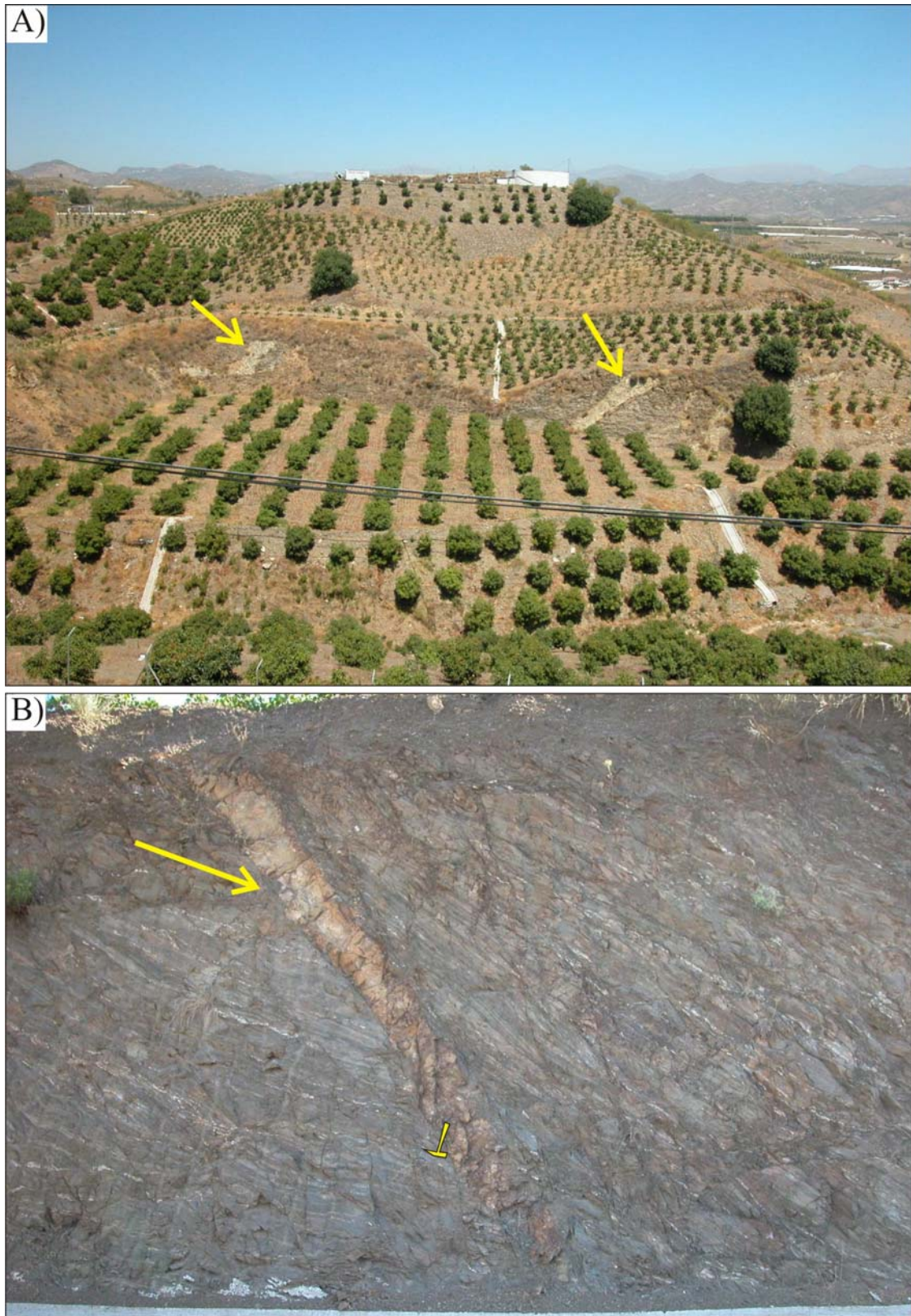


Fig. 2.24. Vista general (A) y detalle (B) de los diques de diabasas incluidos en los esquistos de Benamocarra al oeste de esta localidad.



Fig. 2.25. Agregado radial de prismas de andalucita rosa incluidos en una vena cuarzo-feldespática dentro de los esquistos oscuros de Benamocarra (carretera de acceso a Benamocarra, a unos cientos de metros de la localidad).

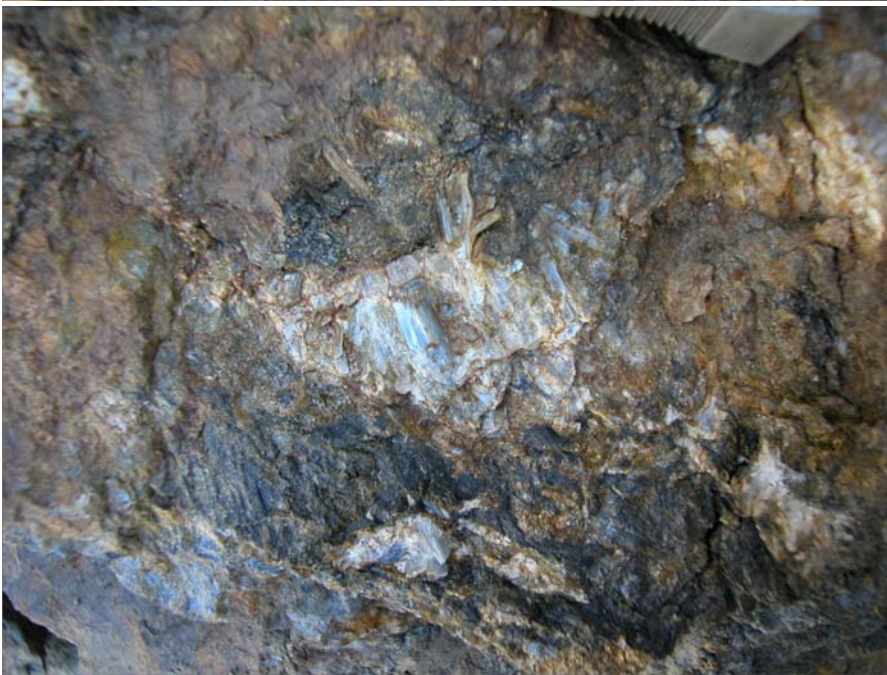


Fig. 2.26. Cristales prismáticos de distena azul y andalucita rosa en segregados de cuarzo incluidos en los esquistos oscuros de Benamocarra al SO de Almáchar.



Fig. 2.27. Intercrecimientos de distena azul y andalucita rosa dentro de los segregados de cuarzo en los esquistos de Benamocarra al SO de Almáchar.

2.2. Gneises y migmatitas.

2.2.1. Migmatitas y gneises de la Punta de la Mona.

Se han denominado migmatitas y gneises de la Punta de la Mona a aquellas rocas de color generalmente oscuro, pero que, de hecho, están formadas por mezcla de dominios leucocratos y melanocratos que afloran al oeste del puerto de Marinas del Este, situado entre las poblaciones de Almuñécar y La Herradura. Según su aspecto de campo se pueden distinguir diversos tipos estructurales: migmatitas con estructura bandeada (*schlieren*) y plegada (Fig. 2.28A), flebítica (Fig. 2.28B) y oftálmica (o *augen*: Fig. 2.28C).

Los dominios melanocratos de las migmatitas *s.l.* lo constituyen esquistos de alto grado de color oscuro y, en el afloramiento de campo llama particularmente la atención dentro de estos dominios la notable cantidad de biotita y de sillimanita prismática, ambas visibles a simple vista, las cuales aparecen definiendo la foliación, y en el caso de la sillimanita, la lineación dentro del esquisto (Figs. 2.28D).

En los esquistos verdes de la parte oriental de la playa de La Herradura (Fig. 29A-B), que allí contienen abundante sillimanita, aparecen segregados graníticos subparalelos a la foliación, compuestos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo con abundante moscovita y turmalina (Fig. 2.30). Una observación de campo muy interesante es el grado variable de asimilación de la roca de caja por parte de la intrusión granítica (Fig. 2.30B). Intrusiones graníticas iguales que las aquí descritas en la Punta de la Mona se observan en las cercanías del pueblo de Sedella, dentro de una unidad tectónica totalmente equivalente a la de la Punta de la Mona, también perteneciente por tanto al Alpujárride Intermedio (Manto de la Herradura), y que en la literatura aparece con el nombre de Unidad de las Alberquillas (Sanz de Galdeano y López Garrido, 2003; Alonso-Chaves y Orozco, 1998). Aquí las rocas de caja, aun siendo de alto grado (facies de las anfibolitas) no tienen aspecto de migmatitas. Se tratan de esquistos verdes con horblenda, epidota y titanita, lo que apunta a que el protolito, al igual que ocurre en los esquistos de colores verdes de la Punta de la Mona, fue una serie volcánico sedimentaria. No obstante el tramo en el que intruyen los leucogranitos es mucho menos aluminico, esto es, de tipo metaluminoso y rico en calcio. Tal vez por ello no se observa sillimanita en la zona de Sedella; otra posibilidad es que el grado metamórfico sea algo menor que en la Punta de la Mona. En cualquier caso los procesos de asimilación de la roca de caja por parte del granito, al igual que en el caso de la Punta de la Mona, dan abundante turmalina y moscovita en el contacto entre ambos litotipos (Fig. 2.31). El leucogranito suele ser también rico en turmalina y moscovita, ésta última usualmente de tipo pegmatítico.

Fig. 2.28. Diversas estructuras migmatíticas en esquistos oscuros de la Punta de la Mona: A) bandeada (schlieren) y plegada; B) flebítica; y C) oftálmica o augen. D) Lineación mineral dentro de los dominios melanocráticos definida por sillimanita prismática.



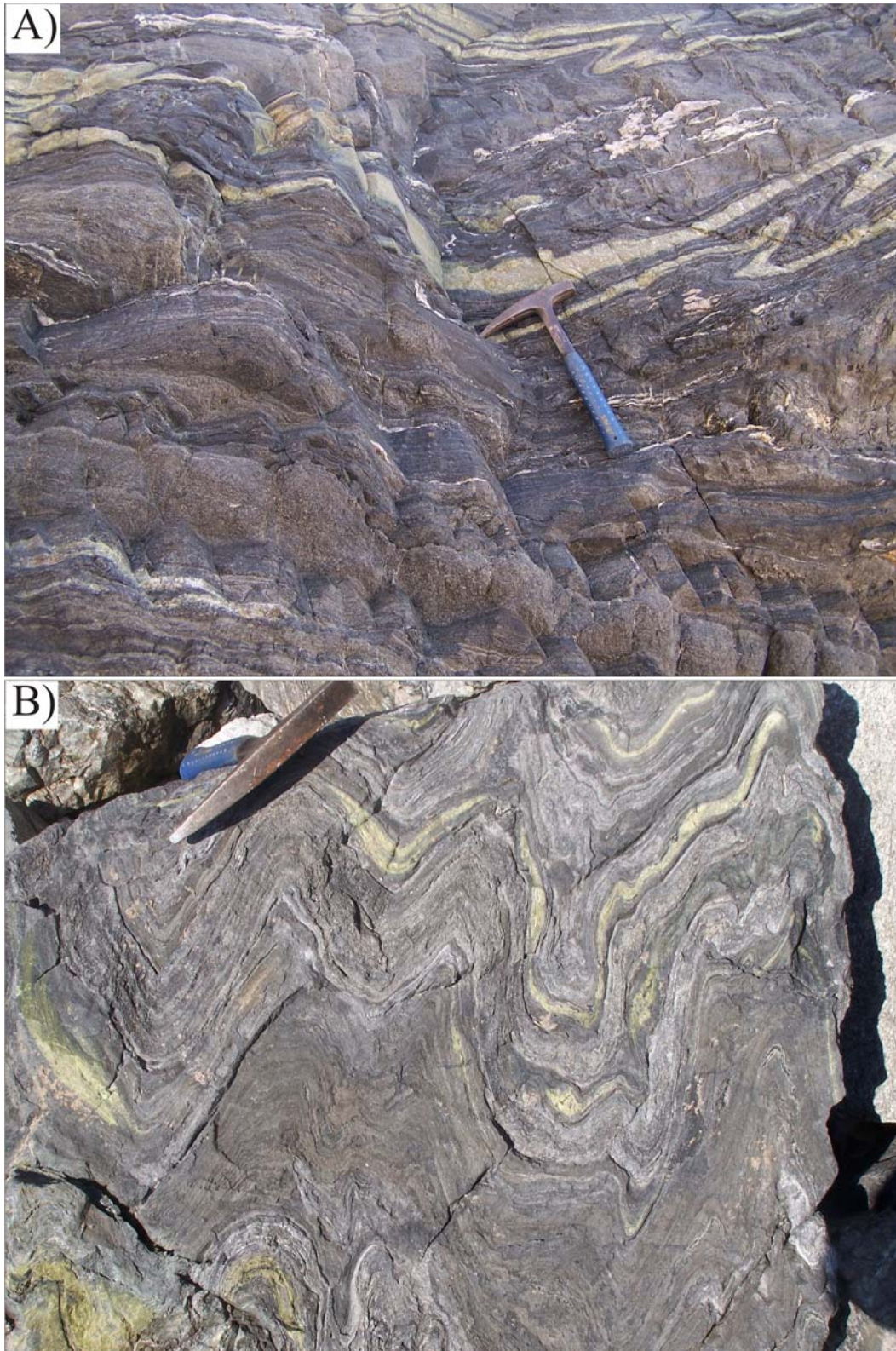
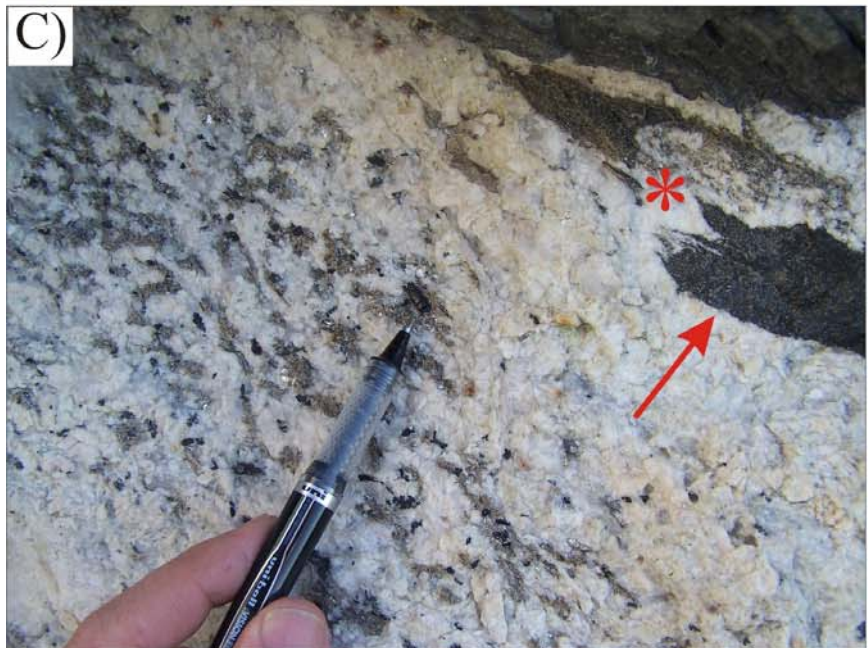


Fig. 2.29. A) Aspecto general de campo de los dominios melanocratos de las migmatitas de la Punta de la Mona. En las migmatitas asociadas a los esquistos verdes suelen aparecer dominios leucocratos con tonalidades verdosa formados por cuarzo y epidota. B) Detalle de bandas plegadas.

Fig. 2.30. Diferenciado granitoide dentro de los esquistos verdes de la sucesión de la Punta de la Mona en la playa de La Herradura. A) Aspecto general de campo. B) Fragmentos de roca de caja con diversos grados de asimilación por parte del material granítico. C) Detalle del granito con fragmentos de roca de caja englobados en éste. El contacto entre el granitoide y los fragmentos puede ser neto si no hay asimilación (flecha), o bien difuso con notable formación de moscovita en el contacto cuando hay asimilación (asterisco). D) Detalle de C.



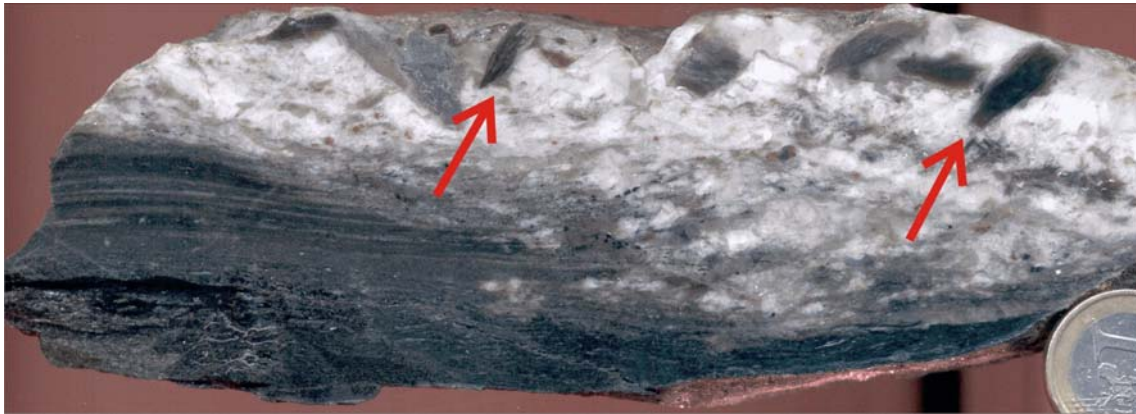


Fig. 2.31. Detalle de un borde de asimilación del esquisto anfibólico encajante por parte del granito que lo intruye, y formación de turmalina y moscovita en el contacto (flechas). Aquí la moscovita del leucogranito es de tipo pegmatítico (Unidad de las Alberquillas, en las cercanías del pueblo de Sedella).

2.2.2. Complejo Gneísico de Torrox.

El tradicionalmente denominado “Gneis de Torrox” es un cuerpo gneísico complejo que presenta dimensiones aproximadas de 2-4km² y espesor superior a 500m, que ha sido ampliamente estudiado en las Cordilleras Béticas por varios autores (Boulin, 1969; Cuevas et al. 1989; Zeck et al., 1989; García-Casco et al., 1993). En la presente tesis doctoral, es el litotipo más profundamente estudiado.

Al igual que las migmatitas y gneises migmatíticos de la Punta de la Mona, el que se denominó “Complejo Gneísico de Torrox” se encuentra en la parte más profunda de la sucesión litológica de la unidad tectónica del mismo nombre (también denominada Unidad de Sayalonga por otros autores). Rocas semejantes afloran también en localidades como Cómpea, Canillas de Aceituno (donde se conocen como Gneises de Canillas y se incluyen en una unidad tectónica de rango menor, la Unidad de Canillas, por encontrarse incluidos dentro de una zona de cizalla) y Acebuchal, entre otros lugares, aunque es al este del pueblo de Torrox donde se encuentra el mejor y mayor afloramiento de este tipo de gneises leucocratos.

Hay que indicar que la mayor parte de lo que en cartografía se denomina clásicamente Gneis de Torrox (Fig. 1.7) corresponde, en el campo, a las rocas que caracterizan el límite entre los esquistos oscuros encajantes y los gneises propiamente dichos: esquistos moscovíticos con intercalaciones aplíticas y pegmatíticas, además de diversos tipos de gneises *sensu stricto*. Por tanto, a la escala del afloramiento, los gneises leucocratos no siempre constituyen el litotipo mayoritario del Complejo Gneísico de Torrox. Esto es debido a que, en este área, la foliación principal es subhorizontal y, dado que los gneises leucocratos se ubican en la parte más profunda de la sucesión (Fig. 2.16), sus mejores afloramientos se localizan

justo en el río de Torrox y en el fondo de los barrancos más encajados que discurren hacia el oeste en dirección al río (Fig. 2.32).

Existen varios litotipos de gneises leucocratos: gneises granitoides, gneises glandulares, gneises de ojos u ocelares y gneises bandeados, entre los que existen todo tipo de transiciones graduales (Figs. 2.32 a 2.42). Los gneises granitoides (Figs. 2.32 y 2.33) contienen fenoblastos centimétricos de ortosa que desarrollan la macla de Carlsbad (Fig. 2.34), además de cuarzo, plagioclasa y biotita. Los gneises glandulares y ocelares se forman evidentemente a partir de los gneises granitoides, como consecuencia de un incremento de la deformación a la que ha sido sometida la roca original (Figs. 2.35 y 2.36). Cuando la deformación es muy alta se forman gneises bandeados, con rasgos texturales y estructurales semejantes a los de rocas migmatizadas o migmatíticas (Figs. 2.35D y 2.36). No obstante, el bandeo definido por la alternancia entre bandas leucocráticas cuarzo-feldespáticas (mecánicamente más competentes) y las bandas melanocráticas ricas en micas (menos competentes) no siempre, ni necesariamente, se forma como consecuencia de los procesos de segregación metamórfica (Robin, 1979). Algunas bandas leucocratas y micáceas, sobre todo las de mayor grosor visiblemente ya existían como tales en el protolito antes de que comenzara una historia compleja de deformaciones y recristalizaciones intensas, que es la responsable última de la diversidad de gneises leucocratos. En las secciones isotrópicas (secciones estructurales de tipo X-Z) de las rocas menos deformadas se aprecia la naturaleza del protolito original (Fig. 2.34): se trata de un granito con fenocristales de ortosa, que tiene asociado todo un cortejo de filones pegmatíticos y aplíticos intercalados en las pelitas adyacentes, ellos mismos también gneisificados, lo que, por la particular composición mineralógica y textura de este último tipo de protolitos, da lugar a nuevos litotipos gneísicos, además de los antes mencionados.

No obstante lo anterior, hay que señalar que existe una controversia en relación con el protolito del Gneis de Torrox. Algunos autores defienden su origen a partir de un plutón granítico deformado (Boulin, 1970; Cuevas et al., 1989; Sánchez-Navas 1999; Zeck y Williams, 2001; Zeck y Whitehouse, 2002) pero otros han propuesto un protolito de origen sedimentario que había sido migmatizado durante el metamorfismo alpino (García-Casco, 1993; García-Casco et al., 1993). El estudio de campo, no obstante, pone claramente de manifiesto que el Complejo Gneísico de Torrox corresponde, en lo esencial, a un ortogneis (Fig. 2.35) y que, como consecuencia de la deformación y el metamorfismo, coexisten dentro

de dicho Complejo todos los términos transicionales entre litotipos de composición y textura prácticamente idénticos a los protolitos granitoides originales y litotipos gneísicos de carácter ultramilonítico, de origen manifiestamente metamórfico, que se pueden considerar como los términos extremos.

Además de las inferencias acerca de la naturaleza del protolito de los gneises, el trabajo de campo ha permitido detectar, sobre el terreno, algunas transformaciones minerales. Se trata de procesos que involucran la formación de andalucita, de gran tamaño de grano. En la figura 2.33 se observa el crecimiento de andalucita reemplazando a los megacristales de ortosa en los gneises granitoides. Cristales de andalucita de gran tamaño crecen también en los agregados en forma de grumo que forma la biotita en los gneises granitoides (Fig. 2.37). Ello indica que la andalucita es, en este caso, un mineral metamórfico, y no de un mineral de origen magmático, tal y como sugieren Zeck y Whitehouse (1999). Según estos autores la andalucita sería un material restítico del proceso anatéctico que originó el granito de megacristales y, por tanto, sería indicativo de unas condiciones de emplazamiento poco profundas del plutón granítico original.

Además de la formación de andalucita en el gneis, se observa una moscovitización generalizada en muchas zonas de la periferia del Complejo Gneísico de Torrox. En esas zonas tanto en la zona de contacto como los esquistos oscuros suprayacentes como dentro del propio Complejo Gneísico se constata cómo la disminución de la cantidad de fenocristales de ortosa en los distintos tipos de gneis va acompañada de un aumento de la cantidad de moscovita. En esas mismas zonas también, el desarrollo de los esquistos moscovíticos justo a la base de los esquistos oscuros encajantes es muy notable y, en el gneis leucocrato inmediatamente subyacente a estos litotipos, aparecen gneises moscovíticos en los que prácticamente toda la ortosa ha sido reemplazada por moscovita, como ocurre en la zona del túnel de la autovía (Fig. 2.38). Afortunadamente el proceso de deformación y moscovitización es menor en algunas zonas, pudiéndose ver en ellas cómo el granito de megacristales original intruye la pelita más o menos moscovitizada (Fig. 2.39). Los procesos de moscovitización que se observan en los gneises leucocratos se asocian en algunos casos a la aparición de bandas de deformación oblicuas a la foliación que moscovitizan intensamente el material competente cuarzo feldespático del ortogneis (Fig. 2.40).

Por último, tanto en los gneises leucocratos como en los esquistos moscovíticos suprayacentes, aparecen intrusiones de diques leucocratos de composición variada (véase el

capítulo siguiente), con espesores que van desde varios centímetros hasta casi medio metro (Fig. 2.41). Lo que más llama la atención en el campo de estos diques es que, a pesar de que la roca que los rellena corta netamente al bandeo gneísico de la roca encajante y está manifiestamente menos deformada que ésta última, en el interior de los mismos diques se observa también una foliación interna que atraviesa claramente el contacto entre el cuerpo gneísico encajante y el filón, y que es subparalela a la foliación más evidente sobre el terreno, que es la definida por el bandeo gneísico principal. Dicha foliación interna da lugar incluso, en la roca gneísica que compone el propio dique, a estructuras de deformación tipo S-C (véase el estudio petrográfico del capítulo 3). En definitiva, la deformación que ha afectado a estos diques ha generado una foliación, denominada S_3 , que hacia la base de la unidad estudiada parece hacerse más penetrativa y paralelizarse con la foliación definida por el bandeo gneísico más evidente sobre el terreno, que es de hecho una estructura preexistente a la inyección del dique.

Si bien los diques de cuarzo y albita de pequeño grosor que aparecen incluidos en los esquistos moscovíticos (Figs. 2.20 y 2.21) pueden ser el resultado de procesos de segregación metamórfica como los descritos por Etheridge et al. (1984), los gruesos diques de leucogranito incluidos en los gneises leucocratos, como el reproducido en la Fig. 2.41, deben su origen a procesos de fusión parcial que, en algún momento de la historia geológica, debieron afectar, en profundidad, a rocas de composición granítica similares a las que constituyen los litotipos mayoritarios del Complejo Gneísico de Torrox. La mineralogía del dique ilustrado en la Fig. 2.41 consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita, andalucita y cordierita. Este dique de leucogranito al igual que los segregados metamórficos intruidos en los esquistos moscovíticos, está afectado por una foliación que se ha interpretado como la S_3 . En general, del trabajo de campo se deduce que todos los litotipos del Complejo Gneísico de Torrox están afectados, aunque en diversa medida, por una foliación y lineación tardías con respecto al bandeo gneísico principal (S_2). Estas estructuras que aquí llamamos S_3 y L_3 respectivamente, parecen ser concordantes con las que se reconocen en los esquistos suprayacentes.

Finalmente, durante el estudio de campo de los gneises se han observado bandas miloníticas localizadas, con anchuras que varían desde varios centímetros hasta decenas de metros, y en las que suele observarse una lineación mineral que se orienta preferentemente en torno a una dirección aproximada N-S (Fig. 2.42).

Fig. 2.32. Aspecto general del gneis granitoide con diversos grados de deformación. En el centro de la imagen aparece un segregado leucocrato cuarzo-feldespático con bandas pelíticas muy ricas en moscovita.





*Fig. 2.33. A) B) y C)
Reemplazamiento
de los
porfiroblastos de
ortosa por
andalucita en los
gneises
granitoides.*

Fig. 2.34. Diversos ejemplos de grandes cristales de ortosa con macla de Carlsbad bien desarrollada en los ortogneises granitoides, todos ellos vistos en secciones de tipo X-Z de las rocas gneísicas menos intensamente deformadas.



Fig. 2.35. Diversos tipos de gneises que van desde glandulares (A, B) a bandeados (B, C) y a ultramiloníticos (D).



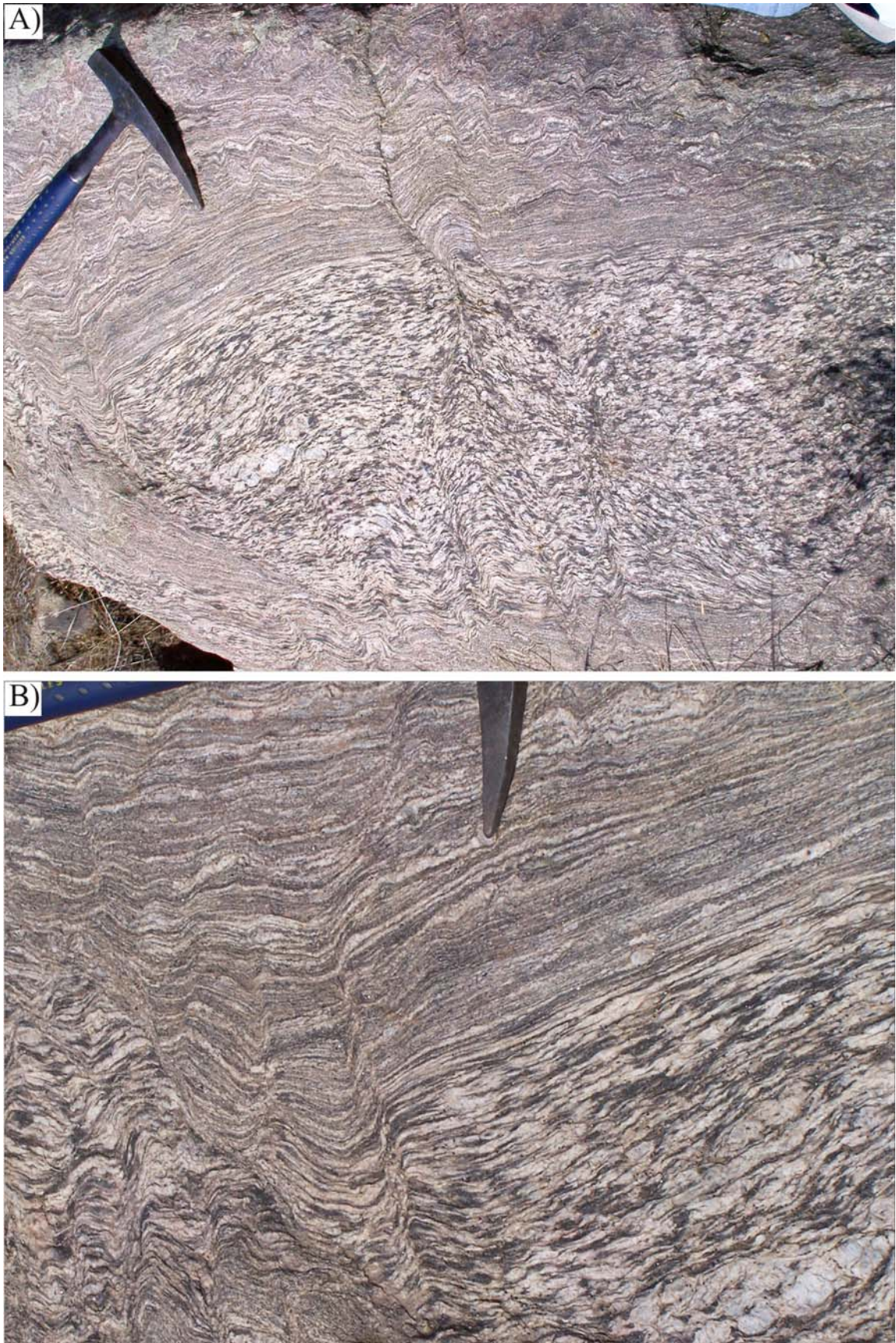


Fig. 2.36. Gneises glandulares que aparecen fuertemente deformados en el borde, dando origen a migmatitas de tipo estromático.

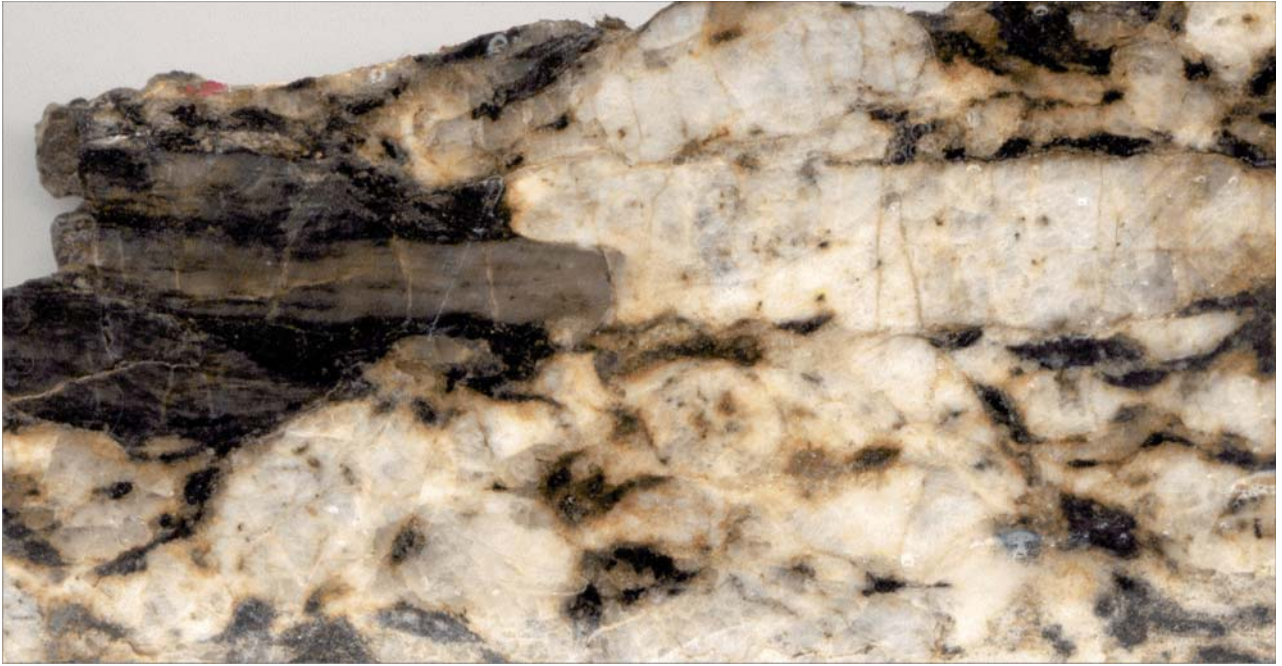


Fig. 2.37. Crecimiento de un porfiroblasto de andalucita dentro de un enclave pelítico con forma lenticular o en vaina (schlieren) dentro de los gneises glandulares. Obsérvase como dicho cristal incrusta en el cristal de ortosa a la derecha al que reemplaza parcialmente.

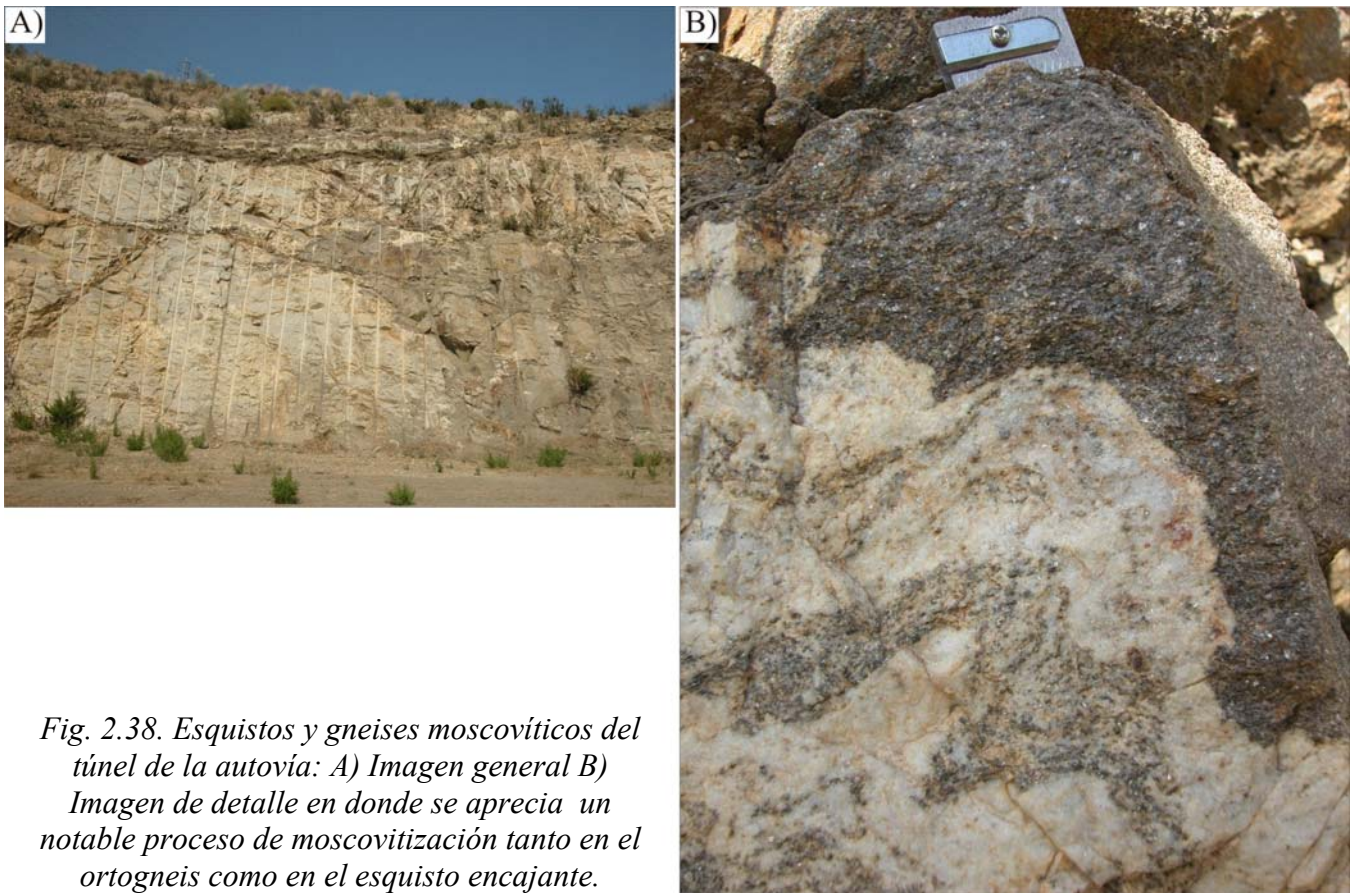


Fig. 2.38. Esquistos y gneises moscovíticos del túnel de la autovía: A) Imagen general B) Imagen de detalle en donde se aprecia un notable proceso de moscovitización tanto en el ortogneis como en el esquisto encajante.

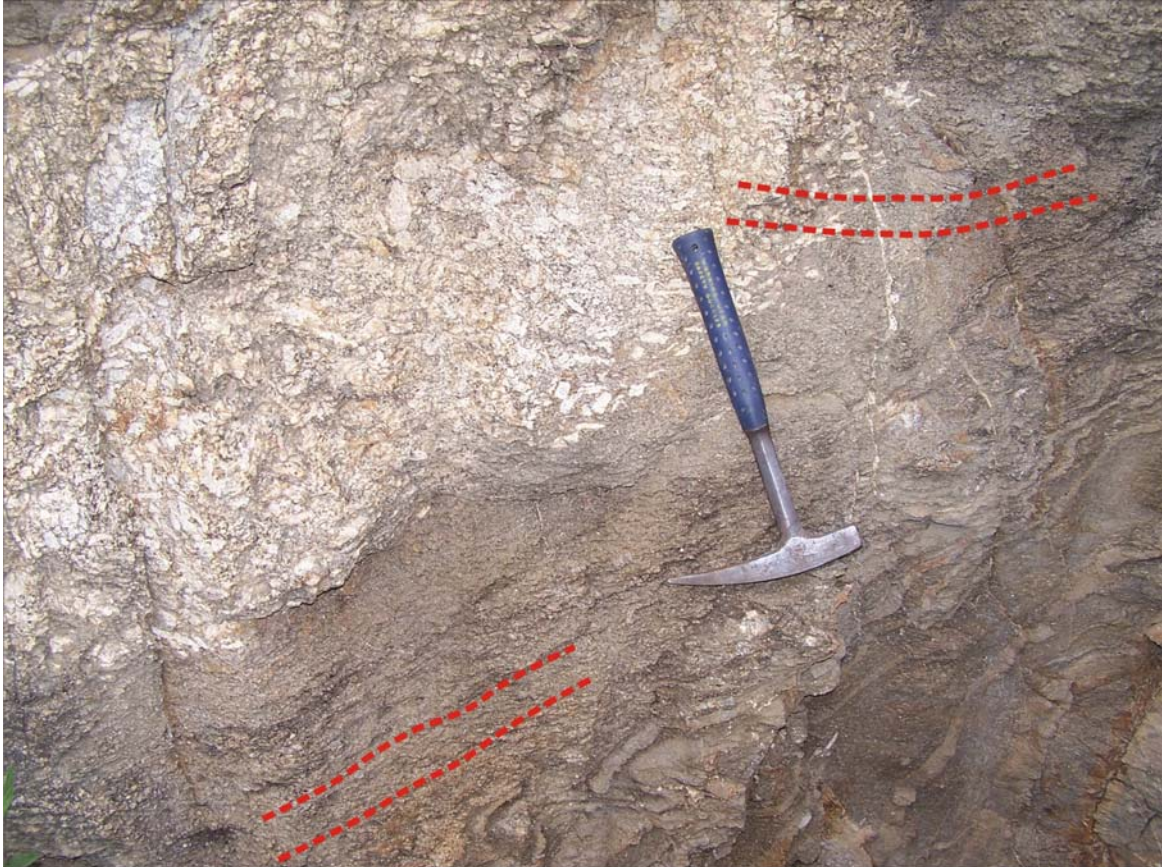


Fig. 2.39. Detalle de un afloramiento en donde se pueden apreciar las relaciones intrusivas originales, ya que tanto el ortogneis como el esquisto encajante están poco deformados y moscovitizados obsérvase la foliación posterior, subhorizontal (mango del martillo) a nuevamente inclinada hacia la izquierda (en la pelita bajo el martillo), que atraviesa a ambos tipos de rocas.



Fig. 2.40. Banda extremadamente rica en moscovita dentro de los gneises leucocratos.

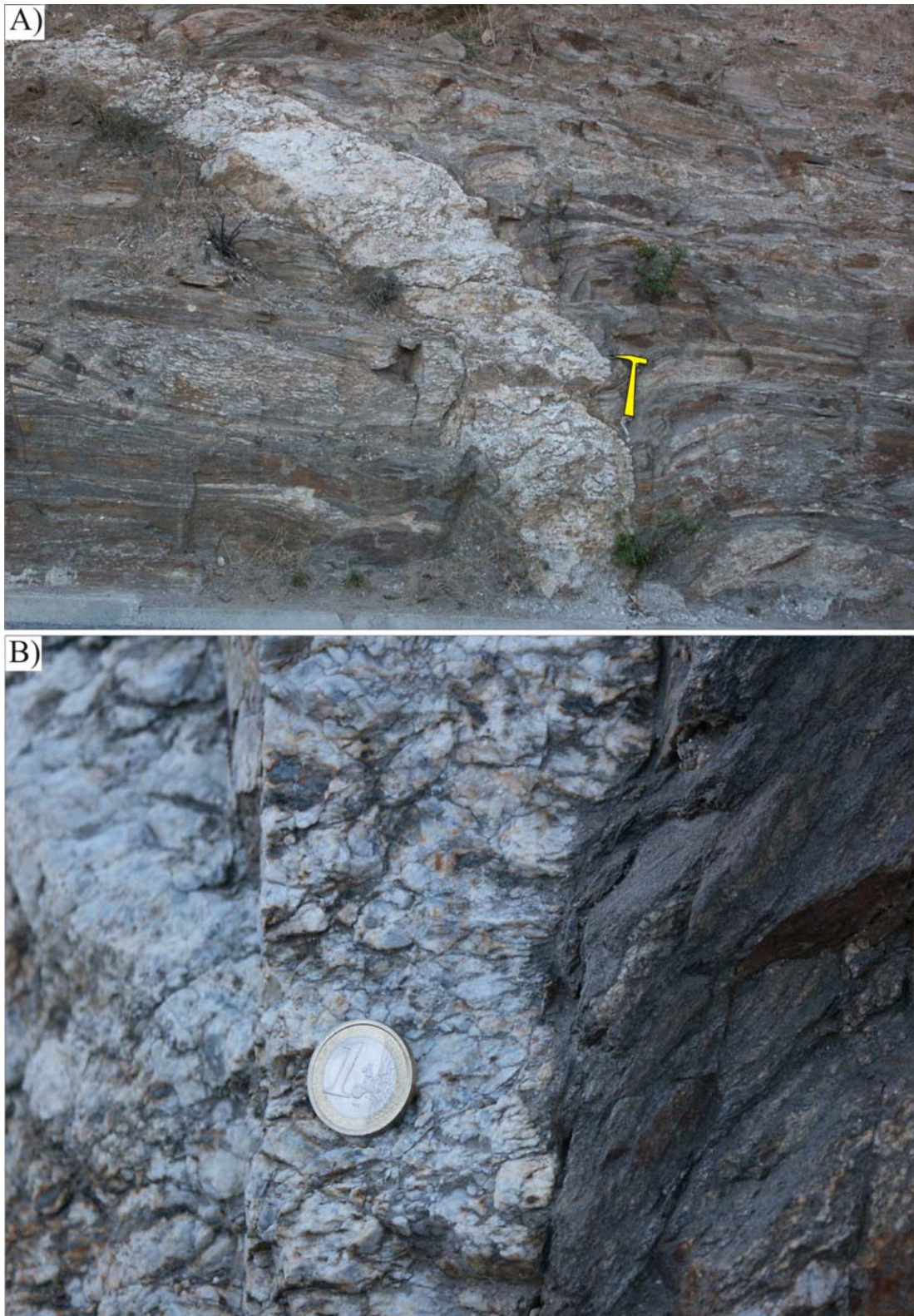


Fig. 2.41. A) Dique leucocrato pegmatoide que está intruido en los gneises glandulares y esquistos moscovíticos asociados B) El dique aparece deformado por una foliación (S_3) subparalela a la que se observa en el encajante, la cual pasa de este último al dique como se observa claramente en esta imagen, a pesar del retoque frágil posterior que también afecta a las paredes del dique.

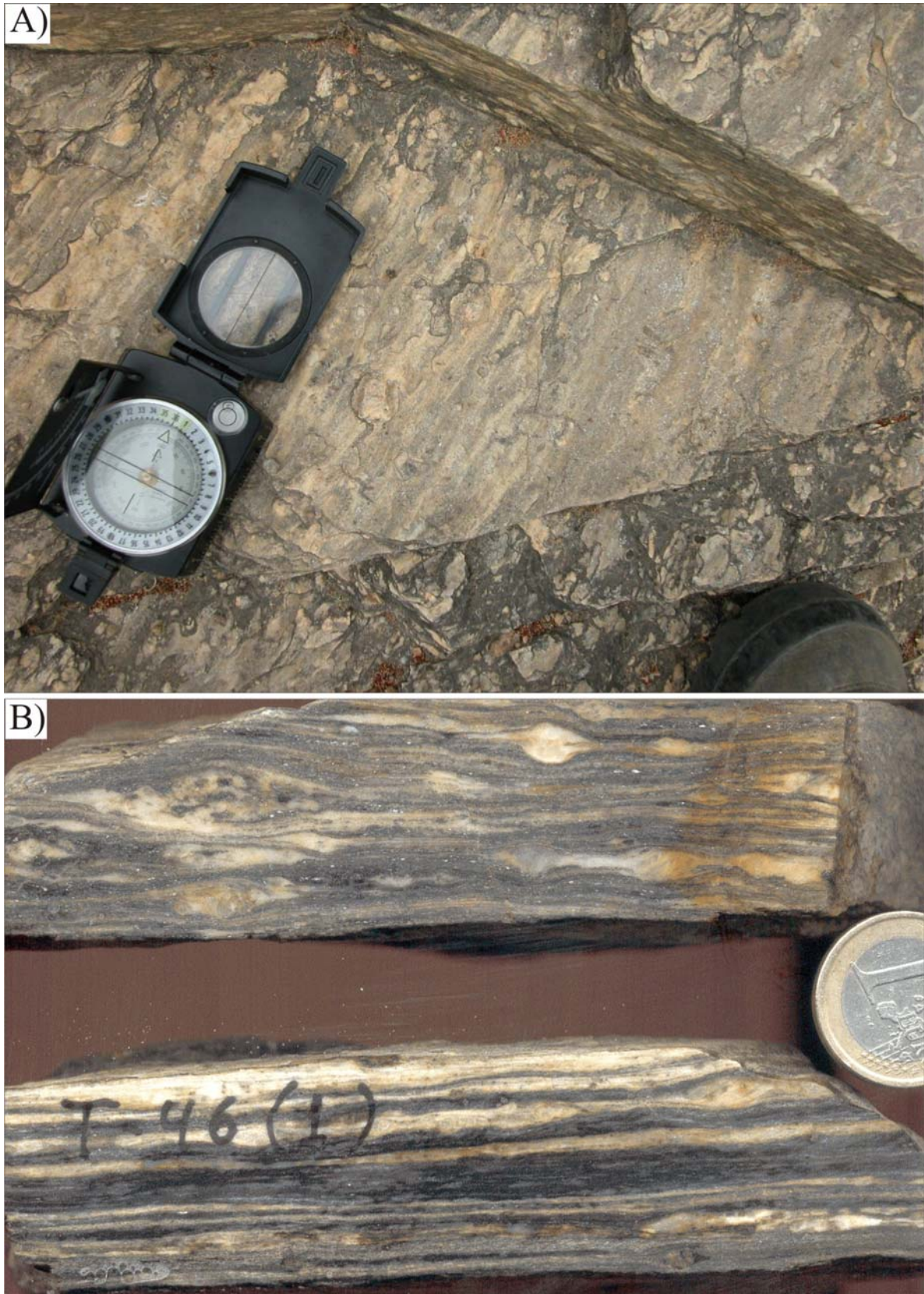


Fig. 2.42. Lineación N-S en los gneises ultramiloníticos sobre el plano de la foliación (A) y corte perpendicular a la foliación que contiene la lineación (techo hacia arriba) (B).

3. PETROGRAFÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.

En este capítulo se describirán las características petrográficas y geoquímicas de algunos de los litotipos que afloran en las unidades tectónicas anteriormente descritas. El objetivo de este capítulo, que complementa el estudio de campo anterior, es conocer el metamorfismo que afecta esta región de la costa malagueña y granadina. En particular, en el estudio de los esquistos grafitosos y verdes del Alpujárride Superior y Intermedio respectivamente, se dedica especial atención a la petrografía, mientras que el de litotipos como los esquistos moscovíticos y ortogneises del Alpujárride Superior se complementa también con los estudios de tipo geoquímico. En cualquier caso, el estudio petrológico que se realiza en este capítulo es esencial para poder abordar los diversos estudios texturales específicos que se han realizado en la presente tesis doctoral (ver abreviaturas de los minerales en el Apéndice I de acuerdo con Kretz, 1983, y Whitney y Evans, 2010).

3.1. Esquistos verdes con Grt+St+Hrn+And, esquistos oscuros con Bt+Sill, y migmatitas del Alpujárride Intermedio. Relación blastesis-deformación.

En este apartado se describirán las relaciones entre la blastesis y la deformación en las rocas del Alpujárride Intermedio, tanto pertenecientes a la Unidad de la Punta de la Mona como a la Unidad de las Alberquillas. Como se ha indicado en el capítulo anterior, el estudio de campo permite concluir que, al igual que en las unidades anteriormente descritas del Alpujárride Superior, en el Alpujárride Intermedio se han alcanzado también condiciones metamórficas de alto grado. Sin embargo, en este caso, dichas condiciones se observan no sólo en los esquistos más oscuros de la parte baja de la sucesión litológica que afloran en la Punta de la Mona, sino también en la formación suprayacente de cuarcitas y esquistos más claros, con típicos colores verdes, característica de estas unidades. Se presentan datos tanto de los esquistos oscuros y claros de la Punta de la Mona como de los esquistos verdes y oscuros de la unidad de las Alberquillas que afloran en la zona de La Herradura, la playa de las Alberquillas y la zona de Sedella. La asociación mineral que aparece en los esquistos verdes está constituida por granate, hornblenda, andalucita, epidota, titanita y turmalina (Fig. 3.1), mientras que los tramos más oscuros que aparecen en la Punta de la Mona contienen estaurolita, granate y andalucita (Figs. 3.2 y 3.3).

Los porfiroblastos de granate y hornblenda están constituidos por cristales idiomorfos de hasta varios milímetros de tamaño, sobrecrecidos por andalucita xenomorfa (Fig. 3.1). Es frecuente que los cristales de hornblenda presenten bordes alterados, mientras que en el interior se preserva la hornblenda fresca (Fig. 3.4). En algunos tramos, tanto la hornblenda, como el granate o la andalucita que los sobrecrece son xenomorfos, con un patrón de inclusiones de cuarzo en bandas (*ribbon quartz*) muy peculiar (Figs. 3.2 y 3.4). Este bandeo parece ser el resultado de un proceso de segregación metamórfica, más que un patrón de inclusiones asociado al crecimiento de los porfiroblastos, puesto que se reconoce también fuera de los porfiroblastos, en la matriz.

En los esquistos verdes también aparecen cristales de distena, a veces blindados por moscovita (Fig. 3.5). En niveles más bajos de la sucesión, poco antes de llegar a los esquistos oscuros y migmatitas de la Punta de la Mona, la asociación mineral de los esquistos verdes está formada por cuarzo, albita, granate, biotita y sillimanita, con relictos de distena y abundante turmalina (Fig. 3.6). La sillimanita, generalmente palmeada, crece sobre la biotita, la cual parece consumirse en el proceso (Fig. 3.7).

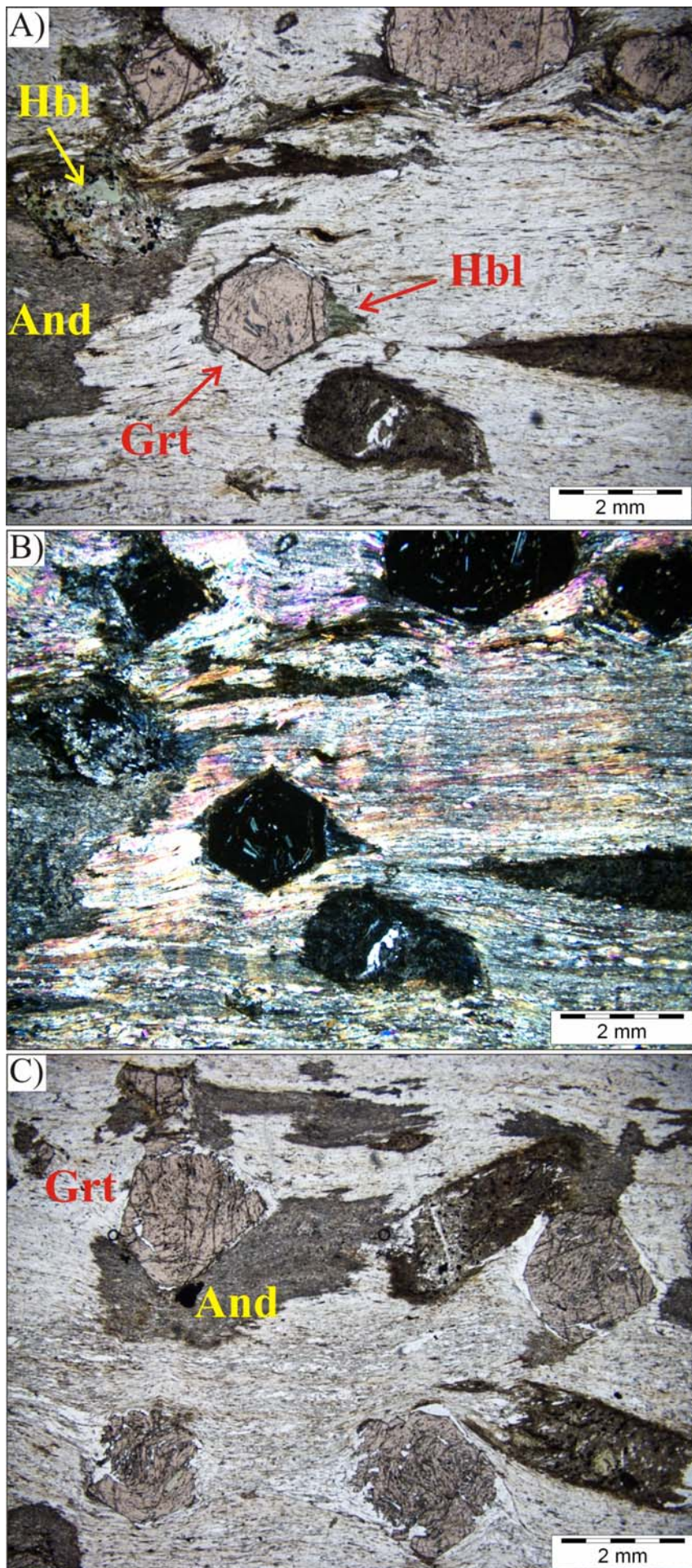


Fig. 3.1. Porfiroblastos de granate, hornblenda y andalucita en los esquistos verdes del Alpujárride Intermedio (playa de las Alberquillas). La andalucita crece sobre los porfiroblastos de granate y hornblenda, esta última por lo general muy alterada. La matriz de cuarzo y moscovita es muy rica en titanita. A) y C) luz transmitida sin analizador; B) con analizador.

Fig. 3.2. Porfiroblasto de granate con un patrón de inclusiones de cuarzo en bandas, y andalucita xenomorfa plegada formándose a partir de la moscovita. A) Luz transmitida sin analizador y B) con analizador. (esquistos oscuros de la Unidad de las Alberquillas).

Fig. 3.3. A) Porfiroblasto de estaurolita con la foliación S_1 preservada en su interior y ligeramente rotado por deformación posterior en la cual la biotita crece en las sombras de presión (B) en los esquistos más oscuros de la base de la unidad de la Punta de la Mona.

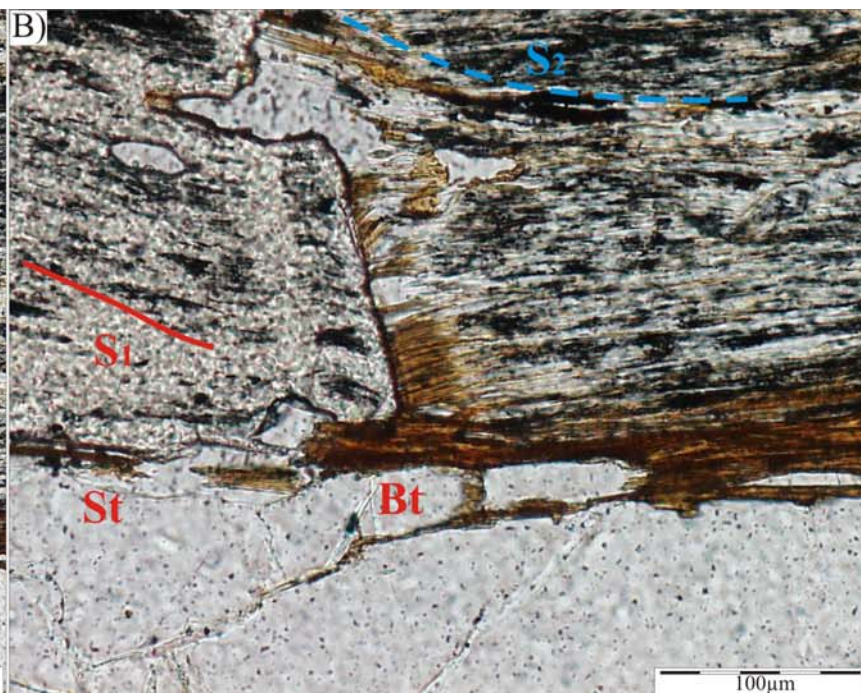
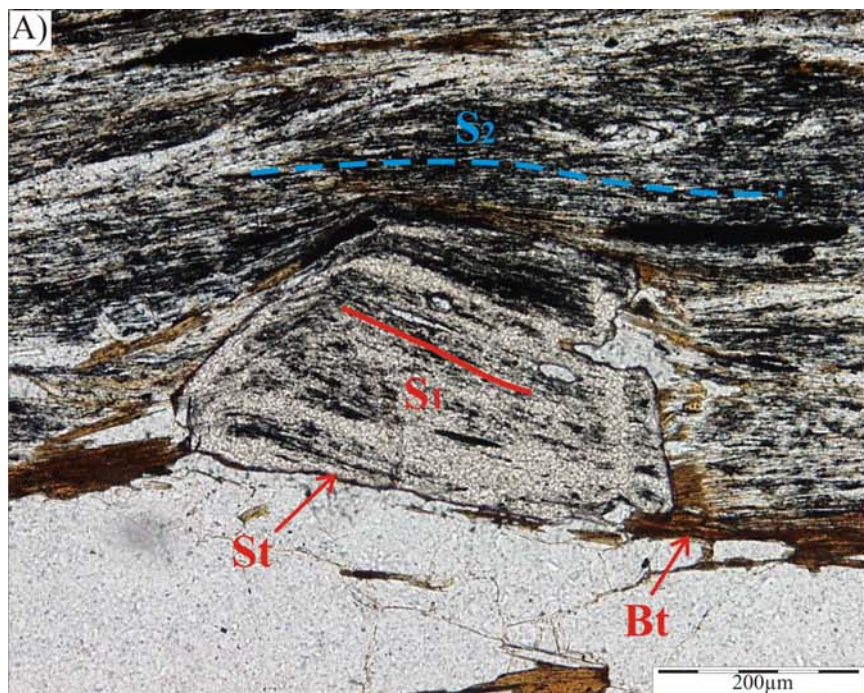
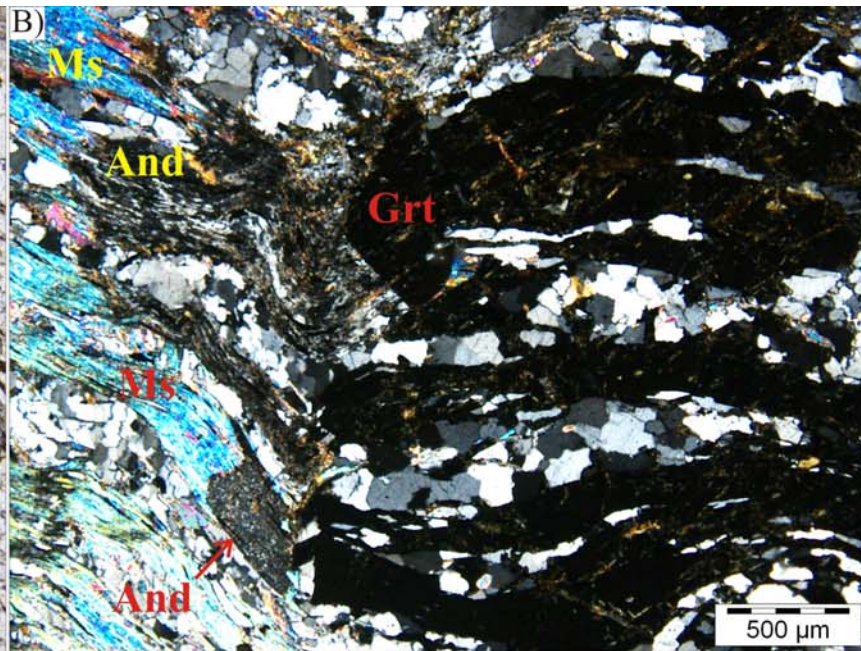
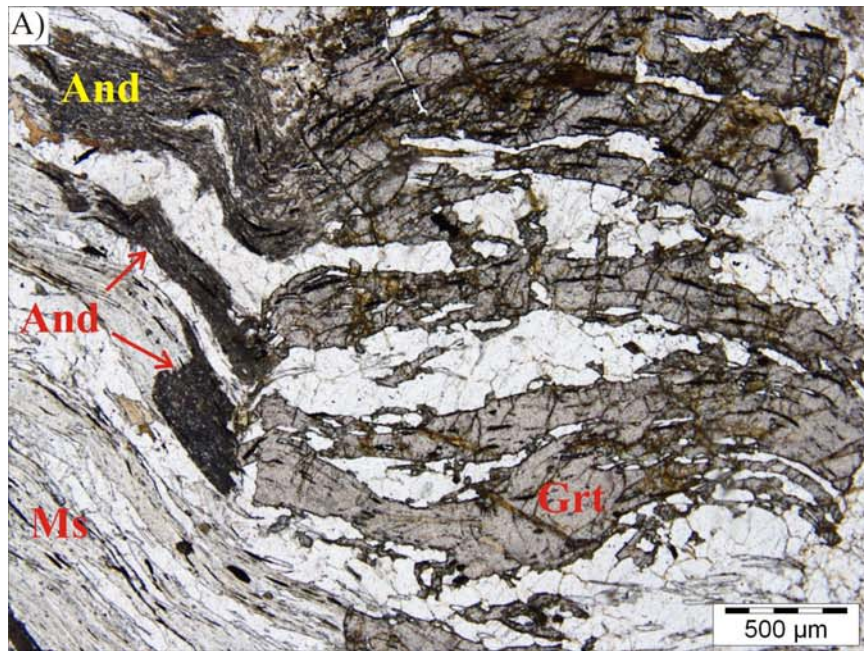


Fig. 3.4. (A) y (B) Cristales de hornblenda parcialmente alterados. (A) La hornblenda fresca se observa sólo en el interior de los cristales (esquistos verdes de la Unidad de las Alberquillas).

Fig. 3.5. Cristal de distena sobrecrecido por moscovita. A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador B) Ídem luz transmitida con analizador (Esquistos verdes de la Unidad de la Punta de la Mona).

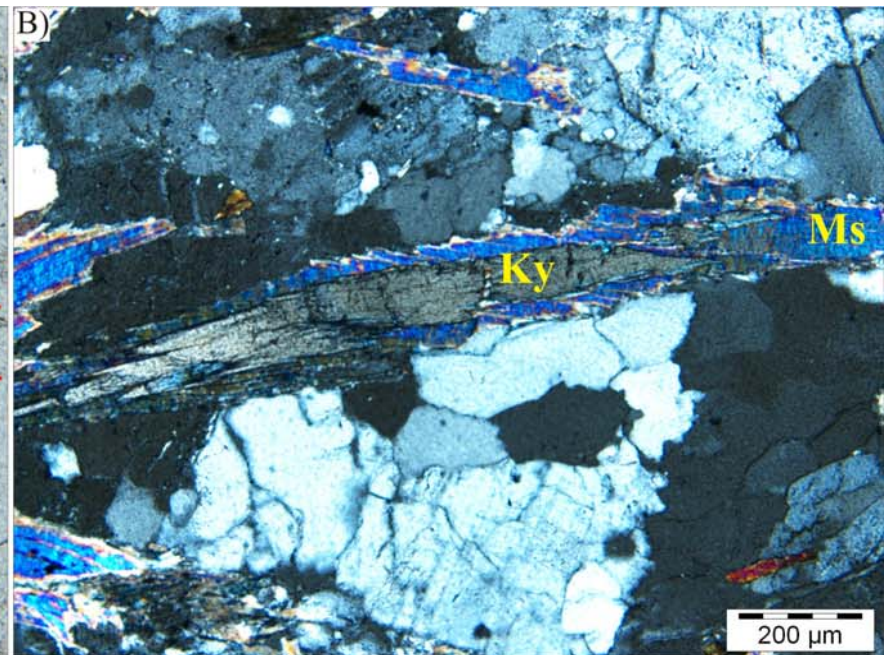
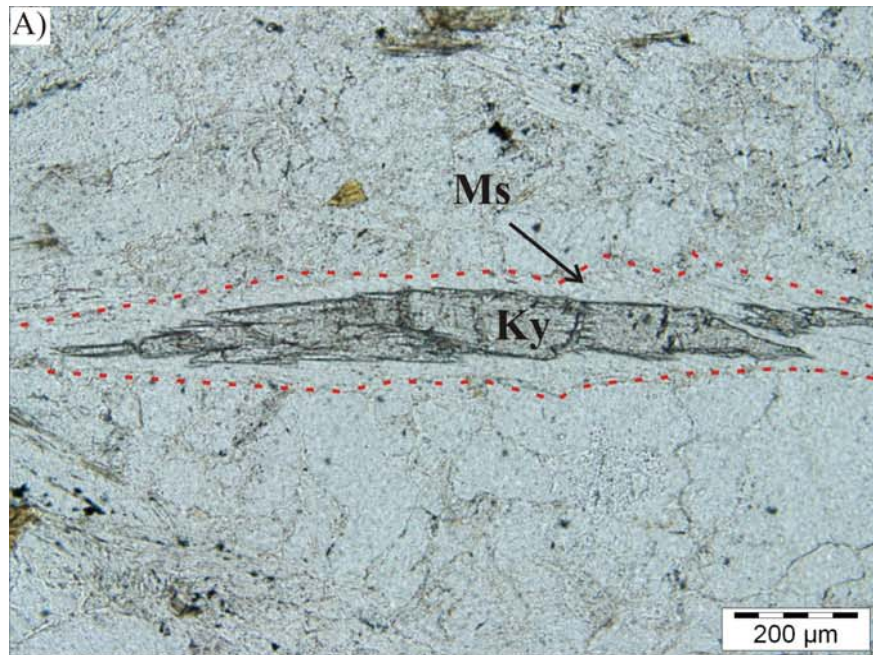
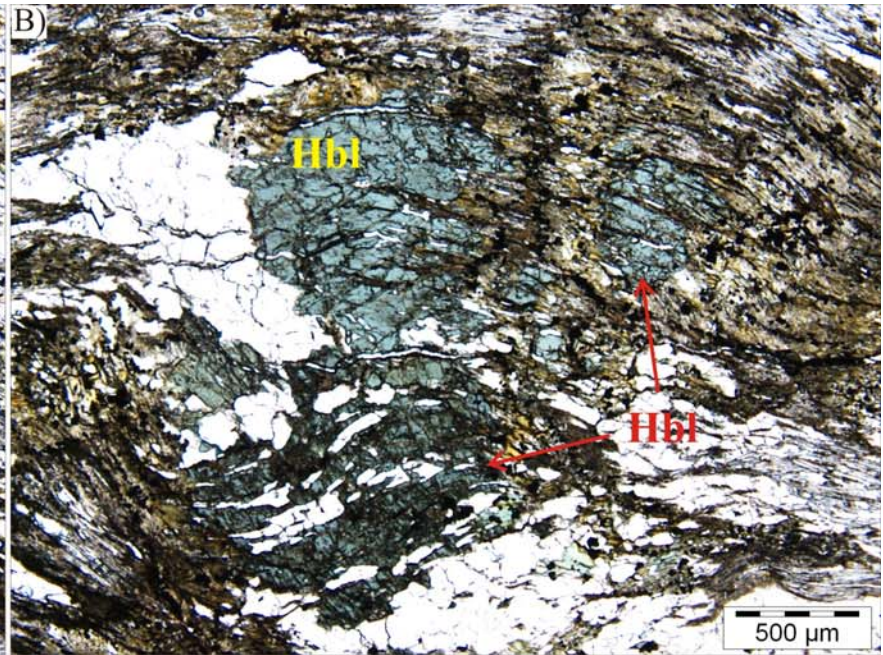
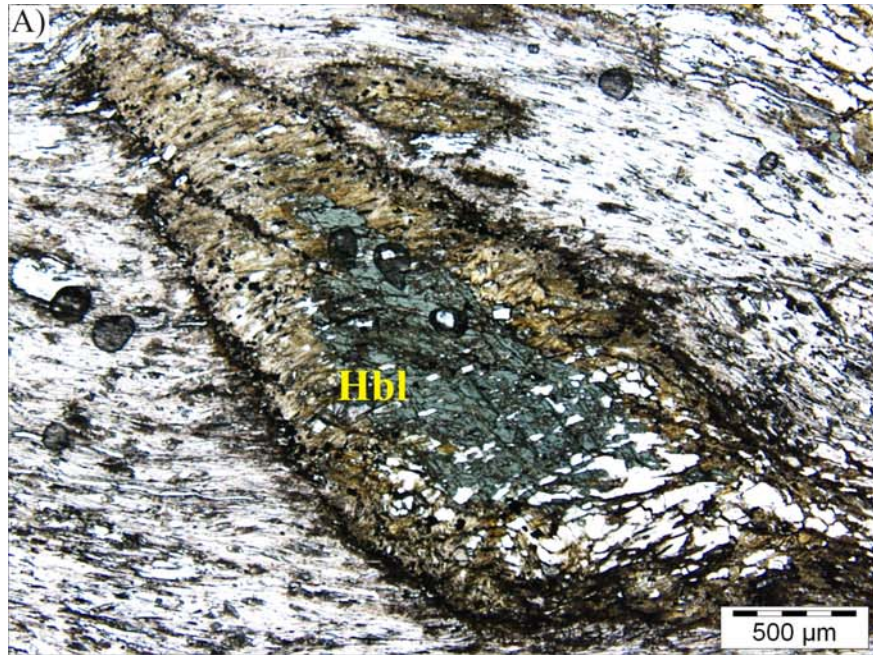
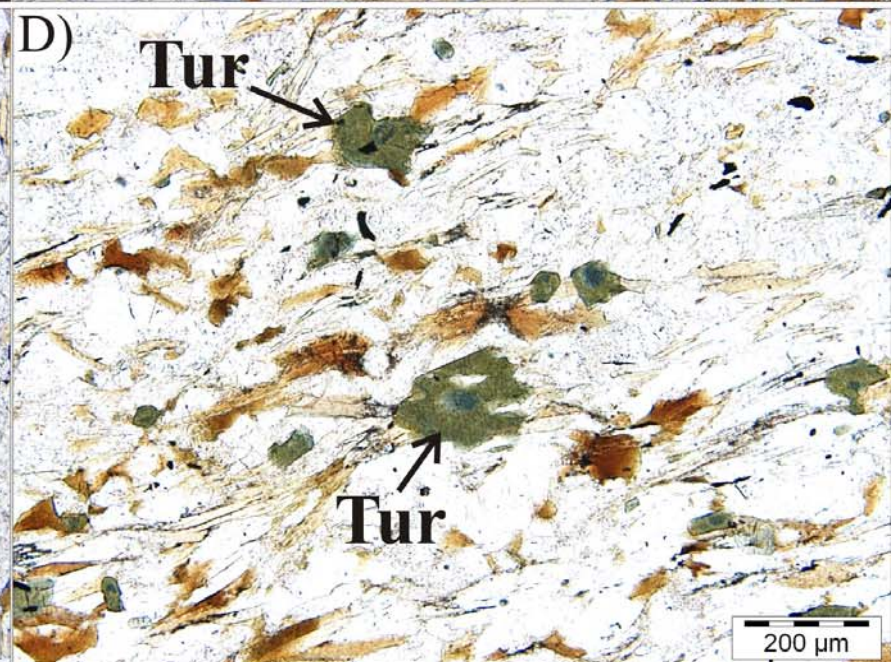
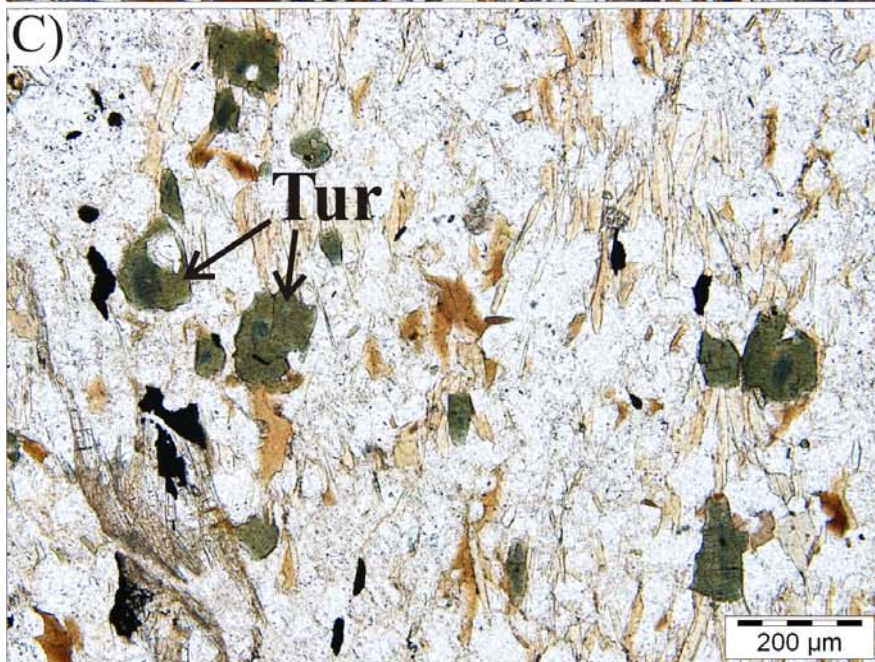
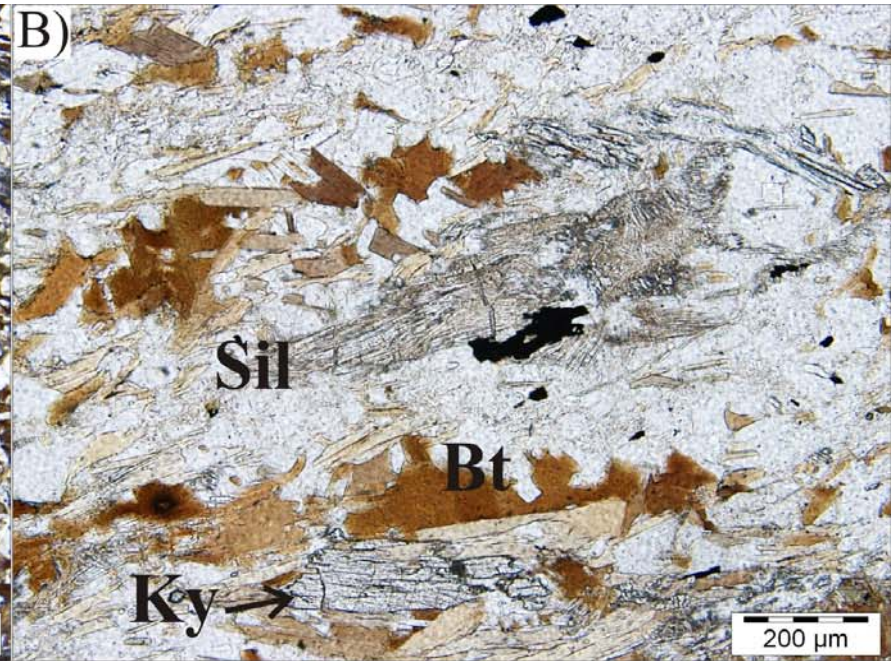


Fig. 3.6. A) Porfiroblasto de granate rodeado por biotita B) Cristales relictos de distena en los esquistos verdes con sillimanita y biotita relictos. C) y D) Imágenes ópticas de luz transmitida de esquistos verdes con biotita y sillimanita muy ricos en turmalina. (Niveles profundos de los esquistos verdes de la Unidad de la Punta de la Mona).



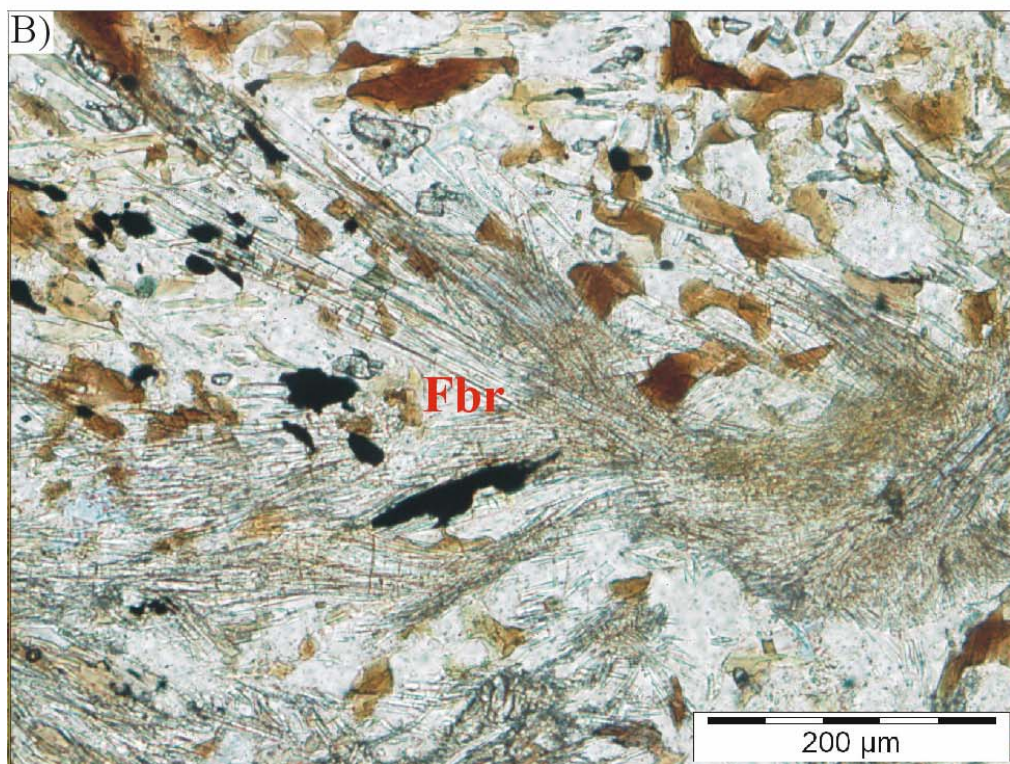
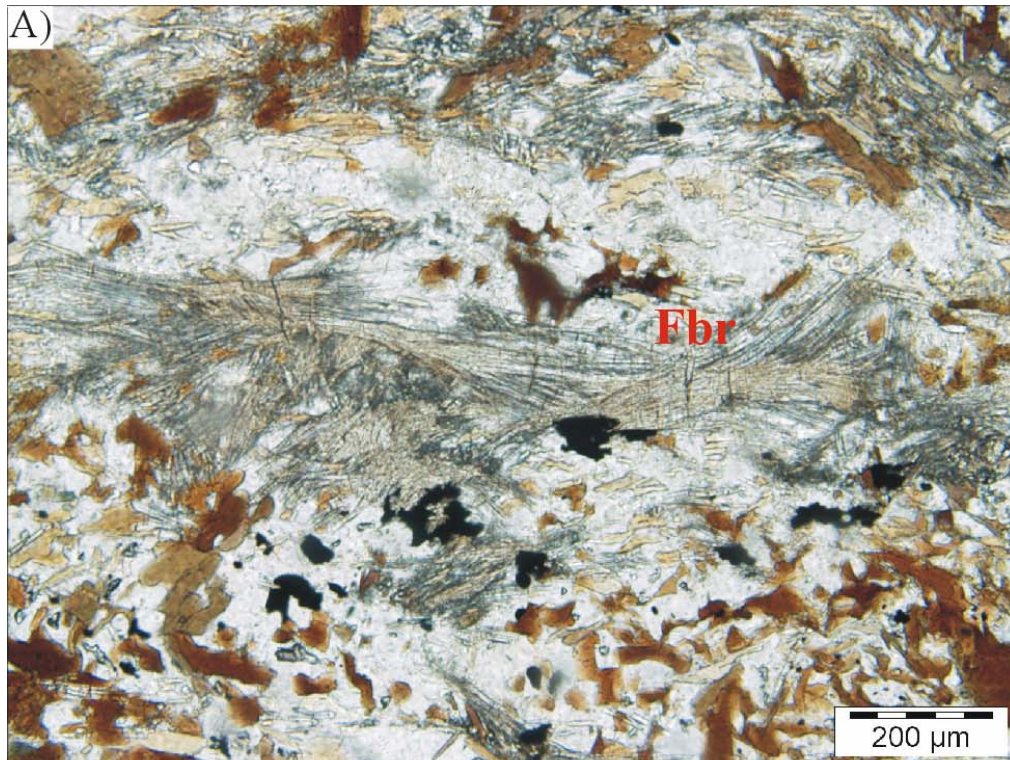


Fig. 3.7. A) y B) Sillimanita con hábito prismático-fibroso, que se crece desorientada a expensas de la biotita (niveles profundos de los esquistos verdes de la Unidad de la Punta de la Mona).

Los esquistos más oscuros y los dominios melanocratos de las migmatitas que aparecen en la base de la sucesión de la Punta de la Mona están formados básicamente por biotita y sillimanita, que definen la foliación principal S_3 , además de cuarzo y albita (Fig. 3.8). Los cristales de albita, sillimanita y las masas de fibrolita suelen aparecer estirados y fragmentados (“amorcillados”, o *boudinés*) con crecimiento de biotita en las sombras de presión, con sus planos basales subparalelos a la componente menor del esfuerzo (Fig. 3.8A). Los dominios leucocráticos de las migmatitas están constituidos por cuarzo y albita, y los que tienen un cierto color verdoso contienen, además, epidota.

En estas rocas de alto grado, tanto si son de color oscuro como si se trata de niveles incluidos en la formación predominantemente esquistoso-cuarcítica de colores verdes y, en este último caso, tanto en la zona de la Punta de la Mona como en las inmediaciones del pueblo de Sedella o de la Herradura, aparecen intrusiones de leucogranitos subparalelizadas a la foliación más evidente sobre el terreno. Presentan la siguiente mineralogía: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y turmalina. La turmalina es muy abundante (Fig. 3.9A y 3.9B) y la moscovita forma a veces grumos, y suele desarrollar en muchas ocasiones tamaño pegmatítico (Fig. 3.9C y 3.9D). Estos leucogranitos están afectados por la foliación S_3 que, en la roca de caja, aparece definida por la sillimanita. Los leucogranitos se interpretan que procederían de la fusión parcial alpina de rocas verdes ricas análogas a las que intruyen, y de niveles más profundos de la sucesión. Los leucogranitos, en una fase todavía de la evolución metamórfica alpina, se inyectaron en una serie ya metamorfizada pero de naturaleza original volcano-sedimentaria y con niveles evaporíticos ya que en estos niveles (Torres-Roldán, 1978) ha señalado la presencia de escapolita, cuya edad sería Permotriásica, sobre la base de criterios puramente litoestratigráficos. La hipotética existencia de niveles evaporíticos en el protolito sedimentario permotriásico podría explicar la presencia de gran cantidad de turmalina en estos leucogranitos. La notable presencia de turmalina metamórfica en los esquistos verdes de alto grado en las series del Alpujárride Intermedio tanto en la Punta de la Mona como en zona Sedella apuntaría en el mismo sentido.

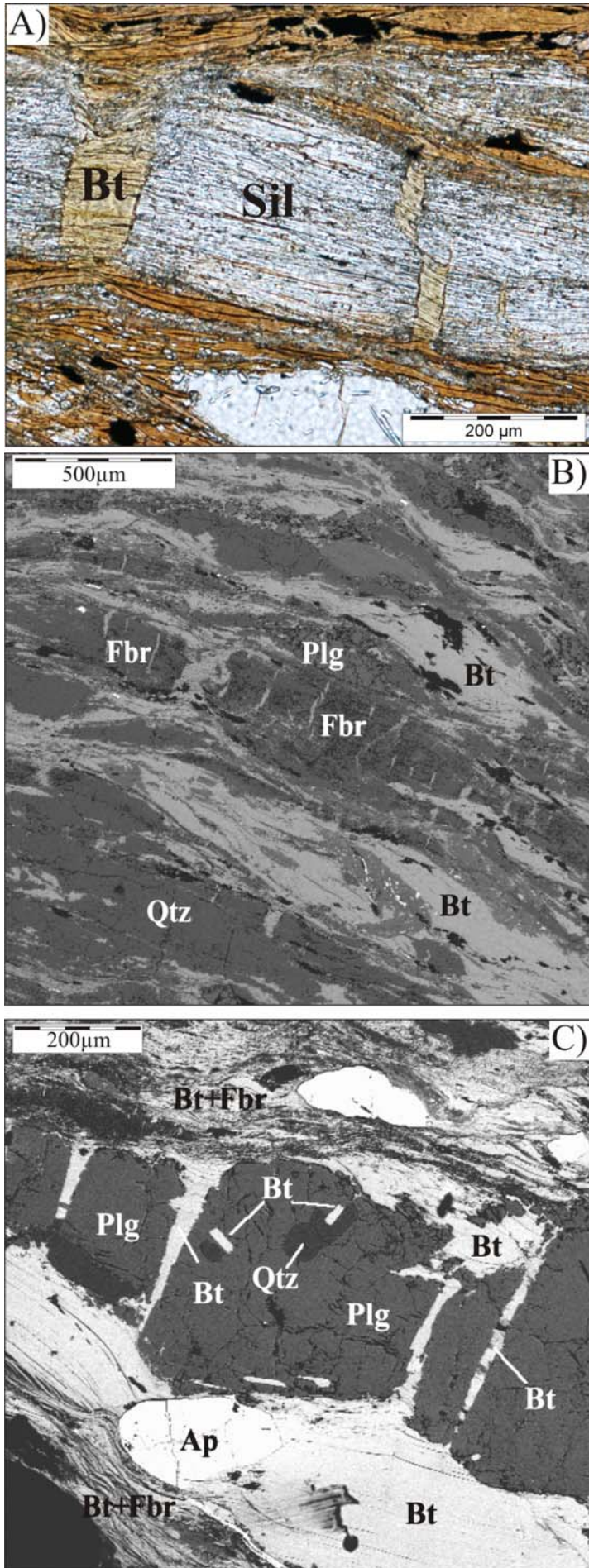
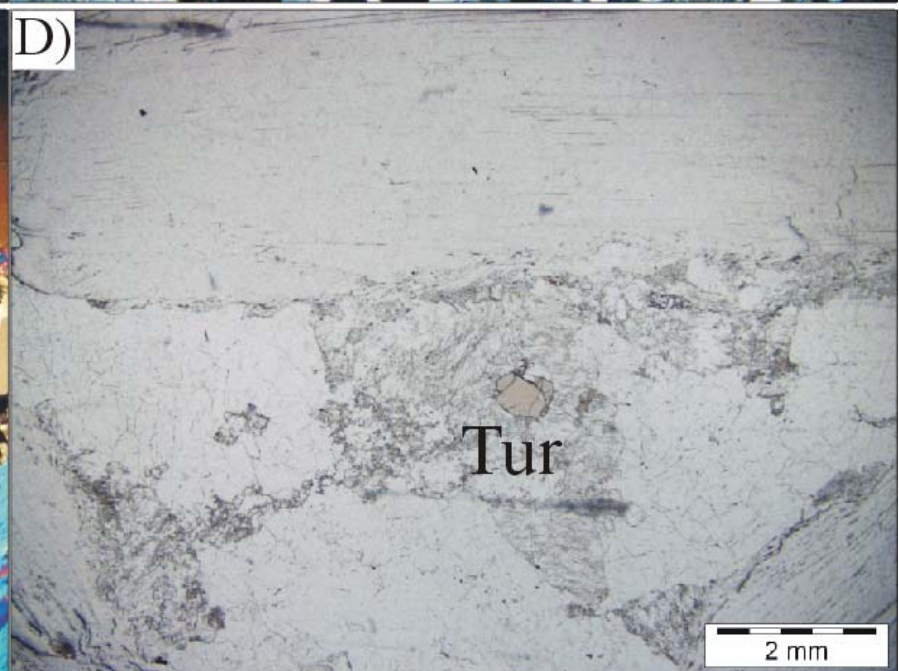
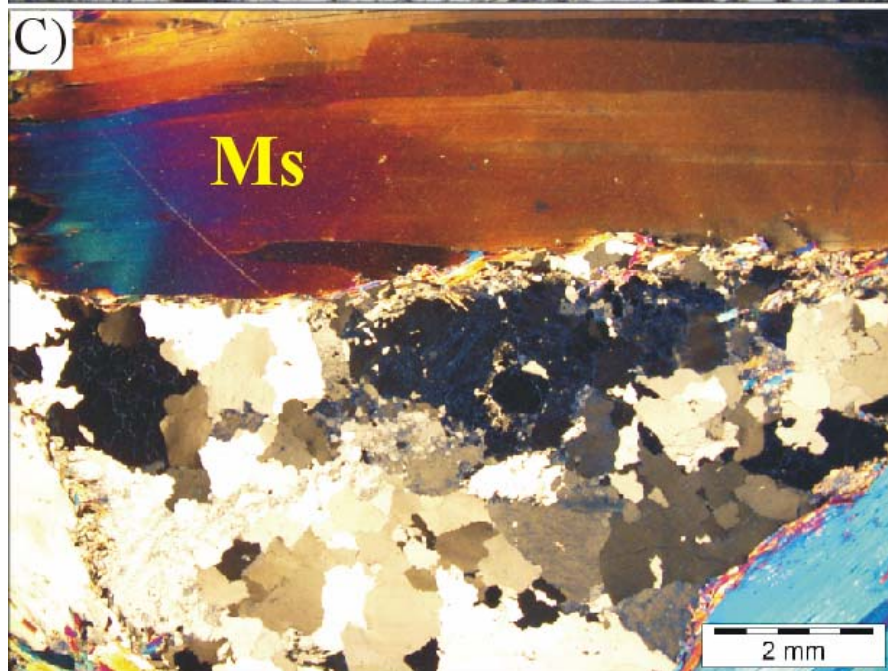
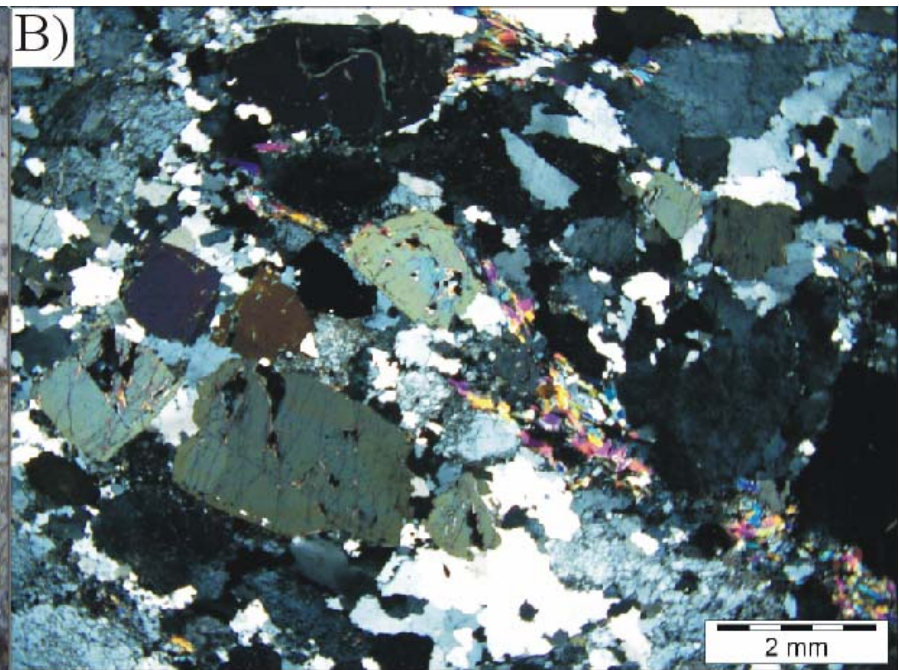
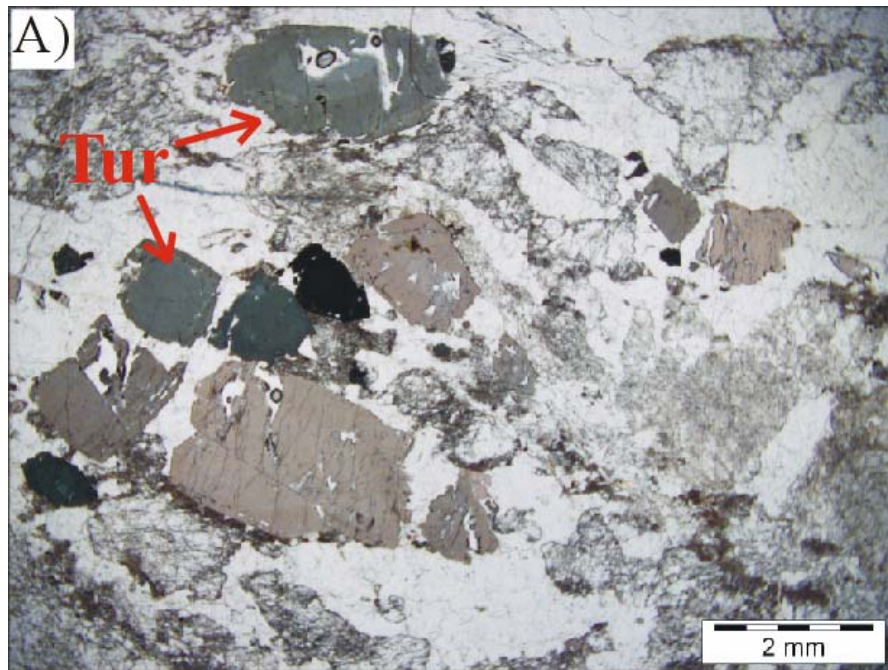


Fig. 3.8. A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador de masa de sillimanita de tipo fibrolítico estirada y fragmentada (“boudinée”) con biotita en las sombras de presión. B) Imagen de electrones retrodispersados, con foliación definida por porfiroblastos de sillimanita y biotita, y crecimiento posterior de biotita en fracturas y sombras de presión de la sillimanita. C) Imagen de electrones retrodispersados de un porfiroblasto fracturado de plagioclasa albítica, con inclusiones de biotita y cuarzo (preexistentes) y una generación posterior de biotita que crece en las fracturas y sombras de presión del porfiroblasto. Se observan también abundantes cristales de biotita en la matriz, así como apatito (dominios melanocratos de las migmatitas de la Punta de la Mona).

Fig. 3.9. A) y B) Imágenes ópticas de luz transmitida sin analizador y con analizador respectivamente de los leucogranitos, con notable cantidad de turmalina, incluidos en los esquistos verdes de alto grado del Alpujárride Intermedio (Unidad de las Alberquillas). C) y D) Cristales de moscovita de dimensiones centimétricas en leucogranitos deformados, con moscovita y turmalina, de la zona cercana al pueblo de Sedella.



Las figuras 3.10 y 3.11 resumen la secuencia de cristalización mineral, y su relación con la deformación, establecida para los esquistos verdes con hornblenda, granate, estauroлита y andalucita de la unidad de las Alberquillas y para los esquistos oscuros y verdes con biotita y sillimanita y migmatitas asociadas de la unidad de la Punta de la Mona, respectivamente.



Fig. 3.10. Secuencia de cristalización mineral de los esquistos verdes con Grt+St+Hrn+And y su relación con la deformación D₃ (Unidad de las Alberquillas).

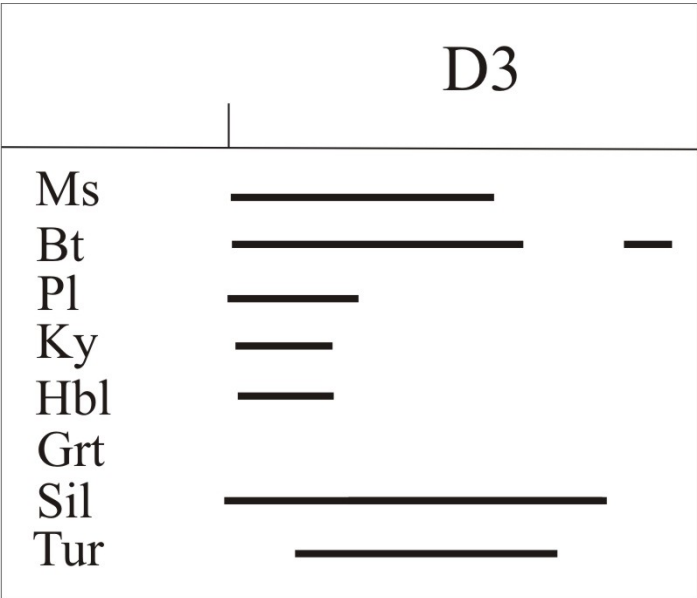


Fig. 3.11. Secuencia de cristalización de los esquistos oscuros y verdes con Bt+Sill y migmatitas asociadas de la Unidad de la Punta de la Mona y su relación con la deformación D₃.

3.2. Esquistos oscuros con St+Bt+Grt+Ky+And+Crd+Ms+Fbr del Alpujárride Superior. Relación blastesis-deformación.

Este apartado se centra en la petrografía de los esquistos oscuros de alto grado de la parte más profunda de las sucesiones de las unidades de Río Verde y de Torrox. En la parte alta de la secuencia pelítica de la Unidad de Torrox las condiciones metamórficas que se registran son de más bajo grado, y similares a las de la parte baja de la unidad de Benamocarra. Aquí se presenta un estudio petrográfico clásico donde se establece la secuencia de cristalización de minerales índice del metamorfismo, tales como biotita, granate, estauroлита, distena, andalucita, cordierita y sillimanita de tipo fibrolita, en relación con las sucesivas etapas de deformación que han sufrido las rocas pelíticas grafitosas más profundas de estas unidades tectónicas.

El estudio petrográfico ha permitido identificar diversas foliaciones (S) asociadas a sucesivas etapas de deformación (D), aparte del bandeo litológico original definido por la alternancia rítmica de pelitas con materia orgánica y capas psamíticas (S₀), que habitualmente se encuentra paralelizado a alguna de las foliaciones reconocibles sobre el terreno. La foliación que aquí se denomina S₁ es previa a otra foliación (S₂) que está asociada a una etapa de deformación (D₂) que, siendo muy importante y generalizada en los esquistos oscuros aquí considerados, no se corresponde con la deformación principal (D₃), atribuible a la Orogenia Alpina, que es la que se observa más claramente en el campo, y la que da lugar a una nueva foliación generalizada que aquí se denomina S₃. La S₁ aparece preservada dentro de porfiroblastos de Bt, Plg, St, Grt y Ky (Fig. 3.12); y en muchos casos aparece crenulada para dar la S₂ (Fig. 3.13). Los porfiroblastos de granate, como los que se observan en los esquistos grafitosos de la unidad de Río Verde, presentan núcleos libres de inclusiones, y recrecimientos con el mismo patrón que los porfiroblastos de Bt, St y Ky circundantes (véase capítulo 8).

El crecimiento de la biotita comenzó antes de la deformación D₂, ya que algunos cristales de biotita contienen inclusiones que definen una foliación original S₁ prácticamente plana y sin crenulación. La estauroлита, que frecuentemente forma cristales idiomorfos, creció durante los estadios intermedios del desarrollo de la crenulación asociada a D₂, y a veces incluye, o por el contrario, aparece incluida en cristales de granate (Fig. 3.14 y Capítulo 8).

Fig. 3.12. (A), (B), (C) y (D) Detalles de la foliación S_1 preservada en el interior de porfiroblastos de Bt, Ky y St (esquistos grafitosos de la unidad de Río Verde).

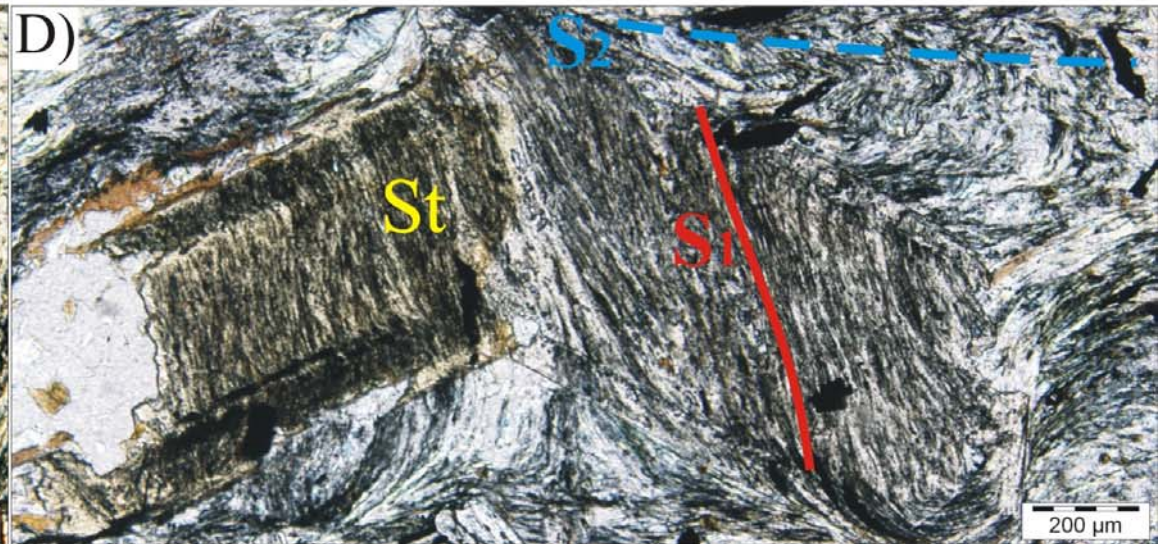
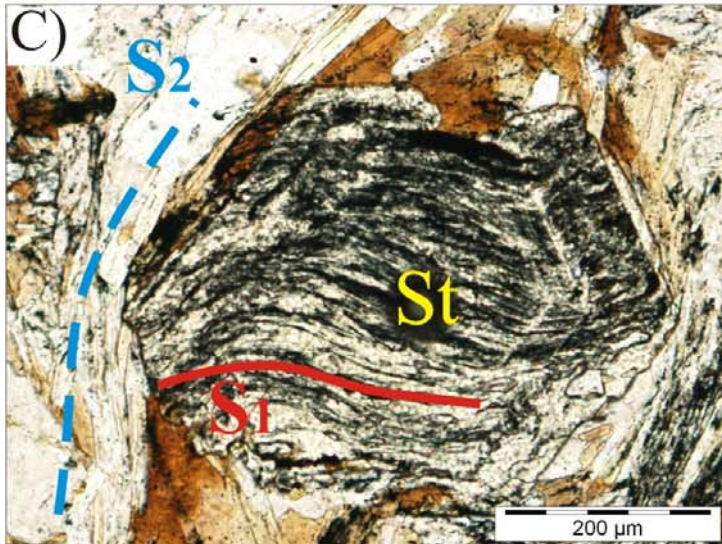
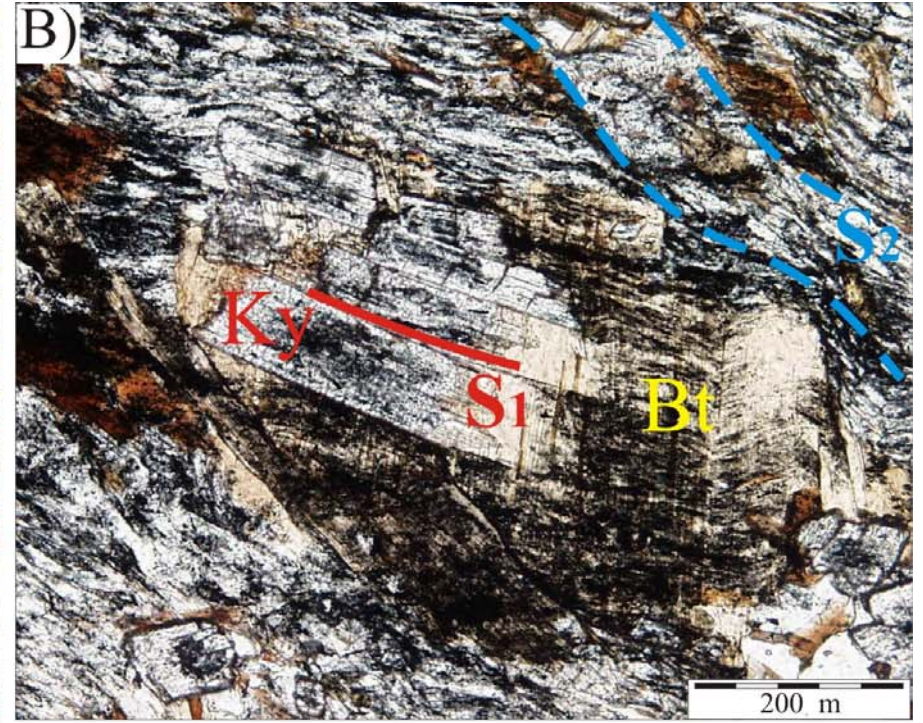
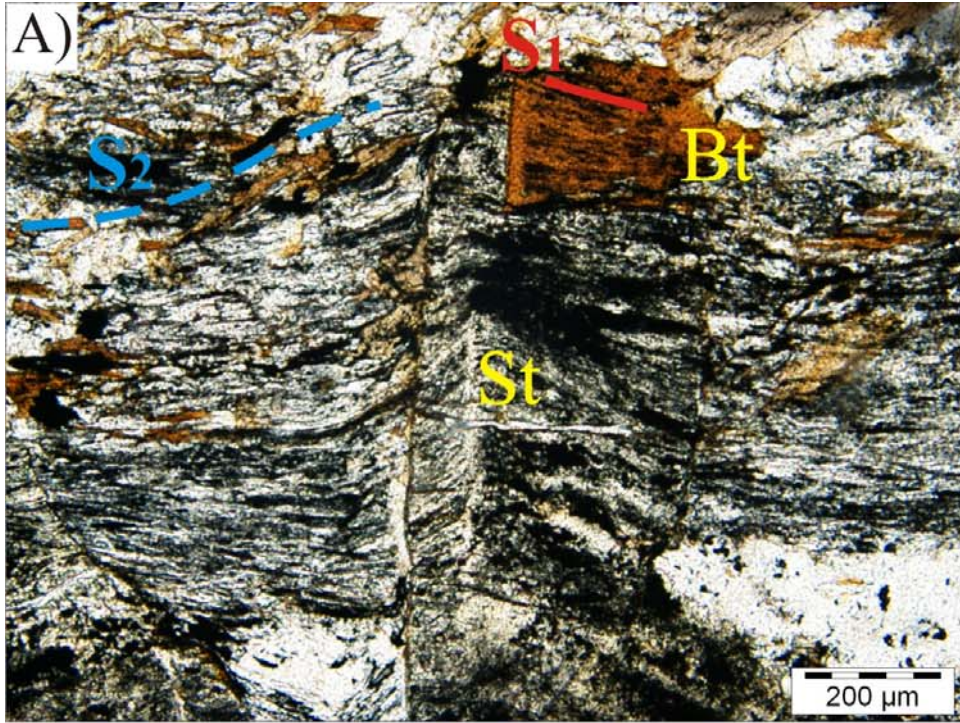
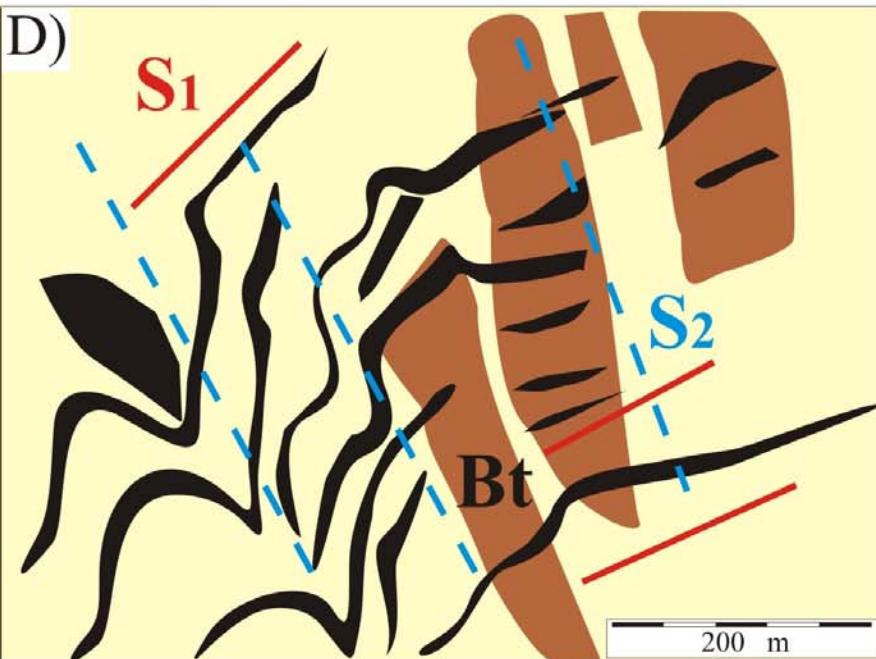
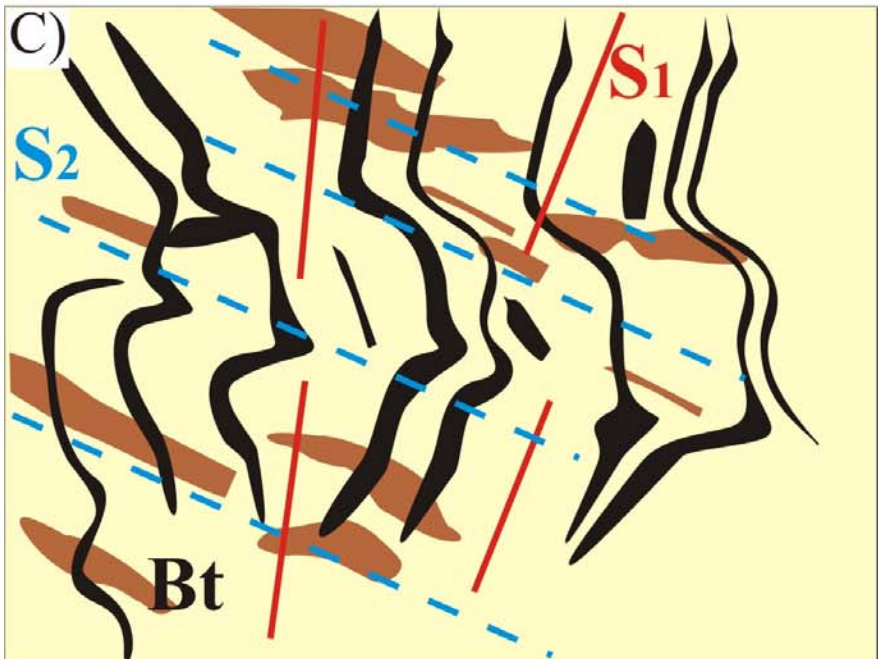
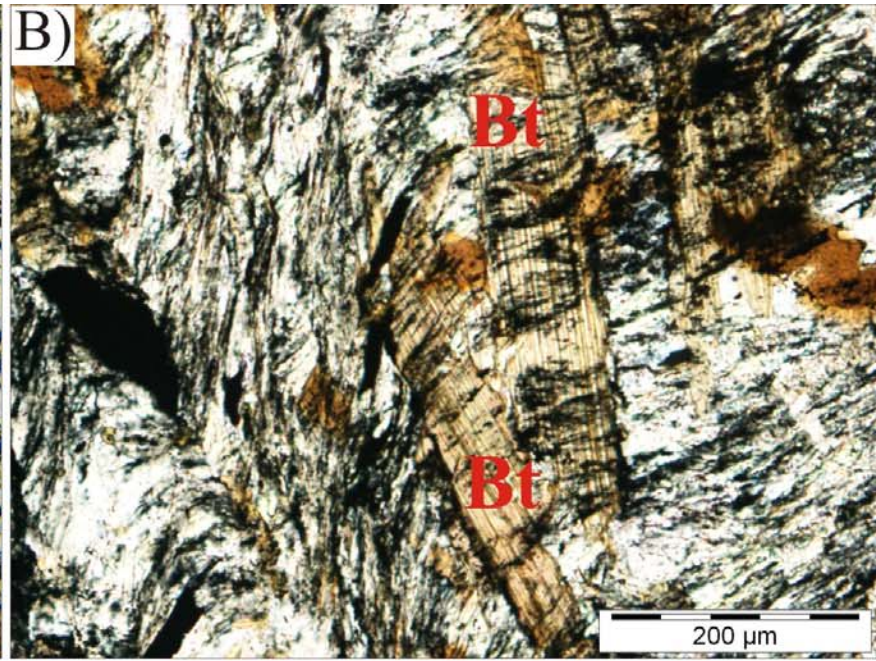
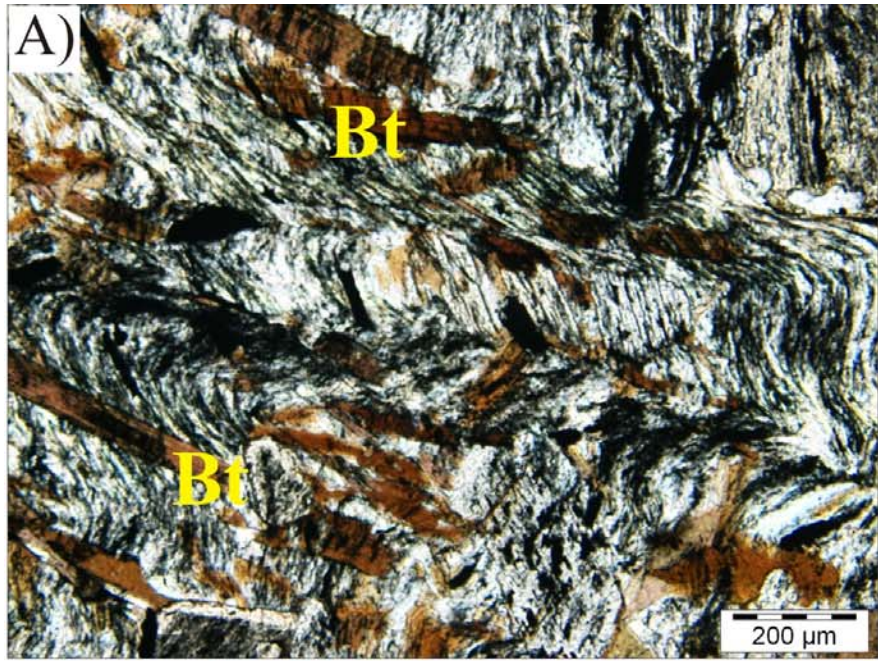


Fig. 3.13. Crenulación de la foliación S_1 para dar la foliación principal S_2 en los esquistos grafitosos de la unidad de Río Verde. A) y B) Imágenes microscópicas. C) y D) Esquemas interpretativos de las texturas de las microfotografías A) y B) en donde se muestra la foliación S_2 marcada sobretodo por la reorientación de los cristales de biotita y las lamelas de grafito.



El crecimiento de la estaurolita parece haber variado a lo largo del tiempo, como se deduce del bandeo paralelo a las caras de crecimiento, que está definido por zonas muy ricas en inclusiones que alternan con bandas con menos inclusiones o incluso libres de ellas (Fig. 3.12). Las regiones libres de inclusiones en los cristales de estaurolita, distena y biotita suelen corresponderse con sus bordes (Fig. 3.12), los cuales se forman durante la fase final del proceso de reacción, cuando los componentes químicos están prácticamente agotados. Ello ralentiza la velocidad de crecimiento, favoreciendo la expulsión de las impurezas extrañas al cristal. El crecimiento de distena parece ser contemporáneo al de la estaurolita y la biotita (Fig. 3.12), y al de los recrecimientos con numerosas inclusiones que se observan en el granate. Esto indicaría que el crecimiento de granate es rápido y, en todo caso, muy temprano. La andalucita, a diferencia de la distena y del granate, no está en equilibrio textural con la estaurolita, ya que aquélla incluye muy frecuentemente relictos de estaurolita, o bien la sobrecrece (Figs. 3.15A, 3.15B y 3.15D). La andalucita cristalizó claramente al final, tras completarse totalmente la crenulación de la foliación S_1 y, por tanto, después de la formación de una foliación S_2 homogénea. La andalucita se debió formar a partir de la estaurolita mediante reacciones progradas del tipo $St + Chl = And + Bt$. En algunos casos se observan pseudomorfos, en los que los cristales prismáticos de la distena original aparecen parcialmente transformados a andalucita (Fig. 3.16). Esta transformación también se ha encontrado en venas cuarzoalbiticas, como se ha indicado en el capítulo precedente, en la unidad de Benamocarra, y su estudio en detalle será el objeto del capítulo 4.

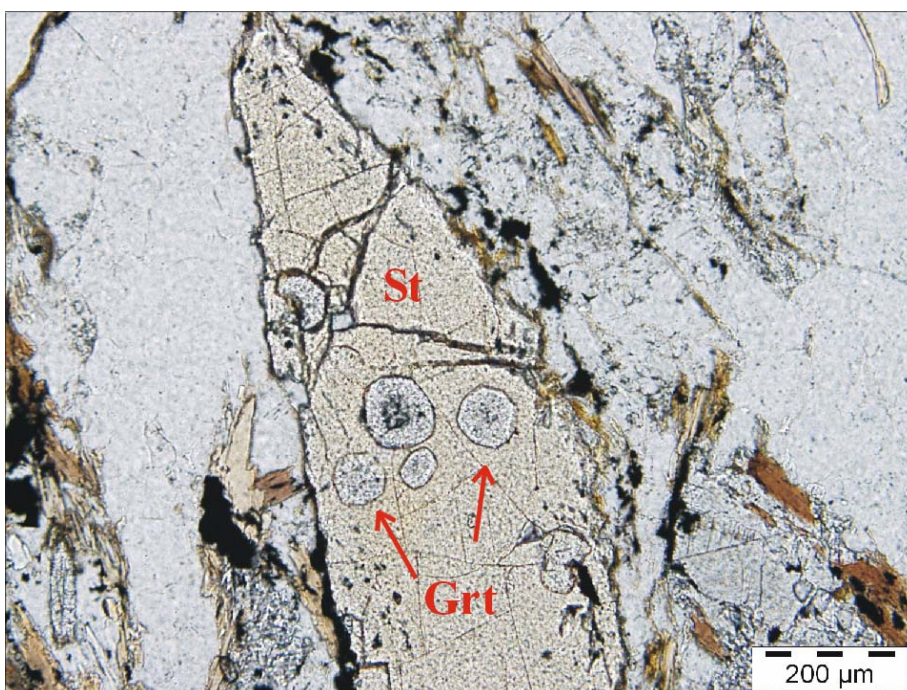
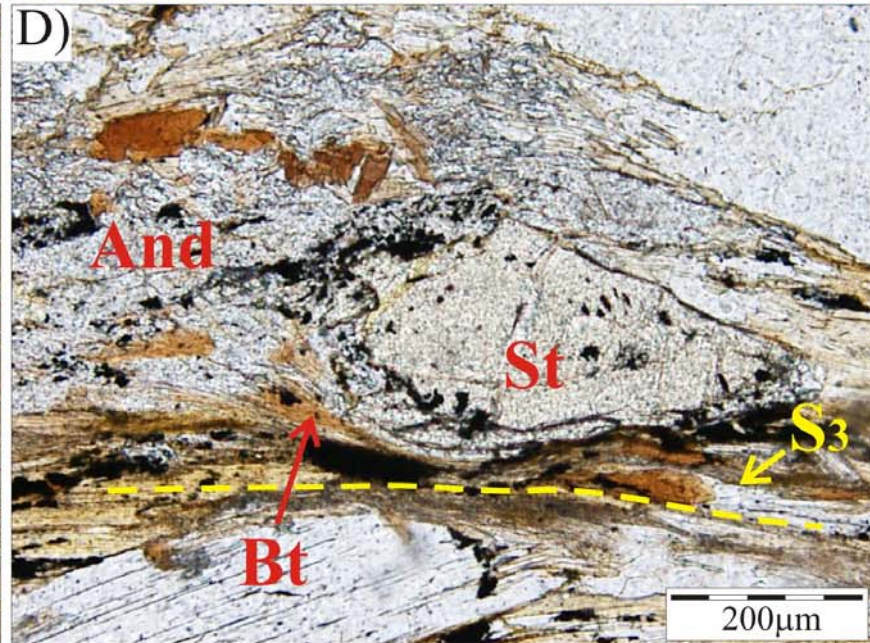
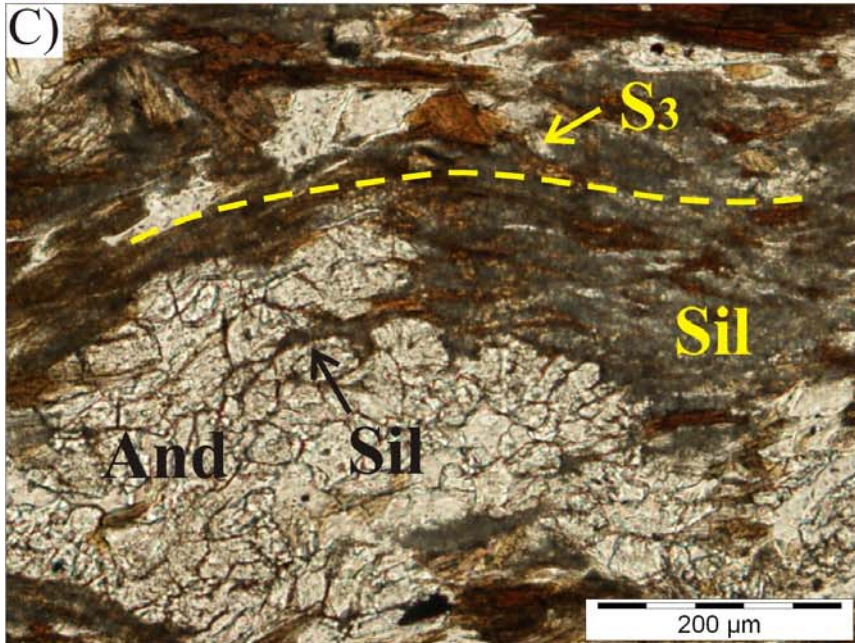
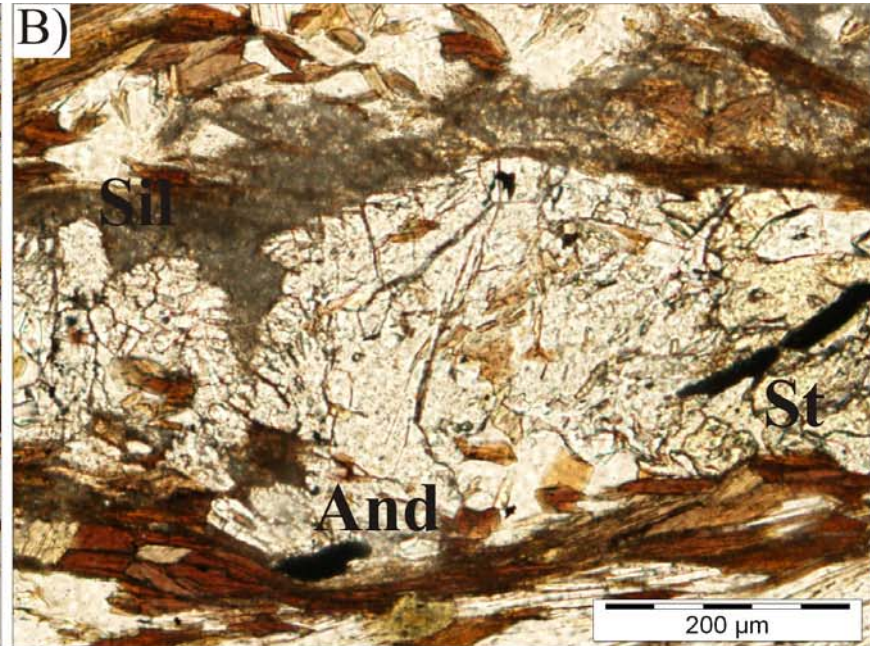
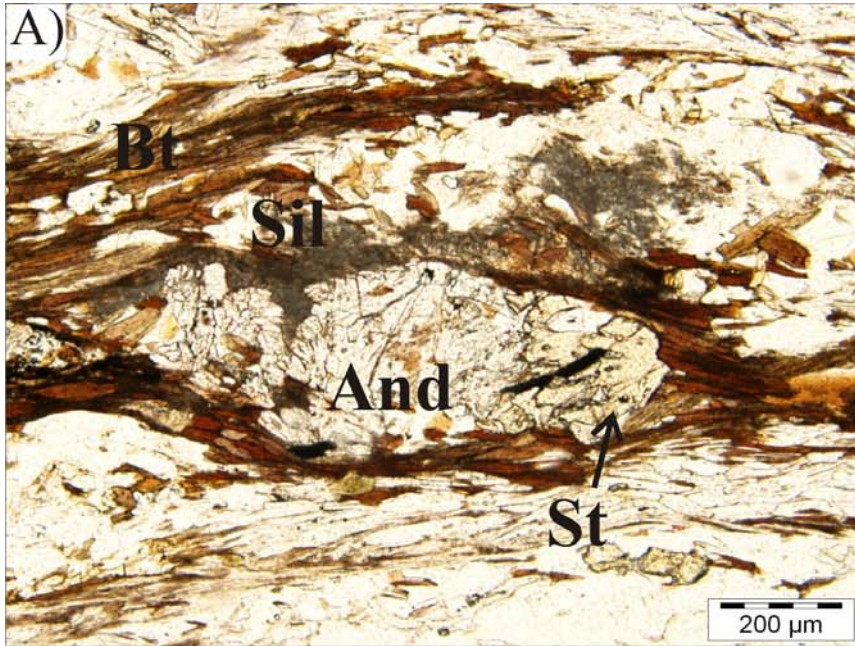


Fig. 3.14. Cristales de estaurolita que engloban granate (Unidad de Torrox).

Fig. 3.15. A), B) y C) Foliación S_3 que aparece bien desarrollada hacia la base de la serie metapelítica de Río Verde y que afecta a los porfiroblastos precinemáticos de andalucita que engloban estaurolita (Unidad de Río Verde). La fibrolita sincinemática, que aparece catalizada por la biotita (Ver capítulo 10), se concentra en los planos de la foliación S_3 que envuelve los cristales de andalucita. La imagen B es un detalle de la A. D) Andalucita esquelética catalizada por biotita (Ver capítulo 10) que sobrecrece a una estaurolita previa (Unidad de Torrox).



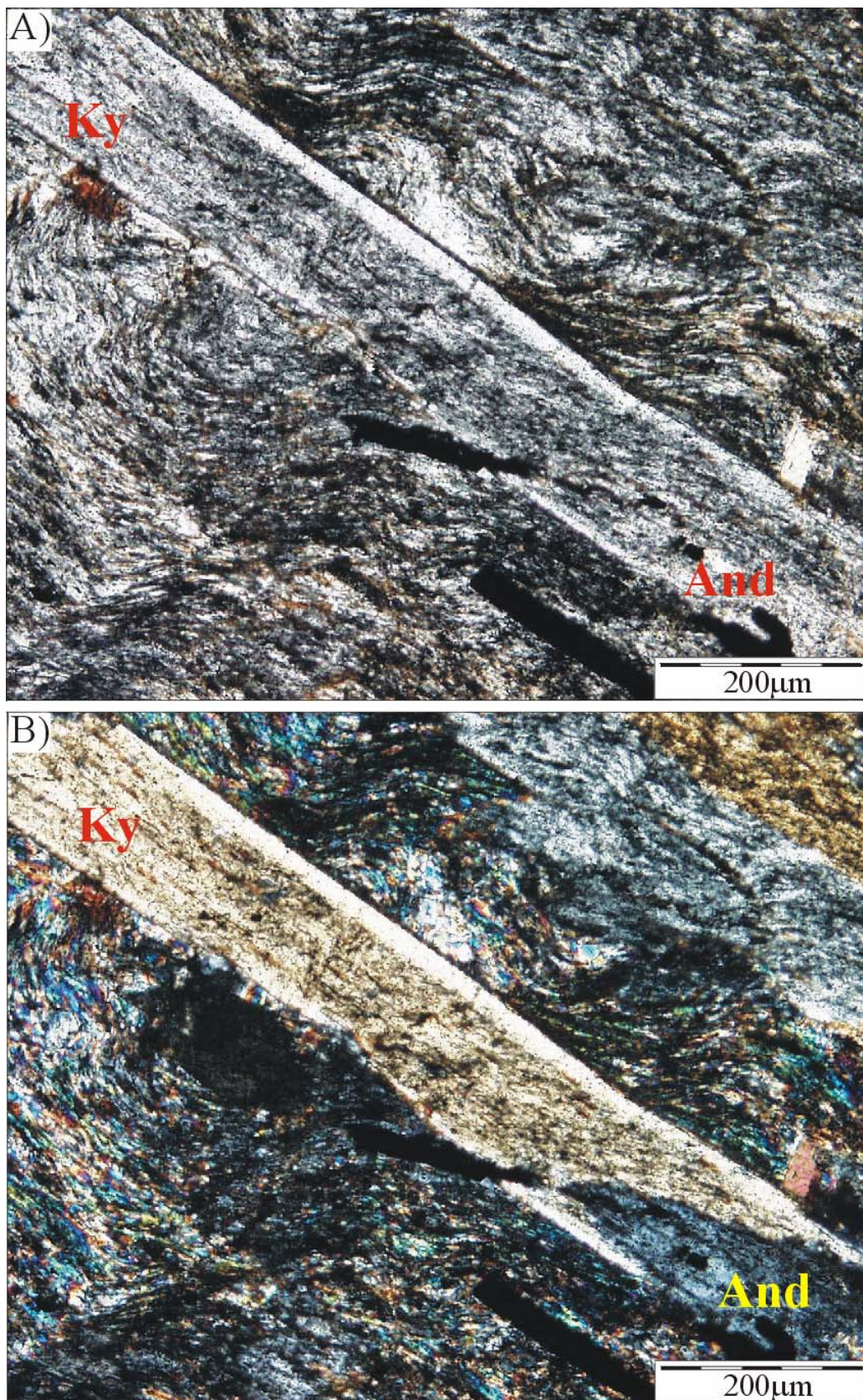


Fig. 3.16. Microfotografías de luz polarizada (A) y con nícoles cruzados (B) de un cristal prismático de distena post S_1 parcialmente transformado a andalucita (esquistos grafitosos de la Unidad de Río Verde).

La sillimanita, siempre de tipo fibrolítico, suele formar agregados o masas de fibras desorientadas con forma de manojos o gavillas, aunque en la mayoría de los casos aparece paralela a la foliación S_3 , donde mimetiza a la biotita sobre la cual nuclea. La orientación al azar, en algunos casos, de las acículas de fibrolita indica que ésta creció también después de la formación de S_3 . La foliación principal (S_3) está muy bien desarrollada hacia la base de la serie metapelítica. La S_3 se distingue claramente porque deforma a los cristales de andalucita y estauroлита (Fig. 3.15). La fibrolita se concentra según la foliación S_3 , como consecuencia de la disolución de otras fases mecánicamente competentes y preexistentes en la matriz, como son el cuarzo, la andalucita y la plagioclasa.

Los porfiroblastos de andalucita muestran crecimientos de tipo quiastolítico (Fig. 3.17). A menudo aparecen pseudomorfizados por agregados de cristales de moscovita, más o menos desorientada y de tamaño grueso, en cuyos núcleos aún se preservan relictos de andalucita y cordierita (Fig. 3.18). Ésta última suele aparecer muy alterada formando un material isótropo de color amarillento (pinnita). La generación de estos pseudomorfos es posterior a la deformación D_2 , y debe ser consecuencia de algún tipo de reacción catalizada por filosilicatos durante la cual la andalucita y la cordierita se descomponen para formar fibrolita.

Los cristales de andalucita de los esquistos grafitosos oscuros, sobre todo de los que aparecen en los niveles más profundos en la sucesión litológica de Torrox, que llegan a alcanzar varios centímetros de longitud y hasta uno de diámetro, suelen aparecer también fuertemente deformados, estirados y en gran parte sericitizados (moscovitizados). Sobre la S_3 , que es generada por la deformación D_3 , los cristales estirados de andalucita definen también una lineación L_3 que es claramente reconocible sobre el terreno (Fig. 2.8). Tras un examen atento al microscopio se constata que esos cristales de andalucita deformados y estirados aparecen transformados a moscovita y a distena (Fig. 3.19). Esta transformación tiene una significación petrológica muy importante, con notables implicaciones para el esclarecimiento de la evolución geológica del Complejo Alpujárride Superior. Por ello, su estudio detallado será el objeto de todo un capítulo de esta tesis doctoral.

En los diques leucocráticos que encajan en los esquistos grafitosos de la unidad de Torrox (Figs. 2.17 y 2.18) aparecen cristales de cordierita parcialmente alterada, junto con cuarzo, albita y andalucita (Fig. 3.20). Dentro de los diques se aprecian estructuras de tipo S-C, definidas por la foliación principal S_3 , que rodea también a sigmoides definidos por

porfiroblastos de andalucita que aparecen fuertemente deformados en sus bordes y rodeados por agregados de acículas de fibrolita (Fig. 3.21). La fibrolita que aparece en estas texturas se interpreta como sincinemática de S_3 , y la andalucita como precinemática de dicha foliación.

La foliación S_3 y la lineación asociada L_3 son posteriores al emplazamiento de las venas cuarzo-feldespáticas. Estas venas aparecen distorsionadas a lo largo de zonas de cizalla bastante localizadas, que aparecen sobre todo hacia la base de algunas de las unidades alpujárrides estudiadas. Una deformación equivalente se observa también, como luego veremos, en algunos tipos de gneises de la parte más profunda de la serie. Cuando se observan con el microscopio óptico estas rocas, la foliación S_3 viene definida por moscovita y biotita. Los grandes cristales de andalucita, que definen la lineación L_3 (Fig. 3.22A), están fuertemente deformados, tal y como demuestra la presencia de numerosos bordes de bajo y alto ángulo entre subgranos, lo cual produce una marcada mosaicidad dentro de lo que fue un monocristal (Fig. 3.22B).

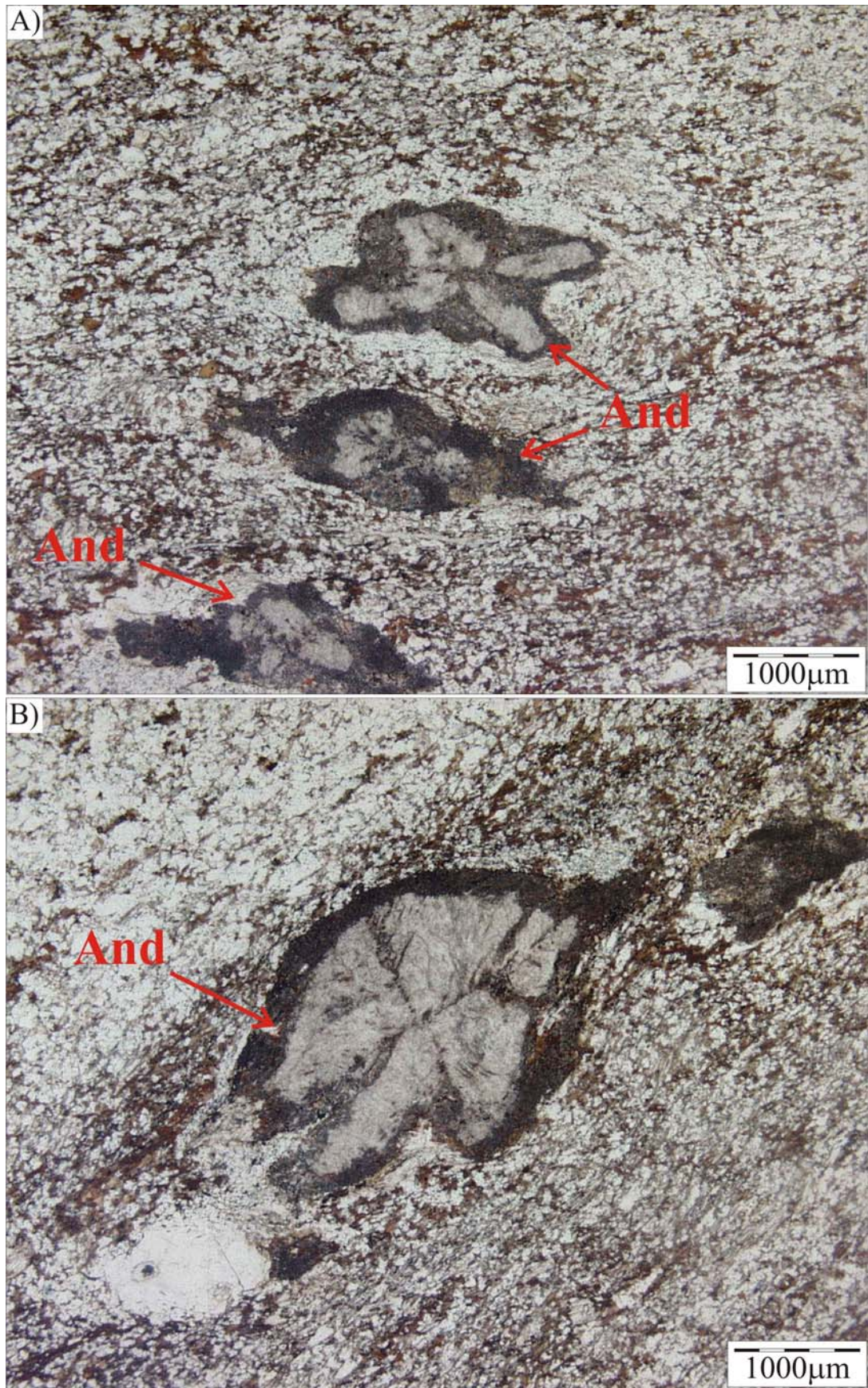


Fig. 3.17. (A) y (B) Andalucitas con crecimientos de tipo quastolítico de los esquistos grafitosos de la Unidad de Torrox.

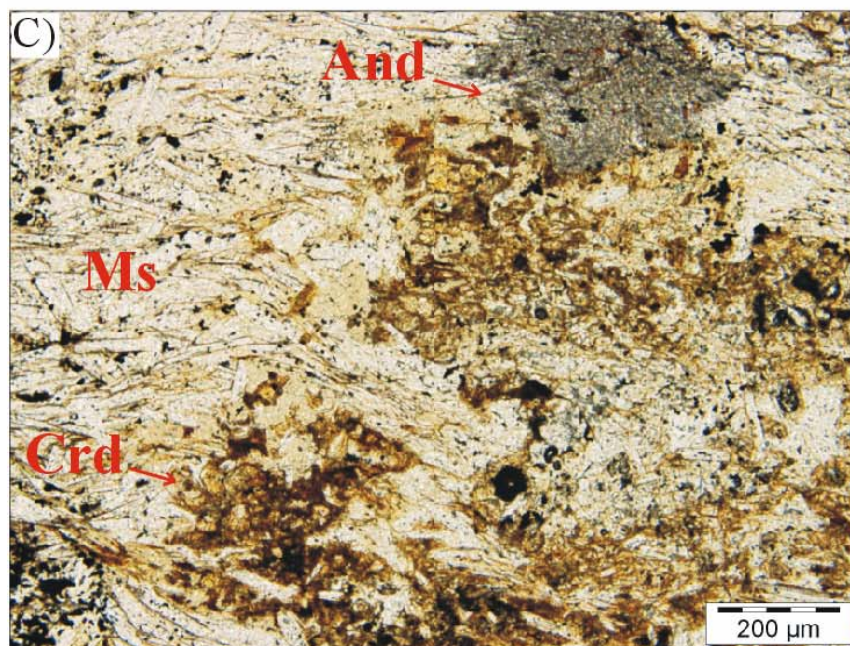
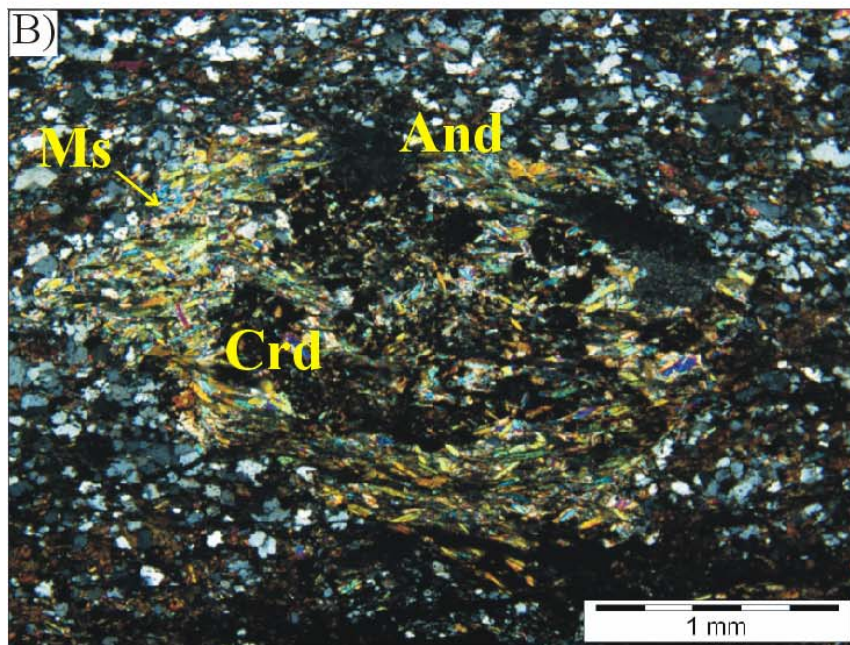
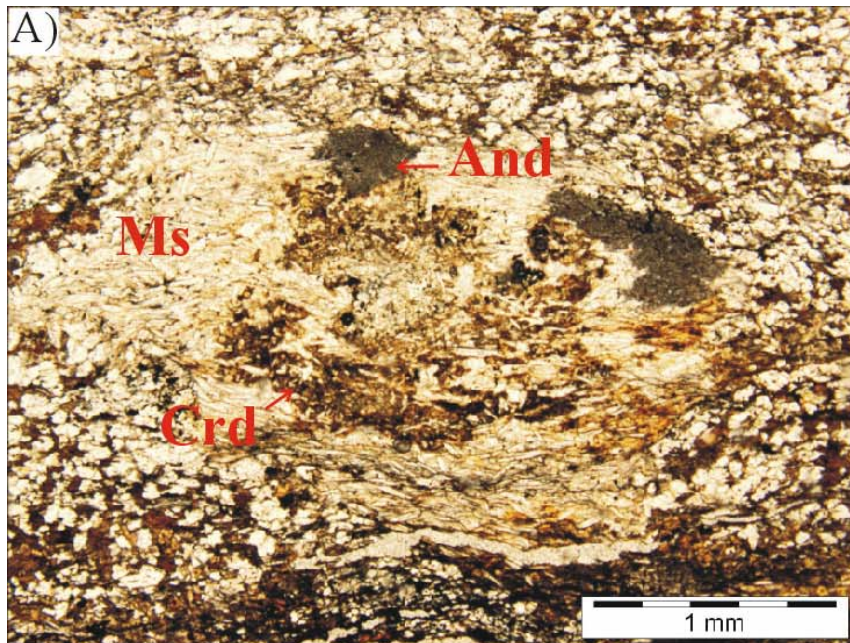


Fig. 3.18. (A), (B) y (C) Relictos de andalucita y cordierita dentro de agregados de moscovita (esquistos grafitosos de la Unidad de Torrox). Los residuos de grafito delinean el contorno de antiguos quiastolitos.

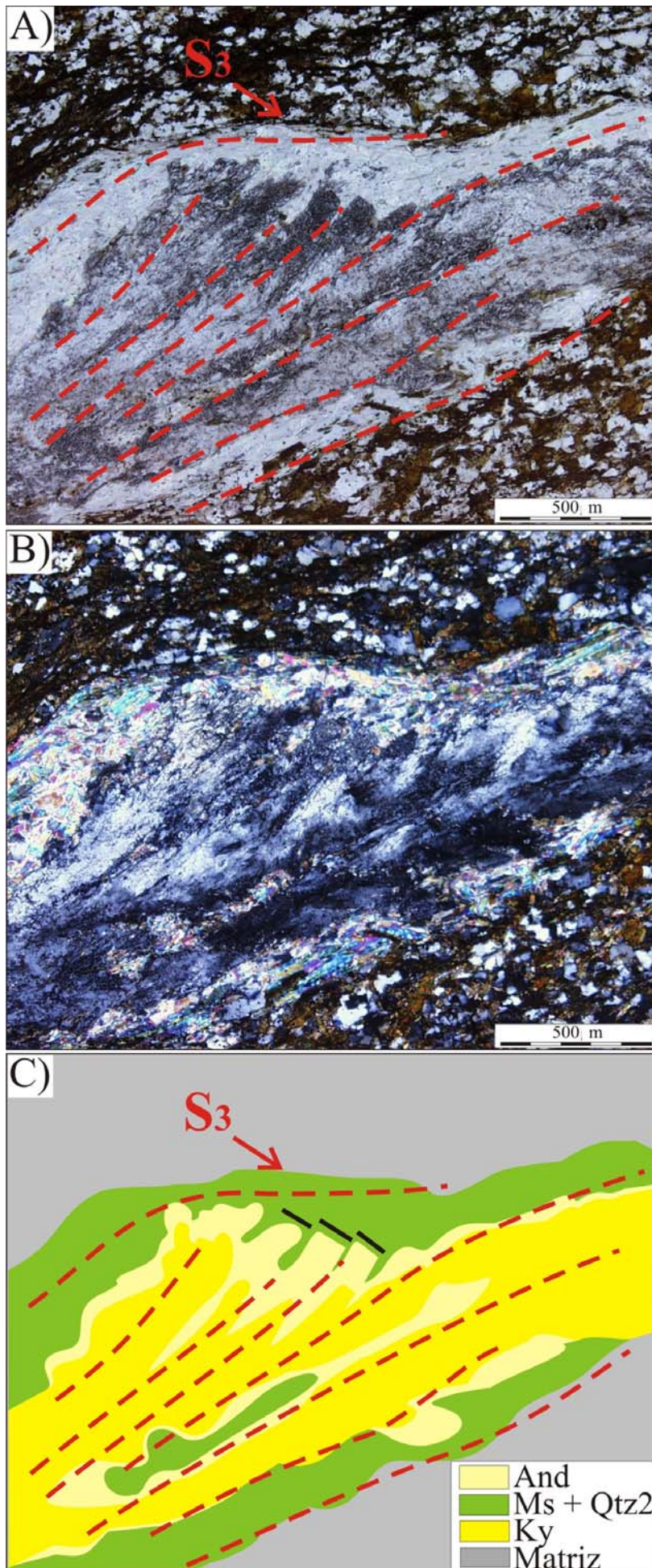


Fig. 3.19. A) y B) Porfiroblasto de andalucita fuertemente deformado y transformado a moscovita y distensa en los esquistos grafitosos de la Unidad de Torrox C) Modelo para el reemplazamiento And-Ky.

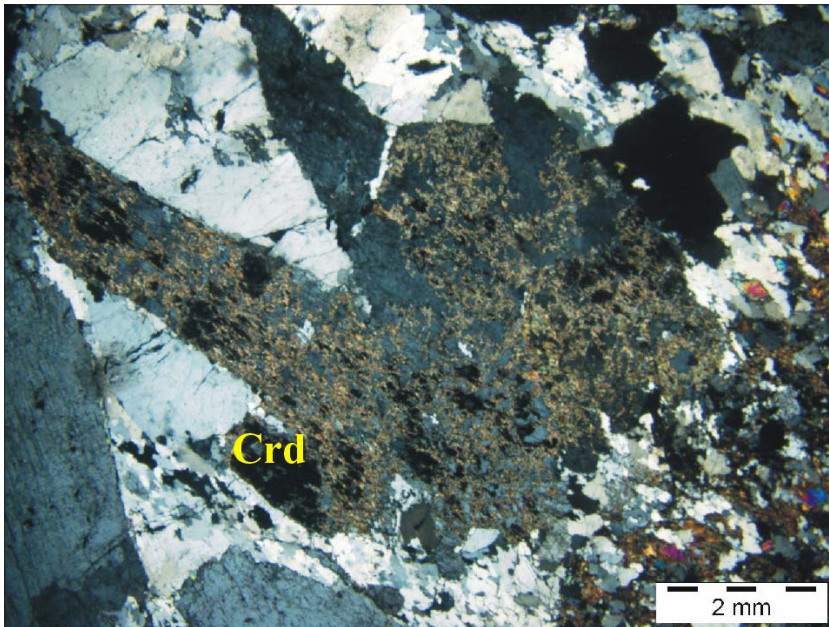


Fig. 3.20. Cristal de cordierita parcialmente alterada a pinnita dentro de un pequeño dique leucocrático que intruye en los esquistos (Unidad de Torrox).

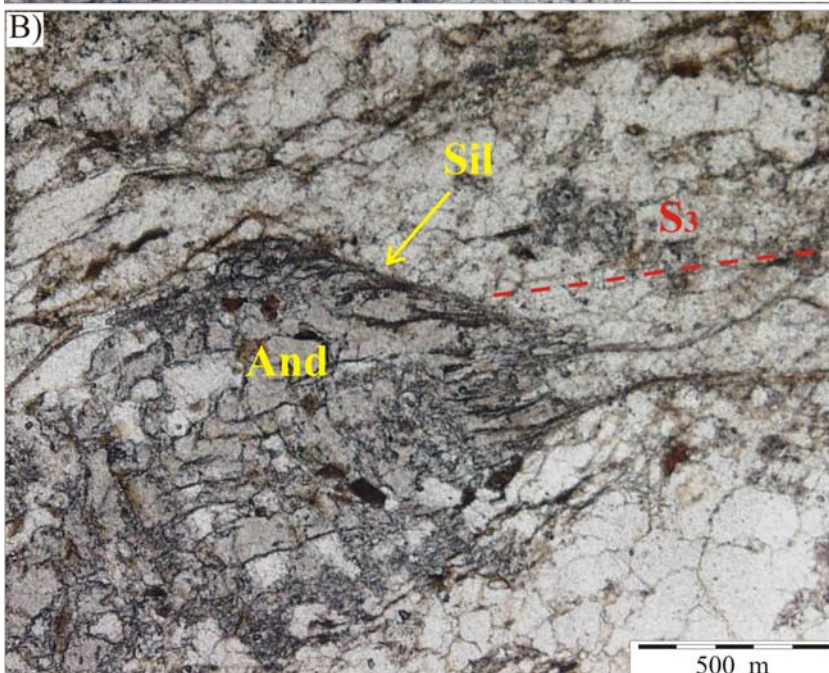
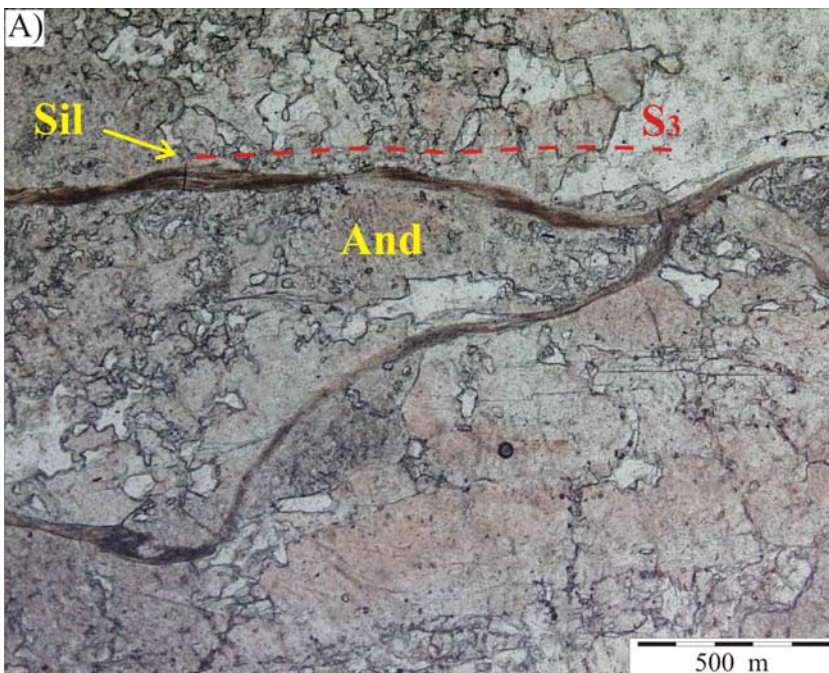


Fig. 3.21. (A) y (B) Relaciones texturales entre la andalucita y la fibrolita en diques con And, Sil y Crd emplazados en los esquistos grafitosos. Los diques cortan la foliación S₂ y están a su vez afectados por la foliación S₃ definida por la fibrolita (Unidad de Torrox).

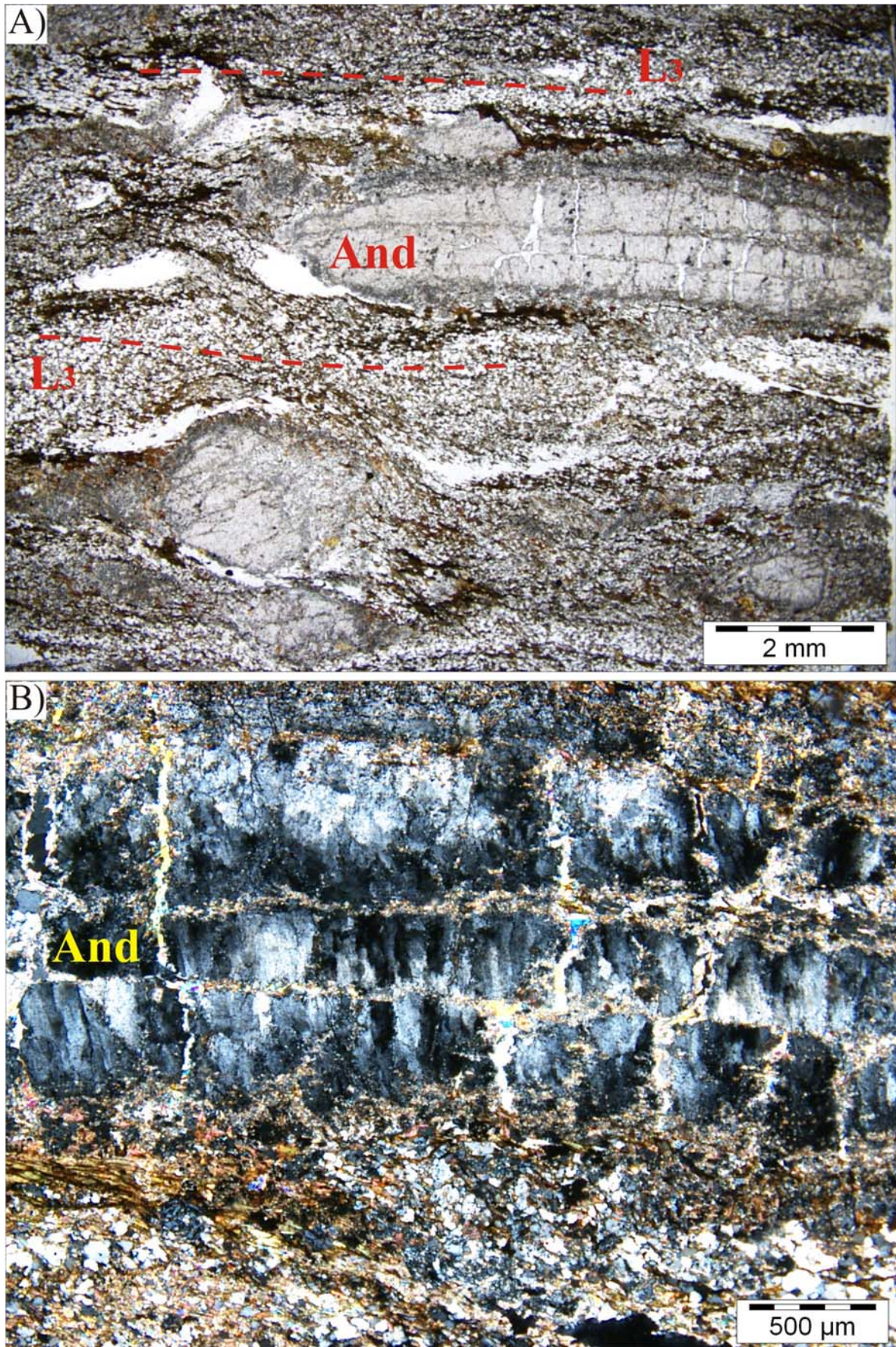


Fig. 3.22. A) y B) Cristales prismáticos de andalucita precinemática de la deformación principal D₃, que aparecen fuertemente deformados y estirados definiendo una lineación (L₃) (esquistos grafitosos de la Unidad de Torrox).

En la figura 3.23 se resume la secuencia de cristalización mineral anteriormente descrita en relación con las diversas etapas de deformación reconocidas en los esquistos grafitosos de alto grado del Alpujárride Superior.

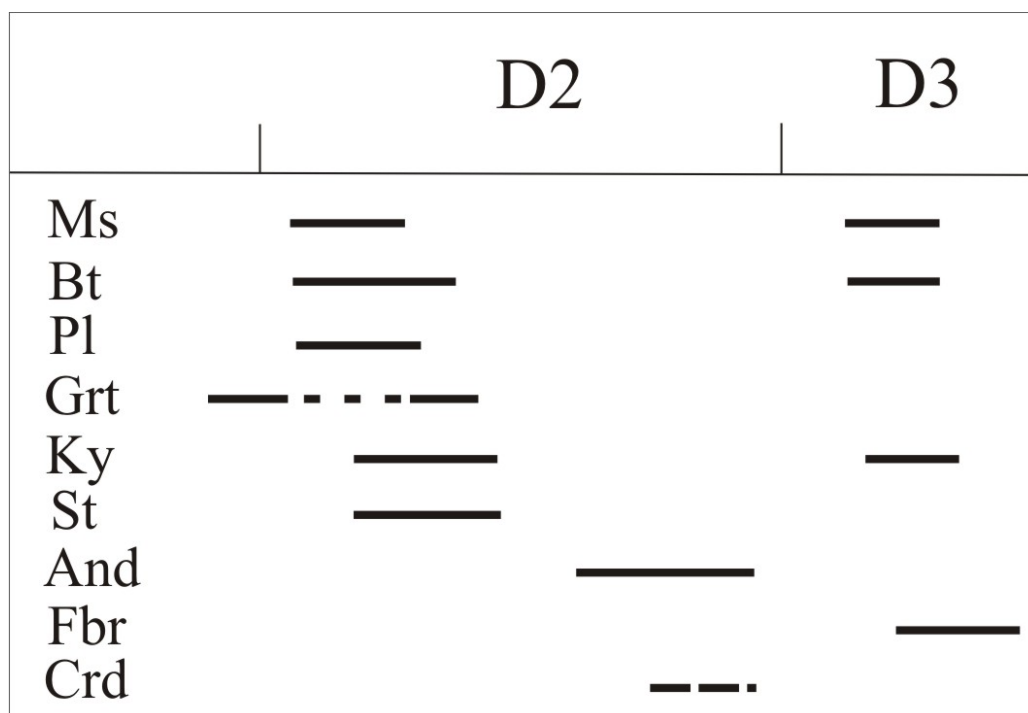


Fig. 3.23. Secuencia de crecimiento de diversos minerales índice de los esquistos grafitosos en relación a las diversas etapas de deformación para el Alpujárride Superior.

3.3. Esquistos moscovíticos de la unidad de Torrox (Alpujárride Superior). Estudio petrográfico.

En esta sección se pretende establecer los procesos petrogenéticos que ha dado lugar a la formación de los esquistos moscovíticos asociados a los gneises de Torrox, algo que ya tras el estudio de campo ya se presenta como un problema complejo. Este problema se aborda tanto por vía petrográfica como geoquímica. Este litotipo tan característico contiene tanta moscovita que la denominación que lo caracterizaría de forma más explícita sería, tal vez, la de micacita lepidoblástica. En esta sección se describirá la mineralogía y la petrografía de este litotipo, y se presentarán datos geoquímicos sobre sus elementos-traza, en particular.

El estudio por microscopía óptica revela que las variedades más ricas en cuarzo de este litotipo contienen, además, algo de plagioclasa, mucha moscovita, turmalina y, también a veces, andalucita. Estas variedades coincidirían con las bandas más psammíticas del protolito sedimentario y, a pesar de que la moscovita es muy abundante en ellas, su cantidad es pequeña comparada con la de las variedades más pelíticas (micacitas lepidoblásticas s.s.) de estos esquistos moscovíticos. Estos últimos se caracterizan, entre otros rasgos, porque la moscovita reemplaza a la biotita de una variedad anterior de esquisto que resulta de un metamorfismo (y deformación asociada, interpretada como D_2) de los niveles originalmente más pelíticos del protolito sedimentario (Fig. 3.24). Por otra parte, las rocas gneísicas intercaladas en los esquistos moscovíticos son, principalmente, bandas de gneises aplíticos, como ya se ha dicho en la parte relativa a la geología de campo aunque también se han observado relaciones intrusivas del gneis granitoide con el esquisto moscovítico (ver fig.2.39).

Un rasgo llamativo de los esquistos moscovíticos, sobre todo en el contacto con las rocas leucocráticas cuarzo-feldespáticas del gneis (Figs. 3.24 y 3.25), es que, además de porfiroblastos de moscovita, aparecen numerosos porfiroblastos de turmalina y, en los dominios más pelíticos, andalucita esqueletal (Fig. 3.26). La turmalina es a veces tan abundante que forma bandas que podrían ser denominadas “turmalinitas”; estas suelen ser habitualmente de sólo dos o tres milímetros justo en el contacto con el gneis (Fig. 3.25A), aunque, como se mencionó en el capítulo anterior, la turmalina puede concentrarse en bandas más anchas, de hasta casi un metro de espesor. Los porfiroblastos de turmalina a veces son idiomorfos y otras son esqueletales, con numerosas inclusiones de cuarzo alineadas que fosilizan una foliación anterior a la S_3 (Fig. 3.26).

Los peciloblastos de moscovita suelen contener numerosas inclusiones de biotita (Fig. 3.26D). Alrededor de los porfiroblastos de turmalina y moscovita, y en menor medida también alrededor de la andalucita anteriormente mencionada, aparece una fibrolita sincinemática de la foliación principal S_3 (Figs. 3.25 y 3.26). Tanto en los esquistos moscovíticos como en los enclaves ricos en moscovita que aparecen englobados dentro de los ortogneises es muy frecuente encontrar dumortierita, un silicato de aluminio con B, Fe, Mg y Ti (Fig. 3.27) cuyo estudio detallado se presentará en un capítulo posterior (capítulo 10).

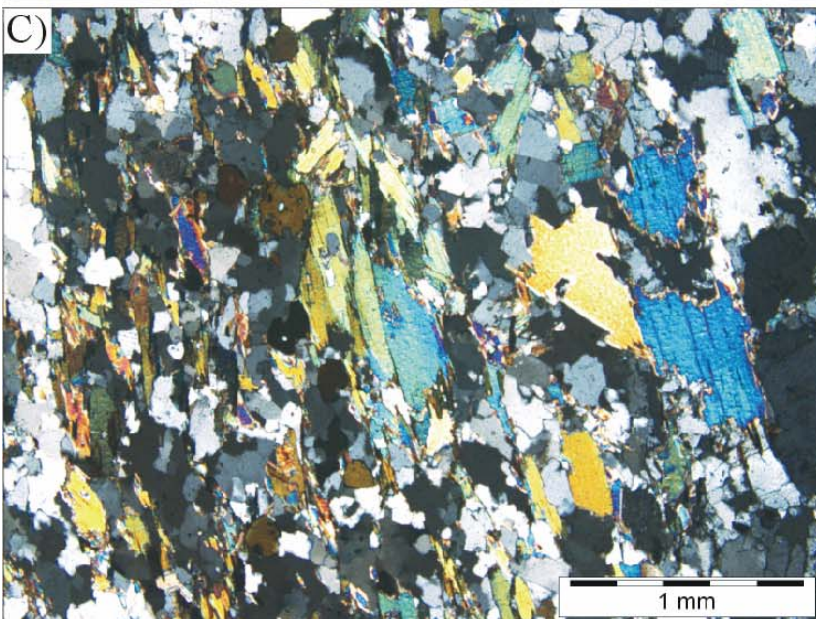
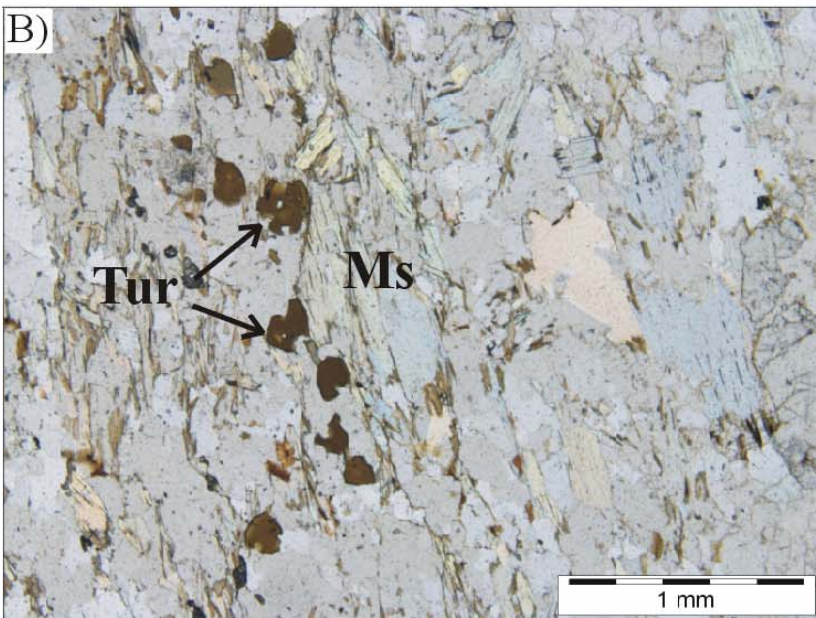
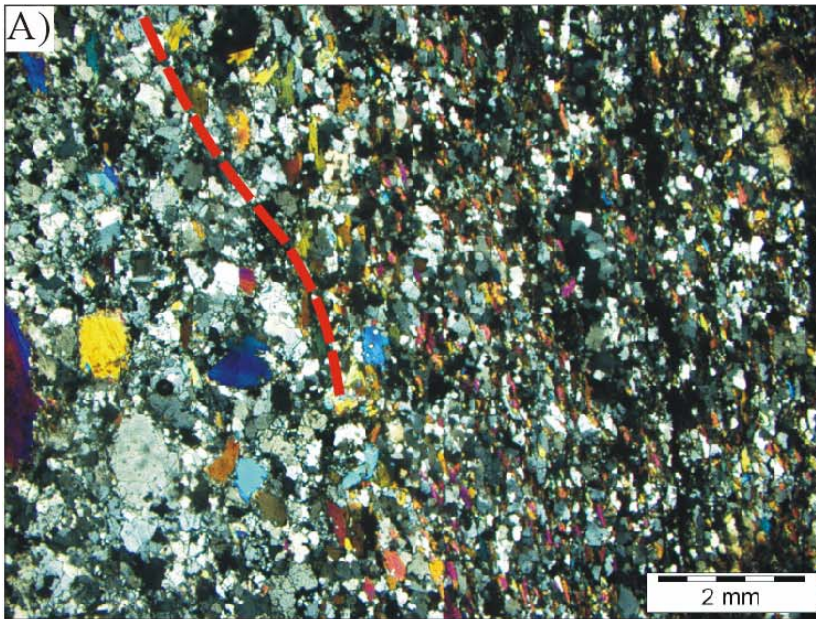
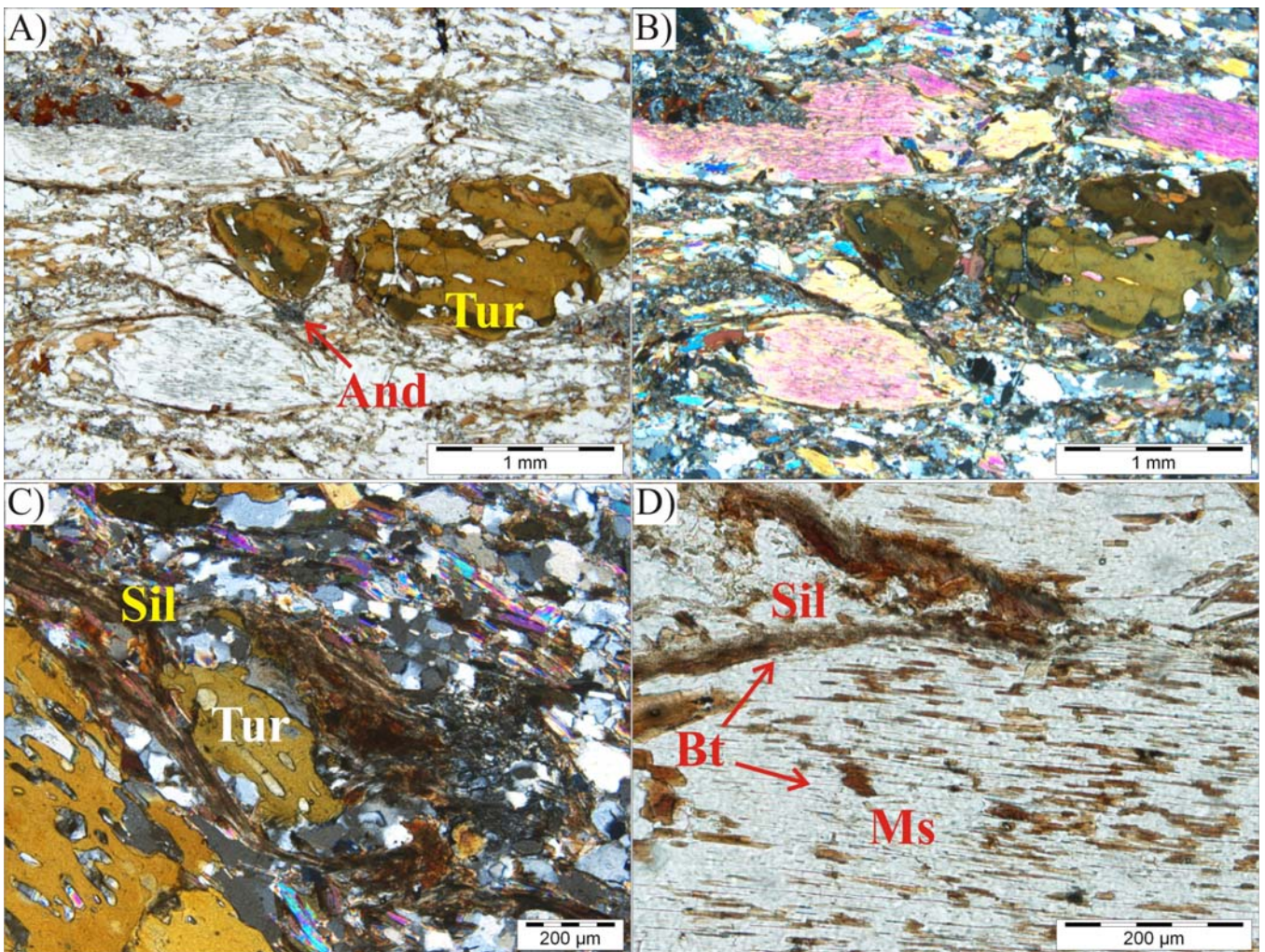
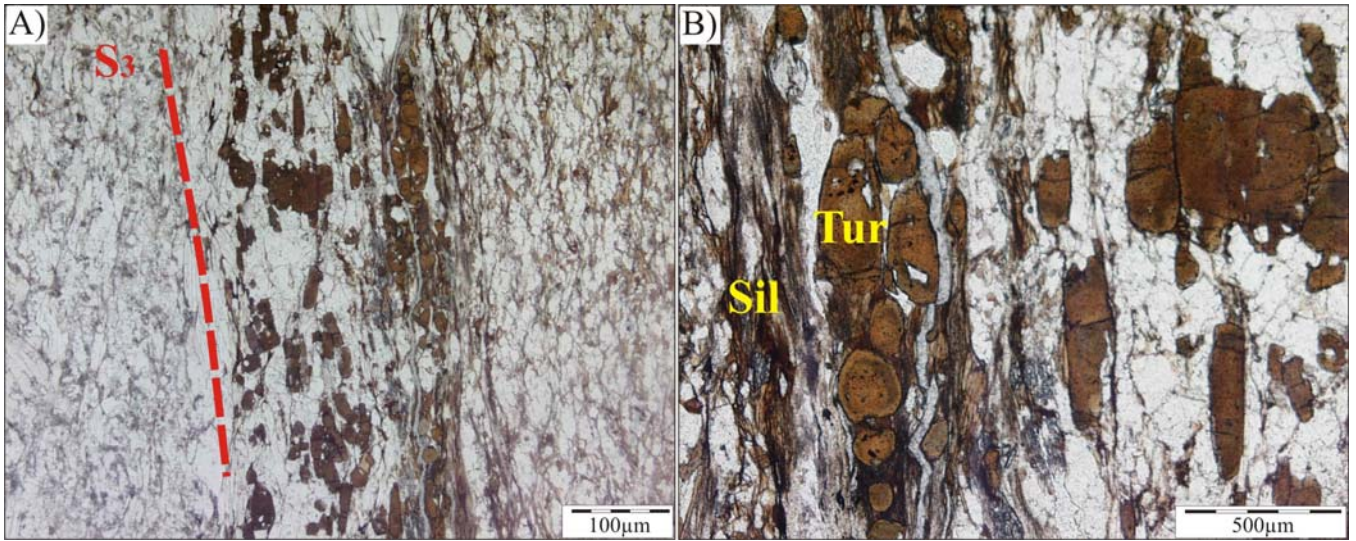


Fig. 3.24. A) Imagen óptica general con nicoles cruzados del contacto entre el esquistos moscovítico (parte derecha de la imagen) y una banda de gneis aplítico (parte izquierda de la misma), en la que se observa claramente el mayor tamaño de grano de la moscovita en la aplita B) y C) Imágenes ópticas sin y con analizador del esquistos adyacente a la aplita, donde se observa la presencia de turmalina junto con la moscovita.

Fig. 3.25. A) Imagen general de un contacto, fuertemente deformado por la foliación S_3 , entre el esquistoso moscovítico y el gneis, con abundante turmalina en la parte del esquistoso justamente adyacente al gneis. B) y C) Detalle de la turmalina fuertemente deformada del esquistoso moscovítico, que es precinemática de la S_3 . Esta foliación está definida por una fibrolita que crece tanto sobre la turmalina como sobre la moscovita.

Fig. 3.26. A) y B) Peciloblastos de moscovita y turmalina intercrecidos con andalucita esquelética, todos ellos precinemáticos de la foliación definida por la fibrolita. C) Turmalina esquelética con fibrolita sincinemática que la rodea. D) Peciloblastos de moscovita con numerosos pequeños cristales de biotita incluidos y a su alrededor; la fibrolita crece a partir de la biotita en los bordes de los peciloblastos de moscovita. Las imágenes B) y C) se han realizado con los nicoles cruzados.



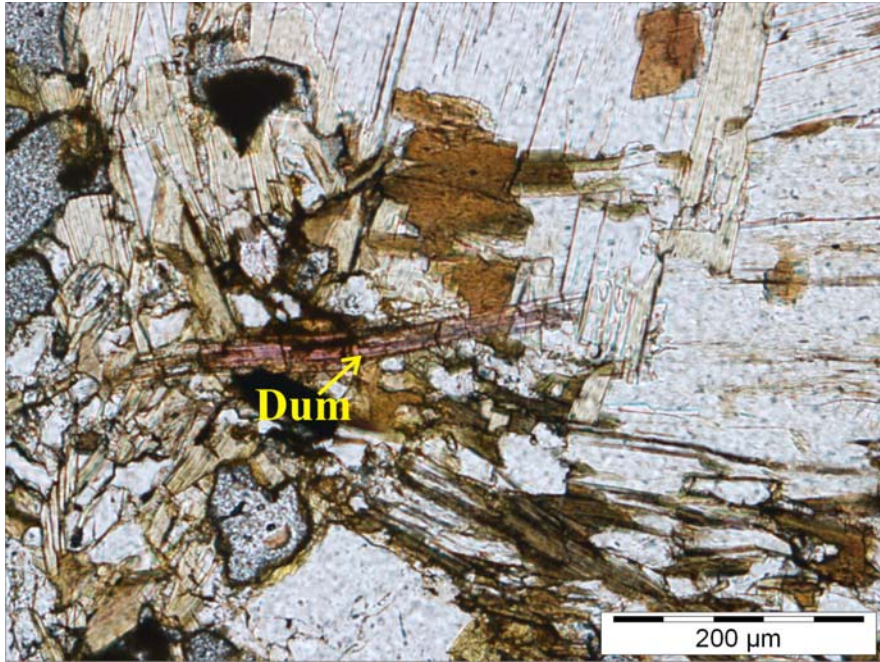


Fig. 3.27. Cristal prismático de dumortierita, que presenta un fuerte color rosado cuando la luz polarizada vibra en la dirección paralela al alargamiento del prisma.

En la figura 3.28 se resumen las relaciones entre blastesis y deformación deducidas del estudio petrográfico.

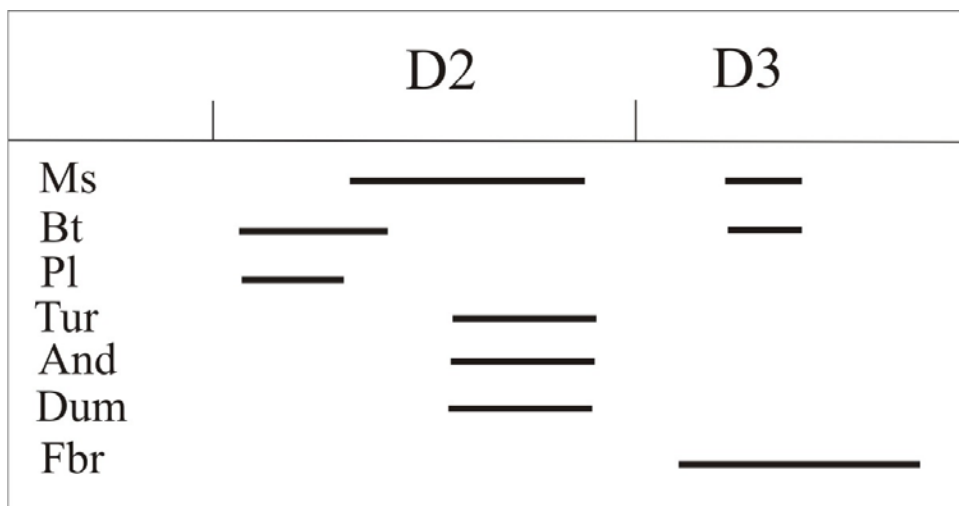


Fig. 3.28. Secuencia de cristalización de fases para los esquistos moscovíticos en relación con la deformación principal D₃.

3.4. Estudio geoquímico de los esquistos moscovíticos y metapelitas suprayacentes: el proceso de moscovitización.

El estudio geoquímico de los esquistos moscovíticos, combinado con el estudio petrográfico anterior, y comparado con el estudio geoquímico de los esquistos con Ky+St+Grt+Ms+Bt+And+Crld+Fbr (ver apartado 3.2) que se encuentran justo encima de ellos y que constituyen la envoltura metapelítica del gneis de Torrox, permitirá relacionar ambos tipos de rocas. El estudio geoquímico ha sido realizado sobre roca total y se han analizado elementos mayoritarios y minoritarios (trazas y tierras raras) mediante fluorescencia de rayos X e ICP-MS respectivamente (Tabla 1). La precisión para los elementos mayoritarios fue mejor del 1%. Las trazas y tierras raras se analizaron según el procedimiento descrito por Montero y Bea (1988), y la precisión de los análisis es de un 2% y un 5% para las concentraciones entorno a los 50 y los 5 ppm respectivamente.

Desde el punto de vista geoquímico los esquistos moscovíticos y metapelitas oscuras suprayacentes se caracterizan por su composición muy aluminica. El contenido en aluminio de ambos tipos de rocas viene controlado básicamente por la moscovita, la turmalina y la biotita. Como se observa en la figura 3.29, el aluminio se correlaciona positivamente con la suma de hierro más magnesio más titanio. Puesto que la razón $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ en la moscovita es aproximadamente 30:4 mientras que en la biotita es 20:30, cabe preguntarse por qué los esquistos moscovíticos, que en principio se suponen más ricos en moscovita que en biotita en general no se separan de esa tendencia marcada por la relación 2:1 entre el Al_2O_3 y $(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ hacia la parte de arriba del diagrama. La figura 3.29 también revela que tanto el Al_2O_3 como la suma $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ son más altos en algunas de las muestras de los esquistos suprayacentes. La turmalina, por su parte, guarda la misma relación 2:1 que la observada para el Al_2O_3 y la suma $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Tabla 2) por lo que su contenido en la roca total no afecta a la razón 2:1 observada en la figura 3.29. La razón de que la relación porcentual de moscovita y biotita no sea mayor en los esquistos moscovíticos es que la moscovita de éstos aparece sistemáticamente rodeada y con numerosas inclusiones de biotita, como se ha visto en el apartado de la petrografía. Ello parece indicar que la formación de moscovita es catalizada por la biotita, y por lo tanto no se destruye.

Tabla 1. Análisis de roca total de los esquistos moscovíticos (verde) y de los esquistos suprayacentes (naranja). Elementos mayoritarios (%peso)

Muestra	TR-1	TR-3	TR-5	TR-5P	TR-7	TR-9	TR-12	T955D	T910C2	T951C	T-922-B	TR-2	T900	T-987	T333
SiO ₂	59,99	67,88	66,01	64,2	57,43	65,35	73,12	70,13	81,28	69,85	79,79	60,93	72,60	70,13	54,76
Al ₂ O ₃	19,42	15,77	17,96	18,6	21,27	16,55	14,79	15,25	8,90	14,55	9,64	19,44	13,89	14,35	23,1
Fe ₂ O ₃	6,71	5,59	5,47	6,56	7,12	6,28	3,22	4,46	3,60	4,74	3,03	8,12	5,13	4,53	8,27
MnO	0,10	0,10	0,06	0,08	0,08	0,08	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,08	0,07	0,04	0,17
MgO	1,91	1,51	1,43	1,72	1,54	1,69	0,58	0,98	0,90	1,15	0,8	1,61	1,13	0,95	2,08
CaO	0,98	0,74	0,64	0,62	0,42	1,13	0,88	1,15	0,75	0,91	0,3	0,5	0,48	0,74	1,59
Na ₂ O	1,61	1,66	0,99	1,04	0,26	0,91	1,72	0,78	1,82	2,44	0,73	0,68	0,74	0,3	1,14
K ₂ O	4,58	3,72	4,47	3,83	6,33	3,52	3,39	4,61	1,06	3,34	2,57	3,7	2,84	4,74	5,15
TiO ₂	0,79	0,78	0,65	0,79	0,86	0,87	0,38	0,68	0,84	0,75	0,65	0,94	0,82	0,7	1,07
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,21	0,20	0,18	0,18	0,147	0,52	0,18	0,17	0,08	0,13	0,18	0,56	0,16
PC	3,4	1,88	1,91	1,91	3,69	3,25	1,55	2,22	0,98	1,94	1,35	3,63	3,07	2,1	11,66
Total	99,68	99,78	99,80	99,54	99,18	99,80	99,84	100,84	100,36	99,90	99,01	99,76	100,94	99,14	100,27

Tabla 1 (cont). Análisis de roca total de los esquistos moscovíticos y de los esquistos suprayacentes. Elementos traza (ppm)

Muestra	TR-1	TR-3	TR-5	TR-5P	TR-7	TR-9	TR-12	T955D	T910C2	T951C	T-922-B	TR-2	T900	T-987	T333
Li	92	111	113	113	108	67	68	52	0	0	199	25	36	53	41
Rb	451	305	309	265	493	178	226	199	50	151	241	168	96	174	183
Cs	35	29	19	18	32	7	16	5	5	7	17	11	11	11	7
Be	4	4	2	2	4	2	2	1	1	3	2	3	2	1	5
Sr	97	59	57	65	37	90	34	55	115	126	6	102	70	6	140
Ba	665	335	384	454	709	531	134	245	134	359	179	681	356	214	476
Sc	6	7	0	4	21	11	3	10	12	13	7	18	14	6	22
V	142	92	87	99	181	129	43	63	58	84	50	150	100	58	197
Cr	192	179	129	151	284	209	142	47	73	71	75	226	88	37	117
Co	15	10	8	9	16	17	6	17	29	19	35	19	26	19	35
Ni	49	22	23	29	54	39	10	17	20	28	19	52	29	13	48
Cu	58	20	12	24	50	38	8	15	7	21	4	88	21	11	34
Zn	118	88	89	115	172	127	56	89	49	71	58	180	70	81	103
Ga	31	18	23	21	34	23	20	25	15	21	12	26	20	26	32
Y	17	17	14	15	13	12	11	14	14	10	11	8	9	10	16
Nb	21	14	15	15	24	15	15	22	20	16	12	15	15	22	19
Ta	4	3	2	2	7	1	2	1	3	1	4	1	1	2	2
Nb+Ta	25	17	17	17	31	16	17	23	23	17	17	17	16	24	21
Zr	1	2	2	2	2	1	1	27	26	22	9	1	23	12	0
Hf	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	1	0	0
Mo	2	2	1	1	3	2	2	3	7	3	9	3	4	2	0
Sn	19	12	6	5	14	4	13	2	7	1	12	7	1	9	0
Tl	2	2	2	1	3	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1
Pb	23	14	17	21	19	22	15	5	12	15	6	15	13	4	28
U	4	6	3	3	10	3	2	3	2	2	3	2	1	3	2
Th	16	14	12	15	23	16	6	18	12	11	8	17	10	15	14
W	16	11	8	10	14	11	10					13			

Tabla 1 (cont). Análisis de roca total de los esquistos moscovíticos y de los esquistos suprayacentes. Tierras raras (REE) (ppm).

Muestra	TR-1	TR-3	TR-5	TR-5P	TR-7	TR-9	TR-12	T955D	T910C2	T951C	T-922-B	TR-2	T900	T-987	T333
La	43,58	37,22	33,45	41,17	54,11	37,25	17,01	46,39	36,78	29,35	23,10	47,32	29,00	37,64	38,64
Ce	88,18	76,17	67,51	83,06	107,12	83,18	34,99	106,19	75,70	64,39	48,34	93,80	56,28	86,42	77,35
Pr	10,67	9,03	8,03	9,966	12,8	9,15	4,20	12,29	8,92	7,31	5,46	10,92	7,09	10,27	9,49
Nd	39,57	34,31	30,14	37,19	47,85	34,07	15,52	47,86	34,76	28,83	20,67	40,83	28,11	39,00	36,34
Sm	8,35	7,16	5,96	7,32	9,58	6,70	3,19	10,56	6,68	5,76	4,07	7,92	5,43	8,51	6,64
Eu	1,68	1,34	1,03	1,29	1,63	1,46	0,58	1,11	1,20	1,00	0,60	1,70	0,91	0,86	1,39
Gd	6,33	5,63	4,65	5,66	6,95	4,71	2,53	7,81	5,37	4,24	3,08	5,58	4,33	6,53	5,22
Tb	0,86	0,78	0,65	0,79	0,87	0,67	0,40	0,87	0,69	0,55	0,43	0,60	0,50	0,73	0,72
Dy	3,61	3,3	2,95	3,72	3,27	2,91	2,06	3,65	3,10	2,50	2,25	2,26	2,30	2,78	3,58
Ho	0,65	0,62	0,53	0,61	0,52	0,49	0,40	0,55	0,53	0,40	0,44	0,33	0,40	0,41	0,64
Er	1,48	1,42	1,15	1,35	1,16	1,15	1,05	1,36	1,22	1,06	1,19	0,64	0,95	1	1,65
Tm	0,22	0,20	0,14	0,19	0,15	0,17	0,16	0,19	0,18	0,15	0,19	0,08	0,13	0,14	0,27
Yb	1,38	1,19	0,85	1,02	1,07	1,02	1,11	1,10	1,14	0,89	1,13	0,57	0,76	0,78	1,95
Lu	0,2	0,17	0,12	0,15	0,15	0,14	0,16	0,16	0,17	0,13	0,17	0,07	0,12	0,11	0,33

Tabla 2. Análisis de las turmalinas de los esquistos moscovíticos.

	1	2	3	4
B₂O₃*	10.526	10.497	10.494	10.482
SiO₂	36.029	35.885	35.892	35.926
TiO₂	1.386	1.575	1.401	1.381
Al₂O₃	31.003	30.834	31.131	31.101
Cr₂O₃	0.006	0.000	0.029	0.009
FeO	9.578	10.388	10.270	10.184
MnO	0.090	0.039	0.063	0.023
MgO	5.483	4.918	4.830	4.809
CaO	0.530	0.623	0.438	0.472
Na₂O	2.539	2.545	2.589	2.569
K₂O	0.137	0.147	0.152	0.143
H₂O*	1.814	1.809	1.808	1.806
Suma	99.122	99.260	99.098	98.905
B*	3.000	3.000	3.000	3.000
H*	2.000	2.000	2.000	2.000
Si	5.950	5.943	5.946	5.958
Al(T)	0.050	0.057	0.054	0.042
Total(T)	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.172	0.196	0.175	0.172
Al total	6.035	6.019	6.079	6.080
Al(Z)	5.985	5.961	6.000	6.000
Mg(Z)	0.015	0.039	0.000	0.000
Total(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000
Al(Y)	0.000	0.000	0.024	0.038
Cr	0.001	0.000	0.004	0.001
Fe	1.323	1.439	1.423	1.413
Mn	0.013	0.005	0.009	0.003
Mg(Y)	1.335	1.175	1.193	1.189
Mg total	1.350	1.214	1.193	1.189
Total (Y)	2.844	2.816	2.827	2.816
Ca	0.094	0.110	0.078	0.084
Na	0.813	0.817	0.832	0.826
K	0.029	0.031	0.032	0.030
Total (X)	0.936	0.959	0.942	0.941
Vacancias (X)	0.064	0.041	0.058	0.059
Chorlo	1.323	1.439	1.423	1.413
Dravita	1.350	1.214	1.193	1.189
Suma	2.673	2.653	2.616	2.601
% Chorlo	49.496	54.238	54.401	54.303
% Dravita	50.504	45.762	45.599	45.697
Fe/Fe+Mg	0.495	0.542	0.544	0.543

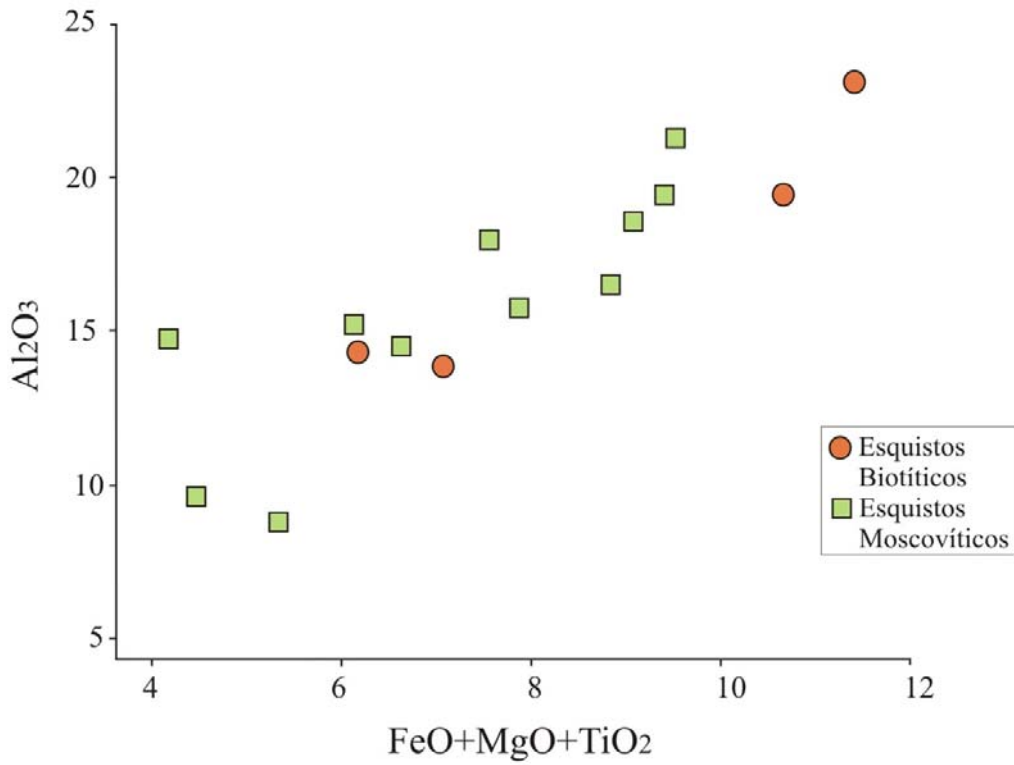


Fig. 3.29. Diagrama de variación de elementos mayoritarios (Al_2O_3 versus $FeO+MgO+TiO_2$) obtenidos a partir de los datos de la Tabla 1.

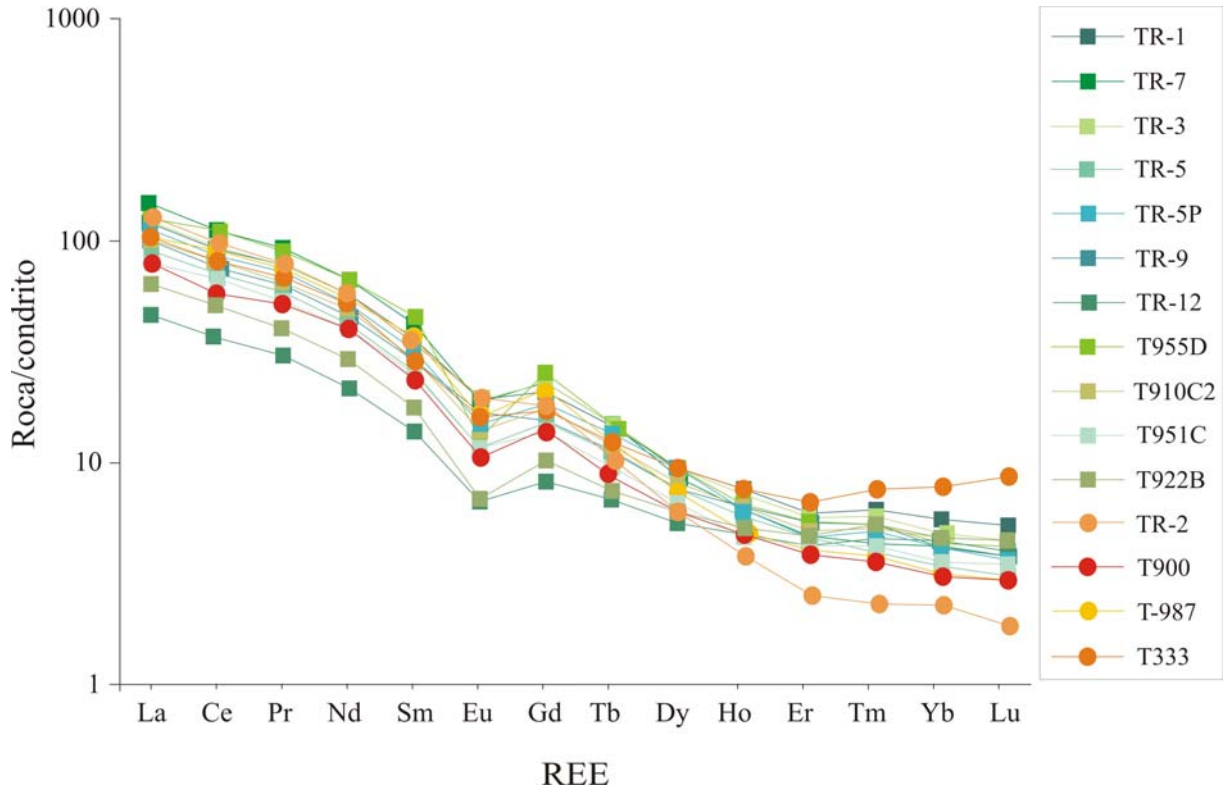


Fig. 3.30. Patrones de tierras raras de los esquistos moscovíticos (cuadrados) y los esquistos oscuros (círculos) suprayacentes al Complejo Gneísico de Torrox obtenidos a partir de los datos de la Tabla 1.

Es sabido que el contenido en tierras raras de una roca metamórfica imita directamente el contenido en tierras raras de su protolito sedimentario (McLennan, 1989). Como se ve en la figura 3.30, los patrones de distribución de tierras raras tanto en los esquistos moscovíticos suprayacentes al ortogneis como en los esquistos de encima son muy similares. Ello indica, por lo tanto, que el protolito sedimentario de ambos esquistos fue el mismo. Sin embargo, las diferencias mineralógicas entre los dos esquistos deben traducirse en diferencias geoquímicas de algún tipo. En este sentido, y con respecto a los esquistos suprayacentes, los esquistos moscovíticos que aparecen en contacto con las rocas graníticas del ortogneis están enriquecidos en elementos incompatibles como el Li, Rb, Cs, K, Sn y Ta (Fig. 3.31). Estos elementos químicos litófilos no se pueden incorporar fácilmente a las estructuras de los principales minerales ígneos o metamórficos. Algunos de ellos son incompatibles porque dan lugar a cationes demasiado grandes para entrar en determinadas estructuras, conocidos como *LILE* (*large-ion lithophile elements*, de sus siglas en inglés); otros por tener un alto potencial iónico (son incompatibles no tanto por su tamaño sino por el alto poder de polarización del oxígeno). Durante la cristalización magmática, estos elementos se van concentrando progresivamente en el líquido (fluidos/fundidos) residual ya que éste posee una estructura desordenada que los acepta mejor. Por ello, la concentración de estos elementos aumenta hacia los términos más leucocráticos de las rocas graníticas (*e.g.* González-Menéndez, 1998; Ramírez y González-Menéndez, 1999).

Precisamente son los elementos incompatibles los que están relacionados con los procesos de moscovitización y turmalinización experimentados por las rocas pelíticas adyacentes a los antiguos cuerpos graníticos que actualmente constituyen el ortogneis de Torrox. Estos elementos se concentran en pegmatitas y otros depósitos pneumatolíticos ricos en minerales como moscovita, turmalina, casiterita y otros (Hemingway et al., 1990; Zharikov et al., 2007). Por tanto, serían procesos de infiltración tardimagmática asociados a las rocas graníticas que forman el ortogneis de Torrox, o bien procesos de disolución de estas rocas graníticas en condiciones metamórficas de alto grado, los que darían lugar a que minerales como turmalina, moscovita y dumortierita precipitaran en los esquistos moscovíticos asociados al contacto entre el gneis de Torrox y las metapelitas encajantes. En cualquier caso tanto la mineralogía como la geoquímica apuntan a la migración de esos elementos incompatibles desde el ortogneis hacia el esquisto moscovítico.

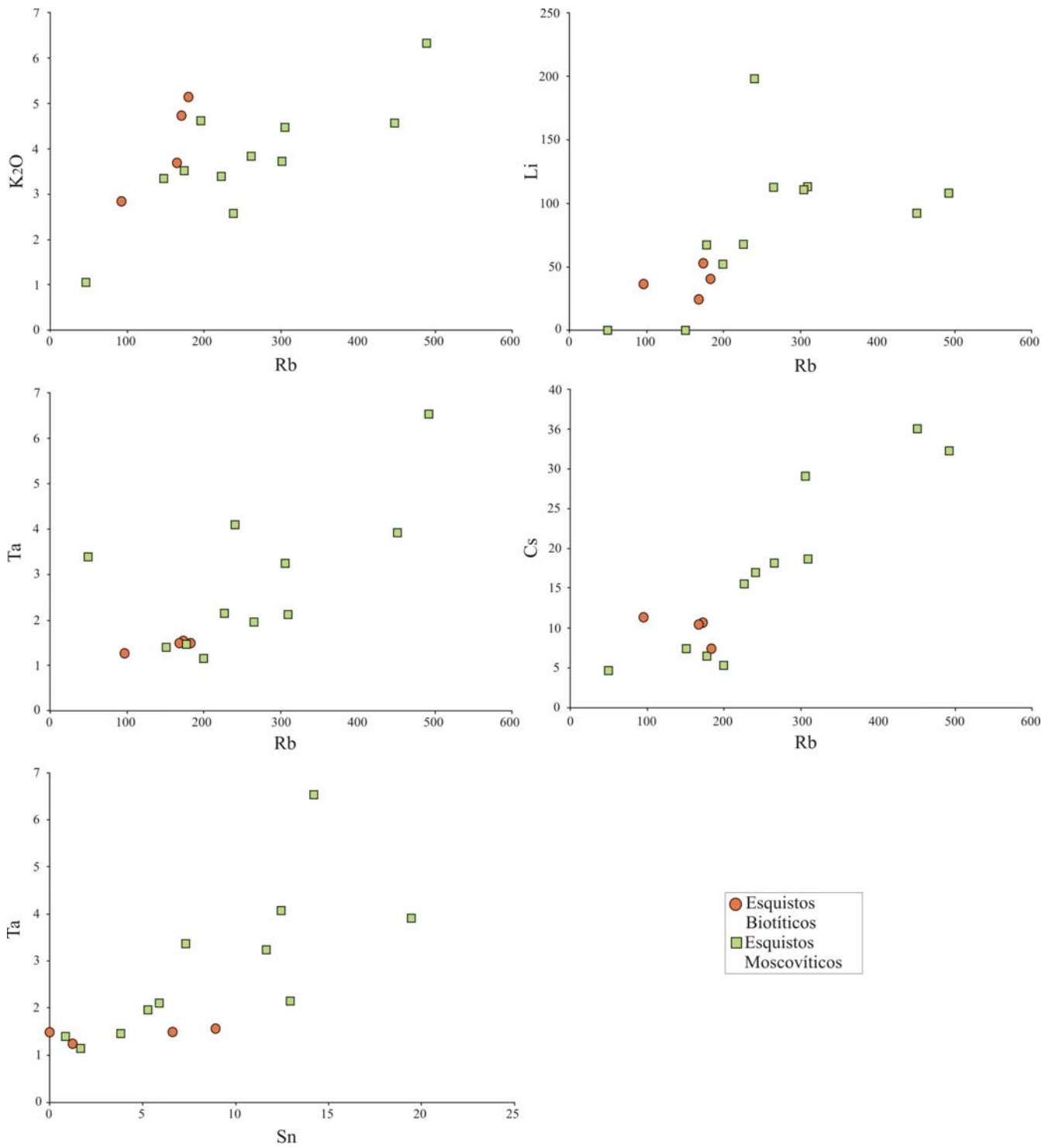


Fig. 3.31. Diagramas de variación de elementos incompatibles en los esquistos moscovíticos (cuadrados verdes) y esquistos oscuros (círculos naranjas) que están encima de los ortogneises, obtenidos a partir de los resultados de la Tabla 1.

3.5. Gneises y facies ortoderivadas asociadas

El precedente estudio de campo del Complejo Gneísico de Torrox ya ha puesto de manifiesto un evidente origen magmático (granítico) del protolito principal (gneis ocelar). No obstante, en este complejo se observan también litotipos cuyo origen ortoderivado es menos evidente y, en cualquier caso, todas estas rocas muestran claras evidencias de haber sido sometidas a una evolución metamórfica posterior de notable complejidad, tanto petrológica como mineralógica o macro y microestructural. Asimismo, las observaciones de campo han puesto de manifiesto que el grado de retrabajamiento producido por los procesos tectonometamórficos que han afectado al protolito granítico es muy variable a meso y microescala. En algunos litotipos (*p.e.* ortogneises con megacrystales de feldespato potásico, u ortogneises con megacrystales de feldespato potásico, moscovita y turmalina, cuyo protolito original debió ser un granito porfirítico y una pegmatita, respectivamente) se pueden reconocer estructuras y texturas de evidente origen magmático que preservan numerosos rasgos petrográficos y composicionales correspondientes a los primeros estadios petrogenéticos de estas rocas. En otros casos, por el contrario, son los últimos procesos petrogenéticos, de evidente origen estrictamente metamórfico (y cronología indudablemente alpina en no pocos casos), los que han dejado su impronta más marcada en los litotipos presentes. En este último caso, han quedado borradas totalmente las evidencias de historias petrogenéticas previas y la roca original ha sido transformada a un gneis bandeado con grados de milonitización muy variables, incluso en cortas distancias. Por todo ello, al igual que en el caso del proceso de moscovitización de la sucesión metapelítica circundante al gneis, cuyo resultado es la formación de los esquistos moscovíticos estudiados en los dos apartados anteriores, el estudio del proceso de gneisificación de los protolitos graníticos del Complejo Gneísico de Torrox ha sido abordado también desde una doble vía: por un lado mediante la petrografía; por otro, con la geoquímica.

3.5.1. Estudio petrográfico

3.5.1.1. Litotipos gneísicos menos deformados (ortogneises porfiríticos y ocelares)

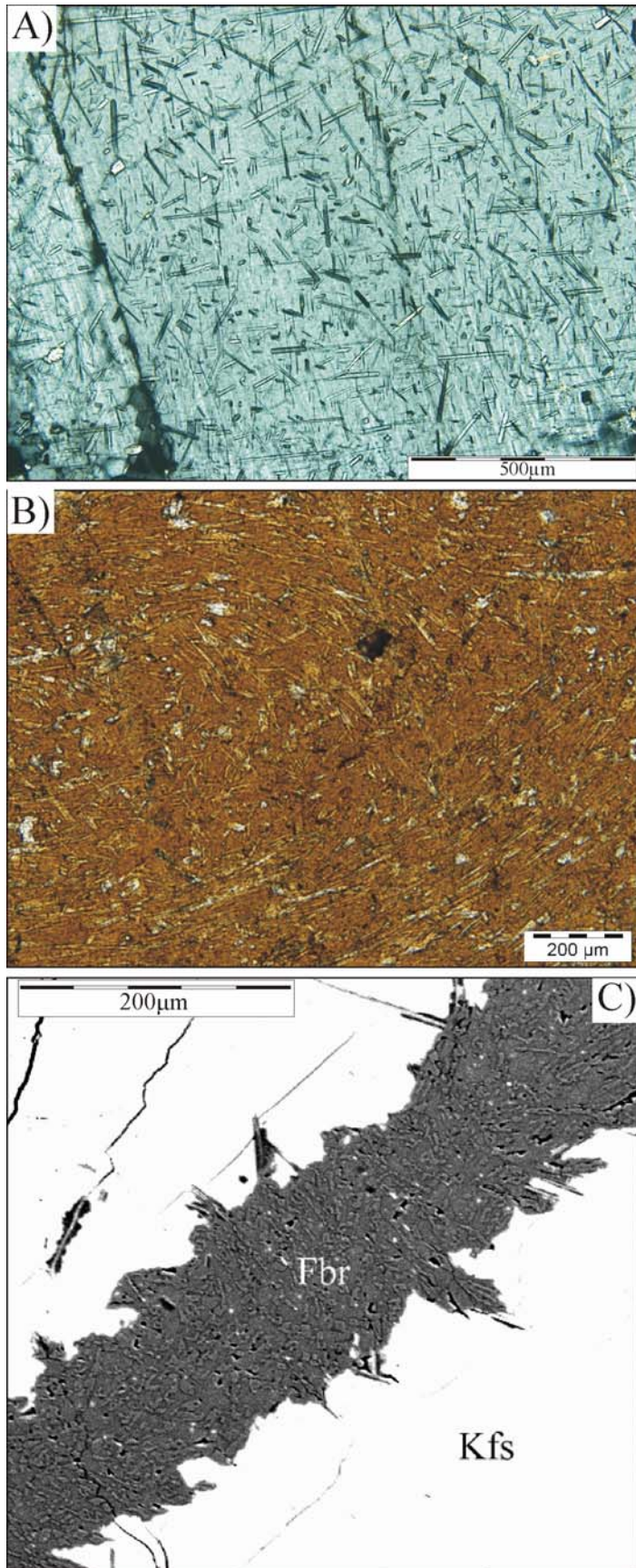
Los litotipos granitoides del Complejo Gneísico de Torrox cuyo origen magmático es más evidente corresponden a ortogneises con megacrystales de feldespato potásico, cuyo protolito original debió ser un granito porfirítico, o su cortejo pegmatítico asociado. Como ya se apuntó en el capítulo precedente, el estudio petrográfico confirma que los grandes cristales

de feldespatos potásicos presentan casi siempre maclas de Carlsbad y, a veces, se observa la presencia de mirmequitas en sus bordes. Estos megacristales suelen contener numerosas inclusiones de moscovita, muy finas y con diversos grados de orientación (Fig. 3.32A). Inclusiones similares de moscovita también aparecen dentro de porfidoclastos de turmalina, en este caso en relación con la formación de distena (Fig. 3.32B). Cuando en los megacristales de feldespatos aparecen fracturas, éstas se rellenan usualmente por moscovita, aunque a veces aparecen rellenas por fibrolita (Fig. 3.32C).

En las rocas gneísicas menos deformadas la biotita suele concentrarse formando agregados fusiformes (“*schlieren*”). Estos agregados ricos en biotita serían el resultado de procesos de segregación metamórfica en el sentido de Robin (1979). Dentro de ellos también se observa mucha moscovita que crece en relación con la biotita, y lo mismo le ocurre a la andalucita, que también crece dentro de estos segregados pelíticos a partir de la biotita.

En el capítulo anterior se han mostrado imágenes de campo y muestra de mano que ponen de manifiesto el crecimiento de grandes cristales de andalucita en enclaves pelíticos dentro de los gneises porfiríticos (Fig. 2.37). El estudio petrográfico confirma, asimismo, que estos enclaves son especialmente ricos en biotita (Fig. 3.33A) y suelen contener moscovita y turmalina de hasta varios milímetros de longitud (Figs. 3.33A y 3.33B). La turmalina suele contener numerosas inclusiones lamelares de moscovita, en relación con las cuales se forman pequeños cristales prismáticos de distena (Fig. 3.33C). En los enclaves pelíticos aparece también abundante andalucita, que forma la matriz que envuelve los porfidoclastos de biotita, moscovita y turmalina (Figs. 3.33A, 3.33B y 3.33D), ya que no hay prácticamente cuarzo. La andalucita se forma a partir de la biotita. En la matriz del enclave, y en relación con una andalucita deformada que forma esa especie de “pasta” de silicato de aluminio que aglutina o que “cemento” los porfidoclastos de biotita, moscovita y turmalina del enclave, aparecen también cristales de distena de muy pequeño tamaño (Fig. 3.33D). Por tanto, con esta mineralogía resulta evidente que la composición de los enclaves pelíticos es muy rica en aluminio.

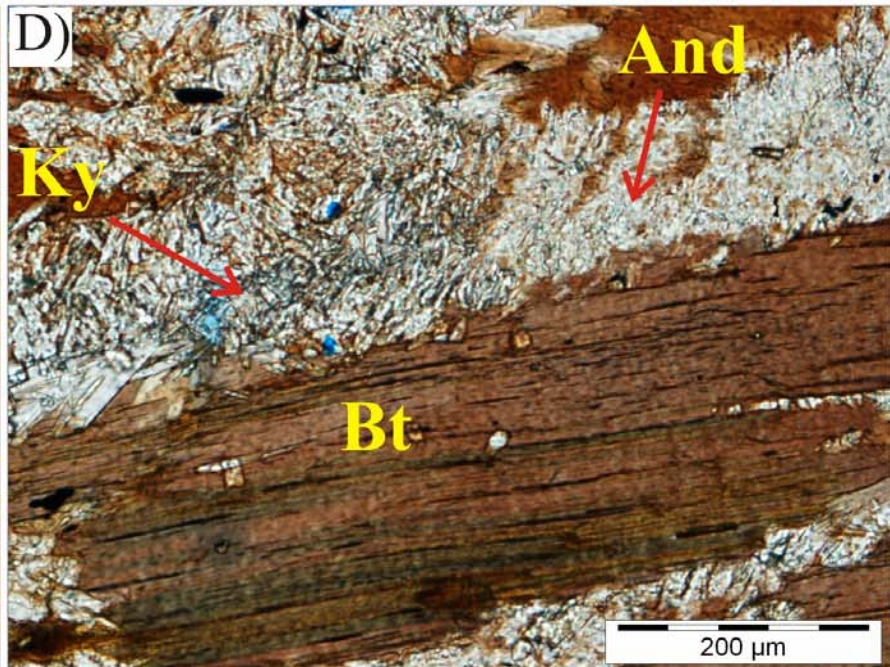
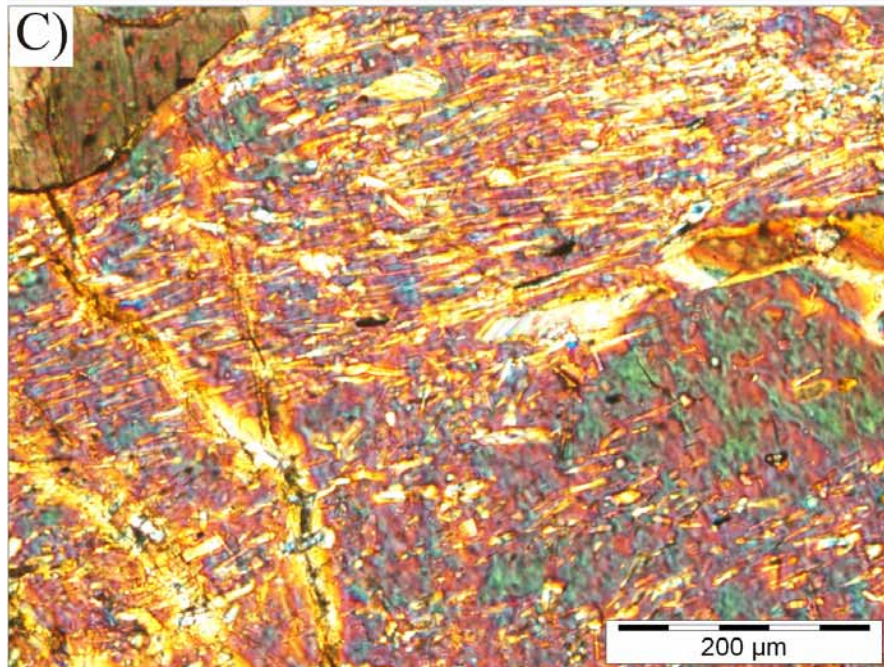
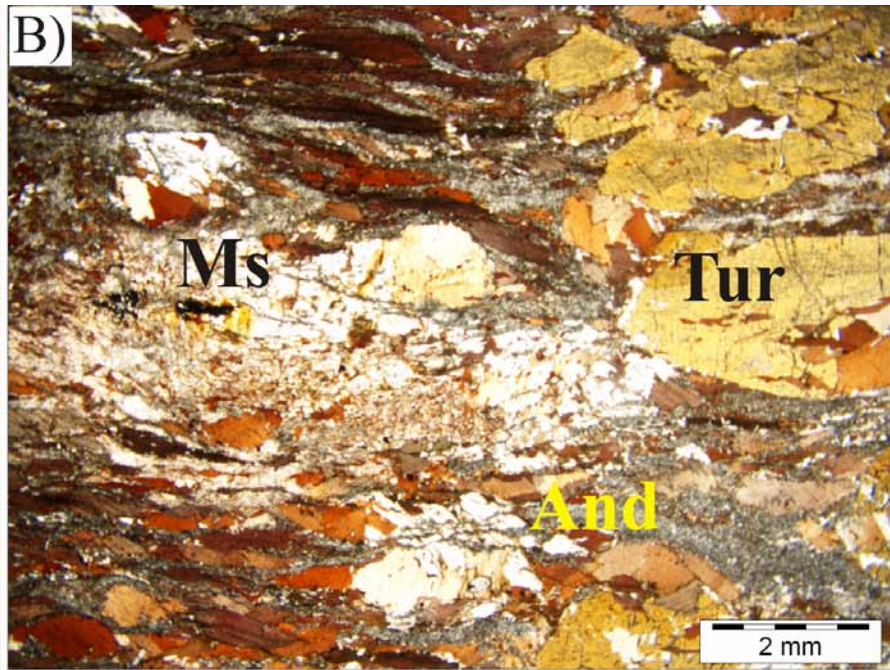
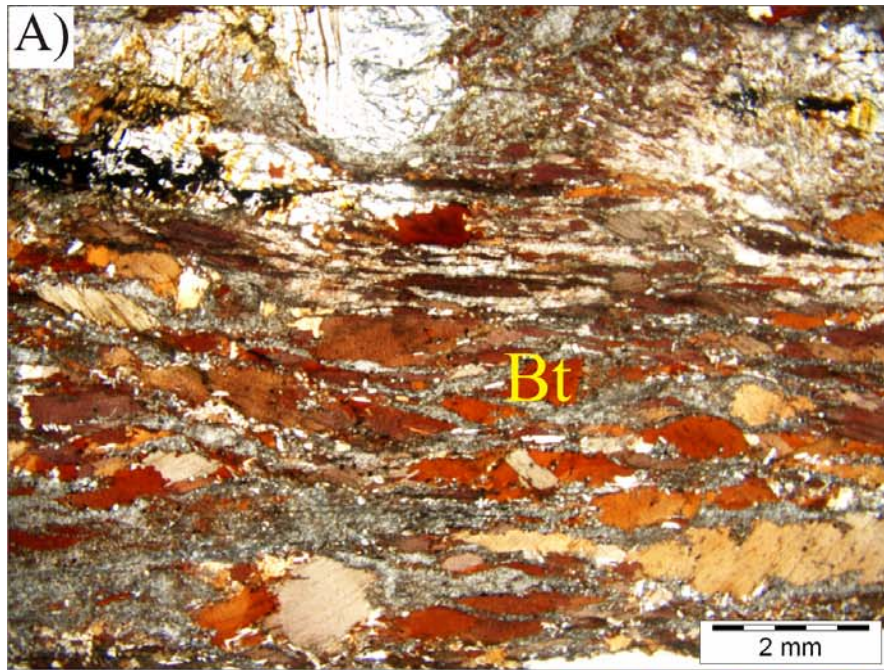
Finalmente, hay que señalar que los ortogneises porfiríticos y ocelares menos deformados contienen algunos minerales accesorios que, como se verá más adelante, suelen concentrar las tierras raras en bastante mayor medida que los minerales mayoritarios de estas rocas. Entre estos accesorios hay que indicar el apatito, que es muy abundante en estas rocas, que sí suele encontrarse normalmente fracturado y que incluye gran cantidad de cristallitos de



monacita y, sobretudo, de circones euhedrales (Figs. 3.34A-D). En las variedades menos deformadas de estas rocas, es también frecuente observar granos de xenotima de tipo anhedral en relación con monacita y el circón (Fig. 3.34E). En imágenes de catodoluminiscencia, los circones de estas rocas menos retrabajadas presentan una zonación interna, que evidencia un crecimiento de tipo magmático (Fig. 3.34F).

Fig. 3.32. A) Inclusiones de moscovita, más o menos orientadas, dentro del feldespato potásico. B) Inclusiones de moscovita y distena dentro de turmalina C) Fractura dentro de un monocristal de feldespato potásico rellena de fibrolita (gneises con megacristales de feldespato de la Unidad de Torrox).

Fig. 3.33. A) y B) Imagen óptica general de los enclaves pelíticos formados por porfidoclastos de biotita, moscovita y turmalina englobados en una matriz de andalucita. C) Inclusiones de moscovita y distena dentro de la turmalina de un enclave. D) Detalle de la andalucita (parte derecha de la imagen) y distena (izquierda) de un enclave, que se forman a partir de la biotita.



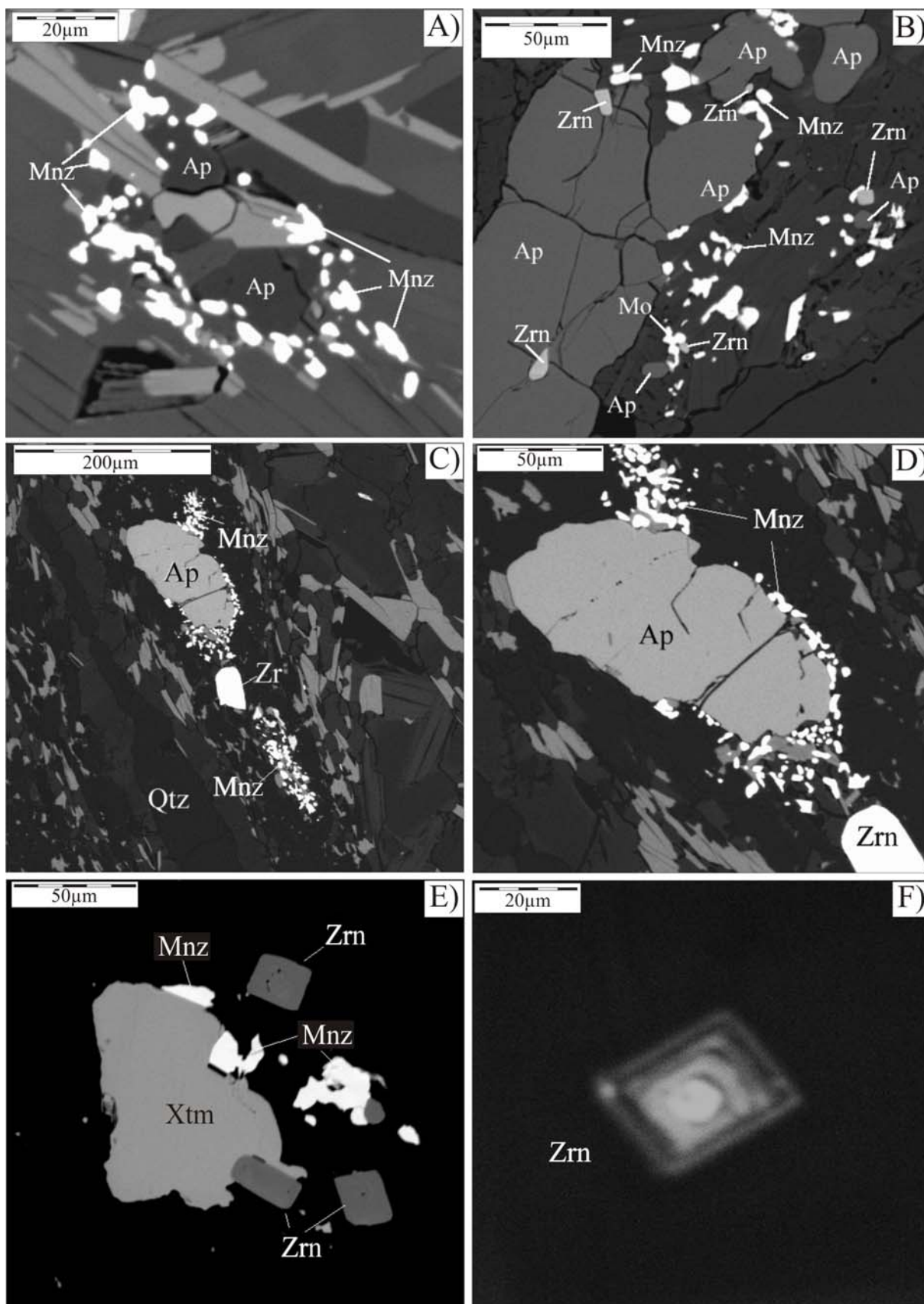


Fig. 3.34. A)-D) Imágenes de electrones retrodispersados donde se observan pequeños granos de monacita y circón rodeando a cristales fracturados de apatito. E) Grano de xenotima en relaciones con pequeños granos de monacita y circones euhedrales (secciones basales de pequeños cristales prismáticos). F) Zonación de tipo magmático visible mediante catodoluminiscencia en una sección basal de un prisma de circón.

3.5.1.2. Litotipos gneísicos muy deformados (ortogneises bandeados y miloníticos)

Como se ha ilustrado ampliamente en el capítulo precedente, existen muchos tipos de transiciones entre los ortogneises porfiríticos y ocelares menos deformados y los gneises bandeados y ultramiloníticos. En esta sección se presenta la petrografía de los litotipos gneísicos bandeados, de carácter milonítico, en los que el grado de retrabajamiento, asociado sobre todo, a la fuerte deformación y también a los procesos metamórficos, puede ser tan alto que termina por borrar toda evidencia del protolito ígneo original. Por tanto, raramente es posible asignar un protolito ígneo concreto (sea de tipo granítico, pegmatítico o aplítico) a los litotipos ultramiloníticos que se describirán a continuación.

La figura 3.35 muestra un bandeo milonítico definido por la alternancia de bandas formadas por cuarzo “acintado” (“*ribbon quartz*”), bandas ricas en biotita y distena, y bandas con feldespatos. Este último puede persistir en forma de ojos más o menos estirados, a modo de transición entre los litotipos de gneis milonítico y ocelar. Hay que destacar, en particular, que las bandas ricas en biotita y distena suelen contener también andalucita, con proporciones variables de estos tres componentes de modo que existen bandas muy ricas en distena y otras muy ricas en andalucita (Fig. 3.36A) o en biotita. Lo más frecuente es que las bandas no cuarzosas (incompetentes, según la terminología de Robin, 1979) contengan los tres minerales: andalucita intercrecida con distena y con biotita (Fig. 3.36B). En la figura 3.36C se observa cómo estas bandas ricas en silicatos de aluminio y biotita resultan de la deformación de las fajas de segregación (“*schlieren*”) que se reconocen en los gneises porfiríticos menos deformados descritos en el apartado anterior. Los porfidoblastos de andalucita de esas bandas a veces están muy deformados y entonces aparecen parcialmente reemplazados por pequeños cristales de distena, de hábito prismático (Fig. 3.37A). Esta distena, a su vez, coexiste con fibrolita dentro de las bandas ricas en cuarzo de los gneises miloníticos (Fig. 3.37B). Precisamente, la foliación y la lineación de los gneises bandeados, miloníticos y ultramiloníticos, está definida por la biotita y por la deformación por estiramiento de los porfidoblastos precinemáticos de andalucita, así como por la blastesis sincinemática de los prismas de distena y las acículas de sillimanita fibrolítica. Lo más frecuente es que los pequeños prismas de distena se formen en las bandas pelíticas con biotita y moscovita del gneis milonítico, pues dichas zonas son composicionalmente favorables para ello, por ser muy ricas en aluminio (Fig. 3.38A). En esas bandas pueden encontrarse también pequeños granos de estaurólita relicta de una fase metamórfica anterior (Fig. 3.38B). Por su parte, la fibrolita

de los gneises miloníticos suele crecer sobre la biotita, aunque también puede desarrollarse en relación con la andalucita precinemática (Fig. 3.39).

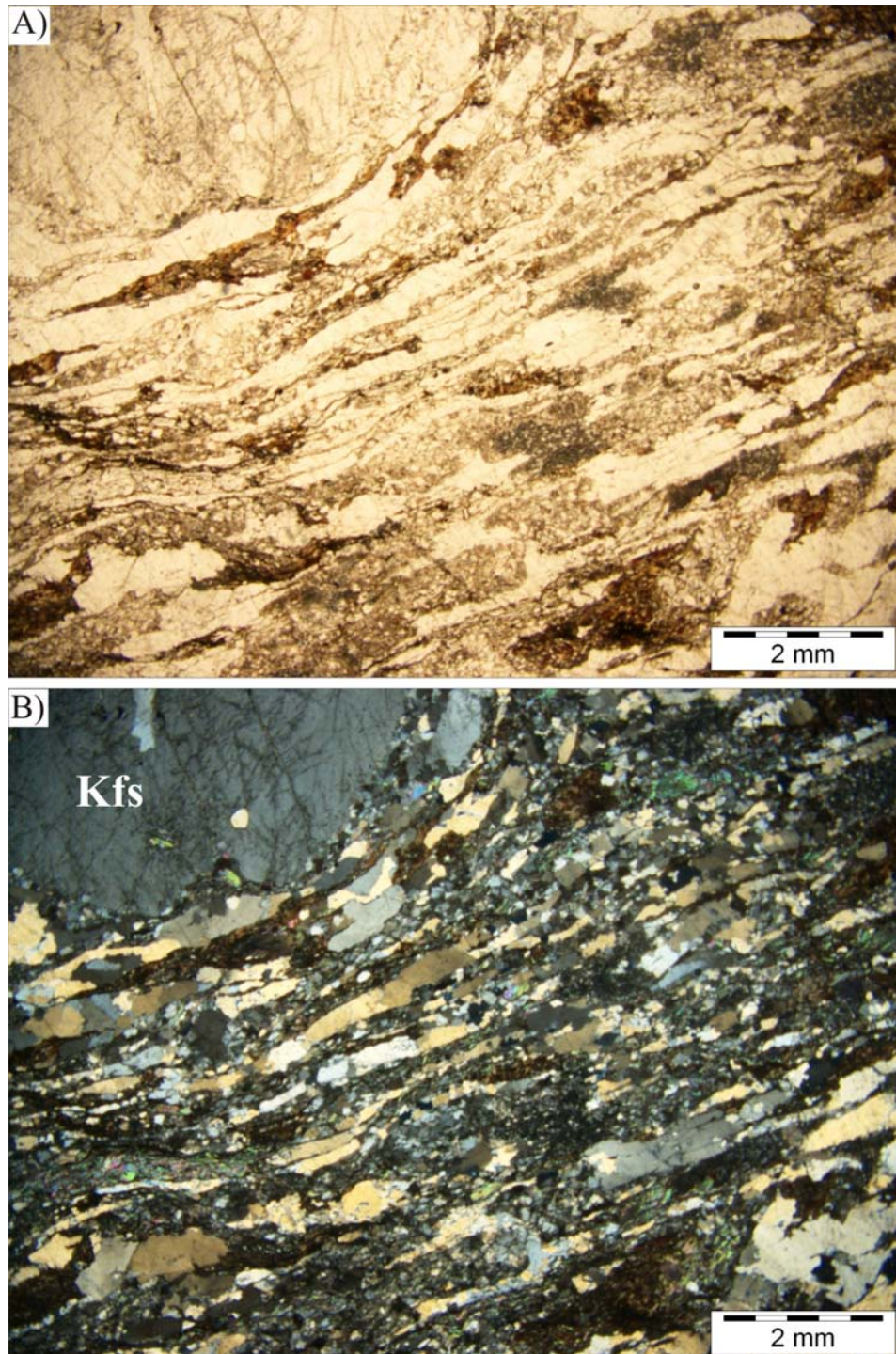


Fig. 3.35. A) y B) Imágenes ópticas de baja magnificación, de luz transmitida sin y con analizador respectivamente, de cintas de cuarzo (ribbon quartz) en un gneis transicional entre ocelar y bandedo. En la parte superior izquierda se observa un porfiroblasto de feldespato, que ha persistido a pesar de la alta deformación. Las bandas de cuarzo se alternan con bandas ricas en feldespato, o en biotita y distena.

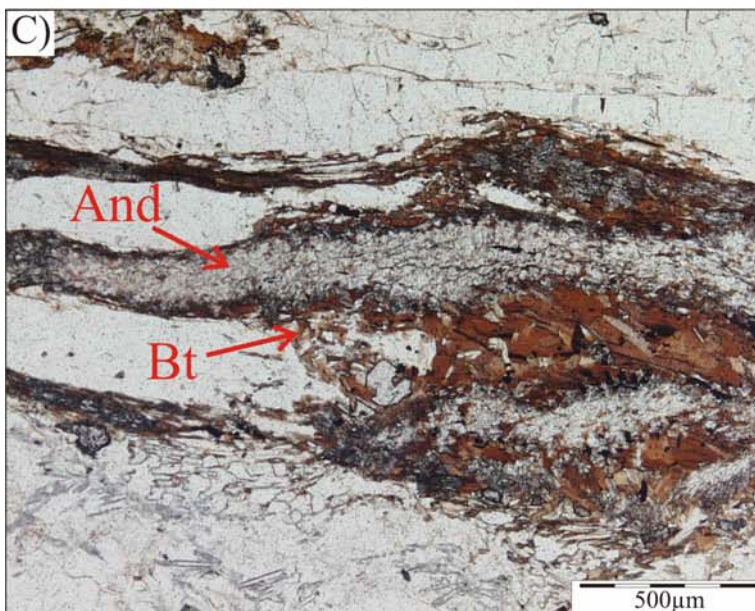
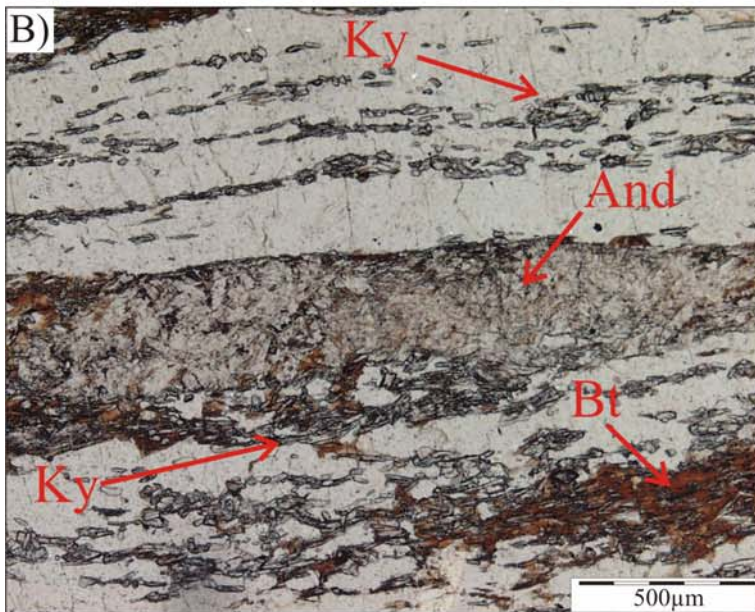
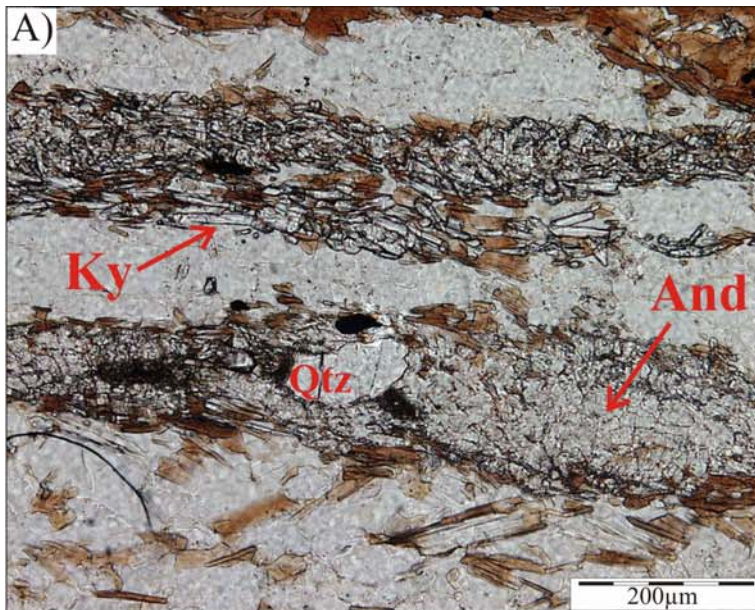


Fig. 3.36. A) Bandas ricas en silicatos de aluminio intercaladas entre otras formadas por cuarzo y/ biotita en un gneis ultramilonítico. La andalucita está incipientemente transformada a distena en la banda inferior, y casi totalmente transformada a distena en la banda superior. La presencia generalizada de biotita parece desempeñar un cierto papel en dicha transformación. B) La fuerte lineación que se observa en estos gneises miloníticos viene dada por el alargamiento de los cristales precinemáticos de andalucita fuertemente estirados y transformados parcialmente a distena y, además, por los pequeños cristalitos prismáticos de distena que crecen en la matriz cuarzosa. C) Un agregado previo de biotita (schlieren), sobre el que había crecido un porfidoblasto de andalucita, aparece fuertemente deformado y estirado, con evidencias de distenización justo en el contacto entre la andalucita y la biotita.

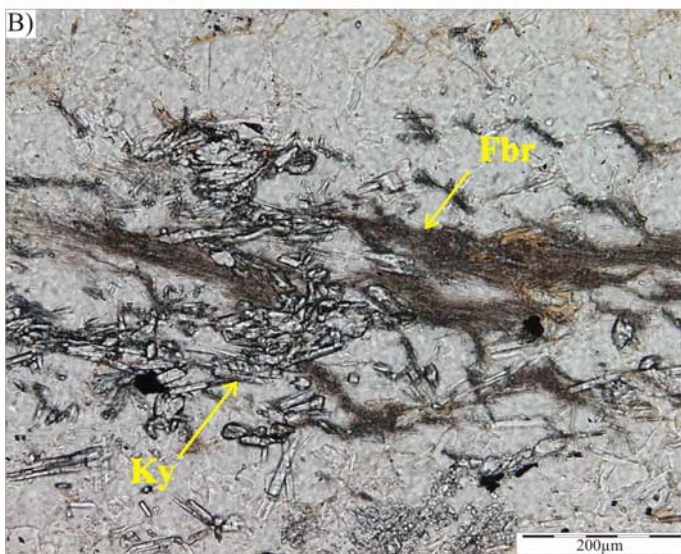
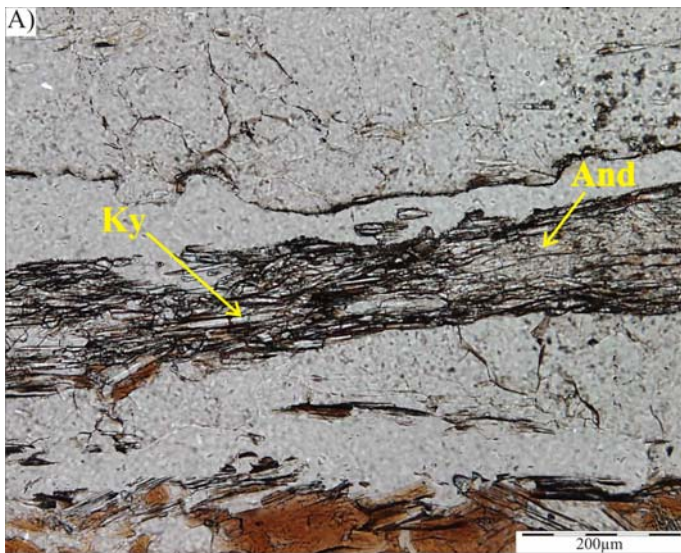


Fig. 3.37. A) Detalle de un cristal de andalucita fuertemente deformado y parcialmente transformado a distena en su borde. B) Fibrolita que crece en relación con la distena dentro de la matriz cuarzosa de un gneis milonítico.

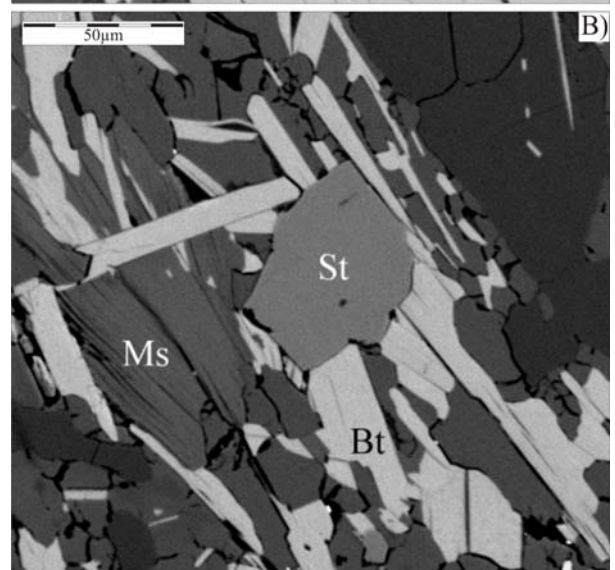
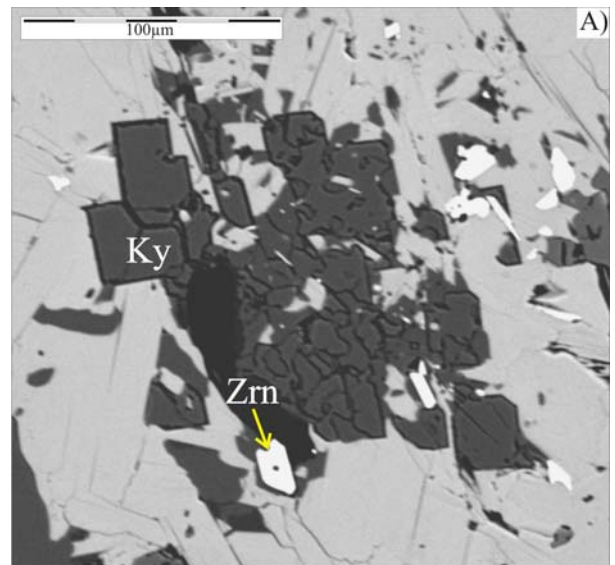


Fig. 3.38. A) Imagen de electrones retrodispersados de pequeños cristales prismáticos de distena, con desarrollo de formas pinacoidales $\{100\}$, $\{010\}$ y $\{110\}$, que crecen dentro de las bandas pelíticas del gneis milonítico B) Esta otra imagen de electrones retrodispersados muestra un grano relicto de estaurolita dentro de una zona rica en biotita y moscovita del gneis milonítico.

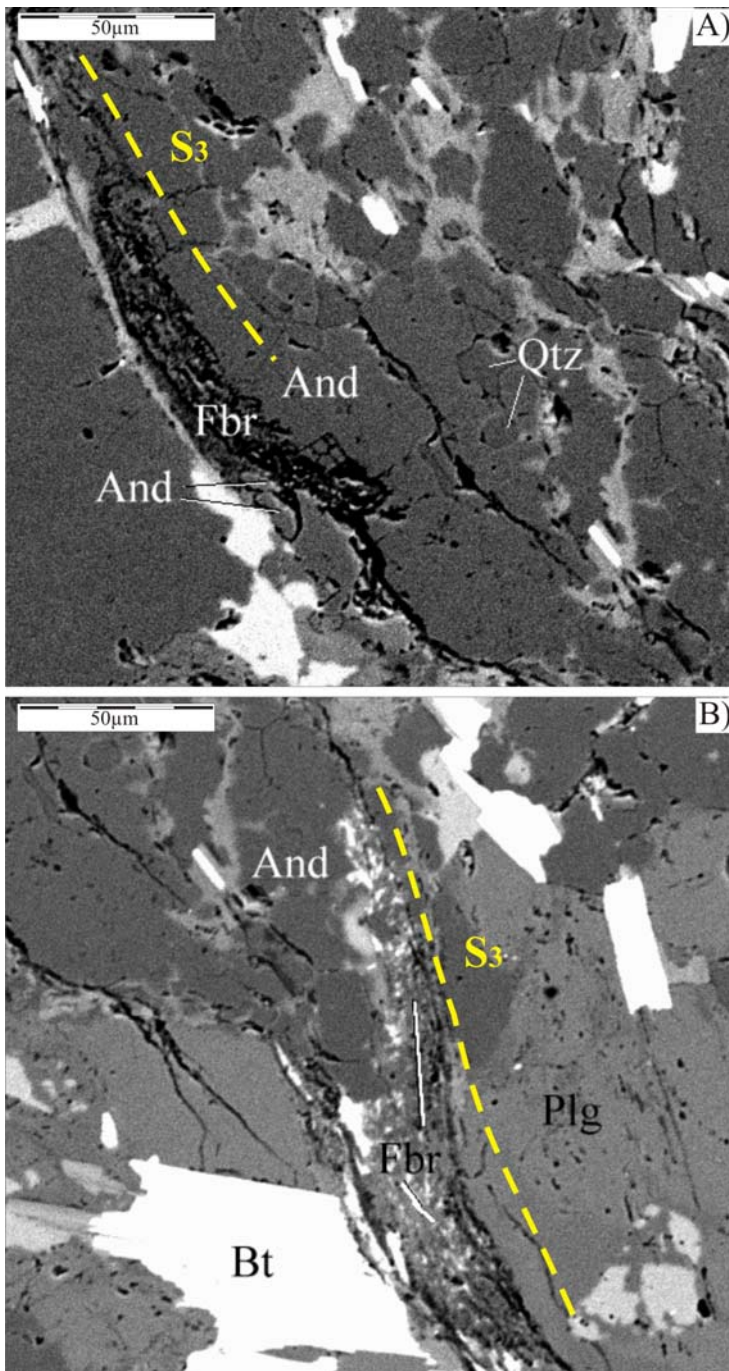


Fig. 3.39. A) y B) Imágenes de electrones retrodispersados de la fibrolita sincinemática de una foliación que se desarrolla en relación con la deformación de la andalucita presente en los gneises bandeados.

El estudio petrográfico de los minerales accesorios y su relación con los procesos de retrabajamiento que ha experimentado el Gneis de Torrox requiere una especial atención. Con respecto a estos minerales que, como se verá más adelante, concentran las tierras raras, hay que indicar que llega a producirse la blastesis de circón en relación con la foliación y lineación definidas por la distena en los gneises ultramiloníticos (Fig. 3.40). Estos circones sincinemáticos desarrollan preferente morfologías bipiramidales y suelen contener núcleos heredados más antiguos (Figs. 3.40B-C y 3.40D-F). Sin embargo, este tipo de circones no aparece en relación con la fibrolita, que es mucho más frecuente que la distena en los gneises bandeados y que define, junto con la biotita, la foliación principal en estos litotipos. En ese caso, tanto los circones como las monacitas que aparecen intercrecidos con la fibrolita (Fig. 3.41) son bastante parecidos a los anteriormente mostrados para los gneises porfiríticos.

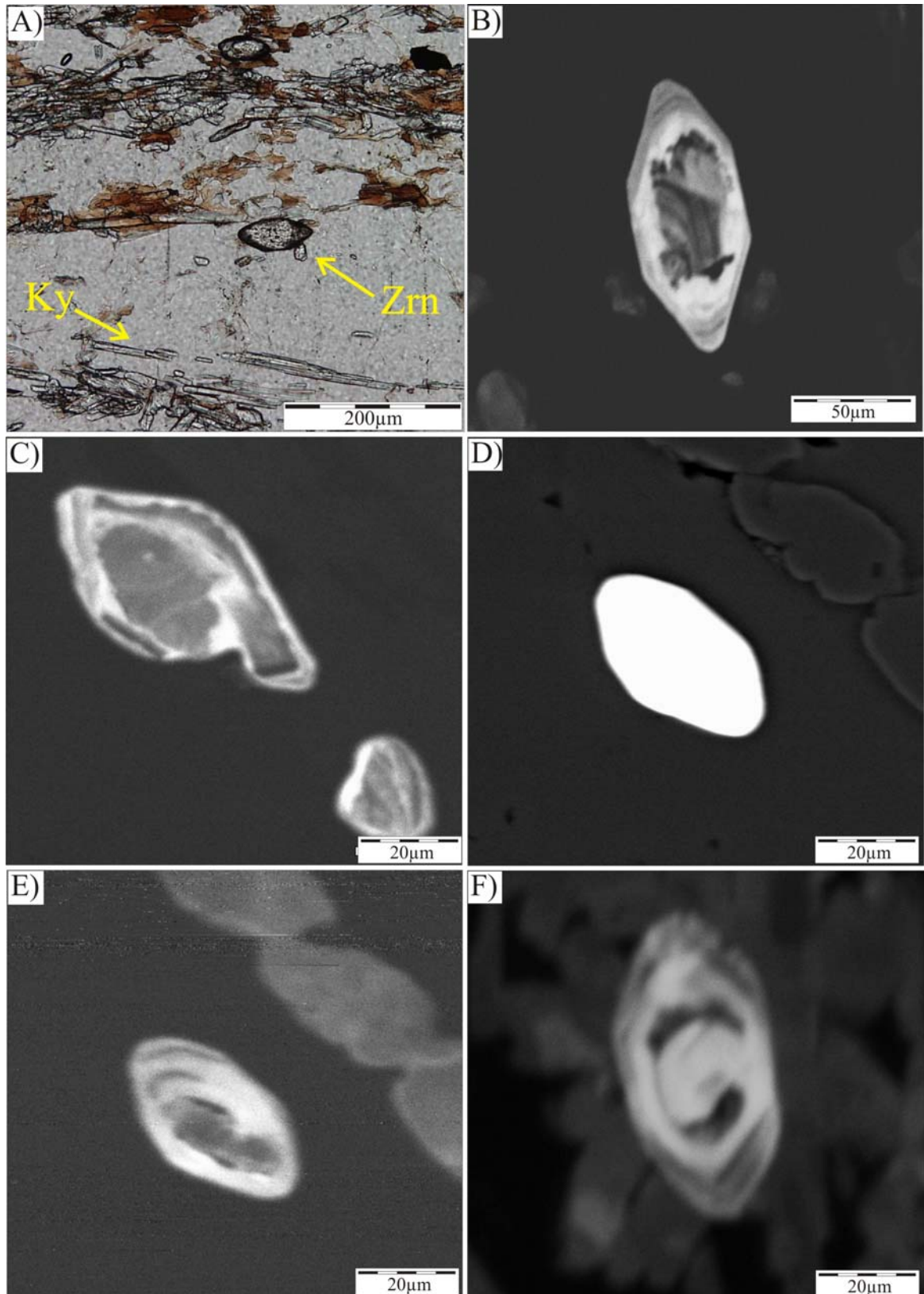
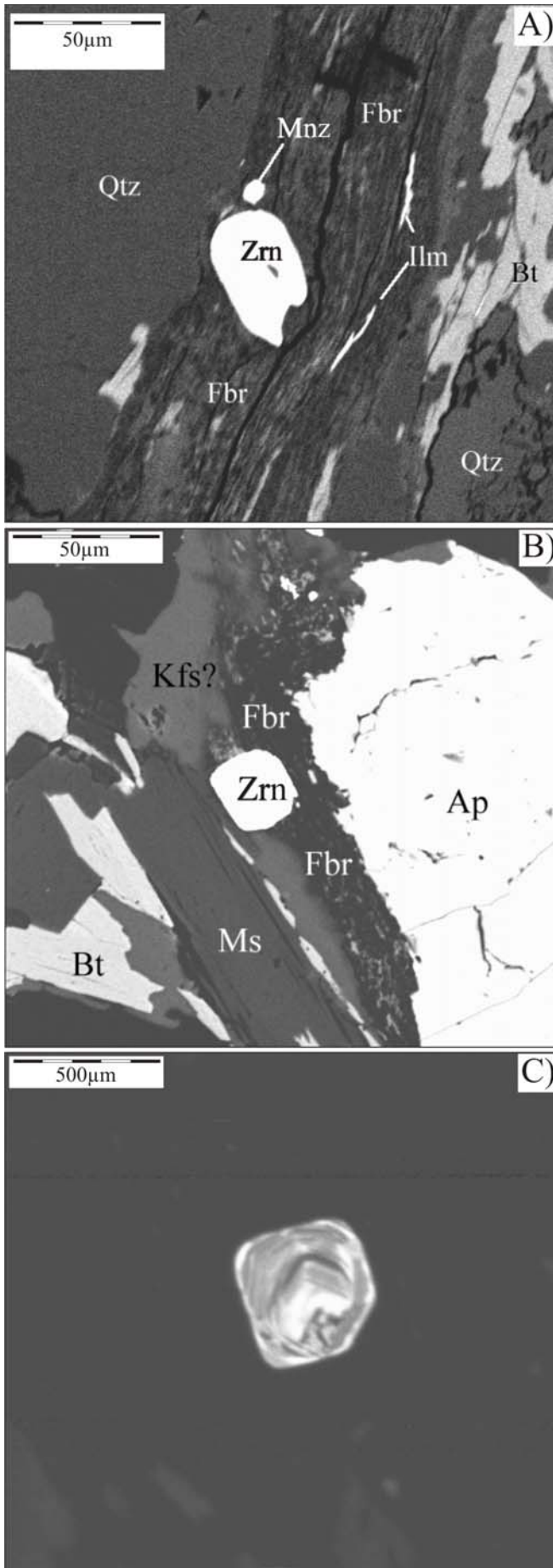


Fig. 3.40. Imágenes óptica (A), de catodoluminiscencia (B, C, E y F) y de electrones retrodispersados (D) de circones bipiramidales cuyo crecimiento es contemporáneo al de la distena y sincinemático a la foliación y lineación del gneis ultramilonítico. Las imágenes D y E corresponden al mismo cristal.



Los cristales pegmatíticos de moscovita que aparecen en los gneises bandeados, y también dentro de los diques leucocratos que intruyen tanto los gneises como los esquistos moscovíticos suprayacentes, frecuentemente están parcialmente transformados a andalucita, biotita y feldespato potásico (Fig. 3.42). Esta transformación, conocida como reacción de deshidratación de la moscovita, viene mediada por la biotita, tal y como se deduce de la notable cantidad de ésta que se localiza en el contacto entre el reactante y los productos de la reacción (Fig. 3.43A). Llama la atención la existencia de zonas oscuras dentro de la andalucita cuando ésta se observa con nícoles cruzados (Figs. 3.42B-C y 3.43A-B). Las imágenes de electrones retrodispersados indican que estas zonas oscuras se corresponden con regiones del cristal de andalucita con mayor número atómico medio, concretamente corresponden a zonas del silicato de aluminio ricas en hierro (Figs. 3.43C-D).

Fig. 3.41. Imágenes de electrones retrodispersados (A y B) y de catodoluminiscencia (C) de circones y monacitas que aparecen en relación con la fibrolita que forma la foliación en los gneises bandeados. En la imagen A) el cristal de circón es más anhedral, mientras que los de las imágenes B) y C) presentan secciones basales de cristales prismáticos.

Fig. 3.42. A) Imagen óptica de un cristal de moscovita pegmatítica que ha sufrido una reacción de deshidratación parcial B) Imagen de los productos de la reacción: andalucita (color claro) y feldespato potásico (color oscuro). En la imagen también se aprecia numerosa biotita intercrecida C) y D) Imágenes de luz transmitida con analizador y sin analizador, respectivamente, del cristal de andalucita de la parte central de B), donde se observa una región en el centro del cristal con más bajo color de interferencia, en la imagen de nícoles cruzados.

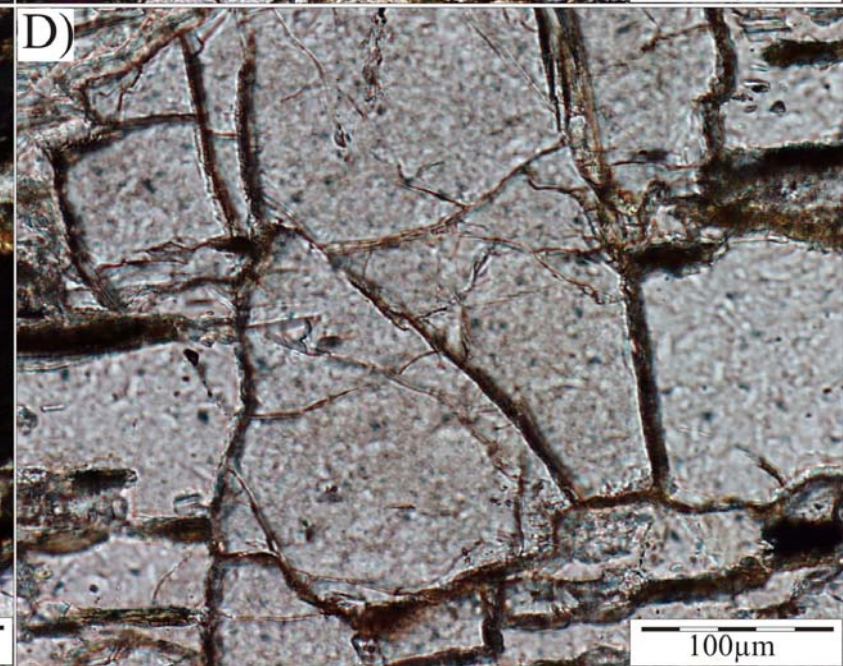
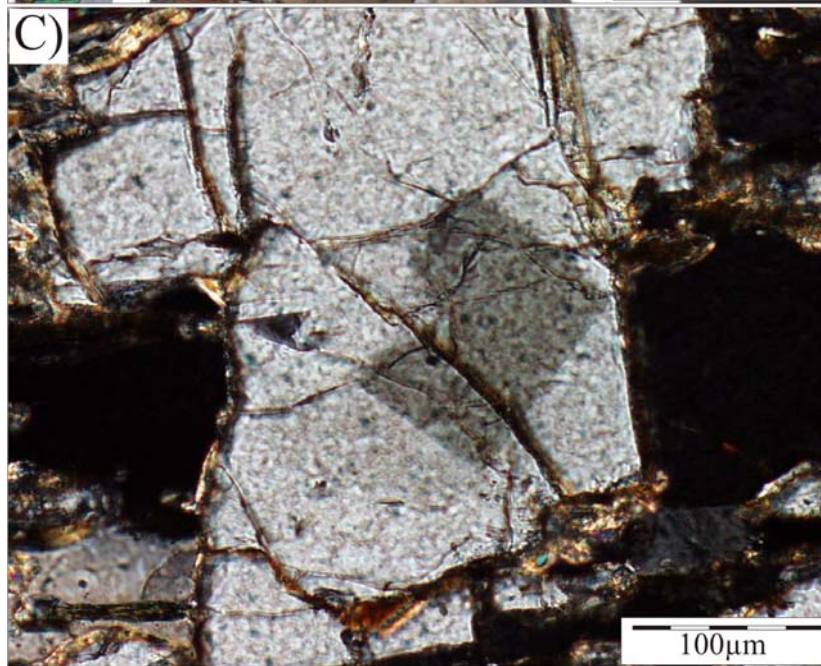
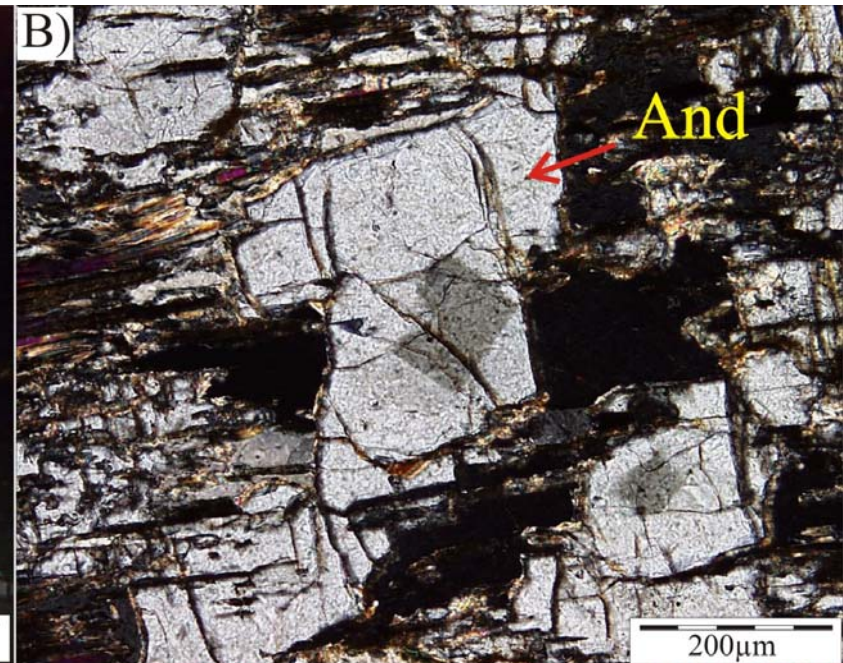
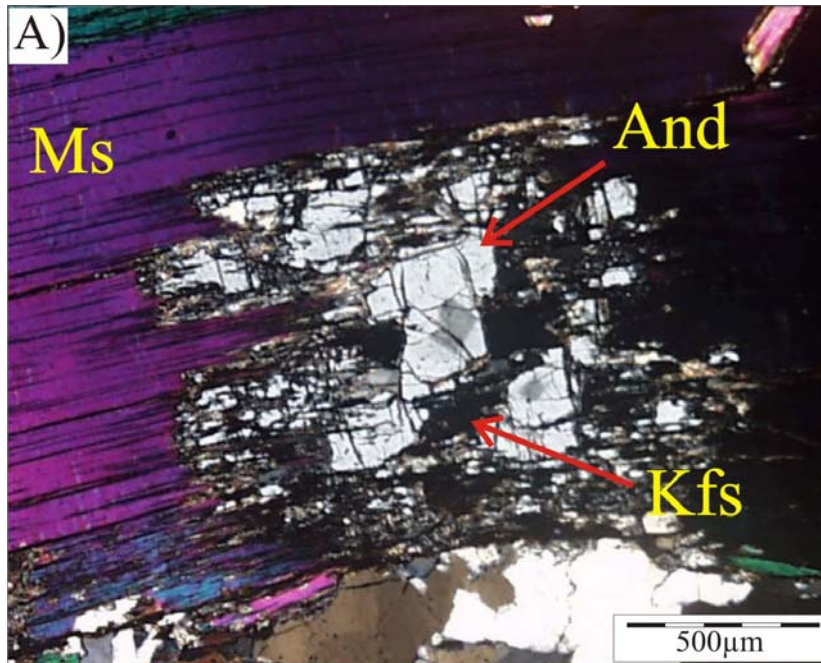
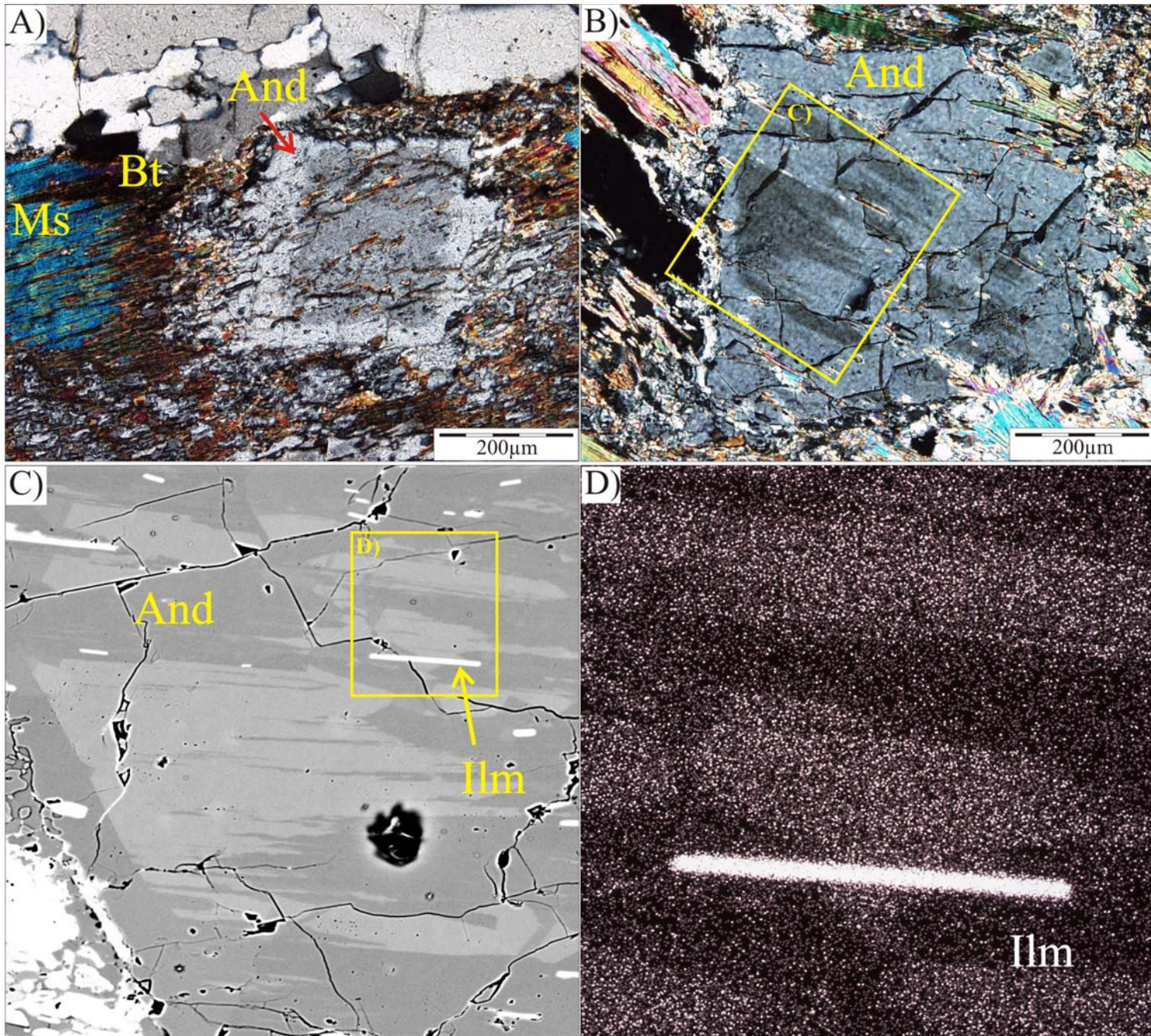


Fig. 3.43. A) Otro cristal de moscovita parcialmente desestabilizado en el que se aprecia una gran cantidad de biotita justo en el contacto entre la moscovita reactante y la andalucita producto de la reacción de deshidratación. La biotita también aparece en forma de inclusiones dentro de la andalucita. Nótese de nuevo una zona central dentro del cristal de andalucita de más bajo color de interferencia. La correlación entre las imágenes óptica B), de electrones retrodispersados C) y el mapa de rayos X del hierro D) indica que la reducción del color de interferencia viene dada por el enriquecimiento en hierro de la andalucita. Los cristales aciculares de color blanco que aparecen en las imágenes C) y D) son inclusiones de ilmenita en la andalucita.



En la figura 3.44 se muestran las fases magmáticas del protolito granítico (que son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita) así como las fases minerales metamórficas asociadas con los procesos de deformación D₂ y D₃. La deformación D₃ es la principal y viene definida por el crecimiento sincinemático de distena, fibrolita, biotita y moscovita. Precinemáticos de S₃ y postcinemático o tardicinemáticos de S₂ son la cordierita, la andalucita y el feldespato potásico, que aparecen en diques graníticos que cortan a la foliación S₂ y son a su vez cortados por S₃; y sincinemáticos de S₂ serían la plagioclasa, la estauroлита y el granate. La relación blastesis-deformación que se presenta aquí para las fases minerales metamórficas del Complejo Gneísico de Torrox es aproximadamente análoga a la anteriormente propuesta para los esquistos del Alpujárride Superior (compárese con la Fig. 3.23).

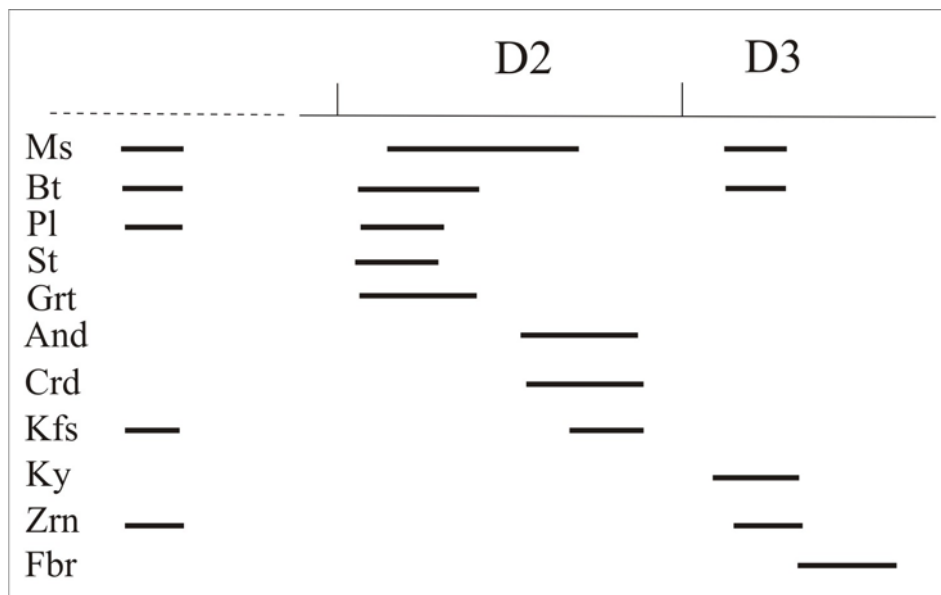


Fig. 3.44. Relación blastesis-deformación en el Complejo Gneísico de Torrox.

3.5.2. Estudio geoquímico.

Massonne y Schreyer (1987), entre otros autores, han propuesto un geobarómetro basado en el contenido en Si de la moscovita (fengita) para sistemas meta-aluminosos, esto es, donde la moscovita coexiste en equilibrio con el feldespato. Dicho método ha sido aplicado al ejemplo de las moscovitas estudiadas del Complejo Gneísico de Torrox. Durante la reacción de deshidratación $Ms + Qtz = Kfs + And + H_2O$, que afectó a las moscovitas pegmatíticas de los gneises bandeados y de los diques de leucogranito que intruyen los gneises y los esquistos moscovíticos, la moscovita coexistió en equilibrio químico con el feldespato potásico (Sánchez-Navas, 1999). Sin embargo, como se deduce de la figura 3.44, en el caso aquí estudiado, la reacción de deshidratación durante la que se produjo feldespato potásico tuvo lugar, en relación con la blastesis tardicinemática asociada a D_2 , que fue contemporánea de la formación de minerales de baja presión como la andalucita y la cordierita. Por tanto, en el Complejo Gneísico de Torrox la reacción de deshidratación no tuvo lugar en el momento de máxima presión. De hecho, y los contenidos más altos de Si en las moscovitas fengíticas son resultado de eventos de alta presión sobrevenidos con posterioridad a la reacción de deshidratación, en particular con el relacionado con la deformación D_3 , durante la cual tuvo lugar la blastesis de distena (Fig. 3.44).

En las tablas 3 y 4 se presentan las composiciones de la moscovita, el feldespato y la biotita involucrados en la reacción de deshidratación de la moscovita pegmatítica que tiene lugar en los litotipos bandeados del Complejo Gneísico de Torrox, los más intensamente deformados. Como se aprecia en ellas, el contenido máximo de Si en estas moscovitas es de 6.46 átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.). Contenidos inferiores a 6.25 a.p.f.u. se obtienen en moscovitas equivalentes procedentes de segregados pegmatíticos en gneises porfíricos poco deformados (Tabla 5) mientras que valores de 6.47 se han encontrado en moscovitas primarias, no pegmatíticas, del protolito granítico de los gneises porfíricos (Tabla 6). En fin, en moscovitas primarias (magmáticas) incluidas en los gneises bandeados y miloníticos de Torrox, García-Casco et al. (1993) obtuvieron un contenido máximo de Si de hasta 6.66 a.p.f.u de Si. Puede concluirse, por tanto, que: a) la fengitización es mayor en las moscovitas de menor tamaño de grano (presentes en la matriz del ortogneis y de origen metamórfico) que en las moscovitas de mayor tamaño (de origen pegmatítico); b) que este proceso aconteció con posterioridad a la reacción de deshidratación de la moscovita; c) que la fengitización debió estar relacionada con la deformación D_3 y con blastesis de distena; y d) que dicha

deformación, y fengitización asociada, fue responsable del fuerte proceso de gneisificación que generó los litotipos ultramiloníticos de los gneises.

La figura 3.45 muestra los contenidos en albita, anortita y ortosa, calculados a partir de los análisis de roca total (Tabla 7), de los gneises porfiríticos, bandeados y miloníticos, así como de los segregados pegmatíticos y aplíticos concordantes con la foliación y de los materiales leucograníticos que constituyen diques emplazados tanto en los gneises como en los esquistos moscovíticos suprayacentes. En esta figura se observa una reducción de la cantidad del componente de ortosa desde el gneis porfirítico al gneis ultramilonítico, pasando por los gneises bandeados (cuadrados en la figura 3.45). Esta evolución de la composición se interpreta como resultado de un proceso de gneisificación que, entre otras cosas, conllevó la disolución por presión de los fenocristales de feldespato potásico del protolito granítico. También se observa, en esta figura, cómo los segregados graníticos, tanto si son concordantes como discordantes con respecto de la foliación S_2 , presentan composiciones ricas en el componente ortosa calculado cuando dichos diques están emplazados en los ortogneises. Sin embargo los segregados aplíticos y pegmatoides son prácticamente albiticos cuando aparecen relacionados con los esquistos moscovíticos suprayacentes. De hecho, los diques concordantes y discordantes que aparecen en los esquistos moscovíticos no contienen feldespato potásico, salvo en relación con la reacción de deshidratación de las moscovitas pegmatíticas, cuando ésta se reconoce en las rocas procedentes de tales diques. Las plagioclasas que contienen esos diques son, pues, de composición prácticamente albitica; por lo que el componente Or calculado no tiene mayor significación que el de ser un resultado matemático de la base escogida en el cálculo matricial que permite estimar los componentes minerales a partir de los óxidos simples del análisis de roca total. Los segregados concordantes con la foliación (círculos en la figura 3.45), tanto si aparecen incluidos en los ortogneises como si aparecen en los esquistos suprayacentes, se interpretan como los originales del protolito ígneo, aunque siempre están afectados por los procesos de segregación metamórfica relacionados con D_2 y D_3 .

En relación con los diques leucograníticos discordantes con respecto a D_2 , la interpretación es diversa dependiendo de que estén emplazados en uno u otro litotipo. Así, los diques albiticos, de composición trondhjemítica e incluidos en los esquistos moscovíticos, podrían ser el resultado de procesos puramente de segregación metamórfica. Sin embargo, la presencia de feldespato potásico además de moscovita en el dique de composición granítica

s.s. emplazado en los ortogneises e ilustrado en la figura 2.41A (triángulo rojo de la figura 3.45) indica que rocas semejantes a las que constituyen el Complejo Gneísico de Torrox fueron afectadas por procesos de fusión parcial en profundidad antes de ser afectada por la deformación (alpina) responsable de la fengitización. En cualquier caso la tasa de fusión parcial debió ser muy pequeña ya, que los elementos de las tierras raras son incorporados en muy poca cantidad a estos fundidos graníticos (Fig. 3.46A), a pesar de los procesos cataclásticos y de disolución que, durante el metamorfismo posterior, parecen haber experimentado los minerales accesorios que los contienen, como se ha mostrado anteriormente. Lo mismo puede decirse de los segregados metamórficos de los esquistos moscovíticos, que aparecen fuertemente empobrecidos en tierras raras (Fig. 3.46B). No obstante, una de las dos muestras de los diques trondhjemíticos que se representan en la figura 3.46 tiene un contenido en tierras raras análogo al de la roca esquistosa de caja, el cual se explica por la precipitación de xenotima y circón dentro de este dique (Fig. 3.47). En cualquier caso, lo que se deduce del examen de la figura 3.46 es que las tierras raras son básicamente inmóviles durante los procesos metamórficos en relación con los cuales se originaron los diques. Tanto los diques trondhjemíticos, cuyo origen puede ser relacionado con procesos de segregación metamórfica en ambientes corticales poco profundos, como los diques graníticos *s.s.* que proceden de la fusión parcial de ortogneises generados a mayor profundidad se interpretan como tardíos con respecto a la deformación D₂, que estuvo ligada a procesos metamórficos acontecidos a alta temperatura y baja presión, y que generaron abundante andalucita metamórfica en los diversos litotipos pelíticos y enclaves biotíticos presentes en los gnaises del Complejo Gneísico de Torrox.

Tabla 3. Análisis de moscovitas pegmatíticas de gneises bandeados del Gneis de Torrox.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	46.225	48.147	46.698	46.355	45.581	45.788	45.619	45.230	45.368	45.495	46.257	45.809	45.429	45.295	46.751	45.929	45.067	45.590	46.311	47.557
TiO ₂	0.600	1.012	0.610	0.777	0.690	0.816	0.661	0.666	0.637	0.602	0.739	0.582	0.587	0.571	0.573	0.637	0.668	0.626	0.640	0.889
Al ₂ O ₃	33.970	31.414	33.760	32.685	33.645	32.855	34.220	34.396	33.473	34.575	33.728	34.493	34.526	33.934	33.523	33.854	33.913	34.460	33.798	32.533
FeO*	1.930	2.111	1.653	1.963	1.753	1.224	2.131	1.828	1.660	1.741	1.783	2.040	2.028	1.860	1.599	1.770	1.810	2.016	1.962	1.727
MnO	0.001	0.024	0.014	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.011	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.019	0.000	0.013	0.023	0.006
MgO	0.766	1.332	0.834	1.064	0.782	0.932	0.636	0.537	0.726	0.549	0.900	0.568	0.569	0.726	0.972	0.649	0.662	0.540	0.729	1.061
CaO	0.002	0.006	0.018	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.018	0.012	0.014	0.009	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Na ₂ O	0.638	0.523	0.681	0.565	0.657	0.625	0.598	0.645	0.646	0.647	0.673	0.556	0.614	0.628	0.605	0.669	0.708	0.690	0.636	0.557
K ₂ O	10.003	9.796	10.020	9.891	9.937	9.869	10.030	9.915	9.824	10.074	9.902	10.083	10.148	9.872	10.077	9.915	10.047	10.017	10.023	9.828
Total	94.135	94.365	94.288	93.300	93.060	92.109	93.909	93.217	92.346	93.684	94.000	94.146	93.915	92.896	94.105	93.442	92.875	93.952	94.122	94.161
H ₂ O**	4.448	4.467	4.462	4.409	4.397	4.367	4.428	4.404	4.368	4.425	4.445	4.444	4.427	4.389	4.455	4.419	4.380	4.432	4.446	4.465
Si	6.232	6.463	6.275	6.304	6.216	6.287	6.177	6.159	6.228	6.164	6.240	6.182	6.153	6.189	6.293	6.233	6.169	6.168	6.246	6.386
[4]Al	1.768	1.537	1.725	1.696	1.784	1.713	1.823	1.841	1.772	1.836	1.760	1.818	1.847	1.811	1.707	1.777	1.831	1.832	1.754	1.614
[6]Al	3.631	3.434	3.623	3.545	3.625	3.606	3.640	3.680	3.645	3.687	3.604	3.669	3.666	3.655	3.612	3.649	3.643	3.664	3.621	3.537
Ti	0.061	0.102	0.062	0.079	0.071	0.084	0.067	0.068	0.066	0.061	0.075	0.059	0.060	0.059	0.058	0.065	0.069	0.064	0.065	0.090
Fe	0.218	0.237	0.186	0.223	0.200	0.141	0.241	0.208	0.191	0.197	0.201	0.230	0.230	0.213	0.180	0.201	0.207	0.228	0.221	0.194
Mn	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001
Mg	0.154	0.266	0.167	0.216	0.159	0.191	0.128	0.109	0.149	0.111	0.181	0.114	0.115	0.148	0.195	0.131	0.135	0.109	0.147	0.212
[6]Σ	4.064	4.042	4.039	4.063	4.055	4.021	4.079	4.066	4.051	4.057	4.061	4.073	4.071	4.074	4.045	4.048	4.054	4.065	4.056	4.034
Ca	0.000	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.167	0.136	0.177	0.149	0.174	0.166	0.157	0.170	0.172	0.170	0.176	0.145	0.161	0.166	0.158	0.176	0.188	0.181	0.166	0.145
K	1.721	1.678	1.718	1.716	1.729	1.729	1.733	1.722	1.721	1.741	1.704	1.736	1.754	1.721	1.730	1.717	1.755	1.729	1.725	1.684
[12]Σ	1.888	1.815	1.898	1.865	1.905	1.895	1.890	1.893	1.893	1.912	1.883	1.883	1.917	1.889	1.889	1.893	1.943	1.910	1.891	1.829

cont... Tabla 3

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	45.471	45.465	45.317	45.578	45.680	45.437	46.321	45.721	45.692	46.083	45.911	46.425	45.126	45.162	45.055	45.362	45.175	45.507	45.576
TiO ₂	0.677	0.683	0.692	0.709	0.694	0.819	0.734	0.734	0.763	0.853	0.815	0.823	0.785	0.667	0.828	0.866	0.777	0.703	0.736
Al ₂ O ₃	33.670	34.581	34.581	34.622	34.839	34.296	34.773	35.646	35.250	34.672	35.101	34.541	34.402	35.239	34.706	34.876	34.972	34.999	35.217
FeO*	1.282	1.664	1.798	1.785	1.588	1.475	1.341	1.284	1.516	1.246	1.347	1.390	1.675	1.371	1.555	1.573	1.451	1.505	1.302
MnO	0.014	0.000	0.000	0.023	0.026	0.000	0.033	0.000	0.019	0.000	0.032	0.009	0.006	0.000	0.001	0.001	0.000	0.039	0.000
MgO	0.760	0.513	0.520	0.504	0.551	0.723	0.664	0.454	0.496	0.638	0.489	0.702	0.530	0.448	0.458	0.459	0.506	0.482	0.481
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.012	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005
Na ₂ O	0.609	0.659	0.608	0.581	0.684	0.631	0.648	0.677	0.604	0.614	0.620	0.590	0.633	0.617	0.595	0.606	0.638	0.639	0.606
K ₂ O	10.004	10.170	10.089	10.125	9.917	10.146	10.216	10.166	10.309	10.261	10.112	10.204	10.192	10.097	10.174	10.118	9.991	10.142	10.264
Total	92.487	93.735	93.605	93.927	93.987	93.527	94.734	94.682	94.650	94.367	94.427	94.684	93.361	93.603	93.373	93.861	93.510	94.016	94.187
H ₂ O**	4.380	4.426	4.419	4.435	4.448	4.420	4.484	4.483	4.471	4.467	4.471	4.483	4.404	4.429	4.410	4.436	4.424	4.444	4.456
Si	6.225	6.159	6.149	6.162	6.159	6.165	6.194	6.116	6.127	6.186	6.157	6.210	6.144	6.114	6.127	6.132	6.123	6.140	6.133
[4]Al	1.775	1.841	1.851	1.838	1.841	1.835	1.806	1.884	1.873	1.814	1.843	1.790	1.856	1.886	1.873	1.868	1.877	1.860	1.867
[6]Al	3.660	3.682	3.681	3.680	3.696	3.651	3.676	3.737	3.700	3.673	3.706	3.657	3.665	3.739	3.691	3.690	3.711	3.707	3.720
Ti	0.070	0.070	0.071	0.072	0.070	0.084	0.074	0.074	0.077	0.086	0.082	0.083	0.080	0.068	0.085	0.088	0.079	0.071	0.074
Fe	0.147	0.189	0.204	0.202	0.179	0.167	0.150	0.144	0.170	0.140	0.151	0.156	0.191	0.155	0.177	0.178	0.164	0.170	0.147
Mn	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Mg	0.155	0.104	0.105	0.102	0.111	0.146	0.132	0.091	0.099	0.128	0.098	0.140	0.108	0.090	0.093	0.092	0.102	0.097	0.096
[6]Σ	4.033	4.044	4.061	4.057	4.058	4.048	4.035	4.045	4.048	4.026	4.040	4.036	4.045	4.052	4.045	4.049	4.057	4.048	4.038
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.162	0.173	0.160	0.152	0.179	0.166	0.168	0.176	0.157	0.160	0.161	0.153	0.167	0.162	0.157	0.159	0.168	0.167	0.158
K	1.747	1.758	1.747	1.746	1.706	1.756	1.743	1.735	1.764	1.757	1.730	1.741	1.770	1.744	1.765	1.745	1.728	1.746	1.762
[12]Σ	1.909	1.931	1.907	1.899	1.886	1.922	1.911	1.910	1.921	1.917	1.891	1.894	1.939	1.906	1.922	1.904	1.895	1.913	1.921

cont... Tabla 3

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	45.146	45.822	45.144	45.336	45.399	45.429	45.451	45.402	48.228	47.616	47.562	47.470	47.707	46.490	46.520	46.600	46.380	46.530
TiO ₂	0.716	0.721	0.748	0.787	0.874	0.660	0.817	0.745	0.992	1.112	1.194	1.034	1.082	0.110	0.090	0.110	0.100	0.100
Al ₂ O ₃	35.126	35.292	35.026	35.113	35.215	35.097	34.63	35.120	31.032	31.90	30.952	30.937	31.08	36.64	36.730	36.96	36.64	36.87
FeO*	1.498	1.477	1.681	1.550	1.349	1.543	1.504	1.540	2.121	1.862	2.285	2.361	2.382	1.600	1.620	1.510	1.500	1.490
MnO	0.000	0.013	0.007	0.034	0.006	0.000	0.000	0.000	0.047	0.031	0.041	0.005	0.016	0.000	0.020	0.010	0.000	0.020
MgO	0.449	0.473	0.432	0.557	0.542	0.454	0.560	0.472	1.165	1.032	1.256	1.210	1.288	0.320	0.250	0.250	0.350	0.260
CaO	0.005	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.546	0.608	0.600	0.601	0.673	0.657	0.633	0.665	0.530	0.497	0.516	0.524	0.391	0.650	0.660	0.690	0.670	0.680
K ₂ O	10.167	10.259	10.194	10.116	10.231	10.135	10.17	10.118	9.674	9.993	9.614	9.749	9.510	10.12	10.130	9.990	10.11	0.130
Total	93.653	94.665	93.832	94.094	94.297	93.975	93.76	94.062	93.798	94.05	93.424	93.295	93.45	95.93	96.020	96.12	95.75	96.08
H ₂ O**	4.427	4.476	4.429	4.447	4.457	4.442	4.431	4.446	4.445	4.451	4.418	4.408	4.426	4.547	4.551	4.563	4.540	4.557
Si	6.115	6.138	6.112	6.114	6.108	6.132	6.151	6.123	6.507	6.415	6.455	6.458	6.464	6.130	6.129	6.124	6.125	6.123
[4]Al	1.885	1.862	1.888	1.886	1.892	1.868	1.849	1.877	1.493	1.585	1.545	1.542	1.536	1.870	1.871	1.876	1.875	1.877
[6]Al	3.724	3.712	3.703	3.696	3.694	3.717	3.676	3.707	3.442	3.482	3.407	3.419	3.428	3.826	3.835	3.850	3.830	3.843
Ti	0.073	0.073	0.076	0.080	0.088	0.067	0.083	0.076	0.101	0.113	0.122	0.106	0.110	0.011	0.009	0.011	0.010	0.010
Fe	0.170	0.165	0.190	0.175	0.152	0.174	0.170	0.174	0.239	0.210	0.259	0.269	0.270	0.176	0.179	0.166	0.166	0.164
Mn	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.004	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002
Mg	0.091	0.094	0.087	0.112	0.109	0.091	0.113	0.095	0.234	0.207	0.254	0.245	0.260	0.063	0.049	0.049	0.069	0.051
[6]Σ	4.057	4.046	4.057	4.066	4.043	4.050	4.043	4.052	4.021	4.015	4.046	4.040	4.070	4.076	4.073	4.077	4.075	4.070
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.143	0.158	0.158	0.157	0.176	0.172	0.166	0.174	0.139	0.130	0.136	0.138	0.103	0.166	0.169	0.176	0.172	0.174
K	1.757	1.753	1.761	1.740	1.756	1.745	1.755	1.741	1.665	1.718	1.665	1.692	1.644	1.702	1.703	1.675	1.703	1.701
[12]Σ	1.901	1.911	1.918	1.898	1.933	1.917	1.921	1.915	1.805	1.847	1.801	1.831	1.747	1.869	1.871	1.851	1.875	1.874

* Fe Total calculado como FeO. Normalización para 20 O y 4 OH.

** Calculado H₂O wt% sobre la base de 4 OH pfu.

Tabla 4. Análisis de biotita y feldespato potásico producidos por la reacción de descomposición (breakdown) de la moscovita pegmatítica del gneis bandeado del Complejo Gneísico de Torrox.

	Bt								Kfs				
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5
SiO₂	35.090	34.920	34.570	35.890	34.337	35.163	33.813	34.100	65.367	65.015	65.515	64.434	64.374
TiO₂	2.270	2.470	1.850	1.660	2.885	2.944	3.307	3.413	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al₂O₃	20.950	20.350	20.810	20.590	19.716	19.525	19.698	19.414	18.779	18.661	18.921	18.52	18.563
FeO*	21.160	21.800	21.950	20.070	20.898	21.278	22.949	22.478	0.020	0.052	0.000	0.091	0.031
MnO	0.170	0.150	0.170	0.160	0.153	0.152	0.168	0.225	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	5.130	5.120	5.150	5.280	5.234	5.071	5.031	5.048	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.100	0.100	0.090	0.080	0.145	0.099	0.159	0.140	0.021	0.030	0.043	0.048	0.021
Na₂O	0.150	0.160	0.160	0.130	0.167	0.075	0.150	0.205	2.120	1.358	2.385	2.260	1.595
K₂O	8.290	8.300	8.280	8.580	7.869	8.434	7.803	7.895	13.390	14.48	13.207	13.175	14.181
Total	93.310	93.370	93.030	92.440	91.404	92.741	93.078	92.918	99.697	99.596	100.071	98.528	98.779
Si*	5.449	5.445	5.416	5.593	5.449	5.513	5.330	5.375	2.995	2.995	2.990	2.991	2.990
Ti	0.265	0.290	0.218	0.195	0.344	0.347	0.392	0.405	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	3.835	3.741	3.843	3.783	3.689	3.609	3.661	3.608	1.015	1.013	1.018	1.014	1.016
Fe	2.748	2.843	2.876	2.616	2.774	2.790	3.026	2.963	0.001	0.002	0.000	0.004	0.001
Mn	0.018	0.016	0.018	0.017	0.017	0.016	0.018	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.187	1.190	1.202	1.226	1.238	1.185	1.182	1.186	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.017	0.017	0.015	0.013	0.025	0.017	0.027	0.024	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Na	0.045	0.048	0.049	0.039	0.051	0.023	0.046	0.063	0.188	0.121	0.211	0.203	0.144
K	1.642	1.651	1.655	1.706	1.593	1.687	1.569	1.588	0.783	0.851	0.769	0.780	0.840

* Número de iones calculados sobre la base de 24 (O, OH) para biotita y 8 O para el feldespato potásico.

Tabla 5. Análisis de moscovita pegmatítica de un dique leucocrático y de segregados (“pods”) asociados a litotipos poco deformados del Complejo Gneísico de Torrox.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	46.237	47.193	46.570	46.930	46.483	48.107	47.281	47.730	47.321	46.977	47.398	46.917	46.866
TiO ₂	0.941	0.651	0.604	0.602	0.505	0.807	0.781	0.826	0.824	0.786	0.806	0.772	0.579
Al ₂ O ₃	34.674	34.549	35.216	35.142	35.785	35.660	36.387	35.127	35.979	35.439	35.575	35.108	35.694
FeO*	2.008	1.913	2.071	1.729	1.949	1.580	1.368	1.779	1.894	1.962	1.806	1.618	1.554
MnO	0.014	0.000	0.000	0.006	0.009	0.018	0.028	0.012	0.000	0.006	0.005	0.019	0.000
MgO	0.663	0.774	0.625	0.655	0.521	0.655	0.585	0.683	0.547	0.564	0.614	0.687	0.597
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.001	0.000
Na ₂ O	0.628	0.619	0.661	0.623	0.624	0.628	0.665	0.597	0.634	0.586	0.611	0.625	0.639
K ₂ O	10.188	10.155	10.065	10.105	10.189	9.825	9.823	9.897	9.836	10.141	10.036	10.034	10.127
Total	95.354	95.855	95.813	95.802	96.065	97.282	96.918	96.651	97.040	96.467	96.855	95.795	96.055
Si	6.165	6.243	6.170	6.205	6.141	6.237	6.154	6.242	6.167	6.176	6.194	6.199	6.174
[4]Al	1.835	1.757	1.830	1.795	1.859	1.763	1.846	1.758	1.833	1.824	1.806	1.801	1.826
[6]Al	3.616	3.632	3.671	3.682	3.714	3.688	3.737	3.658	3.696	3.669	3.675	3.668	3.718
Ti	0.094	0.065	0.060	0.060	0.050	0.079	0.076	0.081	0.081	0.078	0.079	0.077	0.057
Fe	0.224	0.212	0.230	0.191	0.215	0.171	0.149	0.195	0.206	0.216	0.197	0.179	0.171
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
Mg	0.132	0.153	0.123	0.129	0.103	0.127	0.114	0.133	0.106	0.110	0.120	0.135	0.117
[6]Σ	3.973	3.996	4.024	4.003	4.033	3.988	4.002	3.986	4.008	3.996	3.992	3.984	4.007
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Na	0.162	0.159	0.170	0.160	0.160	0.158	0.168	0.151	0.160	0.149	0.155	0.160	0.163
K	1.733	1.714	1.701	1.704	1.717	1.625	1.631	1.651	1.636	1.701	1.673	1.691	1.702
[12]Σ	1.896	1.873	1.871	1.864	1.877	1.783	1.799	1.803	1.796	1.851	1.829	1.852	1.865

* Fe Total calculado como FeO. Normalización para 20 O y 4 OH.

Tabla 6. Análisis de moscovita de gneises poco deformados del Complejo Gneísico de Torrox.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO₂	46.519	47.888	47.647	47.304	46.671	47.978	47.411	48.105	46.718	46.791	47.781	47.277	47.005	46.442	45.811	46.671	45.965	47.446	47.473
TiO₂	0.329	0.490	0.502	0.425	0.464	0.574	0.557	0.706	0.285	0.380	1.276	1.263	1.161	0.967	1.051	0.677	0.714	0.846	0.899
Al₂O₃	34.179	33.625	33.731	34.935	34.927	33.514	34.075	33.998	36.185	35.477	32.473	33.797	33.918	33.877	34.241	34.094	34.653	33.886	33.735
FeO*	1.657	1.885	1.822	1.703	1.817	1.823	1.673	1.837	1.175	1.611	2.236	1.823	2.006	2.008	2.287	2.222	2.164	1.629	1.679
MnO	0.044	0.000	0.026	0.017	0.014	0.000	0.014	0.022	0.000	0.014	0.022	0.008	0.025	0.017	0.000	0.005	0.014	0.028	0.003
MgO	0.964	0.980	0.909	0.801	0.821	0.988	0.847	0.927	0.506	0.672	1.081	0.813	0.841	0.844	0.851	0.922	0.826	0.824	0.857
CaO	0.011	0.000	0.017	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.007	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000
Na₂O	0.500	0.454	0.472	0.549	0.568	0.496	0.523	0.477	0.609	0.577	0.450	0.520	0.506	0.534	0.514	0.538	0.581	0.497	0.477
K₂O	10.354	10.051	9.818	10.186	10.142	10.066	10.240	9.988	10.163	10.175	9.817	10.080	9.963	10.349	10.128	10.337	10.168	10.239	9.986
Total	94.557	95.380	94.951	95.923	95.428	95.440	95.342	96.067	95.660	95.721	95.142	95.598	95.428	95.049	94.887	95.472	95.107	95.425	95.109
Si	6.243	6.352	6.340	6.243	6.201	6.359	6.297	6.331	6.166	6.189	6.367	6.269	6.247	6.218	6.149	6.222	6.151	6.297	6.312
[4]Al	1.757	1.648	1.660	1.757	1.799	1.641	1.703	1.669	1.834	1.811	1.633	1.731	1.753	1.782	1.851	1.778	1.849	1.703	1.688
[6]Al	3.650	3.609	3.631	3.679	3.672	3.596	3.633	3.605	3.797	3.721	3.468	3.552	3.561	3.564	3.568	3.581	3.617	3.600	3.599
Ti	0.033	0.049	0.050	0.042	0.046	0.057	0.056	0.070	0.028	0.038	0.128	0.126	0.116	0.097	0.106	0.068	0.072	0.084	0.090
Fe	0.186	0.209	0.203	0.188	0.202	0.202	0.186	0.202	0.130	0.178	0.249	0.202	0.223	0.225	0.257	0.248	0.242	0.181	0.187
Mn	0.004	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Mg	0.193	0.194	0.180	0.158	0.163	0.195	0.168	0.182	0.099	0.132	0.215	0.161	0.167	0.168	0.170	0.183	0.165	0.163	0.170
[6]Σ	4.033	4.012	4.016	4.026	4.037	3.993	3.988	3.991	4.026	4.033	3.933	3.915	3.953	3.959	3.995	4.013	4.025	3.946	3.956
Ca	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.130	0.117	0.122	0.140	0.146	0.127	0.135	0.122	0.156	0.148	0.116	0.134	0.130	0.139	0.134	0.139	0.151	0.128	0.123
K	1.773	1.701	1.667	1.715	1.719	1.702	1.735	1.677	1.711	1.717	1.669	1.705	1.689	1.768	1.734	1.758	1.736	1.734	1.694

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	46.363	47.741	47.961	47.634	46.853	47.313	47.200	48.768	47.914	47.332	46.057	45.698	47.722	48.083	47.963	47.801	48.032	47.711	46.658
TiO ₂	0.776	0.200	0.212	0.222	0.229	0.230	2.083	1.358	1.825	1.511	1.343	1.970	1.830	1.545	1.253	1.259	1.203	1.590	1.438
Al ₂ O ₃	34.096	34.147	33.567	33.913	33.973	33.898	32.254	32.248	32.547	32.352	32.588	32.503	32.439	31.680	32.575	32.243	32.277	32.586	33.610
FeO*	2.329	1.546	1.701	1.519	1.664	1.521	3.067	1.817	2.008	2.318	2.587	2.838	1.791	2.159	1.791	2.034	2.053	2.257	2.477
MnO	0.021	0.026	0.009	0.006	0.031	0.000	0.023	0.018	0.003	0.026	0.004	0.008	0.027	0.022	0.000	0.000	0.023	0.010	0.000
MgO	0.859	0.970	1.076	1.023	0.982	0.974	1.098	1.164	1.043	1.091	1.131	1.008	0.934	1.119	1.002	1.071	1.083	1.106	1.002
CaO	0.000	0.000	0.000	0.013	0.035	0.001	0.003	0.000	0.000	0.006	0.003	0.001	0.000	0.018	0.000	0.004	0.000	0.000	0.028
Na ₂ O	0.539	0.475	0.456	0.475	0.518	0.500	0.499	0.444	0.446	0.445	0.458	0.479	0.439	0.410	0.454	0.441	0.452	0.452	0.515
K ₂ O	10.314	10.082	10.004	9.930	9.840	10.127	9.768	9.407	9.454	9.444	9.669	10.060	10.004	9.629	10.065	10.004	10.016	10.143	10.046
Total	95.304	95.201	94.985	94.757	94.123	94.563	96.016	95.249	95.240	94.525	93.842	94.589	95.196	94.666	95.118	94.877	95.151	95.873	95.790
Si	6.199	6.333	6.377	6.343	6.292	6.324	6.273	6.450	6.357	6.342	6.246	6.182	6.352	6.428	6.384	6.387	6.399	6.326	6.205
[4]Al	1.801	1.667	1.623	1.657	1.708	1.676	1.727	1.550	1.643	1.658	1.754	1.818	1.648	1.572	1.616	1.613	1.601	1.674	1.795
[6]Al	3.573	3.674	3.639	3.667	3.670	3.666	3.327	3.479	3.447	3.452	3.456	3.365	3.442	3.421	3.496	3.466	3.468	3.421	3.474
Ti	0.078	0.020	0.021	0.022	0.023	0.023	0.208	0.135	0.182	0.152	0.137	0.200	0.183	0.155	0.125	0.127	0.120	0.159	0.144
Fe	0.260	0.172	0.189	0.169	0.187	0.170	0.341	0.201	0.223	0.260	0.293	0.321	0.199	0.241	0.199	0.227	0.229	0.250	0.275
Mn	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000
Mg	0.171	0.192	0.213	0.203	0.196	0.194	0.217	0.229	0.206	0.218	0.229	0.203	0.185	0.223	0.199	0.213	0.215	0.219	0.199
[6] Σ	4.007	4.040	4.042	4.040	4.057	4.030	3.887	3.911	3.876	3.932	3.978	3.891	3.829	3.887	3.894	3.907	3.914	3.890	3.948
Ca	0.000	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004
Na	0.140	0.122	0.117	0.123	0.135	0.130	0.129	0.114	0.115	0.116	0.121	0.126	0.113	0.106	0.117	0.114	0.117	0.116	0.133
K	1.759	1.706	1.697	1.687	1.686	1.727	1.656	1.587	1.600	1.614	1.673	1.736	1.699	1.642	1.709	1.705	1.702	1.716	1.704

	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO₂	47.431	49.352	48.858	48.894	48.783	48.582	48.759	45.285	45.674	46.087	46.350	45.783	45.651	46.538	47.944	46.941	47.349	47.313	46.372
TiO₂	1.510	1.725	1.696	1.865	2.274	2.123	1.972	0.894	0.781	0.702	0.746	0.882	0.739	0.921	1.349	1.680	1.518	1.603	1.500
Al₂O₃	33.527	31.740	31.857	31.559	30.915	31.470	32.188	34.833	34.995	34.368	34.130	34.725	34.600	33.992	32.014	32.585	31.969	31.948	32.207
FeO*	1.975	2.116	1.940	2.002	2.169	1.930	1.869	1.854	1.904	1.856	1.995	1.927	1.863	1.944	2.017	1.799	2.051	1.715	1.905
MnO	0.023	0.005	0.019	0.004	0.000	0.009	0.000	0.004	0.000	0.000	0.010	0.000	0.005	0.005	0.015	0.012	0.017	0.009	0.000
MgO	0.965	1.181	1.146	1.201	1.285	1.141	1.075	0.755	0.789	0.924	1.000	0.828	0.821	0.980	1.282	1.146	1.279	1.184	1.083
CaO	0.041	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Na₂O	0.492	0.398	0.412	0.399	0.392	0.425	0.412	0.562	0.573	0.528	0.539	0.543	0.563	0.530	0.425	0.453	0.446	0.435	0.493
K₂O	9.956	9.852	9.882	9.936	9.638	9.689	9.616	10.215	10.165	10.268	10.406	10.353	10.248	10.019	10.106	10.164	10.194	10.198	9.951
Total	95.931	96.369	95.838	95.871	95.490	95.381	95.910	94.415	94.883	94.745	95.197	95.050	94.501	94.934	95.174	94.778	94.839	94.407	93.538
Si	6.270	6.477	6.449	6.456	6.467	6.441	6.419	6.102	6.119	6.182	6.198	6.131	6.143	6.221	6.392	6.290	6.348	6.360	6.297
[4]Al	1.730	1.523	1.551	1.544	1.533	1.559	1.581	1.898	1.881	1.818	1.802	1.869	1.857	1.779	1.608	1.710	1.652	1.640	1.703
[6]Al	3.496	3.388	3.406	3.369	3.299	3.360	3.414	3.635	3.646	3.617	3.578	3.613	3.633	3.578	3.423	3.438	3.400	3.422	3.452
Ti	0.150	0.170	0.168	0.185	0.227	0.212	0.195	0.091	0.079	0.071	0.075	0.089	0.075	0.093	0.135	0.169	0.153	0.162	0.153
Fe	0.218	0.232	0.214	0.221	0.240	0.214	0.206	0.209	0.213	0.208	0.223	0.216	0.210	0.217	0.225	0.202	0.230	0.193	0.216
Mn	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000
Mg	0.190	0.231	0.225	0.236	0.254	0.225	0.211	0.152	0.158	0.185	0.199	0.165	0.165	0.195	0.255	0.229	0.255	0.237	0.219
[6]Σ	3.906	3.852	3.847	3.827	3.793	3.800	3.830	3.996	4.017	4.010	4.001	3.994	4.007	3.991	3.904	3.869	3.887	3.853	3.888
Ca	0.006	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.126	0.101	0.106	0.102	0.101	0.109	0.105	0.147	0.149	0.137	0.140	0.141	0.147	0.137	0.110	0.118	0.116	0.113	0.130
K	1.679	1.650	1.664	1.674	1.630	1.639	1.615	1.756	1.737	1.757	1.775	1.769	1.759	1.709	1.719	1.738	1.744	1.749	1.724

	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO ₂	46.119	46.941	45.379	46.138	45.706	46.305	46.104	47.916	46.553	46.425	47.499	46.241	47.334	47.300	47.257	47.465	47.339	47.717	46.793
TiO ₂	1.163	1.046	0.842	1.321	1.491	1.306	1.408	1.706	0.751	0.729	0.611	0.832	0.601	0.621	0.425	0.362	0.444	0.921	0.972
Al ₂ O ₃	33.242	32.866	34.997	35.407	34.466	35.203	35.216	32.267	35.530	35.411	35.014	35.770	33.648	33.578	35.516	36.363	36.183	33.000	33.550
FeO*	1.835	1.885	1.926	1.351	1.714	1.263	1.293	1.648	1.468	1.469	1.483	1.514	1.832	2.039	1.483	1.190	1.231	2.123	2.480
MnO	0.012	0.027	0.019	0.009	0.014	0.000	0.000	0.022	0.012	0.018	0.017	0.019	0.000	0.017	0.000	0.026	0.003	0.025	0.000
MgO	0.977	1.111	0.731	0.587	0.703	0.590	0.571	1.168	0.622	0.711	0.851	0.539	1.022	1.061	0.746	0.645	0.640	1.136	1.066
CaO	0.000	0.000	0.000	0.008	0.001	0.000	0.006	0.000	0.010	0.000	0.006	0.007	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Na ₂ O	0.537	0.469	0.572	0.580	0.559	0.562	0.547	0.442	0.593	0.574	0.514	0.600	0.491	0.468	0.547	0.584	0.563	0.472	0.500
K ₂ O	10.181	10.229	10.164	9.846	10.133	10.082	10.118	10.115	10.353	10.239	10.307	10.166	10.118	9.959	9.929	9.925	9.848	10.054	10.084
Total	94.064	94.574	94.643	95.255	94.798	95.334	95.274	95.293	95.891	95.594	96.304	95.689	95.047	95.046	95.920	96.566	96.253	95.458	95.447
Si	6.233	6.304	6.099	6.124	6.127	6.145	6.127	6.370	6.154	6.153	6.241	6.123	6.309	6.306	6.218	6.191	6.194	6.341	6.241
[4]Al	1.767	1.696	1.901	1.876	1.873	1.855	1.873	1.630	1.846	1.847	1.759	1.877	1.691	1.694	1.782	1.809	1.806	1.659	1.759
[6]Al	3.529	3.508	3.645	3.664	3.574	3.653	3.645	3.427	3.691	3.687	3.665	3.707	3.596	3.583	3.728	3.783	3.775	3.511	3.516
Ti	0.118	0.106	0.085	0.132	0.150	0.130	0.141	0.171	0.075	0.073	0.060	0.083	0.060	0.062	0.042	0.036	0.044	0.092	0.098
Fe	0.207	0.212	0.216	0.150	0.192	0.140	0.144	0.183	0.162	0.163	0.163	0.168	0.204	0.227	0.163	0.130	0.135	0.236	0.277
Mn	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Mg	0.197	0.222	0.147	0.116	0.140	0.117	0.113	0.231	0.123	0.141	0.167	0.106	0.203	0.211	0.146	0.125	0.125	0.225	0.212
[6] Σ	3.934	3.945	4.009	3.931	3.908	3.910	3.902	3.844	3.977	3.992	3.996	3.982	4.003	4.023	4.037	4.041	4.035	3.974	4.004
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.141	0.122	0.149	0.149	0.145	0.145	0.141	0.114	0.152	0.148	0.131	0.154	0.127	0.121	0.140	0.148	0.143	0.122	0.129
K	1.755	1.753	1.743	1.667	1.733	1.707	1.716	1.715	1.746	1.731	1.728	1.717	1.721	1.694	1.667	1.652	1.644	1.705	1.716

	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	92	94	95
SiO ₂	48.440	47.833	45.948	45.623	46.329	46.864	47.801	48.594	47.527	47.108	46.213	48.156	46.750	46.224	47.681	47.662	48.214	48.432	47.903
TiO ₂	0.832	0.986	0.932	0.932	1.358	1.253	1.333	1.471	1.883	2.050	1.947	1.668	1.897	2.008	1.988	2.175	1.803	1.882	2.122
Al ₂ O ₃	32.732	32.838	34.051	33.737	32.314	32.757	31.857	31.719	33.036	33.374	33.248	31.527	33.437	32.199	31.425	31.959	31.755	31.784	31.602
FeO*	1.822	2.321	2.428	2.755	2.987	2.398	2.049	2.219	2.204	2.235	2.420	2.106	1.768	2.800	2.082	1.962	2.004	1.963	2.329
MnO	0.004	0.018	0.014	0.012	0.015	0.030	0.009	0.009	0.000	0.001	0.017	0.019	0.000	0.014	0.054	0.031	0.000	0.013	0.003
MgO	1.138	1.156	1.025	1.078	1.236	1.128	1.138	1.217	1.027	0.922	0.977	1.206	0.811	1.169	1.169	1.033	1.191	1.144	1.197
CaO	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.008	0.004	0.003	0.000
Na ₂ O	0.454	0.464	0.543	0.532	0.438	0.469	0.414	0.404	0.448	0.489	0.506	0.429	0.483	0.464	0.431	0.434	0.427	0.435	0.411
K ₂ O	10.043	10.071	10.119	10.298	10.178	10.066	9.941	9.234	9.627	9.700	10.069	10.035	10.211	10.149	10.071	10.054	9.953	10.016	9.959
Total	95.472	95.708	95.087	94.978	94.876	94.970	94.558	94.890	95.757	95.898	95.417	95.160	95.361	95.029	94.920	95.321	95.359	95.688	95.534
Si	6.416	6.347	6.160	6.145	6.248	6.282	6.408	6.461	6.289	6.234	6.177	6.422	6.227	6.222	6.384	6.349	6.408	6.415	6.373
[4]Al	1.584	1.653	1.840	1.855	1.752	1.718	1.592	1.539	1.711	1.766	1.823	1.578	1.773	1.778	1.616	1.651	1.592	1.585	1.627
[6]Al	3.528	3.484	3.542	3.503	3.385	3.458	3.442	3.432	3.442	3.441	3.417	3.378	3.478	3.332	3.344	3.367	3.384	3.378	3.329
Ti	0.083	0.098	0.094	0.094	0.138	0.126	0.134	0.147	0.187	0.204	0.196	0.167	0.190	0.203	0.200	0.218	0.180	0.187	0.212
Fe	0.202	0.258	0.272	0.310	0.337	0.269	0.230	0.247	0.244	0.247	0.271	0.235	0.197	0.315	0.233	0.219	0.223	0.217	0.259
Mn	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.005	0.003	0.000	0.001	0.000
Mg	0.225	0.229	0.205	0.216	0.248	0.225	0.227	0.241	0.202	0.182	0.195	0.240	0.161	0.235	0.233	0.205	0.236	0.226	0.237
[6]Σ	3.954	3.972	4.020	4.031	3.972	3.955	3.900	3.921	3.889	3.870	3.884	3.854	3.836	3.883	3.815	3.794	3.843	3.823	3.825
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Na	0.117	0.119	0.141	0.139	0.115	0.122	0.108	0.104	0.115	0.126	0.131	0.111	0.125	0.121	0.112	0.112	0.110	0.112	0.106
K	1.697	1.705	1.731	1.770	1.751	1.721	1.700	1.566	1.625	1.638	1.717	1.707	1.735	1.743	1.720	1.709	1.688	1.693	1.690

	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114
SiO ₂	48.473	48.087	47.908	46.335	48.102	46.269	45.231	45.717	45.340	46.179	45.109	46.412	45.176	45.317	46.312	45.161	47.724	47.093	47.578
TiO ₂	1.925	1.883	2.167	2.319	2.050	0.320	0.302	0.359	0.377	0.367	0.327	0.387	0.369	0.295	0.340	0.355	1.595	1.486	1.451
Al ₂ O ₃	31.559	32.022	32.335	31.857	31.585	33.977	34.976	33.907	34.683	33.915	34.578	33.705	34.821	35.086	33.967	34.608	32.154	32.690	31.971
FeO*	2.213	2.021	1.845	2.877	1.923	1.856	1.626	1.858	1.833	1.711	1.918	1.689	1.813	1.606	1.669	1.849	2.056	1.974	2.199
MnO	0.009	0.027	0.026	0.017	0.008	0.012	0.021	0.027	0.008	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.004	0.005	0.008	0.012	0.000
MgO	1.221	1.091	0.992	1.046	1.100	1.051	0.799	1.023	0.831	0.995	0.844	1.012	0.811	0.814	1.007	0.841	1.285	1.153	1.352
CaO	0.014	0.001	0.000	0.013	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.010	0.008	0.004	0.000	0.000	0.008	0.003	0.000	0.006	0.001
Na ₂ O	0.406	0.418	0.448	0.465	0.429	0.523	0.554	0.488	0.562	0.491	0.538	0.473	0.566	0.541	0.508	0.522	0.429	0.452	0.423
K ₂ O	9.988	9.836	10.022	10.063	9.862	10.346	10.352	10.125	10.336	9.966	10.270	9.952	10.275	10.215	10.216	10.205	10.022	10.245	10.066
Total	95.829	95.401	95.750	94.991	95.075	94.360	93.873	93.507	93.972	93.660	93.611	93.649	93.843	93.890	94.031	93.567	95.279	95.131	95.043
Si	6.419	6.386	6.344	6.240	6.409	6.232	6.124	6.210	6.138	6.245	6.133	6.273	6.123	6.126	6.246	6.137	6.357	6.294	6.361
[4]Al	1.581	1.614	1.656	1.760	1.591	1.768	1.876	1.790	1.862	1.755	1.867	1.727	1.877	1.874	1.754	1.863	1.643	1.706	1.639
[6]Al	3.346	3.399	3.392	3.298	3.370	3.627	3.707	3.639	3.674	3.653	3.675	3.645	3.686	3.718	3.647	3.681	3.406	3.444	3.399
Ti	0.192	0.188	0.216	0.235	0.205	0.032	0.031	0.037	0.038	0.037	0.033	0.039	0.038	0.030	0.035	0.036	0.160	0.149	0.146
Fe	0.245	0.224	0.204	0.324	0.214	0.209	0.184	0.211	0.208	0.194	0.218	0.191	0.205	0.182	0.188	0.210	0.229	0.221	0.246
Mn	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Mg	0.241	0.216	0.196	0.210	0.218	0.211	0.161	0.207	0.168	0.201	0.171	0.204	0.164	0.164	0.202	0.170	0.255	0.230	0.269
[6] Σ	3.833	3.842	3.794	3.834	3.804	4.048	4.054	4.060	4.050	4.048	4.065	4.039	4.056	4.065	4.038	4.062	3.891	3.896	3.914
Ca	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.104	0.108	0.115	0.121	0.111	0.137	0.145	0.129	0.148	0.129	0.142	0.124	0.149	0.142	0.133	0.137	0.111	0.117	0.110
K	1.687	1.666	1.693	1.729	1.676	1.778	1.788	1.755	1.785	1.720	1.781	1.716	1.777	1.762	1.758	1.769	1.703	1.747	1.717

	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126
SiO ₂	47.953	47.212	47.912	47.358	47.829	47.841	47.816	47.300	47.050	47.516	48.162	47.647
TiO ₂	1.108	1.096	1.376	1.476	1.393	1.493	1.460	1.306	0.934	0.829	0.751	0.921
Al ₂ O ₂	32.450	32.103	32.305	32.246	32.547	32.233	31.697	32.664	34.207	33.151	32.600	32.698
FeO*	1.853	2.607	1.926	2.233	1.873	2.026	2.067	2.182	1.721	1.836	1.797	1.705
MnO	0.005	0.012	0.017	0.018	0.019	0.021	0.013	0.036	0.003	0.000	0.008	0.004
MgO	1.236	1.333	1.232	1.222	1.186	1.267	1.337	1.143	0.906	1.103	1.186	1.101
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.008	0.011	0.001	0.000
Na ₂ O	0.439	0.457	0.441	0.444	0.438	0.452	0.433	0.473	0.506	0.479	0.460	0.454
K ₂ O	10.128	10.210	10.143	10.236	10.216	10.133	10.134	10.287	10.263	10.200	10.265	10.070
Total	95.189	95.029	95.360	95.253	95.511	95.466	94.980	95.413	95.599	95.137	95.244	94.610
Si	6.384	6.334	6.373	6.328	6.354	6.362	6.394	6.309	6.242	6.332	6.406	6.374
[4]Al	1.616	1.666	1.627	1.672	1.646	1.638	1.606	1.691	1.758	1.668	1.594	1.626
[6]Al	3.477	3.412	3.439	3.408	3.451	3.416	3.391	3.446	3.592	3.541	3.519	3.531
Ti	0.111	0.111	0.138	0.148	0.139	0.149	0.147	0.131	0.093	0.083	0.075	0.093
Fe	0.206	0.292	0.214	0.250	0.208	0.225	0.231	0.243	0.191	0.205	0.200	0.191
Mn	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.245	0.267	0.244	0.243	0.235	0.251	0.266	0.227	0.179	0.219	0.235	0.220
[6] Σ	3.928	3.972	3.899	3.902	3.895	3.894	3.890	3.920	3.962	3.965	3.954	3.942
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000
Na	0.113	0.119	0.114	0.115	0.113	0.116	0.112	0.122	0.130	0.124	0.119	0.118
K	1.720	1.748	1.721	1.745	1.731	1.719	1.729	1.751	1.737	1.734	1.742	1.719

* Fe total calculado como FeO. Normalización para 20 O y 4 OH.

Tabla 7. Análisis de roca total para las rocas graníticas s.l. del Complejo Gneisico de Torrox (Granitos/Pegmatitas y aplitas en amarillo; Diques en verde).

Elementos mayoritarios (%peso)

Muestra	T905C	T955C	T-948	T-985G	T-922 ^a	T-986	T910D	T951D	T-971D
SiO ₂	68,77	70,64	71,8	72,31	75,83	73,61	76,14	73,99	72,94
Al ₂ O ₃	15,77	15,49	14,5	14,52	14,56	14,52	16,62	15,11	14,57
Fe ₂ O ₃	3,04	2,63	3,93	2,45	0,5	0,76	0,50	0,44	0,68
MnO	0,041	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,53	0,45	0,82	0,38	0,02	0,08	0,09	0,05	0,17
CaO	1,61	0,88	1,17	0,84	0,63	0,45	1,25	1,72	0,75
Na ₂ O	2,79	1,56	1,99	1,96	4,33	1,54	4,24	3,75	2,75
K ₂ O	4,64	6,61	3,82	5,67	2,12	7,25	1,17	1,47	5,68
TiO ₂	0,42	0,36	0,55	0,32	0,11	0,11	0,07	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,43	0,30	0,29	0,35	0,14	0,27	0,04	0,03	0,03
PC	0,93	0,45	1,12	0,91	0,99	0,65	0,9	0,71	0,66
Total	98,97	99,40	100,04	99,74	99,24	99,26	101,02	97,34	98,32

Elementos traza (ppm)

Li	23	13	92	102	59	54	0	0	16
Rb	169	185	159	255	130	276	43	47	166
Cs	7	4	8	20	5	14	0	1	2
Be	1	1	1	1	2	2	3	3	1
Sr	126	122	57	70	63	57	193	232	269
Ba	264	356	209	240	61	202	112	160	948
Sc	9	6	8	3	1	2	3	4	2
V	34	36	53	19	1	4	9	7	5
Cr	33	31	45	26	22	28	25	45	31
Co	16	16	16	14	21	16	16	24	29
Ni	11	9	14	3	2	3	7	8	3
Cu	8	10	20	2	2	4	7	6	4
Zn	65	52	82	66	15	21	13	14	15
Ga	21	20	21	20	19	15	18	17	10
Y	19	7	12	8	4	3	2	7	2
Nb	15	13	21	15	10	10	4	4	2
Ta	1	1	2	1	1	3	1	0	0
Nb+Ta	16	14	23	16	12	12	5	5	2
Zr	24	26	3	43	1	7	31	35	2
Hf	1	1	0	1	0	0	1	1	0
Mo	4	3	3	5	7	7	5	6	8
Sn	1	1	4	9	7	10	0	0	2
Tl	1	1	1	1	1	1	0	0	1
Pb	37	43	28	41	28	45	30	44	50
U	3	1	3	3	0	1	1	1	0
Th	11	8	10	11	0	1	1	0	1

Tierras raras (REE) (ppm)

La	27,32	19,81	27,15	26,19	4,19	3,32	3,79	4,93	3,45
Ce	63,50	44,33	62,86	58,59	7,46	7,64	8,21	10,84	6,72
Pr	7,59	5,60	7,26	6,94	0,85	0,95	1,05	1,55	0,86
Nd	30,30	22,26	27,86	26,33	2,96	3,64	3,76	6,29	3,17
Sm	7,23	5,22	5,74	6,26	0,72	1,03	1,16	2,41	0,74
Eu	1,04	0,92	0,75	0,79	0,27	0,36	0,59	0,81	1,17
Gd	6,24	4,02	4,72	5,19	0,65	1,10	0,98	2,58	0,65
Tb	0,88	0,44	0,61	0,59	0,11	0,15	0,12	0,35	0,09
Dy	4,29	2,01	2,83	2,29	0,61	0,70	0,70	1,96	0,40
Ho	0,76	0,33	0,48	0,30	0,11	0,12	0,12	0,32	0,07
Er	1,79	0,72	1,20	0,65	0,31	0,31	0,32	0,79	0,17
Tm	0,26	0,10	0,17	0,09	0,05	0,04	0,05	0,13	0,02
Yb	1,42	0,60	0,93	0,54	0,34	0,25	0,29	0,80	0,13
Lu	0,20	0,09	0,14	0,08	0,05	0,04	0,04	0,12	0,02

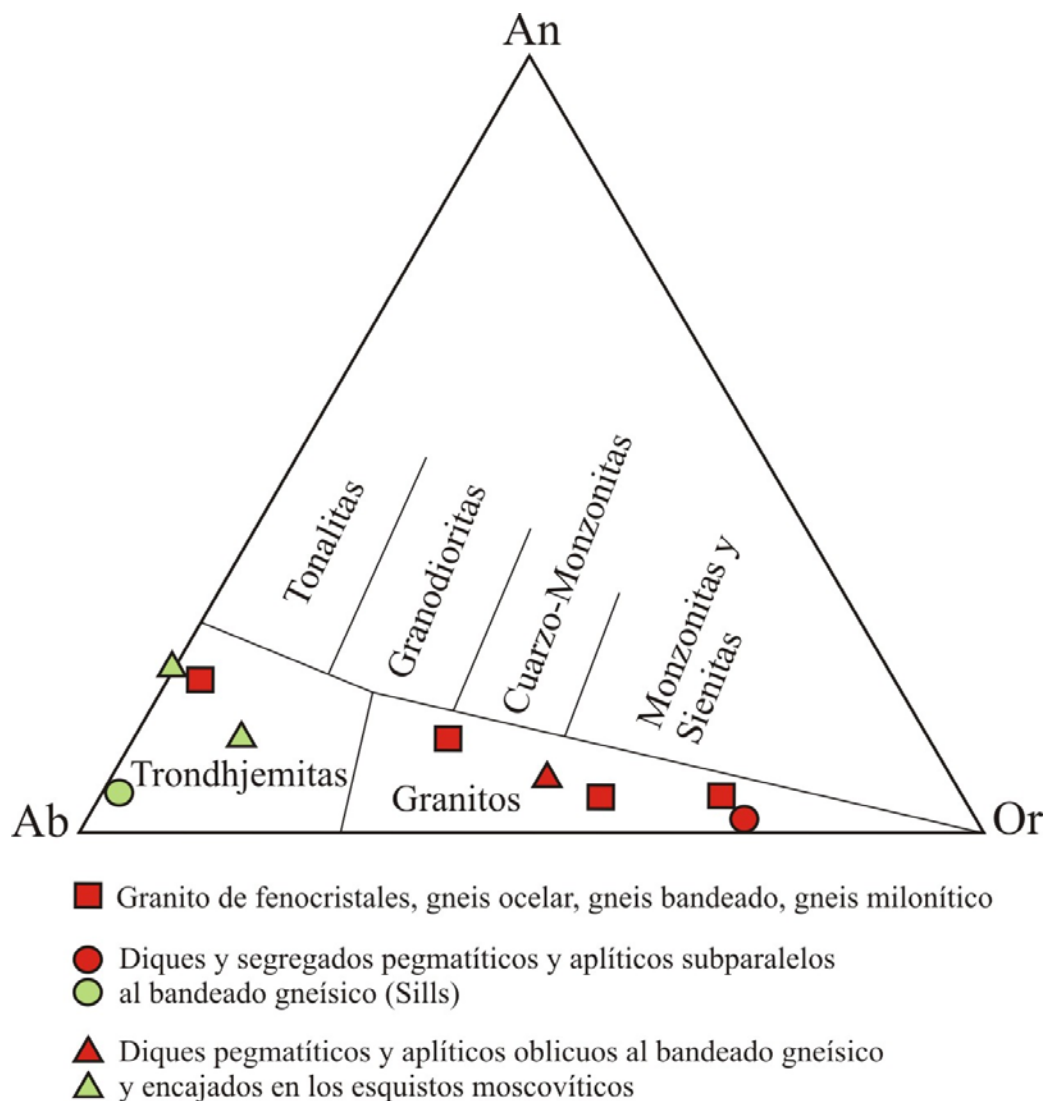


Fig. 3.45. Clasificación de las rocas graníticas del Complejo Gneísico de Torrox en el diagrama Ab-An-Or (en porcentajes moleculares) a partir de los análisis de roca total de la Tabla 7. Los ortogneises s.s. aparecen representados por cuadrados, los diques y segregados concordantes con la foliación se representa mediante círculos, mientras que los diques discordantes respecto a D_2 se indican con triángulos. Los símbolos de color rojo se refieren a las rocas graníticas que aparecen espacialmente relacionadas con los gneises, mientras que las verdes son las que se localizan en los esquistos moscovíticos suprayacentes.

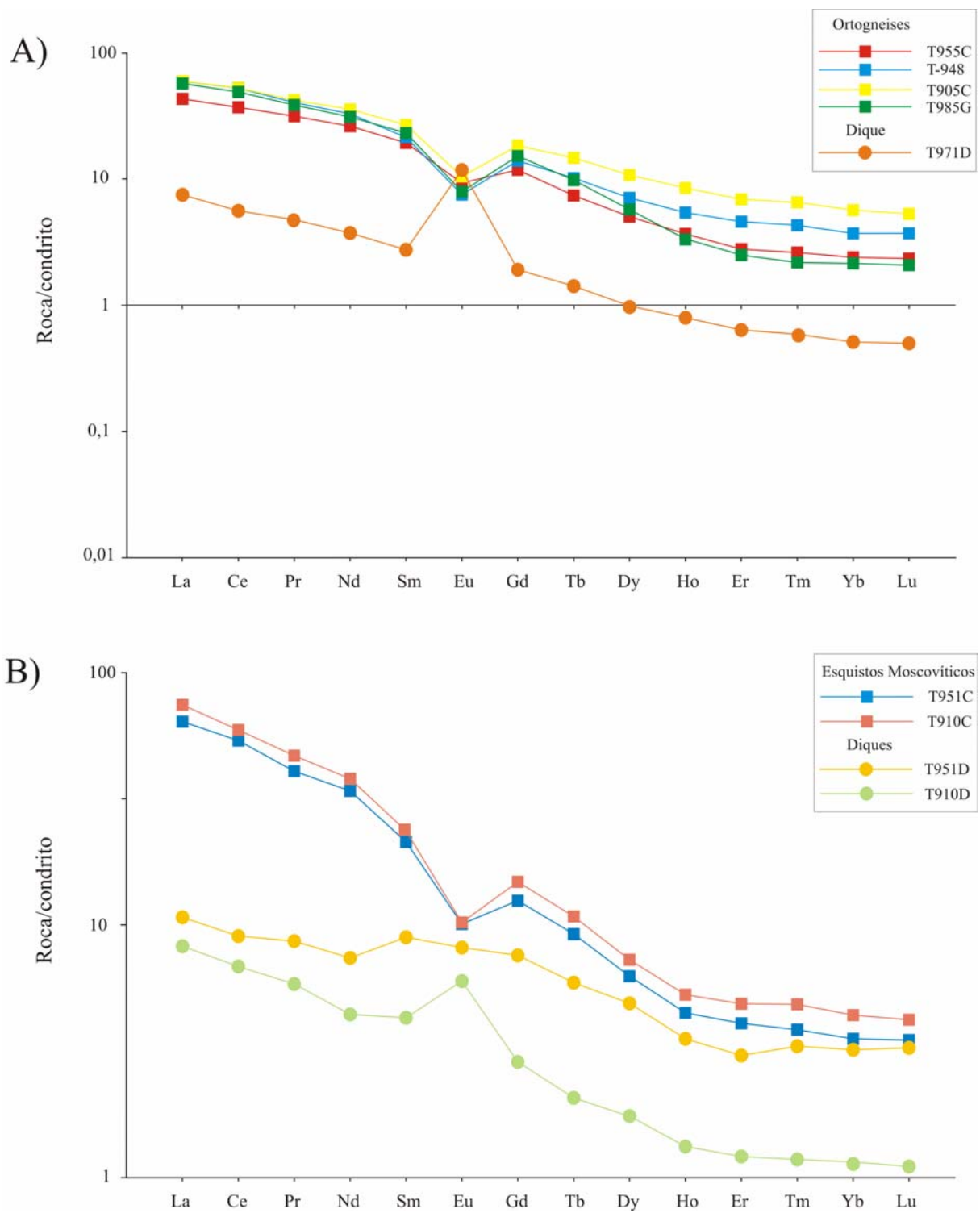


Fig. 3.46. Patrones de tierras raras para los diques discordantes y sus respectivas rocas de caja: A) Ortogneises y diques emplazados en ellos. B) Esquistos moscovíticos y diques asociados.

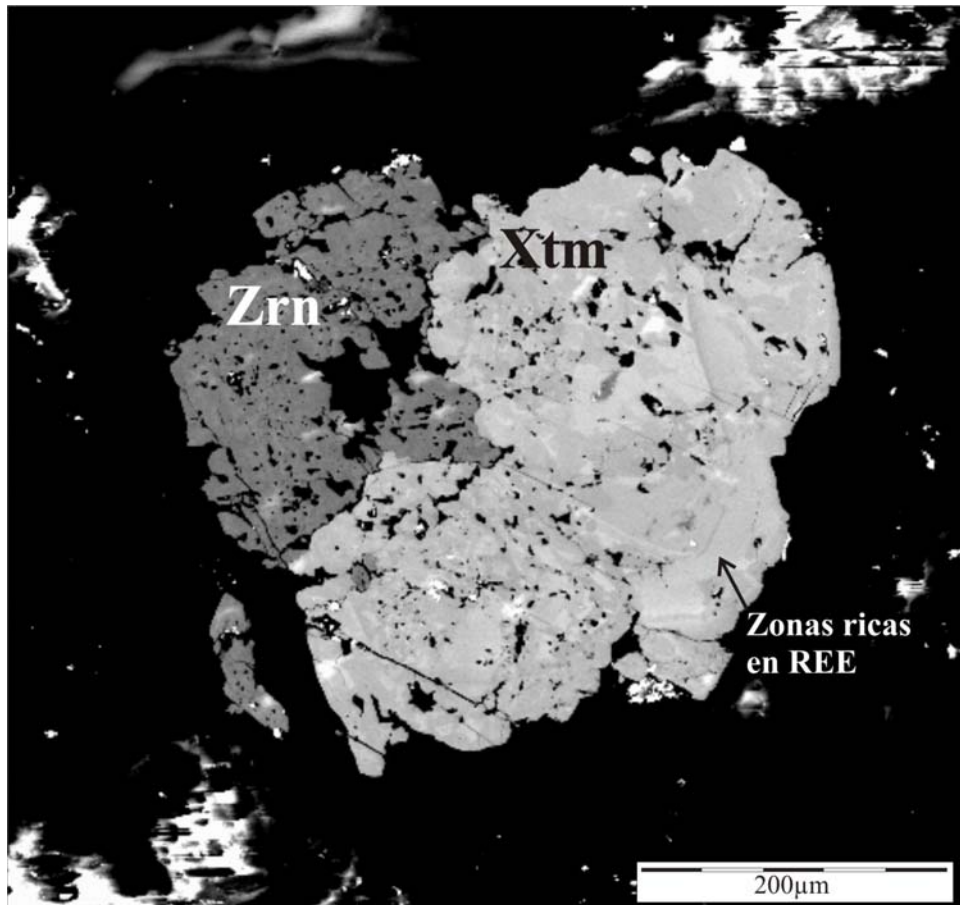


Fig. 3.47. Imagen de electrones retrodispersados de un agregado de xenotima y circón dentro de un dique trondhjemítico que intruye los esquistos moscovíticos. Las zonas más claras de la xenotima se corresponden con zonas más ricas en elementos de las tierras raras.

4. LA TRANSFORMACION DISTENA→ANDALUCITA EN LOS ESQUISTOS.

En este capítulo se estudia en detalle la transformación de distena a andalucita reconocida en los esquistos grafitosos de los basamentos pre-mesozoicos del Alpujarride Superior y de la Unidad de Benamocarra y en los segregados de cuarzo incluidos en los esquistos grafitosos de esta última unidad. En éstos últimos observan prismas alargados de distena parcialmente reemplazados por andalucita (Fig. 4.1). En las imágenes ópticas con nícoles cruzados de la figura 4.1 se aprecia cómo se forman dos cristales de andalucita con diferentes orientaciones cristalográficas a partir de un monocristal de distena. Este tipo de transformación se conoce como “*inversión polimórfica de distena a andalucita*” (Chinner, 1966; García Casco y Torres Roldán, 1996). Para abordar en profundidad el problema textural del mecanismo que determina este reemplazamiento paramórfico de distena por andalucita se ha realizado un estudio detallado de esta transformación mediante la técnica de microscopía electrónica denominada EBSD.

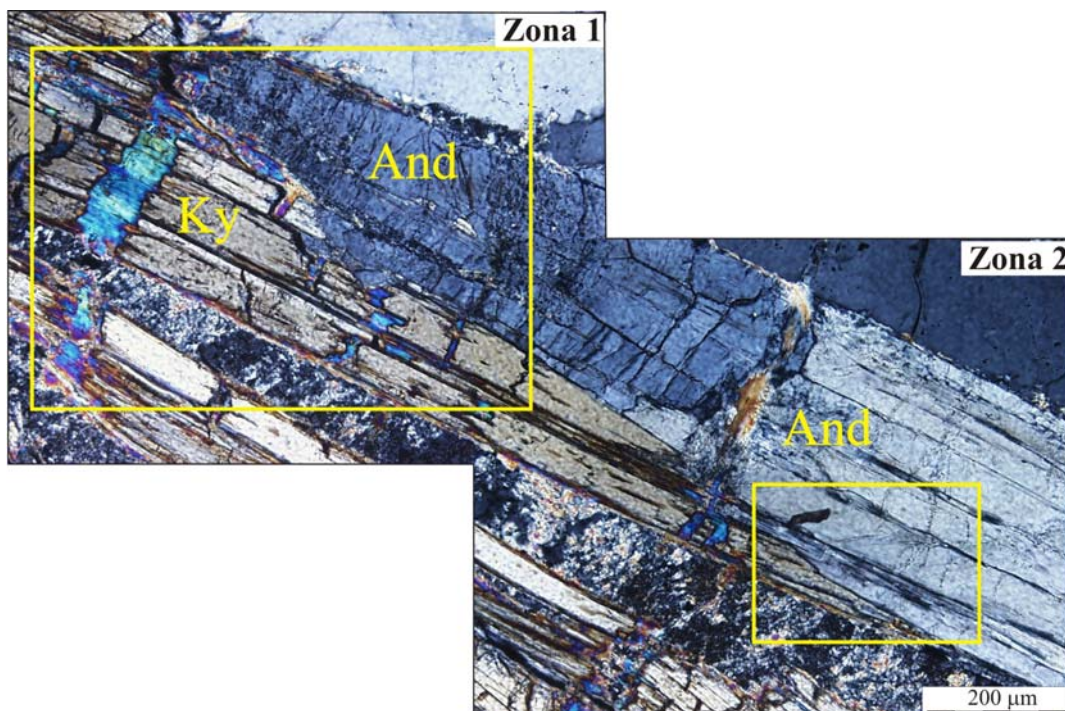


Fig. 4.1. Imágenes de luz transmitida con analizador de un prisma alargado de distena parcialmente transformado a andalucita. En las zonas marcadas como 1 y 2 se observan dos orientaciones cristalográficas diferentes de los cristales de andalucita que reemplazan al cristal de distena.

4.1. Estudio por EBSD de la transformación.

La figura 4.2 muestra los resultados de EBSD para la zona marcada como 1 y la figura 4.3 corresponde a la zona 2 de la figura 4.1; concretamente, se presentan las relaciones cristalográficas entre el monocristal de distena y uno de los dos cristales de andalucita que lo reemplaza. Según los patrones de orientación de la figura 4.4, el eje cristalográfico c de la distena se localiza cerca de la dirección transversal de la muestra (TD) mientras que el eje c de la andalucita es subparalelo a la dirección normal de la muestra (ND, Fig. 4.2D). El mapa de orientación de la distena según la dirección normal de la muestra (Fig. 4.2F) indica que el cristal de distena presenta defectos de apilamiento según planos cristalográficos paralelos a su eje c , ya que en la parte superior e inferior del cristal de distena tenemos el eje a según la dirección normal de la muestra, mientras que, en la parte central, es el eje b el que está en dicha posición. En la figura 4.3, se observa cómo el otro cristal de andalucita que reemplaza a la distena tiene el eje c subparalelo a la dirección transversal de la muestra, al igual que ocurría con la distena. Las figuras de polo para la dirección cristalográfica $\{001\}$ de la distena (Fig. 4.2) y de la andalucita de la zona 2 (Fig. 4.3) muestran que sus ejes cristalográficos c son paralelos.

En la imagen óptica de la figura 4.5 se muestran otros cristales de distena transformados parcialmente a andalucita. El estudio por EBSD (Fig. 4.6) indica que los ejes c de la distena y de la andalucita son subparalelos y que coinciden, en este caso, con la correspondiente dirección de máxima pendiente de la muestra que está inclinada 70° con respecto al detector de EBSD (“*rolling direction*”: RD). Lo mismo ocurre para otra zona estudiada en la que la distena aparece casi totalmente reemplazada por andalucita (Fig. 4.7); en este caso, los ejes cristalográficos c se disponen según la dirección transversal de la muestra tanto en la andalucita como en los relictos de distena (Fig. 4.8).

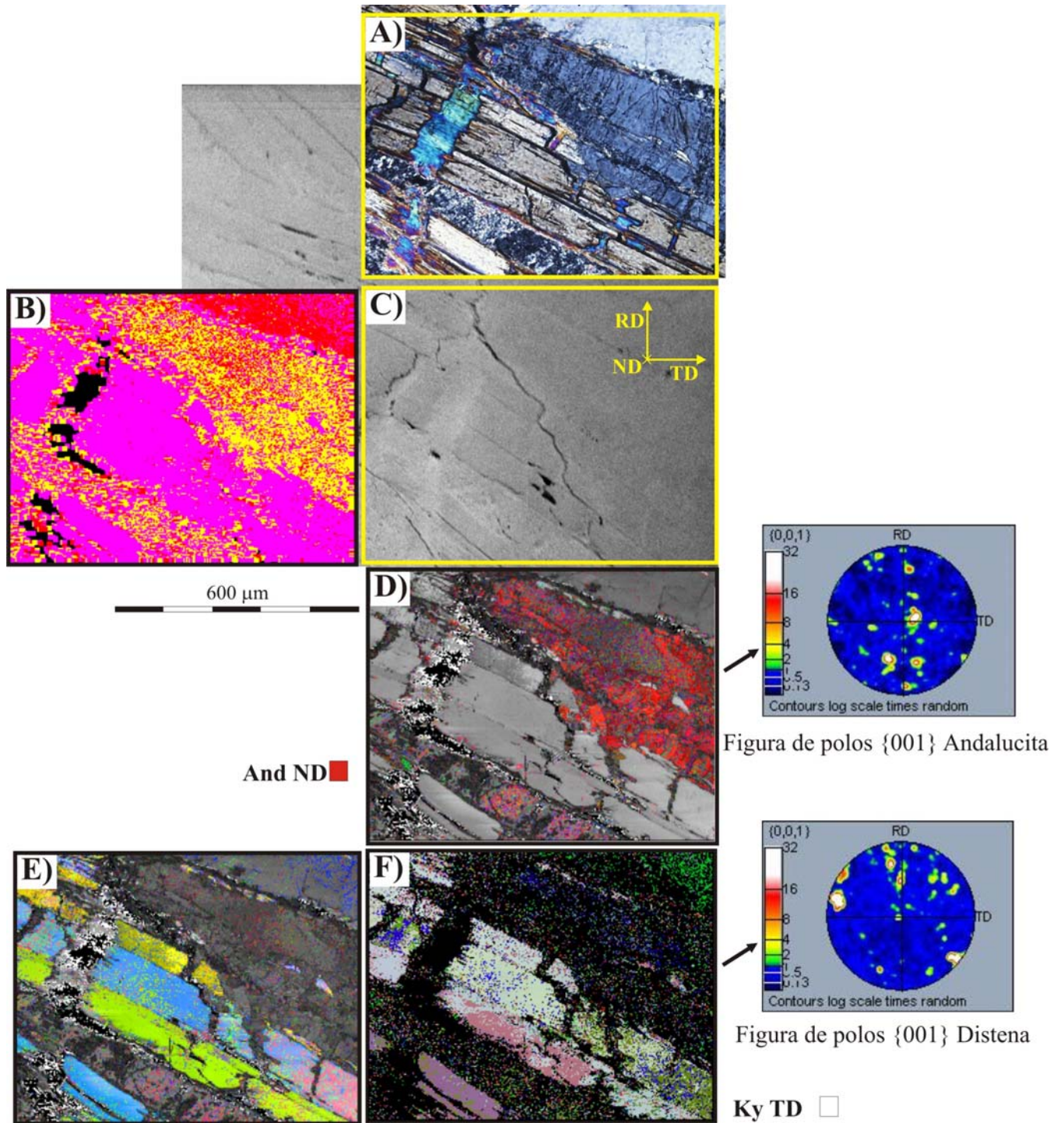


Fig. 4.2. Resultados de EBSD para la zona 1 de la figura 4.1. A) Imagen de microscopía óptica con nicoles cruzados con indicación del área estudiada por EBSD. B) Mapa de fases: And (amarillo) Ky (morado) Qtz (rojo). C) Imagen electrónica en la que se indican las diversas direcciones para el sistema de referencia de la muestra: ND, dirección normal al plano de la lámina pulida; TD, dirección transversal; RD, dirección de buzamiento. D) Mapa de calidad al que se le ha superpuesto el mapa de orientación de la andalucita según la dirección normal. En el margen derecho se presenta la figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$ en la andalucita. E) Mapa de orientación de la distena según la dirección normal sobre el mapa de calidad. En el cristal de distena se observan unas lamelas con el eje a (color verde) y otras con el eje b (color azul) según la dirección normal. F) Orientación de la distena según la dirección transversal y figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$ en la distena.

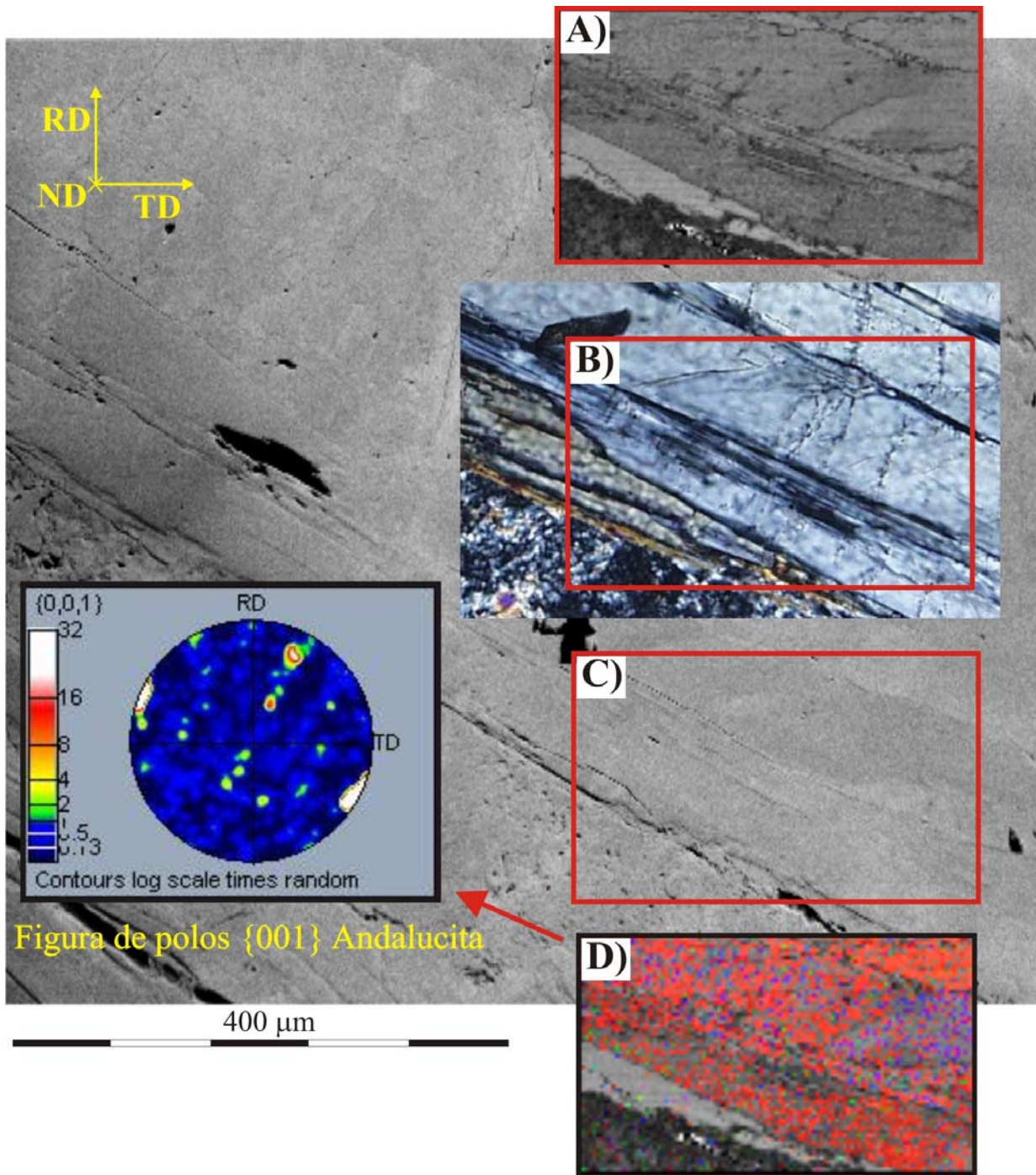


Fig. 4.3. Resultados de EBSD para la zona 2 de la figura 4.1. A) Imagen de calidad B) Imagen de microscopía óptica con nicoles cruzados con indicación del área estudiada por EBSD. C) Imagen electrónica en donde se indica la zona analizada por EBSD. D) Orientación de la andalucita según la dirección transversal y figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$ en la andalucita.

Fig. 4.4. Patrones de orientación para cristales monoclinicos (A) y rómnicos (B).

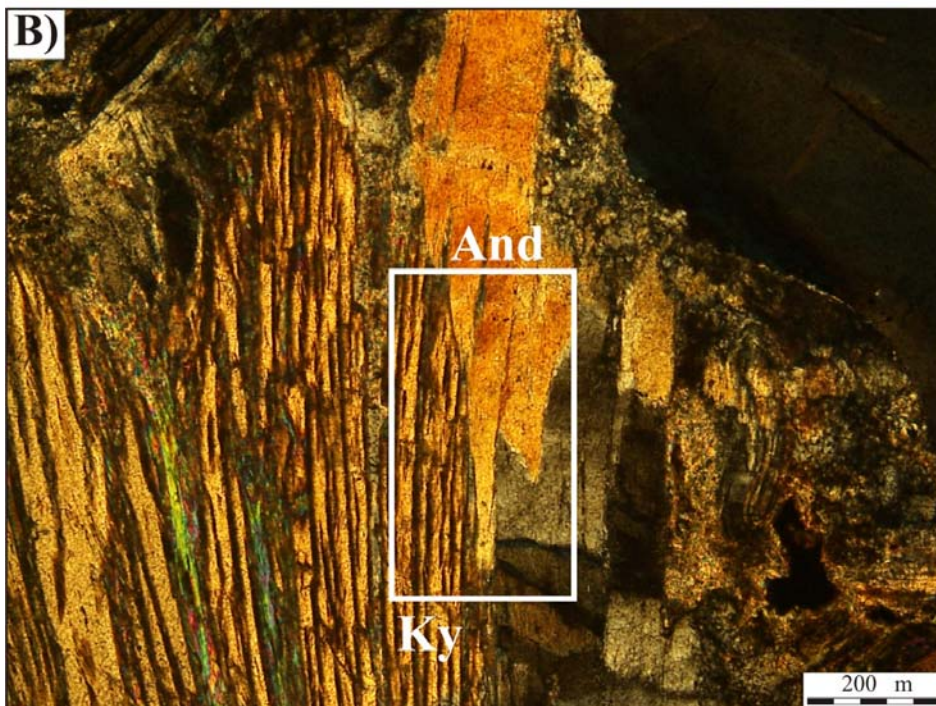
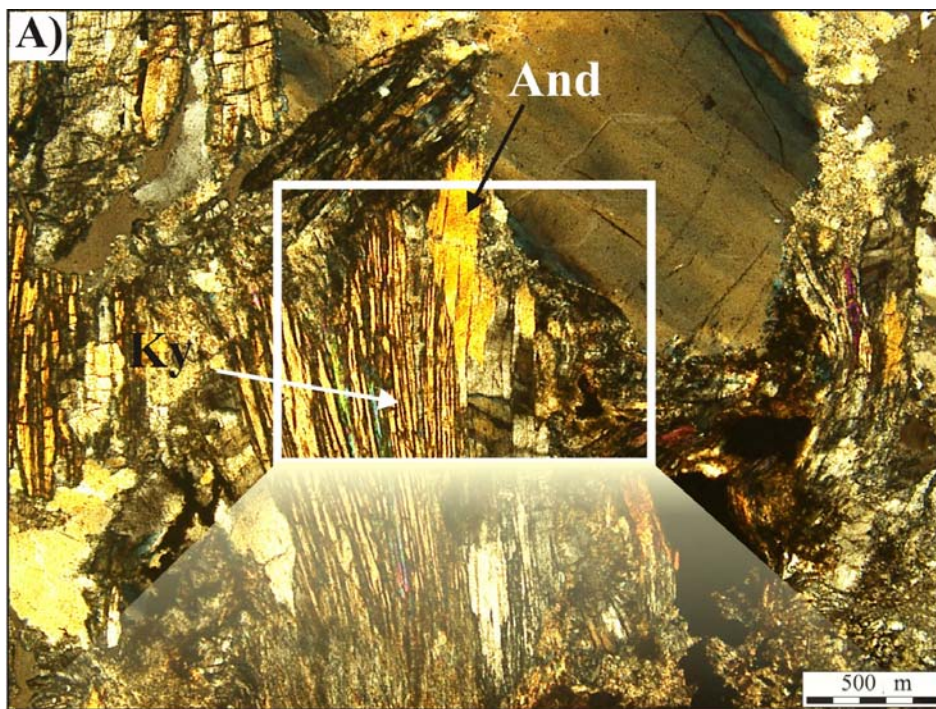
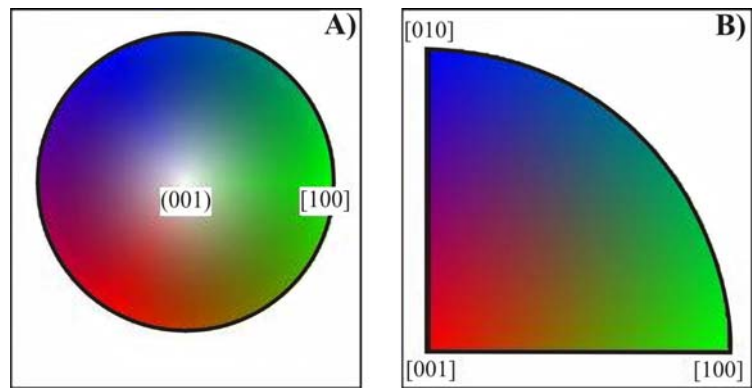


Fig. 4.5. A) Aspecto general de la distena de los segregados de cuarzo. B) Detalle de la imagen anterior donde los cristales de distena aparecen transformados a andalucita. El recuadro corresponde a la zona que se ha analizado por EBSD.

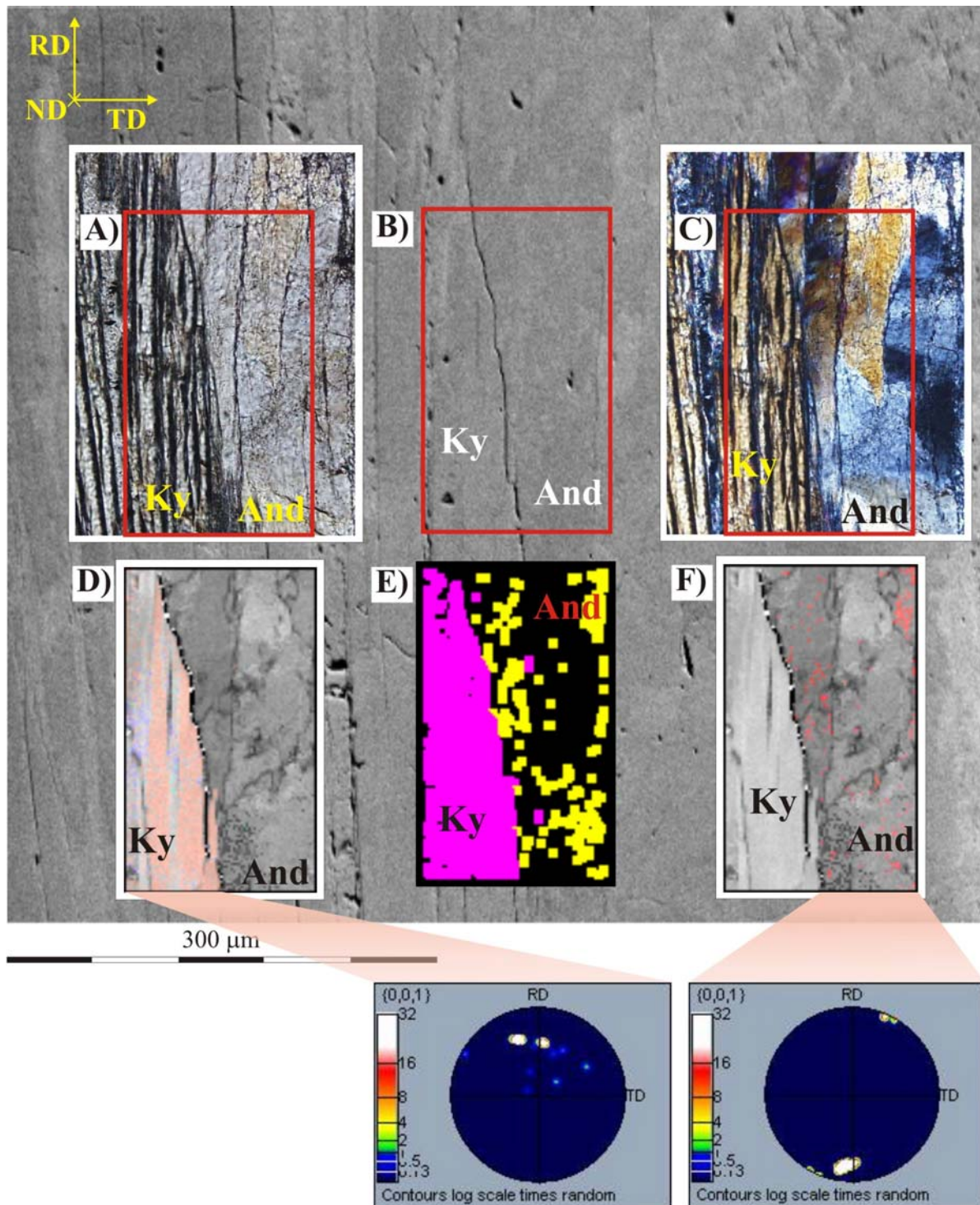


Figura de polos $\{001\}$ Distena Figura de polos $\{001\}$ Andalusita

Fig. 4.6. Resultados de EBSD para la región de la figura 4.5B. A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador. B) Imagen electrónica donde se marca la zona analizada por EBSD. C) Imagen óptica con nicoles cruzados. D) Orientación de la distena según la dirección rolling sobre el mapa de calidad y figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$. E) Mapa de fases con la andalusita en amarillo y la distena en color morado. F) Orientación de la andalusita según la dirección rolling sobre el mapa de calidad y figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$ en la andalusita.

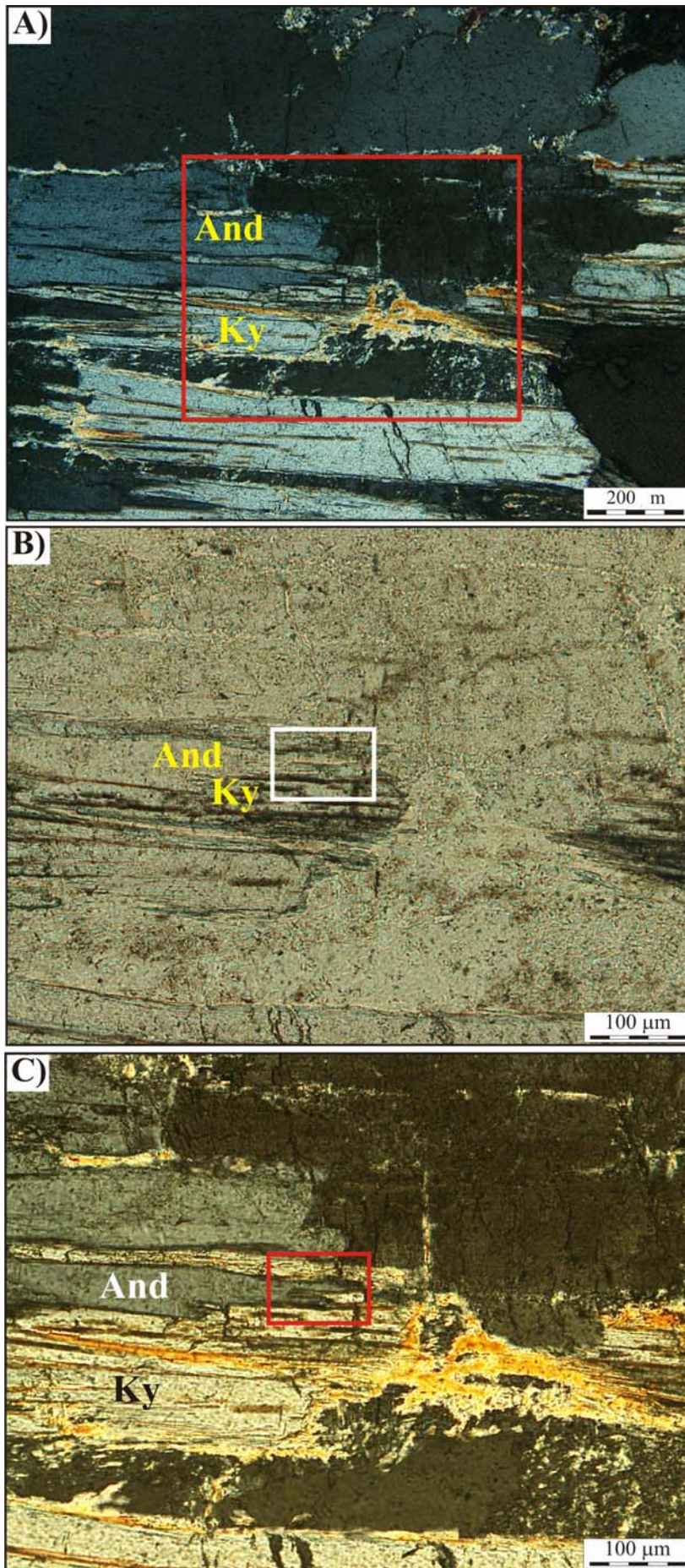


Fig. 4.7. Imágenes ópticas de un reemplazamiento paramórfico de distena por andalucita en la que la escasa distena aparece como pequeños relictos dentro de la andalucita. A) Imagen general. B) y C) Detalles bajo luz transmitida sin y con analizador respectivamente.

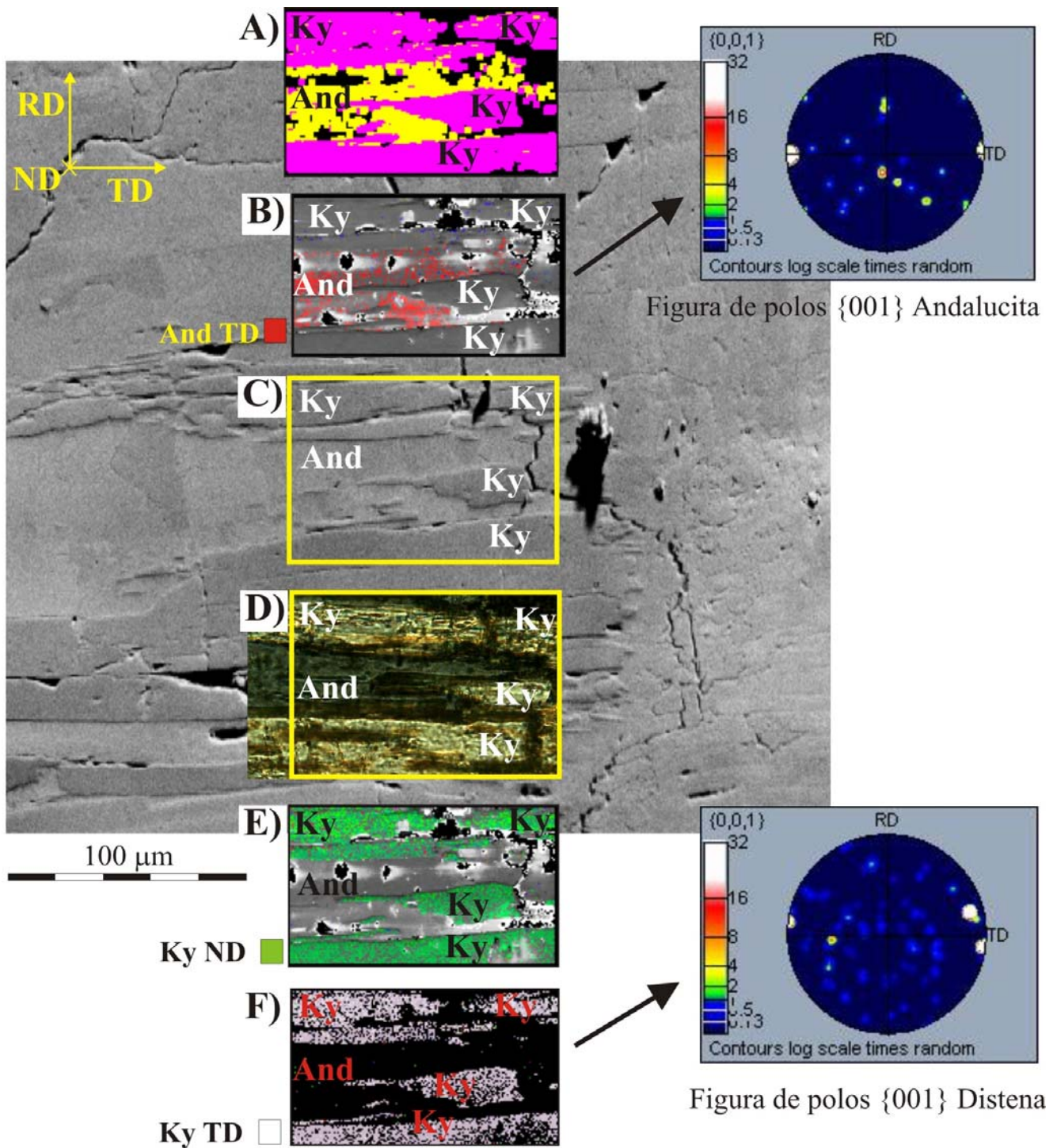


Fig. 4.8. Estudio por EBSD de las zonas marcadas en la figura 4.7. A) Mapa de fases con la andalusita en amarillo y la distena en color morado. B) Orientación de la andalusita según la dirección transversal sobre el mapa de calidad y figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$. C) Imagen electrónica en la que se enmarca la zona estudiada. D) Imagen óptico bajo nicoles cruzados. E) Orientación de la distena según la dirección normal sobre el mapa de calidad. F) Ídem que E) según la dirección transversal y figura de polos para la dirección cristalográfica $\{001\}$ de la distena.

A modo de resumen, las relaciones cristalográficas entre la distena y la andalucita que se deducen de los resultados de EBSD para los diversos ejemplos de reemplazamiento paramórfico presentados permiten concluir que: 1) en la mayor parte de los casos estudiados los ejes cristalográficos c de la distena y de la andalucita son subparalelos; 2) ello es independiente de que la distena presente, o no, defectos de apilamiento; en otras palabras, los defectos de apilamiento no afectan al eje c de la distena, que es compartido con el polimorfo andalucita; 3) por el contrario, estos defectos conllevan un intercambio entre los ejes cristalográficos a y b de la distena; y 4) en algunos de los casos presentados de este reemplazamiento paramórfico de la distena por andalucita se observa que el eje cristalográfico c de la andalucita es oblicuo al eje c de la distena, estando contenido en algún plano paralelo al eje cristalográfico c de la distena.

4.2. Cinética de la transformación de distena a andalucita.

Para que tenga lugar la inversión polimórfica de distena a andalucita en un proceso metamórfico progrado, la presión máxima a la que han estado sometidos estos esquistos debe de estar por debajo del punto triple de los silicatos de aluminio. Además, el gradiente geotérmico debe de ser superior a $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$, que es la pendiente de la línea de equilibrio que separa los campos de la distena y la andalucita en los diagramas de Holdaway (1971) y de Pattinson (1992). Esta transformación en condiciones progradadas fue descrita por Grambling (1981) y Grambling y Williams (1985) en rocas que han sufrido un metamorfismo regional de baja presión. Sin embargo, en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas esta inversión polimórfica suele considerarse relacionada con un proceso de descompresión isoterma (García Casco y Torres Roldán, 1996; Argles et al., 1999). La transformación retrógrada de distena a andalucita fue sugerida por Keller (1968), y luego estudiada también por Kerrick (1988) en segregados con silicatos de aluminio en los Alpes Lepontinos, Suiza. Ambos autores sostienen que el reemplazamiento paramórfico de distena por andalucita tuvo lugar a lo largo de una trayectoria P-T con una progresiva disminución de la presión y de la temperatura.

La justificación de que la transformación de distena a andalucita se relaciona con un metamorfismo progrado se fundamenta en lo siguiente:

1) Nunca se ha descrito en la naturaleza la transformación de sillimanita a andalucita (Kerrick, 1990). Esta transformación sólo podría acontecer durante un metamorfismo retrógrado como el antes supuesto para la transformación de distena a andalucita o bien mediante una descompresión isoterma. De ello se deriva que tales procesos no son capaces de producir la inversión polimórfica entre silicatos de aluminio. Hay, pues, una clara dificultad para superar la barrera de activación en las transformaciones polimórficas de los silicatos de aluminio durante los procesos retrógrados.

2) La barrera de activación en las transformaciones polimórficas de los silicatos de aluminio es muy grande, ya que las transformaciones entre dichos silicatos tienen lugar bajo un fuerte desequilibrio y su cinética es muy lenta. Ello explica la fuerte indeterminación que existe en la localización del punto triple de los silicatos de aluminio, así como la frecuente coexistencia de varios polimorfos en una misma roca metamórfica (Kerrick, 1990).

La causa de la persistencia de fases metaestables hay que buscarla en la llamada, desde antiguo, “plaga de los pequeños incrementos de energía libre” (Fyfe et al., 1958). La razón de la falta de equilibrio en las reacciones entre los silicatos de aluminio se debe a los pequeños cambios de entropía que llevan asociados. Este sería el caso, entre otras, de la transformación de distena en andalucita. Es bien sabido que tanto las velocidades de crecimiento como la de disolución son una función del incremento de energía libre o afinidad de la reacción y que ésta a su vez es función de la variación de entropía (Putnis, 1992). La baja velocidad de las transformaciones polimórficas es debida a que, para un momento dado, sólo un pequeño número de átomos tiene energía suficiente para superar la barrera de la energía de activación. Los análisis físico-matemáticos sobre cómo se distribuye la energía térmica entre las partículas de un sistema para que un átomo pueda adquirir una energía suficiente para superar la barrera de activación llevan a establecer relaciones de tipo Arrhenius entre la velocidad de la reacción y la temperatura (Putnis, 1992). En transformaciones no activadas por la temperatura, la energía necesaria para superar la barrera de activación procede de la presión, que equivale a la energía dividida por el volumen. Pero para que la variación de la presión permita el sobrepaso de la reacción ésta debe de ser positiva, y no negativa como ocurriría en un proceso de descompresión o en un proceso retrógrado.

Por otro lado hay razones para pensar que la barrera de activación del proceso aquí descrito se redujo de alguna manera. Las relaciones cristalográficas anteriormente expuestas indican que la transformación paramórfica de distena a andalucita debió tener un fuerte

control estructural. Las transformaciones en las que la orientación cristalográfica de los productos es heredada o está controlada por la superficie del cristal pre-existente, que constituye el reactante o el catalizador, se denominan topotaxia y epitaxia, respectivamente. Este tipo de transformaciones conllevan una reducción de la energía de activación ya que minimizan la energía de superficie y la energía de deformación (Putnis, 1999; Worden *et al.*, 1987). En otras palabras, el pequeño ΔG o la baja afinidad de la reacción no serían un serio problema si el proceso está cristalográficamente controlado. Por tanto, la reacción debió comenzar en algún lugar especial, que pudo ser una superficie específica dentro de la estructura cristalina, donde hubiere una mayor energía por unidad de volumen; ello habría permitido superar la barrera de activación, al menos localmente.

En los cristales de distena transformados a andalucita aparecen defectos de apilamiento (Fig. 4.2E). Los defectos son zonas de alta energía en el cristal, y por tanto susceptibles de favorecer el inicio de la transformación de distena a andalucita. A continuación se analizarán brevemente estos defectos de apilamiento y su posible relación con la transformación polimórfica aquí estudiada.

En la figura 4.9 se muestra una proyección, sobre el plano cristalográfico (110) de la distena, de las diversas capas densamente empaquetadas (llamadas **a**, **b** y **c**, por el tipo de apilamiento) que conforman el empaquetamiento cúbico compacto de la sub-red aniónica de la distena. En la figura 4.10 se muestra la secuencia de apilamiento que explicaría las relaciones cristalográficas observadas en la figura 4.2E para la distena. En la figura 4.10 se indican también las orientaciones de los ejes cristalográficos en los diversos dominios coherentes del cristal.

En la figura 4.11A se propone un modelo para la transformación paramórfica de distena a andalucita. Según este modelo, los cristales de andalucita crecieron con sus ejes cristalográficos *c* paralelos al plano (110) de la distena. La transformación se interpreta como un proceso de tipo epitáctico, sobre la base de que: 1) existen defectos planares o bidimensionales paralelos al plano (110) de la distena en aquellos cristales que están parcialmente transformados a andalucita; 2) los datos de la literatura relativos a reemplazamientos topotácticos entre silicatos de aluminio indican que sólo se observa una única orientación cristalográfica en los productos de la reacción (Hülsmans *et al.*, 2000; Cesare *et al.*, 2002). Por el contrario, en nuestro caso observamos dos orientaciones diferentes en la andalucita que reemplaza la distena (Figs. 4.1, 4.2, 4.3 y esquema en la Fig. 4.11B). En

cualquier caso, una distinción segura entre epitaxia y topotaxia no es totalmente clara en el caso estudiado ya que el sustrato no es inerte y la andalucita se forma por descomposición de la distena, la cual controla la orientación inicial de la andalucita para posteriormente desaparecer.

Fig. 4.9. Capas densamente empaquetadas de tipo *a* (azul), *b* (rojo) y *c* (verde) que configuran el empaquetamiento cúbico compacto de la sub-red aniónica de la distena. Cada una de estas tres capas paralelas al plano cristalográfico (110) se apila una encima de otra según una secuencia *abc*. En la figura también se indican algunas de las distancias interatómicas OO dentro de la capa *a*.

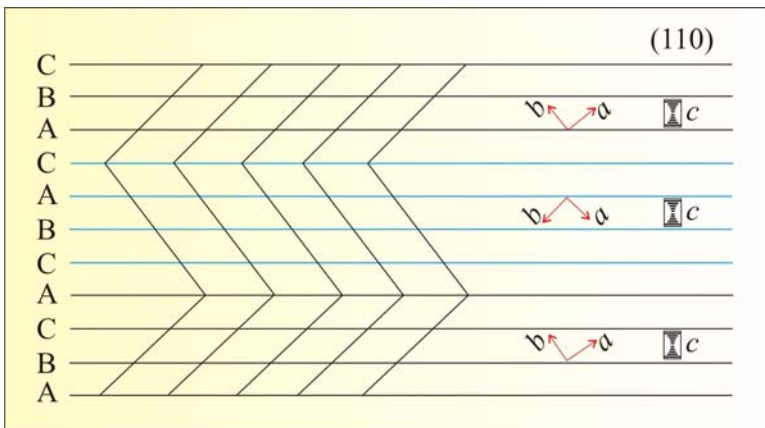
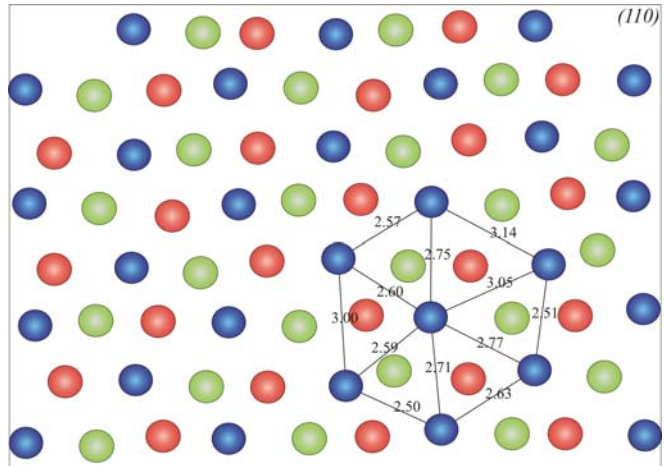


Fig. 4.10. Secuencia de apilamiento que se correspondería con las orientaciones cristalográficas que se muestran en la figura 4.2E para la distena. En la figura se indican además las orientaciones de los tres ejes cristalográficos (*a*, *b* y *c*) en los diferentes dominios coherentes del cristal de distena, así como la traza de los planos (110).

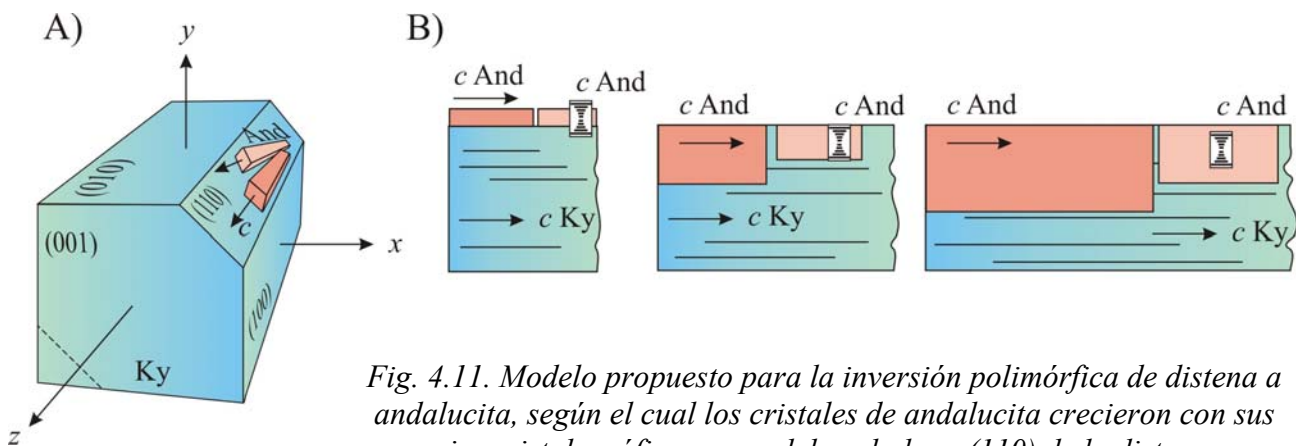


Fig. 4.11. Modelo propuesto para la inversión polimórfica de distena a andalucita, según el cual los cristales de andalucita crecieron con sus ejes cristalográficos *c* paralelos al plano (110) de la distena.

5. REEMPLAZAMIENTO DE ANDALUCITA POR DISTENA EN LOS GNEISES.

En este capítulo se presenta un estudio detallado por EBSD de porfiroblastos de andalucita de gneises ultramiloníticos (Fig. 3.44), porfiroblastos que son precinemáticas de D_3 y que aparecen transformados a distena sincinemática de D_3 . Esta transformación no se ha descrito, hasta ahora, en los basamentos Alpujárrides, y su existencia tiene importantes consecuencias para el esclarecimiento de la historia geológica de la región (Ver Capítulo 12).

5.1. Análisis por EBSD.

En la figura 5.1 se ilustra un porfiroblasto de andalucita fuertemente alargado según una lineación que se ha hecho coincidir con la dirección RD del plano de la muestra. En la parte superior de la imagen general (figura 5.1A) aparece una franja oscura de alto relieve que corresponde a distena de muy pequeño tamaño de grano. En las figuras generales 5.1B, 5.1C y la figura de detalle 5.1D se indica el área estudiada por EBSD. En ellas se puede observar cómo en la parte inferior izquierda del porfiroblasto de andalucita aparece una especie de entrante que, como se verá a continuación, se trata de una zona del cristal de andalucita que ha sido reemplazada por distena. En la figura 5.1D se aprecia cómo los cristalitos de distena que reemplazan el cristal de andalucita a lo largo de esa zona en forma de V también aparecen en el borde izquierdo del porfiroblasto de andalucita y en la matriz cuarzosa adyacente.

Los resultados de EBSD obtenidos en la zona seleccionada se presentan en las figuras 5.2 y 5.3. En ellas se observa cómo lo que antes fue un monocristal de andalucita en la actualidad aparece fragmentado (a causa de la deformación D_3) en numerosos subgranos limitados por bordes de bajo ángulo y fracturas subparalelas al eje cristalográfico c de la andalucita. De los diversos mapas de orientación de EBSD de la figura 5.3 y de las imágenes ópticas se deduce que el cristal de andalucita está fuertemente poligonalizado como resultado de la deformación. Debido a ello, el eje cristalográfico c , que se orienta subparalelo a la dirección RD del plano de la muestra, presenta una importante dispersión angular respecto a la dirección N-S como se ve en la figura de polos (Fig. 5.2E). Por su parte, los cristalitos de distena que reemplazan a la andalucita a lo largo de la zona mostrada en las imágenes de las figuras 5.2A-D y 5.2F, se orientan (al igual que sucede en el porfiroblasto de andalucita) con

sus ejes cristalográficos c subparalelos a la dirección RD del plano de la muestra, aunque en este caso el grado de desorientación es bastante mayor (Fig. 5.2F).

El grado de desorientación con respecto a la lineación L_3 que presentan los pequeños cristales de distena que reemplazan a la andalucita es equivalente al que presentan los pequeños prismas alargados de distena sincinemáticos de D_3 que se forman en la matriz del gneis ultramilonítico (Fig. 5.4).

5.2. Cinética de la transformación.

Es sabido que el grado de deformación de las rocas afecta a la cinética de las reacciones metamórficas que tienen lugar en ellas. La deformación influye sobre la cinética de las reacciones metamórficas: 1) aumentando la velocidad de la reacción; y 2) creando lugares favorables de alta energía, donde las reacciones van a acontecer de manera preferente (Flinn, 1965; Brodie y Rutter, 1985; Yund y Tullis, 1991; Williams, 1994; Wintsch *et al.*, 1995; Baxter y De Paolo, 2004; Barnhoorn *et al.*, 2005; Holyoke y Tullis, 2006; de Rhonde y Stunitz, 2007). La deformación favorece: 1) la disolución de fases metaestables que persisten fuera de su campo de estabilidad; y 2) la formación de minerales en la matriz, los cuales representan la asociación de equilibrio para el pico térmico del evento metamórfico en cuestión.

La relación entre la blastesis de distena y la deformación de la andalucita es clara en el caso que hemos presentado. La deformación produjo la disolución de los porfiroblastos de andalucita, que hasta el momento habían persistido de manera metaestable en estas rocas, con lo que hubo gran disponibilidad de material de composición aluminosilicatada para formar distena de acuerdo con las nuevas condiciones metamórficas. La deformación favorece también los procesos de transporte de tipo difusivo y convectivo, y ello sin duda promovió la formación de distena, que pasó a ser el nuevo polimorfo estable en condiciones cercanas al pico metamórfico. Por tanto, sin el concurso de la fuerte deformación que afectó a los gneises ultramiloníticos la transformación de andalucita a distena aquí descrita difícilmente hubiese podido tener lugar. En definitiva, gracias a la deformación la energía de activación de la transformación de andalucita a distena pudo ser superada. El exceso de energía que conlleva la activación de la transformación fue aportado, en este caso, por las presiones dirigidas

asociadas al proceso de deformación, ya que la presión puede expresarse como energía por unidad de volumen, tal y como se ha dicho con anterioridad.

La secuencia de cristalización de los diversos silicatos de aluminio estudiados en el presente caso debe de tener en consideración no sólo el papel que la deformación desempeña en la transformación y la preservación de los polimorfos. En capítulos anteriores (2 y 3) se ha mostrado claramente que, en los gneises ultramiloníticos, la práctica totalidad de los cristales magmáticos de feldespato potásico que constituían el protolito granítico (granito de megacristales) del Complejo Gneísico de Torrox llegan a desaparecer. Sin embargo, en otras zonas del ortogneis los cristales de feldespato parecen no estar demasiado afectados, al menos aparentemente, por la deformación: así, es frecuente que se preserve completamente el hábito original de muchos cristales, y también la macla de Carlsbad en la ortosa (Figs. 2.34C y 2.34D). Algo análogo parece haber ocurrido con los cristales metamórficos de andalucita, en los cuales ciertas orientaciones de los cristales con respecto a las direcciones de los esfuerzos principales han permitido su preservación. En estos casos los cristales aparecen afectados por procesos de deformación plástica. La importancia de los deslizamientos paralelos al eje cristalográfico c en los tres polimorfos andalucita, distena y silimanita ha quedado bien demostrada mediante experimentos de deformación en el laboratorio (Raleigh, 1965; Boland *et al.*, 1977; Menard *et al.*, 1979; Doukhan y Christie, 1982; Doukhan y Paquet, 1982; Doukhan *et al.*, 1985; Goergen *et al.*, 2008) y también mediante observación de los polimorfos deformados de forma natural (Lefebvre y Menard, 1981). A partir de estas observaciones se propone aquí que una orientación cristalográfica favorable de los cristales de andalucita permitió la relajación de los esfuerzos mediante la activación de sistemas de deslizamiento paralelos al eje c en la andalucita. Ello explicaría que cristales de andalucita como los de las figuras 5.1, 5.2 y 5.3, que muestran un comportamiento plástico frente a la deformación, sólo sufrieran procesos de disolución parcial. De esta manera los cristales de andalucita han podido persistir a la transformación.

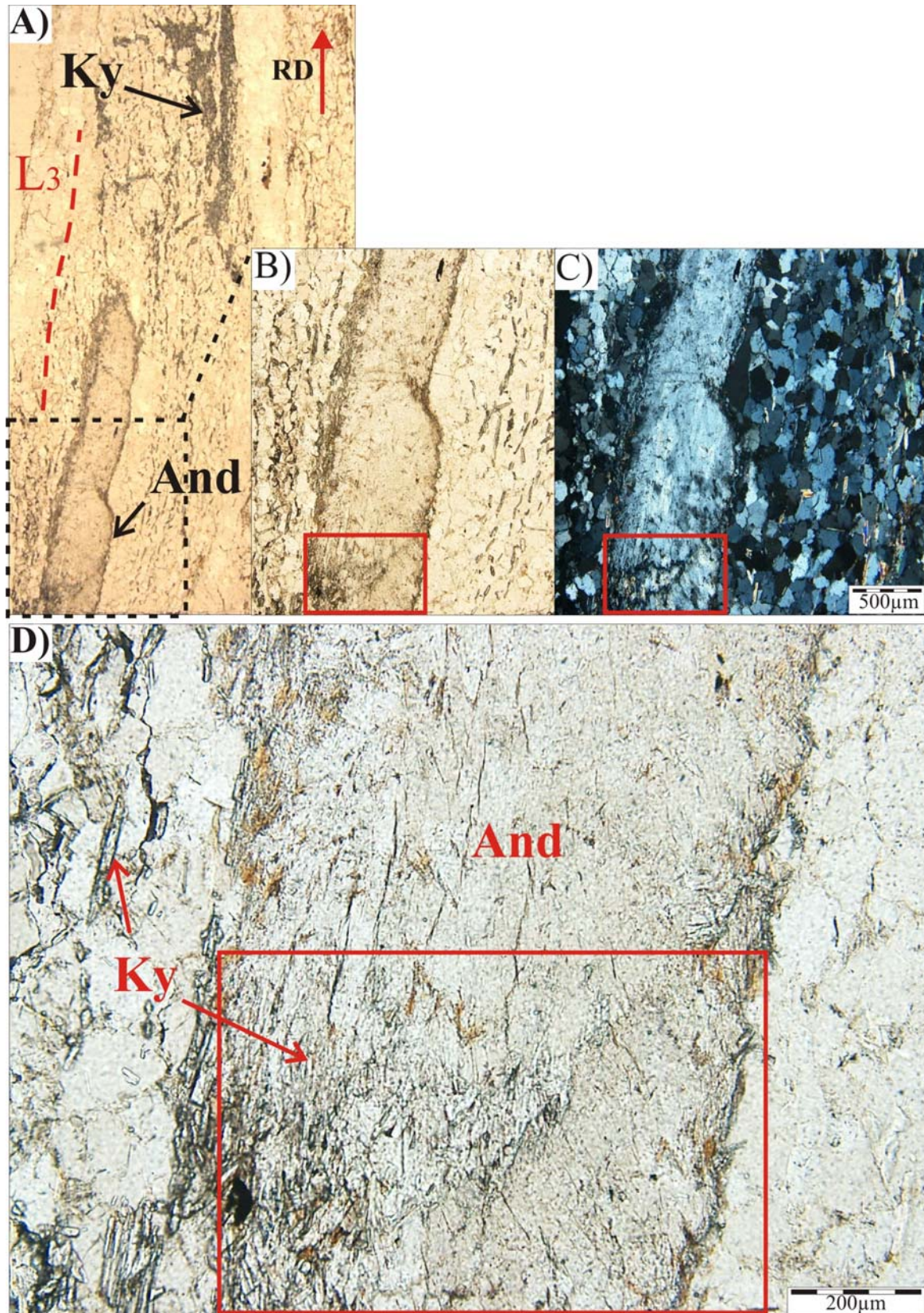
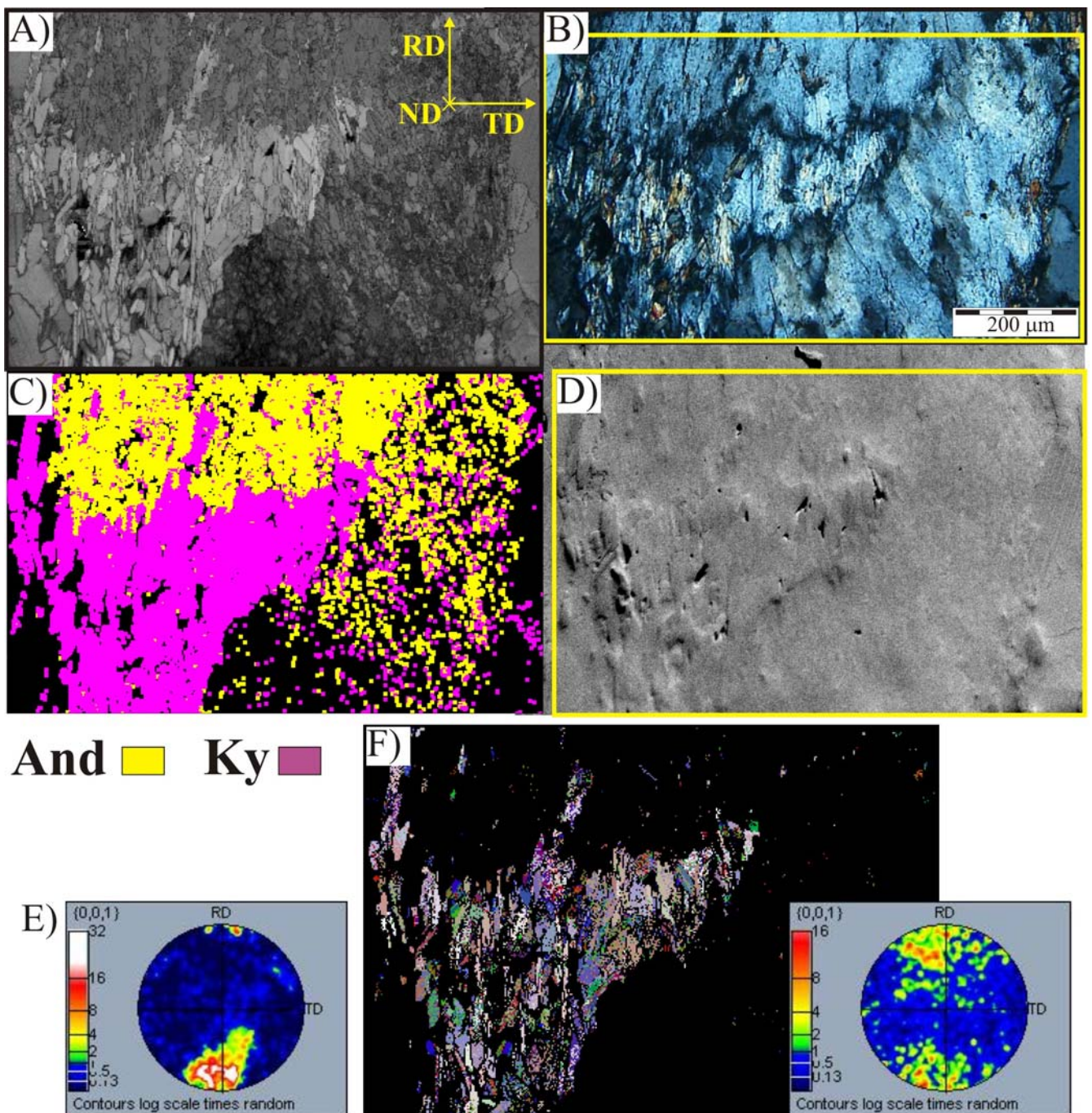


Fig. 5.1. Imágenes ópticas de un porfiroblasto de andalucita precinemática de D_3 y alargado según la lineación L_3 , que coexiste en un gneis ultramilonítico con pequeños cristalitas de distena sincinemática. En la zona enmarcada tiene lugar el reemplazamiento del monocristal de andalucita por un agregado policristalino de distena. La zona en donde se produce la transformación va penetrando dentro del cristal deformado de andalucita como una cuña. El área marcada se ha estudiado por EBSD. La lineación L_3 coincide con la dirección de buzamiento o rodamiento (RD) del estudio de EBSD.



And ■ Ky ■

Figura de polos {001} Andalucita

Figura de polos {001} Distena

Fig. 5.2. Resultados de EBSD de la zona que aparece enmarcada en la figura 5.1. A) Mapa de calidad en donde se marcan las direcciones normal (ND), transversal (TD) y de buzamiento o rodamiento (RD) respecto al plano de la muestra. B) Imagen óptica de luz transmitida con analizador en donde se aprecia una fuerte extinción ondulante para el cristal de andalucita. C) Mapa de fases con la andalucita en amarillo y la distena en color morado. D) Imagen electrónica. E) Figura de polo {001} para la andalucita. F) Mapa de orientación de la distena según la dirección RD y su figura de polo {001}.

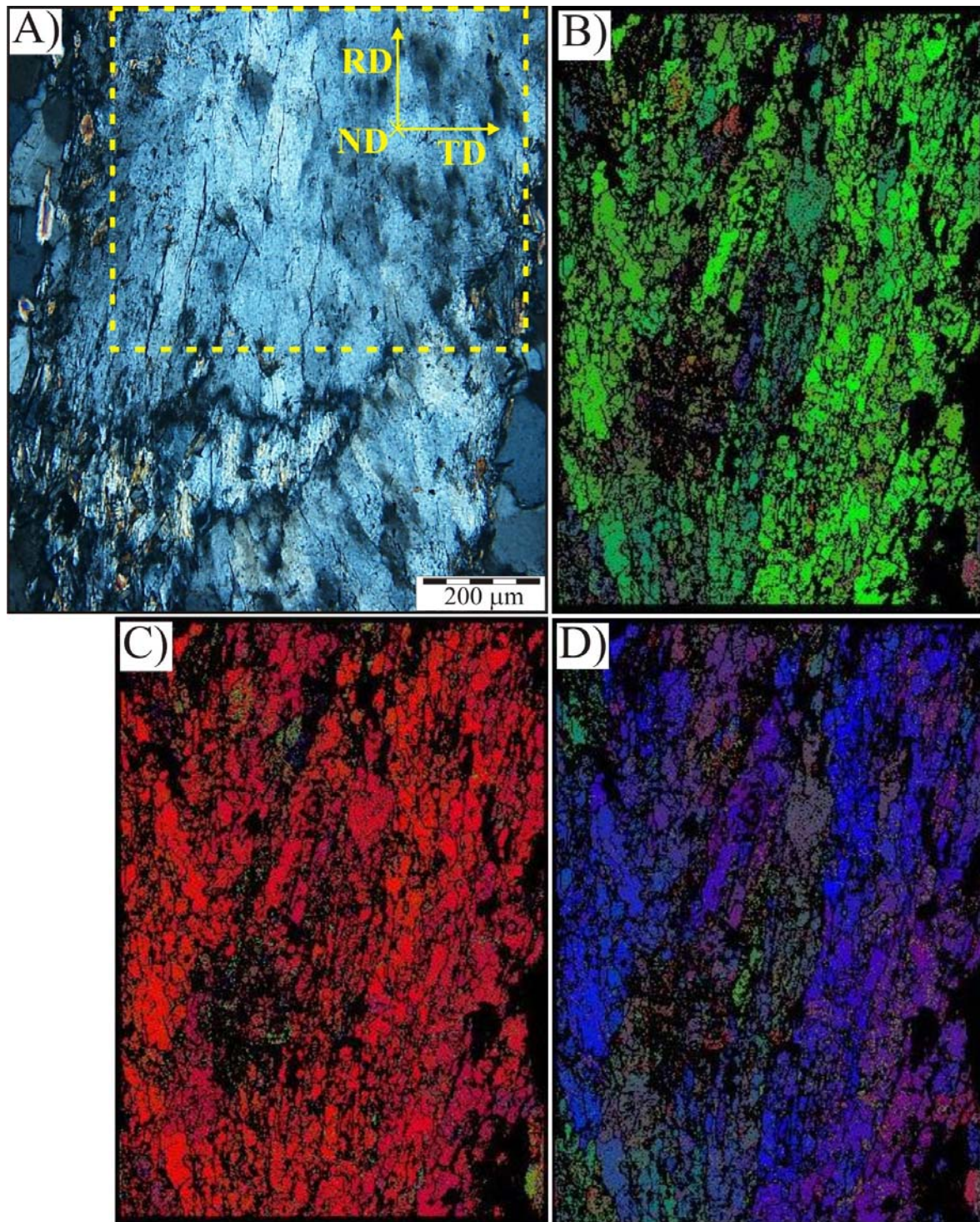


Fig. 5.3. Monocristal muy deformado de andalucita con una notable fracturación paralela al eje c de la andalucita, según se aprecia tanto ópticamente en la imagen con nícoles cruzados (A), como en el estudio EBSD: imágenes de orientación según las direcciones normal (ND) (B), rolling (RD) (C) y transversal (TD) (D).

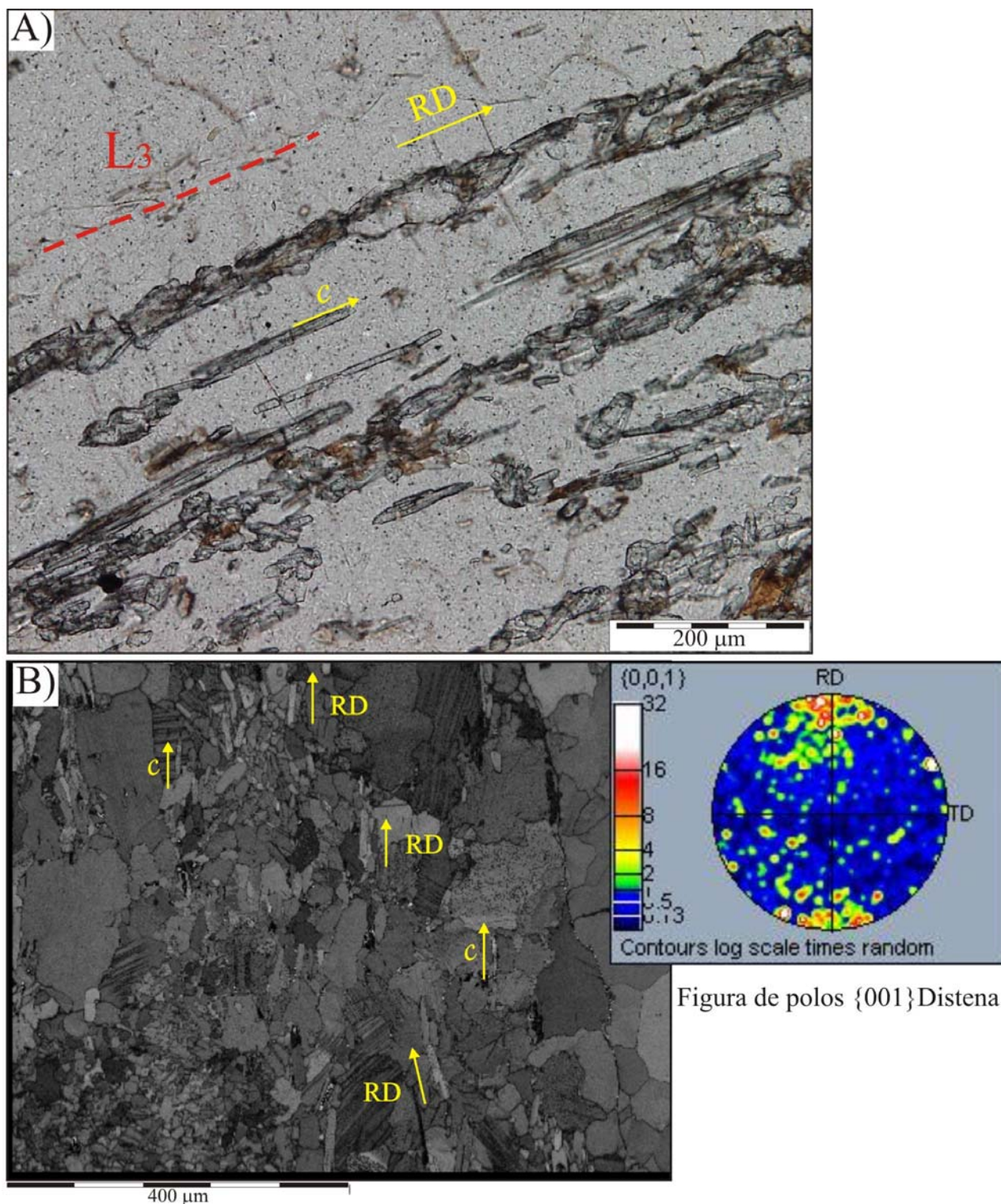


Figura de polos $\{001\}$ Distena

Fig. 5.4. Pequeños prismas sincinemáticos de distena de la matriz que aparecen orientados con sus ejes cristalográficos c según la lineación L_3 de la roca, coincidente con la dirección RD del estudio de EBSD: A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador. B) Imagen de calidad en donde se ha marcado la orientación del eje cristalográfico c de algunos cristalitas de distena, los cuales aparecen en un color más claro en esta imagen; y figura de polo $\{001\}$ para la distena.

6. REEMPLAZAMIENTO DE ANDALUCITA POR DISTENA EN ESQUISTOS.

En la figura 6.1 se muestra un aspecto general de los cristales quiastolíticos de andalucita de los esquistos grafitosos suprayacentes al Complejo Gneísico de Torrox. Algunos de quiastolitos aparecen rodeados por una aureola moscovítica, como es el caso del porfiroblasto de andalucita de la parte inferior de esa imagen. Como se verá a continuación, una transformación de andalucita a distena, análoga a la descrita para los gneises ultramiloníticos, también tiene lugar en los esquistos grafitosos suprayacentes al ortogneis.

Como ya se indicó en el capítulo 3 de la presente memoria, los cristales de andalucita de los esquistos grafitosos pueden llegar a tener tamaño centimétrico, y suelen desarrollar hábitos de tipo quiastolítico. Los prismas de andalucita crecen con texturas palmeadas sobre la foliación S_2 ; de manera que este crecimiento se interpreta como de tipo estático y postcinemático de esa foliación, que en muchos casos se suele considerar como la principal, o al menos, la más evidente en el campo. También se ha visto en apartados precedentes que estos cristales postcinemáticos de D_2 están afectados por una posterior deformación D_3 . Esta última es responsable de la formación, dentro de los cristales de andalucita, de dominios de subgranos con orientaciones cristalográficas diferentes entre ellos. Estos dominios suelen estar separados unos de otros por bordes de bajo ángulo, como se ve en la figura 6.2; la cual muestra un cristal de andalucita de tipo quiastolítico rodeado por una corona de moscovita. En este cristal se observa cómo dos de las cuatro ramas del quiastolito están fuertemente aplastadas, mientras las otras dos aparecen dentadas con inclusiones de moscovita perpendiculares a las caras $\{110\}$ del cristal. Las imágenes ópticas con nícoles cruzados muestran una extinción variable (ondulante) de lo que originalmente fue un monocristal de andalucita, lo que evidencia que, al igual que los cristales de andalucita del gneis, los porfiroblastos de andalucita del esquisto han experimentado un fuerte proceso de deformación.

A continuación se estudiará en detalle el cristal de andalucita con borde moscovítico de las figuras 6.1 y 6.2 por EBSD y EDX. Los cristales de andalucita con corona de moscovita, como el ya mostrado en la figura 3.11 del capítulo 3 de petrografía general, tienen la particularidad de estar parcialmente transformados a distena, transformación que será ilustrada ampliamente en la siguiente sección.



Fig. 6.1. Aspecto general de los quiastolitos de andalucita de los esquistos grafitosos, suprayacentes al ortogneis de Torrox. El cristal de la parte inferior presenta borde moscovítico mientras que el de la parte superior no.

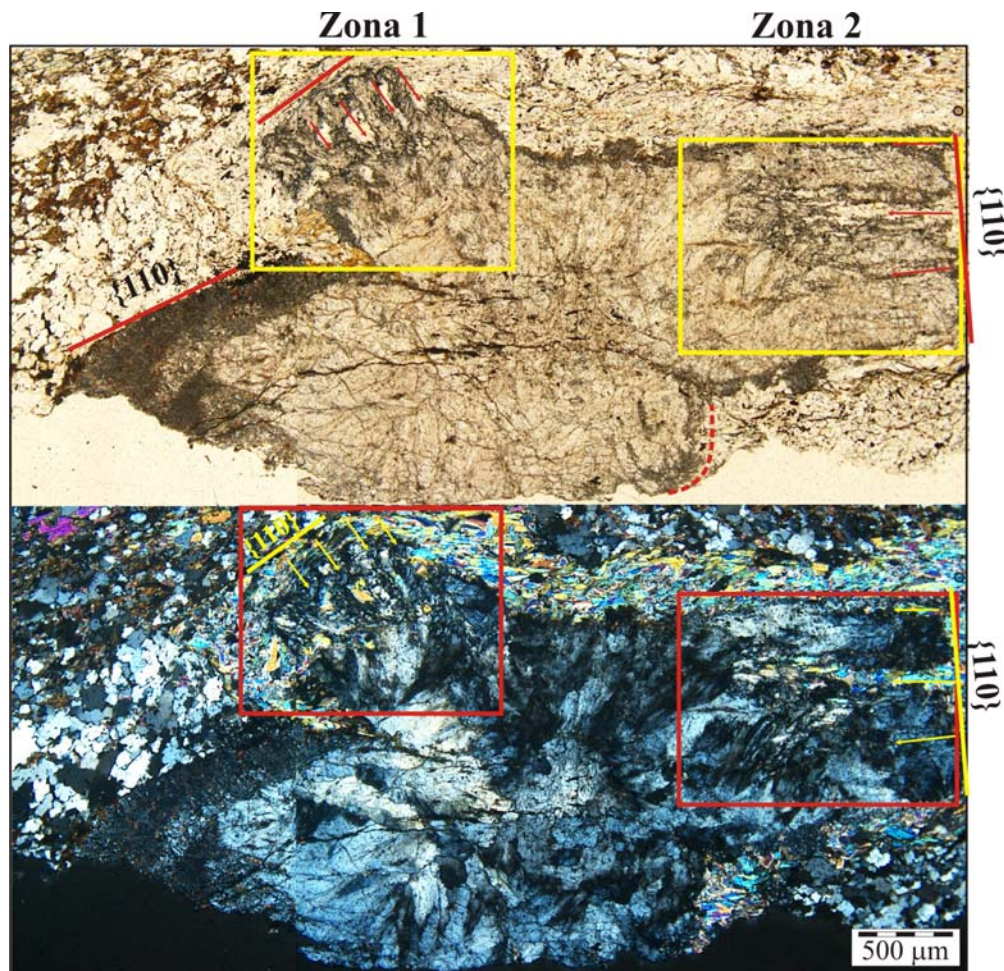


Fig. 6.2. Imágenes ópticas del quiastolito de andalucita con borde moscovítico en donde se señalan las zonas que han sido estudiadas en detalle por EBSD. Dos de las ramas del quiastolito están aplastadas, y las otras aparecen denticuladas con entrantes que se desarrollan perpendiculares a la traza de las caras prismáticas $\{110\}$ de la andalucita.

6.1. Análisis por EBSD.

En la figura 6.3 se muestran las orientaciones cristalográficas de cuatro dominios de subgrano dentro una rama dentada de un quiastolito de andalucita, concretamente se trata de la rama de la zona denominada 1 en el quiastolito de la figura 6.2. La figura 6.4 muestra cómo la distena reemplaza a la andalucita desde la matriz hacia el interior del cristal de andalucita en la rama dentada (zona 1 de la figura 6.2). En la figura 6.4 se indican también, mediante flechas, las zonas donde se encuentra la moscovita del borde, que forma bandas dentro de las porciones transformadas a distena, las cuales se desarrollan perpendiculares a las caras $\{110\}$ originales de la andalucita. Los resultados del análisis por EBSD de la otra rama dentada del quiastolito, marcada en la figura 6.2 como zona 2, se presentan en las figuras 6.5 y 6.6, y son equivalentes a los mostrados en la figuras 6.3 y 6.4 respectivamente.

6.2. Análisis de fases por EDX.

El estudio anterior por EBSD se ha puesto de manifiesto importantes relaciones texturales entre los polimorfos andalucita y distena. En esta sección se ilustrarán las relaciones texturales entre las fases minerales moscovita, biotita y cuarzo que aparecen en relación con el quiastolito de la figura 6.2. Para ello se han realizado una serie de mapas composicionales además de la imagen de electrones retrodispersados del quiastolito y la matriz adyacente (Fig. 6.7). A partir de los mapas de distribución de los elementos químicos se han obtenido mapas de distribución de las fases de interés mediante un análisis algebraico realizado sobre los diagramas composicionales de Si-Al-K. Los mapas de fases así obtenidos muestran la distribución de minerales como la moscovita, el cuarzo de la matriz, la biotita y el silicato de aluminio, así como una fase mezcla que, por su composición, se trata de andalucita con abundantes inclusiones de cuarzo (Fig. 6.8).

Del análisis composicional (Fig. 6.7) y mineralógico (Fig. 6.8) del quiastolito se deduce lo siguiente: a) las dos ramas dentadas del quiastolito aparecen bordeadas por un segregado de moscovita; b) las dos ramas del quiastolito de andalucita fuertemente deformadas contienen gran número de inclusiones de cuarzo; c) la biotita y el cuarzo se segregan preferentemente en la matriz.

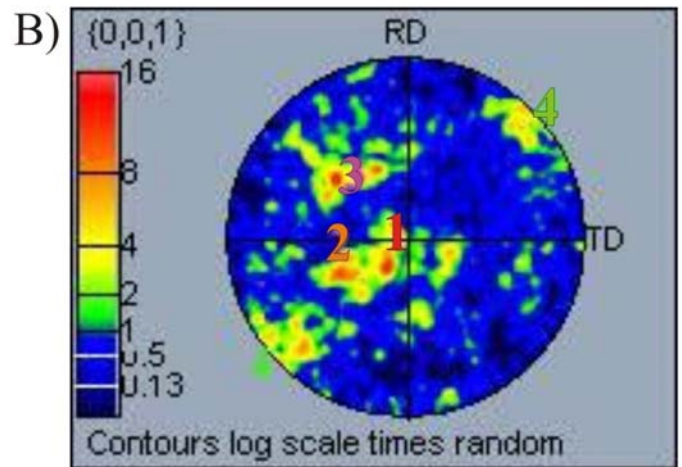
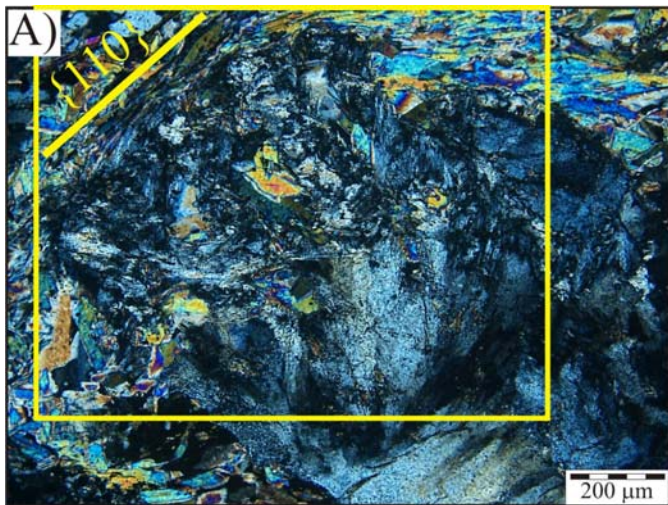


Figura de polos $\{001\}$ Andalucita

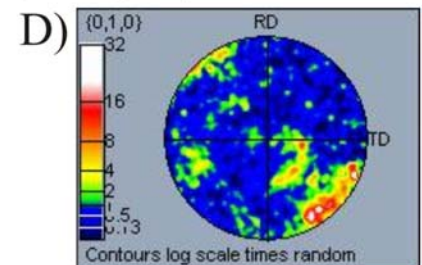
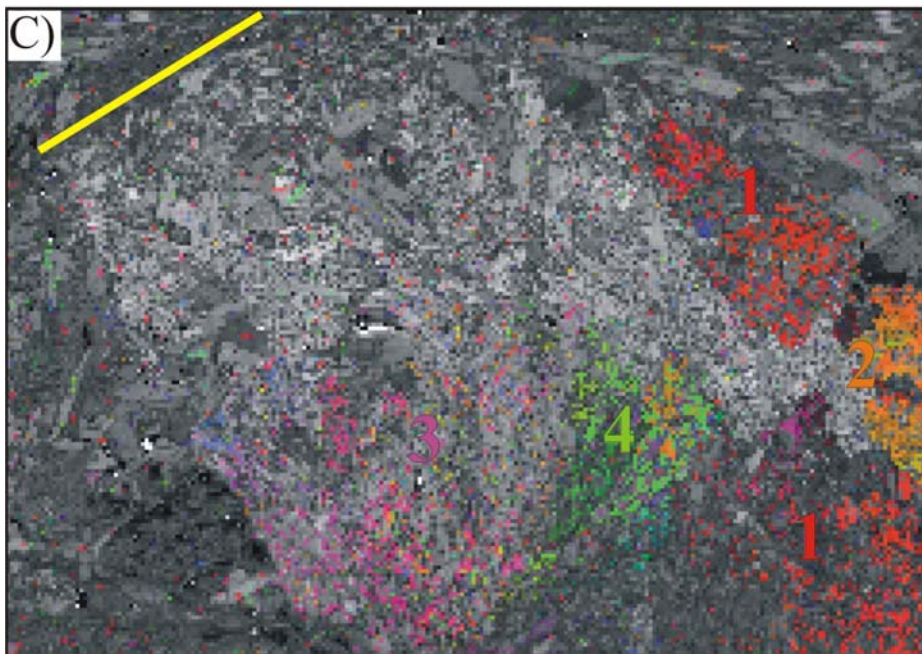


Figura de polos $\{010\}$ Andalucita

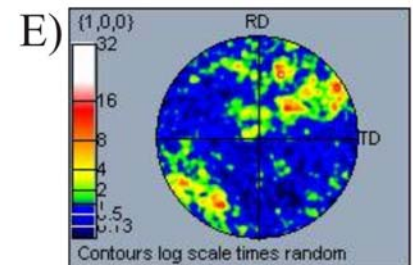


Figura de polos $\{100\}$ Andalucita

Fig. 6.3. Resultados de EBSD para la andalucita de la rama de la zona 1 del quistolito de la figura 6.2. A) Imagen óptica con nicoles cruzados en donde se ha marcado la traza de la cara (110) o equivalente $\{110\}$. B) Figura de polo $\{001\}$ para la andalucita en donde se han diferenciado cuatro dominios en función de sus orientaciones cristalográficas. C) Imagen de calidad con andalucita según la dirección normal (ND). D) y E) Figuras de polo $\{010\}$ y $\{100\}$ respectivamente para la andalucita.

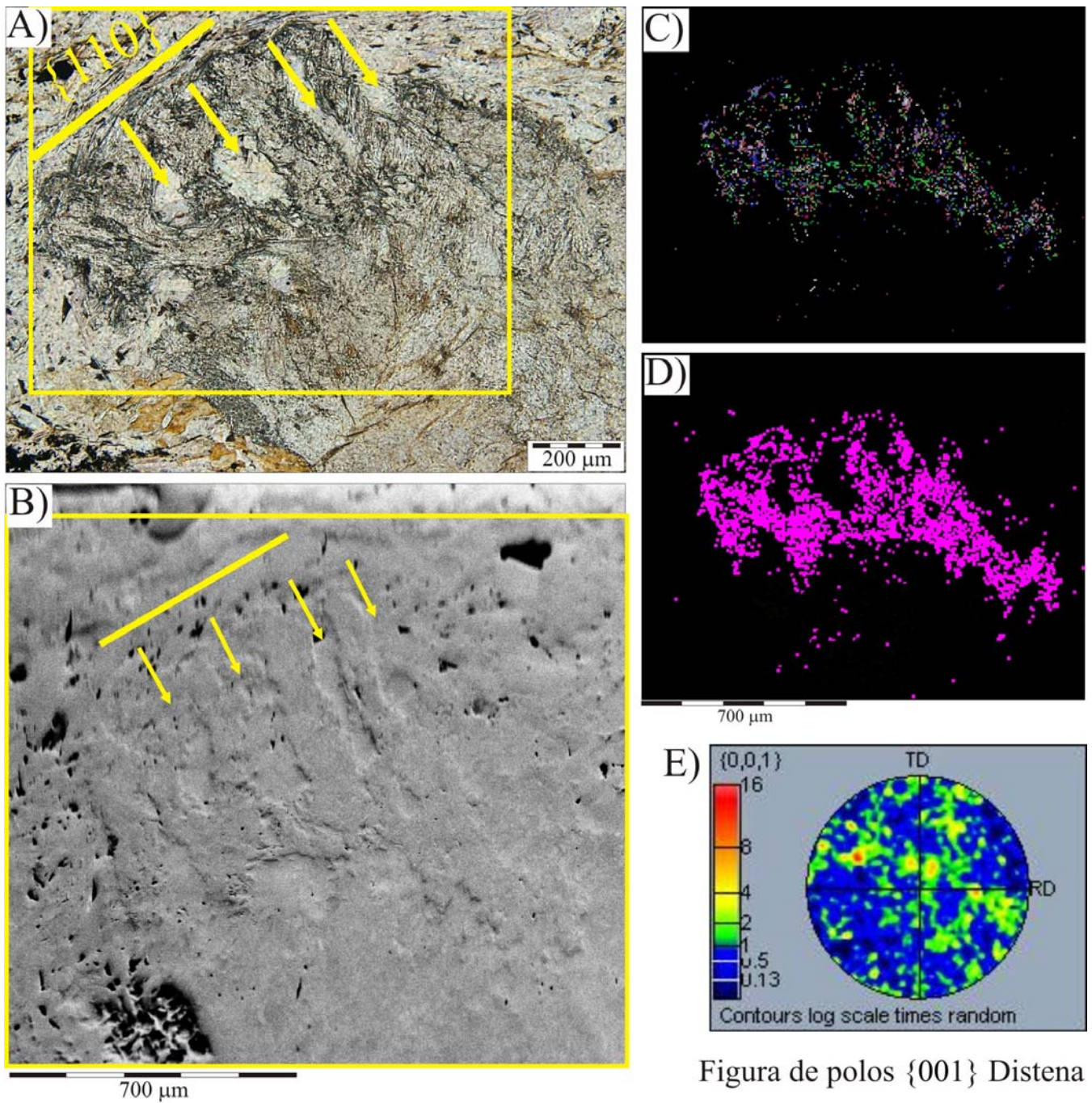


Figura de polos $\{001\}$ Distena

Fig. 6.4. Resultados de EBSD para la distena que reemplaza a la andalucita de la rama de la zona 1 del quiastolito de la figura 6.2. A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador en donde se ha marcado la traza original de la cara (110) o equivalente de la andalucita. Las flechas señalan la dirección de las bandas de moscovita intercaladas con las de distena, que son perpendiculares a la traza de las caras prismáticas originales de la andalucita. B) Imagen electrónica. C) Mapa de orientación de la distena según la dirección RD. D) Mapa de fase de la distena. E) Figura de polo $\{001\}$ para la distena.

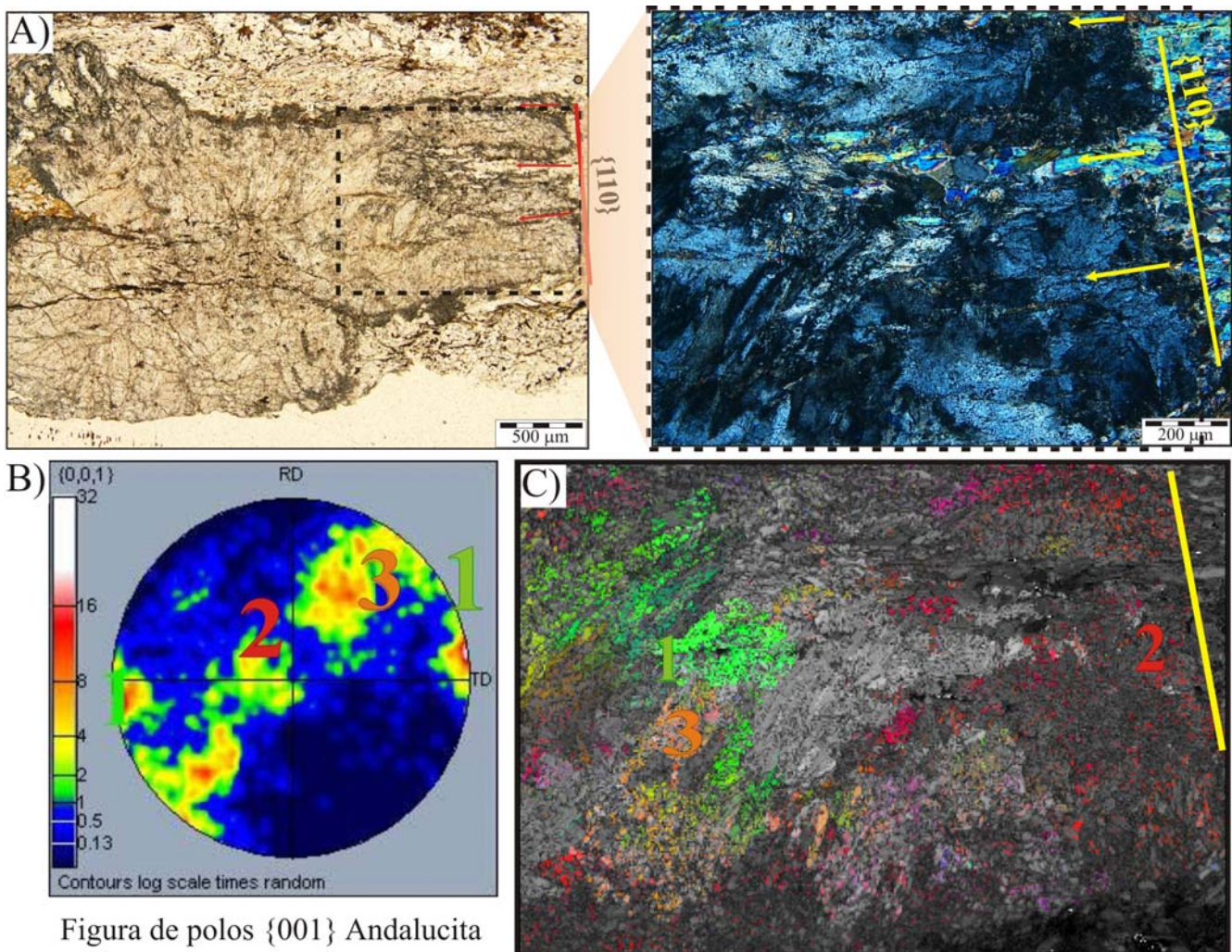


Figura de polos $\{001\}$ Andalucita

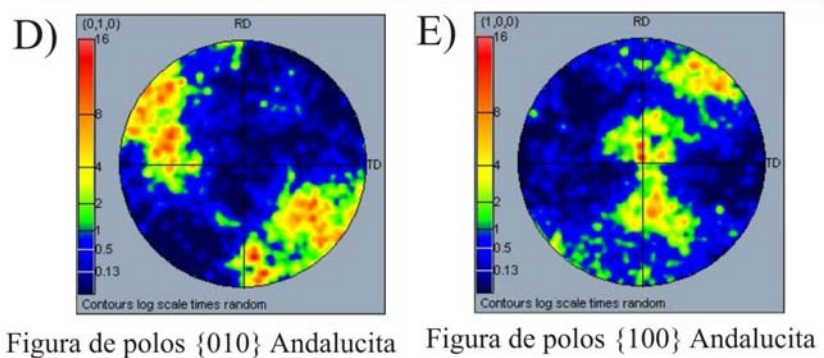


Figura de polos $\{010\}$ Andalucita

Figura de polos $\{100\}$ Andalucita

Fig. 6.5. Resultados de EBSD para la andalucita de la rama de la zona 2 del quistolito de la figura 6.2. A) Imágenes ópticas sin y con analizador en donde se marca la traza de la cara (110) o equivalente $\{110\}$. B) Figura de polo $\{001\}$ para la andalucita en donde se han diferenciado tres dominios en función de sus orientaciones cristalográficas. C) Imagen de calidad con andalucita según la dirección normal (ND). D) y E) Figuras de polo $\{010\}$ y $\{100\}$ respectivamente para la andalucita.

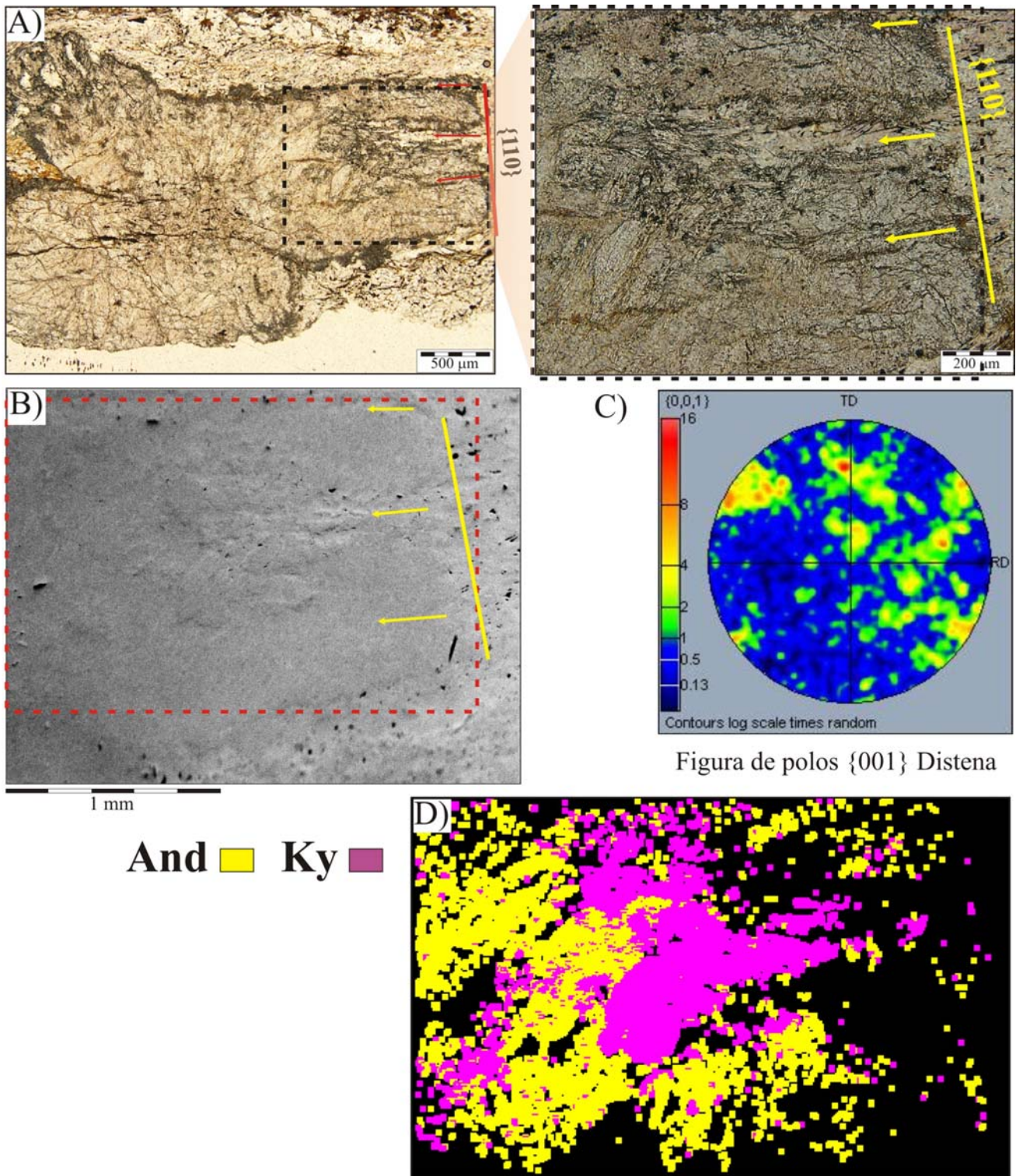


Fig. 6.6. Resultados de EBSD para la distena que reemplaza a la andalucita de la rama de la zona 2 del quiasolito de la figura 6.2. A) Imágenes ópticas de luz transmitida sin analizador en donde se ha marcado la traza original de la cara (110) o equivalente $\{110\}$ de la andalucita. Al igual que en la figura anterior las flechas marcan la dirección de las bandas de moscovita intercaladas con las de distena. B) Imagen electrónica. C) Mapa de fases con distena en color morado y andalucita en amarillo. D) Figura de polo $\{001\}$ para la distena.

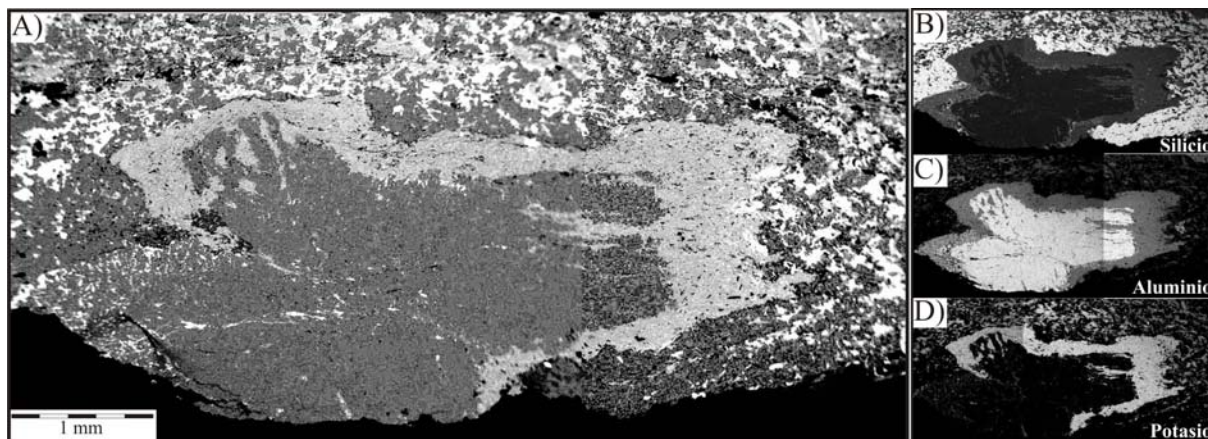


Fig. 6.7. A) Imagen de electrones retrodispersados del quiastolito de andalucita y los segregados minerales que aparecen en relación con él. B) Mapa de rayos X correspondiente al Silicio. C) y D) Ídem de Aluminio y Potasio, respectivamente.

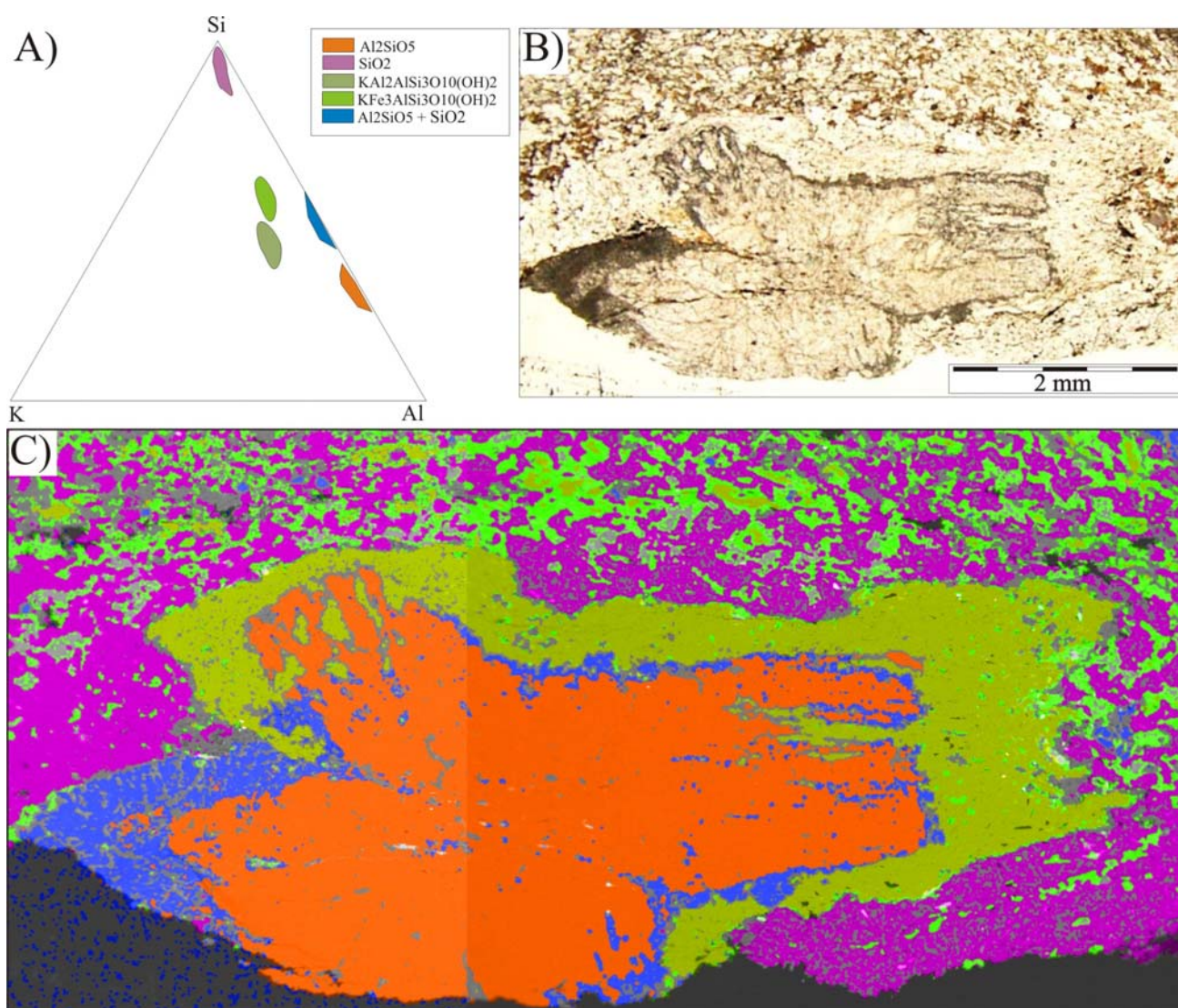


Fig. 6.8. A) Diagrama ternario Si-Al-K donde se puede diferenciar las diversas fases del segregado mineral. B) Imagen óptica comparativa. C) Mapa de las fases individualizadas en el diagrama ternario (A).

6.3. Mecanismo de la reacción.

Los estudios anteriores por EBSD y EDX de los quiastolitos de andalucita de los esquistos grafitosos indican que hay una relación entre el reemplazamiento del cristal de andalucita por distena y el crecimiento de los segregados minerales. Las ramas que no han sufrido la transformación a distena presentan numerosas inclusiones de cuarzo, por lo que cabe pensar que éstas desempeñen algún papel en la posterior transformación a distena. Donde la transformación de andalucita a distena ha tenido lugar, se observa que aparecen subproductos o intermediatos de la reacción, como la moscovita de la corona y la biotita y el cuarzo de la matriz, que deben desempeñar algún tipo de efecto catalítico sobre la transformación. En el mecanismo de desarrollo de la reacción que aquí se propone a partir de los resultados texturales presentados anteriormente, se supone que las ramas deformadas del quiastolito de andalucita presentaban inclusiones de cuarzo localizadas según bandas perpendiculares a las caras $\{110\}$ de la andalucita (Fig. 6.9A). Estas bandas con inclusiones de cuarzo suponen una zona de debilidad dentro del monocristal de andalucita fuertemente afectado por la deformación. Todo ello favoreció el desarrollo de bordes de grano dentro del quiastolito, los cuales constituyen caminos que facilitan la rápida difusión de las especies químicas disueltas desde y hacia la matriz (Manning, 1974). Por estos bordes de grano perpendiculares a las caras prismáticas $\{110\}$ de la andalucita debió penetrar una solución acuosa alcalina, probablemente resultado de la disolución de la moscovita de la matriz adyacente al porfiroblasto de andalucita (Fig. 6.9B), la cual se regeneró en el frente de reacción dentro de la andalucita según la reacción (1) de la figura 6.9. La distena que reemplaza a la andalucita no se formó directamente a partir de esta última, a pesar de que ambos polimorfos se localizan uno adyacente al otro (Fig. 6.9C); sino que lo hace a partir de la moscovita, que constituye un intermedio en la reacción (2) de la figura 6.9. La reacción (3) es la suma de las subreacciones (1) y (2) y corresponde a la transformación polimórfica de andalucita a distena.

Las texturas también indican que la biotita desempeñó también un papel importante en el proceso de reacción, ya que alrededor del porfiroblasto de la andalucita que está siendo reemplazado por distena, además de la moscovita y del cuarzo aparece una zona rica en moscovita, de la cual la biotita ha sido retirada hacia la matriz. Esta zona del segregado metamórfico estudiado, con alto contenido en moscovita y libre de biotita, ha sido denominada *manto*.

La figura 6.10 muestra las subreacciones que tuvieron lugar en el manto y que implican la disolución de la andalucita del porfiroblasto y de la biotita del manto, así como la precipitación de la distena adyacente a la andalucita y de la moscovita que forma el manto. La subreacción (5) de la figura 6.10, que se propone para el manto, debe considerarse simplemente como un resultado algebraico sin significado textural ya que implica la precipitación conjunta de distena y moscovita, lo cual no es cierto, ya que como hemos visto en el estudio textural de detalle, la distena se forma a partir de la moscovita en las ramas dentadas del quistolito. En definitiva, esta coexistencia en el espacio no fue consecuencia de una precipitación conjunta sino más bien de la catalización de la formación de la distena por parte de la moscovita.

La formación de distena catalizada por la moscovita no solo tuvo lugar en relación con las ramas dentadas del porfiroblasto de andalucita. También es muy frecuente la aparición conjunta de la distena de la matriz en relación con la moscovita, como se muestra en la figura 6.11. La formación de distena en la matriz a partir de moscovita viene dada por la reacción (6), que es la misma que tuvo lugar en el porfiroblasto de andalucita mediante la reacción (2). De este modo, en la matriz se obtiene la misma reacción (5) que explica la formación del manto alrededor del porfiroblasto de andalucita. Las texturas que aparecen en la matriz en relación con la reacción (5) son bien distintas, de modo que, en unas partes de la matriz, aparecen dominios ricos en andalucita+biotita y, en otras, dominios con moscovita+distena (Fig. 6.12). En las figuras 6.13 y 6.14 se muestran las posibles subreacciones que conllevaron la transformación polimórfica de andalucita a distena en la matriz del esquisto. En la figura 6.15 se propone un modelo para explicar la formación del segregado metamórfico en relación con la disolución de los porfiroblastos de andalucita.

6.4. La catalización de la transformación de andalucita a distena.

Del apartado anterior se deduce que la moscovita es un catalizador a partir del cual se forma la distena, de ahí la generalizada aparición conjunta de ambos minerales. Es claro que la moscovita se consume en uno de los pasos, que corresponde a las zonas empobrecidas en este mineral y enriquecidas diferencialmente en el mineral ferromagnesiano, en este caso biotita, y se regenera en el siguiente paso, proceso que se corresponde con las zonas ricas en moscovita donde se forma también la distena. La inclusión de especies iónicas en las

subreacciones implica que, para que tenga lugar la catálisis, es necesaria la presencia de agua. El agua surge como resultado de la descomposición de minerales hidratados, como la moscovita y la biotita, en este caso. En ésta última se disuelve el hierro en estado ferroso que, según se indicó visto en el apartado precedente, tiene que ser transportado desde unas zonas a otras. En este sentido, la movilidad del Fe^{2+} favorece la formación de la biotita fuera del “manto” rico en moscovita.

Procesos metamórficos muy similares a los aquí estudiados fueron descritos por Carmichael (1969) y Fisher (1970, 1973). En los casos presentados por estos autores, ocurre igualmente que los componentes químicos presentes en sus subreacciones se interpretan como catalizadores, es decir, especies que aceleran las reacciones pero que sin embargo no cambian sus condiciones de equilibrio. Según estos autores, y también Lasaga (1986), los equilibrios locales representados por las subreacciones son responsables de la presencia de dominios con una mineralogía selectiva. Las condiciones de equilibrio local se establecen entre un fluido y los minerales presentes en uno de los dominios dentro de la roca, lo que hace que la velocidad global del proceso esté controlada por la difusión de las especies iónicas involucradas en el mismo. Dichas especies son transportadas de acuerdo con el gradiente potencial que surge de la operación de las subreacciones en los diversos dominios más o menos distantes dentro de la roca o del segregado.

En resumen, los procesos metamórficos con control de tipo difusivo como los aquí descritos para la transformación de andalucita a distena, surgen del hecho de que los procesos de disolución y precipitación mineral son relativamente rápidos por haber sido catalizados. Aquellos se caracterizan, de acuerdo con las ideas de Lasaga (1986), porque la concentración en el fluido adyacente a las superficies minerales se corresponde con la concentración de equilibrio. La formación de dominios con una mineralogía selectiva resulta de la redistribución de material por difusión de las especies iónicas entre diferentes partes de la roca, y su desarrollo megascópico depende de la estequiometría de los equilibrios locales (Fisher, 1973).

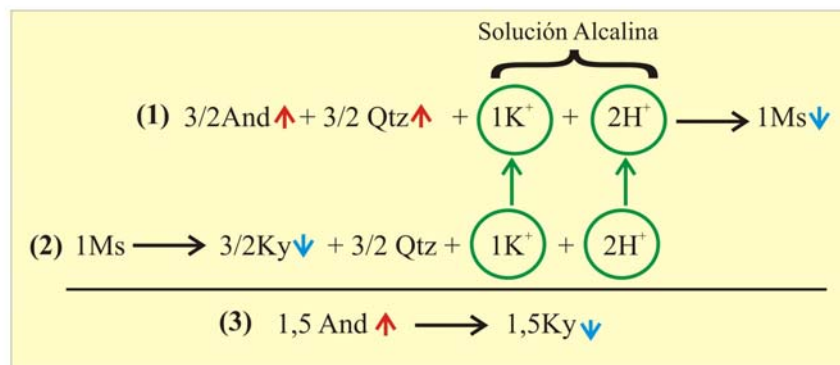
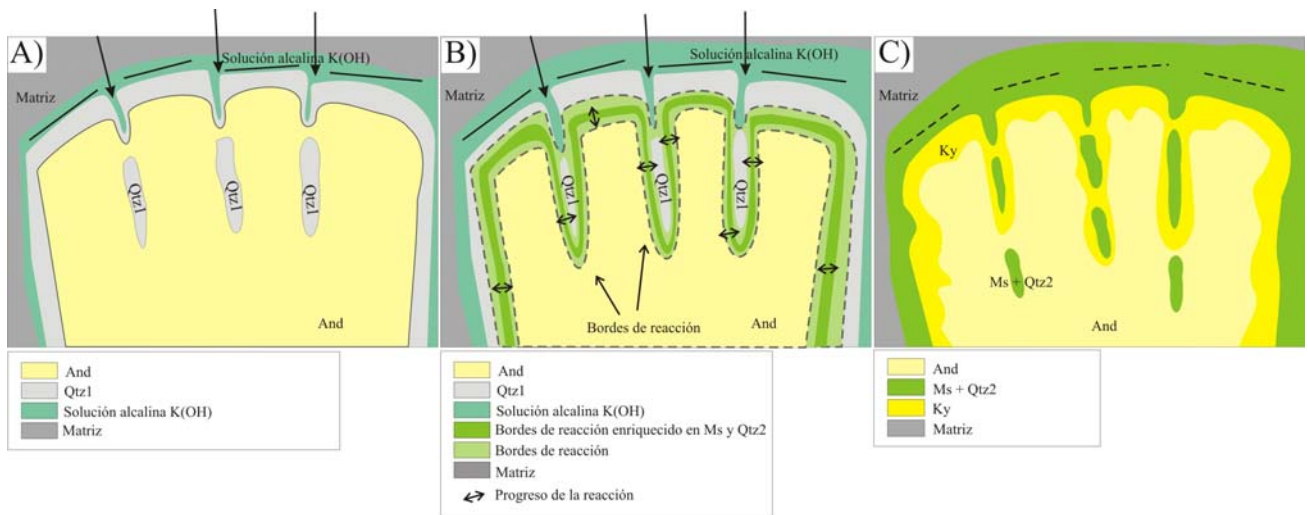


Fig. 6.9. Modelización de la reacción de reemplazamiento de andalucita por distena. A) Entrada de solución alcalina en las discontinuidades perpendiculares a la cara {110} reaccionando con las inclusiones de cuarzo presentes en ellas. B) y C) Progreso de las reacciones (1) y (2) con formación de bandas enriquecidas en moscovita y cuarzo y reemplazamiento de andalucita por distena.

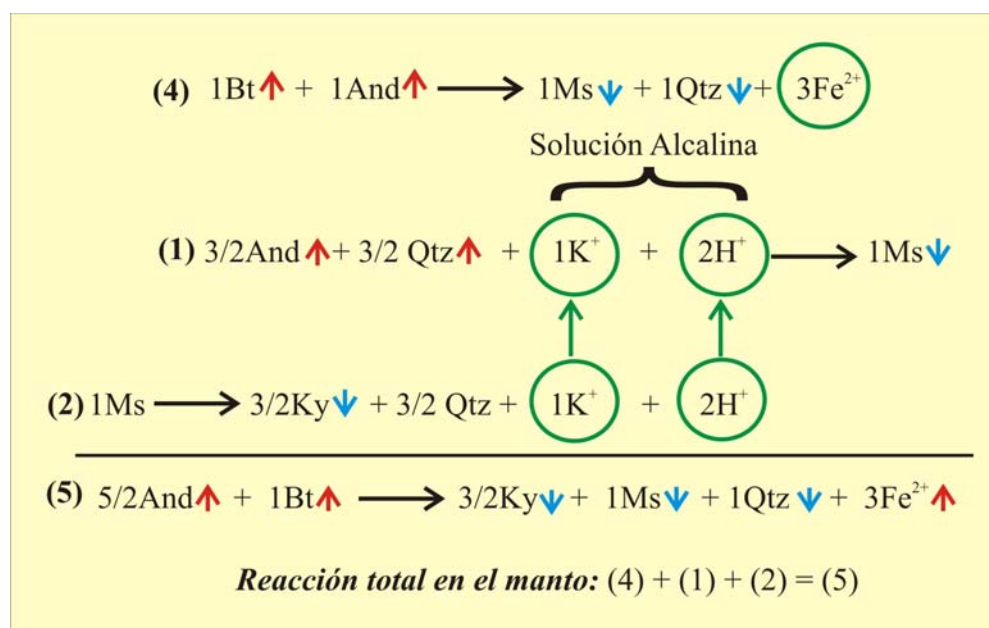


Fig. 6.10. Subreacciones elementales que tienen lugar en el manto que llevan a la disolución del porfiroblasto de andalucita y de la biotita de su alrededor, y la precipitación de distena y moscovita adyacente al porfiroblasto de andalucita.

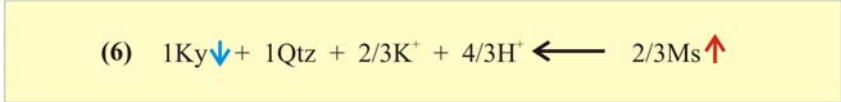
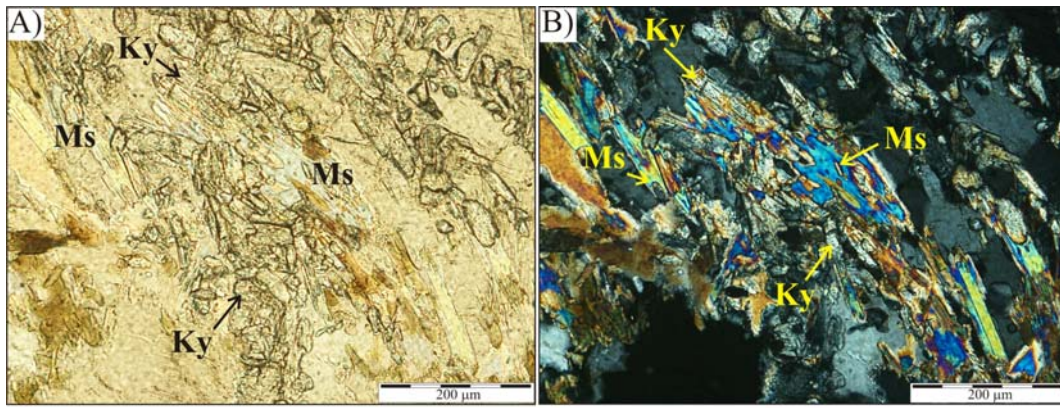


Fig. 6.11. A) y B) Dominios ricos en la distena y moscovita de la matriz, y reacción que describe la relación entre ambas fases.

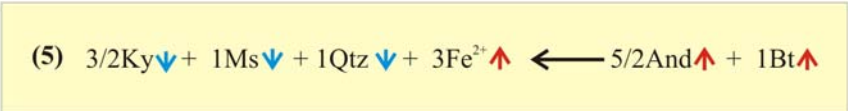
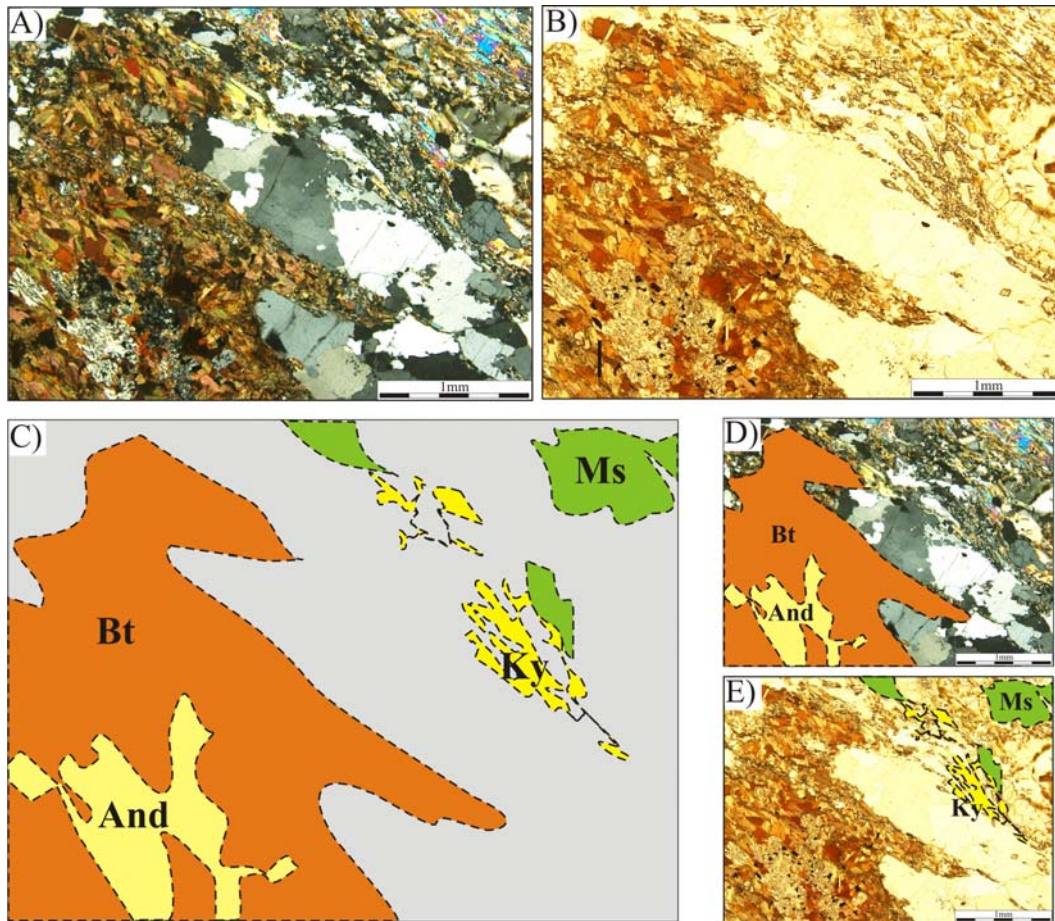


Fig. 6.12. A) y B) Relaciones texturales entre la asociación And-Bt y Ky-Ms en diferentes dominios de la matriz con y sin analizador, respectivamente, descritas en la reacción (5). C), D) y E) Esquema de las asociaciones And-Bt, Ky-Ms y matriz, And-Bt y Ky-Ms, respectivamente.

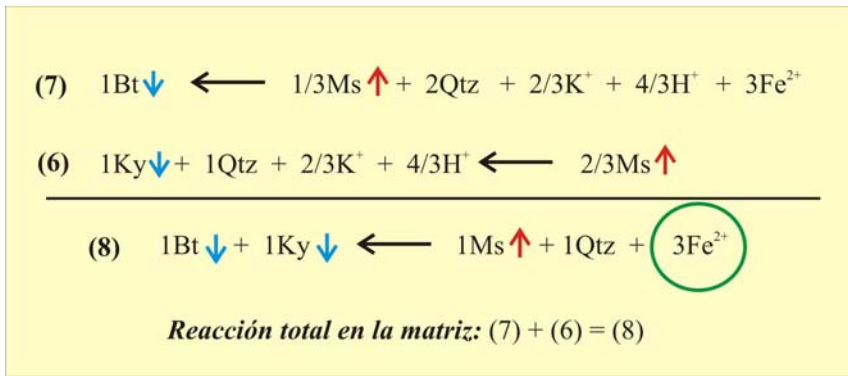


Fig. 6.13. Posibles subreacciones elementales en la matriz.

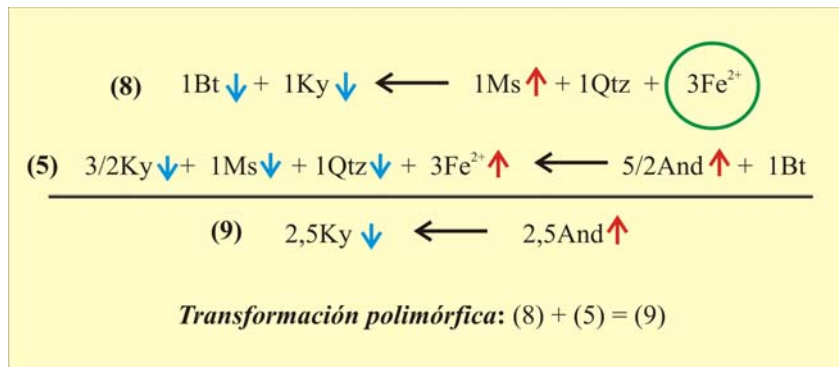


Fig. 6.14. Subreacciones elementales y reacción global para la transformación polimórfica en la matriz del esquistos.

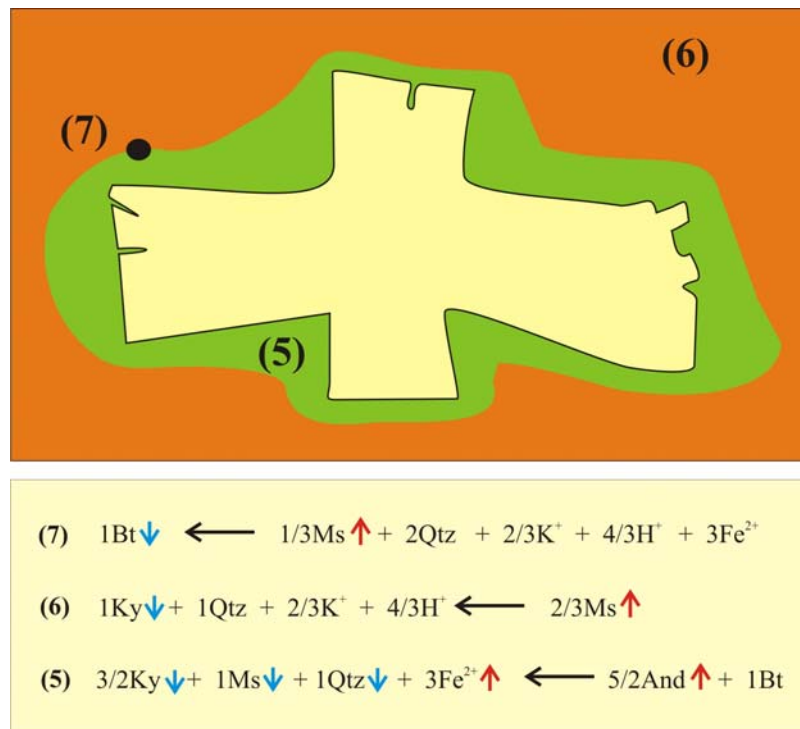


Fig. 6.15. Modelo para la formación del segregado metamórfico. La reacción (7) describe la concentración de Bt en la matriz. La reacción (6) muestra la precipitación de la Ky de la matriz catalizada por la Ms. La ecuación (5) describe la reacción total en el manto donde tiene lugar la precipitación de Ky, Ms y Qtz y la disolución de And y Bt.

7. SEGREGADOS DE FIBROLITA. LA TRANSFORMACIÓN DE ANDALUCITA A FIBROLITA.

7.1. Segregados de fibrolita en cuarzoesquistos del Alpujárride Intermedio.

En los capítulos 2 y 3 de la presente memoria, hemos mencionado la existencia de agregados de sillimanita fibrolítica dentro de los cuarzoesquistos de color verde de la unidad de la Punta de la Mona. En la figura 7.1 se muestra su aspecto en el campo tanto sobre el plano de la foliación S_3 como perpendicular a la misma. Esta foliación S_3 es la principal y la más evidente en el campo dentro de esta unidad. Como puede apreciarse en las imágenes (Figs. 7.1 y 7.4A), la foliación queda definida por los agregados de fibrolita, cuya blastesis ha de considerarse por tanto precinemática como sincinemática de S_3 . La imagen 7.2 muestra igualmente un aspecto macroscópico de los agregados de fibrolita presentes en los esquistos verdes de la Punta de la Mona, y en ella se aprecia igualmente que los agregados de fibrolita se alinean en paralelo a la foliación S_3 .

Las imágenes microscópicas de la figura 7.3 muestran la relación textural existente entre los agregados de fibrolita y una biotita de color marrón-verdoso, que se localiza preferentemente en los bordes de los agregados y que, junto con la turmalina y la epidota, es la principal responsable del color verdoso de estos cuarzoesquistos. En la figura 7.4 de microscopía óptica se muestra un crecimiento paralelo de la fibrolita a lo largo de los bordes de grano de cuarzo (fibrolita armónica de Vernon y Flood, 1977), así como el crecimiento de tipo radial o desorientado de la fibrolita hacia dentro de los granos de cuarzo (fibrolita disarmónica de Vernon y Flood, *op. cit.*). En estas imágenes ópticas la fibrolita aparece igualmente en relación con una biotita, que es consumida durante el proceso que da lugar al crecimiento de los agregados de fibrolita.

7.2. La formación de los segregados de fibrolita.

La formación de los segregados de fibrolita observados en los cuarzoesquistos de color verdoso de la unidad de la Punta de la Mona se puede explicar también mediante procesos metamórficos equivalentes a los descritos en el capítulo anterior para la transformación de andalucita a distena. En este sentido los agregados de fibrolita se deben considerar segregados metamórficos cuyo crecimiento está controlado por procesos difusivos, y cuya nucleación está controlada por la presencia inicial de biotita en una matriz muy rica en cuarzo. La formación

de la fibrolita está mediada por la biotita, la cual se genera y se consume principalmente en los bordes del segregado (Figs. 7.3B y 7.3C). El crecimiento, de tipo fibroso desorientado, de fibrolita disarmónica hacia el interior de los granos de cuarzo responde, según Vernon y Flood (1977), al desequilibrio textural. Al igual que proponen autores como Kerrick (1990), en este trabajo se considera que todos los tipos texturales de fibrolita son iguales y que tienen la misma significación petrogenética que la sillimanita de hábito prismático. Autores precedentes han descrito procesos de fibrolitización de tipo sincinemático o postcinemático sobre la base de reacciones que involucran fluidos que producen el lavado de cationes tras la disolución de feldspatos, biotita, moscovita y cordierita (Vernon, 1979; Wintsch, 1981; Wintsch y Andrews, 1988). No se descarta, en los ejemplos aquí estudiados, la posible existencia de fluidos, posiblemente ricos en cationes alcalinos, durante las reacciones responsables de la formación de los segregados de fibrolita. En este sentido, la alta energía de borde de grano asociada con la sillimanita de tipo fibrolita (Kerrick, 1990; Penn *et al.*, 1999) podría ser estabilizada por esas soluciones acuosas de naturaleza alcalina.

7.3. Transformación de andalucita a fibrolita en esquistos grafitosos y diques asociados del Alpujárride Superior.

La transformación de andalucita a sillimanita en los esquistos del Alpujárride Superior parece haber implicado reacciones indirectas, que incluyen subreacciones que involucran especies iónicas en zonas o dominios de la roca relativamente alejadas, como las mostradas en el capítulo anterior para la transformación de andalucita a distena. En estas rocas se observa un reemplazamiento de andalucita por moscovita en unos dominios de la roca (Fig. 3.18), y el crecimiento de sillimanita fibrolítica sobre biotita en otros dominios (Fig. 7.5). Así pues, el proceso que da lugar a la formación de la fibrolita a partir de andalucita parece estar mediado por filosilicatos, en particular por la biotita que, junto con la ilmenita, aparece como relictos dentro de los agregados de fibrolita (Figs. 7.5C y 7.5D).

Además de esta transformación indirecta que tiene lugar en los esquistos grafitosos, donde coexisten la andalucita y la sillimanita, se observa también en estas rocas la transformación directa de andalucita a fibrolita (Fig. 7.6). Tanto en la matriz de los esquistos como en diques leucocratos asociados con cuarzo, albita, andalucita, fibrolita y cordierita, la fibrolita aparece en contacto con andalucita de tipo quiaestolítico y esqueletal (Figs. 7.7A y 7.7B, respectivamente). Como se ha dicho con anterioridad, los diques cuarzo-albíticos cortan a la foliación principal S_2 , y están a su vez deformados. Algunos de los diques aparecen

fuertemente replegados, y son cortados por la foliación S_3 . En relación con esta deformación de los diques aparecen estructuras de tipo S-C dentro de ellos. La transformación de andalucita a fibrolita observada dentro de los diques parece estar favorecida por los procesos de deformación (Fig. 7.7C). En esta imagen de electrones retrodispersados se ve cómo los porfiroblastos de la andalucita aparecen fuertemente deformados en sus bordes, con desprendimiento de material, y rodeados por una envuelta formada por acículas de fibrolita. El desarrollo de la fibrolita, a lo largo de los planos donde se concentra la deformación, parece ser el resultado de un crecimiento de la misma favorecido por la disolución por presión de minerales previos, como la andalucita y la albita. En la figura 7.8 se observa la formación de fibrolita por disolución de andalucita afectada por procesos de deformación, la cual presenta bordes lobulados de geometría convexa en la superficie de cristales. El significado de estas geometrías en la superficie de los cristales se discute a continuación en relación con cuestiones de tipo energético relativas a la primera esfera de coordinación (véase también el capítulo 11).

7.4. La disolución de la andalucita.

En las figuras 7.9A y 7.9B se presentan los bordes lobulados de geometría convexa en la superficie de cristales deformados de andalucita en contacto con la fibrolita. El borde de grano es una zona de alta energía, de modo que los átomos de estas zonas de transición entre los granos no están necesariamente alineados de acuerdo con la estructura de ninguno de los granos adyacentes (Amorós, 1982; Fig. 7.9C). Por ello, los bordes de grano son zonas de importantes propiedades, que derivan del hecho de que sus átomos no están en las posiciones estructurales correctas (posiciones metaestables) lo que hace que posean una energía potencial elevada. Puesto que el número de coordinación de un átomo de la superficie es menor que el de un átomo de dentro de la red cristalina, si el borde del grano es convexo, los átomos se hallan en él menos fuertemente unidos a sus vecinos, ya que la proporción de enlaces colgados es mayor que los correspondientes átomos si se tratara de un borde cóncavo. De esta manera un borde convexo viene a significar que se trata de una superficie que tiende a desaparecer por procesos de disolución en donde los átomos en alta energía migran hacia posiciones más estables energéticamente que se localizan en otros granos del mismo o de distinto tipo de mineral (Fig. 7.9C).



Fig. 7.1. Imágenes de campo de los agregados de fibrolita que aparecen en los esquistos verdes de la unidad de la Punta de la Mona (Alpujárride Intermedio). A) Imagen general de los agregados de fibrolita. B) Imagen de detalle de los mismos en un plano perpendicular a la foliación. C) Imagen de detalle de los agregados de fibrolita en el plano de la foliación. Los agregados de fibrolita aparecen afectados por la foliación S_3 .

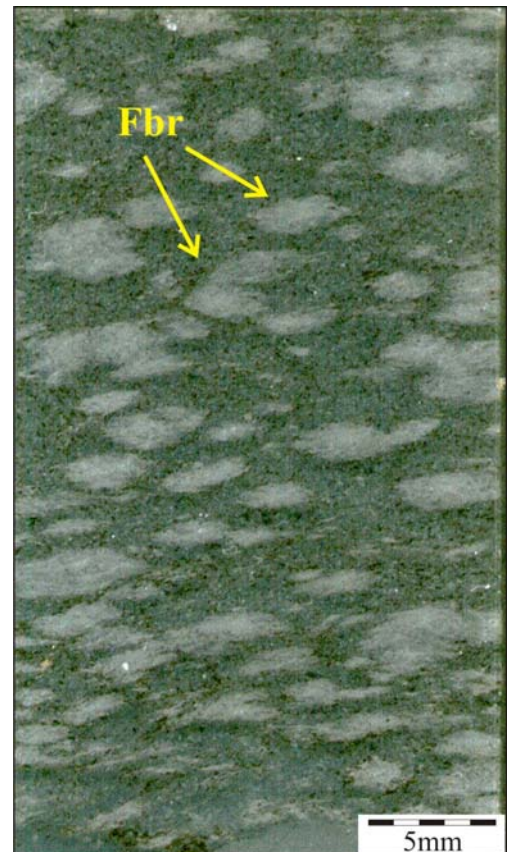


Fig. 7.2. Aspecto macroscópico de una muestra pulida del esquisto verde que contiene los agregados de fibrolita según un plano perpendicular al de la foliación (Unidad de la Punta de la Mona).

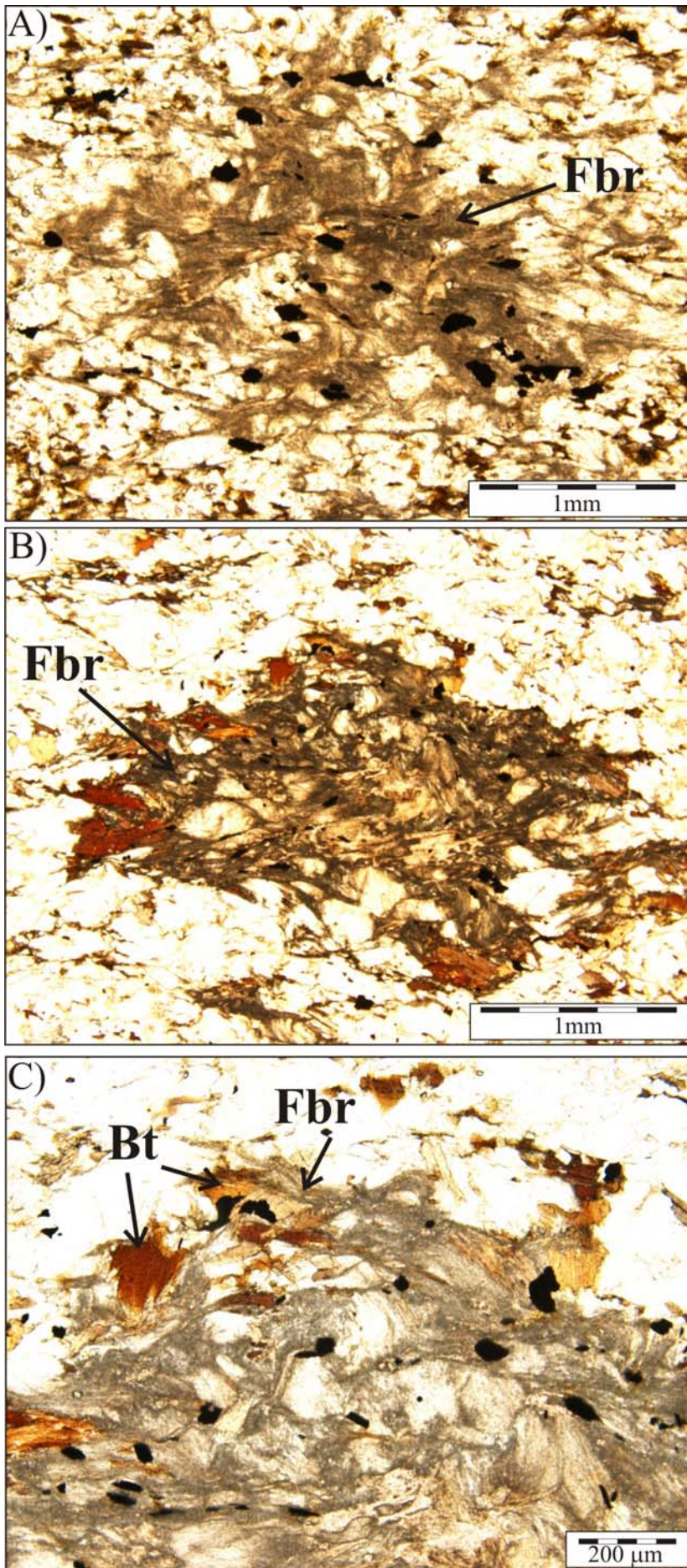


Fig. 7.3. A) Imagen óptica general de un agregado de fibrolita en un matriz muy rica en cuarzo. B) y C) Detalles de los agregados de fibrolita en donde se aprecia una estrecha relación textural entre la fibrolita y la biotita en las zonas correspondientes a los bordes del agregado (Unidad de la Punta de la Mona).

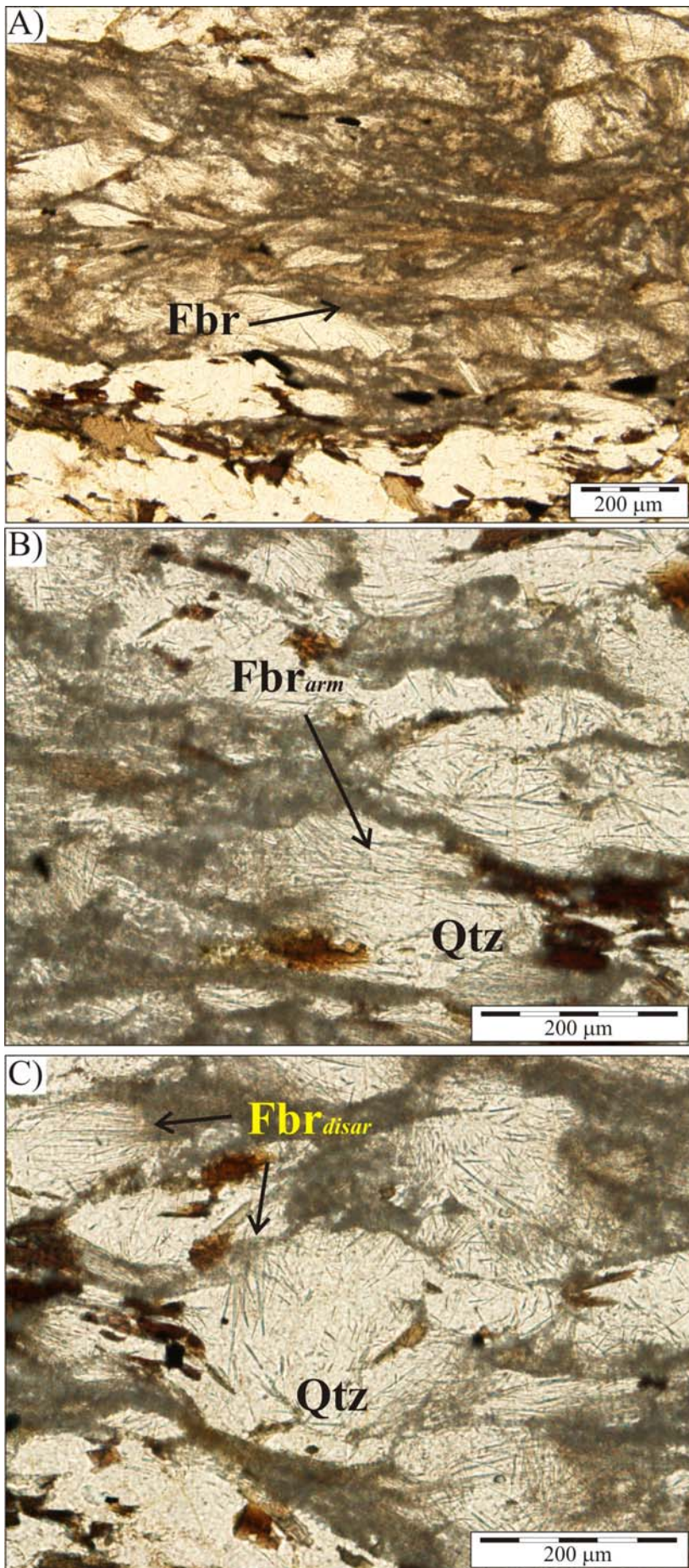


Fig. 7.4. Diversas imágenes ópticas que ilustran la textura de la fibrolita en relación con los granos de cuarzo. En ellas se pueden distinguir dos claros tipos texturales: 1) la fibrolita de tipo armónico que es subparalela a la foliación; y 2) la fibrolita disarmónica que crece desde los bordes hacia dentro de los granos de cuarzo (Unidad de la Punta de la Mona).

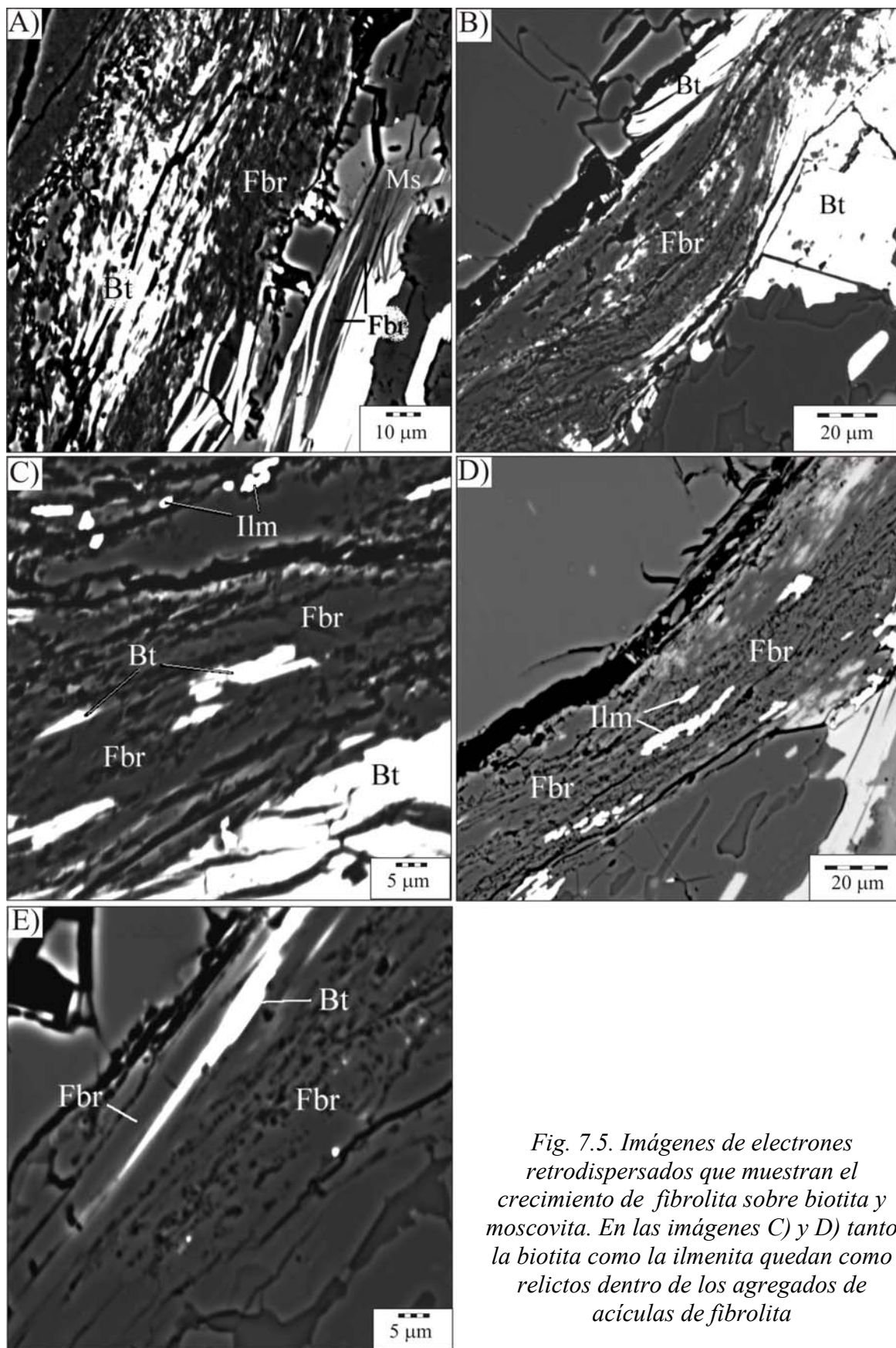


Fig. 7.5. Imágenes de electrones retrodispersados que muestran el crecimiento de fibrolita sobre biotita y moscovita. En las imágenes C) y D) tanto la biotita como la ilmenita quedan como relictos dentro de los agregados de acículas de fibrolita

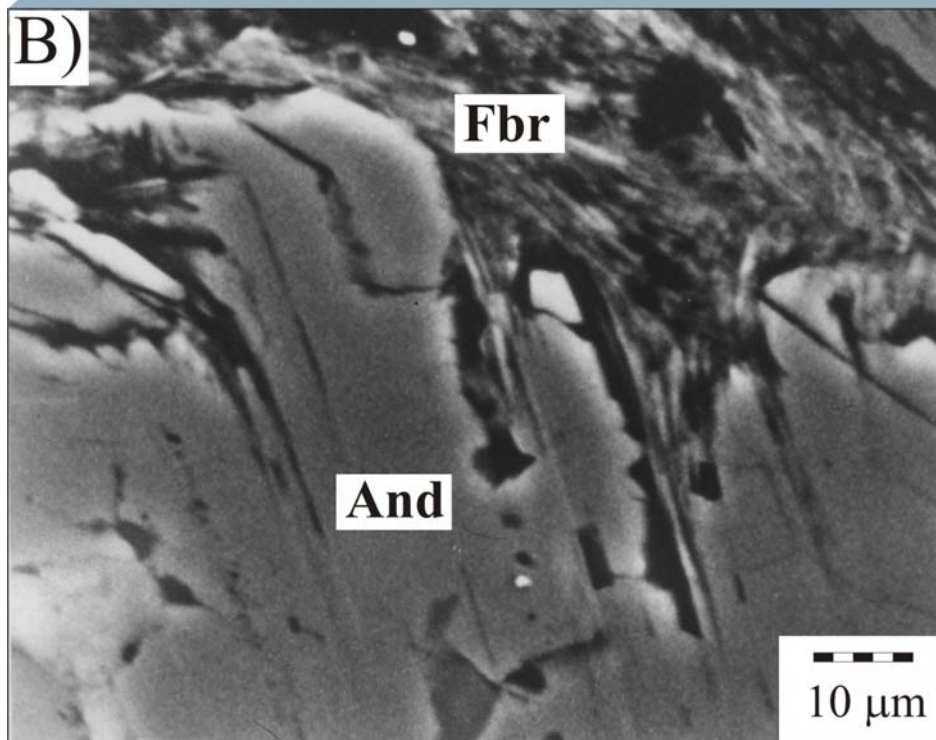
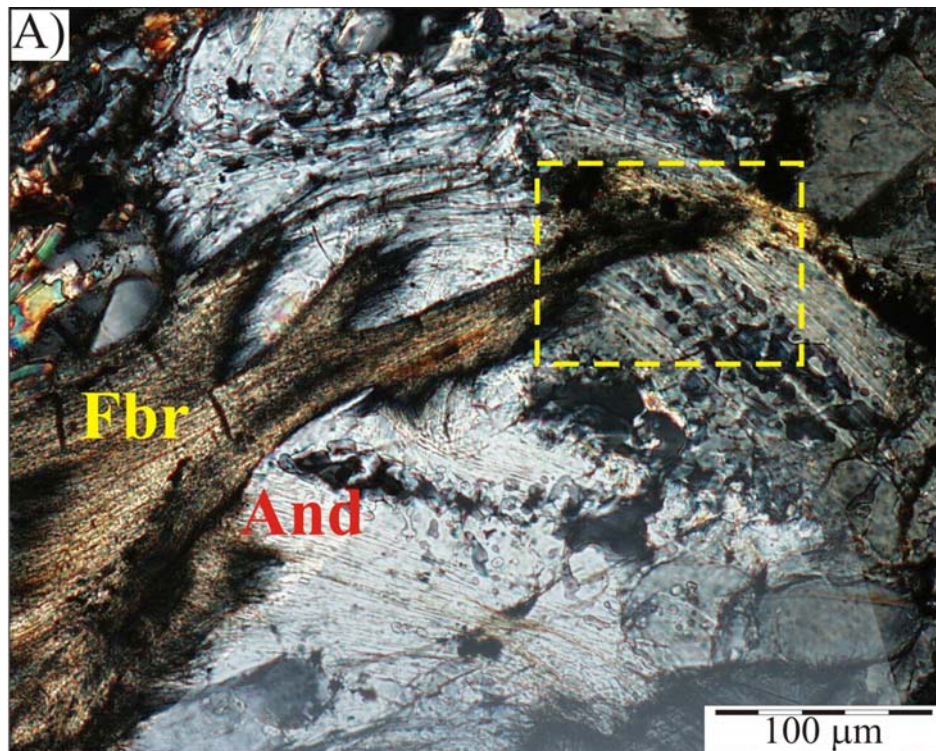


Fig. 7.6. Relaciones texturales entre la andalucita y la fibrolita en los esquistos grafitosos de la Unidad de Torrox. B) Imagen de electrones retrodispersados que corresponde a un detalle de la imagen presentada en A).

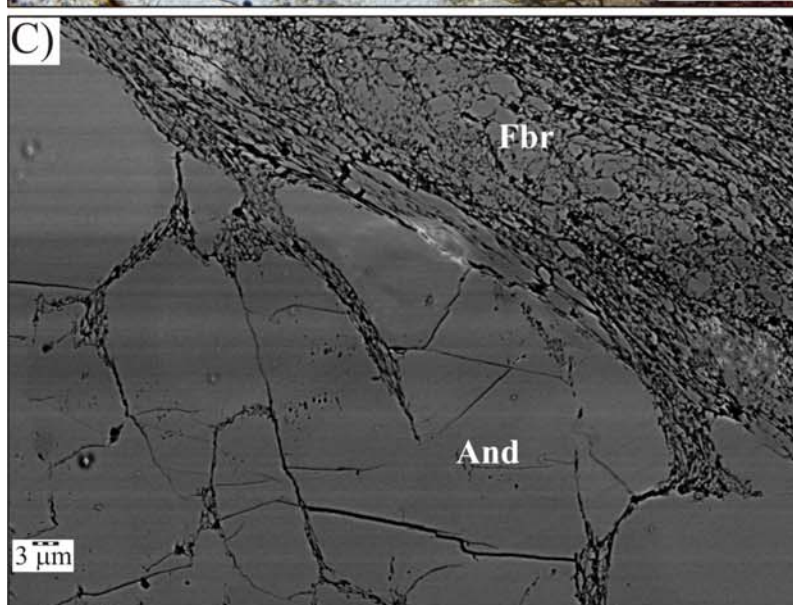
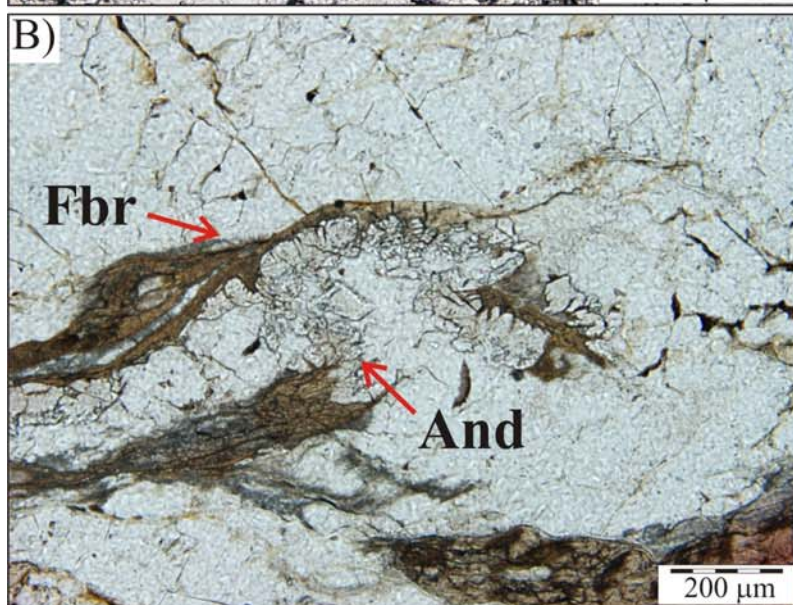
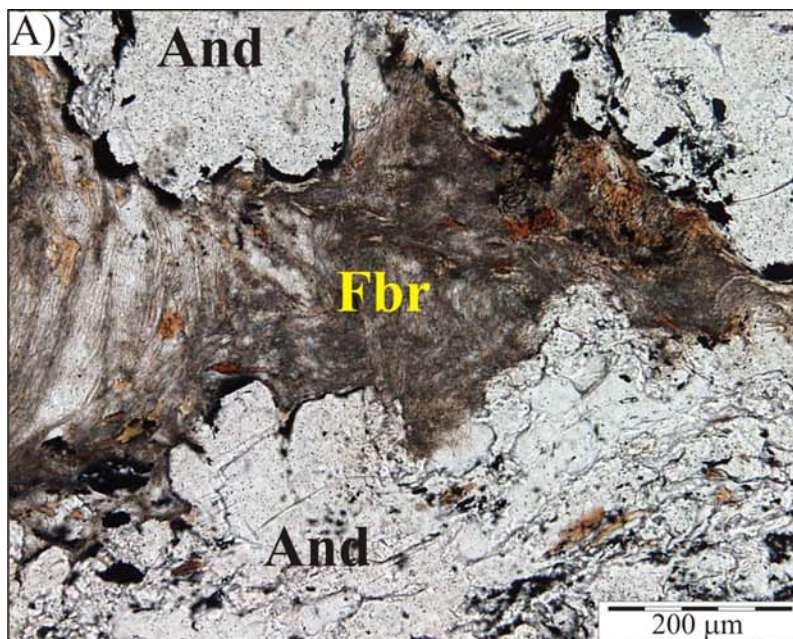


Fig. 7.7. A) Andalucita de tipo quiasolítico de los esquistos rodeada por agregados de fibrolita. B) Relaciones texturales entre la andalucita y la fibrolita en los diques con And, Sill y Crd incluidos en esquistos grafitosos de la Unidad de Torrox. Los diques cortan la foliación S_2 y están a su vez afectados por la foliación S_3 definida por la fibrolita en las imágenes ópticas. C) Imagen de electrones retrodispersados del borde de la andalucita en contacto con fibrolita.

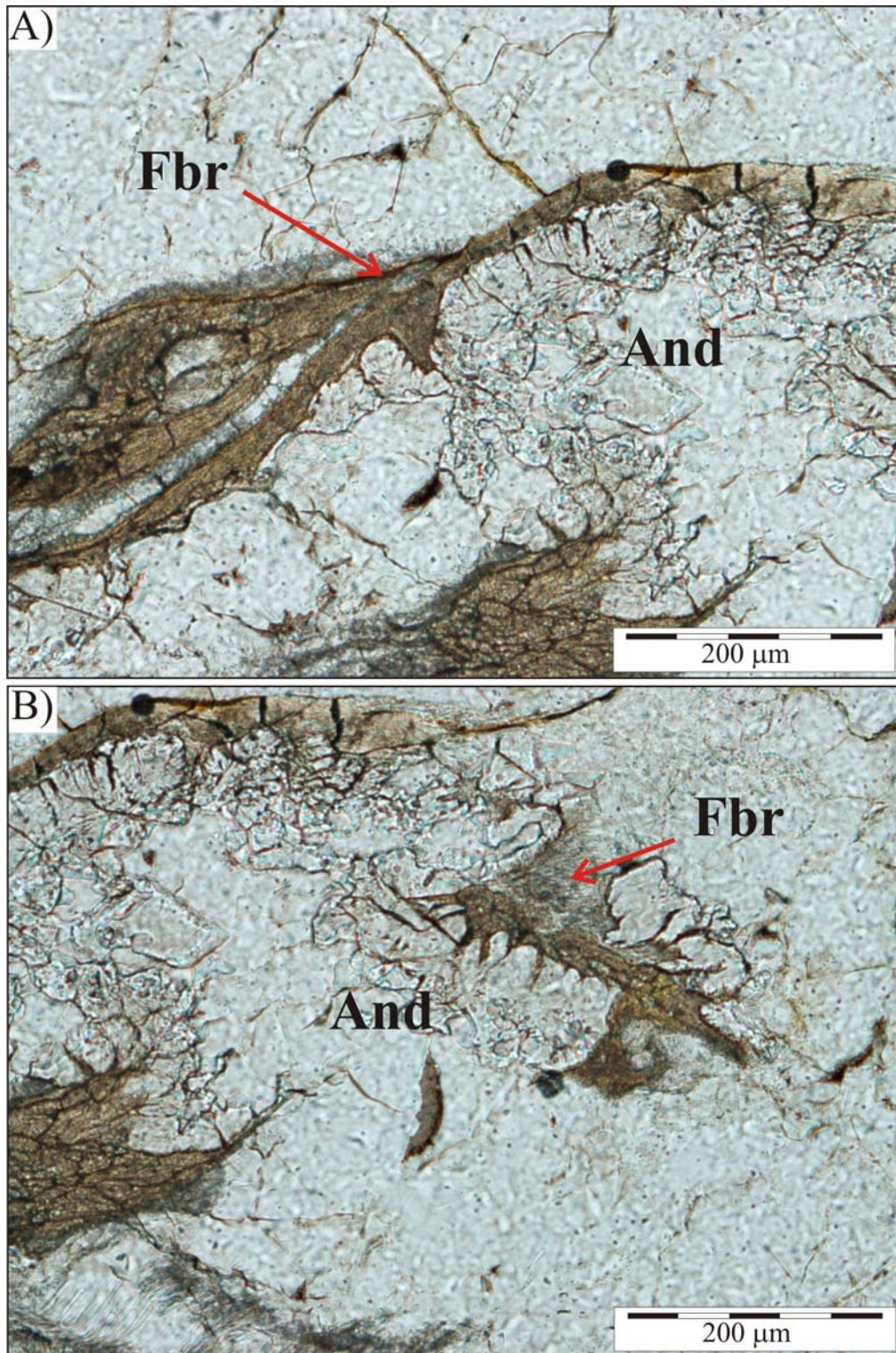


Fig. 7.8. Cristales esqueléticos de andalucita con bordes lobulados alrededor de los cuales se forma la fibrolita.

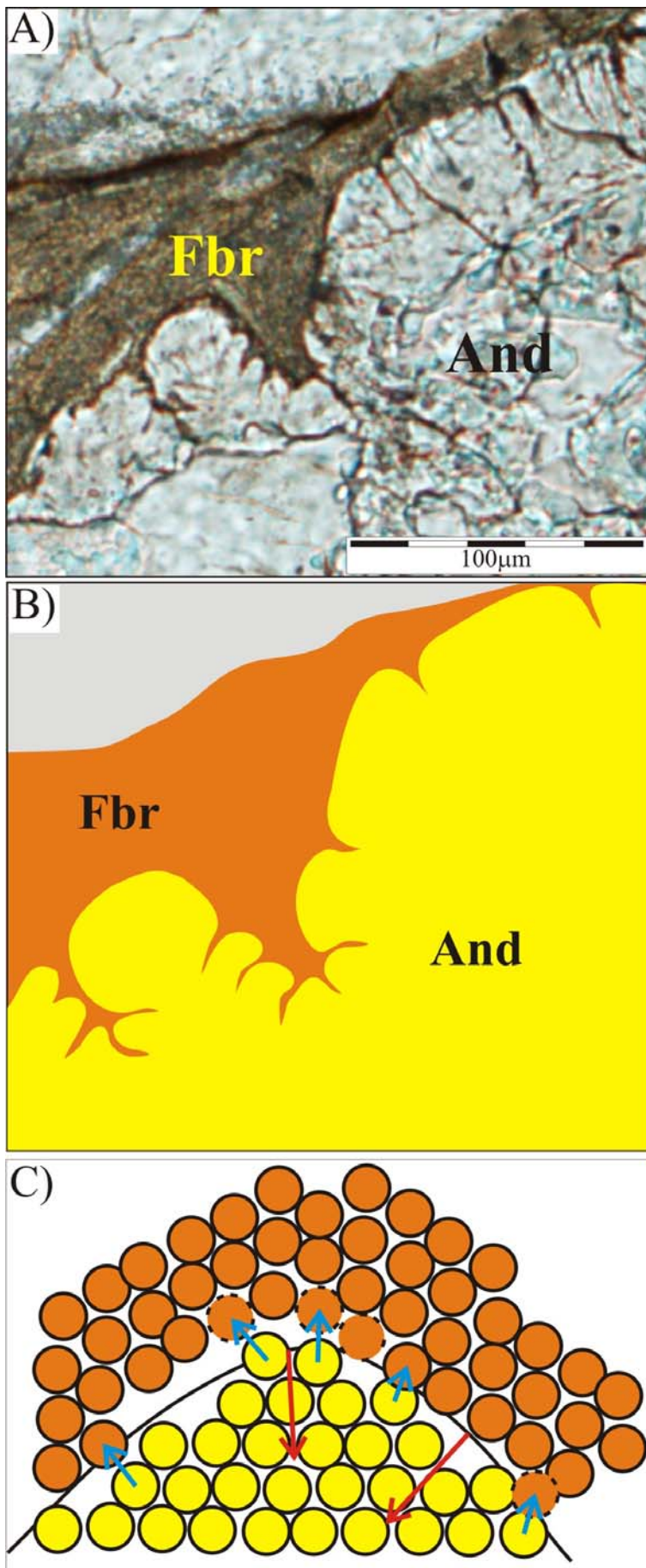


Fig. 7.9. A) Imagen óptica de detalle de los bordes lobulados de cristales de andalucita con geometría convexa en su superficie y que aparecen rodeados por la fibrolita. B) Dibujo esquemático de la superficie de contacto entre la andalucita y la fibrolita. C) Imagen que ilustra a una escala atómica la migración del borde del grano de andalucita durante el proceso de disolución que forma la fibrolita del borde.

8. CRECIMIENTO CRISTALINO.

La formación de cristales comienza con la nucleación, que tiene lugar a partir de soluciones supersaturadas, líquidos sobre-enfriados, vapores o fundidos. En este proceso se forma un núcleo o conjunto de partículas estructurales. La nucleación puede ser de tipo homogéneo, basada en fluctuaciones estadísticas; o heterogénea, en la cual es necesaria una partícula o una superficie que facilite la nucleación (Amorós, 1982). Estudios recientes distinguen dos etapas en el proceso de formación de núcleos: la nucleación primaria, que abarca la nucleación homogénea y la heterogénea, y la nucleación secundaria, durante la cual se forman de cristales condicionados por cristales de una misma fase pre-existente. Para que se forme un núcleo cristalino es necesario que haya una *sobresaturación crítica*. Ésta depende sobre todo de la solubilidad de la sustancia, y también del tipo de medio, en el que crecen las partículas cristalinas (Putnis *et al.*, 1995). Así, al avanzar el proceso en condiciones de sobresaturación crítica, en el medio aparecen y crecen partículas que alcanzan diversos tamaños que terminan situándose por encima y por debajo de un valor crítico. A partir de este momento del proceso, se producen pequeñas heterogeneidades en la sobresaturación del medio provocadas por la propia precipitación, heterogeneidades que tienen que ser compensadas, lo que determina el que aquellas partículas cuyo tamaño sea inferior al crítico tiendan a disolverse, mientras que aquéllas cuyo tamaño es superior al crítico tiendan a crecer hasta formar un cristal.

El modelo clásico de crecimiento cristalino de un cristal que tiene una superficie plana con un escalón sigue un mecanismo que puede dividirse, un tanto artificialmente, en cuatro etapas (Fig. 8.1): 1) movimiento de las especies químicas desde el fluido a la superficie del cristal; 2) adsorción de las unidades de crecimiento sobre la superficie del cristal; 3) difusión bidimensional a través de la superficie, o unidimensional a lo largo de un escalón, hacia los rincones y 4) incorporación final al rincón.

Cualquiera de las cuatro etapas señaladas puede ser la limitante en el proceso global de crecimiento cristalino. La calidad de los cristales depende de la naturaleza del medio de precipitación (reacciones en estado sólido, solución, fundido, vapor), de la fuerza motriz del proceso (sobresaturación, sobreenfriamiento, grado de sobrepaso de la reacción) y del tipo de transporte. Un modo muy común de obtener cristales de alta calidad consiste en provocar de modo controlado que el mecanismo de transporte sea la etapa cinéticamente limitante del proceso de crecimiento cristalino. Un ejemplo de ello lo constituyen algunos sistemas

experimentales de precipitación en los que un transporte lento de tipo difusivo se consigue usando geles como medio de precipitación (García-Ruiz, 2003).

El mecanismo de crecimiento cristalino está determinado por factores cinéticos, como la tasa de aporte de material, normalmente por un transporte de tipo difusivo, la sobresaturación, el sobrepaso de la reacción, etc. La manera en que las unidades de crecimiento se incorporan a la superficie del cristal es diferente según la densidad de dislocaciones y la rugosidad de la superficie. La rugosidad de la superficie es función del grado de sobresaturación, y también del tipo o naturaleza química de la sustancia (ver capítulo 11 del presente trabajo) pero, en general, los cristales tienden a formar superficies planas. No obstante, la estabilidad energética que supone la existencia de una superficie plana queda sin validez cuando el crecimiento cristalino tiene lugar en condiciones de alta sobresaturación. En estas condiciones la superficie del cristal se hace necesariamente rugosa porque el mecanismo de acreción es la nucleación tridimensional y el crecimiento cristalino es de tipo adhesivo (Fig. 8.2A). Por el contrario, cuando la sobresaturación es baja la superficie del cristal tiende a ser lisa o plana, ya que el cristal crece por otros mecanismos: por nucleación bidimensional (Fig. 8.2B) cuando los valores de sobresaturación son moderados; o por dislocaciones helicoidales (Fig. 8.2C) cuando los valores de sobresaturación son muy bajos (Sunagawa, 1987).

En los procesos metamórficos las reacciones tienen lugar en estado sólido, con ausencia o poca cantidad de fluido, por lo que los procesos de transporte de las especies químicas hacia la superficie del cristal son lentos. Por otro lado, los fenómenos de adsorción también pueden ser lentos debido a la baja solubilidad de los silicatos (alta tensión superficial). Ello provoca que muchas reacciones que involucran la formación de un fluido acuoso estén controladas por la superficie de la reacción (“*surface control*”), esto es, por velocidad de disolución o de crecimiento cristalino en la interfaz, o superficie de contacto (en inglés *interface*), entre alguna de las fases silicatadas y el fluido (Lasaga, 1986; Schramke *et al.*, 1987).

Los estudios texturales que se presentan a continuación permiten reconocer el mecanismo de crecimiento cristalino y, por ende, deducir el grado de sobresaturación alcanzado durante el crecimiento de ciertos minerales índice presentes en las rocas metamórficas de grado medio y alto estudiadas.

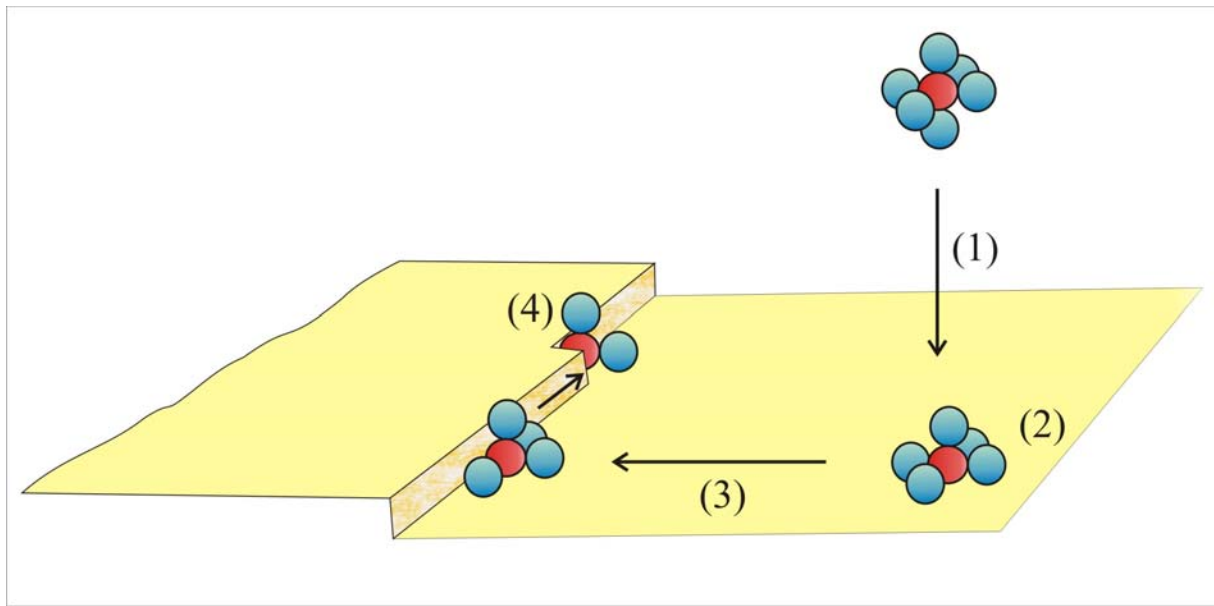


Fig. 8.1. Mecanismo de crecimiento cristalino a partir de un fluido: 1) movimiento de las especies químicas fluido \rightarrow superficie del cristal; 2) adsorción; 3) difusión bidimensional (superficie) o unidimensional (escalón); y, 4) incorporación final (Elwell, 1975).

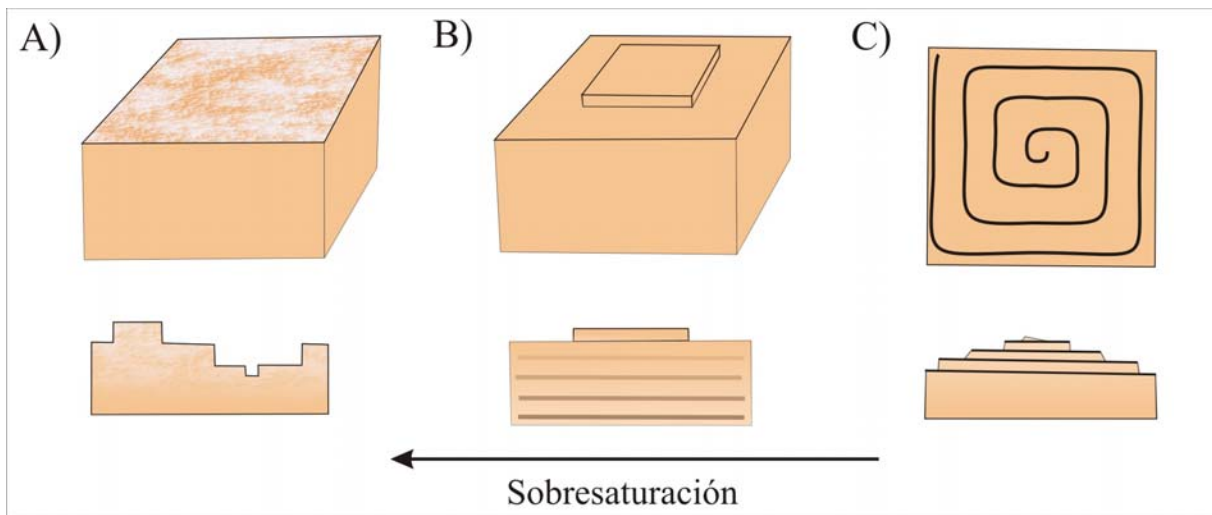


Fig. 8.2. Mecanismos de crecimiento y tipos de superficies de contacto (interfaces) cristal-fluido que se desarrollan: A) Crecimiento de tipo adhesivo con formación de superficies rugosas. B) Nucleación bidimensional y desarrollo de superficies lisas. C) Crecimiento en espiral y superficies planas.

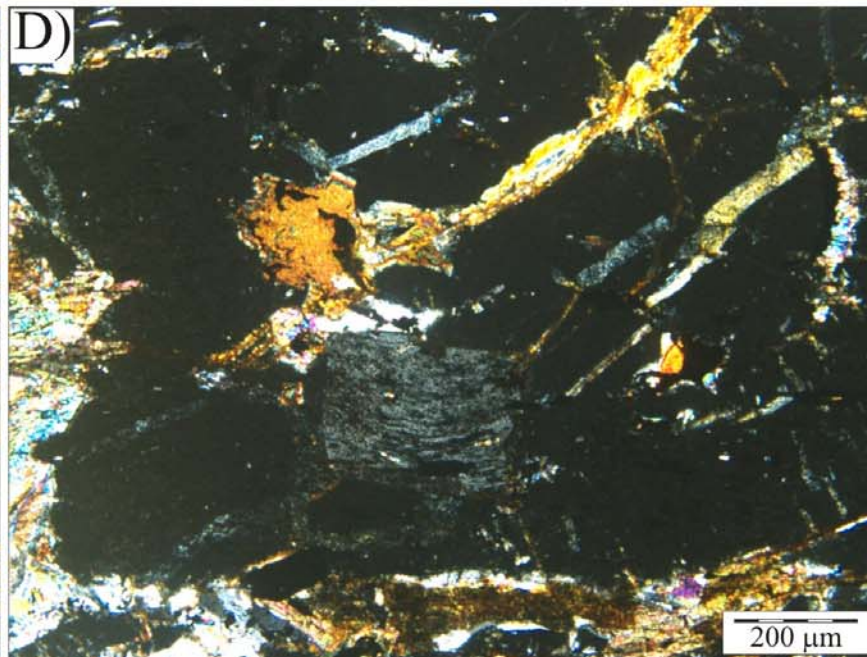
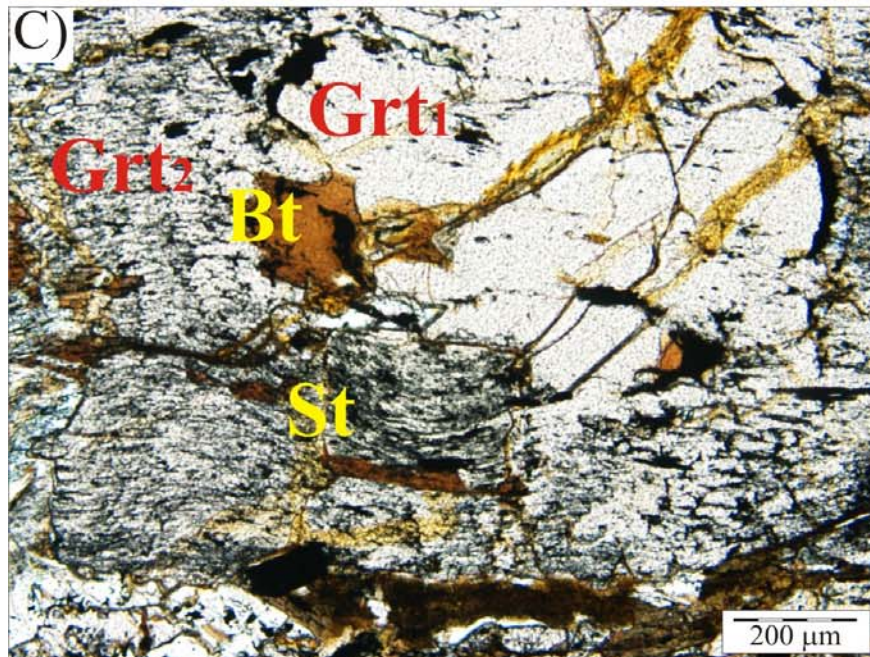
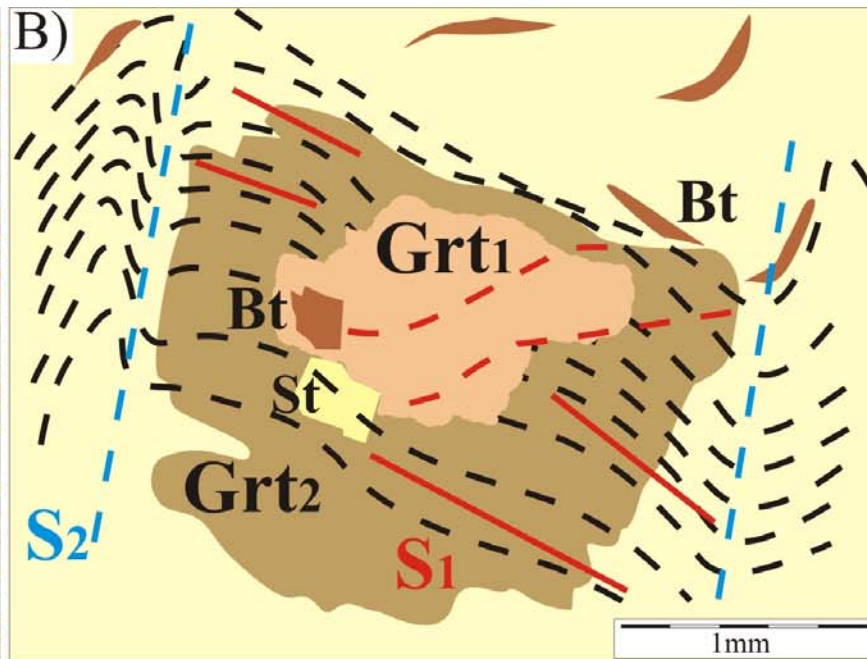
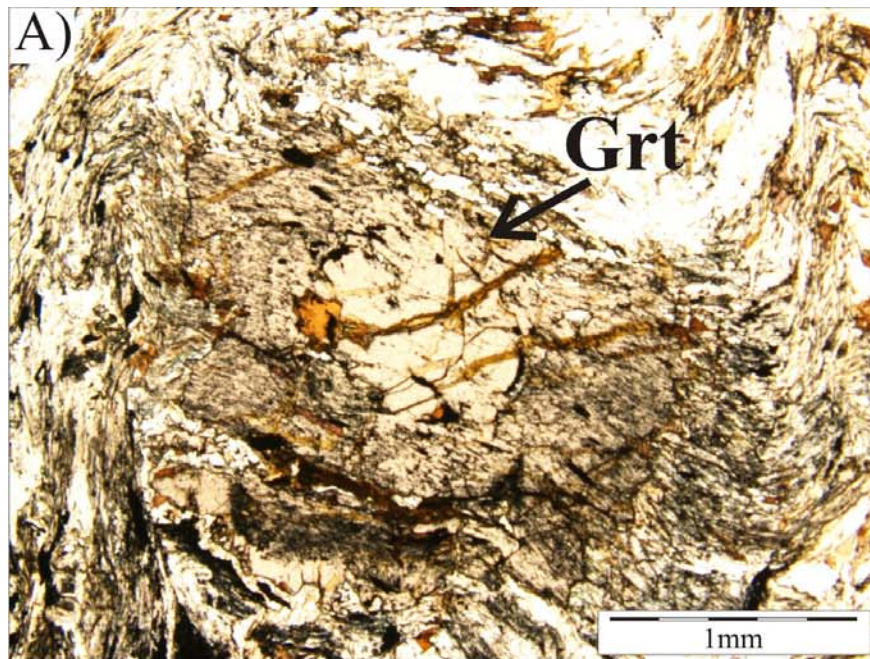
8.1. Crecimiento de granate en los esquistos de Río Verde.

Los porfiroblastos de granate que se observan en los esquistos grafitosos de la unidad de Río Verde presentan núcleos libres de inclusiones, y recrecimientos con un patrón de inclusiones semejante al de los porfiroblastos de Bt, St y Ky que aparecen junto al granate (Fig. 8.3). El crecimiento cristalino de la parte central del granate libre de inclusiones es de tipo quiastolítico. En el contacto entre la parte central de tipo quiastolítico y la parte recrecida del granate aparecen acumulaciones de grafito. Este grafito marca las terminaciones de las ramas esqueléticas del cristal quiastolítico, las cuales son ciertamente difíciles de reconocer debido a la deformación que presenta el granate. Así pues, la presencia de dichas acumulaciones de grafito delimita las dos fases del crecimiento del granate.

Los núcleos debieron crecer lentamente antes de que comenzara la deformación principal D_2 , en unas condiciones de crecimiento de tipo estático. La presión de cristalización, entendida como una tendencia ordenadora del cristal en la que las partículas extrañas o ajenas a la estructura cristalina del mineral son expulsadas del mismo a medida que crece, fue alta durante la primera etapa de crecimiento estático. Este crecimiento viene favorecido por cuestiones cinéticas, como una baja velocidad de aporte de material por procesos de difusión en ausencia de deformación, lo que generaría gradientes de presión, y por tanto flujos, de tipo advectivo (*e.g.* Etheridge *et al.*, 1984). Una lenta difusión favorece la correcta incorporación de las unidades de crecimiento a la superficie del cristal, lo que explicaría que los núcleos de los cristales de granate aparezcan libres de inclusiones. Por el contrario, un aumento de la velocidad del crecimiento cristalino, posiblemente como consecuencia de que la deformación asociada a la foliación S_2 activó el transporte de las especies químicas (*cf.* Etheridge *et al.*, 1984, 1985, entre otros), debió dificultar la expulsión de las partículas extrañas que, de este modo, quedaron englobadas como inclusiones dentro del granate.

En la figura 8.4 se muestra una textura equivalente a la anterior sobre la cual se ha realizado un estudio cristalográfico por EBSD (Figs. 8.5 y 8.6) y composicional por EDX (Fig. 8.7). Según ambos estudios no hay diferencia ni de orientación cristalina ni composición entre el granate de los núcleos, con crecimiento quiastolítico y libre de inclusiones (Grt_1), y el de los bordes ricos en inclusiones (Grt_2). Se trata, pues, de un monocristal de granate almandino orientado según uno de los ejes ternarios, perpendicular al plano de la lámina, y en el que las trazas de las caras del rombododecaedro $\{110\}$ vienen marcadas por las acumulaciones de grafito en el borde de la zona interior (Grt_1).

Fig. 8.3. Imágenes de microscopía óptica (A y C nicoles paralelos; y D nicoles cruzados) y esquema interpretativo (B) de un granate con núcleos libres de inclusiones (Grt₁) y con un recrecimiento que incluye abundantes inclusiones (Grt₂). Este segundo granate es contemporáneo de la estauroлита, también con inclusiones, a la cual termina por sobrecrecer (Unidad de Río Verde).



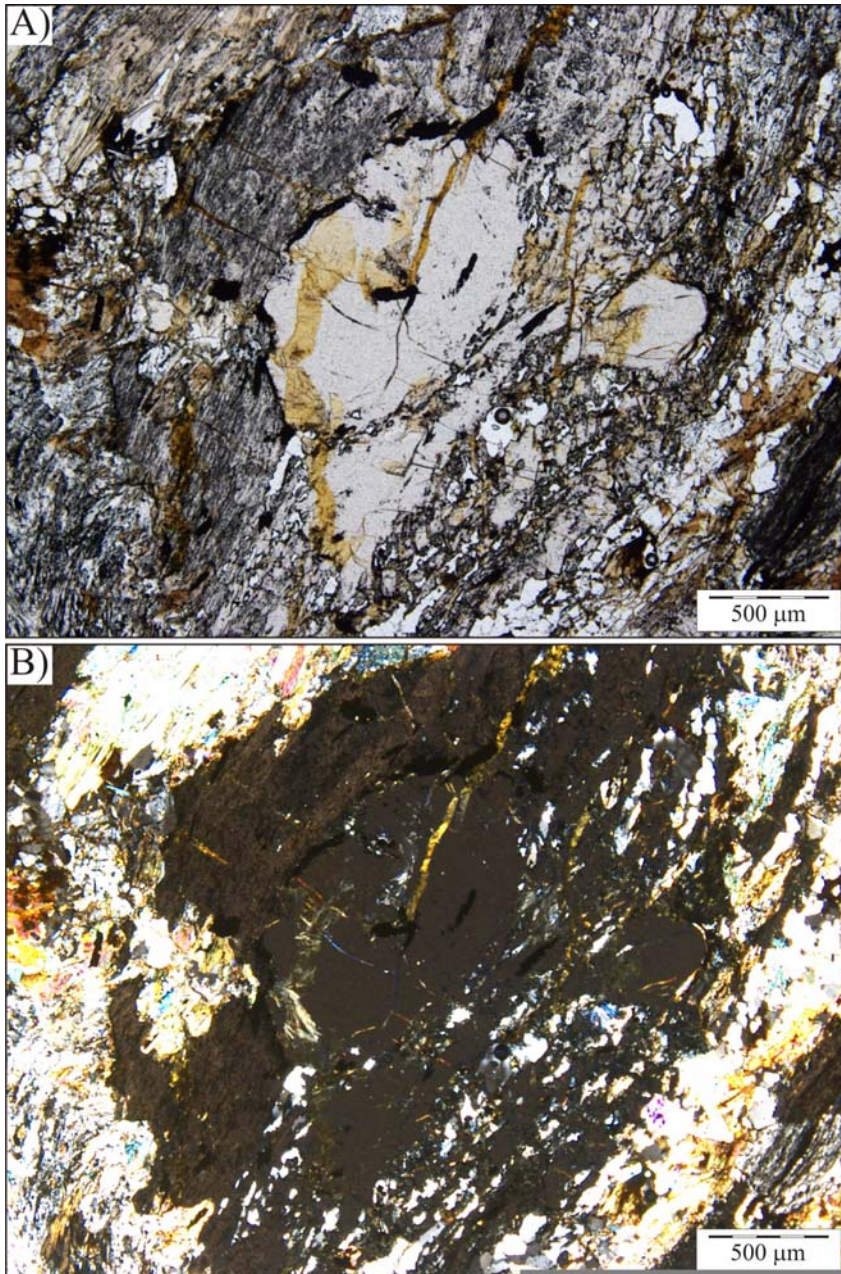


Fig. 8.4. Imágenes ópticas de luz transmitida sin analizador (A) y con analizador (B) de un granate con un núcleo con crecimiento de tipo quistolítico y libre de inclusiones, y un borde ricos en inclusiones. Este granate es parecido al de la figura 8.3 (Unidad de Río Verde).

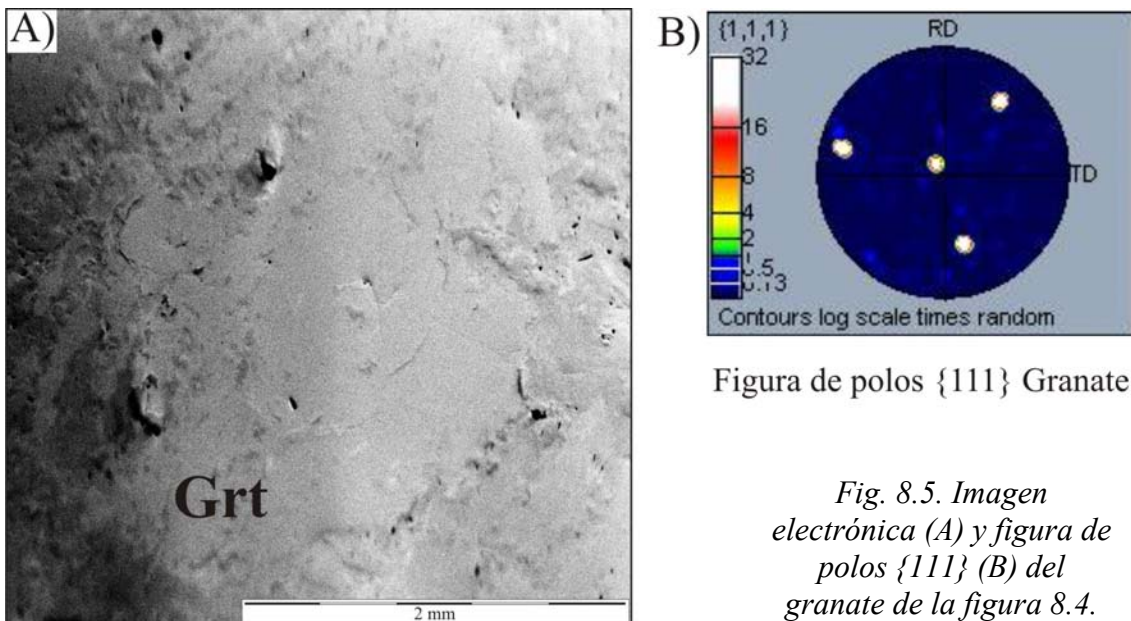


Figura de polos $\{111\}$ Granate

Fig. 8.5. Imagen electrónica (A) y figura de polos $\{111\}$ (B) del granate de la figura 8.4.

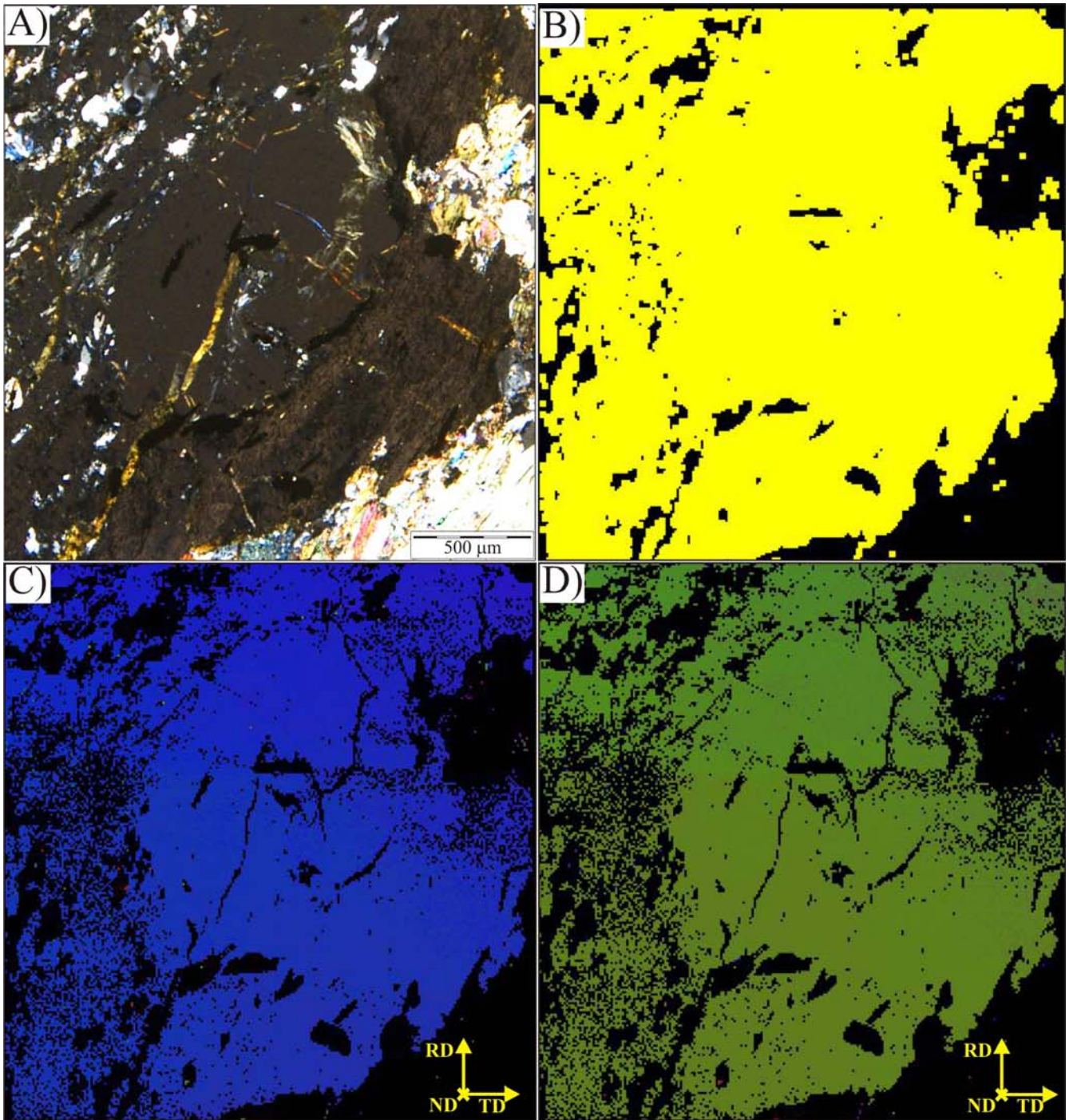
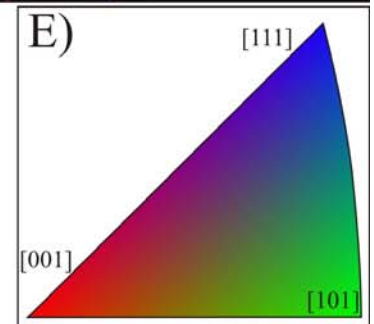


Fig. 8.6. Resultados de EBSD obtenidos en el granate mostrado en la figura 8.4: A) Imagen óptica con nicoles cruzados de la zona analizada. B) Mapa de distribución del granate. C) Orientación $\{111\}$ según la dirección normal de la muestra. D) Orientación $\{100\}$ según la dirección de buzamiento (“rolling”) de la muestra. E) Patrón de orientación para cristales cúbicos.



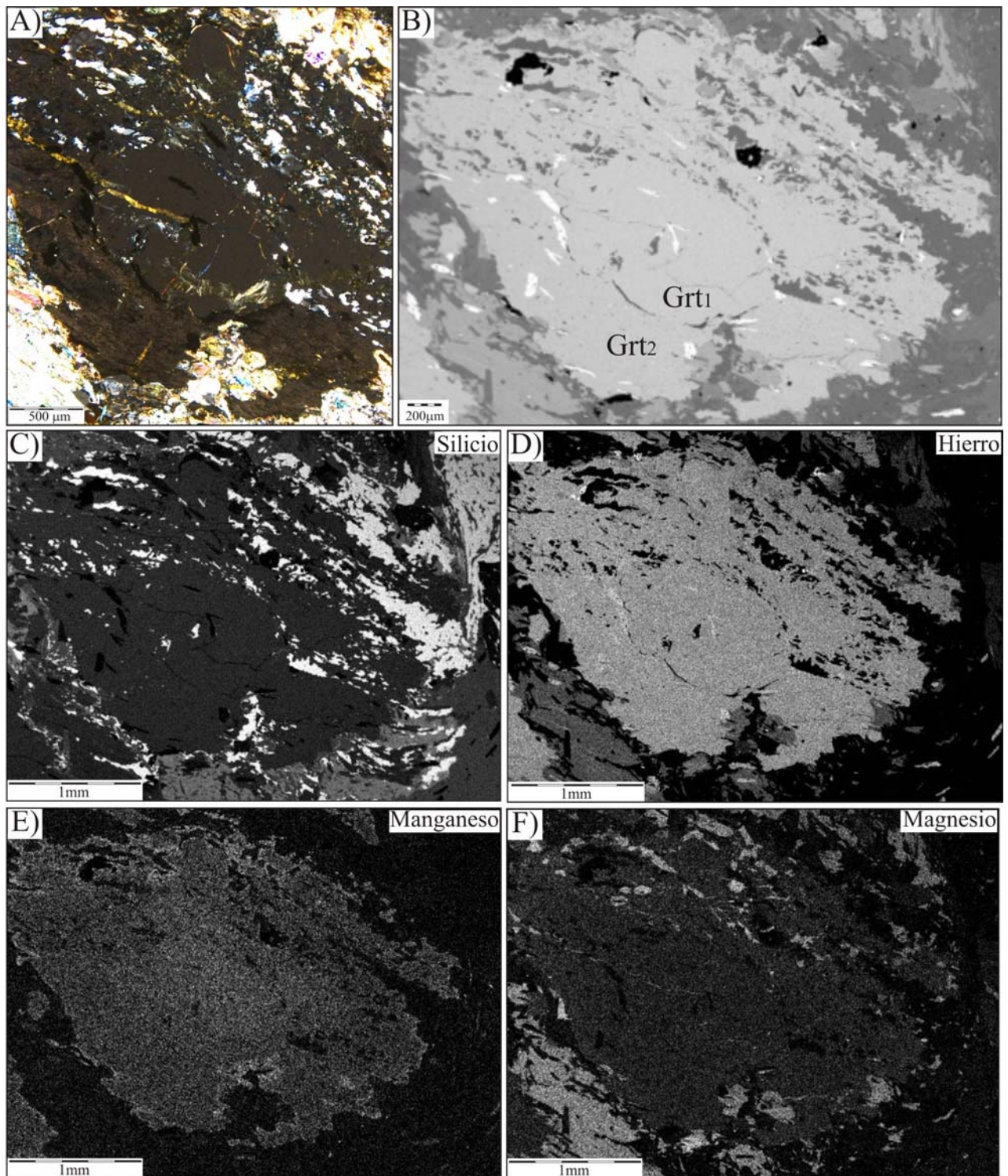


Fig. 8.7. Imagen de microscopio óptico (A), electrones retrodispersados (B) y mapas de rayos X del Si (C), Fe (D), Mn (E) y Mg (F) del granate de la figura 8.4. Estas imágenes muestran la ausencia de inclusiones de cuarzo en un núcleo que es de tipo quiastolítico (Grt1) y su presencia en borde del granate con un patrón de distribución que define una foliación (Grt2); también permiten constatar la existencia, en ambas zonas del granate y en la matriz, de inclusiones de ilmenita (imágenes C y F).

En la figura 8.8 se muestran granates de tipo quiastolítico sin recrementos posteriores. Estos cristales se caracterizan por un buen desarrollo de caras de tipo rombododecaedro $\{110\}$, las cuales presentan acumulaciones de grafito en su superficie. Estas caras no se cortan según aristas y vértices, y presentan numerosas inclusiones en las intersecciones de las caras. Estas inclusiones delimitan las diversas ramas de un cristal de granate quiastolítico. Por sus implicaciones mineralogénicas, que se discutirán más adelante el patrón de inclusiones de este tipo de granate es particularmente interesante: las inclusiones, básicamente de cuarzo, se desarrollan siguiendo direcciones cristalográficas perpendiculares a las caras del rombododecaedro $\{110\}$ del granate (Fig. 8.9).

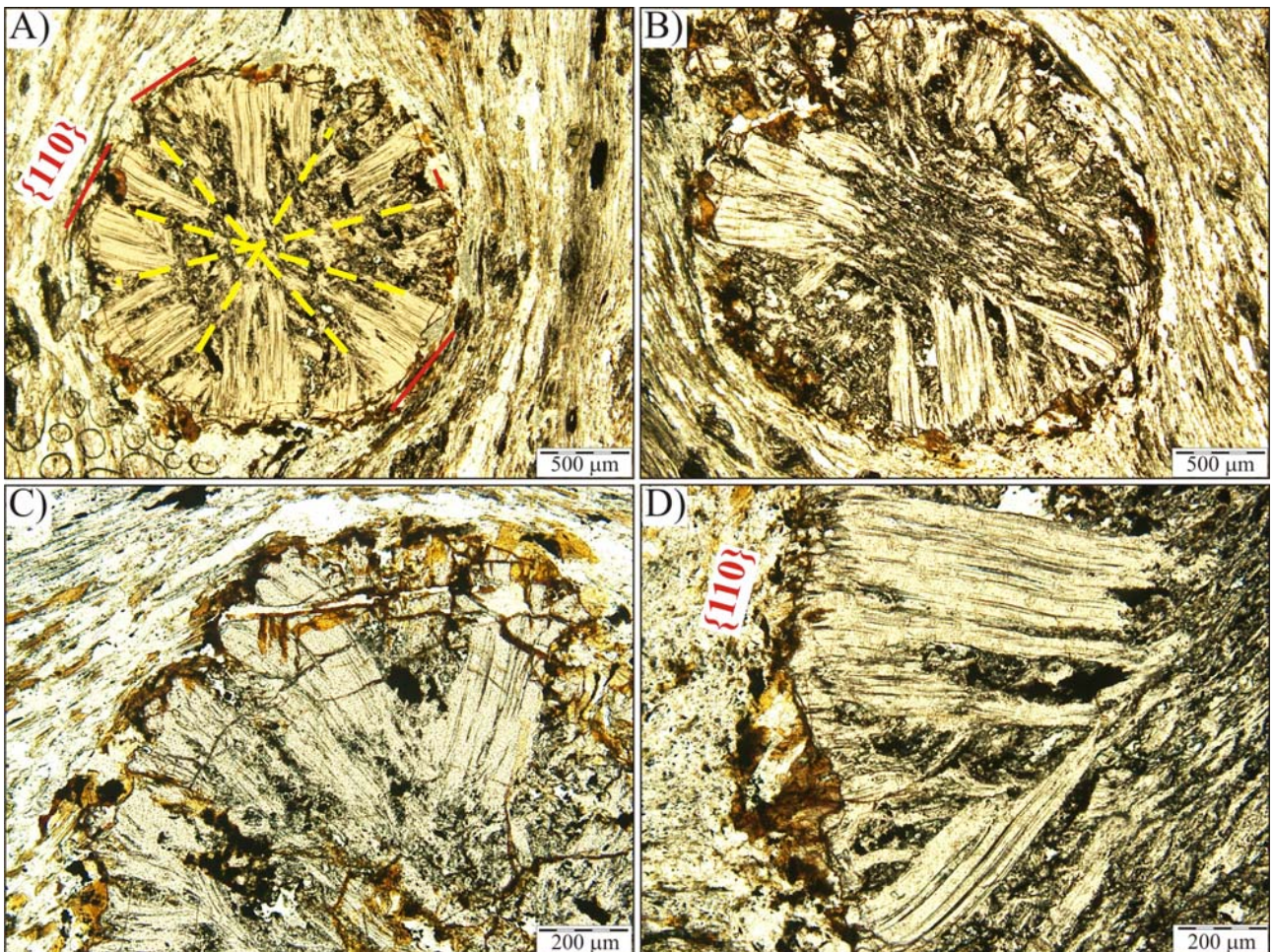


Fig. 8.8. A) y B) Imágenes generales de dos cristales de granate con textura quiastolítica, que presentan secciones de simetría hexagonal-trigonal. Estas imágenes ópticas corresponden a secciones aproximadamente perpendiculares a uno de los cuatro ejes ternarios del cristal cúbico. C) y D) Detalles de estos cristales de granate, donde se muestran las acumulaciones de grafito en el frente de crecimiento de las caras $\{110\}$ de tipo rombododecaedro, así como las numerosas inclusiones de cuarzo, sobre todo dentro del granate (Unidad de Río Verde).

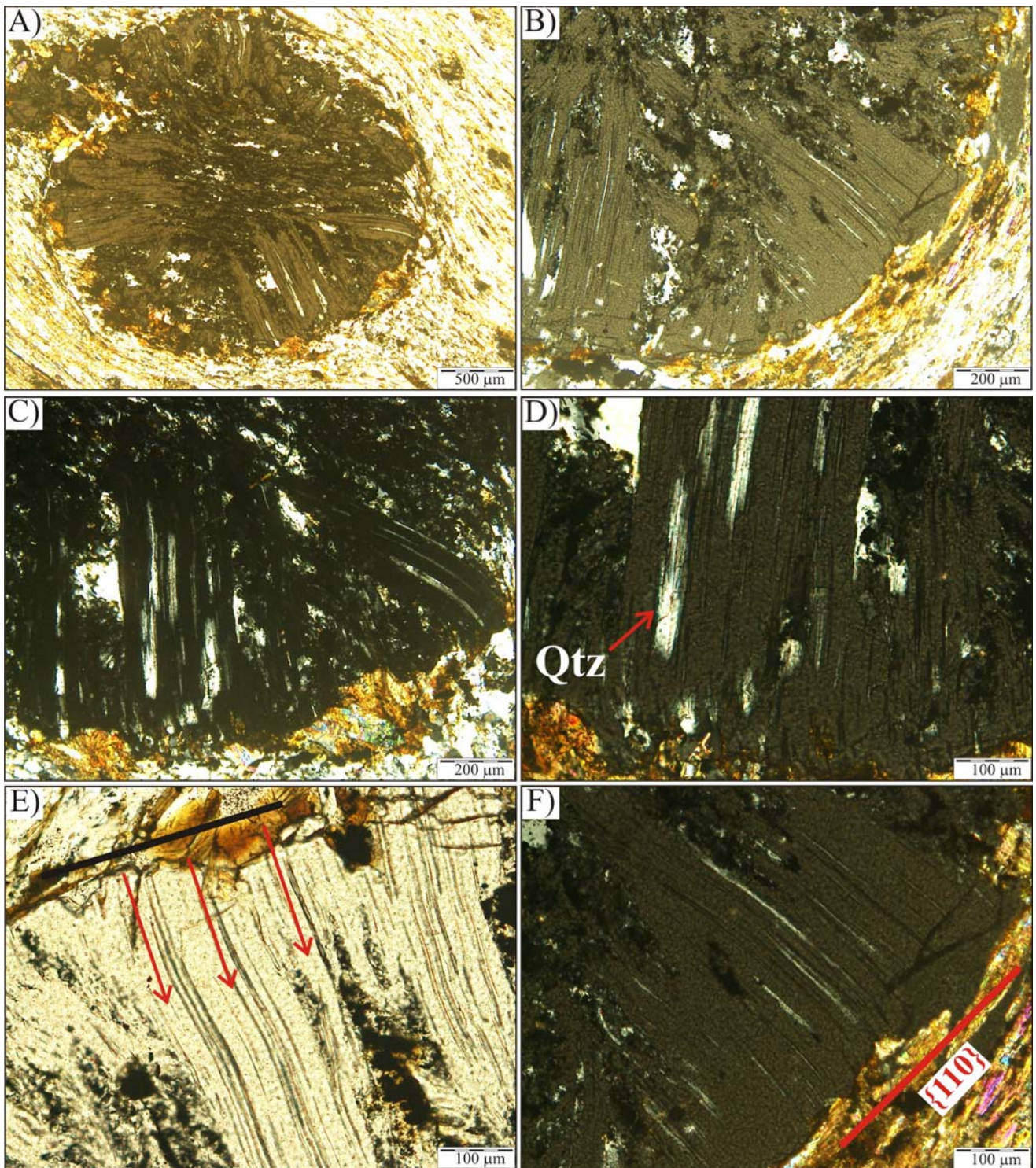


Fig. 8.9. Imágenes ópticas de las ramas de los cristales de granate de tipo, que muestran dos tipos importantes de patrones de inclusiones: uno de ellos es el que define los bordes de las diversas ramas del cristal quiastolítico (A, B y C); mientras que el otro se forma perpendicularmente a las caras {110} del rombododecaedro (C, D, E y F).

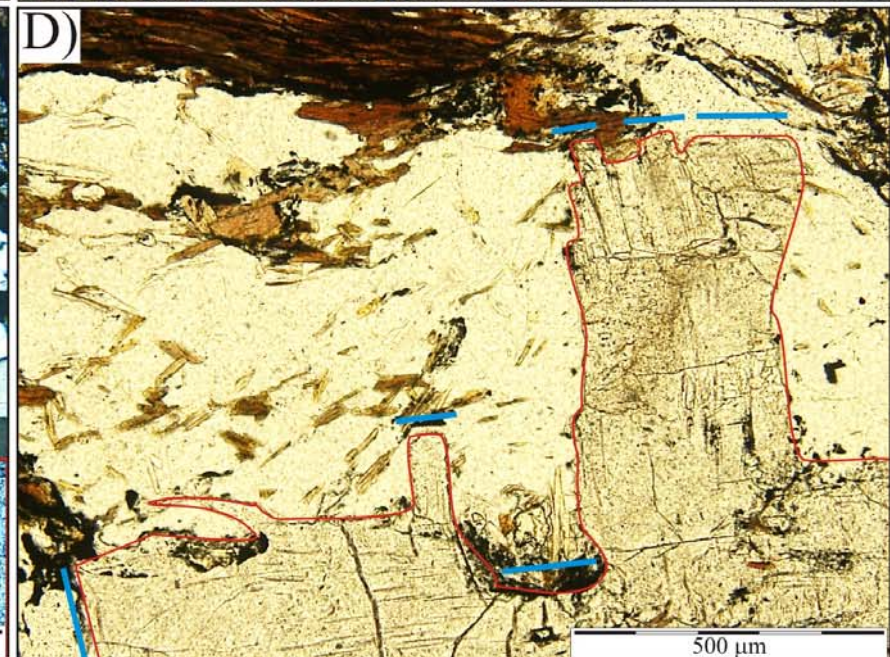
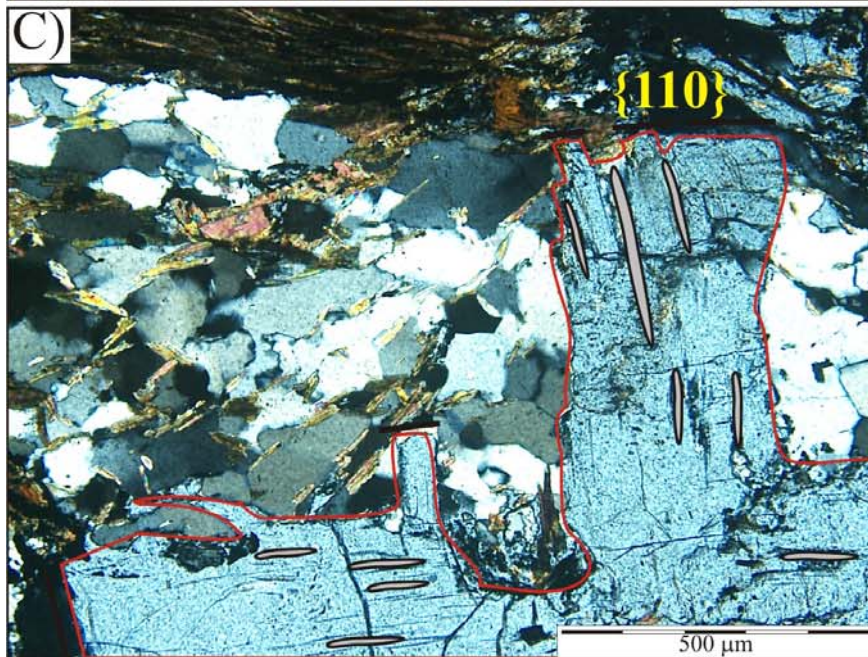
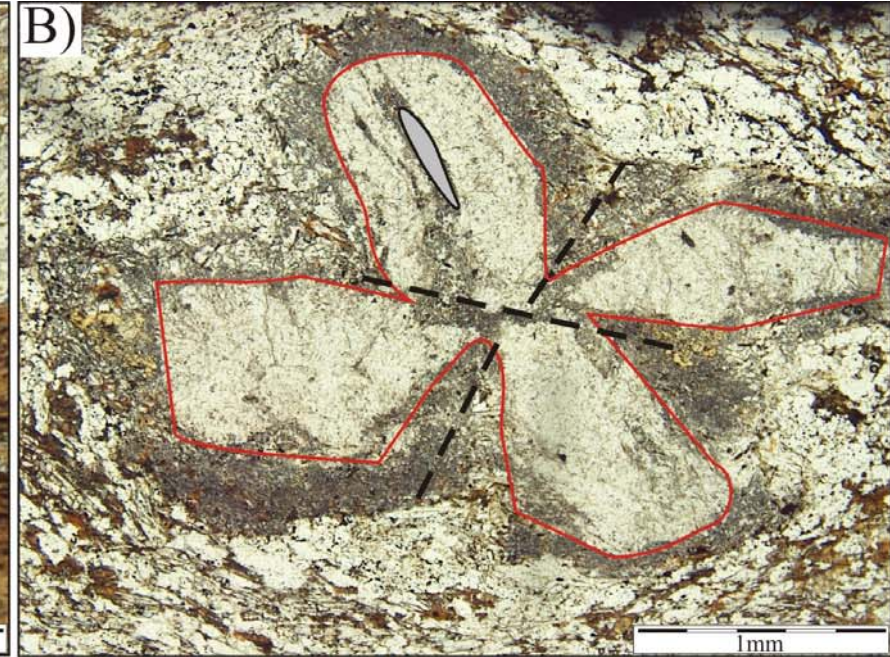
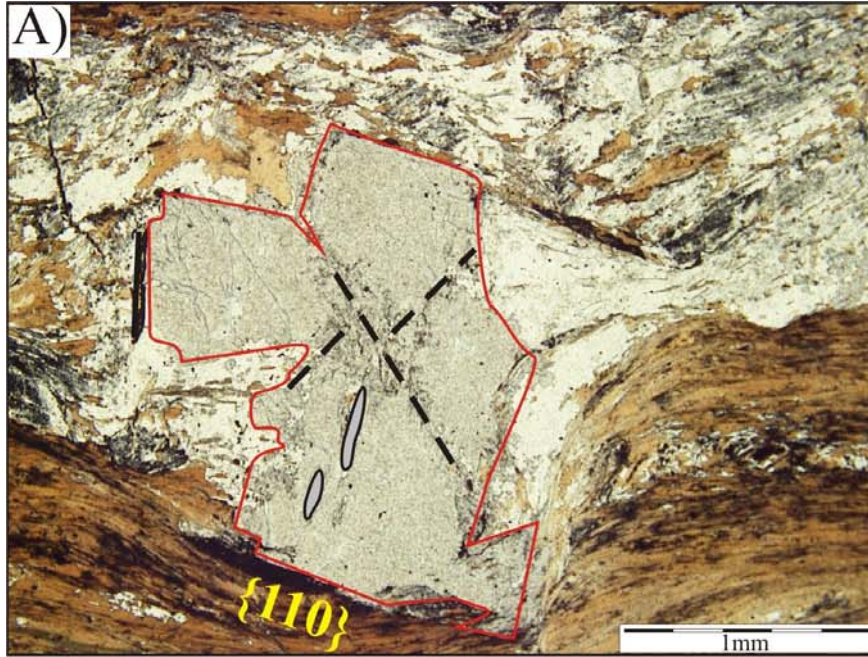
8.2. Quiastolitos de andalucita y otros crecimientos en capas (“layeríticos”) de silicatos.

El crecimiento de tipo quiastolítico es muy característico de los porfiroblastos de andalucita del Alpujárride Intermedio y Superior (Fig. 8.10). Es precisamente en los cristales de andalucita donde más se ha estudiado este tipo de crecimiento cristalino (Rast, 1965; Spry, 1969; Petreus, 1974; Nockolds *et al.*, 1978; Rubenach y Bell, 1988; Rice y Mitchell, 1991), aunque también se ha descrito en esmeraldas y rubíes bajo el nombre de esmeraldas y rubíes tipo “trapiche” (Nassau y Jackson, 1970; Sunagawa *et al.*, 1999), y también en granates (Wilbur y Ague, 2006).

Crecimientos similares a los aquí descritos para el granate y la andalucita se han observado en la biotita, la distena y la estaurolita de rocas del Alpujárride Superior (Fig. 8.11 y 8.12). En el caso de la biotita y la distena el hábito que desarrollan los cristales no es el usual, esto es, tabular en el caso de la biotita, o prismático en el de la distena. Por el contrario se observa un crecimiento preferencial según direcciones cristalográficas perpendiculares a las que son las más usuales en los cristales de ambos minerales que son más comunes en la naturaleza. Así, en el caso de la biotita, aparecen una especie de cristales “en torre” con crecimiento preferencial según el eje c^* , perpendicular a los planos (001) (Fig. 8.11A). Por su parte, la distena crece también en forma de torre según alguna dirección perpendicular a su eje cristalográfico c (Fig. 8.11B). La estaurolita por su parte es más poliédrica, aunque se observa un crecimiento normal rápido de las caras prismáticas paralelas al máximo alargamiento del cristal (Fig. 8.12).

En esta memoria, este tipo de crecimiento en torres observado en porfiroblastos de silicatos en rocas metamórficas de alto grado será denominado crecimiento “en capas” o de tipo “*layerítico*” como contraposición al de tipo de dendrítico. Ese término fue acuñado por Rast (1965) para explicar el crecimiento de los quiastolitos de andalucita. Este término pretende poner de manifiesto que trata de un tipo de crecimiento que está condicionado por la velocidad de crecimiento normal o alta para una cara que usualmente tiene un buen desarrollo lateral en los cristales del mineral en cuestión. Esto determina que el desarrollo lateral de las caras sea menor, lo que hace que el hábito del cristal no sea el usual, aunque esa caras siguen observándose en el cristal. Así sucede en el caso de la andalucita cuando aparecen quiastolitos en vez de cristales prismáticos alargados según el eje cristalográfico c , mientras que en el caso de la biotita aparecen cristales en torre, que crecen según el eje c^* de la mica, en vez de cristales tabulares.

Fig. 8.10. Diversos ejemplos de porfiroblastos de andalucita con crecimiento de tipo quiastolítico. Lo más destacable es la presencia de inclusiones, en algunos casos en las cuatro ramas. En las imágenes A) y B) los patrones de inclusiones forman una cruz que separa las ramas. Es también frecuente que las inclusiones aparezcan orientadas según direcciones perpendiculares a las caras prismáticas {110} (Unidad de Torrox). (A), (B) y (D), nicoles paralelos, y (C) nicoles cruzados; (C) y (D) corresponden al mismo campo de visión (— traza de contorno de los cristales; — traza de las caras prismáticas; •••• traza cruciforme formada por inclusiones; ○ inclusiones de cuarzo).



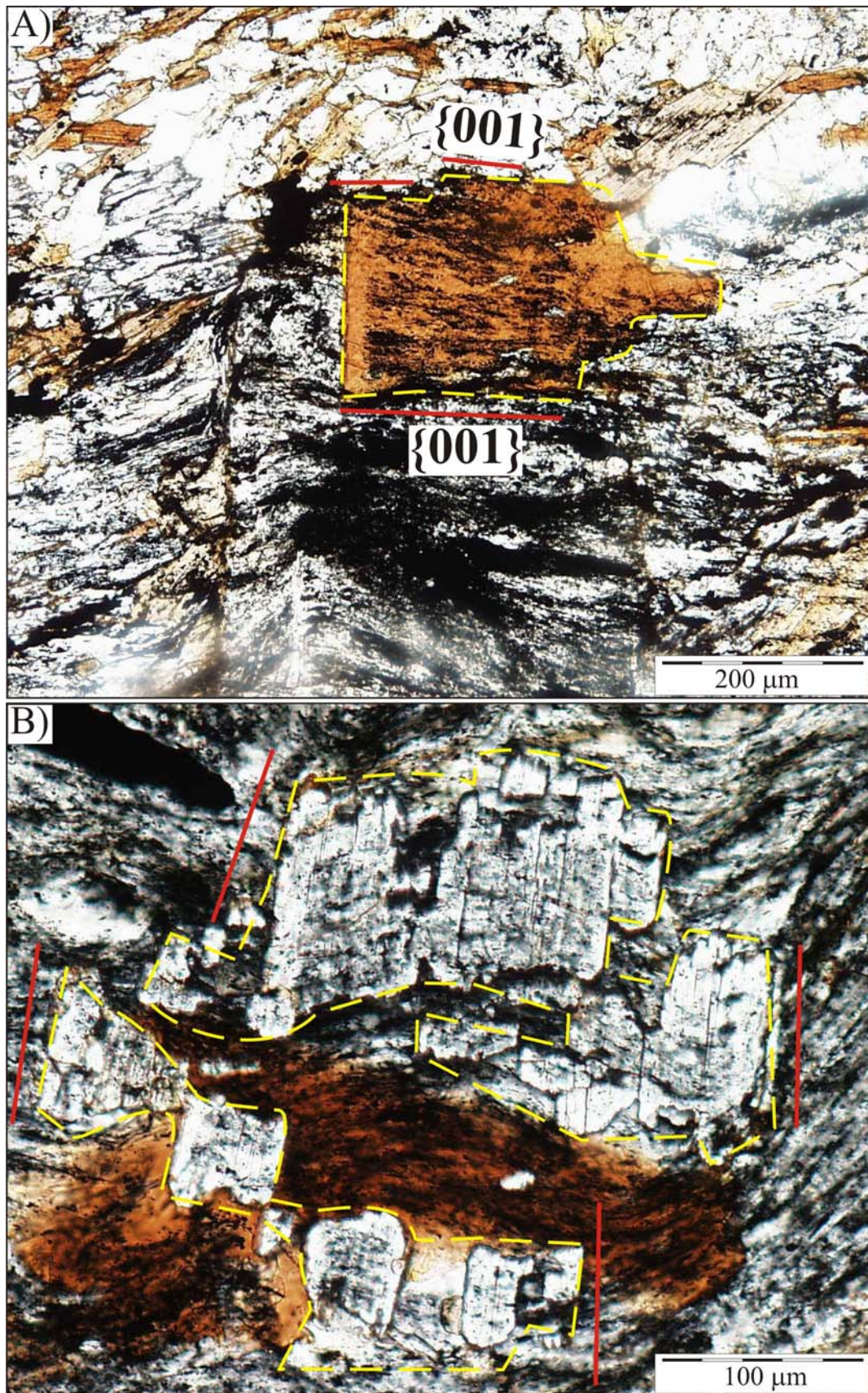


Fig. 8.11. Cristales en torre de biotita (A) y distena (B) en rocas de alto grado del Alpujarride Superior (Unidad de Río Verde). Obsérvese que ambos minerales son postesquistos y que incluyen lamelas de grafito que definen la foliación (S_1)

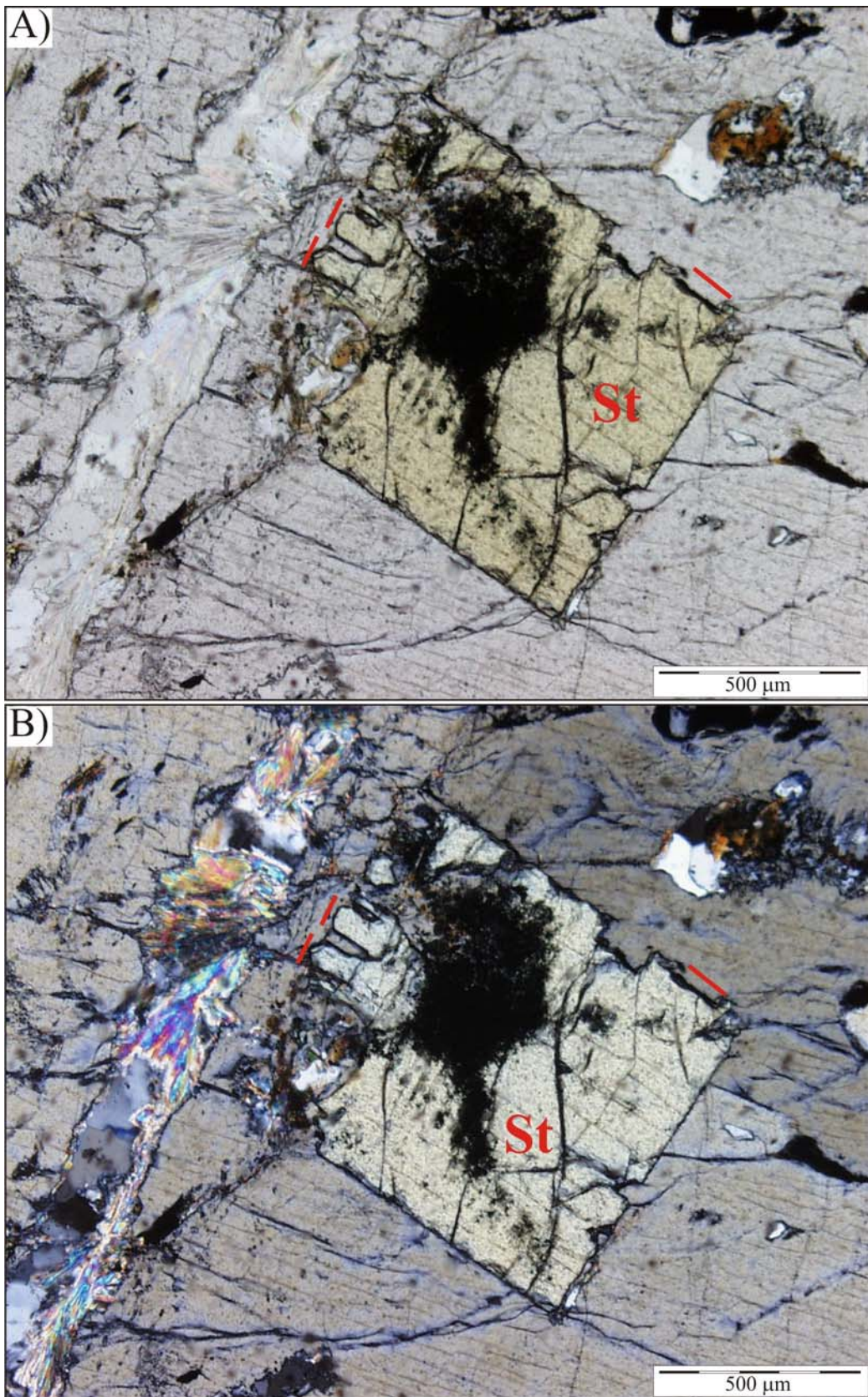


Fig. 8.12. Cristal de estaurolita con desarrollo de torres perpendicularmente a las caras prismáticas (Unidad de Torrox). La estaurolita está englobada en un cristal de andalucita.

8.3. Agregados paralelos en estaurolita y otros tipos de crecimiento.

Como contrapunto a los crecimientos anteriormente descritos, en capas o de tipo “layerítico”, cuyo mecanismo de formación se discutirá más adelante, se, presentarán a continuación algunos ejemplos que se corresponden con otro tipo de mecanismo de crecimiento cristalino muy diferente. Así, mientras que en las imágenes anteriores se observan porfiroblastos de granate escasos y de gran tamaño, en la figura 8.13 se muestra una miríada de pequeños cristales de granate en una muestra de rocas pertenecientes al Alpujárride Intermedio (Unidad de las Albequillas). Esta observación demuestra que los procesos de nucleación del granate no están fuertemente limitados en estas rocas de alto grado del Complejo Alpujárride, a diferencia de lo que parecen indicar las texturas del granate y los otros minerales que han sido ilustradas en las figuras precedentes. Más bien estas texturas parecen indicar que la razón entre las tasas de nucleación y crecimiento obedece a factores de tipo local o, más probablemente, a factores relacionados con el momento temporal y las condiciones de formación de los minerales en cuestión, condiciones que parecen corresponder a momentos de crecimiento cristalino muy rápido y en condiciones estáticas ya que, en todos los ejemplos mencionados más arriba, los cristales incluyen a una foliación preexistente (S_1 o S_2).

En las rocas del Alpujárride Intermedio también suelen aparecer otras texturas que denotan altas tasas de nucleación tridimensional como pone de manifiesto la aparición de agregados paralelos de estaurolita (Fig. 8.14A). Los crecimientos de tipo dendrítico son impensables en las rocas metamórficas. No obstante, crecimientos esqueléticos (o de tipo “hopper”: Kuroda *et al.*, 1977; Lasaga y Kirkpatrick, 1981) sí que se conocen en este tipo de rocas, como muestran los cristales de estaurolita de las figuras 8.14B-D. En cualquier caso, este tipo de texturas deben de estar relacionadas con una cinética muy particular vinculada a aportes, muy localizados en el espacio, de una gran cantidad de material, posiblemente en relación con algún tipo de reacción de deshidratación que aporte fluidos con alta saturación de los componentes necesarios para su crecimiento.

8.4. Mecanismo de crecimiento cristalino.

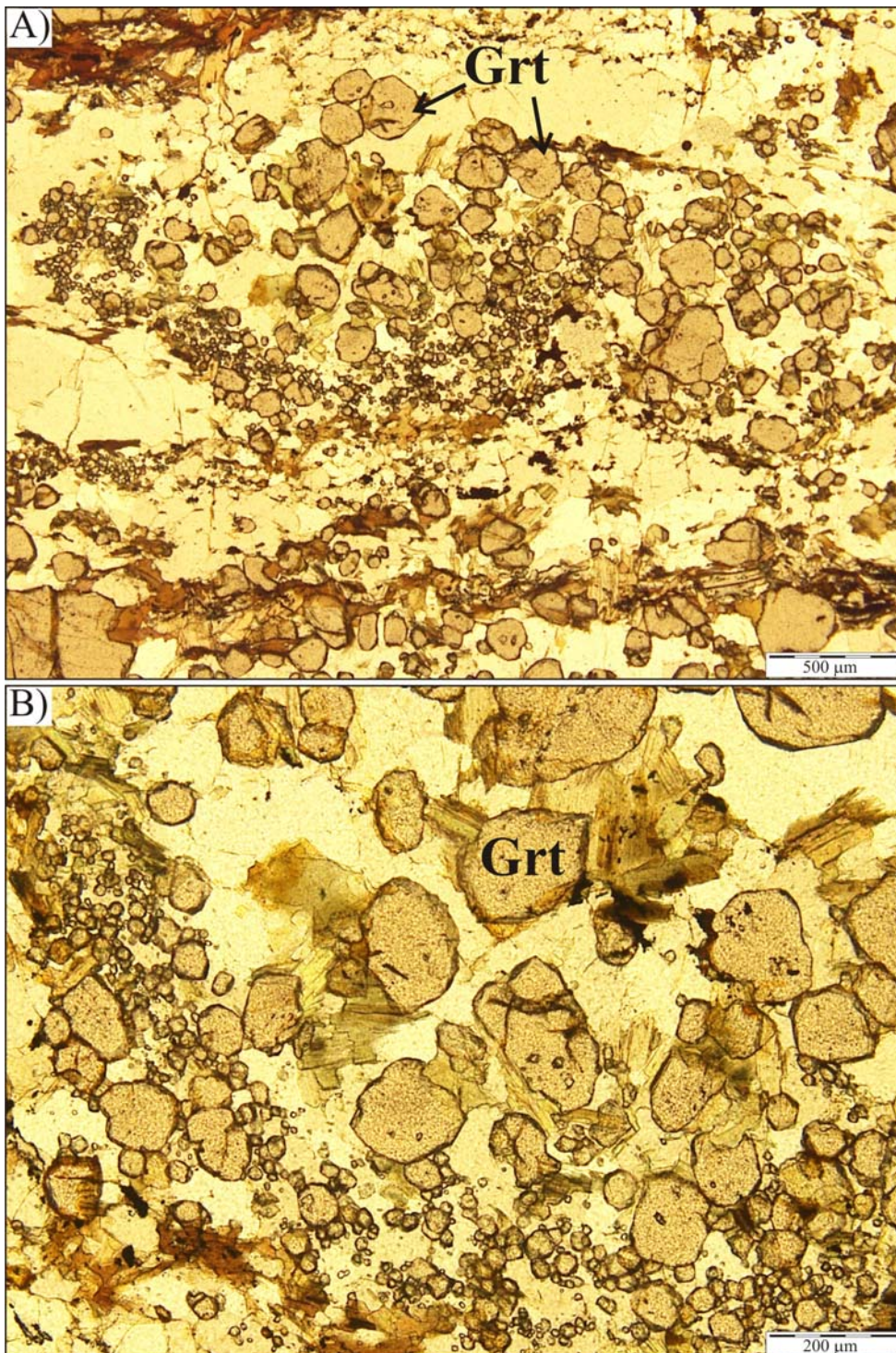
La escasez o práctica ausencia de fase fluida en los procesos metamórficos, salvo en situaciones específicas y en relación con reacciones de deshidratación de filosilicatos, hace que la tasa de aporte de material a la superficie del cristal que crece sea muy baja. El proceso

de crecimiento de los porfiroblastos que aparecen en las rocas metamórficas aquí estudiadas debe estar controlado por mecanismos de difusión. Sin embargo los silicatos son sustancias poco solubles, por lo que desarrollan una alta tensión superficial en sus interfaces (Putnis *et al.*, 1997). La minimización de la alta energía superficial hace que dichas superficies no sean rugosas, que los crecimientos de tipo dendrítico sean muy raros y que, cuando aparecen, están casi siempre relacionados con la formación de los minerales silicatados de mayor densidad o con estructuras altamente empaquetadas, como el olivino y el granate (Spry, 1969; Donalson, 1976; Padrón-Navarta *et al.*, 2008). En general los silicatos tienen una tendencia natural a formar caras lisas, máxime si las condiciones de sobresaturación son muy bajas, como de hecho parece ocurrir en las rocas metamórficas. Como consecuencia de ello, los rincones y los escalones de la superficie de un cristal van a desaparecer rápidamente durante el crecimiento cristalino.

Es bien sabido que la formación de superficies rugosas sólo ocurre en condiciones de alta sobresaturación, donde el crecimiento cristalino tiene lugar por procesos de nucleación bidimensional y tridimensional (Sunagawa, 1987). Estas condiciones son más propias de los procesos de cristalización inducida en el laboratorio y no suelen darse en los procesos metamórficos salvo en situaciones particulares (en el espacio y en el tiempo geológico), y generalmente en relación con reacciones de deshidratación (*e.g.* Padrón-Navarta *et al.*, 2008). Los mecanismos de nucleación bidimensional y tridimensional son responsables de la formación de los cristales dendríticos y esqueléticos (o de tipo “*hopper*”: Fig. 8.15) en los que el crecimiento de la cara comienza desde los vértices y aristas del cristal hacia el interior de la cara: es el denominado efecto Berg (Amorós, 1982). En este caso, la sobresaturación de una cara del cristal es mínima en su centro y máxima en sus bordes, lo que hace que la cara crezca desde el borde al centro (Kirkpatrick, 1981). El apilamiento de las unidades de crecimiento desde las esquinas del cristal hacia las zonas centrales de la cara es responsable de que se desarrollen cristales esqueléticos, con caras incompletas y con inclusiones que se orientan paralelamente a las caras.

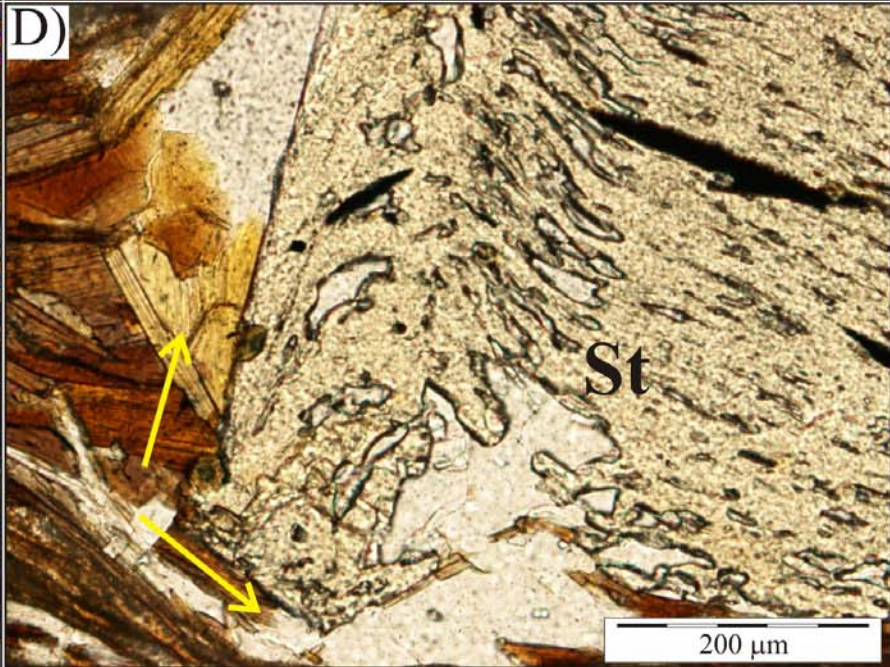
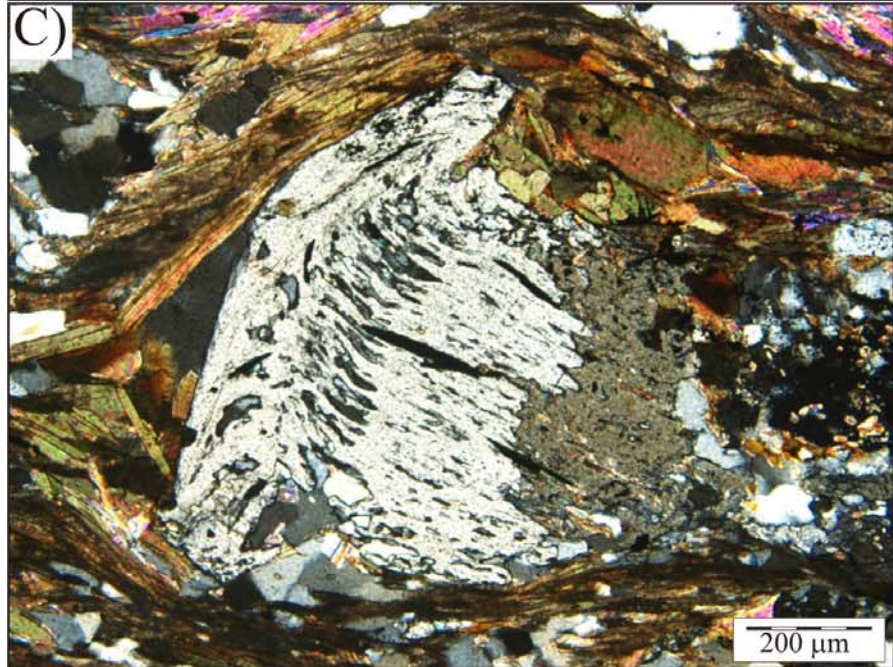
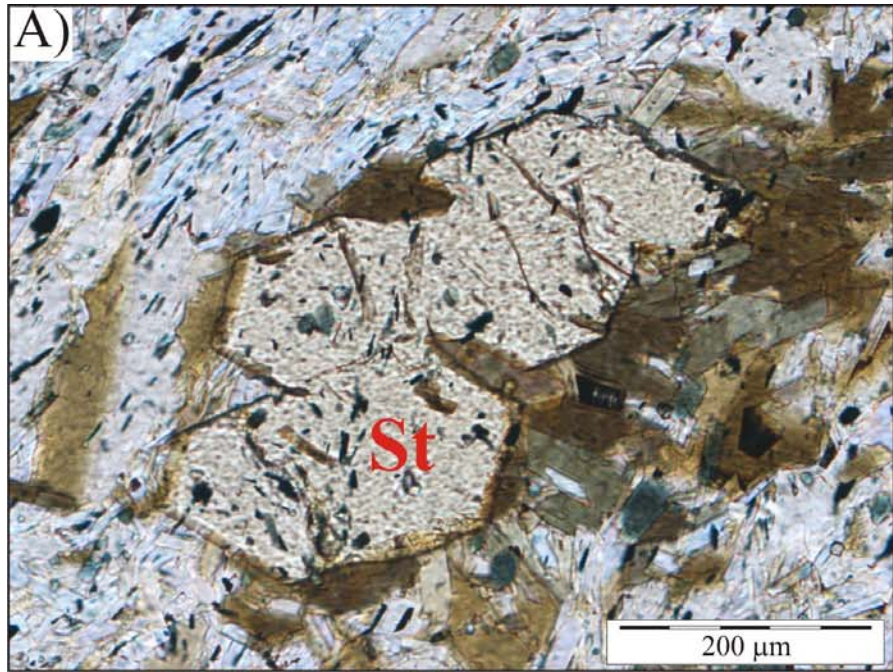
Por el contrario, cuando el crecimiento cristalino acontece en condiciones de baja sobresaturación, la superficie se completa y aparece lisa; incluso, como caso extremo, el cristal puede aparecer sin esquinas (Fig. 8.16). Esto último no es lo usual, siendo lo normal en estos casos que el cristal adquiera morfologías poliédricas. El mecanismo de crecimiento cristalino que suele operar a tales bajas sobresaturaciones es el crecimiento espiral, provocado

por la aparición de dislocaciones helicoidales en el centro de las caras (Sunagawa, 1987). El crecimiento aquí llamado en capas (*“layerítico”*) surge cuando aparece un gran número de dislocaciones helicoidales en el centro de las caras, lo que crea un gran número de peldaños permanentes o, lo que es lo mismo, rincones no rellenables. Como consecuencia de ello el crecimiento es rápido no solo paralelamente a la cara sino también normalmente a la misma (Fig. 8.15).



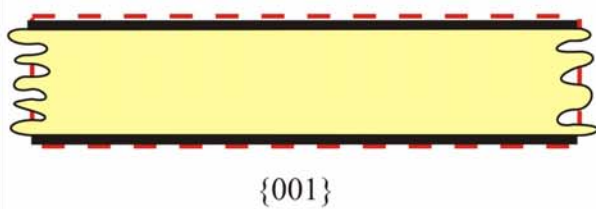
*Fig. 8.13.
Numerosos
granates de
pequeño tamaño
en esquistos de
alto grado del
Alpujárride
Intermedio
(Unidad de las
Alberquillas).*

Fig. 8.14. A) Agregado paralelo en estaurolita en esquistos de alto grado (Unidad de las Alberquillas). B) y C) Cristal esquelital de estaurolita incluido en esquistos grafitosos, con un patrón de inclusiones de tipo “hopper” que aparece intercrecido, o más bien recrecido, por andalucita. D) Detalle del cristal esquelital de estaurolita, con caras que crecen desde las esquinas atrapando inclusiones en su parte central (flechas amarillas). (Unidad de Torrox).

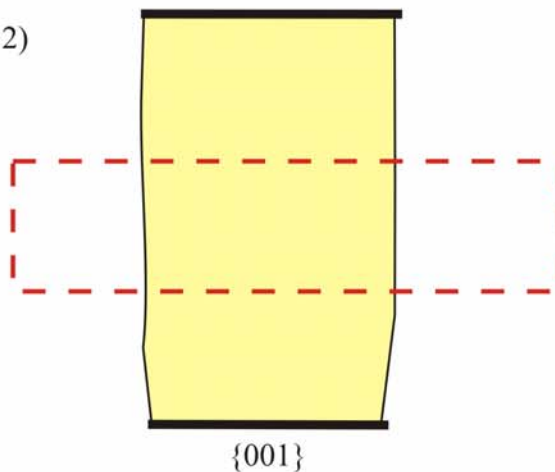


A) *Pinacoide*

1)

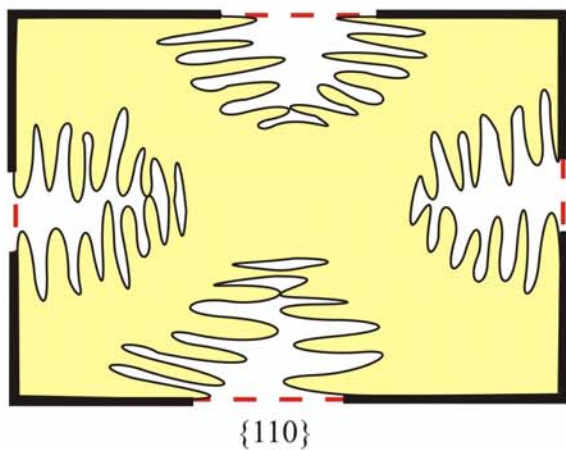


2)

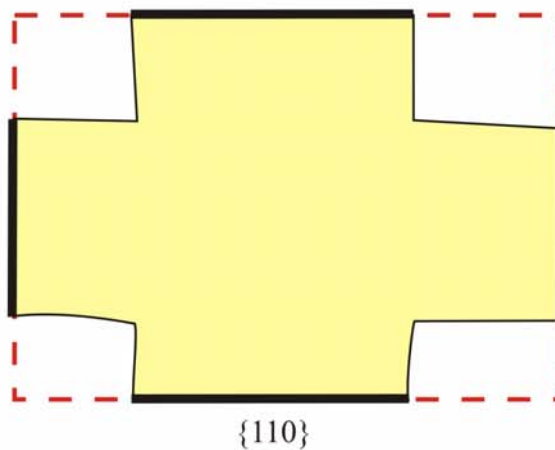


B) *Prisma Tetragonal*

1)

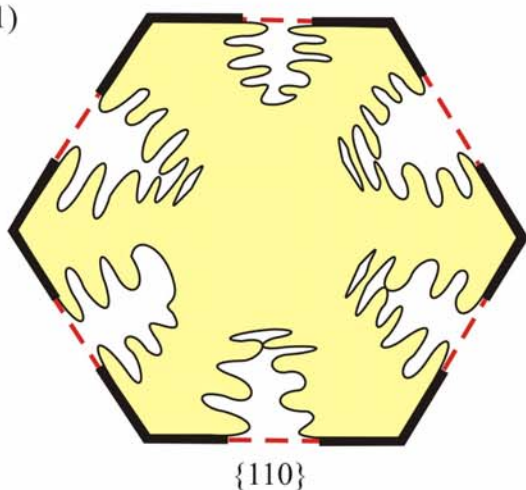


2)



C) *Prisma Hexagonal*

1)



2)

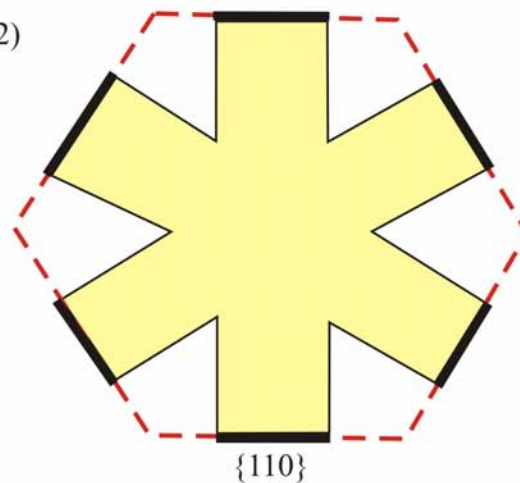


Fig. 8.15. Cristales de tipo dendrítico (“hopper”, parte izquierda de la figura) y en capas (“layerítico”, parte derecha) para las siguientes formas cristalográficas: A) pinacoide, B) prisma tetragonal y C) prisma hexagonal.

8.5. Influencia del crecimiento cristalino en los procesos de reacción.

En la figura 8.17 se presenta un modelo para la formación del patrón de inclusiones perpendicular a la cara de crecimiento que suele observarse en los crecimientos en capas (de tipo “*layerítico*”) anteriormente ilustrados. En este caso se parte de un gran número de dislocaciones helicoidales que se localizan en el centro de las caras (Fig. 8.2C), de modo que los escalones de crecimiento se mueven desde el centro de las caras hasta las esquinas. Puesto que la sobresaturación es mayor en las esquinas, por el efecto Berg anteriormente mencionado, cabe esperar una mayor fuerza motriz del sistema en los bordes de las caras, capaz de desarrollar una presión de cristalización suficiente como para expulsar las partículas extrañas hacia los bordes de las caras y desarrollar interfaces planares estables. Sin embargo como se ve en el esquema (Fig. 8.17), el gran número de dislocaciones helicoidales presentes en la parte central de las caras hace que los escalones confluyan en zonas internas de las caras, donde la fuerza motriz es menor. De este modo las partículas de la matriz, básicamente de cuarzo en los ejemplos presentados anteriormente, quedan atrapadas en el centro de las caras.

En el caso de los crecimientos dendríticos (tipo “*hopper*”), tanto el mecanismo de atrapamiento de las inclusiones como la orientación espacial de éstas con respecto a la cara cristalina son muy distintos, tal y como viene explicado en Kirkpatrick (1981), y producen un desplazamiento de las inclusiones hacia el interior de las caras, por lo que éstas tienden a crecer en el interior del cristal.

Al igual que superficies externas del cristal, las superficies que se desarrollan dentro del cristal por los mecanismos de crecimiento cristalino explicados en la figura 8.17 son zonas de alta energía y, por tanto, muy reactivas a la hora de producirse la disolución del cristal. Su energía superficial es bastante mayor que la de una cara cristalina estable. La estabilidad energética que se deriva del fuerte control estructural de las caras cristalinas paralelas a las cadenas periódicas de enlace (“*periodic bond chains*” o PBCs de Hartman y Perdok, 1955) hace que la tensión interfacial de la cara cristalina sea mayor y, por tanto, su solubilidad menor que cualquier otra superficie del cristal. La alta reactividad de las superficies perpendiculares a las caras del cristal, que en el caso que de los quistolitos de andalucita vienen marcadas por la presencia de bandas ricas en cuarzo orientadas perpendicularmente a las caras más estables del cristal, favorece el comienzo de los procesos de reacción en estas zonas de alta energía superficial. En el capítulo 6 de esta memoria se ha explicado que la transformación de andalucita a distena se inicia a lo largo de este tipo de

superficies dentro del cristal. Así pues, la transformación de los quiasmolitos de andalucita a distena constituye un claro ejemplo de que el desarrollo de la reacción viene controlado por el crecimiento cristalino.

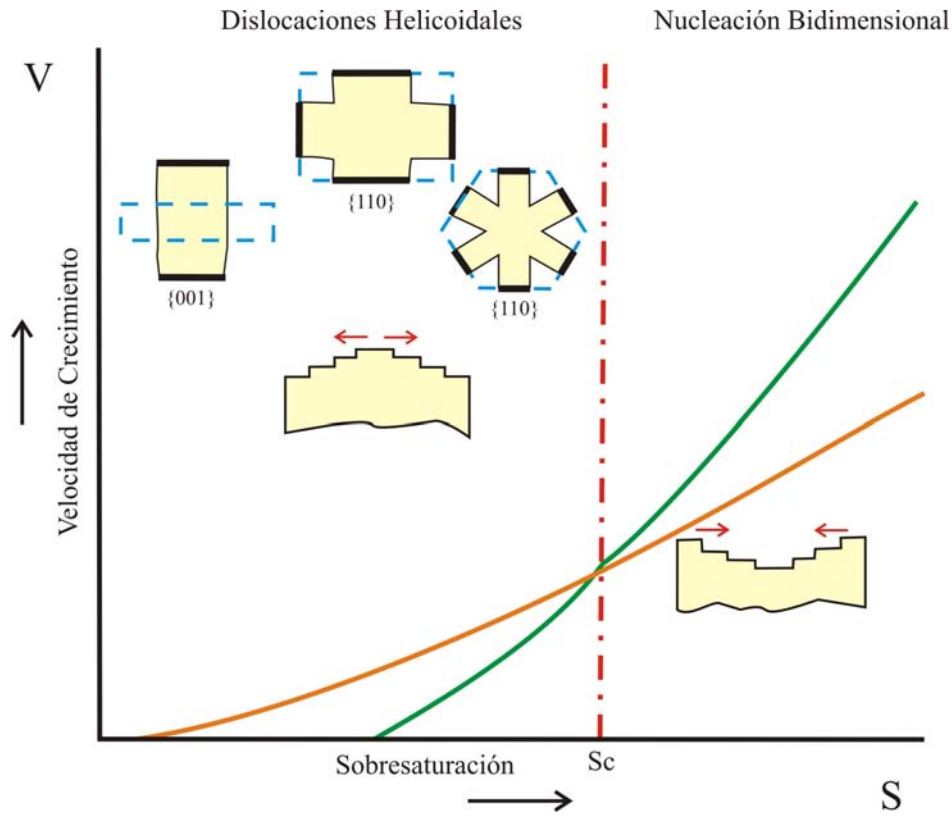


Fig. 8.16. Mecanismo dominante en el crecimiento de una cara cristalina y morfologías asociadas en función de la sobresaturación. Velocidad de crecimiento (V), saturación (S) y saturación crítica (S_c). (Modificado de Amorós, 1982 y Kuroda et al., 1977).

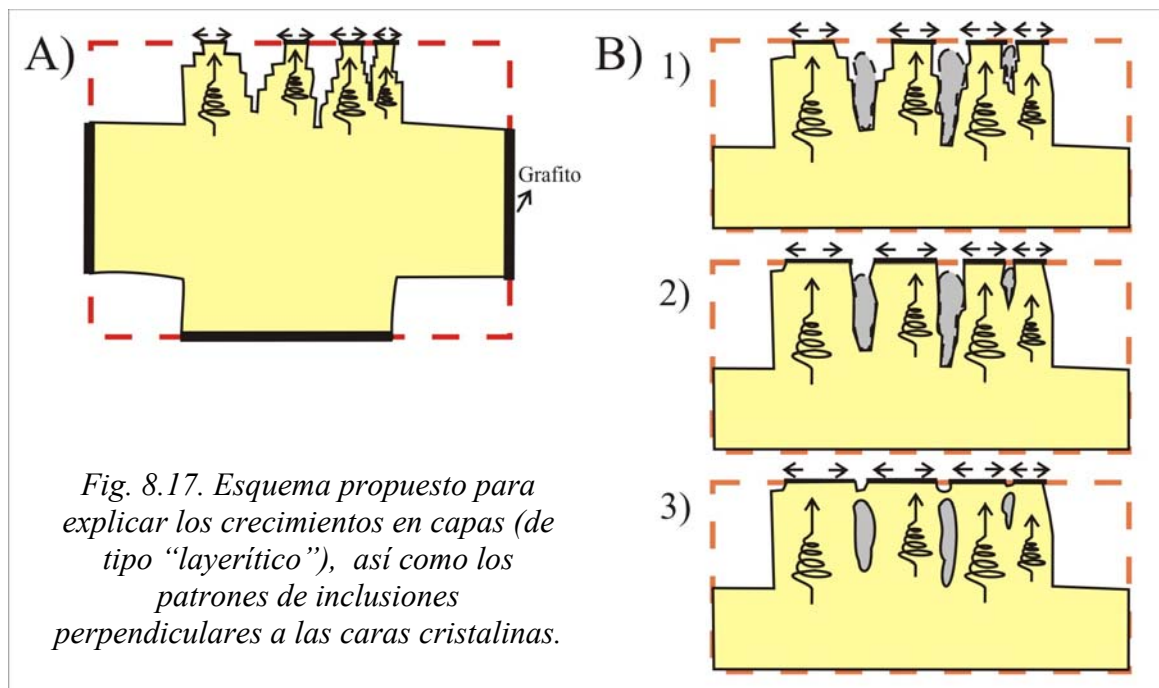


Fig. 8.17. Esquema propuesto para explicar los crecimientos en capas (de tipo "layerítico"), así como los patrones de inclusiones perpendiculares a las caras cristalinas.

9. INTERCRECIMIENTOS DE MOSCOVITA Y BIOTITA.

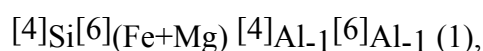
En la sección 3.3 del capítulo 3, dedicada a los esquistos moscovíticos relacionados con el Complejo Gneísico de Torrox, se planteó la existencia de una posible relación mineralogénica entre la biotita y la moscovita, sobre la base de los estudios petrográficos y geoquímicos allí presentados. De hecho, una de las conclusiones de aquél apartado es que la biotita debió desempeñar un papel importante en el proceso de moscovitización que afectó a los esquistos grafitosos de los que, en última instancia, dichos esquistos moscovíticos derivan. En este capítulo se estudiará en detalle la moscovita presente en los diversos litotipos presentes en el Complejo Gneísico de Torrox: esquistos moscovíticos (*e.g.* Figs. 2.17, 2.38), diques pegmatoides con grandes cristales de moscovita intruidos en gneises glandulares (Fig. 2.40), enclaves ricos en biotita (Fig. 3.33) y grumos o fajas de segregación (“*schlieren*”) presentes en los gneises granitoides (Figs. 2.34B, 2.34C y 2.34D). Como ya se ha dicho en el capítulo 3, la moscovita de estas rocas suele contener numerosas inclusiones de biotita, pero quizás lo más llamativo de estas moscovitas es que pueden presentar una fuerte variación en su color de interferencia (Fig. 9.1). Es justamente esta peculiar propiedad óptica lo que ha llevado a realizar el estudio detallado que se presenta en este capítulo.

9.1. La composición de la moscovita.

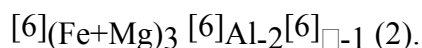
En la figura 9.2 se muestra un detalle de uno de los cristales de moscovita que aparece en la parte central de la figura 9.1A. Dicho cristal presenta inclusiones de biotita, así como una zonación marcada por la variación del color de interferencia, que no guarda relación con la distribución de las inclusiones de biotita. En la tabla 9.1 se recogen los análisis de microsonda electrónica de los cristales de moscovita que presentan esta peculiar zonación definida por el color de interferencia. Estos análisis indican que la moscovita tiene contenidos excepcionalmente altos de titanio para lo que normalmente es habitual en la moscovita, de hasta casi 0.2 átomos por fórmula unidad (p.f.u.) e, incluso, hay dos análisis con más de 0.2 átomos p.f.u. Para poder evaluar los diversos mecanismos de sustitución que permiten incorporar el titanio a la moscovita, junto con la de otros elementos químicos como el Mg y el Fe, se han realizado una serie de diagramas bidimensionales que permiten estudiar las variaciones de los elementos químicos analizados en este mineral y sus eventuales correlaciones positivas o negativas (Fig. 9.3). Para evaluar hasta que punto la zonación óptica

observada en la moscovita se correlaciona o no con sus posibles variaciones composicionales, se han realizado varios perfiles que atraviesan dicha zonación, tanto perpendicularmente a las capas basales de la moscovita como paralelamente a las mismas (Fig. 9.4).

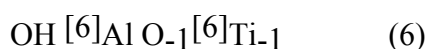
Según se deduce del estudio composicional por microsonda electrónica, las moscovitas zonadas son muy heterogéneas y muestran importantes desviaciones composicionales con respecto al término extremo de moscovita. Dichas variaciones implican sustituciones cristal químicas (Dymek, 1983) del tipo Al-Tschermak:



y di-trioctaédrica:



Para explicar el mecanismo de sustitución del titanio en la moscovita se han propuesto diversos equilibrios (Monier y Robert, 1986):

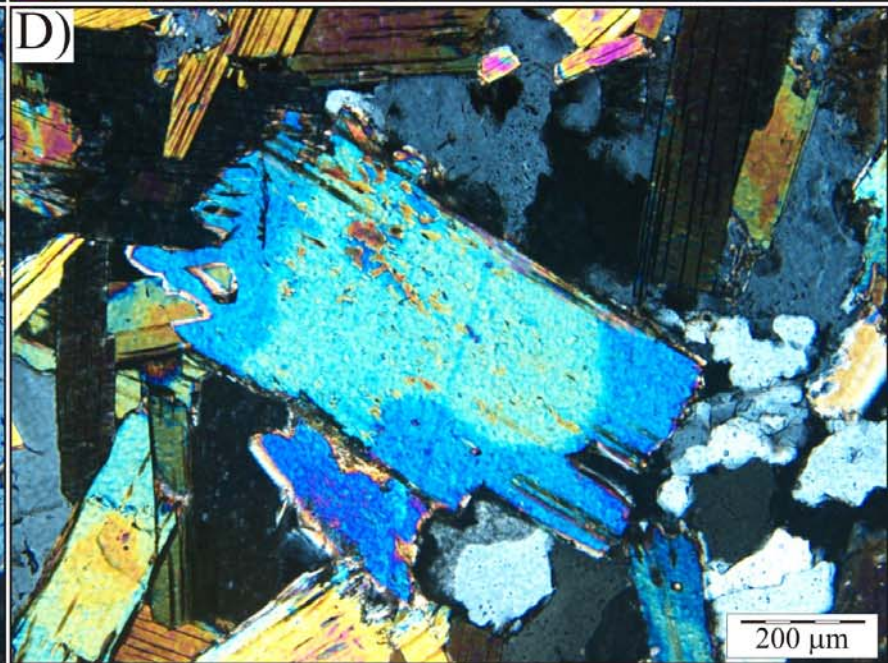
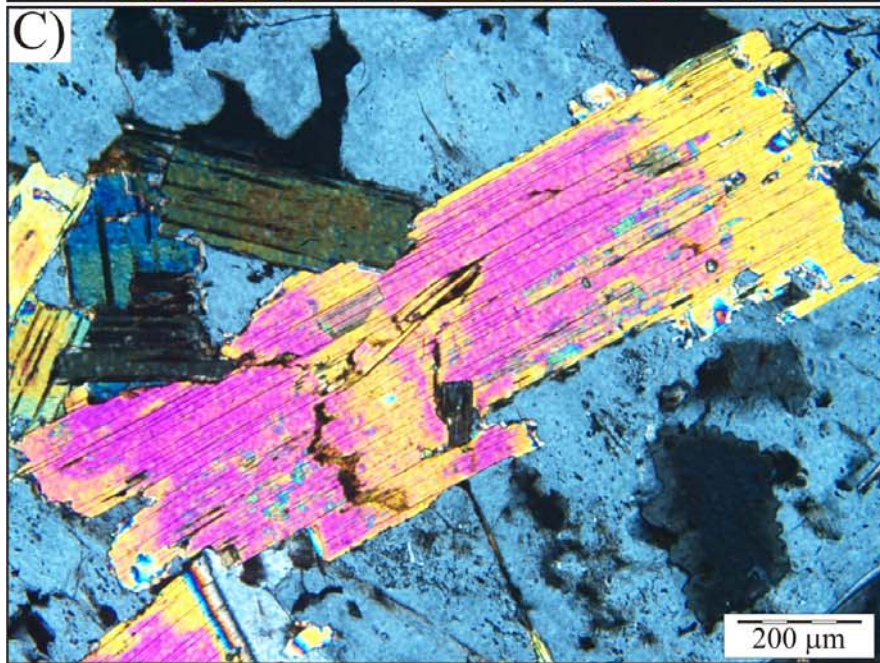
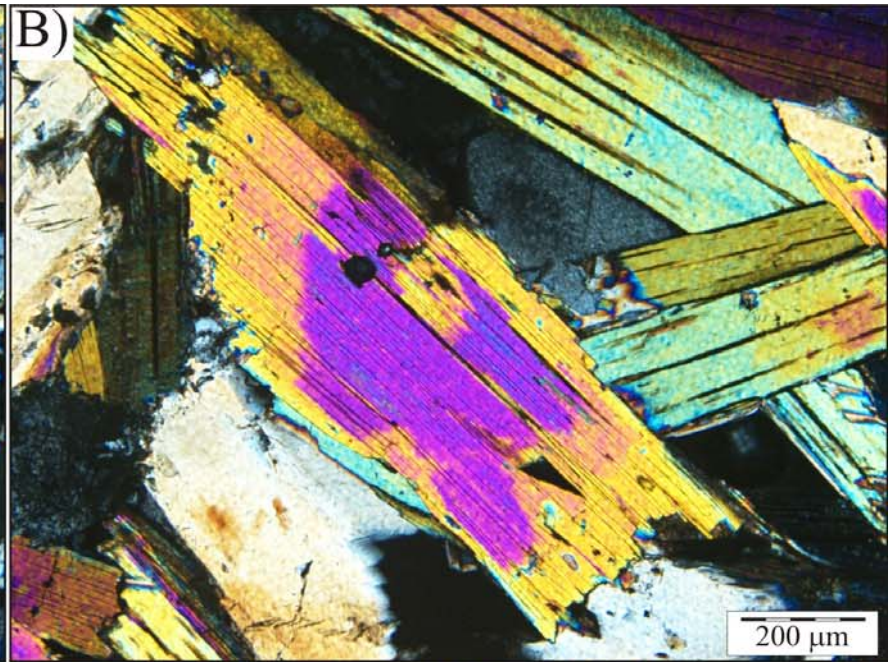
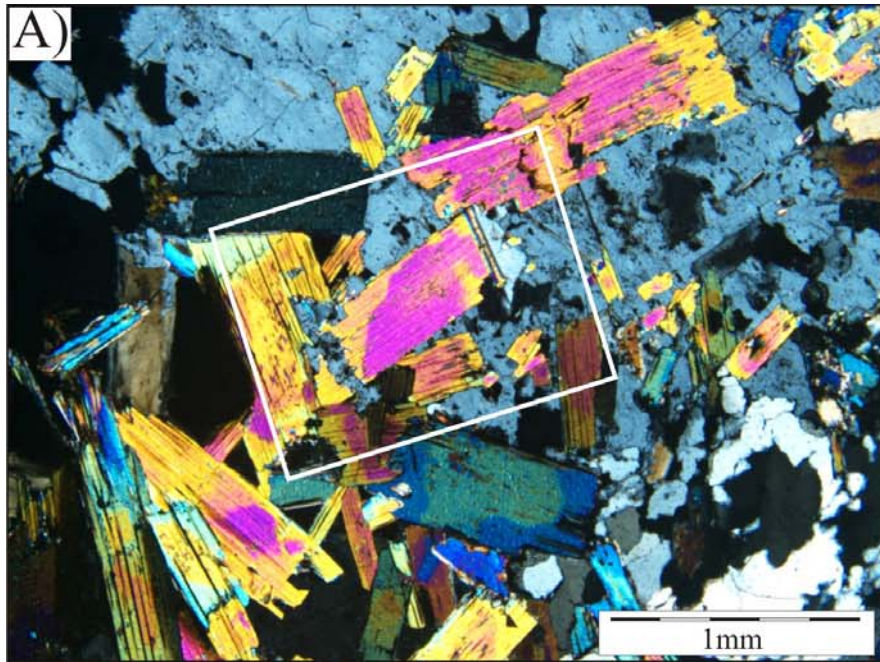


Tanto las sustituciones (3) como la (4) tienen que ser descartadas en el caso estudiado ya que, de la tabla 9.1 y las figuras 9.3 y 9.4, se deduce que el Si y el Ti no se correlacionan negativamente. La sustitución (3) también se debe descartar ya que del análisis composicional se deduce que el Ti, al entrar en la estructura de la moscovita, lo haría en la capa octaédrica. Así pues, quedan los equilibrios (5) y (6) como posibles mecanismos de sustitución para incorporar el Ti a la estructura de la moscovita.

Por lo que se refiere a la relación entre la zonación visible ópticamente y la variación composicional que se deduce de los análisis de microsonda electrónica, el estudio comparado de los perfiles cuantitativos de la figura 9.4 y de los diagramas de variación de la figura 9.3,

pone de manifiesto que: 1) hay zonas de la moscovita ricas en Ti, Mg, Fe y Si y pobres en Al, que se corresponden con las de mayor color de interferencia en las imágenes ópticas; y 2) hay una correlación positiva entre los contenidos de Si, Mg, Fe y Ti y negativa entre estos elementos y el Al. A partir de esto cabe preguntarse si los equilibrios (1), (2), (5) y (6) representan realmente sustituciones cristaloquímicas para las moscovitas zonadas o si, por el contrario, son el reflejo composicional de un efecto textural relacionado con la presencia de inclusiones muy pequeñas dentro de la moscovita, correspondientes a minerales que están relativamente enriquecidos en Ti, Si, Fe y Mg con respecto a la moscovita. Las imágenes de electrones retrodispersados de la figura 9.5 ponen de manifiesto la presencia sistemática de biotita y, en algunas ocasiones, de cuarzo dentro de estas moscovitas con zonación óptica. La presencia de estas inclusiones, sobre todo de biotita, también se observa ópticamente pero, como ya se ha dicho, su distribución espacial no guarda relación con la zonación reconocida en las imágenes de luz transmitida con analizador observadas a las máximas magnificaciones posibles en microscopía óptica. No obstante, las imágenes de electrones retrodispersados de la figura 9.5 confirman manifiestamente la zonación reconocida al microscopio óptico: en dicha figura se constata la presencia de zonas claras y oscuras dentro de la moscovita, además de abundante biotita e inclusiones de cuarzo. El color más claro de la parte central de los cristales de moscovita se debe a que dichas zonas presentan un mayor número atómico medio, lo que está relacionado con la presencia de una mayor cantidad de Fe y Ti; las más oscuras, de menor número atómico medio, son el resultado del enriquecimiento diferencial de Al en estas zonas.

Fig. 9.1. Imágenes ópticas con nicoles cruzados de moscovitas de un enclave de esquistos moscovíticos incluido en el ortogneis (Unidad de Torrox).



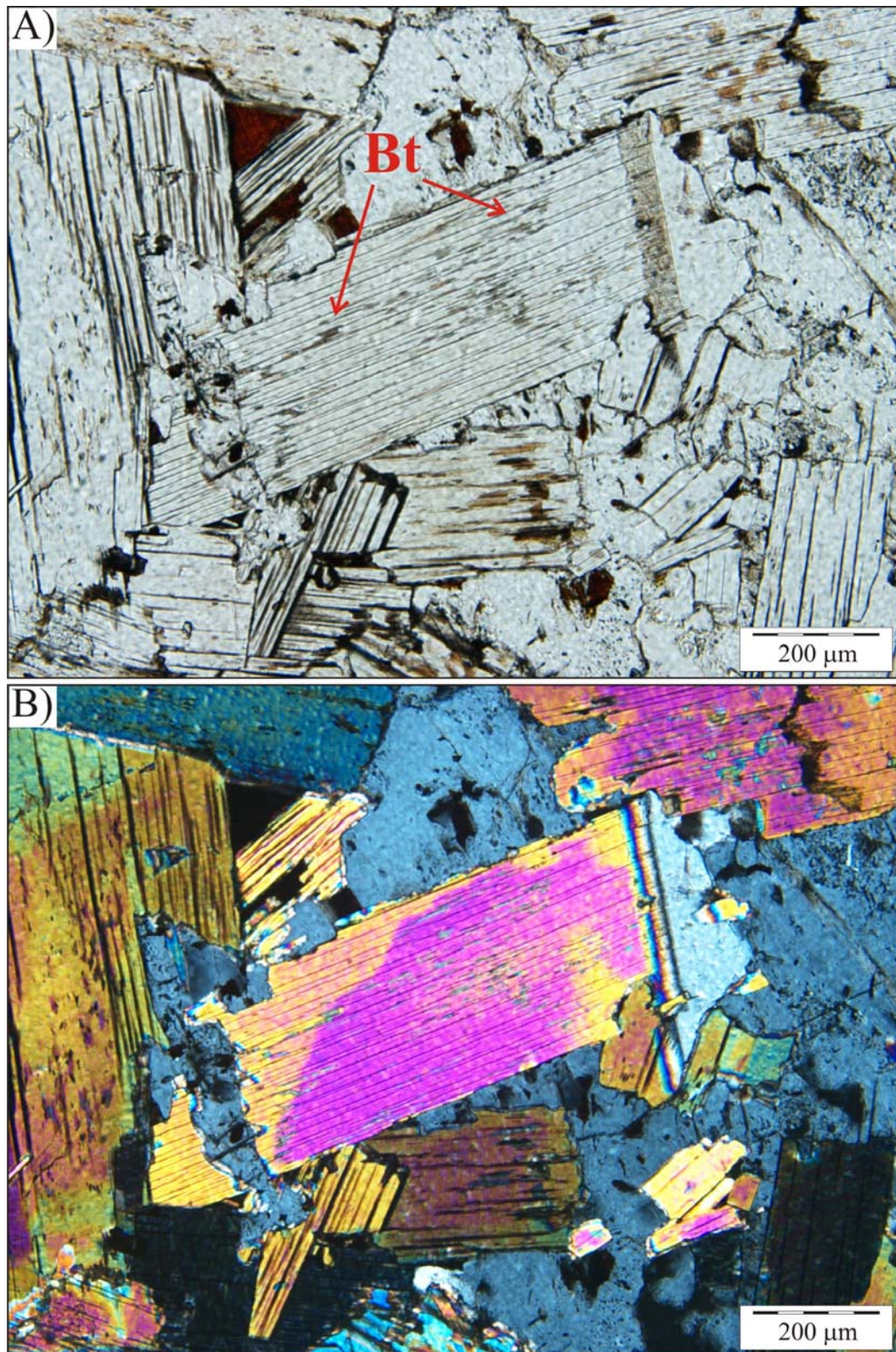


Fig. 9.2. A) Imagen óptica sin analizador y B) con analizador de un cristal de moscovita (recuadro en la Fig.9.1A) que presenta inclusiones de biotita, así como una marcada zonación óptica que viene dada por una variación del color de interferencia. En la parte superior derecha de la figura (B) puede apreciarse en el borde del cristal de moscovita un cambio en el color de interferencia debido a la disminución en el espesor en ese borde.

Tabla 9.1. Análisis representativos de moscovitas zonadas realizados por microsonda electrónica y fórmulas estructurales obtenidas a partir de los mismos. La normalización se ha hecho a 22 O y considerando todo el hierro como ferroso (ver apartado de apéndices).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	48,12	48,18	46,96	46,99	48,32	48,35	48,24	48,12	48,28	47,63	47,45	47,43	46,97	46,66	47,31	46,71	47,76	46,88	48,46	48,17	47,73	47,54	47,54
TiO ₂	2,39	2,40	1,22	0,81	0,58	0,34	0,32	0,37	0,35	0,39	0,32	0,35	0,36	0,23	0,48	0,34	0,48	0,30	1,52	1,56	1,42	1,31	1,36
Al ₂ O ₃	29,91	30,38	34,33	34,77	33,21	33,75	33,63	33,95	33,99	32,66	33,52	32,68	32,15	34,01	32,02	33,46	31,52	33,79	30,50	30,22	30,22	31,11	30,60
FeO	2,53	2,47	1,26	1,40	1,35	1,97	2,01	1,75	1,77	2,14	1,72	2,08	2,47	1,49	1,84	1,47	2,42	1,34	2,00	2,34	2,66	2,21	2,28
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02
MgO	1,83	1,66	0,84	0,76	1,14	0,69	0,68	0,67	0,69	0,90	0,76	0,88	0,95	0,92	1,31	0,99	1,44	0,92	1,48	1,61	1,45	1,28	1,41
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,42	0,41	0,52	0,57	0,45	0,56	0,60	0,59	0,57	0,58	0,60	0,52	0,54	0,63	0,53	0,59	0,53	0,61	0,47	0,48	0,47	0,51	0,47
K ₂ O	10,06	10,08	10,32	10,23	9,80	9,79	9,84	9,70	9,76	9,82	10,00	9,97	9,77	10,07	9,96	10,14	9,89	10,07	9,67	9,71	9,61	9,71	9,68
Sum	95,27	95,63	95,49	95,57	94,92	96,61	96,46	96,27	96,57	95,24	95,49	95,02	94,32	95,14	94,57	94,84	95,18	95,01	95,24	95,22	94,66	94,80	94,47
Si	6,44	6,42	6,23	6,22	6,41	6,39	6,39	6,38	6,38	6,41	6,36	6,40	6,40	6,28	6,41	6,31	6,45	6,31	6,51	6,50	6,48	6,44	6,46
Ti	0,24	0,24	0,12	0,08	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03	0,15	0,16	0,14	0,13	0,14
Al	4,72	4,77	5,37	5,43	5,19	5,26	5,26	5,30	5,29	5,18	5,30	5,20	5,16	5,40	5,12	5,33	5,02	5,36	4,83	4,80	4,84	4,96	4,90
Fe	0,28	0,27	0,14	0,16	0,15	0,22	0,22	0,19	0,20	0,24	0,19	0,23	0,28	0,17	0,21	0,17	0,27	0,15	0,23	0,26	0,30	0,25	0,26
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,36	0,33	0,17	0,15	0,22	0,14	0,13	0,13	0,14	0,18	0,15	0,18	0,19	0,19	0,26	0,20	0,29	0,18	0,30	0,32	0,29	0,26	0,28
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,11	0,13	0,15	0,12	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,14	0,14	0,17	0,14	0,16	0,14	0,16	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12
K	1,72	1,71	1,75	1,73	1,66	1,65	1,66	1,64	1,64	1,68	1,71	1,72	1,70	1,73	1,72	1,75	1,70	1,73	1,66	1,67	1,67	1,68	1,68
[4]Al	1,56	1,58	1,77	1,78	1,59	1,61	1,61	1,62	1,62	1,59	1,64	1,60	1,60	1,72	1,59	1,69	1,55	1,69	1,49	1,50	1,52	1,56	1,54
[6]Al	3,16	3,19	3,60	3,65	3,61	3,65	3,65	3,68	3,67	3,59	3,65	3,60	3,56	3,67	3,53	3,64	3,46	3,67	3,35	3,30	3,32	3,40	3,36
[6]Σ	4,05	4,04	4,02	4,04	4,04	4,04	4,04	4,04	4,04	4,05	4,03	4,04	4,07	4,05	4,05	4,04	4,07	4,04	4,02	4,05	4,06	4,04	4,05
[12]Σ	1,83	1,82	1,88	1,88	1,78	1,80	1,82	1,79	1,79	1,83	1,87	1,85	1,84	1,89	1,86	1,90	1,84	1,89	1,78	1,80	1,79	1,81	1,80
Fe+Mg	0,65	0,61	0,31	0,31	0,37	0,35	0,36	0,33	0,33	0,42	0,34	0,41	0,47	0,35	0,47	0,37	0,56	0,33	0,52	0,59	0,60	0,51	0,54

cont... Tabla 9.1

	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	47,64	47,58	47,81	48,40	48,55	48,61	48,92	48,92	48,84	48,66	48,73	48,52	48,62	48,44	48,93	48,77	48,81	47,62	48,56	49,12	49,16	48,96	49,26	48,48
TiO ₂	1,35	1,53	1,44	1,71	1,84	1,78	1,80	1,77	1,71	1,67	1,80	1,85	1,54	1,76	1,69	1,81	1,66	1,73	1,79	1,70	1,78	1,80	1,88	1,88
Al ₂ O ₃	31,27	30,25	31,32	28,79	28,78	30,48	30,09	29,59	29,31	29,35	29,36	30,08	29,46	29,46	29,02	29,68	30,02	29,34	30,58	28,86	28,87	29,80	29,80	29,55
FeO	1,87	2,54	1,89	2,49	2,26	1,79	1,88	1,97	2,04	1,88	2,25	1,97	2,35	2,39	2,33	1,93	1,79	2,68	1,78	2,40	2,70	2,22	1,95	2,48
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,11	0,03	0,06	0,05	0,04	0,02	0,04
MgO	1,23	1,45	1,22	2,11	2,01	1,63	1,75	1,89	1,93	1,88	1,98	1,77	2,02	2,00	2,11	1,81	1,73	1,98	1,58	2,13	2,24	1,84	1,88	2,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,49	0,48	0,49	0,42	0,38	0,42	0,44	0,42	0,41	0,41	0,42	0,43	0,43	0,43	0,40	0,42	0,44	0,43	0,45	0,42	0,41	0,43	0,43	0,44
K ₂ O	9,57	9,43	9,53	9,55	9,47	9,60	9,52	9,64	9,47	9,67	9,67	9,69	9,64	9,60	9,47	9,66	9,62	9,63	9,63	9,42	9,47	9,78	9,71	9,76
Sum	94,54	94,40	94,83	94,61	94,44	95,45	95,58	95,35	94,86	94,66	95,35	95,46	95,21	95,21	95,10	95,22	95,20	94,63	95,52	95,23	95,80	95,99	96,06	95,81
Si	6,45	6,47	6,45	6,57	6,59	6,51	6,54	6,57	6,59	6,58	6,56	6,51	6,55	6,53	6,59	6,56	6,55	6,48	6,50	6,61	6,59	6,54	6,56	6,51
Ti	0,14	0,16	0,15	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,19	0,16	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19
Al	4,99	4,85	4,98	4,61	4,61	4,81	4,74	4,68	4,66	4,68	4,66	4,76	4,68	4,68	4,61	4,70	4,75	4,71	4,83	4,58	4,56	4,69	4,68	4,68
Fe	0,21	0,29	0,21	0,28	0,26	0,20	0,21	0,22	0,23	0,21	0,25	0,22	0,26	0,27	0,26	0,22	0,20	0,31	0,20	0,27	0,30	0,25	0,22	0,28
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,25	0,29	0,24	0,43	0,41	0,33	0,35	0,38	0,39	0,38	0,40	0,35	0,41	0,40	0,42	0,36	0,35	0,40	0,32	0,43	0,45	0,37	0,37	0,41
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,13	0,13	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12
K	1,65	1,64	1,64	1,65	1,64	1,64	1,62	1,65	1,63	1,67	1,66	1,66	1,66	1,65	1,63	1,66	1,65	1,67	1,64	1,62	1,62	1,67	1,65	1,67
[4]Al	1,55	1,53	1,55	1,43	1,41	1,49	1,46	1,43	1,41	1,42	1,44	1,49	1,45	1,47	1,41	1,44	1,45	1,52	1,50	1,39	1,41	1,46	1,44	1,49
[6]Al	3,43	3,32	3,43	3,18	3,19	3,32	3,29	3,25	3,25	3,26	3,21	3,27	3,23	3,22	3,20	3,26	3,31	3,19	3,33	3,19	3,15	3,24	3,24	3,19
[6]Σ	4,03	4,07	4,03	4,07	4,05	4,03	4,03	4,03	4,04	4,02	4,05	4,04	4,06	4,07	4,06	4,03	4,02	4,09	4,02	4,06	4,09	4,04	4,03	4,07
[12]Σ	1,78	1,76	1,77	1,76	1,74	1,75	1,74	1,76	1,74	1,77	1,77	1,77	1,77	1,76	1,74	1,77	1,76	1,79	1,76	1,73	1,73	1,78	1,76	1,79
Fe+Mg	0,46	0,58	0,46	0,71	0,66	0,53	0,56	0,60	0,62	0,59	0,65	0,58	0,67	0,67	0,69	0,58	0,55	0,71	0,52	0,70	0,75	0,61	0,59	0,69

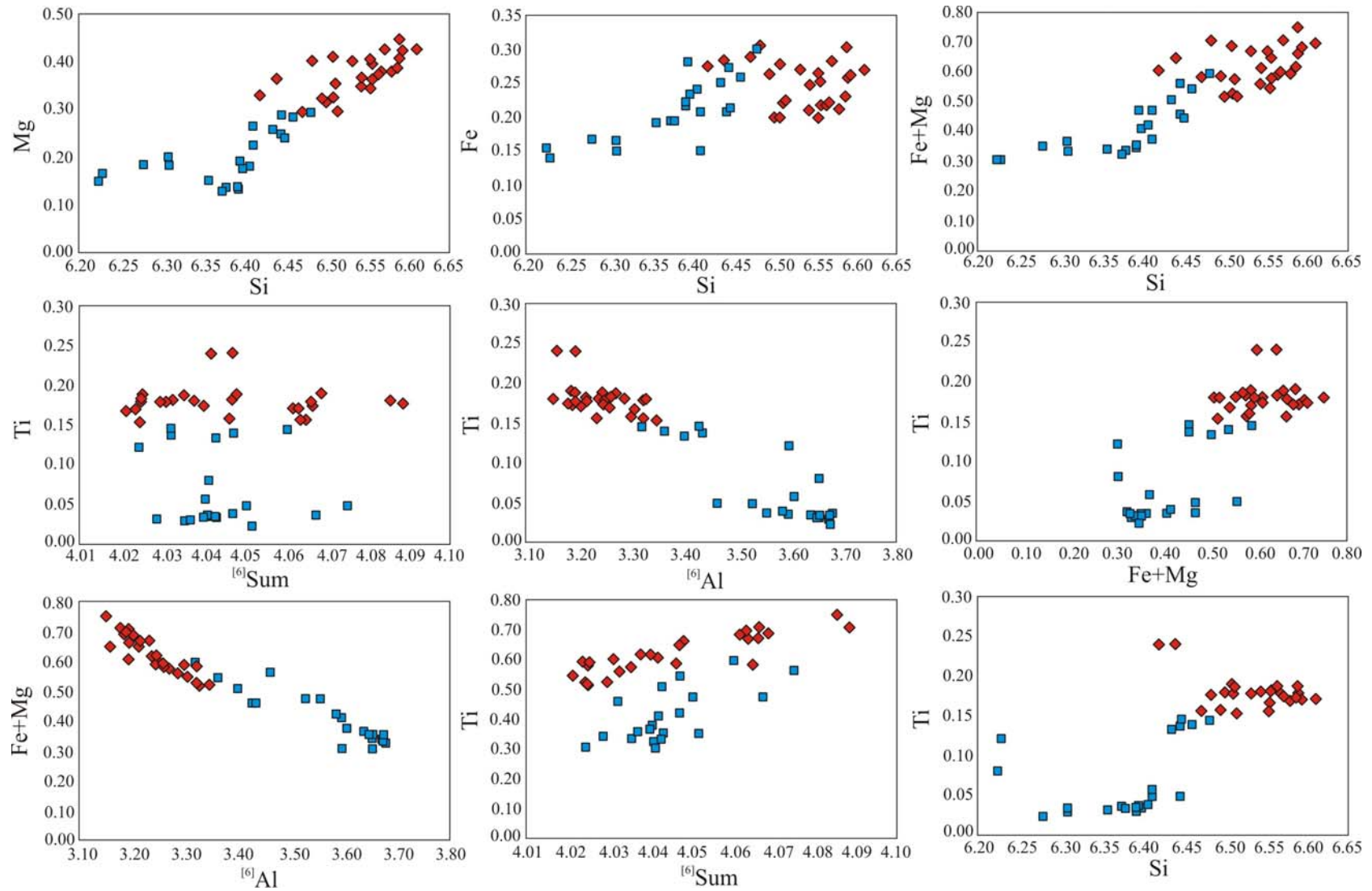


Fig. 9.3. Diagramas de variación de elementos químicos de las moscovitas zonadas (valores para alto Ti en rojo y para bajo Ti en azul).

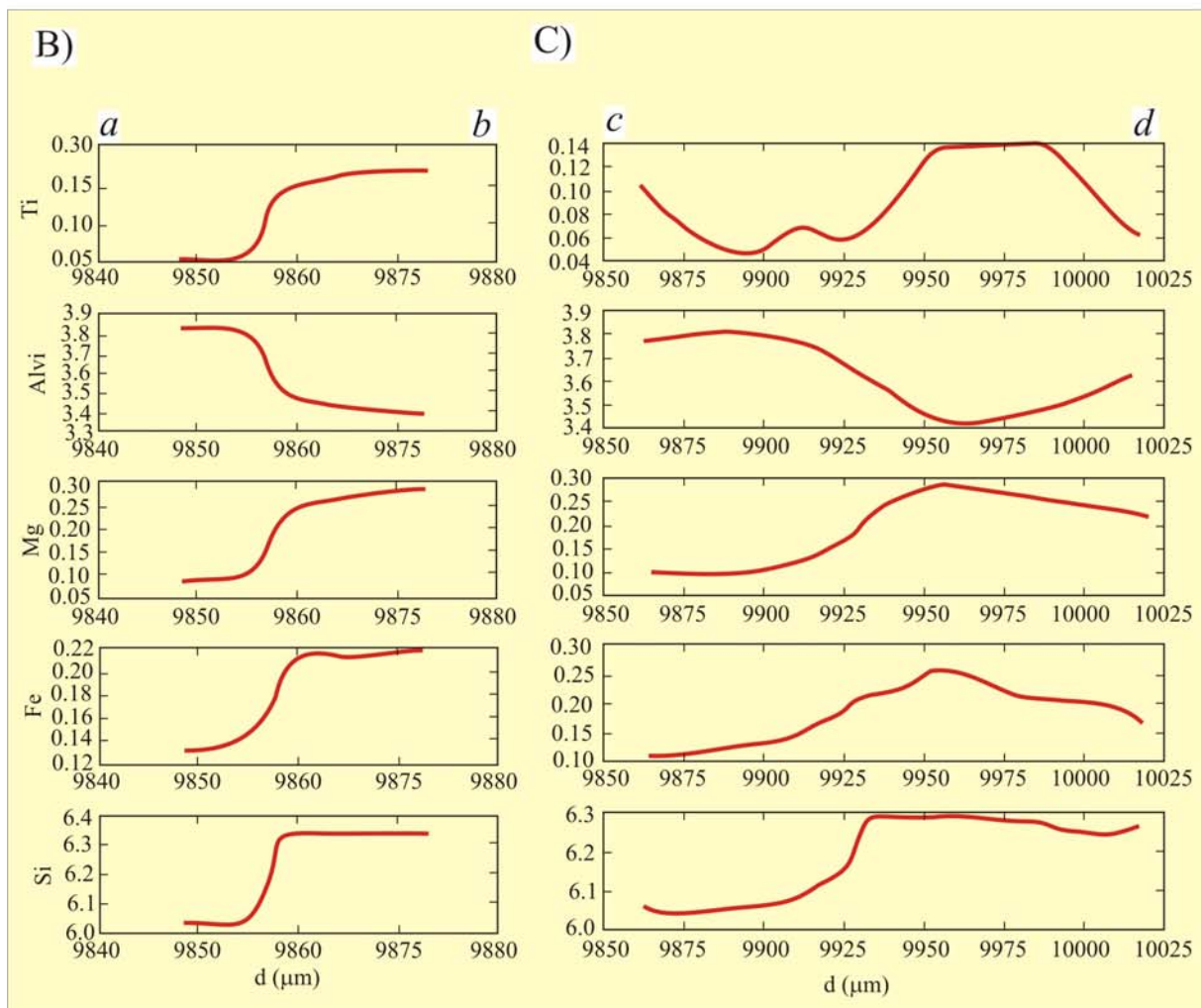
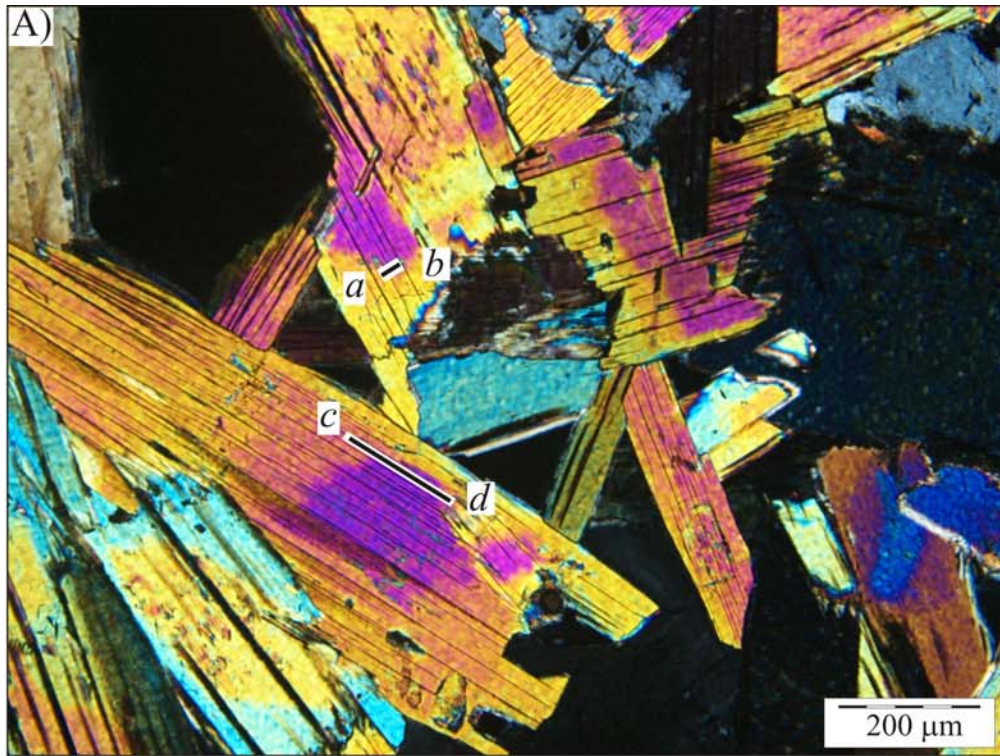


Fig. 9.4. Perfiles cuantitativos de elementos químicos (unidades en átomos p.f.u.) de moscovitas zonadas (A). Los perfiles atraviesan la zonación según direcciones perpendiculares a las capas basales de la moscovita (B) y a lo largo de esas capas (C).

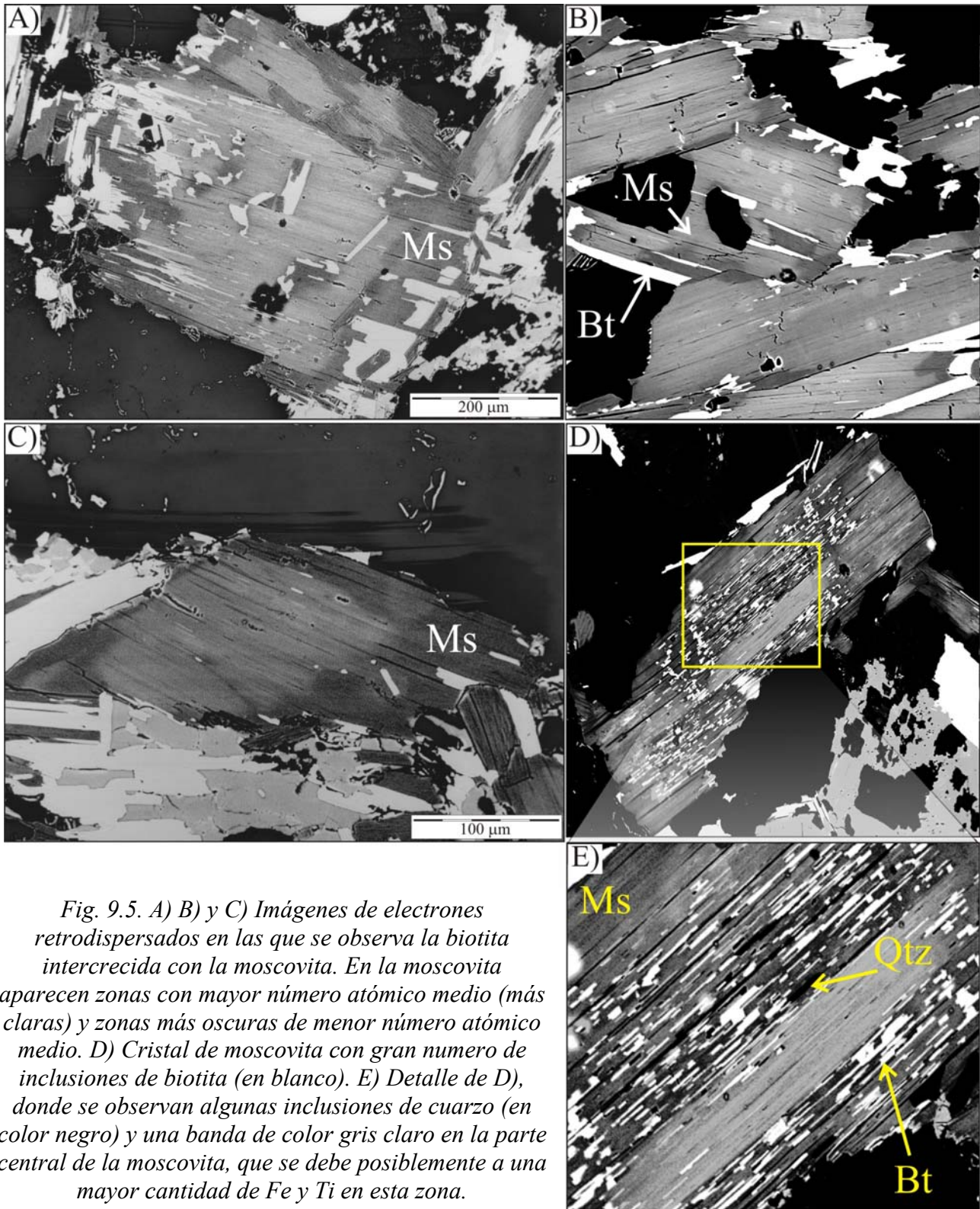


Fig. 9.5. A) B) y C) Imágenes de electrones retrodispersados en las que se observa la biotita intercrecida con la moscovita. En la moscovita aparecen zonas con mayor número atómico medio (más claras) y zonas más oscuras de menor número atómico medio. D) Cristal de moscovita con gran número de inclusiones de biotita (en blanco). E) Detalle de D), donde se observan algunas inclusiones de cuarzo (en color negro) y una banda de color gris claro en la parte central de la moscovita, que se debe posiblemente a una mayor cantidad de Fe y Ti en esta zona.

9.2. Interpretación de la zonación óptica de la moscovita.

En la figura 9.6 se observa que la distribución del Ti mimetiza perfectamente la zonación óptica en la moscovita, salvo en algunas partes de la moscovita que aparecen con un más bajo color de interferencia y donde el alto valor para el titanio está relacionado con la presencia de biotitas apreciables en la imagen óptica.

Es bien sabido que el titanio es más abundante en las micas trioctaédricas, como la biotita, que en las dioctaédricas, como la moscovita (*e.g.* Monier y Robert, 1986). También ocurre que, independientemente del contenido de Ti de una biotita, sus índices de refracción paralelos a las capas basales de la mica (β y γ) son mayores que los respectivos de la moscovita. Los enlaces O-Fe y O-Ti presentan un campo de absorción muy cercano a la parte visible del espectro electromagnético, lo que conlleva un notable incremento del índice de refracción y, por tanto, de la constante dieléctrica de los sólidos en los que se dan estos enlaces (Strens y Freer, 1978; Cox, 1987). Según esto, la presencia tanto de Fe como de Ti en la capa octaédrica de los filosilicatos va a incrementar su índice de refracción, en particular según direcciones cristalográficas contenidas en el plano basal de la mica. Esto es debido a que dichos enlaces se orientan paralelamente a los planos basales. En el caso que nos ocupa, el enlace O-Ti es el responsable de las variaciones en el color de interferencia que se observan en la moscovita.

Sin embargo, en este estudio no ha podido precisarse si el Ti es un componente estructural de la moscovita (que, por tanto, debería formar parte de la estructura de la moscovita) o si, por el contrario, se sitúa fuera de la estructura de la moscovita formando parte de biotita o de otros minerales, como rutilo o ilmenita, que deberían formar inclusiones de tamaño nanométrico dentro de la moscovita. De hecho, las inclusiones nanométricas dentro de los minerales pueden afectar notablemente a las propiedades ópticas del mineral huésped (Sánchez-Navas *et al.*, 2008). Los procesos de dispersión de la luz relacionados con inclusiones minerales o fluidas de tamaños nanométricos son generalmente los responsables de cambios tanto en el color como en el índice de refracción de los sólidos que las contienen (Bohren y Huffman, 1983). Los efectos de dispersión son particularmente importantes en relación con los de absorción (como los asociados a las transiciones electrónicas O-metal) cuando existen fuertes diferencias entre los índices de refracción de las inclusiones y del mineral que las contiene, y cuando inclusiones son particularmente pequeñas.

9.3. La biotita como catalizador del proceso de moscovitización.

Para finalizar el presente capítulo se discutirá a continuación el significado mineralogénico de las numerosas inclusiones de biotita que aparecen en las moscovitas de los esquistos moscovíticos y de otros litotipos análogos muy ricos en moscovita que aparecen en el Complejo Gneísico de Torrox. Estas rocas ricas en moscovita se han interpretado como resultado de procesos de moscovitización de origen metasomático, que afectaron a las litologías previas tanto pelíticas de origen metasedimentario como ortoderivadas, que forman parte del Complejo Gneísico de Torrox (capítulo 3). En las figuras 9.7 y 9.8 se ilustran dos ejemplos bastante representativos de las relaciones texturales entre las inclusiones de biotita y la moscovita que las contiene. Las inclusiones de biotita pueden ser muy numerosas, de gran tamaño y con patrones de distribución no muy bien definidos, como el caso de la figura 9.7, o bien más escasas, de menor tamaño y perfectamente localizadas en el borde de crecimiento del cristal de moscovita, como en la figura 9.8. No obstante, existe siempre una clara relación textural entre los dos filosilicatos, que consiste en que sus planos basales son paralelos.

Como a menudo sucede cuando se interpreta una determinada textura, las posibilidades que se pueden barajar para su explicación son diversas. En el caso que nos ocupa de las inclusiones de biotita dentro de la moscovita, algunos autores piensan que aquéllas son el resultado de un proceso de exsolución (García-Caso *et al.*, 1993; Ruiz-Cruz y Sanz de Galdeano, 2009) que involucró a los elementos químicos Ti, Fe y Mg que estaban previamente incorporados en la estructura de una moscovita crecida en condiciones de alto grado. Otra posibilidad es que ambas fases representen un equilibrio textural bajo condiciones de alto grado formando un intercrecimiento moscovita-biotita (*e.g.* Guidotti *et al.*, 1977). Sin embargo, en la textura de la figura 9.8 se muestra que la biotita aparece en el frente de crecimiento de la moscovita, desempeñando un papel que aquí se interpreta como catalizador del crecimiento de la moscovita. Portanto, los intercrecimientos de biotita observados serían resultado de una rápida cinética durante el proceso de formación de la moscovita, que atrapó a la biotita y tal vez otros sub-productos que catalizaron también la reacción, como el cuarzo. Esta hipótesis está apoyada por la presencia de inclusiones de biotita no sólo a la escala óptica, y en las imágenes de electrones retrodispersados, sino también a bastante menor escala como se observa en las imágenes de TEM de la figura 9.9. Estas pequeñas inclusiones de biotita podrían explicar los altos contenidos en Fe, Mg y Ti de la moscovita, ya que la biotita es más rica en Ti que la moscovita y, por supuesto, también en Fe y Mg.

En la figura 9.10 se propone un esquema ilustrativo del papel de la biotita durante el proceso de crecimiento de la moscovita y el efecto textural final del mismo. En el capítulo 3 se mostró que los intercrecimientos de biotita aparecen en un contexto petrogenético en el que la blastesis mineral estuvo acompañada de procesos de deformación y también en relación con reacciones de deshidratación de la moscovita (Fig. 3.42, véase también el siguiente capítulo 10). Ello significa que el papel de la biotita como catalizador que permite superar la barrera de activación, no es algo obligatorio en los procesos metamórficos, pero también es cierto que la blastesis mineral no tiene, por definición, por qué ocurrir en relación con la deformación, ni tiene necesariamente que ir acompañada de reacciones que involucren la desaparición de una fase hidratada, como tradicionalmente suele pensarse (Fyfe y Verhoogen, 1958). Lo que aquí se propone es que estos dos mecanismos, que son muy importantes en las reacciones metamórficas, no deben de ser los únicos que han actuado en las rocas estudiadas.

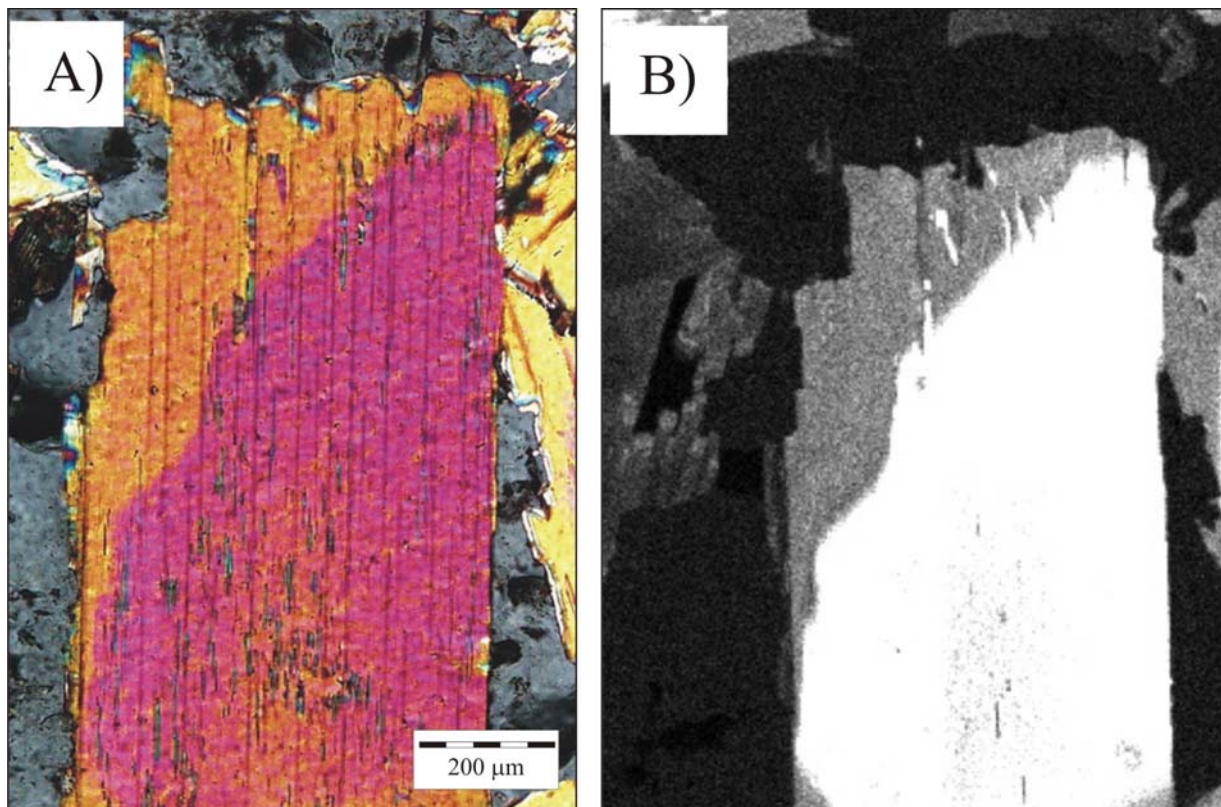


Fig. 9.6. A) Imagen óptica con nicoles cruzados de cristal de moscovita con zonación debida a variación del color de interferencia. B) Mapa de rayos X, obtenido por microsonda electrónica mediante el movimiento de la platina y dejando el haz electrónico fijo, donde se muestra la distribución del Ti en ese mismo cristal.

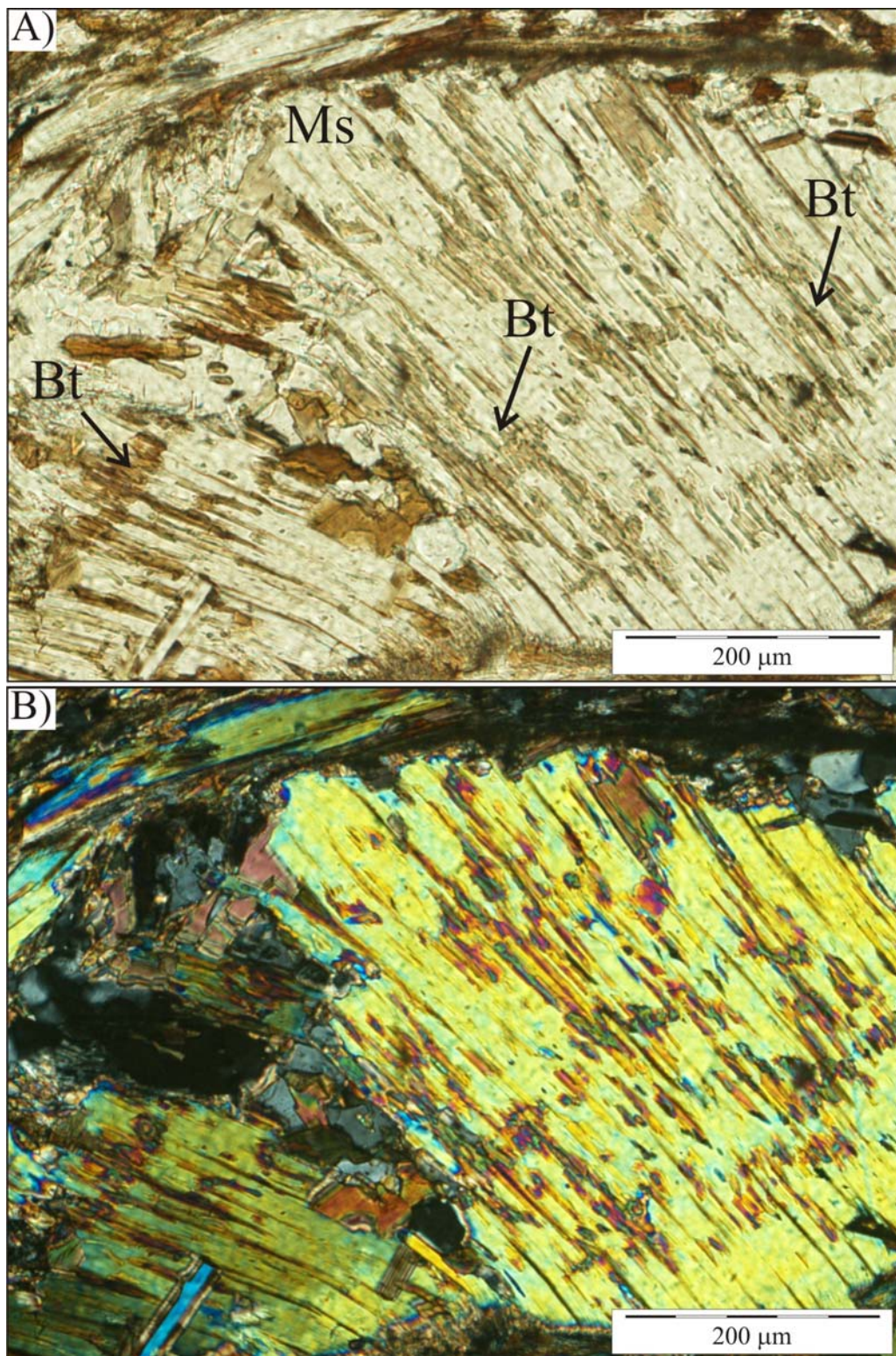


Fig. 9.7. A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador y B) con analizador de moscovitas con gran cantidad de inclusiones de biotita en los esquistos moscovíticos ricos en turmalina suprayacentes al ortogneis de Torrox. Las flechas señalan algunas bandas en las que se concentra la biotita dentro y en el borde de los cristales de moscovita.

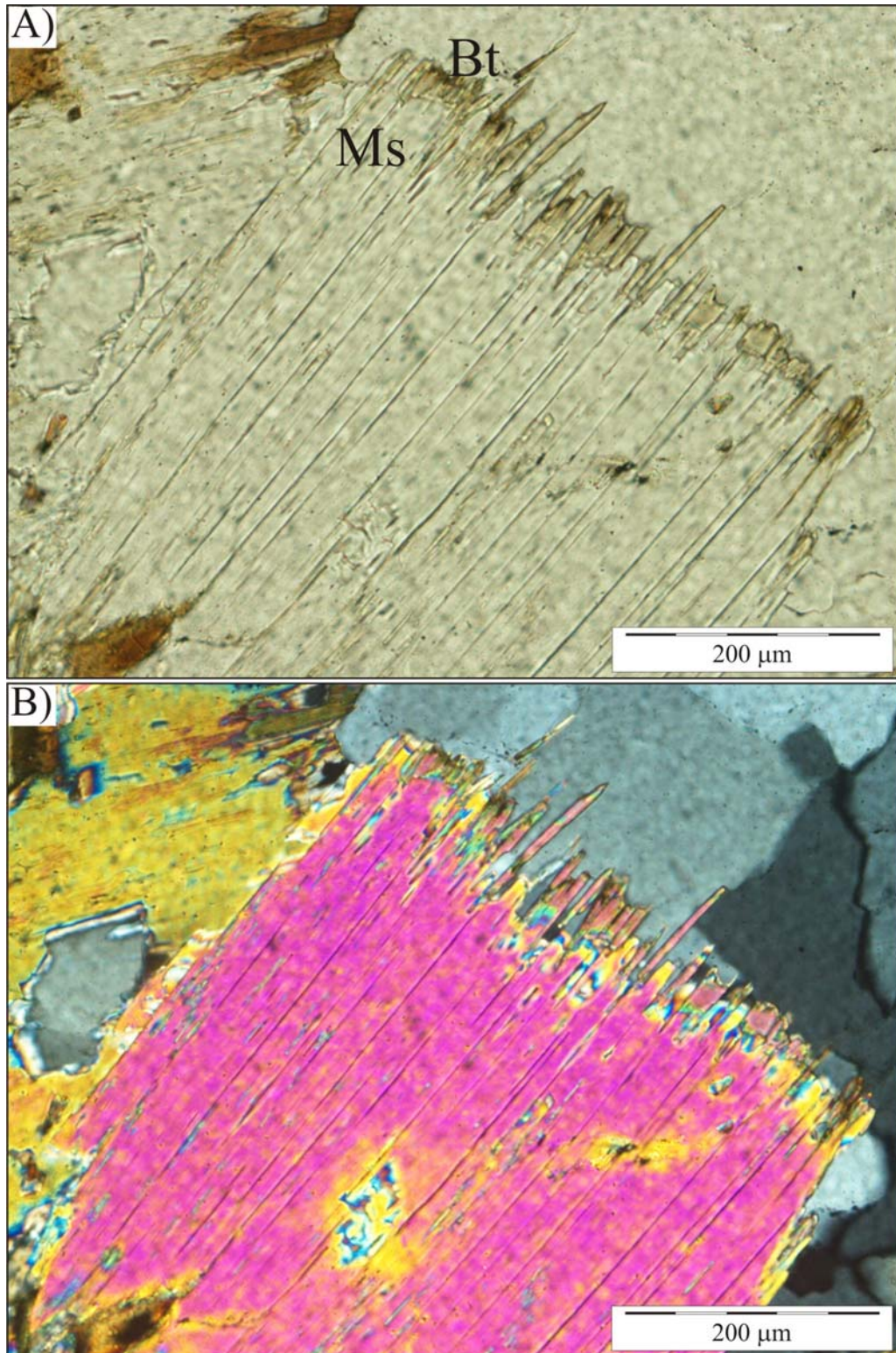


Fig. 9.8. A) Imagen óptica de luz transmitida sin analizador y B) con analizador de un cristal de moscovita con pequeñas y escasas inclusiones de biotita que se localizan únicamente en el borde de la moscovita, constituyendo un frente uniforme de crecimiento del cristal.

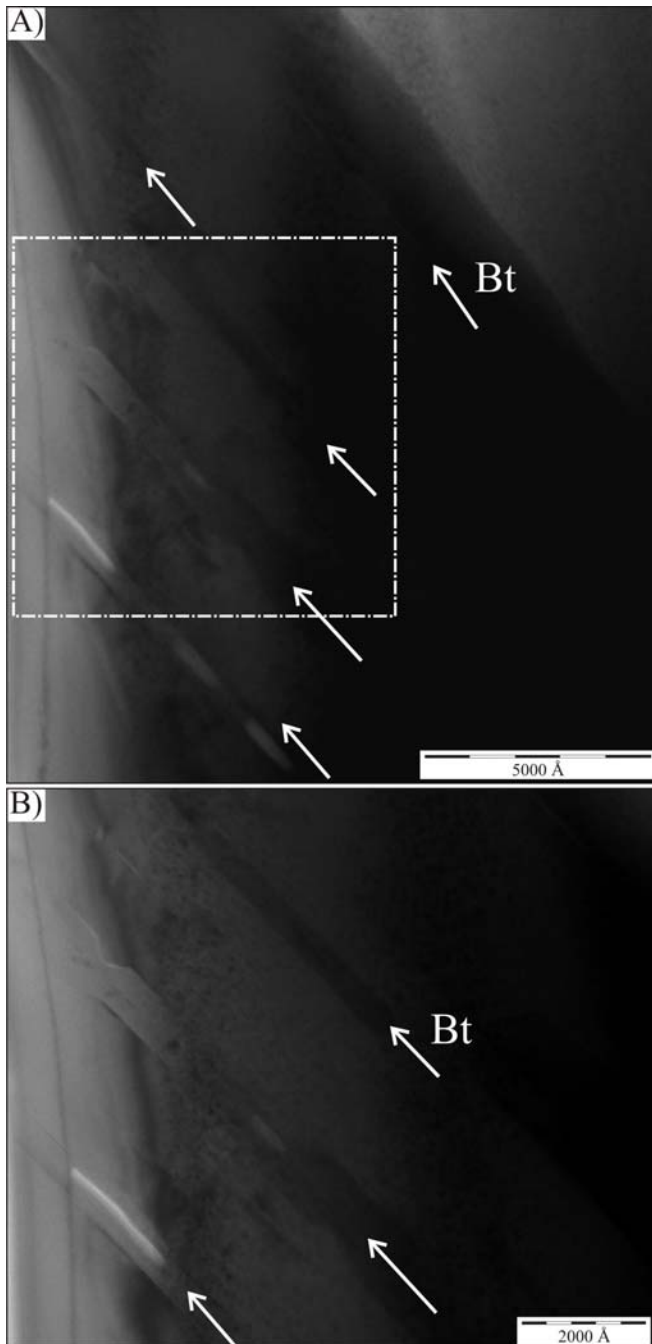


Fig. 9.9. A) Imagen de microscopía electrónica de transmisión de la moscovita rica en Ti en donde se aprecian numerosas inclusiones de biotita en forma de lamelas (flechas) con sus planos basales paralelos a los de la moscovita. B) Detalle de A).

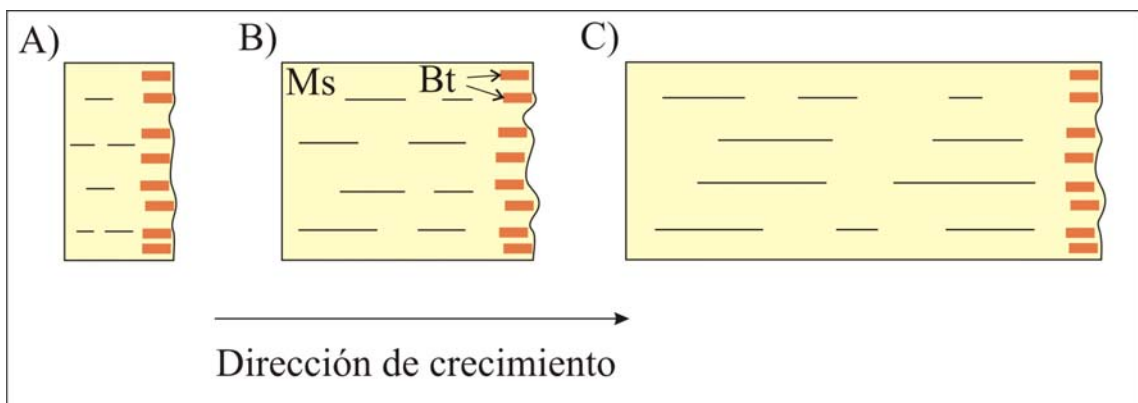


Fig.9.10. Esquema del crecimiento de la moscovita catalizada por la biotita. Este proceso tiene lugar a lo largo de los planos basales de las micas.

10. INTERCRECIMIENTOS DE BIOTITA Y SILICATOS DE ALUMINIO.

En este capítulo se discutirán las relaciones texturales entre la biotita y los silicatos de aluminio en las rocas de alto grado del Alpujárride Superior e Intermedio. En el caso del Alpujárride Superior se prestará una atención especial a la transformación de biotita a andalucita en relación con la reacción de deshidratación de la moscovita descrita por Sánchez-Navas (1999) en el Gneis de Torrox. También se describirá la transformación de biotita a dumortierita, que parece estar relacionada con procesos de aluminización de los esquistos moscovíticos y otros litotipos ricos en moscovita. La reacción global del proceso metamórfico en el que se forma la dumortierita no ha podido ser resuelta. La dumortierita puede ser un subproducto o un producto metastable que crece dentro del campo de estabilidad de alguno de los tres silicatos de aluminio principales que están presentes en el Gneis de Torrox. Como se ha mostrado en los capítulos 3 y 7, la biotita cataliza la formación de andalucita y sillimanita de tipo fibrolita en las rocas del Gneis de Torrox. Puesto que la formación de dumortierita viene también catalizada por la biotita, es probable que la dumortierita se formara en el campo de estabilidad de alguno de estos dos polimorfos.

Por lo que se refiere al Alpujárride Intermedio, la biotita favorece la formación de una sillimanita prismática que fue precedida por una distena formada en condiciones de más baja temperatura que la sillimanita. La barrera cinética para transformación de distena a sillimanita debió superarse fácilmente, ya que dicha transformación tuvo lugar en condiciones alta presión próximas al pico metamórfico, y a lo largo de un proceso progrado. Sin embargo las evidencias texturales indican que la transformación estuvo catalizada por la biotita. El sobrepaso térmico de la reacción pudo ser pequeño lo que, unido a la baja entropía asociada con esta transformación polimórfica, no permitió superar de la barrera de la energía de activación tan fácilmente como cabría pensar en un principio. Por ello, al igual que suele suceder con muchos procesos geoquímicos, la transformación polimórfica se desarrolló siguiendo el camino más fácil de entre todos los posibles.

10.1. Formación de andalucita, sillimanita y dumortierita a partir de biotita. Relaciones cristalográficas. Análisis por EBSD y TEM.

En la figura 10.1 se muestra el crecimiento orientado de sillimanita sobre secciones basales y prismáticas de biotita en rocas del Alpujárride Medio (Unidad de la Punta de la Mona). De este reemplazamiento se preservan evidencias tanto de sus etapas iniciales, en las

que hay mucha biotita presente (Figs. 10.1A y 10.1B), como de etapas más avanzadas del proceso (Fig. 10.1C). En la figura 10.2 se presentan los resultados de EBSD de la transformación de biotita a sillimanita, que confirman las relaciones cristalográficas entre ambas fases que se derivan del estudio óptico. Los cristales de sillimanita crecen con su eje cristalográfico c paralelo al plano basal de la biotita formando un ángulo de 60° . Estas relaciones cristalográficas están controladas por la simetría pseudo-hexagonal de la mica.

El estudio de las relaciones cristalográficas que ilustran la transformación de biotita a dumortierita que tiene lugar en los esquistos moscovíticos de la Unidad de Torrox (Fig. 10.3) no ha podido ser realizado mediante EBSD, debido a dificultades derivadas del pulido de la muestra (Fig. 10.3D). No obstante, relaciones cristalográficas análogas a las comentadas en el párrafo anterior se pueden deducir del estudio óptico gracias a que tanto la biotita como la dumortierita presentan un fuerte pleocroísmo, lo que permite conocer la localización de los ejes cristalográficos en relación a las direcciones en las se produce la absorción selectiva de la luz, o pleocroísmo (Fig. 10.4). La dumortierita es un silicato de aluminio en cuya estructura aparecen, junto con Mg, cantidades apreciables de Fe y Ti en coordinación octaédrica (Tabla 10.1). El Fe y el Ti son responsables de una transición electrónica de tipo metal-metal que tiene lugar según una dirección estructural definida por las cadenas de octaedros que comparten las aristas a lo largo del eje cristalográfico c . Esta transición electrónica es responsable de una absorción selectiva a lo largo de esa dirección cristalográfica en silicatos de aluminio como la andalucita y la distena (Faye y Nickel, 1969; Faye y Harris, 1969).

La figura 10.5 muestra una biotita relacionada con el crecimiento de andalucita en cristales de moscovita que están afectados parcialmente por la reacción de deshidratación que tiene lugar en las rocas más profundas del afloramiento del Gneis de Torrox. En estas imágenes ópticas se aprecia también cómo la biotita se forma no solo en relación con la andalucita (Figs. 10.5C y 10.5D) sino también en el borde de la moscovita que se está descomponiendo (Fig. 10.5B). En este otro ejemplo las relaciones cristalográficas tampoco se han podido determinar mediante el estudio de EBSD por los problemas planteados por el pulido de la mica. No obstante, el estudio por TEM mediante la técnica SAED ha permitido establecer para este caso las mismas relaciones cristalográficas entre la mica y el silicato de aluminio que en los otros explicados anteriormente (Fig. 10.6).

Fig. 10.1. A) y B) Crecimiento orientado de fibrolita sobre secciones basales de biotita. C) Relictos de biotita tras su reemplazamiento casi completo por sillimanita prismática. D) Relaciones texturales entre ambas fases según orientaciones paralelas y perpendiculares a los planos basales de la mica (Unidad de la Punta de la Mona).

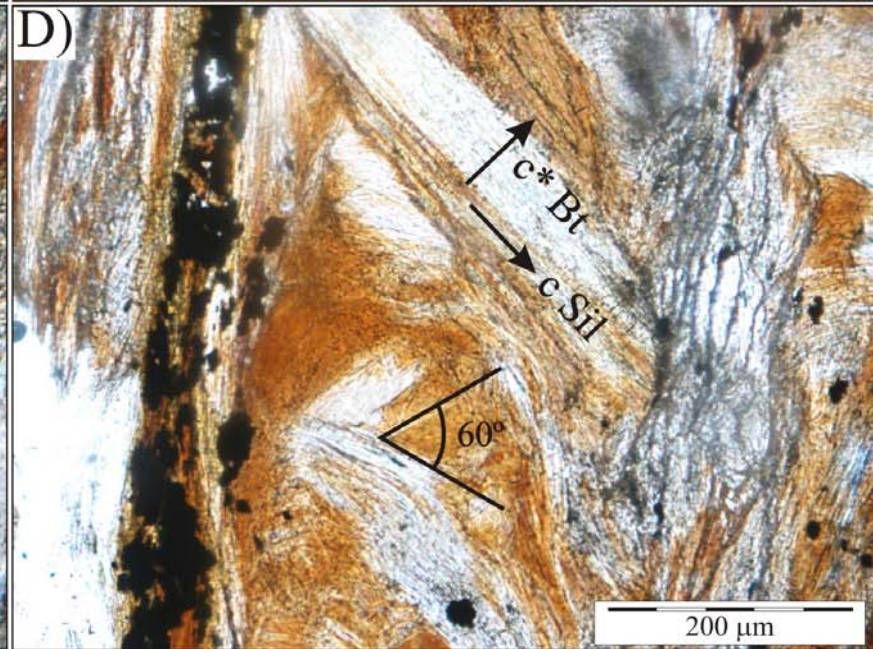
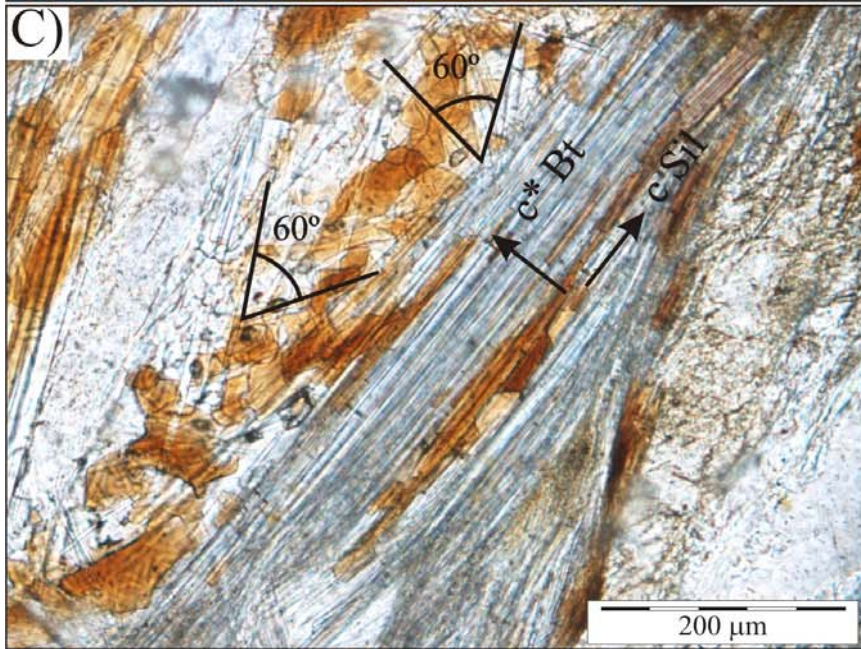
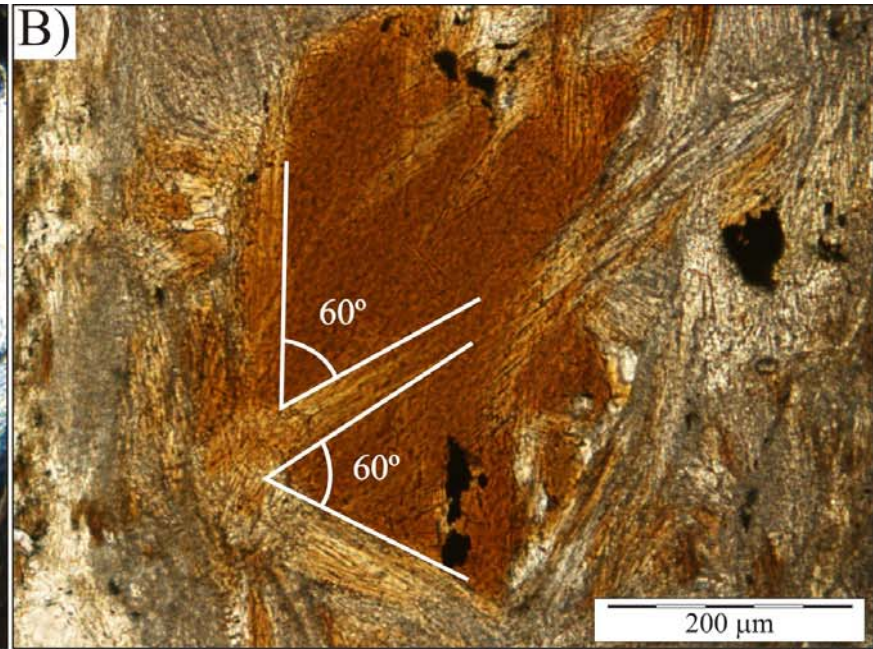
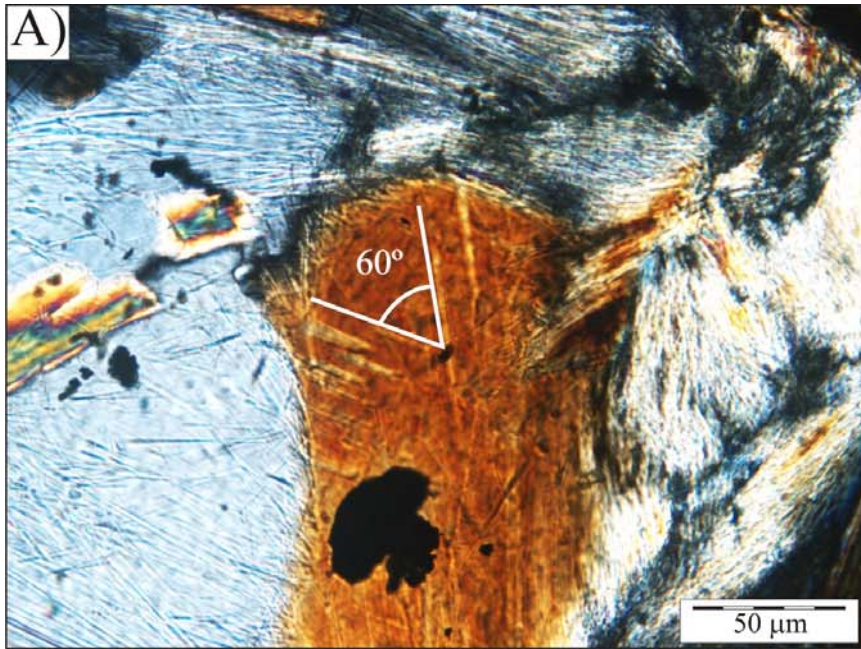


Fig. 10.2. Imagen electrónica a 70° de una sección de la muestra en donde se aprecian secciones prismáticas de la sillimanita y las trazas de los planos basales de la biotita, y figuras de polos {001} para la sillimanita y la biotita (Unidad de la Punta de la Mona).

Fig. 10.3. Intercrecimientos de biotita y dumortierita en esquistos moscovíticos de la Unidad de Torrox: A) y B) Imágenes ópticas de luz transmitida sin analizador. C) Imagen de electrones retrodispersados. D) Imagen de electrones secundarios a 70° de inclinación con respecto al haz de electrones incidente, que permite constatar las dificultades que aparecen en el pulido químico-mecánico de los cristales de moscovita y biotita.

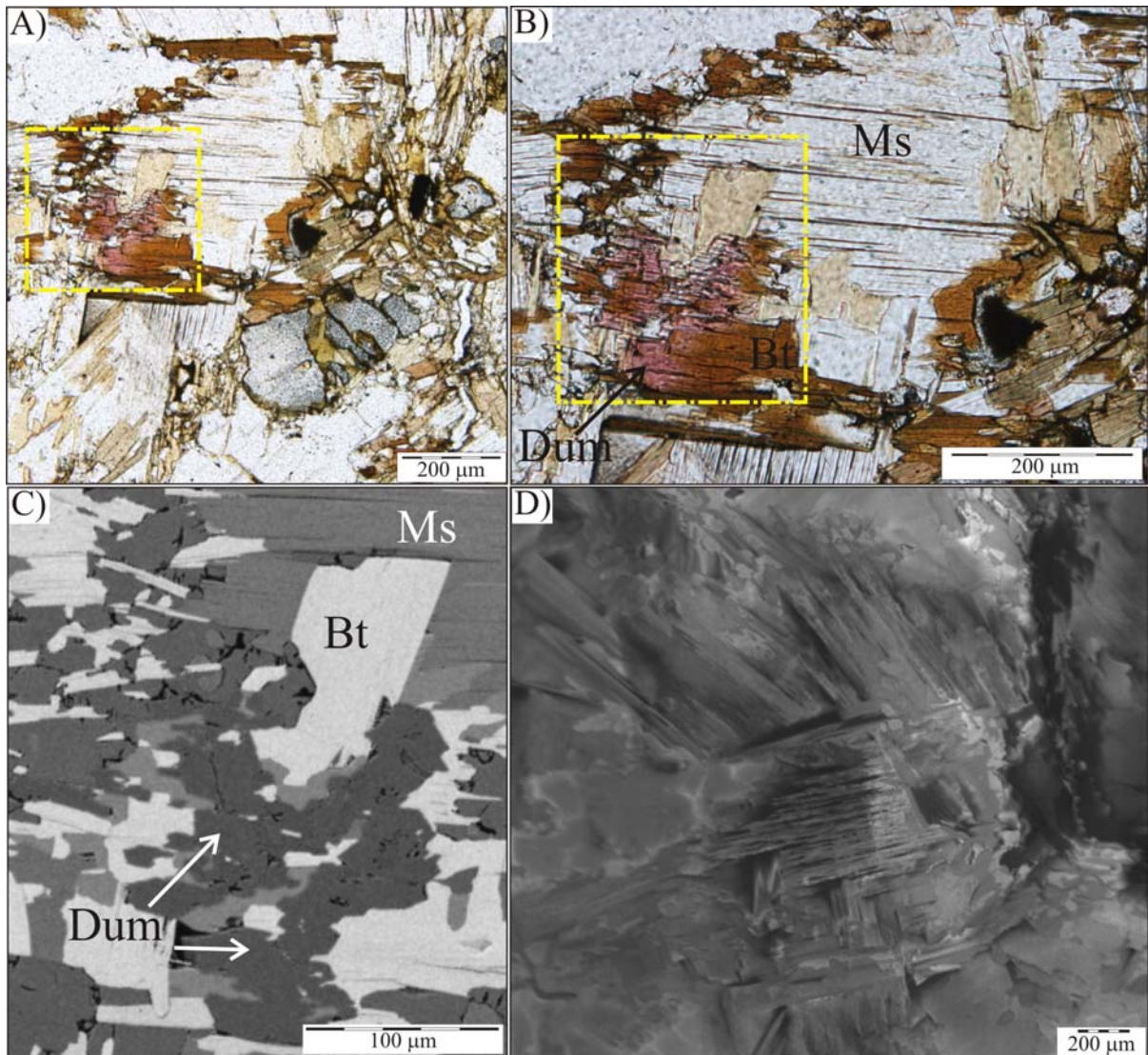
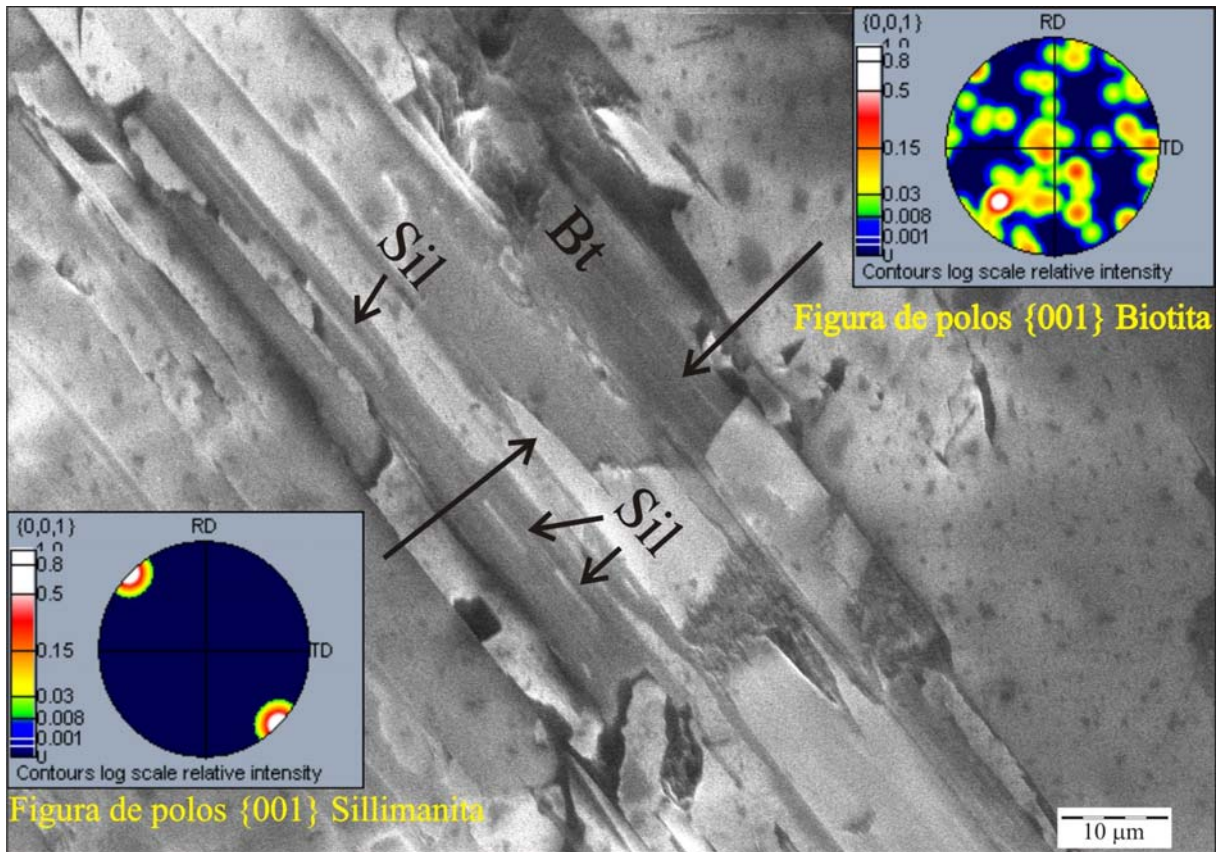


Fig. 10.4. Imágenes ópticas de luz transmitida sin analizador de la dumortierita a 90° una de la otra, en las que se aprecia la absorción selectiva (pleocroísmo) de la muestra.

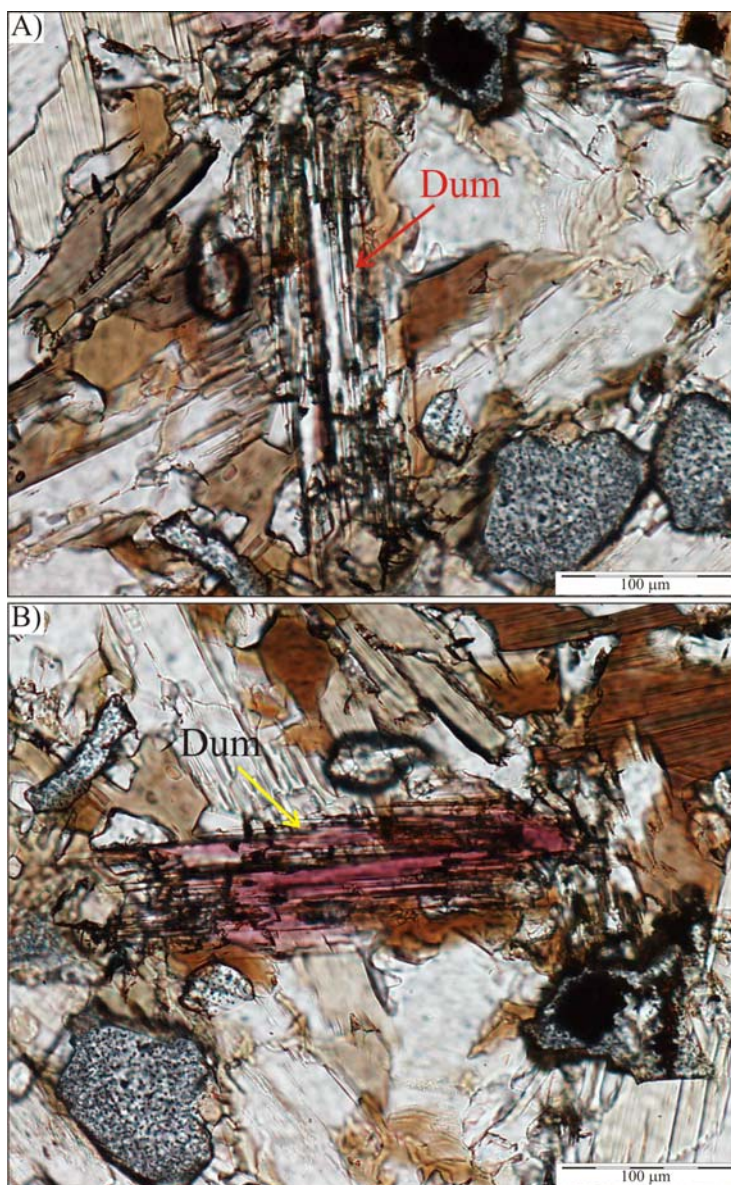


Tabla 10.1. Análisis por microsonda electrónica y fórmulas estructurales de la dumortierita calculadas a 16.3 O.

	1	2	3	4
B ₂ O ₃ *	6.043	6.026	6.073	6.073
SiO ₂	30.989	30.939	31.401	31.337
TiO ₂	0.887	1.006	1.269	0.534
Al ₂ O ₃	59.483	59.128	59.126	59.800
FeO	0.385	0.403	0.412	0.431
MnO	0.000	0.006	0.000	0.000
MgO	0.809	0.842	0.841	0.871
H ₂ O	0.600	0.600	0.600	0.600
Sum	99.196	98.951	99.722	99.646
B*	1.000	1.000	1.000	1.000
Si	2.971	2.974	2.996	2.989
Ti	0.064	0.073	0.091	0.038
Al	6.723	6.701	6.650	6.725
Fe	0.031	0.032	0.033	0.034
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.116	0.121	0.120	0.124
H	0.192	0.193	0.191	0.191

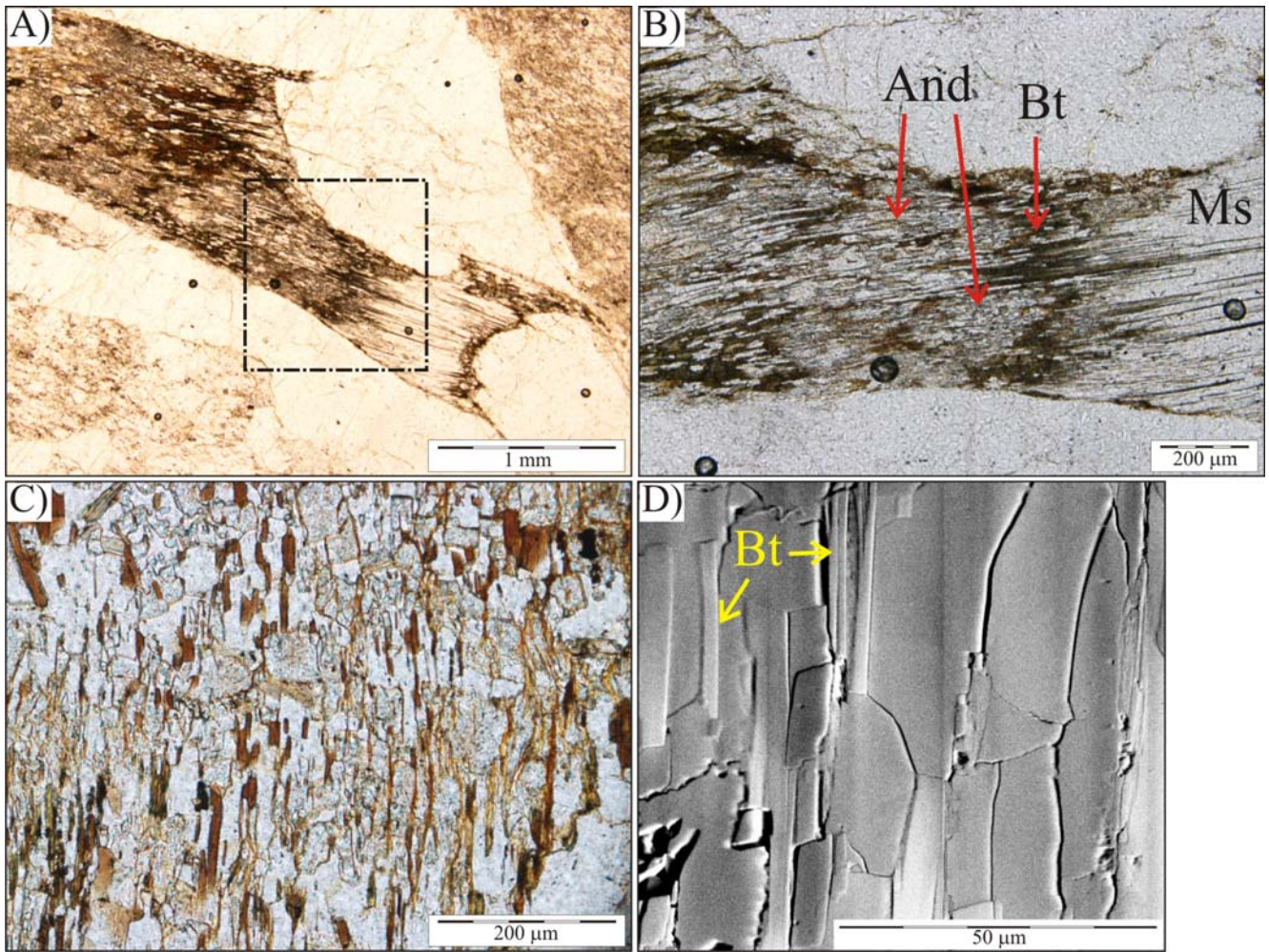


Fig. 10.5. A) Cristal de moscovita parcialmente desestabilizado a biotita+andalucita+feldespato potásico. B) Concentración de biotita en el contacto entre la moscovita producto y la andalucita reactante (detalle de A). C) Intercrecimientos de biotita y andalucita en los pseudomorfos que aparecen tras la deshidratación de la moscovita. D) Imagen electrónica a 70° de alguna parte dentro de la zona mostrada en la imagen óptica C (Unidad de Torrox).

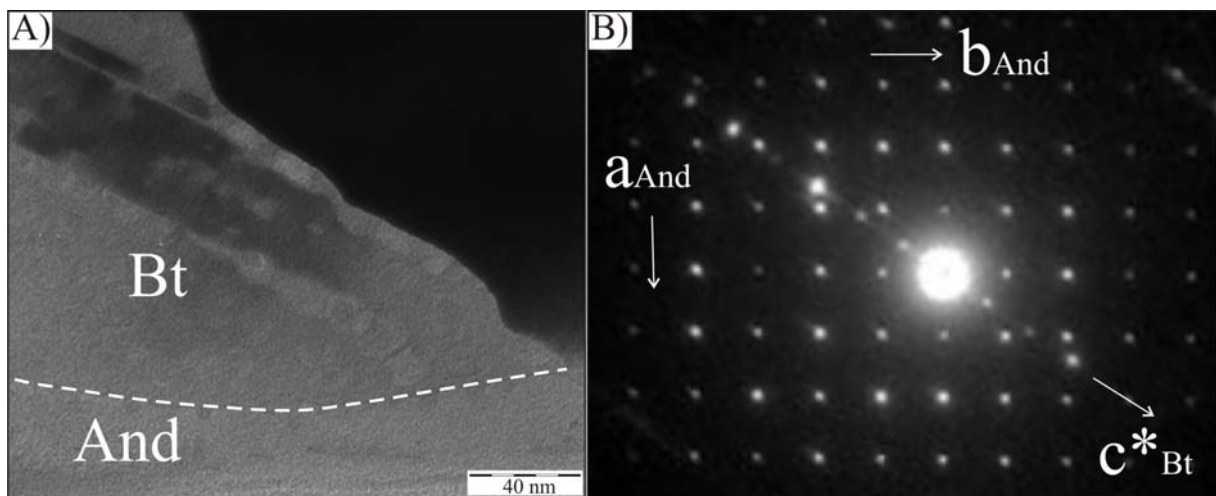


Fig. 10.6. Imagen de microscopía electrónica de transmisión (A) y difracción de electrones (B) de los intercrecimientos de biotita y andalucita.

10.2. Formación de biotita después de la sillimanita.

En este apartado se presentan las relaciones texturales entre la biotita y la sillimanita que aparecen en las rocas del Alpujárride Intermedio de la Unidad de la Punta de la Mona. En este caso, la biotita es el producto de la reacción. La reacción que forma la biotita después de la sillimanita debe ser retrógrada, dado el contexto de alto grado en que el que se formaron estas rocas. La biotita se forma en las sombras de presión que aparecen tras el estiramiento y la fracturación y (“*boudinage*”) de los primas de sillimanita (Fig. 10.7). Los cristales de sillimanita son pre- a sin- cinemáticos con respecto a una foliación que se desarrolla en relación con unos procesos retrometamórficos que no son coetáneos del metamorfismo de alto grado. La orientación de los primas de sillimanita es variable, al igual que la de la biotita, que, parece crecer a lo largo de los planos basales según muestran los datos de EBSD (Fig. 10.8), planos que se disponen sub-paralelos a la dirección del esfuerzo menor (σ_3).

10.3. El papel de la biotita como catalizador en la formación de los silicatos de aluminio.

En rocas pelíticas de alto grado es frecuente observar agregados de fibrolita, con un patrón de distribución de simetría triangular, en secciones basales de biotita (Chinner, 1961; Kerrick, 1990). Según estos autores la fibrolita hereda las cadenas periódicas de enlace (PBCs de Hartman y Perdok, 1955) de la capa tetraédrica de la estructura de la biotita. Este mecanismo de transformación de biotita a sillimanita se denomina reemplazamiento topotáctico. La existencia de un control estructural en el crecimiento de la fibrolita a partir de la biotita se ha llegado a usar como un argumento, de tipo cinético, para proponer la formación de sillimanita en el campo de estabilidad de la andalucita (Kerrick, 1990). Según éste autor la nucleación de la andalucita se ve dificultada, o impedida a causa de la barrera de energía necesaria para “re-coordinar” el Al tetraédrico heredado de la biotita huésped dentro de la estructura de la andalucita; lo cual no es necesario si la biotita se transforma en sillimanita.

Sin entrar en consideraciones cristaloquímicas a éste respecto, es cierto que la energía que representa la primera esfera de coordinación dentro del cristal desempeña un importante papel en las transformaciones entre silicatos. En el siguiente capítulo de este trabajo se discutirán, de hecho, éstas y otras aproximaciones cristaloquímicas a las reacciones entre silicatos. No obstante, se intentará aclarar en esta sección cuál debió ser el papel exacto de la

biotita en el proceso de formación de los silicatos de aluminio, a pesar de desconocer cuál pudo ser la reacción global. En este trabajo se considera que, en la formación de los silicatos de aluminio aquí estudiados, la biotita no se comporta como un reactante sino más bien como un catalizador.

En la figura 10.9 se presenta un modelo para explicar el crecimiento del silicato de aluminio por reemplazamiento de la biotita. En él se muestra cómo la dirección de reemplazamiento coincide con el eje cristalográfico *c* del silicato de aluminio, y éste, a su vez, con alguna de las tres direcciones cristalográficas equivalentes contenidas dentro de los planos basales de la biotita. Con ello no se afirma en modo alguno que se hereden las cadenas periódicas de enlace de la capa tetraédrica del filosilicato, como han sugerido otros autores, sino sólo que la transformación de biotita a silicato de aluminio es de tipo topotáctico. A diferencia de un sobrecrecimiento de tipo epitáctico en el que el sustrato permanece inerte durante el crecimiento, en el caso aquí estudiado el silicato de aluminio se forma por descomposición de la biotita, la cual controla la orientación inicial de los cristales de silicato de aluminio y va desapareciendo progresivamente a medida que éste se forma.

Según Bloss (1971), en los procesos de tipo topotáctico, como es el caso claro de la transformación de groutita a pirolusita, es frecuente que los empaquetamientos de los átomos o iones más “representativos” de una determinada estructura se mantengan en la otra estructura. Sin embargo, es difícil reconocer cuáles son esos átomos “representativos” de una determinada estructura. En el caso de una familia mineral tan importante como los filosilicatos, esos átomos “representativos” a los que se refiere Bloss serían los átomos de oxígeno, que se disponen formando un armazón tridimensional o sub-red de oxígenos. Dicho armazón permanece constante en los diversos tipos de filosilicatos (1:1 o 2:1). Los cationes interlaminares y octaédricos pueden romper sus enlaces con una relativa facilidad y pueden difundirse también con relativa facilidad hasta acomodarse en la nueva estructura. Prueba de ello es que, frecuentemente, estos cationes participan en los intercambios químicos que condicionan cambios en las posiciones estructurales que ocupan, los cuales, a su vez, originan las series de soluciones sólidas de los filosilicatos. Sin embargo, este modelo no se puede aplicar al caso de los cationes tetraédricos (Si, Al) que, junto con los oxígenos basales de la capa tetraédrica, dan lugar a las cadenas periódicas de enlace del filosilicatos. En este caso particular los enlaces Si-O son muy fuertes y, por tanto, muy difíciles de romper, lo que

lleva a pensar que estas unidades estructurales se tendrían que heredar enteras, bien en trozos o bien en forma de tetraedros SiO_4 individuales.

En el siguiente capítulo se discutirán, entre otros, mecanismos alternativos a éste. Los argumentos, también de tipo cristalquímico, que se presentan a continuación pretenden explicar por qué y cómo un mineral como la biotita lleva a cabo la catalización de una determinada transformación, favoreciendo la nucleación y el posterior crecimiento de los productos de la reacción.

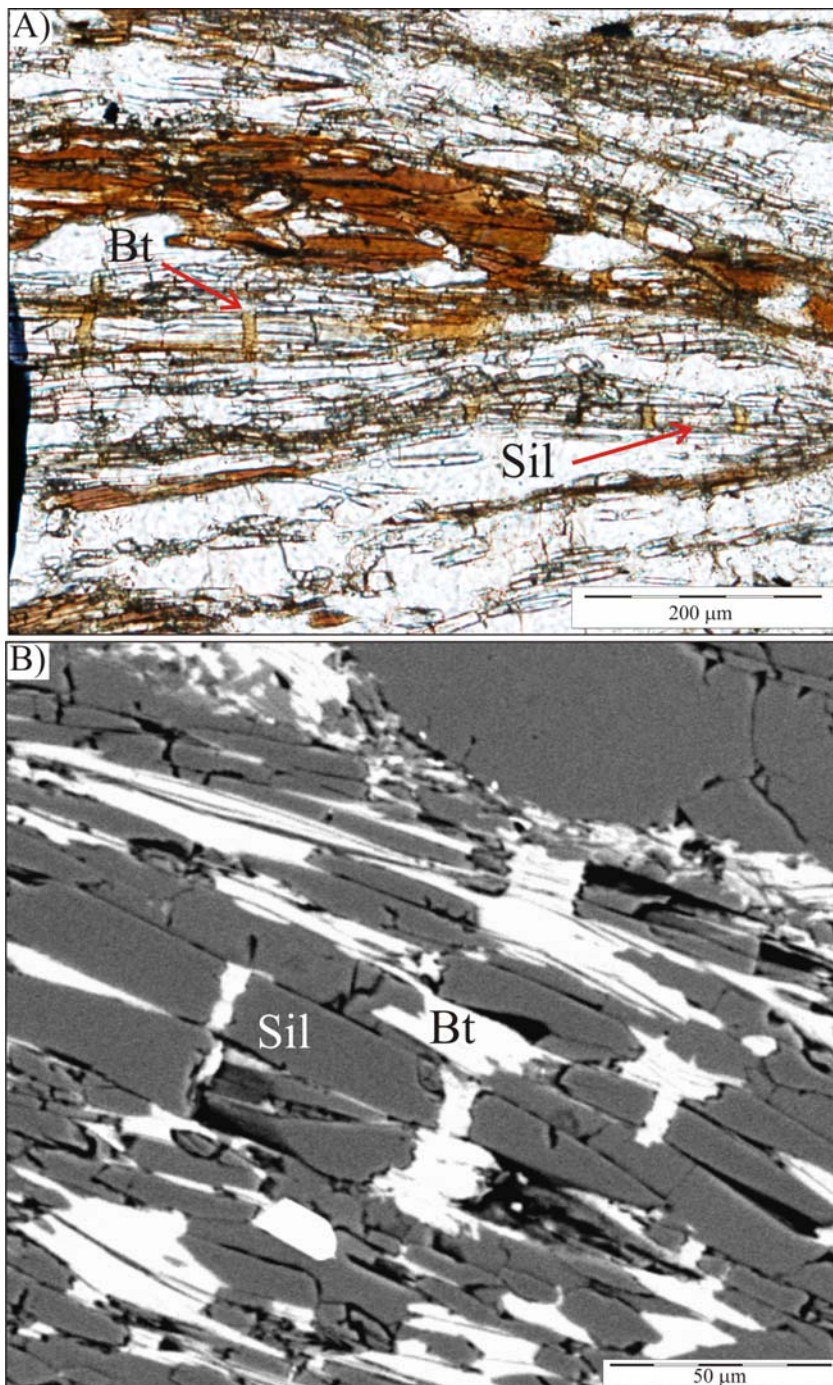


Fig. 10.7. Imagen óptica A) y de electrones retrodispersados B) donde se muestran cristales de sillimanita prismática fuertemente deformados, y el crecimiento de biotita en las sombras de presión.

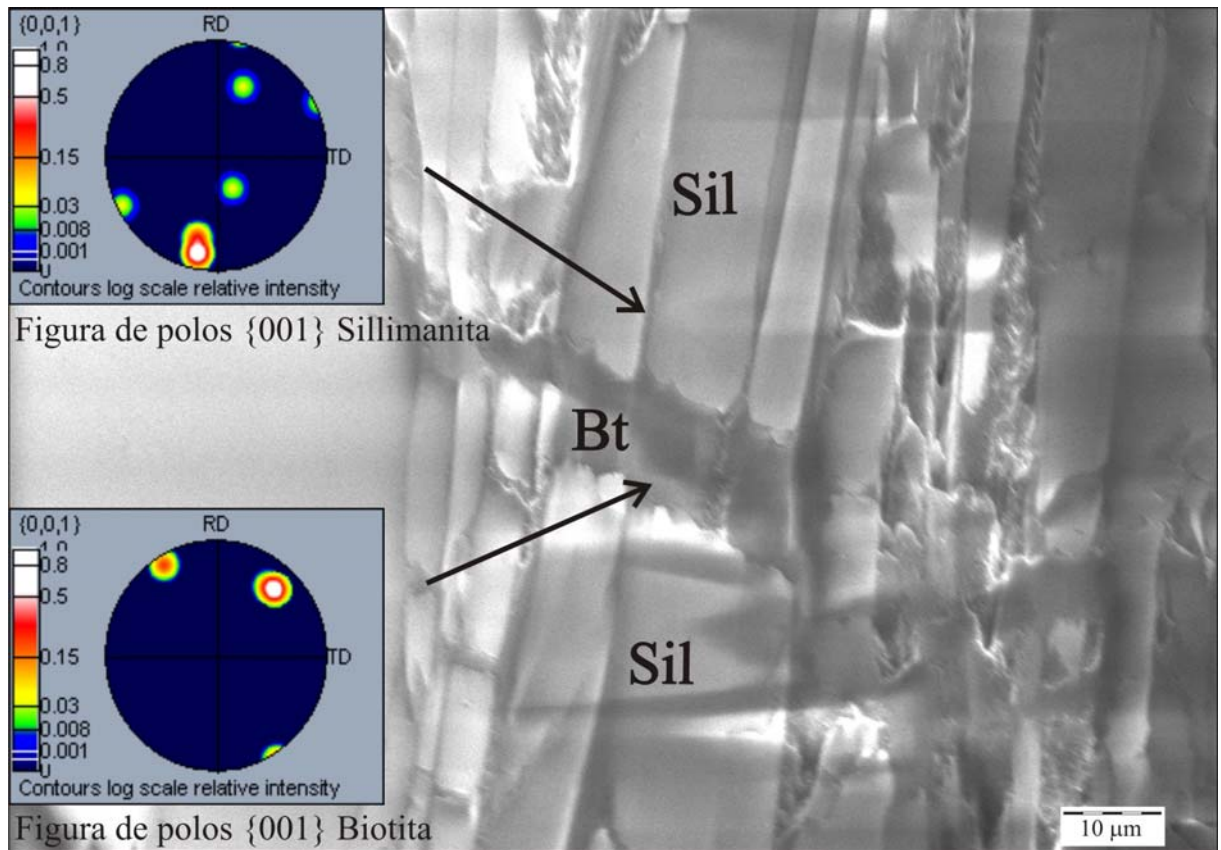


Fig. 10.8. Imagen de electrones secundarios en la que el plano de la muestra se sitúa inclinado 70° respecto al haz de electrones, y figuras de polos {001} para la sillimanita y la biotita obtenidas por el análisis de EBSD (Unidad de la Punta de la Mona).

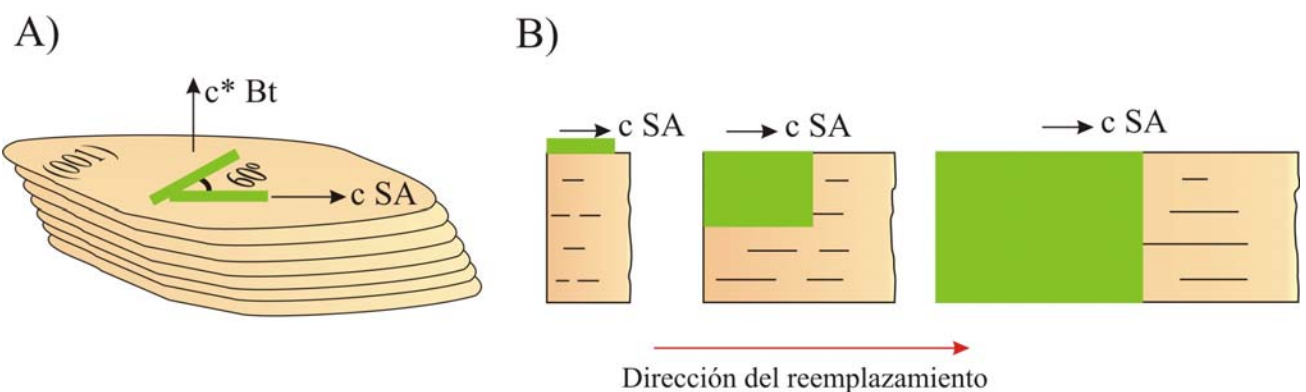


Fig. 10.9. Esquema de la transformación de biotita a silicato de aluminio (SA) con indicación de la dirección de reemplazamiento y su relación con el hábito de las fases minerales involucradas en el proceso (A y B).

11. UNA APROXIMACIÓN CRISTALOQUÍMICA A LAS REACCIONES ENTRE SILICATOS.

La aproximación cristaloquímica que se presenta en este capítulo está relacionada con las sustituciones descritas anteriormente al presentar los resultados de química mineral, sobre todo en el capítulo 9. El estudio cristaloquímico de los silicatos en el metamorfismo trata frecuentemente de la distribución de los cationes en los minerales silicatados que constituyen los reactantes, catalizadores y los productos de las reacciones metamórficas. Como se ha puesto de manifiesto en los capítulos precedentes, para conocer los procesos geoquímicos que han tenido lugar durante las transformaciones metamórficas reconocidas en las rocas estudiadas ha sido esencial determinar la distribución de cationes como el Mg, Fe y Ti, entre otros. Así, y a modo de ejemplo, se ha discutido anteriormente el papel de la biotita en algunas de las transformaciones descritas, que no sólo se pone de manifiesto a partir de observaciones puramente texturales sino también por la constatación de la existencia de conexiones de tipo químico o composicional entre esta fase y algunos de los productos de las reacciones que la biotita cataliza. La moscovita rica en Ti y algunos de los silicatos de aluminio, en concreto la dumortierita, heredan cationes octaédricos como el Mg, Fe y Ti de una biotita precursora. Estos cationes debieron de ser poco móviles durante las reacciones que dieron lugar a la formación de la moscovita rica en Ti y de la dumortierita. Estos elementos son vestigios geoquímicos de la intervención de la biotita como catalizador de las reacciones acontecidas, y quedan atrapados en la red del nuevo mineral a consecuencia de factores cinéticos.

Entre otros objetivos, las investigaciones mineralógicas pretenden establecer qué minerales existen bajo unas condiciones determinadas de presión, temperatura y composición del sistema; y también por qué unos minerales son estables en determinadas condiciones fisicoquímicas y no en otras. Para responder a esta segunda pregunta, la Cristaloquímica y la Geoquímica teóricas (Tossell y Vaughan, 1992), pretenden comprender el comportamiento macroscópico de los minerales a partir de su conocimiento atomístico. Tales aproximaciones atomísticas tratan de describir las interacciones entre los átomos o iones de una estructura, o bien las interacciones entre los electrones y los núcleos en el sólido cristalino. Los estudios del enlace químico y de las propiedades físicas de los minerales y las rocas basados en los avances de la Mecánica Cuántica tienen como objetivo, precisamente, establecer cómo son tales interacciones (*e.g.* Cygan y Kubicki, 2001).

Los estudios de Cristalografía mineral suelen ocuparse de la distribución de los cationes en los minerales y de su coordinación, pero no suelen tener en cuenta el ambiente de coordinación de los aniones, a pesar de que éstos constituyen al menos la otra mitad de los átomos de la estructura. Sin embargo, es precisamente en los aniones donde se localizan los electrones de valencia, que son los responsables del enlace químico. Esta tradición de considerar sólo la mitad de los átomos de la estructura de los silicatos sigue actualmente viva, a pesar de que fue ya condenada por Bragg (1930). La aproximación Cristalografía que se abordará en este capítulo para explicar algunos de los resultados obtenidos en este trabajo va a tener muy en cuenta el importante papel que la primera esfera de coordinación del oxígeno desempeña en los silicatos. El punto de partida en esta aproximación lo constituye la segunda regla de Pauling, según la cual la fuerza de un enlace electrostático es el cociente entre la carga del catión y su número de coordinación. Así, para formar una estructura estable de acuerdo con dicha regla, la carga eléctrica de cada anión tiende a compensar la suma de los enlaces electrostáticos provenientes de los cationes que lo rodean. La segunda regla de Pauling es una generalización *ad hoc* muy útil para la resolución de estructuras complejas, como son las de los silicatos, tal y como ya apuntó Bragg (1930), y también para el cálculo de las fórmulas minerales (véase el apartado de apéndices).

La segunda regla de Pauling ha sido versionada por Burdett y MacLarnan (1984) en el lenguaje de la teoría de orbital sobre la base de una restricción mecanocuántica, según la cual, el segundo momento de la energía de la distribución de estados debe de mantenerse constante (Burdett, 1995). De ello se deriva, a modo de conclusión general y en cierto modo simplista, que la energía de estabilización de la estructura de coordinación del anión, (entendiendo por anión el átomo más electronegativo de una estructura cristalina, que es el oxígeno en el caso de los silicatos) decrece con un incremento en el número de coordinación. Esto mismo, expresado en un lenguaje más sencillo y para el caso de la estructura de los silicatos, equivale a afirmar lo siguiente: ***en una estructura estable de coordinación del oxígeno en un silicato, el oxígeno tiende a rodearse del menor número posible de cationes*** (átomos más electropositivos en la estructura). Una conexión entre esta interpretación orbital y la versión original de la segunda regla de Pauling (1929), viene dada por la extensión de Zachariasen-Baur de la segunda regla de Pauling (Baur, 1970, 1981). De acuerdo con dicha extensión, los oxígenos cuya sumatoria de enlace electrostático es mayor de 2 cargas, bien por tener una alta coordinación o por estar coordinados por cationes muy electronegativos, se caracterizan por presentar unos enlaces con el Si particularmente largos. Estos oxígenos, llamados

sobresaturados por estos autores, son una importante fuente de inestabilidad en la estructura de los silicatos y favorecen por ello la rotura de los enlaces Si-O. En los dos apartados que siguen se discutirán algunos de los resultados obtenidos en este trabajo desde un punto de vista cristalquímico que considera el papel que desempeñan estos oxígenos sobresaturados en las reacciones estudiadas.

11.1. Cristalografía de las reacciones.

En las reacciones en estado sólido, como es el caso de las reacciones metamórficas, es frecuente que se conserven parcialmente las relaciones cristalográficas entre las fases participantes, al menos durante la nucleación y los primeros estadios del crecimiento. En los capítulos precedentes se ha propuesto que la conservación parcial de las orientaciones cristalográficas observadas entre los productos y los reactantes obedece al hecho de que los productos deben haber incorporado elementos estructurales de los minerales precursores durante la transformación. También se ha discutido sobre la minimización de la energía superficial y sobre los mínimos requerimientos de transporte difusivo al tratar de algunos ejemplos de reemplazamientos topotácticos.

Una parte de la discusión que sigue se basará en una importante observación estructural puesta de manifiesto por Worden *et al.* (1987) para los reemplazamientos topotácticos. Según estos autores, los planos reticulares paralelos a la interfaz entre el producto y el reactante se corresponden, en muchas de estas transformaciones, con los planos de mayor empaquetamiento de los átomos de oxígeno en sus respectivas estructuras. Como las distancias interatómicas entre los átomos de oxígeno en los empaquetamientos compactos son más o menos constantes, resulta que la energía de deformación se minimiza cuando los planos de empaquetamiento compacto coinciden a ambos lados de la interfaz. Este tipo de relación cristalográfica tiene lugar en algunas de las transformaciones descritas en esta memoria, como es el caso, por ejemplo, de la transformación paramórfica de distena a andalucita (capítulo 4), o el de la formación de la moscovita rica en titanio y de diversos silicatos de aluminio a partir de la biotita (capítulos 9 y 10). En las figuras 11.1A y 11.1B se muestran, para el caso de la transformación de distena a andalucita, el grado de empaquetamiento de los oxígenos según planos (110) de la distena y planos (320) de la andalucita, respectivamente. En la figura 11.B se indica también el eje cristalográfico *c* de la

andalucita, que es paralelo a una dirección o lineación estructural definida por cadenas de átomos de oxígeno estrechamente empaquetados. La nucleación de andalucita sobre distena se vería favorecida, básicamente, porque la energía de deformación (necesaria para producir la distorsión de la red cristalina durante el proceso de transformación de un mineral a otro) se reduce si la dirección de empaquetamiento de los átomos de oxígeno según el eje cristalográfico c de la andalucita se hace coincidir con cualquiera de las tres direcciones contenidas en el plano (110) de la estructura de la distena (ver la figura 11.1A), según se ha indicado previamente. Ello concuerda con el modelo que se propuso en el capítulo 4 para la transformación paramórfica de distena a andalucita a partir de las observaciones texturales (Fig. 4.11).

De forma análoga, es posible explicar las relaciones cristalográficas observadas entre silicatos de aluminio como la andalucita, dumortierita y sillimanita, y la biotita (capítulo 10). Así, al igual que en la andalucita, en la estructura de la sillimanita existe una alineación definida por átomos de oxígeno estrechamente empaquetados, paralela a su eje cristalográfico c y contenida en el plano (-310) de la red (Fig. 11.2A). Por su parte en la estructura de la biotita, que sirve de sustrato para el crecimiento de la sillimanita, y paralelamente a los planos reticulares (001) o basales, los oxígenos apicales de la capa tetraédrica constituyen un empaquetamiento compacto análogo al ya descrito para el plano (110) de la distena (Fig. 11.2B). Por tanto, al igual que en el ejemplo anterior de la transformación de distena a andalucita, la sillimanita nuclea sobre la biotita orientada de tal modo que su eje cristalográfico c se alinea con alguna de las tres direcciones cristalográficas equivalentes contenidas dentro de los planos de los oxígenos empaquetados de la capa octaédrica de la biotita. Estas relaciones ya fueron sugeridas en el capítulo 10 a partir de los datos texturales observados al producirse la transformación de la biotita en diversos silicatos de aluminio (véase la Fig. 10.9). Consideraciones análogas permiten explicar fácilmente los intercrecimientos de moscovita y biotita estudiados en el capítulo 9, dado que la similitud estructural es mucho mayor que en los dos casos anteriormente expuestos; de hecho la sub-red aniónica es prácticamente igual en ambos filosilicatos.

Como se ilustra en la figura 11.3, los oxígenos de los empaquetamientos compactos mostrados para los ejemplos anteriores se caracterizan por su alto número de coordinación. Como se señaló acerca de los oxígenos con alta coordinación, llamados sobresaturados en el discurso cristalocómico presentado al comienzo de este capítulo, y de acuerdo con las

consideraciones mecánico-quánticas anteriormente mencionadas, es evidente que el empaquetamiento de los oxígenos desempeña un papel fundamental en el desarrollo de las reacciones que acontecen durante las transformaciones metamórficas estudiadas. Tales oxígenos son el origen de inestabilidades estructurales en los silicatos, y pueden favorecer la rotura de los enlaces Si-O y/o su reorganización de acuerdo con las variaciones en las condiciones de presión y temperatura que acontecen durante el desarrollo del metamorfismo. La existencia de planos de la estructura cristalina formados por este tipo de oxígenos reduce la tensión o energía superficial en interfaces que involucran a dichos planos, y por tanto favorece las interacciones atractivas entre los átomos de ambos lados de dichas interfaces. Estas interacciones atractivas conllevan una reducción de la energía superficial, que se suma a la reducción de la energía de deformación anteriormente señalada para las interfaces controladas cristalográficamente. De este modo, es posible explicar fácilmente por qué, en las transformaciones en estado sólido, es un hecho común que se preserven muchas relaciones cristalográficas entre los minerales implicados.

11.2. Catalización de las reacciones.

Aunque las reacciones metamórficas se pueden considerar como ejemplos de reacciones en estado sólido, ello no significa que la química de las disoluciones no pueda aplicarse en cierta medida a ellas. De hecho, buena parte de las transformaciones metamórficas se pueden considerar como transformaciones sólido-sólido mediadas por una solución. El solvente del fluido que contiene los solutos disueltos es básicamente agua, y su estructura debe de ser la de una película alrededor del borde de grano, lo suficientemente fina como para permitir el transporte de los solutos. Estas especies químicas pueden fluir a través de la película de fluido estático por procesos de difusión. La película de fluido adsorbida en el borde de los granos puede incluso estar formada por una doble capa de moléculas de agua, con tan sólo un espesor décimas de nanómetros, donde el transporte de masa tiene lugar también por difusión (Walther y Wood, 1984).

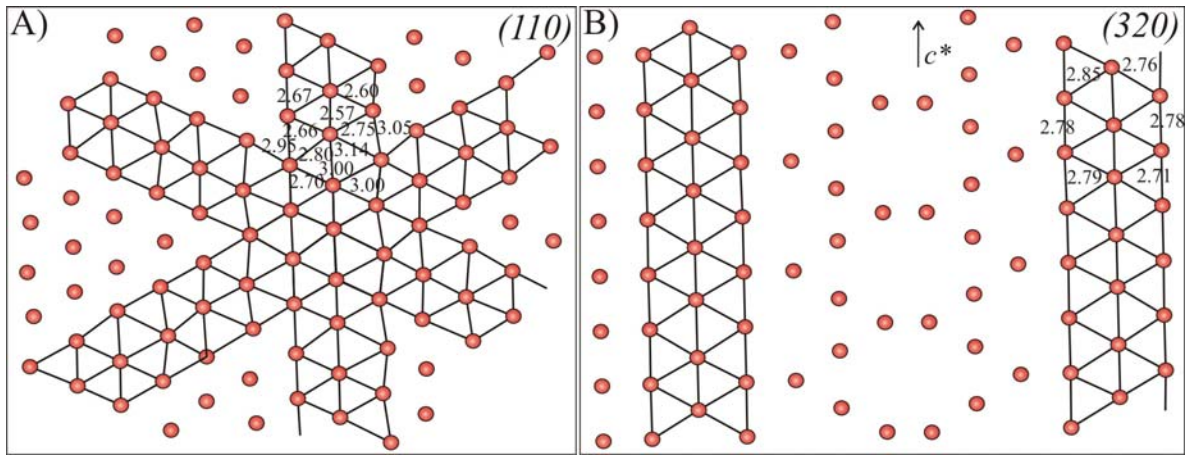


Fig. 11.1. A) Empaquetamiento compacto de oxígenos en el plano (110) de la distena. B) Empaquetamiento estrecho de átomos de oxígeno a lo largo del eje cristalográfico c dentro del plano (320) de la andalucita.

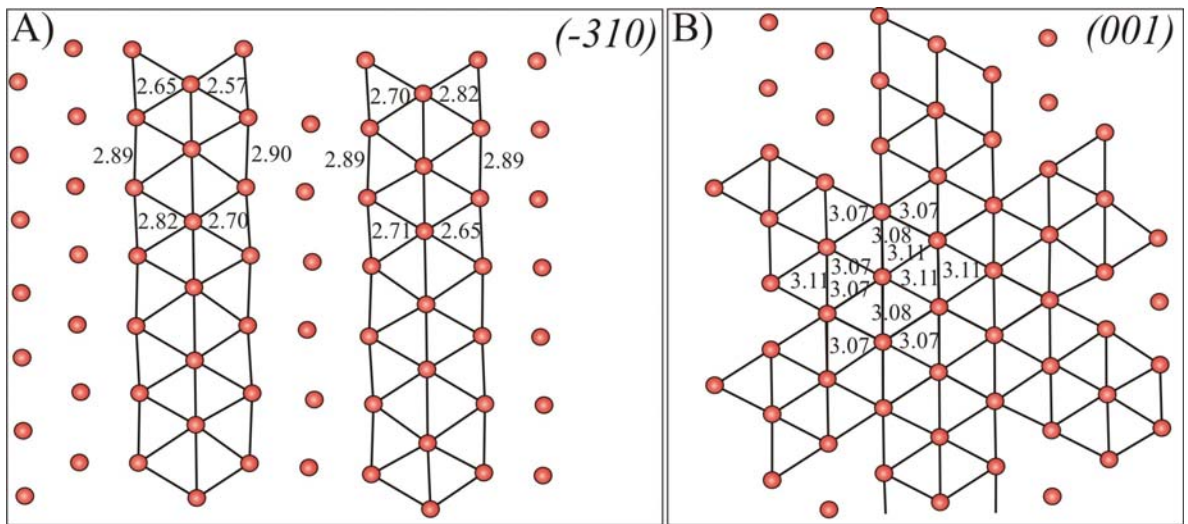


Fig. 11.2. A) Empaquetamiento estrecho de átomos de oxígeno a lo largo del eje cristalográfico c dentro del plano (-310) de la sillimanita. B) Empaquetamiento compacto de oxígenos en el plano (001) de la biotita.

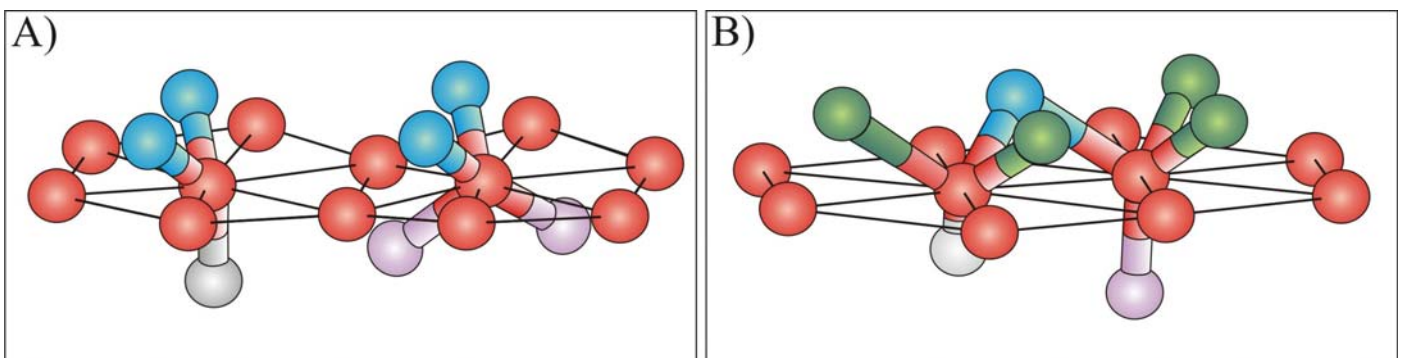


Fig. 11.3. Primera esfera de coordinación de los átomos de oxígeno que forman planos con empaquetamiento compacto en la distena (A), y en la biotita (B).

En cierto modo, la presencia de enlaces covalentes, como es el caso del enlace Si-O de los silicatos o del enlace C-O de los carbonatos, permite delimitar fragmentos moleculares dentro de las estructuras cristalinas. En el caso de los carbonatos y los nesosilicatos esos fragmentos son relativamente pequeños. En el caso de los silicatos el tamaño de los fragmentos moleculares aumenta con el grado de polimerización del silicato, llegando a ser infinitos en una (inosilicatos), dos (filosilicatos) e incluso tres dimensiones del espacio (tectosilicatos). Burdett (1980) propuso medir el grado de poblamiento de los niveles antienlazantes de alta energía en los silicatos, y por tanto la energía del sistema, mediante un parámetro denominado cantidad de electrones (“*electron count*”). Dicho parámetro se define como el cociente entre el número de electrones del anión dividido por el número de átomos del grupo silicato (grupo molecular formado por los átomos más electronegativos).

Tal y como se indicó al comienzo de este capítulo, en el caso de los silicatos, los aniones son aquellos átomos electronegativos que comúnmente se llaman no-metales. En el caso de los carbonatos, considerar que el átomo de carbono es un anión junto con el oxígeno no plantea mayores problemas. Sin embargo, el caso de los silicatos es un poco más problemático, ya que el silicio es un elemento situado en el límite entre los metales y los no metales. En condiciones normales de presión atmosférica el silicio es un semiconductor, si bien su comportamiento es metálico cuando se funde (Edwards y Sienko, 1983). No obstante, en este trabajo, los cálculos del número de electrones por átomo electronegativo del grupo molecular se realizan considerando como átomos electronegativos no sólo el oxígeno sino también el silicio. En la figura 11.5 se muestra cómo varía la cantidad de electrones y la energía del sistema con la presión y la temperatura (despolimerización) y también con la variación de la composición del sistema (alcalinización y aluminización).

Un ejemplo de aplicación de lo anteriormente expuesto es la catálisis de reacciones químicas entre silicatos de aluminio por parte de los filosilicatos. Así, en el capítulo 6 se afirmó, de acuerdo con las observaciones texturales, que la moscovita actúa como catalizador de la transformación de andalucita a distena porque la disolución de la moscovita genera una solución de naturaleza alcalina. La figura 11.6 ilustra el papel de la moscovita como catalizador de la reacción. Durante la catálisis se forma un compuesto de alta energía que favorece la rotura de los enlaces Si-O (Fig. 11.6A). Esto se consigue, como se ha indicado en la discusión anterior, aportando al sistema electrones que pueblan orbitales de alta energía. Estos orbitales de alta energía permanecen normalmente vacíos en la configuración

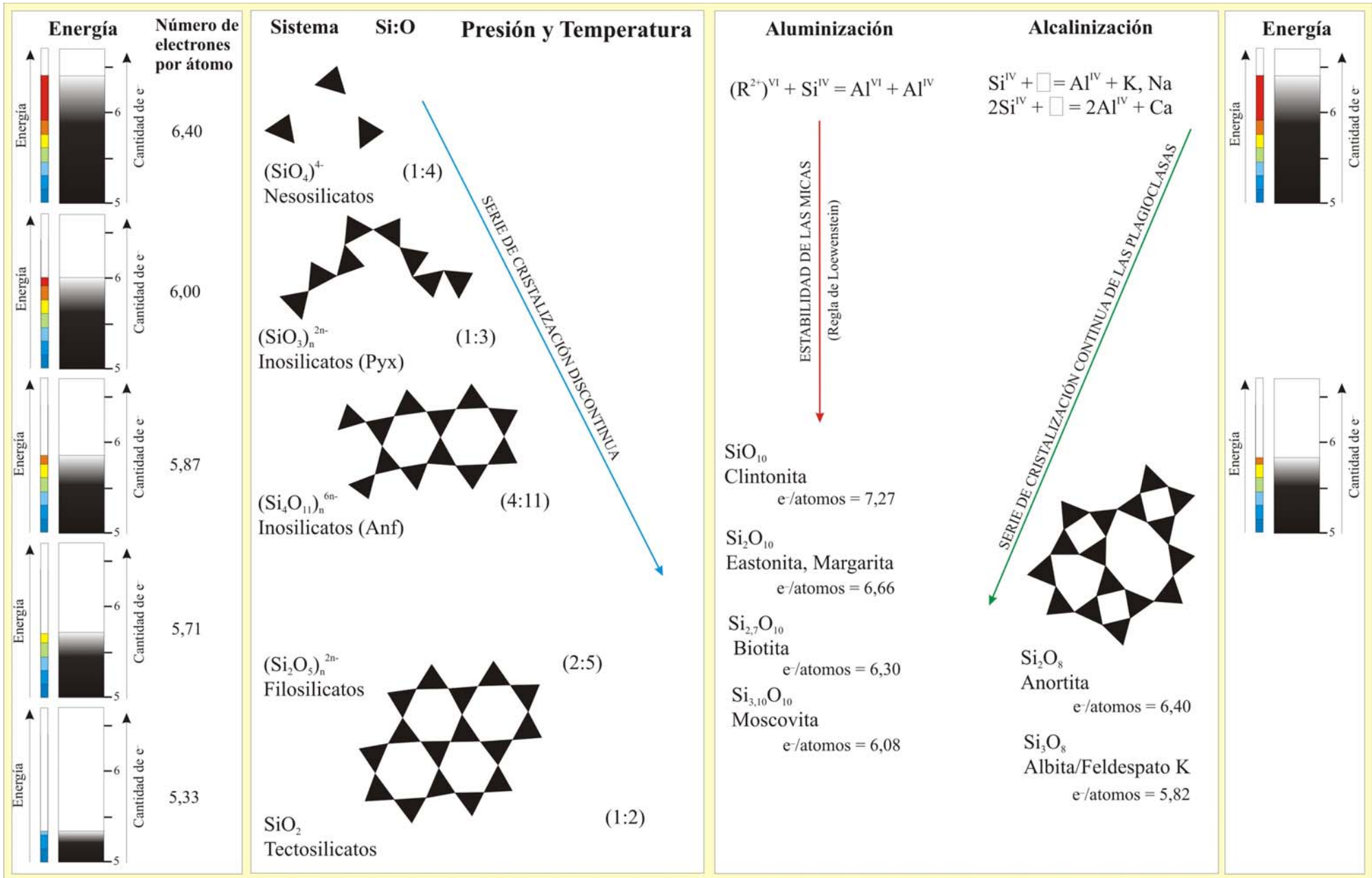
electrónica estable del sistema. El aporte de electrones al sistema en la reacción que nos ocupa se lleva a cabo por parte del metal o cation interlaminar de la moscovita, en este caso el potasio (Fig. 11.6B). Al reaccionar con el agua, el metal forma iones hidroxilo, lo que hace que la solución acuosa sea alcalina (Fig. 11.7). De acuerdo con el modelo anteriormente expuesto, la alcalinidad de la solución se basa en la cantidad de electrones por átomo en los grupos moleculares, lo que supone un aumento de energía del sistema constituido por la disolución acuosa (Fig. 11.7). La energía química es transferida desde la solución acuosa alcalina al silicato, según una reacción ácido-base del tipo de la mostrada en la figura 11.8, lo que da lugar a una rotura de los enlaces Si-O semejante a la anteriormente mostrada para el proceso de despolimerización desde tectosilicatos (SiO_2) al nesosilicatos (SiO_4).

Razonamientos similares a los anteriormente expuestos permiten demostrar por qué la biotita es también un buen catalizador de las reacciones entre silicatos. Los estudios texturales presentados en los capítulos 9 y 10 de esta memoria sugieren que la biotita es, incluso, mejor catalizador que la moscovita para las reacciones estudiadas, ya que, en ciertos casos, hasta la formación de la moscovita ha sido catalizada por la biotita. Para explicar este proceso basta calcular la cantidad de electrones por átomo de acuerdo con lo que se muestra en la figura 11.5, ya que el contenido en Al de la capa tetraédrica de la biotita es mayor que el de la moscovita, por lo que la energía del sistema es mayor si la reacción es catalizada por la biotita.

11.3. Conclusiones.

- 1) Los procesos metamórficos pueden catalogarse como transformaciones sólido-sólido mediadas por una solución.
- 2) Aunque clásicamente se ha establecido que el ataque de tipo ácido aceptor por parte del hidrógeno del agua sobre los oxígenos sobresaturados de las estructuras de los silicatos es el responsable de la disolución de los silicatos (Gutmann, 1978), en este trabajo se propone que las soluciones acuosas alcalinas favorecen la rotura de los enlaces Si-O, y que dichas soluciones representan estados de alta energía con respecto a las soluciones acuosas con pH neutro o ácido.
- 3) Estas soluciones alcalinas constituyen estadios transitorios en el metamorfismo.
- 4) En los procesos geoquímicos estudiados en esta tesis doctoral la aparición de la solución alcalina estuvo ligada a la presencia de filosilicatos como la moscovita y sobre todo la biotita.

Fig. 11.5. Rotura de los enlaces Si-O con el aumento de la cantidad de electrones, y su relación con la presión, la temperatura, la composición y la energía del sistema.



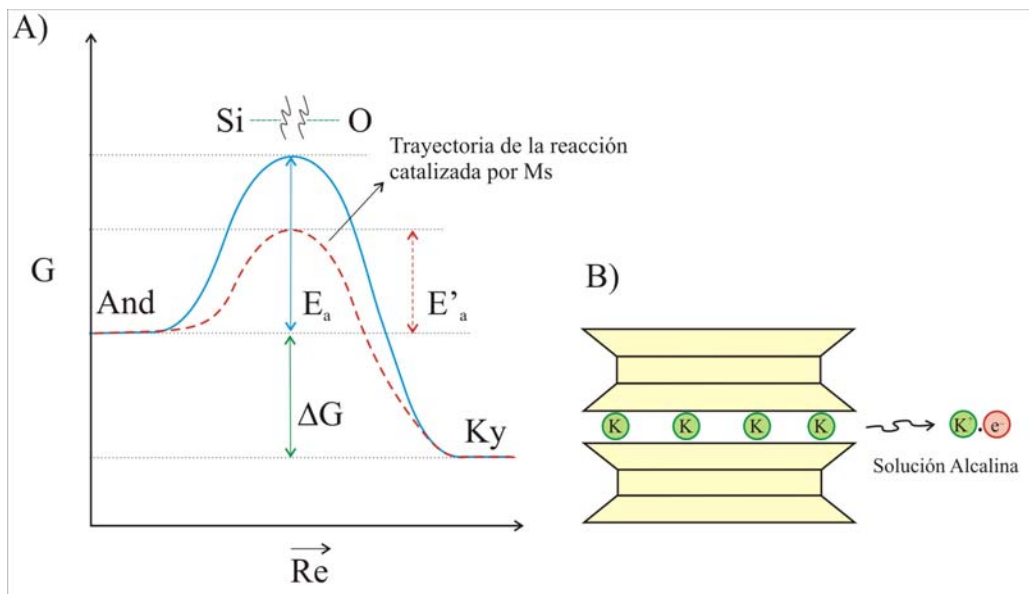


Fig. 11.6. Catálisis de la transformación andalucita-distena mediante la moscovita. A) Diagrama de la energía de activación necesaria para romper los enlaces Si-O a lo largo del curso de la reacción: E_a - energía de activación sin catalizador; E'_a - energía de activación en presencia del catalizador (moscovita); ΔG - cambio de energía libre asociada a la reacción. B) Formación de solución alcalina por un proceso de ionización de los átomos de potasio localizados en la capa interlamina de la estructura de la moscovita.

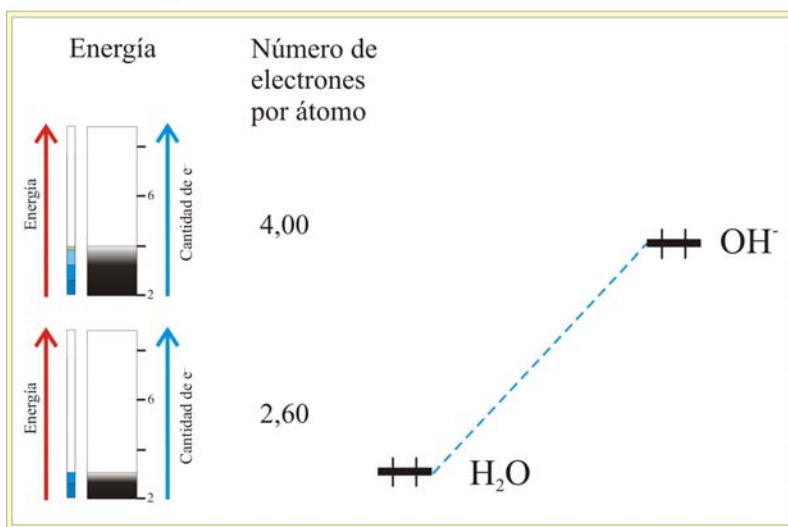


Fig. 11.7. Formación de iones hidroxilo a partir de la reacción de óxidos metálicos (K_2O) con agua. El ión hidroxilo representa una forma de alta energía del agua, lo que implica un aumento de energía del sistema.

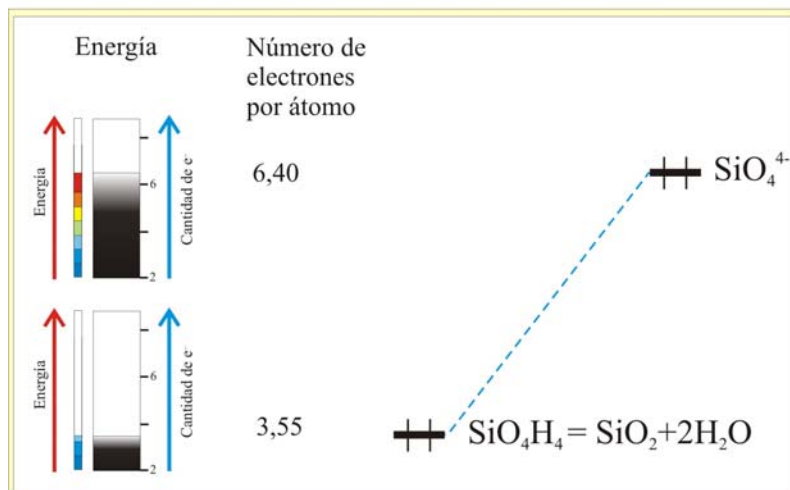


Fig. 11.8. Debilitamiento y rotura de los enlaces Si-O con el aumento de la energía química en la solución acuosa, según un proceso semejante al de la despolimerización que tiene lugar desde los tectosilicatos a los nesosilicatos.

12. SIGNIFICACIÓN GEOLÓGICA DE LOS PROCESOS ESTUDIADOS.

12.1. Geocronología.

Las zonas internas de los orógenos suelen contener rocas metamórficas e ígneas con una larga y compleja historia geológica, a veces polimetamórfica. En las Zonas Internas de la Cordillera Bética el metamorfismo y la deformación Alpinos, cuyo carácter polifásico y plurifacial está bien documentado, dificultan en gran medida el reconocimiento de la estratigrafía y la evolución tectono-metamórfica de las series pre-triásicas. Por ello, una cuestión de gran interés es dilucidar si los basamentos pre-mesozoicos del Complejo Alpujárride están afectados, o no, por uno o varios metamorfismos y etapas de deformación tectónica asociados a orogenias pre-Alpinas, Varisca en particular.

En el Complejo Nevado-Filábride la existencia de granitos tardivariscos (hercínicos: Priem *et al.*, 1966) es bien conocida y, en las metapelitas encajantes, se ha demostrado además la existencia de una historia metamórfica previa a la Alpina con datos tanto petrológicos como litoestratigráficos y microestructurales (Nijhuis, 1964; Puga, 1971; Estévez y Pérez Lorente, 1974; Puga y Díaz de Federico, 1976; Portugal Ferreira *et al.*, 1988; Díaz de Federico *et al.*, 1989; Gómez-Pugnaire, 1982b; Gómez-Pugnaire y Sassi, 1983; Puga *et al.*, 2002, 2007). En el Complejo Maláguide y su equivalente marroquí, el Ghomaride, a pesar de las reticencias de algunos autores (Roep, 1974), los estudios realizados ponen también claramente de manifiesto la existencia de una tectónica Varisca, si bien el metamorfismo asociado no sobrepasó el grado bajo en la mayoría de los casos (Foucault y Paquet, 1971; Chalouan y Michard, 1990; Chalouan, 1986; Simon y Visscher, 1983; Mäkel, 1985; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Balanyà, 1991; Ruiz –Cruz, 1997; Martín-Algarra *et al.*, 2004; Martín-Algarra *et al.*, 2009a, 2009b).

En el Complejo Alpujárride, las observaciones realizadas antes de los años 70 del pasado siglo llevaron a algunos autores (Boulin, 1970, entre otros) a aceptar que, en las sucesiones metasedimentarias pre-mesozoicas, se habrían preservado rasgos petrológicos y estructurales propios de una historia tectonometamórfica pre-Alpina. Sin embargo, a partir del inicio de los años 70, la mayoría de los autores han expresado dudas sobre la existencia de dichos rasgos, cuando no los han rechazado explícitamente (Torres Roldán, 1974). Según la idea predominante los efectos de la evolución tectonometamórfica alpina del Complejo Alpujárride habrían sido de tal magnitud que las evidencias de evolución pre-Alpina habrían

sido totalmente obliteradas en la inmensa mayoría de los casos (véanse, no obstante, los trabajos de Kornprobst, 1974, y de Reuber *et al.* 1978, en los Sébtides del Rif). De este modo, debido al metamorfismo Alpino de grado medio y alto que afecta indistintamente a las sucesiones pre-mesozoicas y a las coberteras del Triásico (y tal vez más modernas) del Alpujárride Intermedio y Superior, las edades geocronológicas previas a la Alpina habrían sido totalmente enmascaradas. Esta interpretación está sin duda avalada por el hecho de que las edades que se obtienen sistemáticamente con distintos métodos radiométricos como Rb-Sr, K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Sm-Nd, U-Pb para el metamorfismo de unidades diversas del Complejo Alpujárride son sistemáticamente Alpinas y, en general muy recientes. De hecho, en su inmensa mayoría corresponden al Mioceno Inferior, independientemente del grado de metamorfismo y de las unidades y áreas geográficas consideradas (*e.g.* Loomis, 1975; Priem *et al.*, 1979; Michard *et al.*, 1983; Zeck *et al.*, 1989a; 1989b; 1996; Monié *et al.*, 1991; 1994; Sánchez-Rodríguez *et al.*, 1996; Platt y Whitehouse, 1999) entre otros. Existen, no obstante, dataciones que indican edades isotópicas pre-Miocenas, e incluso pre-Alpinas, básicamente Hercínicas, obtenidas asimismo mediante dichas técnicas (Priem *et al.*, 1966; 1979; Boulin *et al.*, 1969; Bernard-Griffith *et al.*, 1977; Andriessen *et al.*, 1991; Montel *et al.*, 1995). El principal problema que plantea la interpretación de las edades más antiguas es que nunca han podido ser correlacionadas claramente ni con observaciones de campo ni con evidencias petrográficas que permitan explicar adecuadamente su significación geológica. Por ello, y desafortunadamente, la validez de estas dataciones pre-Alpinas ha sido tradicionalmente cuestionada, por haber sido consideradas como carentes de significado regional.

Sin embargo, el panorama acerca de la historia pre-Alpina del Complejo Alpujárride ha cambiado profundamente a raíz de la aplicación a su estudio de modernos métodos de datación geocronológica, muy especialmente de los fundamentados en el análisis de poblaciones de circones mediante microsonda iónica de alta resolución (SHRIMP), técnica que permite realizar diferentes dataciones de diferentes puntos localizados dentro de un mismo cristal. En síntesis, las dataciones U-Pb en circones que se han publicado en los últimos años han reabierto el debate sobre la naturaleza y la edad de los protolitos alpujárrides afectados por la orogenia Alpina, ya que el circón es un mineral que es capaz de registrar historias geológicas muy complejas. Las edades paleozoicas obtenidas recientemente con el método U-Pb en rocas del basamento cristalino del Alpujárride Superior e Intermedio se han interpretado, en algunos casos, en relación con eventos metamórficos de alta temperatura (Acosta, 1997; Bouybaouène *et al.*, 1998; Zeck y Williams, 2001; Zeck y Whitehouse, 2002),

mientras que en otros casos se ha considerado que representan condiciones magmáticas (Zeck y Whitehouse, 1999). En fin, además de las edades U-Pb asociadas a la Orogenia Varisca, se han obtenido edades relacionadas con las Orogenias Grenville y Panafricana en los ortogneises de Torrox e Istán, así como en los esquistos de alto grado encajantes y suprayacentes (Acosta, 1997; Zeck y Whitehouse, 1999, 2002; Zeck y Williams, 2001; ver también Hammor y Lancelot, 1998, entre otros). Por tanto, estos nuevos datos ponen claramente de manifiesto que, de algún modo algún no claramente establecido, los terrenos pre-mesozoicos del Complejo Alpujárride preservan evidencias de una larga y compleja historia pre-Alpina, tectono-metamórfica, magmática e, incluso sedimentaria, que se remonta no ya a diversos momentos del Paleozoico, sino también del Proterozoico, e incluso del Arcaico (Zeck y Whitehouse, 1999), aunque los datos disponibles para reconocer estas etapas muy antiguas sean aún muy insuficientes.

En la tabla 12.1 se muestran los datos isotópicos del Rb y del Sr y las edades obtenidas en este trabajo para los diversos tipos de rocas granítoideas estudiadas tanto en el Complejo Gneísico de Torrox (Alpujárride Superior) y para los leucogranitos intruidos en los esquistos de alto grado de la Unidad de las Alberquillas (Alpujárride Intermedio). Las muestras datadas en el Complejo Gneísico de Torrox son: a) gneises de textura granítica, pegmatítica, glandular y milonítica; b) diques de composición granítica que intruyen en los gneises; c) diques de composición trondhjemítica que aparecen dentro de los esquistos moscovíticos adyacentes (véase capítulos 2 y 3); así como d) separados minerales de feldespato potásico y moscovita de algunas de dichas rocas, gneises pegmatíticos en particular. Las rocas graníticas datadas del Alpujárride Intermedio son leucogranitos con moscovita y turmalina, de los que también se han analizado isotópicamente separados minerales formados por los cristales de moscovita de gran tamaño que aparecen dentro de ellos (Figs. 2.29, 2.31).

En el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de la figura 12.1 se han proyectado los datos isotópicos de las muestras estudiadas, junto con los datos de otros autores correspondientes a migmatitas, esquistos de alto grado y leucogranitos intrusivos, así como algunas muestras de separados minerales, básicamente de moscovita, obtenidos a partir de las rocas aquí estudiadas. Esta figura corrobora lo dicho anteriormente: los datos obtenidos en este trabajo indican que algunas muestras del Complejo Gneísico de Torrox (Alpujárride Superior) se alinean según una isocrona de edad Varisca (Carbonífero Inferior alto: 330 Ma), mientras que otras edades obtenidas tanto en el Complejo Gneísico de Torrox como en otras unidades

alpujárrides son Alpinas, entre 18 y 22 Ma (Zeck et al.1989; Acosta, 1997, entre otros: Figura 12.1). Sin embargo, las dos muestras estudiadas del Alpujárride Intermedio, que aparecen dentro de una sucesión de esquistos verdes a la cual se le suele atribuir, por su posición litoestratigráfica una edad permo-triásica, dan edades Alpinas, en concreto 18 Ma y 20 Ma, correspondientes a la parte alta del Mioceno Inferior (Burdigaliense).

Tabla 12.1. Composición isotópica del Rb y del Sr en las muestras de gneises, pegmatitas, diques, leucogranitos y separados minerales (Unidades de Torrox y de las Alberquillas).

Muestras	Litología	Rb(ppm)	Sr(ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	Error
T-910.D	Dique trondhjemítico	28.505	196.273	0,42130	0,73545	0,005
T-951.D	Dique trondhjemítico	46.148	208.056	0,64340	0,73389	0,002
T-10	Gneis granítico	251.414	77.725	9,39900	0,75185	0,003
T-971.D	Dique granítico	160.468	264.221	1,76350	0,74452	0,003
T-949	Gneis milonítico	89.228	72.708	3,56050	0,73618	0,004
T-996	Gneis bandeado	116.410	54.335	6,22060	0,74397	0,002
T-938	Gneis glandular	366.601	24.034	44,97750	0,90368	0,004
T-905.C	Gneis bandeado	187.814	102.102	5,33990	0,74211	0,004
T-985.Kfs	Ortosa	407.054	152.048	7,77420	0,74552	0,005
T-985-G	Gneis pegmatítico	266.052	73.431	10,53290	0,75666	0,004
T-986-Ms	Moscovita	612.686	14.784	128,88030	1,46903	0,008
SE7-Ms	Moscovita	361,17	31,11	33,651	0,726487	0,002
SE7-WR	Leucogranito	126,24	227,02	1,610	0,717375	0,003
SE11-Ms	Moscovita	905,70	9,30	283,946	0,788355	0,002
SE11-WR	Leucogranito	275,31	121,98	6,536	0,716960	0,0017

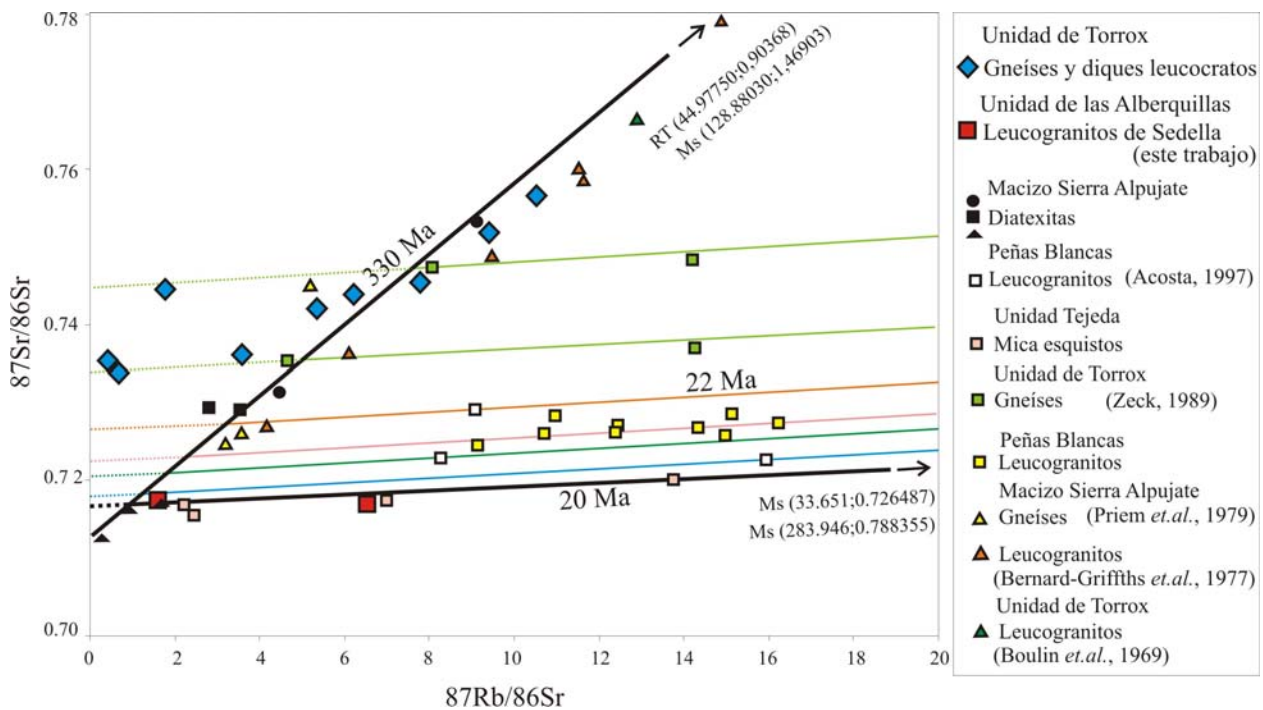


Fig. 12.1. Proyección en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para las muestras analizadas en este trabajo (Tabla 12.1). También se han utilizado en esta gráfica los datos del Rb y del Sr de otros autores (Boulin et al., 1969; Bernard-Griffiths et al., 1977; Priem et al., 1979; Zeck et al., 1989; Acosta, 1997) obtenidos en gneises, migmatitas, leucogranitos y esquistos de alto grado del Alpujárride Superior e Intermedio.

12.2. Petrología e historia geológica.

12.2.1. Interpretaciones anteriores.

Torres-Roldán (1974, 1979, 1981) fue el primer autor que rechazó explícitamente la hipótesis de la existencia de un basamento pre-Alpino metamorfozado durante la Orogenia Varisca (Hercínica) en el Alpujárride Superior e Intermedio, metamorfismo cuya existencia había sido sostenida por Boulin (1970) y autores más antiguos. Según Torres-Roldán (1974, 1979) las observaciones petrológicas realizadas en las rocas de la Unidad de Casares-Los Reales (Alpujárride Superior) y de la Unidad de la Punta de la Mona (Alpujárride Intermedio) se podrían explicar, sin necesidad de recurrir a procesos polimetamórficos, aceptando la existencia de dos diferentes gradientes P-T: un primer gradiente de presión intermedia ($27^\circ\text{C}/\text{km}$) y otro segundo de baja presión, con mucha menor pendiente ($60^\circ\text{C}/\text{km}$). La historia metamórfica y estructural relacionada con cada uno de estos gradientes podría ser interpretada exclusivamente en relación con la Orogenia Alpina: el metamorfismo de bajo gradiente (alta

razón P/T) sería consecuencia de procesos de subducción acaecidos durante el Cretácico terminal y la primera mitad del Terciario, mientras que el metamorfismo de alto gradiente térmico (baja razón P/T) y la fase asociada de deformación dúctil habrían tenido lugar en el Oligoceno y los comienzos del Mioceno. El cambio en las condiciones físicas que causó la sobreimposición de la asociación de alto gradiente térmico a las de bajo gradiente fue precedido de un episodio de deformación penetrativa de edad Alpina que sería responsable de la foliación principal (D₂ de Torres-Roldán, 1981; y de otros autores como Cuevas *et al.*, 1989). La evolución P-T de las rocas del Alpujárride Superior e Intermedio desde asociaciones minerales de gradiente P/T intermedio a asociaciones de bajo gradiente P/T tendría que haber pasado por un estadio intermedio de descompresión isoterma (Torres-Roldán, 1981). En este escenario, considerado exclusivamente Alpino, los minerales precinemáticos de la foliación principal Alpina (llamada S₂ por estos autores) presentes en las rocas pelíticas del Alpujárride Superior serían: Ms, St, Grt, Ky y Rt. Los minerales sincinemáticos de S₂ serían: Sill, Bt e Ilm; y los post-S₂ serían: And, Bt, Crd e Ilm. Este segundo evento tectonometamórfico estaría relacionado con un importante adelgazamiento cortical y contracción de las isotermas, e inicialmente se interpretó que habría acaecido en un marco geodinámico contractivo y en surrección cortical tras un primer gran apilamiento tectónico de grandes mantos de corrimiento en el Complejo Alpujárride (Tubía, 1990; Tubía *et al.* 1992a; Tubía *et al.* 2003; Cuevas, 1988; Aldaya *et al.*, 1979). Sin embargo, en años sucesivos el metamorfismo de alto gradiente ha sido relacionado por la inmensa mayoría de los autores con un marco tectónico extensional (véanse, entre otros, Platt y Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Platt *et al.*, 1998, Argles *et al.*, 1999; Platt y Whitehouse, 1999).

Como hemos visto a lo largo de esta memoria los tres polimorfos del Al₂SiO₅ coexisten en las rocas de alto grado del Alpujárride Superior e Intermedio, particularmente en las sucesiones de esquistos oscuros correspondientes a antiguos basamentos pre-mesozoicos, pero también en las sucesiones cobertera del Alpujárride Intermedio. Según el modelo exclusivamente Alpino anterior, la secuencia temporal de estos polimorfos en las rocas de alto grado tanto del Alpujárride Superior como del Alpujárride Intermedio, e independientemente de su edad estratigráfica (pre-metamórfica), sería: distena→sillimanita→andalucita. La transformación de distena a andalucita descrita en esta memoria en las sucesiones de esquistos oscuros ha sido tradicionalmente interpretada como un paso directo de la distena a la andalucita como resultado del proceso de descompresión isoterma Alpina arriba mencionado. Dicho proceso sería muy rápido de modo que se atravesaría, en ausencia de equilibrio, el

campo de estabilidad de la sillimanita (García-Casco *et al.*, 1993; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999). Estos autores, de hecho, documentan ésta y otras relaciones petrológicas entre diversos minerales, que habrían acontecido en condiciones de manifiesto desequilibrio dentro de las rocas de la Unidad de Torrox, y que habrían sido consecuencia de este proceso de descompresión muy rápida en un marco geodinámico extensional.

Sin embargo, existen otros modelos diferentes para explicar el origen de al menos parte del desequilibrio que se observa en las rocas más profundas de la Unidad de Torrox. En particular, según Zeck y Whitehouse (1999) tal desequilibrio sería más aparente que real, ya que se debería a la presencia de asociaciones minerales no paragenéticas que quedarían preservadas en estas rocas, lo cual sería una consecuencia no tanto del carácter plurifacial del metamorfismo Alpino como del hecho de que estas rocas habrían sufrido los efectos de dos metamorfismos distintos, uno Alpino y otro Hercínico. Sin embargo, aunque estos últimos autores tentativamente sugieren que algunos minerales como el granate podrían ser Hercínicos mientras que otros como la biotita serían Alpinos, también afirman que la asignación de las asociaciones minerales observadas en estas rocas a uno u otro metamorfismo es una tarea complicada y aun no resuelta. En su estudio de las rocas profundas de la Unidad de Torrox Zeck y Whitehouse (1999) concluyeron que: 1) los cristales de circón por ellos estudiados no habrían crecido durante el metamorfismo Alpino, sino en una fase magmática anterior; y 2) la andalucita de los ortogneises sería de origen magmático, lo que les llevó a proponer (como antes había ya hecho Boulin, 1970) que el protolito principal del gneis de Torrox sería un granito epizonal Hercínico. Sin embargo, como correctamente argumentaron García-Casco y Torres-Roldán (1999) sobre la base de numerosos datos petrológicos completados con análisis termodinámicos avanzados, la andalucita de los ortogneises de Torrox tiene un origen claramente metamórfico en la inmensa mayoría de los casos, como es el caso de la andalucita producida por la reacción *subsolidus* de descomposición de la moscovita (García-Casco *et al.*, 1993; Sánchez-Navas, 1999; véase también los capítulos 3 y 4 de esta memoria).

12.2.2. Modelo propuesto.

Los resultados presentados en los capítulos 2 y 3 de esta memoria no se explican adecuadamente con los modelos antes mencionados. Con objeto de integrar las observaciones realizadas en una secuencia organizada de eventos que tenga también en cuenta el cuadro general de conocimientos sobre la evolución tectonometamórfica de las sucesiones alpujárrides de acuerdo con lo establecido por estudios anteriores, a continuación se procederá

a discutir la evolución establecida en este trabajo comenzando por los procesos que se interpretan como de edad Alpina, y siguiendo con la discusión de las evidencias texturales y petrológicas que, en este trabajo, se interpretan como debidas a procesos pre-Alpinos.

Con respecto a un mineral de tanta importancia como el circón a la hora de datar la secuencia temporal de eventos, en el apartado 3.5.1.2 del Capítulo 3, correspondiente a los gneises ultramiloníticos del Complejo Gneísico de Torrox ha quedado demostrado que existe una blastesis de circón claramente relacionada con el desarrollo de la foliación principal, aquí llamada S_3 , y considerada de edad Alpina (Fig. 3.40). Dicha blastesis está indudablemente relacionada con otra de distena, de edad también Alpina (Figs. 3.35, 3.36, 3.37, 3.38 y en particular 3.40A). De hecho, Platt y Whitehouse (1999) registraron edades Alpinas en circones extraídos de los esquistos de alto grado de la Unidad de la Punta de la Mona, lo que evidencia que, durante la Orogenia Alpina, hubo movilización metamórfica de zirconio, contrariamente a lo propuesto por Zeck y Whitehouse (1999) para las rocas gneísicas muy deformadas de la Unidad de Torrox. Por tanto, y de acuerdo con la mayoría de los estudios modernos, las sucesiones del Complejo Alpujárride en la región estudiada fueron sin duda intensamente afectadas por el evento metamórfico Alpino del Mioceno Inferior, en relación con el cual se produjo la blastesis de numerosos minerales, entre ellos la de silicatos de aluminio.

La interpretación anterior se confirma tanto en los basamentos pre-mesozoicos formados por sucesiones metasedimentarias y cuerpos plutónicos prealpinos intruídos en ellas como en las sucesiones de cobertera del Alpujárride Intermedio. Sin embargo ello no excluye, *a priori*, la blastesis de silicatos de aluminio u otros minerales durante etapas anteriores a la Alpina. Por tanto, es obligado prestar una atención preferente a la secuencia de eventos que se deduce de las relaciones petrológicas, composicionales, texturales y cristalográficas entre los minerales que aparecen en las rocas de los basamentos pre-mesozoicos alpujárrides, y proceder a su análisis crítico en comparación con lo que se observa en las rocas y los minerales presentes en las coberteras post-Paleozoicas. Entre los minerales más informativos y variados, a este respecto, se encuentran los silicatos de aluminio. En particular, una parte fundamental de los datos aportados en este trabajo sobre la andalucita y la distena no se ajusta a los modelos precedentes sobre la evolución tectonometamórfica de los basamentos alpujárrides. Estos modelos consideran que la blastesis de distena y andalucita tuvieron lugar, exclusivamente, durante las etapas inicial y final, respectivamente, de la evolución

tectonometamórfica Alpina. De hecho, este trabajo es el primero en el que se pone de manifiesto que, en el Complejo Alpujárride, existen, al menos, dos generaciones diferentes de distena y de andalucita, que aparecen en contextos geológicos de edades muy diferentes. De acuerdo con la secuencia de eventos deducida de las relaciones texturales entre los minerales-índice, como es el caso de los silicatos de aluminio, entre otros minerales, cada una de estas dos generaciones presenta evoluciones tectonometamórficas de trayectorias P-T-t diferentes: una de características alpinas y otra más antigua que, como veremos más adelante, presenta rasgos propios del metamorfismo varisco.

12.2.2.1. Los silicatos de aluminio Alpinos en el Manto de la Herradura.

La evolución tectonometamórfica Alpina del Complejo Alpujárride queda claramente registrada en las sucesiones de cobertera (esquistos y cuarzoquistos verdes, que pasan estratigráficamente hacia arriba a potentes sucesiones de mármoles triásicos) del Alpujárride Intermedio. Las rocas estudiadas en este trabajo (ver Capítulos 2 y 3) pertenecen a dos unidades distintas (Unidad de la Punta de la Mona y Unidad de las Alberquillas), ambas incluidas al denominado Manto de la Herradura (Aldaya *et al.*, 1979), que muestran semejantes sucesiones litoestratigráficas pero un metamorfismo de características algo diferentes.

En la Punta de la Mona la asociación distena-sillimanita en los esquistos verdes indica que el metamorfismo Alpino aconteció bajo condiciones de alta temperatura y presiones intermedias, siendo la distena un mineral más antiguo, ya que se transforma a sillimanita, aunque dicha transformación textural no ha podido ser bien ilustrada, en este trabajo, con imágenes claras. Sin embargo, en los esquistos oscuros de la Punta de la Mona la distena no está presente, sino solo sillimanita prismática. Dado que estos niveles son estratigráficamente más profundos, el metamorfismo alpino que los afecta aconteció en condiciones de alta temperatura y mayor presión. La sillimanita presente en los esquistos verdes y oscuros de la Unidad de Punta de la Mona define, junto con las micas, la foliación Alpina principal (S_3). Igualmente, la sillimanita que está ampliamente presente en las restantes sucesiones de esquistos oscuros estudiadas en este trabajo (Unidades de Torrox y río Verde) así como el todos los litotipos (ortoderivados y metasomáticos) presentes en el Complejo Gneísico de Torrox es uno de los minerales que define más netamente dicha foliación alpina (ver más abajo). La evolución alpina culminó, en las sucesiones del Alpujárride Intermedio, con un evento de fusión parcial que generó diferenciados granitoides que han sido datados en este

trabajo como del Mioceno Inferior (entre 18-20 Ma). Esta edad concuerda con la aceptada unánimemente para el pico térmico del metamorfismo alpino documentado en las sucesiones alpujárrides, el cual estuvo también asociado a procesos de fusión parcial (Priem et al., 1979; Zeck et al., 1989; Monié et al. 1991, 1994; Acosta, 1997; Platt et al., 1998, etc.).

En la Unidad de las Alberquillas la evolución tectonometamórfica Alpina tuvo lugar en condiciones de menor temperatura y presión, que dieron lugar a una aparición localizada de andalucita alpina de características texturales muy diferentes a las andalucitas ampliamente presentes a escala regional que aparecen en todos los basamentos pre-mesozoicos alpujárrides (Fig. 3.1C). En este trabajo no se han estudiado las asociaciones minerales de alta P alpina, sin duda anteriores a esta andalucita alpina, que han sido ampliamente documentadas en las sucesiones de cobertera del Manto de la Herradura y otras muchas unidades alpujárrides (véase, p.e., Azañón y Goffé, 1997, entre otros muchos) y cuya existencia ha sido constatada también en este trabajo.

12.2.2.2. La transformación Alpina de andalucita a distena en los basamentos alpujárrides.

Como ha sido claramente documentado en los capítulos 2 y 3 de esta memoria, los cristales de andalucita de los esquistos oscuros de la Unidad de Torrox y equivalentes, y también los cristales de andalucita presentes dentro de los distintos litotipos gneísicos muy deformados de la Unidad de Torrox, son sistemáticamente postcinemáticos de una foliación antigua, aquí denominada S_2 , que se interpreta, como se discutirá a continuación, como la foliación principal Varisca. De hecho, estos cristales de andalucita, de modo particularmente evidente los que conforman cristales quiasolíticos a la periferia del gneis de Torrox, también son claramente precinemáticos de otra foliación S_3 , casi siempre paralelizada a la anterior, que se corresponde sin duda con la foliación principal de edad Alpina. En efecto, tal y como se ha ilustrado extensamente en los capítulos 5 y 6, esta andalucita aparece intensamente deformada, y parcialmente transformada a una distena posterior, a la que indiscutiblemente hay que asignar una edad alpina. Por tanto, y contrariamente a lo que desde inicios de los años 70 del pasado siglo ha venido siendo aceptado, explícita o tácitamente, por la mayoría de los autores que han trabajado sobre el tema (esto es, que la generalizada blastesis estática de andalucita que se reconoce en los esquistos oscuros y/o cuerpos de ortogneises aconteció en una etapa tardía de la evolución tectonometamórfica Alpina), este trabajo demuestra que en

los basamentos del Complejo Alpujárride existe una blastesis de andalucita anterior a la formación de distena Alpina.

Todos los modelos que tratan de la transformación andalucita → distena implican un engrosamiento cortical que pueda explicar el aumento de presión necesario para producir dicha transformación (Kerrick, 1990). Por tanto, en las rocas estudiadas en el complejo alpujárride, la transformación andalucita → distena difícilmente podría explicarse en un cuadro geodinámico extensional Alpino como es el casi unánimemente aceptado para la evolución tectonometamórfica de las sucesiones alpujárrides durante el Oligoceno-Mioceno (Platt *et al.* 1983, Orozco *et al.* 1989, Orozco y Alonso-Chaves, 2002). Consecuentemente, tanto en los esquistos oscuros de los basamentos alpujárrides como en el Complejo Gneísico de Torrox, la blastesis estática de grandes cristales de andalucita tuvo que ser anterior al metamorfismo Alpino de alta P que afectó indistintamente, según todos los estudios realizados hasta la fecha, tanto a los basamentos alpujárrides como a sus coberteras triásicas. Es evidente, por tanto, que la blastesis de la andalucita aquí considerada tiene que ser asignada a un metamorfismo de baja P y temperaturas intermedias a altas, cuyas características se adaptan mucho mejor a un metamorfismo Hercinotipo que Alpinotipo. La afirmación anterior se ajusta, por otra parte, a lo que se conoce en otros dominios de las Zonas Internas Béticas, en particular en el Complejo Nevadofilábride, donde está muy bien documentada una blastesis estática de grandes cristales de andalucita pre-Alpina que han sido transformados a distena durante la evolución tectonometamórfica Alpina (Puga, 1971; Díaz de Federico, 1971; Estévez y Pérez-Lorente, 1974; Puga y Díaz de Federico, 1976; Puga *et al.*, 2002, 2007, y referencias dentro de estos trabajos).

En conclusión, la transformación de andalucita a distena descrita tanto en los ortogneises como en los esquistos suprayacentes de la Unidad de Torrox, se produjo durante un evento de alta presión de edad Alpina. De esta misma edad (Alpina) serían también al menos parte de los procesos de moscovitización catalizados por la biotita que se describen en el capítulo 9.

12.2.2.3. Evolución pre-Alpina.

Como se ha demostrado en los capítulos 2 y 3, tanto en la mayoría de los litotipos presentes dentro del Complejo Gneísico de Torrox como en los esquistos oscuros suprayacentes, la andalucita es de origen metamórfico en la inmensa mayoría de los casos, y

edad manifiestamente antigua (pre-Alpina) de acuerdo con las relaciones texturales reconocidas mediante diversas técnicas analíticas. Los estudios de campo y petrográficos y los datos geocronológicos presentados en esta memoria indican claramente que el Complejo Gneísico de Torrox se formó a partir de protolitos ígneos de naturaleza plutónica, formados esencialmente por un cuerpo granítico principal, un cortejo filoniano tanto pegmatítico como aplítico y una aureola metasomatizada en la zona de contacto con los esquistos encajantes. Por otra parte, las distintas litofacies que constituyen el cuerpo plutónico gneisificado principal presentan las mismas asociaciones minerales metamórficos que los esquistos suprayacentes, esto es: Ms, Bt, St, Grt, Ky, And, Sil, Crd, Rt, Ilm y Zrn. Por tanto, es seguro que ambos conjuntos de rocas (metasedimentarias y ortoderivadas) fueron afectados por un metamorfismo de características similares. Dicho metamorfismo sólo en parte puede ser considerado de características alpinas.

En los esquistos oscuros de más alto grado estudiados en los basamentos del Alpujarride Superior los minerales más claramente diagnósticos de los procesos alpinos son la sillimanita y, en menor medida la distena, junto con las micas y el cuarzo, dado que (al igual que sucede en la cobertera permotriásica de esquistos verdes y en los esquistos oscuros basales de la Unidad de la Punta de la Mona) la sillimanita aparece sistemáticamente asociada a la foliación alpina S_3 . Además, la sillimanita se forma a expensas de los minerales más antiguos presentes tanto en sucesiones de esquistos (andalucita pre-Alpina y plagioclasa principalmente: Capítulos 3 y 7) como en los diversos litotipos que conforman el Complejo Gneísico de Torrox, entre ellos feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita, turmalina y, sobre todo, andalucita pre-Alpina. En ausencia de distena y sillimanita, son las micas las que definen la foliación principal alpina S_3 , como sucede en los niveles más altos de la Unidad de Torrox y, sobre todo, en la Unidad de Benamocarra.

Como se discutió más arriba, en el Complejo Gneísico de Torrox y su envoltura metapelítica el metamorfismo alpino tuvo un carácter esencialmente milonítico y se tradujo en una reducción generalizada del tamaño de grano de los minerales preexistentes, tanto en minerales de origen magmático (feldespato potásico, moscovita, biotita, turmalina...) como metasomático (moscovita, turmalina, dumortierita...) o metamórfico (andalucita, estaurolita, granate, biotita...). En particular, el metamorfismo Alpino fue responsable, en primer lugar de la distenización generalizada de buena parte de esos minerales, como las estaurolitas, las

moscovitas y, en particular, las andalucitas antiguas pre-existentes; y, en segundo lugar, de la sillimanitización, visible sobre todo en los niveles más profundos de la sucesión.

Sin embargo, en los esquistos oscuros de Benamocarra, Torrox y Río Verde también existe una distena pre-Alpina previa a la blastesis de los grandes cristales de andalucita quiastolítica y palmeada, o a los cristales de andalucita rosa que aparecen en venas cuarzo-albíticas de forma generalizada en los esquistos oscuros de numerosas unidades alpujárrides. Esta distena pre-Alpina es texturalmente muy diferente a la alpina. La distena alpina forma cristales de tamaño submilimétrico y hábito esencialmente fibroso, y es subparalela a la foliación alpina S_3 . Por el contrario, la distena pre-Alpina, que aparece en los dominios lepidoblásticos de la matriz de los esquistos de río Verde y de Torrox, forma cristales prismáticos de gran tamaño que se transforman parcialmente a los grandes cristales de andalucita que crecen estáticamente sobre la foliación S_2 (inversión polimórfica discutida en el Capítulo 4). Estos porfiroblastos de distena de gran tamaño preservan en su interior una foliación más antigua que se corresponde con la S_1 del presente trabajo. Por tanto la foliación S_1 , ha de ser necesariamente considerada como la foliación pre-Alpina (“Varisca”) más antigua. De igual modo, los grandes cristales azules de distena que aparecen parcialmente transformados a andalucita rosa dentro de venas cuarzofeldespáticas de la Unidad de Benamocarra, se consideran pertenecientes a esta misma generación de distena pre-Alpina. Cristales de distena azul, parcialmente transformados a andalucita rosa dentro de venas cuarzo-albíticas fuertemente deformadas, habían sido descritas por Martín Algarra (1987) en los esquistos oscuros del Manto de los Reales a techo de las peridotitas de la Sierra de las Aguas, y reconocidas por este mismo autor (com. pers., 2010) en otras unidades alpujárrides al sur de Jete (Unidad del Río Verde) y al N del Puerto de la Mora (Unidad de la Plata).

La distena pre-andalucita es, obviamente, más antigua que la andalucita y pone de manifiesto que, antes de la blastesis estática a baja P de la andalucita, existió un metamorfismo de más baja temperatura y/o de más alta P. La transformación de estos grandes cristales de distena a andalucita ha de ser interpretada (ver capítulo 4 de esta memoria) como resultado de un proceso metamórfico progrado isobárico de edad pre-Alpina y generado bajo condiciones de alto gradiente térmico. No se excluye completamente la posibilidad de que la blastesis de distena aconteciera a una P algo mayor pero, en todo caso, en el Capítulo 4 de esta memoria se argumentó que la temperatura debió ser el motor fundamental que permitió superar la barrera cinética asociada con la energía de activación de la inversión polimórfica

distena → andalucita. Esta evolución más que probablemente tuvo lugar durante el ciclo orogénico Varisco hacia la segunda mitad del Carbonífero (en el entorno de los 330 a 300 Ma). Las características de esta evolución metamórfica se ajustan mejor a lo que se conoce en muchas sucesiones metamórficas variscas de toda Europa que a los fenómenos acontecidos, por lo general, durante la evolución orogénica Alpina.

La formación de la andalucita con crecimientos de tipo quiasolítico reconocida en los esquistos de Torrox, río Verde y Benamocarra, sería contemporánea del crecimiento equivalente (en capas, o de tipo “layerítico”) observado en otros minerales de los esquistos, como el granate, que también se ha descrito en relación con el metamorfismo Varisco de los zócalos pre-mesozoicos del Pirineo (Zwart 1986). La formación de andalucita asociada a los procesos de deshidratación de la moscovita, observada dentro de los diversos litotipos del ortogneis de Torrox (especialmente en las facies de características pegmatíticas), y estudiada previamente en detalle por Sánchez-Navas (1999), así como la formación de andalucita a partir del feldespató potásico (Capítulo 2, Figs. 2.36 y 2.37; ver también Fig. 3.2.3.D de García Casco, 1993), se interpretan en esta memoria relacionados también con procesos metamórficos pre-Alpinos asociados al evento metamórfico Varisco de alto gradiente térmico, y probablemente acontecidos en el intervalo comprendido entre hace 330 y 300 Ma, de acuerdo con los datos geocronológicos disponibles.

Las dataciones realizadas mediante circones extraídos de los esquistos grafitosos suprayacentes al Complejo Gneísico de Torrox, justo en la zona de contacto entre ambos tipos de rocas, indican la existencia de un evento metamórfico de alto grado a 313 ± 7 Ma (Zeck y Whitehouse, 2002). Esta edad metamórfica es intermedia entre la indicada por la errocrona obtenida en este trabajo, cuya edad se aproxima a 330 Ma, y una de las agrupaciones de edades (285 ± 5 Ma) que Zeck y Whitehouse (1999) obtuvieron en los circones extraídos de los litotipos de aspecto más claramente granitoide de los ortogneises de Torrox, que estos autores interpretan como asociadas a un evento magmático tardivarisco. Además, en estos mismos litotipos granitoides de Torrox se registran también edades mucho más antiguas, del Arcaico (*circa* 2700 Ma), Proterozoico Inferior (2200-2000Ma), Proterozoico Medio (1100-900 Ma) y Proterozoico Superior a Paleozoico basal (800-500), con un evento muy bien definido a 612 ± 13 Ma, vinculado a las etapas finales del Ciclo Orogénico Panafricano (Zeck y Whitehouse, 1999). Este último evento también se registra muy claramente en los circones extraídos de los esquistos negros de las sucesiones pelíto-psammíticas pre-mesozoicas

alpujárrides (Platt *et al.*, 1998; Zeck y Williams, 2001) incluidos los de Torrox (Zeck y Whitehouse, 2002).

De acuerdo con las evidencias de campo y petrográficas disponibles, el evento metamórfico Varisco (Carbonífero) debió ser el principal responsable del proceso de gneisificación más evidente que se observa en la mayoría de los afloramientos de gneises granitoides, glandulares y bandeados de Torrox, bandeo gneísico que se ha correlacionado en este trabajo con la S_2 reconocida en los esquistos. Sin embargo, existe una segunda generación de rocas gneísicas ortoderivadas, que forman diques de espesor decimétrico a métrico que cortan claramente al bandeo gneísico principal. Como se presentó en el capítulo 3 y se observa manifiestamente en la figura 3.41A, estos diques corresponden a ortogneises leucocratos pegmatoides de composición granítica (Fig. 3.45) que, además, aparecen manifiestamente cortados por la foliación alpina S_3 definida por fibrolita, entre otros minerales alpinos (Fig. 3.41B). Esta segunda generación de rocas graníticas del Complejo Gneísico de Torrox pone de manifiesto que los niveles estructurales profundos de la sucesión alpujárride de la Unidad de Torrox fueron sometidos a fusión parcial con posterioridad a la etapa de gneisificación principal (S_2). Estos cuerpos intrusivos de segunda generación muestran una deformación manifiestamente menos intensa que la de los cuerpos ortoderivados de la primera generación que constituyen la masa fundamental del Complejo Gneísico de Torrox, pero sí que están claramente deformados (gneisificados: Fig. 3.41B) por la foliación alpina más evidente S_3 . Por tanto, interpretar la génesis de la segunda generación de rocas ortoderivadas como fundidos relacionados con el metamorfismo Alpino de baja presión y alta temperatura y edad Mioceno Inferior bien documentada en Torrox por Zeck *et al.* (1989), plantea inconsistencias y dificultades no menores. Por lo tanto, su posible origen en relación con un evento magmático anterior al metamorfismo Alpino principal debe ser asimismo seriamente considerada. Parece mucho más plausible interpretar este evento magmático de segunda generación en relación con la etapa final de la evolución orogénica Varisca, en condiciones de baja presión y alta temperatura, durante el Carbonífero terminal y Pérmico inicial. Un evento de esta edad (285 ± 5 Ma) ha sido precisamente registrado en los circones extraídos del Complejo Gneísico de Torrox por Zeck y Whitehouse (1999).

En definitiva, y para concluir con la evolución pre-Alpina, los protolitos granítico, pegmatítico y aplítico del Complejo Gneísico de Torrox, así como los esquistos moscovíticos asociados, de origen metasomático, tienen que ser obligatoriamente asignados a un evento

magmático aún más antiguo, anterior al metamorfismo y a la fusión parcial de edad Varisca. Se trata, pues, de rocas relacionadas con plutones pre-Variscos, que intruyeron en las sucesiones metasedimentarias pelito-psammíticas de los basamentos alpujárrides, cuyas edades sedimentarias tienen que ser, obligatoriamente, precámbricas o, a lo sumo, del Paleozoico basal. Tentativamente, dichas sucesiones sedimentarias se atribuyen al Proterozoico superior no terminal (>620 Ma), dado que los circones presentes en las sucesiones de esquistos oscuros de diversas unidades alpujárrides (ver revisión de Zeck y Whitehouse, 2002) parecen registrar un evento metamórfico panafricano, situado hace poco más de unos 600 Ma. Posiblemente dicho evento orogénico panafricano coincidió con un magmatismo contemporáneo que generó plutones epizonales, como parece que debió ser en origen el Complejo Gneísico de Torrox. Un plutonismo panafricano generalizado, situado en el entorno de hace unos 600Ma es una característica común de las regiones nordgondwánicas, de las que, en última instancia, proceden todas las regiones Variscas y Alpinas europeas y norteafricanas (Castiñeras et al., 2008).

12.2.2.4. Trayectorias P-T-t.

En la figura 12.2 se representan los picos térmicos de los eventos metamórficos asignados a los ciclos orogénicos Alpino y Varisco en el presente trabajo, sobre la base de las transformaciones minerales estudiadas. El pico metamórfico de edad Varisca viene acotado en el diagrama P-T, por la reacción de deshidratación de la moscovita y por el límite marcado por la reacción And-Sill, ya que la reacción de deshidratación de la moscovita produce sólo andalucita, según se concluye en la presente memoria. Como se aprecia en la figura 12.2, en la parte del pico metamórfico Varisco la trayectoria P-T discurre a lo largo de la línea de la reacción de deshidratación de la moscovita. Ello es debido al efecto de la entalpía sobre el progreso de la reacción de descomposición de la moscovita, que actúa como un tampón térmico debido al carácter endotérmico de esa reacción. De este modo, con el descenso de presión se produciría también descenso de la temperatura, de manera que se impediría así el avance de la descomposición de la moscovita (Connolly y Thompson, 1989). La presencia de cordierita paragenética de la andalucita situaría igualmente la trayectoria P-T asociada al metamorfismo Varisco en el campo de las bajas presiones del diagrama P-T.

Por su parte el pico metamórfico de edad Alpina viene definido por los contenidos de Si de la moscovita (isopletas de Si para la reacción $3K_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4 + 6SiMgAl_2 = 4KAlSi_3O_8 + 6SiO_2 + K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4 + 4H_2O$; Masonne y Schreyer, 1987) y por el

12.3. Conclusiones generales.

Las implicaciones geológicas derivadas de los procesos estudiados a partir de las observaciones petrológicas, mineralógicas, texturales, geoquímicas y cristalográficas realizadas, son muy importantes, contribuyen a esclarecer la evolución petrológica de las rocas estudiadas y ayudan a comprender mejor la evolución tectonometamórfica y geohistórica de las sucesiones alpujárrides. En síntesis, este estudio pone de manifiesto que:

- 1) Las sucesiones metasedimentarias premesozoicas alpujárrides estudiadas derivan de un protolito sedimentario de tamaño de grano relativamente fino y, en general de naturaleza pelito-psammítica cuyo depósito debió tener lugar posiblemente durante el Proterozoico Superior, posiblemente en ambientes sedimentarios marinos;
- 2) Dichas sucesiones fueron intruídas por plutones graníticos epizonales, entre los que se encuentra la masa principal del cuerpo ortogneísico de Torrox. Este evento magmático muy antiguo, debió acontecer en algún momento del Precámbrico terminal, posiblemente en relación con una evolución tectonometamórfica vinculada a la Orogenia Panafricana. En todo caso, dicha evolución debió ser anterior a las etapas principales de la Orogenia Varisca;
- 3) El basamento antiguo alpujárride fue definitivamente configurado en sus rasgos fundamentales al ser afectado por procesos metamórficos asociados más que probablemente a la Orogenia Varisca, que incluso culminaron con una etapa de fusión parcial tardivarisca;
- 4) La aceptación de este modelo de evolución pre-Alpina no implica necesariamente el rechazo de la evolución Alpina reconocida hasta ahora en muchas sucesiones alpujárrides. De hecho, dicha evolución ha sido confirmada también en este trabajo, tanto en las sucesiones del basamento como, sobre todo, en las sucesiones de cobertera del Alpujárride Intermedio que, en parte, corresponden a sucesiones metavulcanosedimentarias permotriásicas.
- 5) El modelo de evolución propuesto obliga a reconsiderar el grado de removilización tectonometamórfica y la intensidad de los procesos acontecidos durante la evolución geodinámica Alpina de las sucesiones pre-mesozoicas del Complejo Alpujárride ya que la secuencia de cristalización, deformación y disolución establecida en este trabajo para diversos minerales fundamentales para establecer la evolución tectonometamórfica difiere en varios aspectos importantes de la que ha sido habitualmente aceptada para estas sucesiones.

BIBLIOGRAFÍA.

Acosta-Vigil, A (1989) *Estudio estratigráfico del Jurásico de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 116p.

Acosta-Vigil, A (1997) *Estudio de los fenómenos de fusión cortical y generación de granitoides asociados a las Peridotitas de Ronda*. Tesis Doctorado, Univ. Granada, 305p.

Acosta-Vigil, A; Pereira, M.D.; Shaw, D.M.; London, D. (2001) Contrasting behaviour of boron during cristal anatexis. *Lithos*, **(56)**: 15-31.

Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1979) Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geol. Hisp.*, **14**: 154-166.

Alonso-Chaves, F. M. y Orozco, M. (1998) El sistema de fallas extensionales en La Axarquía (Sierras de Tajeda y la Almirajara, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, **24**: 15-18.

Alvarez, F. (1987) *La tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 371p.

Amorós, J. L. (1982) *El Cristal. Una introducción al estado sólido*. Madrid. 3ª Edición. 560p.

Andriessen, P. M. A.; Hebeda, E. H.; Somon, O. J. and Verschure, R. H. (1991) Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatetic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and southern Spain). *Chem. Geol.*, **91**: 33-48.

Andrieux, J.; Fontboté, J. M. y Mattauer, M. (1971) Sur un modele explicatif de L'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, **12**: 191-198.

Argles, T. W.; Platt, J. P. y Waters, D. J. (1999) Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society* (London) **(156)**: 149-162.

Azañón, J. M. (1994) *Metamorfismo de alta presión/baja temperatura, baja presión/alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 332p.

Azañón, J. M.; García-Dueñas, V. and Goffé, B. (1998) Exhumation of high-pressure pelites and coeval crustal extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera). *Tectonophysics*, **285**: 231-252.

Azañón, J. M. and Crespo-Blanch, A. (2000) Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the cenral Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, **19**: 549-565.

Baedecker, P.A. (1987) Methods for geochemical analysis. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **(1770)**: 1-183.

Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987) Les directions structurales Dans Domaine d'Alboran de part et d'autre du détroit de Gibraltar. *C. E. Acad. Sci. Paris*, **304**: 929-933.

Balanyà, J. C. (1991) *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, univ. Granada, 210p.

Balanyá, J. C.; Azañón, J. M.; Sánchez-Gómez, M. y García-Dueñas, V. (1993) Pervasive dúctil extensión, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics Spain) *C. R. Acad. Sci. Paris*, **316 (II)**: 1595-1601.

Bard, J.P. (1985) *Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas*. Masson. 181p.

- Barnhoorn, A.; Bystricky, M.; Kunze, K.; Burlini, L. and Burg, J. P. (2005) Strain localisation in biminerale rocks: experimental deformation of synthetic calcite–anhydrite aggregates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **240**: 748–763.
- Baur, W. H. (1970) Bond length variation and distorted coordination polyhedra in inorganic crystals. *Transactions of the American Crystallographic Association*, (6): 129-155.
- Baur, W. H. (1981) Interatomic distance predictions for computer simulation of crystal structures. En: M. O’Keeffe y A. Navrotsky, Eds., *Structure and Bonding in Crystals*, (11): 31-52. Academic Press, Nueva York.
- Baxter, E. F. and De Paolo, D. J. (2004) Can metamorphic reactions proceed faster than bulk strain? *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**: 657–670.
- Bea, F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. *J. Petrol.* (37): 521-552.
- Bernard-Griffiths, J.; Cantagrel, J. M. et Kornprobst, J. (1977) Ages des gneiss du Hacho de Ceuta: un événement thermique Hercynien dans la zone interne du Rif. R. A. S. T., Rennes (*Abstracts*), 64.
- Bloss, F. D. (1994) *Crystallography and Crystal Chemistry – An Introduction*. Mineralogical Society of America. 2nd Edition. 545p.
- Boland, J. N.; Hobbs, B. E. and McLaren, A. C. (1977) The defect structure in natural and experimentally deformed kyanite. *Phys. Status Solidi*, **A 39**: 631–641.
- Borchardt-Ott, W. (1995) *Crystallography*. Springer Verlag. 306p.
- Borhen, G. F. y Huffman, D. R. (1983) *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. John Wiley and sons, New York, N.Y.
- Boulin, J.; Ledent, D. et Pasteels, P. (1969) Repères Géochronologiques dans les Zones Internes des Cordillères Bétiques au sud-ouest de la Sierra Nevada (Espagne). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **92**: 377-381.
- Boulin, J. (1970). Les Zones Internes des Cordillères Bétiques de Málaga à Motril (Espagne Méridionale). Tesis. *Trav. Geol. Fac. Se. Univ. Paris*, 267p.
- Boulin, J. P.; Durand-Delga, M. y Oliver, P. (1986) Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, gneisses and development stages. En: F.C. Wezzel (ed.), *The origin of Arcs*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, p: 281-304.
- Bouybaouene, M. L.; Michard, A. y Goffé, B. (1998) High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain. *Bull. Soc. Géol. France*, **169**: 153-162.
- Bragg, W.H. (1930) The structure of silicates. *Zeitschrift für Kristallographie*, (74): 237-305.
- Brodie, K. H. and Rutter, E. H. (1985) On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behaviour of basic rocks. In: Thompson, A. B., Rubie, D. C. (Eds.), *Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures and Deformation*. Springer-Verlag, New York, p: 138–179.
- Burdett, J.K. (1980): *Molecular shapes*. New York: John Wiley & sons.
- Burdett, J. K. (1995). *Chemical bonding in solids*. New York: Oxford University Press.
- Burdett, J. K. and MacLarnan, T. J. (1984) An orbital interpretation of Pauling’s rules. *Am. Mineral.* (69): 601-621.

- Buseck, P. R. (1992) Minerals and reactions at the atomic scale: Transmission Electron Microscopy. *Reviews in Mineralogy*, **(27)**.
- Carmichael, D. M. (1969) On the Mechanism of Prograde Metamorphic Reactions in Quartz-Bearing Pelitic Rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, **(20)**: 244-267.
- Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L. and Martín Romera, C. (2008) SHRIMP zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, **97**: 35-50.
- Cesare, B.; Gómez-Pugnaire, M. T.; Sánchez-Navas, A. and Grobety, B. (2002) Andalusite-sillimanite replacement (Mazarrón, SE Spain): A microstructural and TEM study. *American Mineralogist*, **(87)**: 433-444.
- Chalouan, A. (1986) *Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc): un terrain varisque Dans la chaîne alpine*. Tesis Doctoral, Univ. Louis Pasteur, Estrasburgo, 330p.
- Chalouan, A. and Michard, A. (1990) The Ghomarides nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan chip in the Alpine Belt. *Tectonics*, **9**: 1565-1583.
- Chinner, G. A. (1966) The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **(122)**: 159-181.
- Clarke, D. B.; McKenzie, C.; Muecke, G. and Richardson, S. (1976) Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Contrib. Mineral Petrol.*, **(56)**: 279-287.
- Clarke, D. B. (1981) The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.*, **(19)**: 3-17.
- Connolly, J. A. D. and Thompson, A. B. (1989) Fluid and enthalpy production during regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**: 347-366.
- Copponex, J. P. (1958) Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales (Cordillères Bétiques, Espagne). *Boletín Geológico y Minero*. **70**: 79-230.
- Cox, P. A. (1987) *The Electronic Structure and Chemistry of Solids*. Oxford Science Publications. Oxford. 259p.
- Cuevas, J. (1988) *Microtectónica y metamorfismo de los mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 283p.
- Cuevas, J.; Navarro-Vilá, F. et Tubía, J. M. (1989) Interprétation des cisaillements ductiles vers le NE dans les gneiss de Torrox (Complexe Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Geodin. Acta*, **(3)**: 107-116.
- Cygan, R. T. and Kubicki, J. D. (2001) Molecular Modeling in Mineralogy and Geochemistry. In: *Molecular Modeling Theory and Applications in the Geosciences*. *Reviews in Mineralogy*, **42**,
- de Ronde, A. A. and Stunitz, H. (2007) Deformation-enhanced reaction in experimentally deformed plagioclase-olivine aggregates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **153**: 699-717.
- Diaz De Federico, A. (1971) Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada, situado al S de Jerez del Marquesado (Zona Bética, Granda). *Cuad. Geol.* **(2)**: 89-114.
- Didon, J.; Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973) Homologies géologiques entre deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Geol. France*, **25**: 77-104.

- Doukhan, J.-C. and Christie, J. M. (1982) Plastic deformation of sillimanite Al_2SiO_5 single crystals under confining pressure and TEM investigation of the induced defect structure. *Bull. Mineral.*, **105**: 583–589.
- Doukhan, J.-C., Paquet, J., 1982. Plastic deformation of andalusite single crystal Al_2SiO_5 . *Bull. Mineral.*, **105**: 170–175.
- Doukhan, J. C.; Doukhan, N.; Koch, P. S.; and Christie, J.M. (1985) Transmission electron microscopy investigation of lattice defects in Al_2SiO_5 polymorphs and plasticity induced polymorphic transformations. *Bulletin de Minéralogie*, **108**: 81–96.
- Durand-Delga, M. y Fonteboté, J. M. (1980) Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. *Mem. BRGM*, **15**: 677-85.
- Dürr, St. (1967) Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien). *Geol. Romana*, **4**: 1-73.
- Dymek, R. F. (1983) Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, **68**: 880-399.
- Edwards, P. P. and Sienko, M. J. (1983) On the occurrence of Metallic Character in the Periodic Table Elements. *Journal of Chemical Education*, (**60**) 9: 691-696.
- Elwell, D. and Scheel, H. J. (1975) Crystal growth from high-temperature solutions. London: Academic Press. 634p.
- Estévez, A. y Pérez-Lorente, F. (1974) Estudio geológico del sector de Cáñar-Soportújar, vertiente meridional de Sierra Nevada. *Estudios Geológicos* (**30**): 515-541.
- Etheridge, M. A.; Wall, V. J.; Cox, S. F. and Vernon, R. H. (1984) High Fluid Pressures During Regional Metamorphism and Deformation: Implications for Mass Transport and Deformation Mechanisms. *J. Geophys. Res.*, **89(B6)**: 4344–4358.
- Etheridge, M. A.; Wall, V. J.; Cox, S. F. et al. (1985) Mass-transport, Fluid-flow and Foliation Development. *Journal of Structural Geology*, **7 (3-4)**: 492-492.
- Eugster, H. P. (1970) Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-feldspar and aluminosilicate assemblages. *Fortschr. Mineral.*, (**47**): 106-123.
- Eugster, H. P. (1985) Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. *Mineral Mag.*, (**49**): 7-23.
- Fallot, P. (1948) Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, **8**: 83-172.
- Faye, G. H. and Harris, D. C. (1969) On the origin of colour and pleochroism in andalusite from Brazil. *The Canadian Mineralogist*, (**10**): 47-56.
- Faye, G. H. and Nickel, E. H. (1969) On the origin of colour and pleochroism of kyanite. *The Canadian Mineralogist*, (**10**): 47-56.
- Fernández-Suárez, J.; Corfu, F.; Arenas, R.; Marcos, A.; Martínez Catalán, J. R.; Díaz García, F.; Abati, J. and Fernández, F. J. (2002) U-Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP-HT units of the NW Iberian Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 236-253.
- Fernández-Suárez, J.; Gutiérrez-Alonso, G. and Jeffries, T. E. (2002) The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, **204**: 75-88.

- Ferry, J. M. and Burt, D. M. (1982) Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. In: Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, **10**: 207-262.
- Ferry, J. M. (1983a) Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *Am. Mineral.*, **68**: 334-54.
- Fisher, G. W. (1970): The Application of Ionic Equilibria to Metamorphic Differentiation: An Example. *Contr. Mineral. Petrol.*, **29** (2), 91-103.
- Fisher, G. W. (1973) Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes. *American Journal of Science*, December, (273): 897-924.
- Fisher, G. W. and Lasaga, A. C. (1981) Irreversible thermodynamics in petrology, Chapter 5 in: Kinetics of Geochemical Processes. Lasaga, A. C. and Kirkpatrick, R. J. (eds.), *Reviews in Mineralogy*, **8**: 171-209.
- Flinn, D. (1965) Deformation in metamorphism. In: Pitcher, W. S., Flinn, G. W. (Eds.), *Controls of Metamorphism*. Oliver and Boyd, Edinburgh, p: 46-72.
- Foucault, A. y Paquet, J. (1971) Sur l'importance d'une tectogénese dans la région centrale des Cordillères Bétiques (S. de la Arana, prov. Grenade, Espagne). *Comptes Rendues de la Académie des Sciences de Paris*, **272**: 2756-2758.
- Fyfe, W. S.; Turner, F. J. and Verhoogen, J. (1958) Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **73** Waverly Press Baltimore, 259p.
- García-Casco, A. (1993) *Evolución metamórfica del Complejo Gneísico de Torrox y series adyacentes (Alpujárrides Centrales)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 456p.
- García-Casco, A.; Sánchez-Navas, A. and Torres-Roldán, R. L. (1993) Disequilibrium decomposition and breakdown of muscovite in high P-T gneisses, Betic alpine belt (southern Spain). *Am. Mineral.*, (78): 158-177.
- García-Casco, A. and Torres-Roldán, R. L. (1996) Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic belt (S Spain). *J. Petrol.*, (37): 1207-1240.
- García-Casco, A. and Torres-Roldán, R. L. (1999) Natural metastable reactions involving garnet, staurolite and cordierite: implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic-Rif Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **136**: 131-153.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1991) Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, (19): 33-37.
- García-Dueñas, V.; Balanyá, J. C. and Martínez-Martínez, J. M. (1992) Miocene extensional detachments in the outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Mar. Letters*, **12**: 88-95.
- Gill, R. (1997) *Chemical fundamentals of Geology*. London. Unwin Hyman.
- Goergen, E. T.; Whitney, D. L.; Zimmerman, M. E. and Hiraga, T. (2008) Deformation-induced polymorphic transformation: experimental deformation of kyanite, andalusite, and sillimanite. *Tectonophysics*. (454) 1-4: 23-35.
- Goffé, B.; Michard, A.; Dueñas, V. G.; Lodeiro, F. G.; Monie, P.; Campos, J.; Zaldívar, J. G.; Jabaloy, A; Martínez, J. M. M. y Simancas, F. (1989) First evidence of high-pressure, low-

- temperature metamorphism in the Alpujarride Nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur. J. Mineral.*, **1**: 139-142.
- Gómez-Pugnaire, M. T. (1982b) Metamorfismo prealpino en el Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas. En: *Publi. Real. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. Madrid* (PIGG), **1**: 117-122.
- Gómez-Pugnaire, M. T. and Sassi, F. P. (1983) Pre-alpine metamorphic features and alpine overprints in some parts of the Nevado-Filabride basement (Betic Cordilleras, Spain). *Mem. Sci. Geol.*, **36**: 49-72.
- González-Menéndez, L. (1998) *Petrología y geoquímica del batolito granítico de Nisa-Alburquerque (Alto Alentejo, Portugal; Extremadura, España)*. Thesis University of Granada. 223p.
- Grambling, J. A. (1981) Kyanite, andalusite, sillimanite, and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico. *Am. Mineral.*, **66**: 702–722.
- Grambling, J. A. and Williams, M. L. (1985) The effect of Fe³⁺ and Mn³⁺ on aluminum silicate phase relations in north-central New Mexico, U.S.A. *Jour. of Petrology*, **26**: 324–354.
- Guidotti, C. V. (1978) Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine. *Amer. Mineral.*, **63**: 878-884.
- Guidotti, C. V.; Cheney, J. T. and Guggenheim, S. (1977) Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from Northwestern Maine. *American Mineralogist*, **62**: 438-448.
- Guidotti, C. V. (1984) Micas in metamorphic rocks. En: S. W. Bailey (ed.), *Micas*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, **13**: 357-468.
- Gutmann, V. (1978) *The Donnor-Acceptor Approach to Molecular Interactions*. Plenum Press: Nueva York.
- Hammor, D. et Lancelot, J. (1998) Métamorphisme miocène de granites panafricains dans le Massif de l'Edough (Nord-Est de l'Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 327, série II: 391-396.
- Hartman, P. and Perdock, W. G. (1955) *Acta Cryst.*, **8**, 49.
- Hemingway, B. S., Anovitz, L. M., Robie, R. A. and McGee, J. J. (1990) The thermodynamic properties of the dumortierite Si₃B[Al_{6,75}□_{0,25}O_{17,25}(OH)_{0,75}]. *American Mineralogist*, (**75**): 1370-1375.
- Herbig, H. G. (1984) Rekonstruktion eines nicht mehr existenten sedimentations-raums; die kalkgeroelle im Karbon Flysch der Malagiden (Betische Kordillere, Suedspanien). *Facies*, **11**: 1-108.
- Hernández-Hernández, M. A. (2009) *Estudios de proceptación de CaCO₃ como herramienta para entender los procesos de biomineralización, usando como modelo biológico la cáscara de huevo de galina*. Tesis Docotoral. Univ. Granada. 166p.
- Hildreth, W. (1981) Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. *J Geophysical Res.*, **86**: 10153-10192.
- Holdaway, M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram, *Am. J. Sci.*, **271**: 97-131.
- Holland, H. D. (1972) Granites, solutions, and base metal deposits. *Economic Geology*, **67**: 281-301.

- Holyoke, C. W. and Tullis, J. (2006) Formation and maintenance of shear zones. *Geology*, **34**: 105–108.
- Hülsmans, A.; Schmücker, M.; Mader, W. and Schneider, H. (2000) The transformation of andalusite to mullite and silica: Part II. Transformation mechanisms in [100]_A and [010]_A directions. *American Mineralogist*, (**85**): 987-992.
- IGME (1981) Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja 1.053 Málaga.
- IGME (1981) Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja 1.054 Vélez-Málaga.
- IGME (1981) Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja 1.055 Motril.
- Johannes, W. and Holtz, F. (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer Verlag. Berlin.
- Keller, F. (1968) Mineralparagenesen und geologie der Campo Tencia-Pizzo Forno-Gebirgsgruppe. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 135, 72p.
- Kerrick, D. M. (1972) Experimental determination of muscovite + quartz stability with PH₂O < P total. *Am. J. Sci.*, (**272**): 946-958.
- Kerrick, D. M. (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *Am. Mineral.*, **72**: 240-254.
- Kerrick, D.M. (1988) Al₂SiO₅-bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: aluminum mobility in metapelites. *Geology*, **16**: 636–640.
- Kerrick, D. M. (1990): The Al₂SiO₅ Polymorphs. *Reviews in Mineralogy*, **22**, 406p.
- Kirkpatrick, R. J. (1975) Crystal growth from the melt: A review. *Amer. Mineral.*, **60**, 798-814.
- Kornprobst, J. (1974) Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*. 251, 226p.
- Kretz, R. (1983) Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.
- Kuroda, T.; Irisawa, T. and Ookawa, A. (1977) Growth of polyhedral crystal from solution and its morphological stability, *J. Cryst. Growth*, **42**: 41-46.
- Lasaga, A. C. and Kirkpatrick, R. J. (1981) Kinetics of Geochemical Processes. *Reviews in Mineralogy*, **8**, 398p
- Lasaga, A. C. (1986) Metamorphic reaction rate laws and development of isograds. *Mineralogical Magazine*, **50**: 359-73.
- Lefebvre, A. and Menard, D. (1981) Stacking faults and twins in kyanite, Al₂SiO₅. *Acta Crystallogr.*, **A37**: 80–84.
- Lister, C. J. (1978) Luxullianite in situ within the St. Austell granite, Cornwall. *Mineral Mag*, **42**: 295-297.
- London, D. (1986) Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *Am Mineral*, (**71**): 376-395.
- Loomis, T. P. (1972a) Contact Metamorphism of Pelitic Rocks by the Ronda Ultramafic Intrusion, Southern Spain. *Geol Soc Am*, (**83**): 2449-2474.
- Loomis, T. P. (1972b) Coexisting aluminum silicate phases in contact metamorphic aureoles. *Am J Sci*, (**272**): 933-945.

- Loomis, T. P. (1975) Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics East of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sci.*, **275**: 1-30.
- Mäkel, G. H. (1985) *The geology of the Maláguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of Betic-Rif orogen (Southern Spain and Northern Morocco)*. Tesis Doctoral. Univ. Amsterdam, 263p. (publicada en: *GUA Pappers of Geology*, **22**: 1-263).
- Manning, J. R. (1974) Diffusion kinetics and mechanisms in simple crystals, p :3-13. In: A. W. Hoffmann, B. J. Gilletti, H. S. Yoder, Jr. and R. A. Yund (editors) (1974). *Geochemical transport and kinetics*. 353p.
- Mariani, E.; Prior, D. J.; McNamara, D.; Pearce, M. A.; Seaton, N.; Seward, G.; Tatham, D. and Wheeler, J. (2008) Electron backscatter diffraction (EBSD) in the SEM: applications to microstructures in minerals and rocks and recent technological advancements. In: Ignacio Subias y Blanca Bauluz, eds. *Instrumental Techniques Applied to Mineralogy and Geochemistry*. Seminarios SEM, (**5**): 7-19.
- Martín-Algarra, A. (1987) *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Thesis University of Granada. 1171p.
- Martín Algarra, A. (coord.) et al. (2004) Complejo Nevado-Filábride. In: *Geología de España*. Vera, J. A. (editor). SGE-IGME, Madrid, p: 422-431.
- Martín-Algarra, A. and Vera, J. A. (2004a) La Cordillera Bética y las Baleares en el ontexto del Mediterráneo occidental. In Vera, J. A., ed. *Geología de España*. Chap. 4. Cordillera Bética y Baleares. Madrid, Sociedad Geologica de España, IGME, p: 352–354.
- Martín-Algarra, A. and Vera, J. A. (2004b) Evolucio´n de la Cordillera Bética. In Vera, J. A., ed. *Geología de España*. Chap. 4. Cordillera Bética y Baleares. Madrid, Sociedad Geológica de España, IGME, p: 437–444.
- Martín-Algarra, A.; Alonso-Chaves, F.; Andreo, B.; Balanyá, J. C.; Estévez, A.; González-Lodeiro, F.; Jabaloy, A.; et al. (2004a) Complejo Maláguide. In Vera, J. A., ed. *Geología de España*. Chap. 4. Cordillera Bética y Baleares. Madrid, Sociedad Geológica de España, IGME, p. 401–409.
- Martín-Algarra, A.; Andreo, B.; Balanyá, J. C.; Estévez, A.; López-Garrido, A. C.; O'Dogherty, L.; and Garcí'a-Duen~ as, V. 2004b. Unidades Frontales de las Zonas Internas. In Vera, J. A., ed. *Geología de España*. Chap. 4. Cordillera Bética y Baleares. Madrid, Sociedad Geológica de España, IGME, p. 396–401.
- Martín-Algarra, A.; Mazzoli, S.; Perrone, V.; Rodríguez-Cañero, R. and Navas-Parejo, P. (2009a) Variscan tectonics in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, southern Spain): stratigraphic and structural Alpine versus pre-Alpine constraints from the Ardales area (Province of Malaga). I. Stratigraphy. *J. Geol.*, **117**: 241–62.
- Martín-Algarra, A.; Mazzoli, S.; Perrone, V. and Rodríguez-Cañero, R. (2009b) Variscan tectonics in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, southern Spain): stratigraphic and structural Alpine versus pre-Alpine constraints from the Ardales area (Province of Malaga). II. Structure. *J. Geol.*, **117**: 263–84.
- Massone, H. J. and Schreyer, W. (1987) Phengite geobarometry based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 212-224.
- Menard, D.; Doukhan, J.-C. and Paquet, J. (1979) Uniaxial compression of kyanite Al₂O₃-SiO₂: deformation mechanisms of minerals and rocks. *Bull. Mineral.*, **102**: 159–162.

- Michard, A.; Chalouan, A.; Montigny, R. et Quazzani-Touhami, M. (1983) Les nappes cristallophylitiques du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un edifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*. **296**: 1337-1340.
- Michard, A.; Goffé, B.; Bouybaouène, M. L. and Saddiqi, O. (1997) Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran Domain: metamorphic data from the northern Rif Marocco, *Terra Nova*, **9**: 171-174.
- Miyashiro, A. (1978). *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin. 492p.
- Mollat, H. (1968) Schichtenfolge un tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betsche Kordilleren, Südsanien). *Geol Jahr*, **86**: 471-521.
- Monié, P.; Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F.; Goffé, B. and Javaloy, A. (1991) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *J. Geol. Soc. London*, **148**: 288-297.
- Monier, G. and Robert, J.-L. (1986) Muscovite solid solution in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: an experimental study at 2 kbar PH_2O and comparison with natural Li-free micas. *Mineral. Mag.*, **50**: 257-266.
- Montel, J. M.; Kornprobst, J.; Vielzeuf, D. and Veschambre, M. (1995) Shielding effect of garnet for the U-Th-Pb system in monazite: an e-probe study at Beni Bousera (Marocco), *Terra Abstr.*, **7**: 348.
- Montero, P. and Bea, F. (1998) Accurate determination of $^{85}\text{Rb}/^{88}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ by inductively coupled plasma mass spectrometry in isotope geosciences: An alternative to isotope dilution analysis. *Anal. Chim. Acta*, **358**: 227-233.
- Morata, D., Aguirre, L. y Puga, E. (1994) Na-metamorphic pyroxenes in low grade metabasites from the external zones of the Betic Cordilleras (southern Spain): influence of rock chemical composition on their formation. *Rev. Geol. Chile*. **24**: 269-283.
- Nassau, K. and Jackson, K. A. (1970). *Amer. Mineral.*, **55**: 416.
- Nieto García, F. (2008) Los minerales a la luz del TEM. Algo más que alta resolución. MACLA. Seminarios SEM, **8**: 17-21.
- Nieto García, F. (2008) TEM in Geology. Basics and applications. In: Subias, I. & Bauluz, B., eds. *Instrumental Techniques Applied to Mineralogy and Geochemistry*. Seminarios SEM, **(5)**: 21-42.
- Nijhuis, H. J. (1964) *Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, south of Lubrín*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 151p.
- Nockolds, S. R.; Knox, R. W. O'B. and Chinner, G. A. (1978) *Petrology for Students*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, England. 435p.
- Orozco, M.; Alonso-Chaves, F. M y Nieto, F. (1998) Development of large north-facing folds and their relation to crustal extension in the Alborán domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, **298**: 271-295.
- Orozco, M. y Alonso-Chaves, F. M. (2002) Estructuras de colapso extensional en el Dominio Alboran. Región de La Axarquía – Sierra Tejeda (provincias de Málaga y Granada). En: *XIV Reunión de la Comisión de Tectónica*. Sociedad Geológica de España. 123p.
- Oyarzun, R. (1982). *Geology and geochemistry of the banded iron formations in the Nahuelbuta mountains, Chile*. Tesis Doctoral. Universidad de Leeds (Inglaterra). 226p.

- Padrón-Navarta, J. A.; Garrido, C. J.; Sánchez-Navas, A.; Tommasi, A.; López Sánchez-Vizcaíno, V. L.; Gómez-Pugnaire, M. T. and Hussain, S. S. (2008) Oriented growth of garnet by topotactic reactions and epitaxy in high-pressure, mafic garnet granulite formed by dehydration melting of metastable hornblende-gabbro-norite (Jijal Complex, Kohistan Complex, north Pakistan). *Journal of Metamorphic Geology*, **26**: 855-870.
- Pattison, D.R.M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, **100**: 423-446.
- Pauling, L. (1929) The principles determining the structure of complex ionic crystals. *Journal of the American Chemical Society*, **51**: 1010-1026.
- Penn, R. L.; Banfield, J. F. and Kerrick, D. M. (1999) TEM investigation of Lewiston, Idaho, fibrolite; microstructure and grain boundary energetics. *American Mineralogist*, **84**: 152-159.
- Petreus, I. (1974) The divided structure of crystals II. Secondary structures and habits. *N. Jahrb. Mineral. Abh.* **122**, 314-338.
- Pinto, F. (1986) *El macizo gneísico de Torrox. Reconocimiento petrográfico y geoquímico*. Tesis Licenciatura, Univ. Granada. 81p.
- Platt, J. P.; Van Den Eeckhout, B.; Janzen, E.; Konert, G.; Somon, O. J. and Weijermars, R. (1983) The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe. Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras SE Spain. *J. Struct. Geol.*, **5**: 519-538.
- Platt, J. P. and Vissers, R. L. M. (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and the Gibraltar arc. *Geology*, **17**: 540-543.
- Platt, J. P.; Soto, J. I. and Comas, M. C. (1996) Decompression and high-temperature-low-pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, western Mediterranean. *Geology*, **24**: 447-540.
- Platt, J. P.; Soto, J. I.; Whitehouse, M. J.; Hurford, A. J. and Kelley, S. P. (1998) Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran Extensional Basin, western Mediterranean. *Tectonics*, **17**: 671-689.
- Platt, J. P. and Whitehouse, M. J. (1999) Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**: 591-605.
- Platt, J. P.; Argles, T. W.; Carter, A.; Kelley, S. P.; Whitehouse, M. J.; and Lonergan, L. (2003). Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *J. Geol. Soc. Lond.*, **160**: 655-676.
- Platzman, E.; Platt, J. P.; Kelley, S. P. y Allerton, S. (2000) Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (southern Spain). *Journal of the Geological Society, London*, **157**: 1187-1197.
- Portugal Ferreira, M.; Ferreira, J. D.; Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1988) Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain), *II Congr. Geol. Esp. Com. 2 Comunicaciones España*, p: 55-58.
- Priem, H.N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H. and Verschure, R. H. (1966) Isotopic age determination on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Sierra de Los Filabres), S.E. Spain. *Geol Mijnbouwk*, **45**: 184-187.

- Priem, H.N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H.; Oen, E. H. and Verdurmen, E. A. T. (1979) Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 103-109.
- Puga, E. (1971) *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Tesis. Granada. 133, 269p.
- Puga, E. y Díaz De Federico, A. (1976a) Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones Geodinámicas. *Reun. Geod. Bét. Alborán*. Granada. p: 79-111.
- Puga, E.; Morten, L.; Bondi, M.; Bargossi, J. M.; Ruiz Cruz, M. D. y Díaz De Federico, A. (1983) Metamorphosed 'ophite' from Archidona region, Subeic Zone, Spain, *Estud. Geol.* (Madrid), **39**: 307-317.
- Puga, E.; Díaz De Federico, A.; Bargossi, G. M. y Morten, L. (1989) The Nevado-Filábride metaophiolitic association in the Cóbdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites, *Geodin. Acta*, **3**: 17-36.
- Puga, E.; Nieto, J. M. y Díaz de Federico, A. (2000) Constraining P-T path in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *Can. Miner.*, **38**: 1137-1161.
- Puga, E.; Díaz De Federico, A. and Nieto, J.M. (2002) Tectonostratigraphic subdivisión and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic Zone: a review. *Geodinamica Acta*, **15**: 23-43.
- Puga, E.; Díaz de Federico, A.; Nieto, J. M.; Díaz Puga, M. A.; Rodríguez Martínez-Conde, J. A. y Manteca Martínez, J. I. (2004a) Argumentos petrológicos y geoquímicos para la subdivisión del Complejo Nevado- Filábride en los Complejos del Veleta y del Mulhacén. *Geo-Temas*, **6**: 101-104.
- Puga, E.; Díaz de Federico, A.; Manteca Martínez, J. I.; Rodríguez Martínez-Conde, J. A. y Díaz Puga, M. A. (2004b) The Canteras-Galifa Neogene conglomerates: Evidence for an Ophiolitic Association submerged in the Mediterranean Sea at the eastern end of the Betic Chain. *Ophioliti*, **29**: 213-230.
- Puga E.; Díaz de Federico A.; Nieto J. M. y Día Puga, M. A. (2007) Petrología, georrecursos y evolución geodinámica del Espacio Natural de Sierra Nevada. *Estudios Geológicos*, **63**, 19-41.
- Putnis, A. (1992) *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge University Press. 457p.
- Putnis, A., Prieto, M. y Fenández-Díaz, L. (1995) Fluid sepersaturation and crystallization in porous media. *Geol. Mag.*, **132**(1): 1-13.
- Putnis, A. and Vinograd, V. (1999) Principles of solid state NMR spectroscopy and applications to determining local order in minerals. In: *Microscopic Properties and Processes in Minerals*. NATO ASI Series (Eds.: Wright K. and Catlow C.R.A.) Reidel.
- Putnis A.; Becker, U. and Bosbach, D. (1999) Mineral Surface Science: Principles, applications and recent case studies. In: *Microscopic Properties and Processes in Minerals*. NATO ASI Series (Eds.: Wright K. and Catlow C.R.A.) Reidel.
- Raleigh, C. B. (1965) Glide mechanisms of experimentally deformed minerals. *Science*, **150**: 739-741.

- Ramírez, J. A. and González-Menéndez, L. (1999) A geochemical study of two peraluminous granites from south-central Iberia: the Nisa-Alburquerque and Jalama batholiths. *Mineral Mag*, **63**: 85-104.
- Rast, N. (1965) Nucleation and growth of metamorphic minerals. In: *Controls of Metamorphism*, W. S. Pitcher and G. W. Flinn (Eds.). Wiley.
- Reuber, I.; Michard, A.; Chaulan, A.; Juteau, T. y Jermouni, B. (1982). *Tectonophysics*, **82**: 231-251.
- Rice, A. H. N. and Mitchell, J. I. (1991) Porphyroblast textural sector-zoning and matrix displacement. *Mineral. Mag.*, **55**: 379-396.
- Rice, A. H. N. (2007) Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies. *Geological Society of America*, (35) 1: 124-125.
- Robin, P-Y., F. (1979) Theory of metamorphic segregation and related processes. *Ceochimica et Cosmochimica Acta*, **43**: 1587-1600.
- Rodríguez-Cañero, R. (1993) *Contribución al estudio de los conodontos del Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordillera Bética)*. Tesis Doctoral, Universidad de Málaga.
- Roep, T. B. (1974) The Hercynian diastrophism in the Betic of Malaga, SE Spain: a discussion. *Geologie en Mijnbow*. **53**: 245-247.
- Rubenach, M. J. and Bell, T. H. (1988) Microstructural controls and the role of graphite in matrix/porphyroblast exchange during synkinematic andalusite growth in granitoid aureole. *J. Metamorphic Geol.*, **6**, 651-666.
- Ruiz Cruz, M. D. (1997) Very low-grade chlorite with anomalous chemistry and optical properties from the Maláguide Complex, Betic cordilleras, Spain. *Can. Mineral.*, **35**: 923-935.
- Ruiz Cruz, M. D. and Sanz de Galdeano, C. (2009) Exsolution Microstructures In Nh4-Bearing Muscovite And Annite In Gneisses From The Torrox Area, Betic Cordillera, Spain. *The Canadian Mineralogist*, (**47**): 107-128.
- Sánchez-Rodríguez, L.; Gebauer, D.; Tubía, J. M.; Gil Ibarguchi, J. I. and Rubatto, D. (1996) First SHRIMP-ages on pyroxenites, eclogites and granites of the Ronda complex and its country-rocks. *Geogaceta*, **20**: 487-488.
- Sánchez-Rodríguez, L. and Gebauer, D. (2000) Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, **316**: 19-44.
- Sanchez-Navas, A. (1999) Sequential kinetics of a muscovite-out reaction: A natural example. *Am Mineral*, **84**: 1270-1286.
- Sánchez-Navas, A.; Martín-Algarra, A.; Eder, V.; Reddy, J. B. J.; Nieto, F. and Zanin, Y. N. (2008) Color, mineralogy and composition of Upper Jurassic West Siberian glauconite: Useful indicators of paleoenvironment. *The Canadian mineralogist*, **46**: 1249-1268.
- Sanz de Galdeano, C. (1990) Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guajares y sectores próximos (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, **46**: 126-134.
- Sanz de Galdeano, C. (1997) *La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)*. Monografías Tierras del Sur, Universidad de Granada, 316p.

- Sanz de Galdeano, C.; Andreo, B.; García-Tortosa, F. J. y López-Garrido, A. C. (2001) The Triassic paleogeographic transition between Alpujarride and Malaguide Complexes, Betic-Rif Internal Zones (S Spain, N Marocco). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, **167**: 157-173.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A. C. (2003) Revisión de las unidades alpujárrides de las sierras de Tejeda, Almijara y Guájares (sector central de la Zona Interna Bética, provincias de Granada y Málaga). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **16**: 135-149.
- Schramke, J. A.; Kerrick, D. M., and Lasaga, A. C. (1987) The reaction muscovite + quartz = andalusite + K-feldspar + water. Part I. Growth kinetics and mechanism. *American Journal of Science*, **287**: 517–559.
- Simancas, J. F. y Campos, J. (1993) Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético. *Revista Sociedad Geológica de España*, **6**: 23-35.
- Simon, O. J. y Visscher, H. (1983) El Pérmico de las Cordilleras Béticas. En: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez Díaz, Ed.), IGME, Madrid, 453-499.
- Soto, J. I. and Platt, J. P. (1999) Petrological and structural evolutions of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea Basin. Western Mediterranean. *Jour. Petrol.*, **40**: 21-60
- Spry, A. (1969) *Metamorphic textures*. Pergamon Press. 349p.
- Strens, R. G. J. (1968) Stability of Al_2SiO_5 solid solutions. *Mineral. Mag.*, **36**: 839-845.
- Strens, R. G. J. y Freer, R. (1978) The physical basis of mineral optics. I. Classical theory. *Mineralogical Magazine*, **42**: 19-30.
- Sunagawa, I. (1987) In: *Morphology of Crystals*, Part B, I. Sunagawa (Ed.). Terra Science Publisher, Tokyo/Reidel, Dordrecht. p: 509-587.
- Sunagawa, I.; Bernhardt, H.-J. and Schmetzer, K. (1999) Texture formation and element partitioning in trapiche ruby. *Journal Crystal Growth*, **206**: 322-330.
- Sunagawa, I. (2005) *Crystals. Growth, Morphology and Perfection*. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 295 p.
- Suarez-Rodríguez, A. (1985) *Petrografía, blastesis y deformación en la aureola de contacto del pluton de Nisa Alburquerque*. Thesis University of Oviedo.
- Thompson, A. B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, **282**: 1567-1595.
- Thompson, J. B., Jr (1979) The Tschermak substitution and reaction in pelitic schists. In: V.A. Zharikov, V.I Fonorev, and J.P. Korikovskii (Eds.) *Problems in physicochemical petrology*, p: 146-1 59. Academy of Sciences, Moscow (Russian).
- Tiller, W. A. (1977) On the cross-pollination of crystallization ideas between metallurgy and geology. *Phys. Chem. Minerals*, **2**, 125-151.
- Torres-Roldán, R. L. (1974) El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujárrides al S.E. de Sierra Almijara (sector Central de las Cordilleras Béticas, S. de España). *Cuad Geol*, **5**: 21-77.
- Torres Roldán, R. L. (1978) Scapolite-bearing and related calcsilicate layers from the Alpujarride Series (Betic cordilleras of Southern Spain). A discussion on their origin and some comments. *Geol. Rundsch.*, **67**: 342-255.

- Torres-Roldán, R. L. (1979) The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt. *Am J Sci*, **279**: 19-51.
- Torres-Roldán, R. L. (1981) Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (southern Spain). *Estud Geol*, **37**: 115-133.
- Torres-Roldán, R. L., Poli, G. and Peccerillo, A. (1986) An Early Miocene arc tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea. Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundschau*, **75**: 219-234.
- Tossell, J. A. and Vaughan, D. J. (1992) *Theoretical Geochemistry: Application of Quantum Mechanics in the Earth and Mineral Sciences*. Oxford University Press. 514p.
- Tubía, J. M. (1985) *Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los alpujárrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)*. Tesis, Univ. Del País Vasco, 263p.
- Tubía, J. M. (1990) Matle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in western Betic Cordilleras, Spain; an alternative model for the emplacement of Ronda Peridotite. Discussion. *Earth Planet. Sci. Letters*, **96**: 499-503.
- Tubía, J. M. and Gil-Ibarguchi, J. L. (1991) Eclogites of Ojen nappe: a record of subduction in the Alpujárride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Geol. Society London*, **148**: 801-804.
- Tubía, J. M.; Cuevas, J.; Navarro-Vilá, F.; Álvarez, F. and Aldaya, F. (1992) Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Struct. Geol*, **14**: 193-203.
- Tubía, J. M.; Cuevas, J. y Esteban, J. J. (2003) Interpretación geodinámica del metamorfismo de ultra-alta presión en las peridotitos de Ronda. *Geogaceta*, **34**: 47-50.
- Velho, J.; Gomes, C. y Romariz, C. (1998) *Minerais industriais. Geologia, propriedades, tratamentos, aplicações, especificações, produções e mercados*. G.C. Gráfica de Coimbra, Lda. 591p.
- Vera, J. A. (editor) (2004) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890p.
- Vera, J. A. y Martín-Algarra, A. (2004) Divisiones mayores y nomenclatura. In Vera, J. A., ed. *Geología de España*. Chap. 4. Cordillera Bética y Baleares. Madrid, Sociedad Geológica de España, IGME, p: 348–350.
- Vernon, R. H. and Flood, R. H. (1977) Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. *Contrib. Min. Petrol.*, **59**: 227-235.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure and planetary sciences*. Macquarie University, Sydney Cambridge University press. 594p.
- Vissers, R. L. M.; Platt, J. P. and Van Der Wal, D. (1995) Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, **14**: 786-803.
- Yardley, B. W. D. (1995) *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Scientific and technical. 248p.
- Yund, R.A. and Tullis, J. (1991) Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**: 346–355.
- Zeck, H. D., Albat, F., Hansen, B. T, Torres-Roldán, R. L. and García-Casco, A. (1989) Alpine tourmaline-bearing leucogranites: intrusion age and petrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain. *N. Jb. Mineral. Mh.*, **11**: 513-520.

- Zeck, H. D.; Albat, F.; Hansen, B. T.; Torres-Roldán, R. L.; García-Casco, A. and Martín-Algarra, A. (1989) A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, **169**, 215-220.
- Zeck, H. P.; Monié, P.; Villa, I. M; and Hansen, B. T.(1992) Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, **20**: 79-82.
- Zeck, H. P. (1996a) Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys under E-ward drifting Iberia slab detachment shortly before 22 Ma and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, **254**: 1-16.
- Zeck, H. P. (1996b) Alpine kinematic evolution in the W Mediterranean - mosaic of local extensional tectonic regimes following upon regional W-ward directed subduction of Betic-Ligurian lithosphere. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Workshop Cergy-Pontoise Paris*, p: 34.
- Zeck, H. P. and Whitehouse, M. J. (1999) Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-rif core complex, Alpine belt, W Mediterranean - consequences for its P-T-t path. *Contrib Mineral Petrol*, **134**: 134-149.
- Zeck, H. P. and Williams, I. S. (2001) Hercynian metamorphism in nappe core complexes of the Alpine Betic-Rif belt, western Mediterranean; a SHRIMP zircon study. *Jour. Petrol.*, **42**: 1373-1385.
- Zeck, H. P. and Whitehouse, M. J. (2002) Repeated age resetting in zircons from Hercynian-Alpine polymetamorphic schists (Betic-Rif tectonic belt, S. Spain) – a U-Th-Pb ion microprobe study. *Chem. Geol.*, **182**: 275-292.
- Zharikov, V. A.; Pertsev, N. N.; Rusinov, V. L.; Callegari, E. and Fettes, D. J. (2007) *Metasomatism and metasomatic rocks*. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.06.
- Zwart, H. J. (1986) The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**: 9-27.
- Walther, J. V. and Wood, B. J. (1984) Rate and mechanism in prograde metamorphism. *Contrib Mineral Petrol*, **88**: 246-259.
- Wilbur, D. E., and Ague, J. J. (2006) Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies: *Geology*, **34**, p: 689–692.
- Whitney D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**: 185–187.
- Williams, M. L. (1994) Sigmoidal inclusion trails, punctuated fabric development, and interactions between metamorphism and deformation. *J. Metamorph. Geol.*, **2**: 1–21.
- Wintsch, R. P.; Christofferson, R. and Kronenberg, A. K. (1995) Fluid–rock reaction weakening of fault zones. *J. Geophys. Res.*, **B 100**: 13021–13032.
- Worden, R. H.; Champness, P. E. and Droop, G. T. R. (1987) Transmission electron microscopy of the pyrometamorphic breakdown of phengite and chlorite. *Mineralogical Magazine*, (**51**): 107-121.
- Workman, D. R. and Cowperthwaite, I. A. (1963) An occurrence of kyanite pseudomorphing andalusite from Southern Rhodesia. *Geological Magazine*, **100** (**5**): 456-466.

APÉNDICE I

Abreviaturas para los minerales formadores de roca

Las abreviaturas utilizadas en la presente memoria han sido tomadas de Kretz (1983) y Whitney y Evans (2010).

<i>Abreviatura</i>	<i>Mineral</i>	
<i>Ab</i>	Albita	G
<i>Afs</i>	Alkali feldespato	GRUPO
<i>Als</i>	Silicato de Aluminio (polimorfos Al ₂ SiO ₅)	GRUPO
<i>And</i>	Andalucita	G
<i>An</i>	Anortita	G
<i>Ap</i>	Apatito	GRUPO
<i>Bt</i>	Biotita	GRUPO
<i>Chl</i>	Clorita	GRUPO
<i>Crd</i>	Cordierita	G
<i>Dum</i>	Dumortierita	G
<i>Fsp</i>	Feldespato	GRUPO
<i>Fbr</i>	Fibrolita (sillimanita fibrosa)	
<i>Grt</i>	Granada	GRUPO
<i>Gr</i>	Grafito	G
<i>Hbl</i>	Hornblenda	GRUPO
<i>Ilm</i>	Ilmenita	G
<i>Kfs</i>	K-feldespato	informal
<i>Ky</i>	Distena	A
<i>Liq</i>	Líquido	
<i>Mnz</i>	Monazita	A
<i>Ms</i>	Moscovita	A
<i>Or</i>	Ortoclasa	A
<i>Pl</i>	Plagioclasa	GRUPO
<i>Qtz</i>	Cuarzo	
<i>Sil</i>	Sillimanita	G
<i>St</i>	Estaurolita	G
<i>Ttn</i>	Titanitea (esfena)	A
<i>Tur</i>	Turmalina	GRUPO
<i>Xtm</i>	Xenotima	A
<i>Zrn</i>	Circón	G

G (generalmente considerado como un nombre válido de mineral)

GRUPO (nombre designa grupo de especies minerales)

A (aprobado)

APÉNDICE II

Cálculo de la fórmula estructural

En el cálculo de la fórmula estructural es importante tener en cuenta tanto la valencia del elemento químico analizado, que consiste en la carga formal del catión, como su número de coordinación, esto es, la carga que el oxígeno recibe de cada cation según queda expresado por la segunda regla de Pauling. Para traducir las proporciones atómicas o en peso dadas por el análisis de microsonda, en lugar de sumar las cargas aportadas por cada uno de los elementos analizados, es más fácil considerar los oxígenos presentes en la fórmula unidad de la normalización, que representarían las cargas negativas totales, y restar las cargas aportadas al oxígeno por aquellos elementos químicos que no se han podido analizar con esta técnica. Por cada enlace del oxígeno con uno de estos elementos habría que restar una carga o medio oxígeno. Por ejemplo: 1) la turmalina contiene en su fórmula estructural 31 oxígenos que presentan enlaces con los elementos principales (determinados en términos de óxidos con microsonda) y con el H y el B. En el caso del que H tiene un solo enlace con el O, hay que restar por lo tanto una carga o su equivalente, o sea medio O, que en éste caso se multiplica por 4, ya que se corresponde con la cantidad de grupos OH implicados en la fórmula de este mineral. Para el B, que está enlazado con 3 O, se tendría que descontar una carga, o medio oxígeno, por cada enlace; esto es, 1.5 O por cada B. Puesto que hay 3 grupos BO₃ por fórmula unidad, en el total hay que restar 4.5 O. La suma de los oxígenos enlazados con H ($0.5 \times 4 = 2$) y con B ($1.5 \times 3 = 4.5$) resulta 6.5, que restados del total de 31 dan 24.5 oxígenos, la cantidad utilizada para el cálculo de la fórmula estructural de las turmalinas analizadas. 2) Para los filosilicatos (biotita y moscovita) se han utilizado 22 oxígenos resultantes del total de 24 restados de 2, lo obtenido a partir del cálculo de los 4 grupos OH ($0.5 \times 4 = 2$).

<i>Mineral</i>	<i>Fórmula</i>	<i>Número de Oxígenos que se tiene en cuenta en el cálculo de la fórmula estructural</i>
<i>Turmalina</i>	$\text{Na}(\text{Mg,Fe,Mn,Li,Al})_3\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{27}(\text{OH,F})_4$	Para 4 grupos OH – $0.5 \times 4 = 2$ Para 3 grupos BO ₃ – $1.5 \times 3 = 4.5$ Suma = $2 + 4.5 = 6.5$ Total O $31 - 6.5 = 24.5$
<i>Biotita</i>	$\text{K}_2(\text{Mg,Fe}^{+2})_{6-2}(\text{Fe}^{+3},\text{Al,Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}](\text{OH,F})_4$	Para 4 grupos OH – $0.5 \times 4 = 2$ Total O $24 - 2 = 22$
<i>Moscovita</i>	$\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH,F})_4$	Para 4 grupos OH – $0.5 \times 4 = 2$ Total O $24 - 2 = 22$