

**EVOLUCIÓN TECTONOMETAMÓRFICA
DEL LÍMITE ENTRE LAS ZONAS
CENTROIBÉRICA Y DE OSSA-MORENA
(CORDILLERA VARISCA, SO DE ESPAÑA)**

Antonio Azor Pérez

Departamento de Geodinámica

Universidad de Granada

AGRADECIMIENTOS

EVOLUCIÓN TECTONOMETAMÓRFICA DEL LÍMITE ENTRE LAS ZONAS CENTROIBÉRICA Y DE OSSA-MORENA (CORDILLERA VARISCA, SO DE ESPAÑA)

Antonio Azor Pérez
Departamento de Geodinámica
Universidad de Granada

Este volumen corresponde a la Tesis Doctoral del autor, que fue dirigida por los doctores Francisco González Lodeiro y José Fernando Simancas Cabrera, ambos pertenecientes al Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada. La Tesis Doctoral fue defendida el 17 de Octubre de 1994 ante el tribunal formado por los doctores Florencio Aldaya Valverde, Ricardo Arenas Martín, Jean-Pierre Burg, Manuel Julivert Casagualda y Alberto Marcos Vallaure, obteniendo una calificación de Apto *cum laude*.

EVOLUCION TECTONOMETAMORFICA DEL LIMITE ENTRE LAS
ZONAS CENTROIBERICA Y DE OSSA-MORENA (CORDILLERA
VARISCA, SO DE ESPAÑA)

ISBN: 84-605-6937-3

Depósito Legal: GR-1119-1997

Imprime: Servicio de Reprografía de la Facultad de Ciencias,
Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18002-
Granada.

Impreso en España

Printed in Spain

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi reconocimiento a todas aquellas personas e instituciones que han contribuido a la realización de este trabajo.

En primer lugar, he de destacar a los codirectores de esta Tesis, D. Francisco González Lodeiro y D. J. Fernando Simancas Cabrera por su constante seguimiento y asesoramiento a lo largo de todo el trabajo; siempre han estado disponibles para ir al campo y para discutir los problemas suscitados.

El estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana lo llevé a cabo en colaboración con Michel Ballèvre, a quien agradezco las enseñanzas sobre petrología metamórfica y las interesantes discusiones mantenidas.

Quiero agradecer a Fenando Bea la revisión del capítulo de geoquímica y geocronología; sus interesantes sugerencias han mejorado notablemente este aspecto de la Tesis.

También deseo hacer constar mi agradecimiento a Alberto Marcos, que amablemente se ofreció para visitar el área de trabajo y reconocer sobre el terreno los icnofósiles de las Cuarzitas de Sierra Albarrana.

Juan Carlos Braga clasificó los restos fósiles preservados en las calizas de la Formación Pedroche. Nicolás Velilla y Juan Jiménez me ayudaron en relación con la identificación óptica de cordierita.

He de expresar también mi gratitud a Ricardo Arenas por su ayuda en el estudio del metamorfismo de las anfibolitas de la Unidad Central y por sus sugerencias en relación con la evolución metamórfica de Sierra Albarrana.

Para la realización de esta Tesis he dispuesto de todo el material (láminas delgadas, fotos aéreas, cuadernos de campo, etc.) de José Chacón, que realizó su Tesis en parte del área estudiada en este trabajo; quiero agradecerle el haber puesto a mi disposición toda esta información.

Durante mi periodo de Tesis he realizado varias estancias en el Institut de Géologie de l'Université de Rennes; agradezco a todos los integrantes de este centro su acogida, la ayuda prestada y el interés por mi trabajo; quisiera mencionar especialmente a Jean Pierre Brun, Raymond Capdevila, Denis Gapais y Olivier Dauteuil.

Una parte del trabajo de campo se realizó en el área de Sierra Albarrana, en donde fue necesario transitar en multitud de ocasiones por las instalaciones de ENRESA - El Cabril; quiero dar las gracias por las facilidades dadas en todo momento por los responsables de las instalaciones. También he de agradecer a ENRESA el haberme permitido la consulta de un informe geológico propio sobre el área de Sierra Albarrana.

Mi agradecimiento hacia todos los miembros del Departamento de Geodinámica que de un modo u otro me han ayudado en este trabajo. He de mencionar a José Miguel Azañón, Jesús Galindo, Antonio Jabaloy, Mario Sánchez Gómez y Juan Ignacio Soto por las interesantes discusiones mantenidas y la ayuda prestada en relación con diversos aspectos que se tratan en esta memoria. Agradezco a David Martínez Poyatos su ayuda en el diseño de algunas de las figuras durante la fase final de esta Tesis.

Isabel García Gallardo ha delineado gran parte de las figuras de esta Tesis, sacrificando buena parte de sus vacaciones de verano y haciendo una ardua labor para descifrar mi letra.

Por último, he de mencionar a Ana, que ha sido quien me ha insuflado ánimo en todo momento y ha sabido soportar estoicamente el largo periodo de redacción de esta Tesis; su ayuda en el montaje final del manuscrito y en el arreglo de los desaguisados de última hora me ha sido valiosísima.

Esta Tesis fue financiada inicialmente por medio de una Beca Predoctoral del Plan Nacional de Formación de Personal Investigador concedida por el CSIC, teniendo como centro de destino el Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (Centro Mixto Universidad de Granada - CSIC). También he recibido financiación del Grupo de Investigación de Geología Estructural y Tectónica y de los proyectos de investigación de la CICYT PB-87-0737-C03-01 y PB-90-0860-C03-01.

INDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	7
CAPITULO I: INTRODUCCION	13
I.1: LA CADENA VARISCA EN LA PENINSULA IBERICA	13
I.2: EL LIMITE OSSA-MORENA / CENTROIBERICA	19
I.3: LAS DIVISIONES EN DOMINIOS	21
I.4: CONJUNTOS DIFERENCIADOS EN EL LIMITE OSSA-MORENA / CENTROIBERICA	25
I.5: LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL AREA ESTUDIADA	27
I.6: OBJETIVOS, METODOLOGIA Y PLAN DE LA MEMORIA	28
CAPITULO II: LITOESTRATIGRAFIA	31
II.1: BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA	31
II.1.1: Introducción	31
II.1.2: Infraordovícico	31
La Serie Negra	31
La Formación Malcocinado	35
Rocas del Cámbrico	37
II.1.3: Ordovícico y Devónico	38
Rocas del Ordovícico	38
Rocas del Devónico	40
II.1.4: Carbonífero inferior	41
II.2: UNIDAD CENTRAL	43
II.2.1: Introducción	43
II.2.2: Descripción litológica	45
Metasedimentos	47
Ortogneises	48
Anfibolitas	50
II.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA	53
II.3.1: Introducción	53
II.3.2: Infracarbonífero	57
II.3.2.a: Unidad de Azuaga	57
La Serie Negra y La Formación Malcocinado	57
La Formación Torreárboles	59
La Formación Pedroche	60
La Formación Villares	61

II.3.2.b: La Unidad de Sierra Albarrana	63
Micasquistos de la Albariza	64
Gneises Migmatíticos y Anfibolitas	65
Cuarzitas de Sierra Albarrana	66
Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas	69
II.3.3: Carbonífero	71
El Afloramiento de Valdeinfierno	72
El Afloramiento de Berlanga	73
Los Afloramientos de Guadalcanal	73
II.4: ROCAS IGNEAS VARISCAS	74
El Complejo de los Ojuelos	74
El Granito de la Cardenchosa	75
CAPITULO III: GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA	..77
III.1: INTRODUCCION	77
III.2: ANTECEDENTES	79
III.3: RESULTADOS GEOQUIMICOS	83
III.3.1: El Ortogneis de Mina Afortunada	83
Elementos mayores	83
Elementos traza y tierras raras	84
III.3.2: Gneises de la Unidad Central	90
Elementos mayores	90
Elementos traza y tierras raras	91
III.3.3: Anfibolitas de la Unidad Central	94
III.3.4: Anfibolitas de la Unidad de Sierra Albarrana	96
III.4: DATAIONES Rb-Sr SOBRE ROCA TOTAL	96
III.5: INTERPRETACION	99
CAPITULO IV: ESTRUCTURA101
IV.1: BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA	103
IV.1.1: Introducción y antecedentes	103
IV.1.2: Descripción de la estructura	104
IV.1.2.a: La unidad alóctona	106
La fase de deformación principal	106
Estructuras mayores	106
Pliegues menores	106
Orientación y descripción de la fábrica	108
Sentido de movimiento	111
Análisis del "strain"	115

La fase de crenulación	119
Estructuras mayores	119
Pliegues menores	120
Orientación y descripción de la fábrica	120
IV.1.2.b: La unidad autóctona	121
IV.1.2.c: Edad de las fases de deformación	122
IV.2: UNIDAD CENTRAL	123
IV.2.1: Introducción y antecedentes	123
IV.2.2: Descripción de la estructura	125
IV.2.2.a: La fase de deformación principal	125
Estructuras mayores	125
Pliegues menores	126
Orientación y descripción de la fábrica plano-linear	126
Condiciones metamórficas	132
Sentido de movimiento	132
IV.2.2.b: Las fases de crenulación	136
Estructuras mayores	136
Pliegues menores	137
Orientación y descripción de la fábrica	138
IV.2.2.c: Edad de las fases de deformación	139
IV.2.3: Orientación original de la fábrica plano-linear	140
IV.2.4: La Falla del Matachel	141
IV.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA	145
IV.3.1: Introducción y antecedentes	145
IV.3.2: Descripción de la estructura	147
IV.3.2.1: La Unidad de Azuaga	148
La fase de deformación principal	148
Estructuras mayores	149
Pliegues menores	151
Orientación y descripción de la fábrica	151
La fase de crenulación	154
IV.3.2.2: La Unidad de Sierra Albarrana	155
La fase de deformación principal	155
Estructuras mayores	155
Pliegues menores	159
Orientación y descripción de la fábrica	160
Condiciones metamórficas	163
Sentido de movimiento	164
Interpretación de la deformación principal	170
La fase de crenulación	171
Estructuras mayores	171
Pliegues menores	174
Orientación y descripción de la fábrica	174
IV.3.3: Edad de las deformaciones	175
IV.3.4: La fracturación tardivarisca	177
La Falla de Higuera de Llerena	178

La Falla de Azuaga	178
La Falla de la Casa del Café	179
La Falla del Onza	182
La Falla del Alta	183
IV.3.5: Relaciones iniciales entre las Unidades de Azuaga y Sierra Albarrana	184

CAPITULO V: METAMORFISMO187

V.1: BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA	189
V.1.1: Introducción y antecedentes	189
V.1.2: Metamorfismo finprecámbrico	190
Paragénesis y condiciones P-T	190
V.1.3: Metamorfismo varisco	191
Paragénesis y condiciones P-T	191
V.2: UNIDAD CENTRAL	195
V.2.1: Introducción y antecedentes	195
V.2.2: Zonas metamórficas	197
V.2.3: Petrografía	197
Metapelitas	197
Ortogneises	201
Anfibolitas	202
V.2.4: Composición química de las fases minerales	206
Composición química de las fases minerales en las metapelitas	206
Composición química de las fases minerales en los ortogneises	216
Composición química de las fases minerales en las Anfibolitas	218
V.2.5: Condiciones P-T	222
Condiciones de presión	222
Condiciones de temperatura	229
V.2.6: Trayectoria P-T	236
Interpretación	237
V.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA	239
V.3.1: Introducción y antecedentes	239
V.3.2: La Unidad de Azuaga	240
Paragénesis y condiciones P-T	241
V.3.3: La Unidad de Sierra Albarrana	242
V.3.3.1: Zonas metamórficas	242
Identificación y distribución de zonas metamórficas	242
Descripción de las zonas metamórficas	247
Zona del granate	247
Zona de la estauroлита-andalucita	248
Zona de la sillimanita	250
Zona del feldespató potásico	251

V.3.3.2: Composición química de las fases minerales en las metapelitas	254
V.3.3.3: Secuencia de reacciones	263
La isograda de la estauroлита-	267
La isograda de la moscovita-	268
V.3.3.4: Las venas de segregación metamórfica	270
V.3.3.5: Condiciones P-T	271
Condiciones de presión	271
Condiciones de temperatura	273
V.3.3.6: Trayectoria P-T	277

CAPITULO VI: DISCUSION Y CONCLUSIONES279

VI.1: MODELOS PREVIOS DE EVOLUCION	279
VI.2: EDAD DEL EVENTO TECTONOMETAMORFICO PRINCIPAL	281
VI.3: CONCLUSIONES Y EVOLUCION GEOLOGICA	285

BIBLIOGRAFIA297

Láminas de Fotos

Anexos (fuera de Texto)

- Mapa Geológico
- Cortes Geológicos

RESUMEN

El límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena es uno de los contactos mayores de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico. La evolución tectonometamórfica de este contacto ha sido objeto de discusión, habiéndose propuesto la existencia de un ciclo orogénico varisco, o bien de dos ciclos orogénicos, uno cadomiense y otro varisco. En el contacto Ossa-Morena/Centroibérica se pueden diferenciar tres grandes conjuntos con distintas evoluciones tectonometamórficas: el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, la Unidad Central, y el Borde Meridional de la Zona Centroibérica.

En el **Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena** se han diferenciado dos unidades separadas por fallas frágiles: la Unidad de Azuaga y la Unidad de Sierra Albarrana. La Unidad de Azuaga está constituida por rocas metasedimentarias y volcánicas de edades comprendidas entre el Precámbrico superior y el Cámbrico inferior-medio, sobre las que aparecen discordantes sedimentos detríticos del Carbonífero inferior y medio. Las rocas finiprecámbricas han sido agrupadas en dos formaciones que afloran ampliamente en toda la Zona de Ossa-Morena y en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica; estas dos formaciones son la Serie Negra, situada a muro y constituida por esquistos oscuros y metagrauvas con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas negras, y la Formación Malcocinado, compuesta por rocas de carácter volcano-sedimentario. Sobre las rocas finiprecámbricas se sitúan tres formaciones de edad cámbrica: la más baja es la Formación Torreárboles, formada por rocas detríticas; la formación intermedia (Formación Pedroche) está constituida fundamentalmente por rocas carbonáticas; la formación más alta está constituida por sedimentos detríticos finos y ha sido denominada Formación Villares. En trabajos previos, esta última formación fue denominada Formación Azuaga y atribuida al Precámbrico superior.

La Unidad de Sierra Albarrana está constituida por varios tramos de rocas metasedimentarias fuertemente metamorfizadas. En contacto mecánico con la Unidad de Azuaga aflora el tramo de Micasquitos de la Albariza compuesto básicamente por esquistos con porfidoblastos centimétricos de andalucita y estaurolita. Este tramo está separado por una zona de cizalla del resto de materiales de la unidad, los cuales a su vez se pueden agrupar en tres tramos, que de muro a techo son: un tramo de Gneises Migmatíticos y Anfibolitas, el tramo de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y un tramo de Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. De especial interés es el tramo de Cuarcitas de Sierra Albarrana, que había sido atribuido por la mayor parte de los autores anteriores al Precámbrico, y que gracias al hallazgo de varios géneros de trazas fósiles, ha podido ser datado como Paleozoico inferior.

La estructura general de la Unidad de Azuaga consiste en pliegues kilométricos rectos o vergentes al SO, que llevan asociado un clivaje pizarroso; además, se reconoce un cabalgamiento dúctil con movimiento del bloque de techo hacia el SO, que lleva asociada una fábrica plano-linear. Localmente, se reconoce un clivaje de crenulación vertical que se superpone a las estructuras anteriores. Esta unidad sufrió un metamorfismo de bajo grado ($T \leq 450^{\circ}\text{C}$) y presión baja ($P \approx 4$ kilobares), que es sincrónico con la formación de los pliegues sinesquistosos. La Unidad de Sierra Albarrana se sitúa por debajo de la Unidad de Azuaga y está afectada por una fase principal de deformación que dio lugar a pliegues kilométricos rectos o vergentes al SO de dirección $\text{N}145\text{-}155^{\circ}\text{E}$ y a una zona de cizalla dúctil de dirección $\text{N}140\text{-}150^{\circ}\text{E}$ que se localiza al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana y lleva asociada una fábrica plano-linear. El sentido de movimiento del cizallamiento es lateral derecho (bloque NE hacia el SE), lo que implica una componente cabalgante hacia el SE una vez que se deshace el efecto de los pliegues tardíos. Existe una segunda fase de deformación, consistente en pliegues rectos homóaxiales con la fase de deformación principal, que pliegan y/o verticalizan las estructuras previas. Esta unidad sufrió un metamorfismo de baja presión ($P \approx 4$ kilobares) sincrónico con la fase de deformación principal. El metamorfismo alcanza su máximo grado en el tramo de Cuarcitas de Sierra Albarrana y los tramos gneísicos situados inmediatamente al NE y SO (zona del feldespató potásico; $T \geq 650^{\circ}\text{C}$); al NE y SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, decrece el grado progresivamente (zonas de la sillimanita, estaurolita-andalucita y granate). Tanto la deformación como el metamorfismo en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena afectan a rocas del Paleozoico inferior, por lo que la evolución tectonometamórfica de esta región debe ser atribuida a la Orogenia Varisca. En la Unidad de Sierra Albarrana, esta atribución se ha visto confirmada por dataciones radiométricas que han arrojado edades del Devónico superior - Carbonífero inferior para el metamorfismo.

La **Unidad Central** está constituida por metasedimentos y diversos tipos de ortogneises y anfibolitas; la parte inferior de esta unidad está constituida mayoritariamente por ortogneises y anfibolitas, mientras que en la parte superior son dominantes los metasedimentos. Varios de los cuerpos ortogneísicos han sido datados radiométricamente, habiéndose obtenido edades cambro-ordovícicas para la mayor parte de ellos. Entre los niveles con anfibolitas, destacan algunos que contienen granate y que son eclogitas retromorfizadas a facies anfibolitas durante la deformación de la unidad. La estructura de la Unidad Central consiste en una zona de cizalla dúctil con movimiento lateral izquierdo y una componente extensional, que afecta a todas las rocas de la unidad; la foliación tiene una orientación NO-SE y un buzamiento original hacia el NE; la lineación de estiramiento es subhorizontal o con ligero hundimiento hacia el NO o el

SE. El sentido de movimiento del cizallamiento es de techo hacia el NO, una vez restituida la foliación principal a su posición inicial. Además, se reconocen dos generaciones de pliegues posteriores que afectan a la fábrica plano-linear, una de ellas da pliegues de dirección NO-SE con planos axiales buzantes al SO y la otra pliegues rectos de la misma dirección. La evolución metamórfica se inicia con un evento de alta presión y alta temperatura ($P \geq 15$ kilobares y $T \geq 650^\circ\text{C}$) durante el que se formaron paragénesis eclogíticas, que son anteriores al cizallamiento de la unidad y se han preservado en algunos cuerpos de anfibolitas granatíferas. La evolución posterior consiste en una fuerte descompresión, primero manteniendo las condiciones térmicas y después con disminución de temperatura. Esta descompresión es sincrónica con el cizallamiento de la unidad. La edad de la evolución tectonometamórfica de esta unidad es varisca de acuerdo con las dataciones radiométricas disponibles, que indican edades Silúrico superior - Devónico para el metamorfismo de alta presión / alta temperatura y edades Devónico superior - Carbonífero inferior para el metamorfismo subsecuente de grado medio.

El **Borde Meridional de la Zona Centroibérica** está constituido por una secuencia estratigráfica que abarca rocas del Precámbrico superior al Carbonífero inferior. La secuencia precámbrico-cámbrica es similar a la del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, mientras que la secuencia ordovícico-devónica es típica de la Zona Centroibérica y comienza con un tramo cuarcítico correlacionable con la Formación Cuarcita Armoricana. Discordantes sobre los materiales anteriores aparecen sedimentos del Carbonífero inferior. Se han diferenciado dos unidades (unidad alóctona y unidad autóctona) separadas por un cabalgamiento con movimiento del bloque de techo hacia el NE. La estructura de la unidad alóctona consiste en dos pliegues tumbados kilométricos vergentes al NE, asociado a los cuales se produjo un cizallamiento especialmente intenso en el flanco inverso, y cuyo movimiento es de techo hacia el SE; una segunda fase de deformación produjo pliegues rectos, que afectan a las estructuras anteriores. Esta unidad sufrió un metamorfismo de bajo grado y presión intermedia-baja ($P \leq 5$ kilobares, $T \leq 500^\circ\text{C}$) sincrónico con la formación de los pliegues tumbados y con el cizallamiento; La edad de este metamorfismo y de la deformación asociada es posterior al Devónico inferior y anterior al Carbonífero inferior. La estructura de la unidad autóctona consiste en pliegues rectos de dirección NO-SE, que son correlacionables con la segunda fase de deformación de la unidad alóctona; esta unidad sufrió un metamorfismo de bajo o muy bajo grado. La edad de la deformación y el metamorfismo en esta unidad es posterior al Carbonífero inferior y anterior al Carbonífero superior.

La evolución preorogénica que se puede reconstruir para el límite entre las Zonas

Centroibérica y de Ossa-Morena es un proceso de rifting que se inició en el Cámbrico inferior-medio, como atestiguan algunas sucesiones volcano-sedimentarias de esa edad aflorantes en la Zona de Ossa-Morena, y que se prolongó probablemente hasta el Silúrico inferior. Durante el Cámbrico y el Ordovícico se produjo una importante intrusión de granitoides anorogénicos, que actualmente aparecen como cuerpos ortogneísicos en la Unidad Central e inmediatamente al NE y al SO de la misma. No existen evidencias de que en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena se llegase a generar corteza oceánica durante el proceso de rifting.

La evolución orogénica del contacto Ossa-Morena / Centroibérica se inició con la Subducción de la Unidad Central bajo la Zona Centroibérica. La corteza de la Unidad Central, adelgazada durante el rifting, subdujo bajo el Borde Meridional de la Zona Centroibérica. La evidencia de esta subducción es el evento metamórfico de alta presión y alta temperatura sufrido por la Unidad Central. No se conoce la cinemática de la subducción, ya que no se han preservado estructuras de esta etapa. No obstante, se puede deducir que la subducción fue hacia el NE y bajo la Zona Centroibérica, puesto que el Borde Meridional de la Zona Centroibérica se sitúa por encima de la Unidad Central y separado de ésta última por una falla con componente normal (Falla del Matachel). La edad del metamorfismo de alta presión y alta temperatura sugiere que la subducción se prolongó hasta el Silúrico superior o Devónico inferior. Tras el bloqueo de la subducción, se produjo deformación en el bloque de techo, es decir en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Se generaron los pliegues tumbados vergentes al NE y el cizallamiento con movimiento del bloque de techo hacia el SE que se reconocen en la unidad alóctona del Borde Meridional de la Zona Centroibérica. La vergencia NE de los pliegues se puede explicar considerando que estas estructuras son conjugadas del cabalgamiento mayor de la Zona Centroibérica sobre la Unidad Central. El importante engrosamiento en el contacto Ossa-Morena / Centroibérica acabó produciendo una inestabilidad gravitatoria y un colapso extensional. La estructura principal debida a este colapso es la zona de cizalla con componente extensional que afecta a toda las rocas que afloran de la Unidad Central y que debió localizarse en la parte trasera de la zona engrosada. Este cizallamiento produjo un adelgazamiento muy importante en la Unidad Central, al tiempo que contribuyó a su exhumación. Durante esta etapa, en la parte delantera de la zona engrosada, se produjo el cabalgamiento de la Unidad Central sobre el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. La actuación simultánea de la zona de cizalla con componente extensional en la parte trasera de la zona engrosada y del cabalgamiento en su parte frontal no está bien establecida, aunque los datos radiométricos disponibles sobre edad de la deformación principal en la Unidad Central y en la Unidad de Sierra Albarrana dan edades muy similares en ambas (Devónico superior-Carbonífero inferior). La actuación simultánea de la zona de cizalla extensional oblicua y del cabalgamiento produjo la

exhumación de las rocas de la Unidad Central.

La parte final de la evolución tectonometamórfica del contacto Ossa-Morena / Centroibérica abarca la formación de las cuencas carboníferas, un acortamiento general de dirección NE-SO que dio lugar a pliegues rectos, y una importante tectónica frágil, primero en forma de fallas normales y posteriormente como fallas de salto en dirección izquierdo.

ABSTRACT

The boundary between the Ossa-Morena and Central Iberian Zones is one of the major contacts of the Variscan Belt in the Iberian Massif. The tectonometamorphic evolution of this contact has been largely discussed in the literature, which has led to posit the existence of a Variscan orogenic cycle or two different orogenic cycles of Cadomian and Variscan ages. In the Ossa-Morena / Central Iberian contact, three different tectonometamorphic units can be distinguished, namely, the Northern Border of the Ossa-Morena Zone, the Central Unit and, finally, the Southern Border of the Central Iberian Zone.

In the **Northern Border of the Ossa-Morena Zone**, two units separated by faults have been differentiated, namely, the Azuaga Unit and the Sierra Albarrana Unit. The Azuaga Unit is made up of Upper Precambrian to Lower-Middle Cambrian metasedimentary and volcanic rocks which are unconformably overlain by siliciclastic sediments of Lower-Middle Carboniferous age. The Upper Precambrian rocks have been grouped into two formations that outcrop extensively all over the Ossa-Morena Zone and the Southern Border of the Central Iberian Zone, namely, the Serie Negra, which is underneath and consists of dark schists and metagreywackes with black quartzite and amphibolite intercalations, and the Malcocinado Formation, which is basically made up of volcano-sedimentary rocks. Over the Upper Precambrian formations, we find the three following Cambrian formations (from bottom to top): a siliciclastic succession known as the Torreárboles Formation, the Pedroche Formation, made up of carbonate-rich rocks, and the Villares Formation, basically made up of fine-grained siliciclastic rocks. In previous works, the latter formation has been referred to as the Azuaga Formation and considered to be Upper Precambrian in age.

The Sierra Albarrana Unit is made up of several medium- and high-grade metasedimentary formations. The Albariza Micaschists outcrop in a southwesternmost position within the Sierra Albarrana Unit and are separated from other rocks of this unit concerned by means of a ductile shear zone and from the Azuaga Unit by means of faults. This formation is made up for its most part of schists with centimetre-scale andalusite and staurolite porphyroblasts. To the NE of the Albariza Micaschists, three different formations have been distinguished. These are, from bottom to top (i.e. from SW to NE), as follows: a formation made up of Migmatitic Gneisses and Amphibolites, the Sierra Albarrana Quartzites and, finally, a formation made up of Migmatitic Gneisses, Schists and Metasandstones. Particularly relevant in this respect are the Sierra Albarrana Quartzites, hitherto considered to be Precambrian in age in most previous works and which, on the basis of the trace fossils found in the present study,

should be rather considered as Lower Palaeozoic.

The structure of the Azuaga Unit consists of upright or SW-vergent kilometre-scale folds with an associated slaty cleavage; moreover, a SW-directed ductile thrust with an associated planar-linear fabric is present. Locally, a vertical crenulation cleavage can be recognized which affects the above-mentioned structures. This unit underwent a low-grade ($T \leq 450^{\circ}\text{C}$) and low-pressure ($P \approx 4$ kilobars) metamorphism, which is synchronous with the formation of the first-phase folds. The Sierra Albarrana Unit is located underneath the Azuaga Unit and is affected by a main phase of deformation which can be held responsible for the development of N140-150°E-trending upright or SW-vergent kilometre-scale folds and for a N140-150°E-trending ductile shear zone with a planar-linear fabric associated, which is located to the SW of the Sierra Albarrana Quartzites.

The Sierra Albarrana Unit is located under the Azuaga Unit and is affected by a main phase of deformation which is responsible for N145-155°E-trending upright or SW-vergent kilometre-scale folds. This deformation also generated a planar-linear fabric associated to a N140-150°E-trending ductile shear zone located to the SW of the Sierra Albarrana Quartzites. The sense of movement of the shearing is right-lateral (NE-block towards the SE), which involves a thrusting component directed to the SE when the late folds are unfolded. There is a second deformation phase, which consists of upright folds that fold and/or steepen the previous structures and are coaxial with respect to the main phase folds. This unit underwent a low-pressure metamorphism ($P \approx 4$ kilobars) synchronous with the main deformation phase. This metamorphism reaches its maximum grade in the Sierra Albarrana Quartzites and the gneissic successions located immediately to the NE and SW (k-feldspar zone; $T \geq 650^{\circ}\text{C}$). To the NE and SW of the Sierra Albarrana Quartzites, the metamorphic grade progressively decreases (sillimanite, staurolite-andalusite and garnet zones). Both the deformation and the metamorphism in the Northern Border of the Ossa-Morena Zone affect Lower Palaeozoic rocks, which implies that the tectonometamorphic evolution of this region must be attributed to the Variscan Orogeny. In the Sierra Albarrana Unit, this attribution has been confirmed by radiometric datings that have yielded Lower Devonian - Upper Carboniferous ages for the metamorphism.

The **Central Unit** is made up of metasediments and several types of orthogneisses and amphibolites. The lower part of this unit mainly consists of orthogneisses and amphibolites, while metasediments abound in the upper part. Some of the orthogneissic bodies have been radiometrically dated, yielding Cambrian-Ordovician ages for the most of them. Among the amphibolitic rocks, the most striking ones are some garnet-bearing amphibolites that preserve

eclogite facies assemblages. The structure of the Central Unit is a left-lateral ductile shear zone with an extensional component, which affects the whole unit. The foliation is NW-SE oriented and originally dipped to the NE. The stretching lineation is subhorizontal or gently plunging to the NW or SE. The sense of movement of the shearing is top-to-the-NW when the principal foliation is restored to its original dip. In addition, two generations of late folds can be recognized which affect the planar-linear fabric, the former generating NW-SE-trending folds with SW-dipping axial surfaces, the latter giving rise to NW-SE-trending upright folds. The metamorphic evolution of this unit starts with a high-pressure / high-temperature event ($P \geq 15$ kilobars and $T \geq 650^\circ\text{C}$) recorded as eclogite assemblages developed prior to the shearing of the unit. After the first event, a strong decompression occurs, first at a constant temperature and then at a decreasing temperature, this decompression being synchronous with the shearing of the unit. The age of the tectonometamorphic evolution is Variscan according to the radiometric datings available, which indicate Upper Silurian - Devonian ages for the high-pressure / high-temperature metamorphism and Upper Devonian - Lower Carboniferous ages for the subsequent medium-grade metamorphism.

The **Southern Border of the Central Iberian Zone** is made up of Upper Precambrian to Lower Carboniferous rocks. The Upper Precambrian - Cambrian succession is similar to the one in the Northern Border of the Ossa-Morena Zone. By contrast, the Ordovician-Devonian succession is typical of the Central Iberian Zone and begins with a quartzitic formation correlatable with the Armorican Quartzite. Lower Carboniferous sedimentary rocks unconformably overlie the pre-Carboniferous succession. Two units (an allochthonous unit and an autochthonous unit) separated by a NE-directed thrust can be differentiated in the Southern Border of the Central Iberian Zone. The structure of the allochthonous unit consists of two NE-vergent kilometre-scale recumbent folds, which are associated to a ductile shearing with top-to-the-SE sense of movement. The shearing is especially intense in the reverse limb of the paired recumbent folds. A second deformation phase generated upright folds that affect the previous structures. This unit underwent a low-grade / low-pressure metamorphism synchronous with the development of the recumbent folds and the shearing ($P \leq 5$ kilobars, $T \leq 500^\circ\text{C}$). The age of this metamorphism and the associated deformation is post-Lower Devonian and pre-Lower Carboniferous. The autochthonous unit is affected by NW-SE trending upright folds which are correlatable with the second deformation phase in the allochthonous unit. The metamorphic conditions under which this deformation took place were of low- or very low-grade. The age of the deformation and the metamorphism in this unit is post-Lower Carboniferous and pre-Upper Carboniferous.

The pre-orogenic evolution that can be reconstructed for the Ossa-Morena / Central Iberian boundary is a rifting process. This period starts in the Lower Cambrian, as shown by the existence of volcano-sedimentary rocks of this age in the Ossa-Morena Zone, and presumably extends until the Lower Silurian. During Cambrian and Ordovician times, there must have occurred the intrusion of the anorogenic granitoids that outcrop at present as orthogneissic bodies within the Central Unit and immediately to the NE and SW. There is not evidence to back up the hypothesis of the formation of oceanic crust in the Ossa-Morena / Central Iberian contact during the rifting process.

The orogenic evolution of the Ossa-Morena / Central Iberian contact began with the subduction of the Central Unit under the Central Iberian Zone. The crust of the Central Unit, previously thinned during the rifting process, subducted under the Southern Border of the Central Iberian Zone. The evidence for this subduction is the high-pressure / high-temperature metamorphic event recorded by the Central Unit. The kinematics of the subduction is unknown, since there are no preserved structures of this stage. However, it can be assumed that the subduction must have been towards the NE and under the Central Iberian Zone, because the Southern Border of the Central Iberian Zone is located over the Central Unit and the contact between them is a fault with a normal component (Matachel Fault). The age of the high-pressure / high-temperature metamorphism suggests that the subduction was active until the Upper Silurian or Lower Devonian. Once the subduction was blocked, there occurred a deformation of the overriding plate (i.e. the Southern Border of the Central Iberian Zone). At this stage, the NE-vergent recumbent folds and the SE-directed shearing recognized in the allochthonous unit of the Southern Border of the Central Iberian Zone were generated. The NE vergence of the folds can be plausibly explained if we consider them to be conjugate structures of the major thrust that overrides the Central Iberian Zone onto the Central Unit. The important thickening in the Ossa-Morena / Central Iberian contact finally causes gravitational instability and, in turn, an extensional collapse. The main structure which arises out of this collapse is a shear zone with an extensional component that affects the whole Central Unit. This shear zone must have been located at the rear of the thickened zone. The shearing strongly thinned the Central Unit and contributed to its exhumation. During this stage, there took place, at the front of the thickened zone, the thrusting of the Central Unit over the Northern Border of the Ossa-Morena Zone. The coeval movement of the shear zone with extensional component at the rear of thickened zone and the thrust at its front has not been accurately established yet, although the radiometric datings available on the age of the main deformation in the Central Unit and the Sierra Albarrana Unit are quite coincident (Upper Devonian - Lower Carboniferous). The

coeval movement of the oblique extensional shear zone and the thrust exhumed the rocks of the Central Unit.

The final stage of the tectonometamorphic evolution of the Ossa-Morena / Central Iberian contact involves the formation of the Carboniferous basins, a general NE-SE shortening responsible for the development of upright folds, and an important fracturing first as normal faults and then as left-lateral strike-slip faults.

CAPITULO I: INTRODUCCION

I.1: LA CADENA VARISCA EN LA PENINSULA IBERICA

La Cadena Varisca es el segmento europeo de una cordillera más amplia que se produjo por la colisión durante el Paleozoico superior de dos grandes bloques continentales, Gondwana al S y Laurentia-Báltica al N (Fig. I.1). Una reconstrucción de la posición de los continentes en el Pérmico, antes de la apertura del Océano Atlántico, muestra la prolongación de la Cadena Varisca hacia el S en los Mauritánides (O de Africa), y en los Apalaches y los Montes Ouachitas (E de América del N) (Fig. I.1). La Cadena Varisca tiene una longitud de unos 3000 Km y una anchura de 700-800 Km, extendiéndose desde el Macizo Ibérico a través del Macizo Armoricano, el Macizo Central Francés y el Macizo de Bohemia hasta Los Urales (Fig. I.2). El Macizo Ibérico enlaza con el Macizo Armoricano a través del Arco Ibero-Armoricano (Bard et al., 1970), que es uno de los rasgos más sobresalientes de esta Cadena. En líneas generales, el Orógeno Varisco muestra una zonalidad similar a la de otros orógenos más recientes como el Alpino, o más antiguos como el Caledoniano. Así, existe un núcleo central constituido por rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas y con numerosas intrusiones graníticas (zonas internas); esta parte interna está limitada por dos franjas constituidas por rocas devono-carboníferas afectadas únicamente por una tectónica de "thin-skinned" (zonas externas). En la parte N, un conjunto de cabalgamientos frágiles dirigidos hacia el N, que se conoce como Frente Varisco, pone en contacto las partes más externas con rocas devono-carboníferas no deformadas que descansan discordantes sobre un

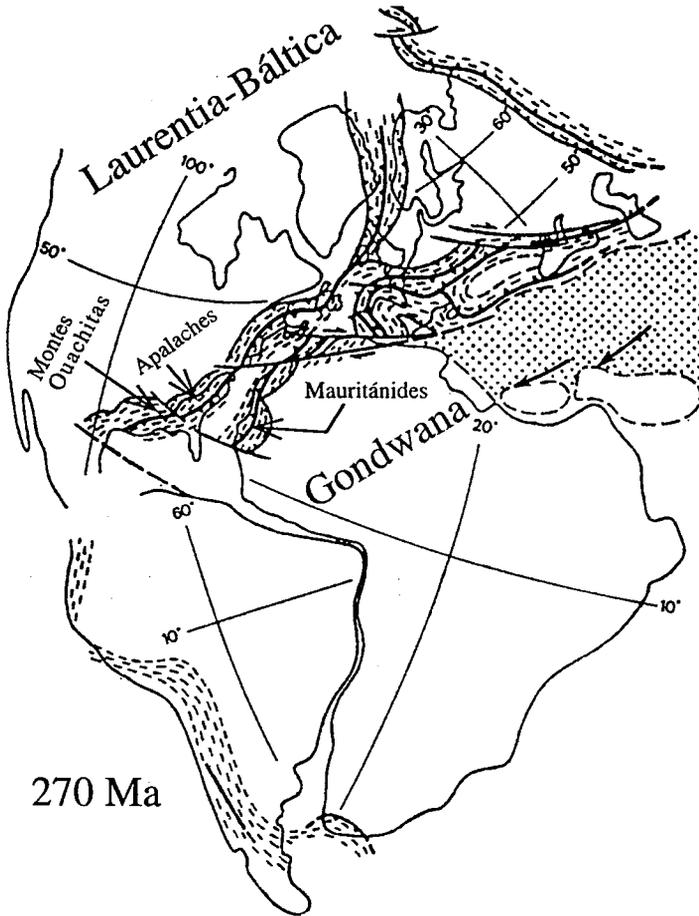


Fig. I.1: Reconstrucción de la posición de los continentes en el Pérmico en la que se puede ver la prolongación de la Cadena Varisca en los Mauritanides (Africa) y en los Apalaches y los Montes Ouachitas (América). Ligeramente modificada de Matte (1991).

basamento caledoniano o más antiguo. En la parte S, la relación con un área cratónica (Gondwana) no es evidente, debido a que la Orogenia Alpina ha afectado a la parte meridional del Orogeno Varisco (Fig. I.2).

En la Península Ibérica aflora, ocupando toda su parte central y occidental, la transversal más completa de esta Cadena. Esta parte de la Península Ibérica se conoce como Macizo Ibérico. En él se han distinguido diferentes zonas de acuerdo con sus

características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y desarrollo de procesos magmáticos. La primera división en zonas fue propuesta por Lotze (1945), y posteriormente modificada por Julivert et al. (1972) (Fig. I.3). Estos últimos autores distinguieron las siguientes zonas, de N a S (Fig. I.3): Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Sudportuguesa. La única diferencia con la división propuesta por Lotze (1945) es que las Zonas Galaico-Castellana y Lusooccidental-Alcúdice de este autor, fueron agrupadas dentro de la Zona Centroibérica por Julivert et al. (1972) (Fig. I.3). Las características de las Zonas Cantábrica y Sudportuguesa son las típicas de las zonas externas de una cordillera, mientras que las Zonas Asturoccidental-Leonesa, Centroibérica y de Ossa-Morena presentan las características de las zonas internas, con desarrollo de importantes deformaciones acompañadas de metamorfismo regional y magmatismo.

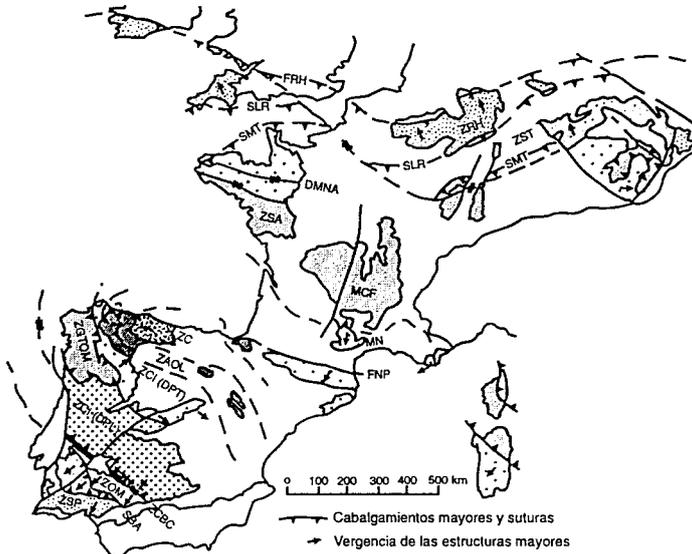


Fig. I.2: Esquema general de la Cadena Varisca. ZSP: Zona Sudportuguesa; SBA: Sutura de Beja-Acebuches; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZCBC: Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba; ZCI (DPL): Zona Centroibérica (Dominio de los Pliegues Levantados); ZCI (DPT): Zona Centroibérica (Dominio de los Pliegues Tumbados); ZGTOM: Zona de Galicia-Tras-Os-Montes; ZAOL: Zona Asturoccidental-Leonesa; ZC: Zona Cantábrica; FNP: Falla Norpirenaica; MN: Montaña Negra; MCF: Macizo Central Francés; ZSA: Zona Sudarmoricana; DMNA: Dominio Medio-Norarmoricano; SMT: Sutura Münchberg-Tepla; SLR: Sutura Lizard-Rheica; FRH: Frente Rheno-Hercínico; ZRH: Zona Rheno-Hercínica; ZST: Zona Saxoturingica.

La disposición de las dos zonas externas (Zonas Cantábrica y Sudportuguesa) respecto a las zonas internas permite dividir la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico en dos ramas, una septentrional y otra meridional (Julivert y Martínez, 1983). En cada una

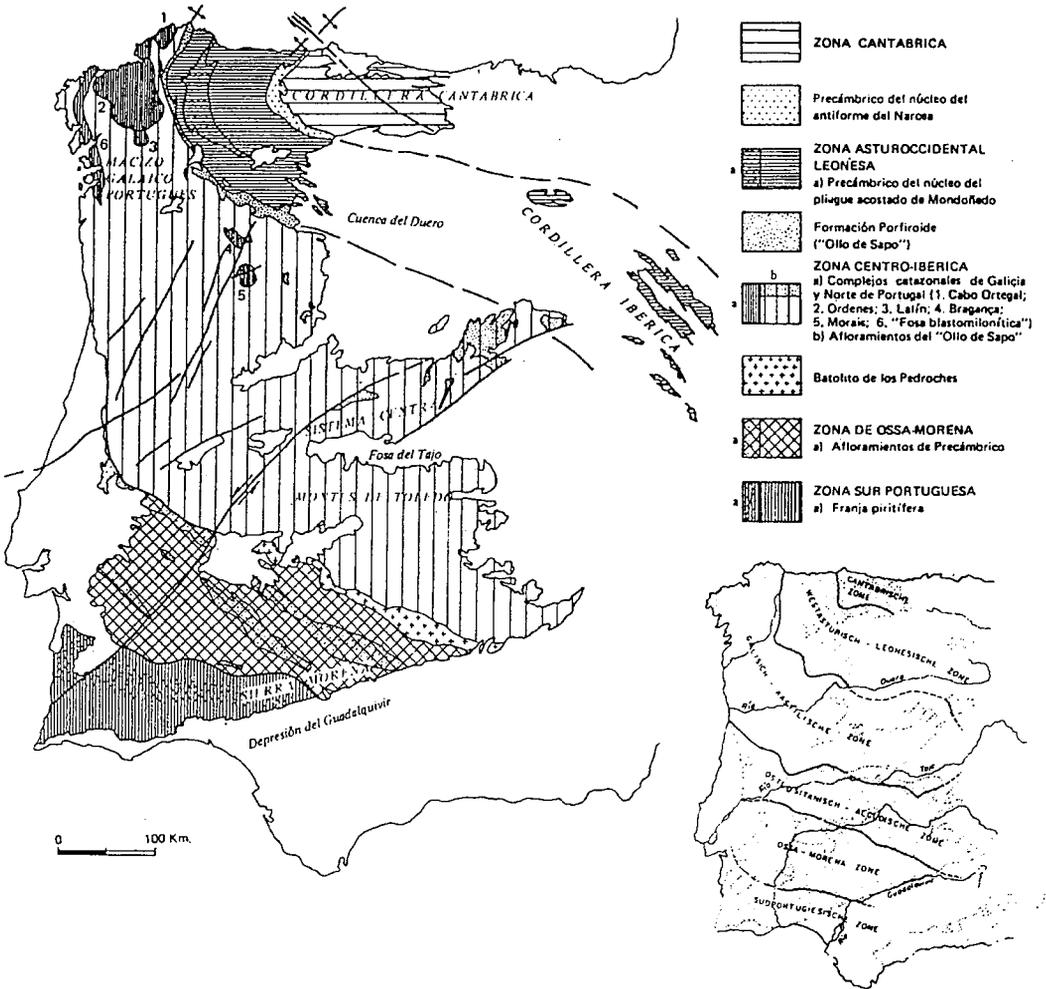


Fig. I.3: División en zonas de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico según Julivert et al. (1972) y según Lotze (1945) (mapa inferior derecho).

de estas dos ramas la vergencia general de las estructuras es diferente (hacia el E en la rama septentrional y hacia el SO en la rama meridional), aunque entre ambas existe una zona de vergencias indefinidas. La rama septentrional la constituyen las Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica; la rama meridional la forman las Zonas Sudportuguesa y de Ossa-Morena. En la parte meridional de la Zona Centroibérica los pliegues de la primera fase de deformación son en su mayor parte rectos y no se puede establecer una vergencia definida, lo que da una cierta asimetría a estas dos ramas.

Julivert y Martínez (1983) propusieron que este sector se incluya en la rama septentrional y que el contacto entre las dos ramas se sitúe a lo largo de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena). Aunque existen aspectos peculiares de cada una de las ramas, hay una serie de características comunes a ambas (Lotze, 1945; Julivert y Martínez, 1983):

-Distribución de las rocas carboníferas, concentradas principalmente en la zona más externa de cada rama (Zonas Cantábrica y Sudportuguesa).

-La sedimentación sinorogénica carbonífera migró hacia el exterior en cada una de las dos zonas externas (hacia el E en la Zona Cantábrica y hacia el SO en la Zona Sudportuguesa).

-La vergencia de pliegues y cabalgamientos es hacia el exterior y opuesta en la parte más externa de ambas ramas. En efecto, la vergencia es hacia el E en las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica (rama septentrional), y hacia el SO en la mitad meridional de la Zona de Ossa-Morena y en la Zona Sudportuguesa (rama meridional).

-La deformación es diacrónica, iniciándose en las zonas más internas y migrando hacia ambas zonas externas.

Las características estratigráficas, estructurales y metamórficas de la rama septentrional son bien conocidas y se dispone de un corte bastante preciso de la misma (véase por ejemplo Bastida et al., 1986; Alonso et al., 1987; Martínez Catalán et al., 1990). El reconocimiento en el NO de la Península Ibérica de complejos alóctonos con unidades que contienen rocas de naturaleza oceánica, algunas de ellas fuertemente metamorizadas en condiciones eclogíticas o granulíticas (Arenas et al., 1986), ha llevado a proponer una nueva zona constituida por estos complejos, que se ha denominado Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (Farias et al., 1987) (Fig. I.4). Las rocas de esta zona son cabalgantes sobre la Zona Centroibérica.

La rama meridional de la cadena está peor conocida, no disponiéndose actualmente de un corte completo de la misma. La Zona Sudportuguesa está constituida exclusivamente por rocas devono-carboníferas afectadas por pliegues y cabalgamientos vergentes al SO, que van acompañados de metamorfismo regional que no supera el grado bajo (Oliveira, 1990). Sus características, como ya se ha señalado, son las de una zona externa, en este caso con el frente de la deformación situado hacia el SO actual. En el contacto entre las Zonas Sudportuguesa y de Ossa-Morena aparece una unidad anfibolítica de afinidad oceánica (Bard y Moine, 1979), cabalgante sobre la Zona Sudportuguesa (Crespo-Blanc y Orozco, 1988 y 1991).

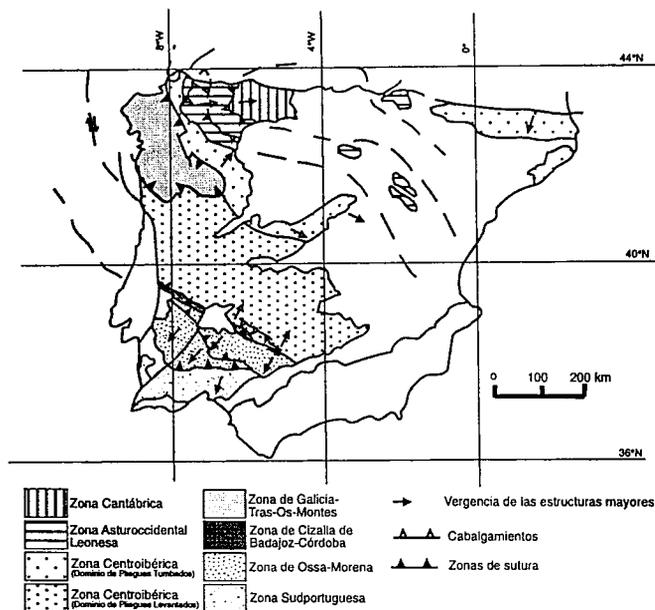


Fig. I.4: Esquema del Macizo Ibérico en el que se indica la posición de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba y la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ésta última de acuerdo con Farias et al., 1985).

El límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena fue situado por Lotze (1945) y Julivert et al. (1972) a lo largo del Batolito de los Pedroches. Posteriormente, ese límite se situó en una banda de intensa deformación y metamorfismo situada al SO del Batolito de los Pedroches, que se conoce como Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba o Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Fig. I.4) (Bladier, 1974; Laurent, 1974; Robardet, 1976; Chacón y Pascual, 1979; Burg et al., 1981). Como ya se ha indicado anteriormente el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena es el contacto entre las dos ramas de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico. Por tanto, la banda de intensa deformación de Badajoz-Córdoba es uno de los contactos más importantes de la cadena. Este trabajo está dedicado al estudio de la evolución tectonometamórfica de los materiales implicados en este contacto mayor.

Las zonas de sutura que se han propuesto para la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico son: a) la zona de enraizamiento de los complejos alóctonos con rocas máficas y relacionadas de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (Arenas et al., 1986; Matte, 1986 y 1991; Martínez Catalán, 1990); b) la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Burg et al., 1981; Matte, 1986 y 1991); c) el contacto entre las Zonas Sudportuguesa y de Ossa-Morena (Bard y Moine, 1979; Crespo-Blanc y Orozco, 1988 y 1991). Matte (1986 y

1991) consideró la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba como la prolongación de la zona de raíz de los complejos alóctonos de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes. Este mismo autor propuso la continuidad de esta sutura a través del Arco Ibero-Armoricano, en el Macizo Central Francés (Fig. I.2). La sutura meridional (contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa) ha sido correlacionada, también a través del Arco Ibero-Armoricano, con el Complejo de Lizard en el S de Inglaterra y con el contacto entre las Zonas Saxoturíngica y Rhenoherciniana (Matte, 1986; Crespo-Blanc y Orozco, 1988 y 1991) (Fig. I.2). No obstante, la presencia al O de Galicia de una gran plataforma no deformada durante la Orogenia Varisca (Capdevila y Mougenot, 1988), ha llevado a varios autores a plantear la no continuidad de la sutura Ossa-Morena/Sudportuguesa con el contacto entre las Zonas Saxoturíngica y Rhenoherciniana (véase por ejemplo Matte, 1991).

I.2: EL LIMITE OSSA-MORENA / CENTROIBERICA

Actualmente existe acuerdo casi unánime sobre la ubicación del contacto Ossa-Morena / Centroibérica a lo largo de la banda de intensa deformación de Badajoz-Córdoba. Esta banda de alta deformación, cuyo límite NE no se ha precisado convenientemente en trabajos anteriores, es una estrecha franja (5-10 km) que se extiende con una dirección NO-SE desde el Alto Alentejo en Portugal hasta las proximidades de Córdoba (Fig. I.5). Los primeros trabajos que estudiaron esta banda son los de Bladier (1974) y Laurent (1974). Ambos autores concluyeron que dicha banda de intensa deformación es una falla dúctil varisca que constituye uno de los límites mayores de la Cadena Varisca en la Península Ibérica. Chacón et al. (1974) describieron evoluciones metamórficas diferentes de las rocas de la banda de alta deformación respecto a las situadas inmediatamente al SO. El límite entre ambos dominios lo constituye una falla de directriz regional (es decir, NO-SE), que estos autores denominaron Falla de Azuaga. Según ellos, las rocas situadas al NE de esta falla han sufrido un metamorfismo de presión intermedia, mientras que las situadas al SO han sufrido un metamorfismo de baja presión. Posteriormente, Chacón y Pascual (1979) consideraron la Falla de Azuaga como el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Robardet (1976) realizó un estudio paleontológico del Ordovícico, Silúrico y Devónico de la Zona de Ossa-Morena. La comparación del contenido paleontológico de esta secuencia con el del Ordovícico,

Silúrico y Devónico de la Zona Centroibérica, llevó a este autor a concluir que ambas zonas (situadas al SO y NE de la banda de alta deformación de Badajoz-Córdoba respectivamente) pertenecieron a dominios paleogeográficos muy diferentes durante gran parte del Paleozoico. Este trabajo contribuyó, junto a los anteriormente citados, a poner de manifiesto que la banda de intensa deformación de Badajoz-Córdoba es uno de los contactos mayores de la Cadena Varisca en la Península Ibérica.

El primer estudio estructural de esta banda de intensa deformación fue el de Burg et al. (1981). Estos autores la describieron por primera vez como una zona de cizalla y establecieron la cinemática transcurrente izquierda de la misma. A partir de este trabajo el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena se ha venido denominando Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. Burg et al. (1981) propusieron que esta zona de cizalla podría haber sido una zona de sutura del Orógeno Varisco, que evolucionó después de las colisión de dos bloques continentales a una zona de cizalla dúctil subvertical de salto en dirección izquierdo.

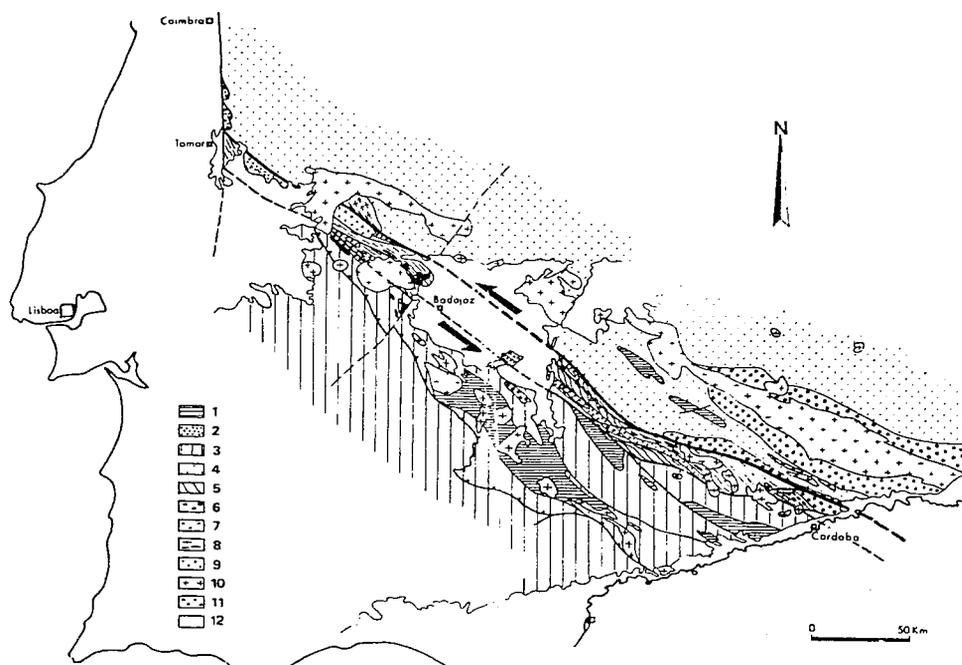


Fig. I.5: Mapa geológico de la banda de deformación de Badajoz-Córdoba tomado de Burg et al. (1981). 1: Precámbrico, 2: grupo pelítico-volcánico, 3: Paleozoico inferior del dominio meridional, 4: Paleozoico inferior del dominio septentrional, 5: series pelíticas no datadas de la zona de cizalla, 6: rocas máficas y ultramáficas, 7: ortogneises graníticos alcalinos y peralcalinos, 8: ortogneis granítico de Portalegre, 9: granitoides variscos precoces deformados en la zona de cizalla, 10: granitoides tardivariscos que cortan todas las estructuras, 11: Carbonífero inferior y medio, 12: cobertera postvarisca.

Un aspecto que ha suscitado importantes discusiones durante las dos últimas décadas es la posible asignación a una orogenia finiprecámbrica (Orogenia Cadomiense o Pan-Africana) de los principales eventos tectonometamórficos en la Zona de Ossa-Morena. En algunos de los últimos trabajos sobre la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba se ha propuesto una evolución poliorogénica, dominada por la Orogenia Cadomiense (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1991). En estas interpretaciones, la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba representaría una sutura finiprecámbrica reactivada en condiciones de bajo grado durante la Orogenia Varisca. Dado que este es un punto fundamental para esclarecer la historia geológica de esta región, se le prestará una atención especial en esta memoria.

I.3: LAS DIVISIONES EN DOMINIOS

Gran parte de los trabajos previos sobre la Zona de Ossa-Morena y el Borde Meridional de la Zona Centroibérica han considerado la existencia de una serie de dominios. Estos dominios se suponían separados entre sí por fallas con saltos muy importantes y se les atribuían diferentes evoluciones sedimentarias, metamórficas y tectónicas. El primer trabajo en el que se hizo una división en dominios, en este caso de acuerdo con las evoluciones metamórficas diferentes, fue el citado anteriormente de Chacón et al. (1974). Estos autores separaron un dominio con metamorfismo de presión intermedia (Dominio Metamórfico de Valencia de las Torres) de un dominio situado al SO con metamorfismo de baja presión (Dominio Metamórfico de Sierra Albarrana). El límite entre ambos dominios es la Falla de Azuaga, a la que Chacón et al. (1974) atribuyeron una gran importancia. Posteriormente, la división en dominios se amplió a toda la parte central y septentrional de la Zona de Ossa-Morena y a la parte meridional de la Zona Centroibérica por Delgado Quesada et al. (1977). Estos autores distinguieron cinco dominios basándose en supuestas diferencias estratigráficas, estructurales y metamórficas. Estos dominios son, de S a N, los siguientes (Fig. I.6): Dominio de Córdoba-Alanís, Dominio de Sierra Albarrana, Dominio de Cerro Muriano-Azuaga, Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar y Dominio de Obejo-Valsequillo. Estos dominios estarían separados entre sí por importantes fallas y/o intrusiones ígneas; de S a N, los límites entre los dominios serían los siguientes (Fig. I.6): la Falla de Malcocinado, la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada y la Falla de Azuaga, la

Falla de Cerro Muriano, y la Falla de Villaharta. Estos autores atribuyeron importantes saltos en dirección, a veces acompañados de componentes de cabalgamiento, a estos accidentes; supusieron además que en algún caso son activos desde el Cámbrico (por ejemplo, la Falla de Malcocinado), aunque sus últimos movimientos sean post-variscos.

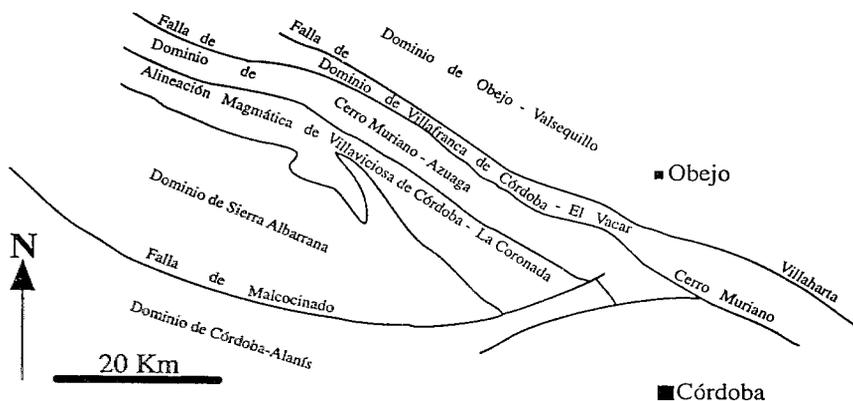


Fig. I.6: División en dominios propuesta por Delgado Quesada et al. (1977) para la parte central y septentrional de la Zona de Ossa-Morena y para la parte meridional de la Zona Centroibérica.

Durante la realización del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (plan MAGNA) de esta región se modificó ligeramente esta división en dominios. Apalategui et al. (1985c) sintetizaron esta nueva división; los dominios propuestos son los siguientes, de S a N (Fig. I.7): Dominio de Monesterio-Alanís-Córdoba, Dominio de Sierra Albarrana, Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano y Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Los límites entre ellos, son de S a N: la Falla de Malcocinado, la Falla de Azuaga, y "una zona muy tectonizada sobre la cual se instala la cuenca carbonífera del Guadiato-Matachel". Estos autores consideran que "la división en dominios es un criterio que tiene gran utilidad y que permite aislar ciertos temas geológicos; sin embargo, plantea algunos problemas tanto en la posición de sus límites como en la distribución de los materiales". Estos autores reconocen que grupos de materiales similares están representados en diferentes dominios. Por tanto, uno de los criterios para la división en dominios, las diferentes características estratigráficas, resultó poco útil cuando se fue conociendo mejor la geología regional. Apalategui et al. (1990) admiten finalmente que al menos algunos de los dominios tienen menor importancia tectonoestratigráfica de la que originalmente se les había atribuido, no obstante afirman

que las divisiones en dominios han contribuido sustancialmente a mejorar el conocimiento de la Zona de Ossa-Morena. Extienden la división en dominios a toda la Zona de Ossa-Morena y Borde Meridional de la Zona Centroibérica; de S a N definen los siguientes dominios (Fig. I.7): Dominio de Beja-Aracena, Dominio de Barrancos-Hinojales, Dominio de Elvas-Cumbres Mayores, Dominio de Arroyomolinos, Dominio de Zafra-Monesterio, Dominio de Sierra Albarrana, Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano y Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina.

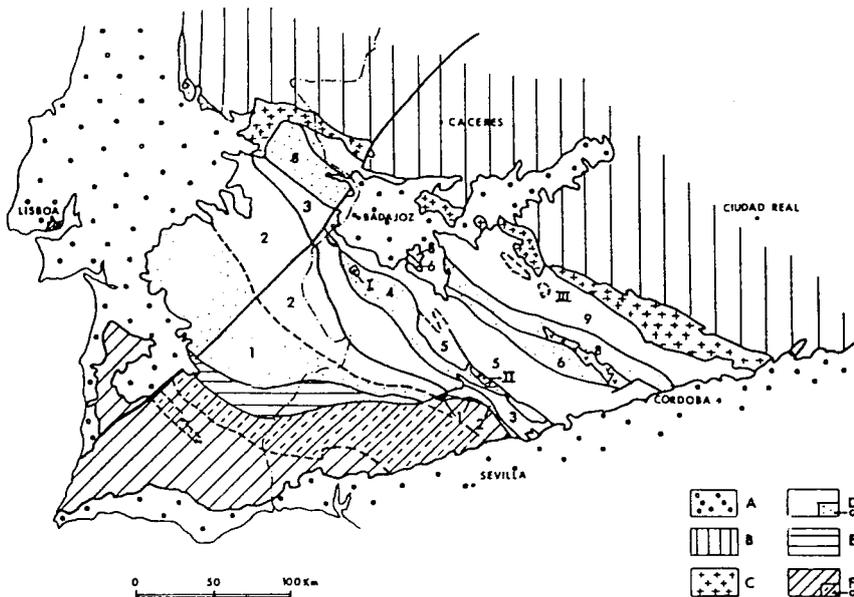


Fig. I.7: División en dominios propuesta por Apalategui et al. (1990) para la Zona de Ossa-Morena y la parte meridional de la Zona Centroibérica. A: Cobertera postpaleozoica; B: Zona Centroibérica; C: Batolito de los Pedroches; D: Zona de Ossa-Morena (a: cinturones metamórficos), 1: Dominio de Beja-Aracena, 2: Dominio de Barrancos-Hinojales, 3: Dominio de Elvas-Cumbres Mayores, 4: Dominio de Arroyomolinos, 5: Dominio de Zafra-Monesterio, 6: Dominio de Sierra Albarrana, 7: cinturón ígneo de Villaviciosa-La Coronada, 8: Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, 9: Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina; E: Unidad de Pulo do Lobo; F: Zona Sudportuguesa (a: Faja Piritica); I: plutón de Barcarrota; II: plutón de Pallares; III: antiforme de Peraleda del Zaucejo.

El término dominio, tal como se ha usado por algunos autores en la Zona de Ossa-Morena, es coincidente con la definición de terreno (Coney et al., 1980; Howell, 1989). En algunos trabajos de carácter global sobre la Zona de Ossa-Morena (Quesada, 1990 y 1991) se ha tratado de aplicar el método de análisis de terrenos (Howell et al., 1985; Ji y Coney, 1985; Harper et al., 1985; Hamilton, 1989). En estos trabajos se ha diferenciado una serie de terrenos precámbricos dentro de lo que se denomina Autóctono Ibérico. La región de Sierra Albarrana, según Quesada (1990 y 1991), es un terreno precámbrico anexionado al resto de Macizo Ibérico en el Precámbrico; la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba representaría una sutura críptica de esa evolución precámbrica.

A pesar de que el término dominio se ha usado de forma prolífica en la mayor parte de la literatura sobre la Zona de Ossa-Morena, va a ser evitado al máximo en esta memoria. Las principales razones para hacerlo así son: a) los dominios están definidos de manera ambigua (sus supuestas diferencias raramente están bien expuestas), b) en la mayor parte de los casos sus límites son fracturas de escasa importancia, y c) uno de los contactos verdaderamente importantes, según se desprende del presente estudio, el que separa el Borde Meridional de la Zona Centroibérica de lo que denominaré Unidad Central, no ha sido considerado previamente como límite entre dominios. La discusión referente a este último punto será desarrollada ampliamente a lo largo de esta memoria. En cuanto al punto b), dos ejemplos al respecto son los siguientes: 1) el límite meridional del denominado Dominio de Sierra Albarrana, supuestamente una importante falla de salto en dirección (denominada Falla de Malcocinado), es al S de Sierra Albarrana un contacto estratigráfico normal en parte de su trazado cartográfico (Azor et al., 1992a); 2) el límite septentrional del denominado Dominio de Cerro Muriano-Azuaga o Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, considerado también como una importante falla (denominada Falla de Hornachos), es en el sector de Hornachos una discordancia (Azor et al., 1992c). Por otro lado, recientemente se ha demostrado que las rocas de la región de Sierra Albarrana son de edad paleozoica (Marcos et al., 1991; Azor et al., 1992a), por lo que difícilmente podrían formar parte de un terreno precámbrico como ha propuesto Quesada (1990 y 1991). Estos ejemplos prueban la inconsistencia de estas divisiones en dominios. Además, el mantenimiento de estos dominios en los Mapas Geológicos a escala 1:50.000 (plan MAGNA) de la región hace en muchos casos difícil su comprensión, ya que a las mismas formaciones se les ha asignado tramas distintas en los distintos dominios. Por ejemplo, en la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 N° 830 (Hornachos) (Apalategui et al., 1988a), las rocas ordovícicas y

devónicas aparecen con colores distintos en diferentes sectores del mapa (considerados unidades diferentes por los autores del mapa), pese a ser exactamente las mismas.

La gran crítica que puede hacerse de este uso abusivo del concepto de dominio no es sólo que el avance de conocimientos está demostrando la escasa entidad de la mayoría de ellos, sino, sobre todo, que ha frenado el avance del conocimiento regional, ya que al considerar la región dividida en una serie de compartimentos (los dominios), cada uno de ellos desligado de los adyacentes, no se ha tratado de correlacionar entre ellos la evolución estructural y metamórfica. Otro inconveniente de estas divisiones en dominios es que han complicado considerablemente la literatura geológica sobre esta zona, haciéndola bastante ininteligible para el lector extraño a la misma. Sengör y Dewey (1991) cuestionan la utilidad del análisis de terrenos o "terránología" y plantean críticas parecidas a las aquí formuladas hacia las divisiones en dominios en la Zona de Ossa-Morena. Estos autores concluyen que la "terránología" no ha aportado prácticamente ningún avance al conocimiento de los orógenos, salvo el enfatizar que en muchos casos los desplazamientos tectónicos paralelos a la directriz general de la cadena han podido ser muy importantes. En el caso de la Zona de Ossa-Morena en donde se ha demostrado que muchos de los supuestos dominios no son unidades desligables de las adyacentes, esta metodología, semejante a la utilizada en el análisis de terrenos, no parece la más adecuada.

I.4: CONJUNTOS DIFERENCIADOS EN EL LIMITE OSSA-MORENA / CENTROIBERICA

El estudio llevado a cabo en esta Tesis Doctoral ha revelado que en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena se pueden distinguir tres grandes conjuntos con evoluciones tectonometamórficas variscas diferentes. Estos tres conjuntos son de NE a SO (Fig. I.8): el Borde Meridional de la Zona Centroibérica; una unidad constituida por rocas gneísicas, metapelíticas y anfibolíticas que denominaré Unidad Central; y el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. La Unidad Central está constituida por rocas que no están representadas ni en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica, ni en la Zona de Ossa-Morena. Su evolución metamórfica es también muy diferente de la de los otros dos conjuntos. Los tres conjuntos tienen historias tectonometamórficas diferentes

debido a que ocuparon distintas posiciones estructurales durante la Orogenia Varisca.

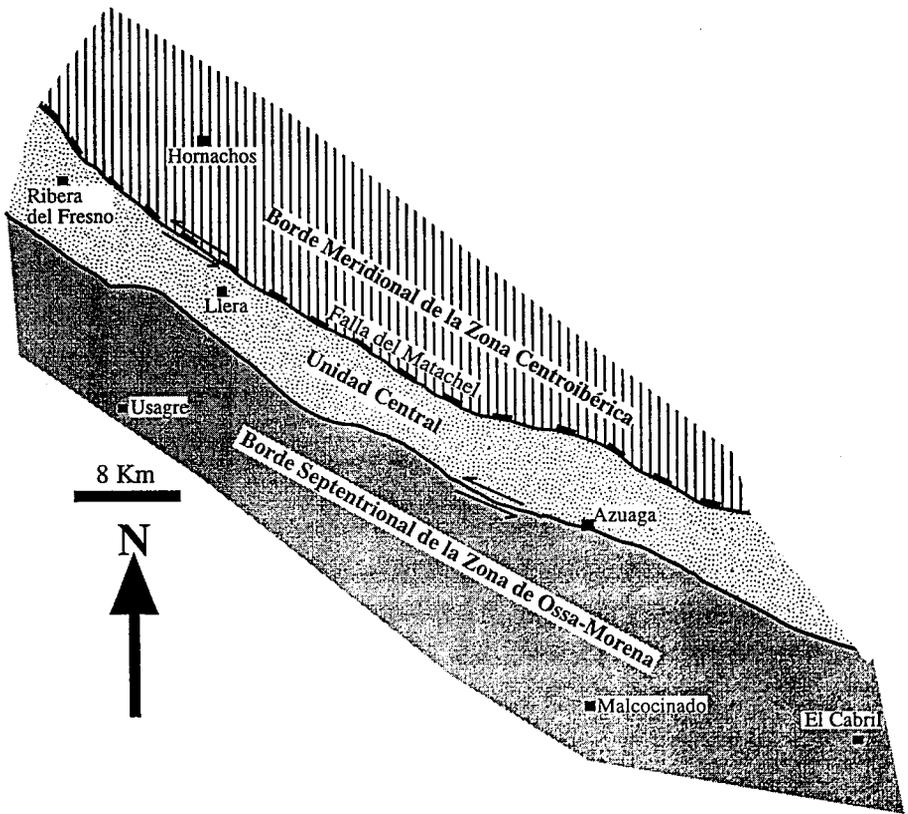


Fig. 1.8: Mapa muy simplificado de los tres grandes conjuntos diferenciados en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

La separación en grandes conjuntos que se propone, no pretende desligar la evolución individual de cada uno de ellos de la de los demás, sino que el objetivo fundamental de este trabajo es relacionar dichas evoluciones con la historia global del contacto Ossa-Morena / Centroibérica. El término Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, tal como fue definido originalmente y en su uso posterior, comprendía rocas pertenecientes a estos tres conjuntos, que como veremos tienen historias cinemáticas diferentes. Por ello, este término debe desecharse o bien redefinirse para hacerlo equivalente con la Unidad Central, tal y como se propone en este trabajo.

I.5: LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL AREA ESTUDIADA

El área elegida para el estudio de la evolución del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena está situada en las partes septentrional de la provincia de Sevilla, noroccidental de la provincia de Córdoba y suroriental de la provincia de Badajoz. Este área constituye la parte central del contacto Ossa-Morena / Centroibérica, y comprende total o parcialmente las hojas del Mapa Topográfico de España a escala 1:50.000 números 921 (Navas de la Concepción), 900 (La Cardenchosa), 899 (Guadalcanal), 879 (Peñarroya-Pueblonuevo), 878 (Azuaga), 877 (Llerena), 856 (Maguilla), 855 (Usagre), 830 (Hornachos) y 829 (Villafranca de los Barros). Las altitudes oscilan entre 300 y 950 m, siendo los valores medios de 450-500 m. Los relieves más elevados corresponden a la Sierra de Hornachos, que forma una pequeña alineación montañosa de dirección NO-SE en el extremo NO del área estudiada (Fig. I.9).

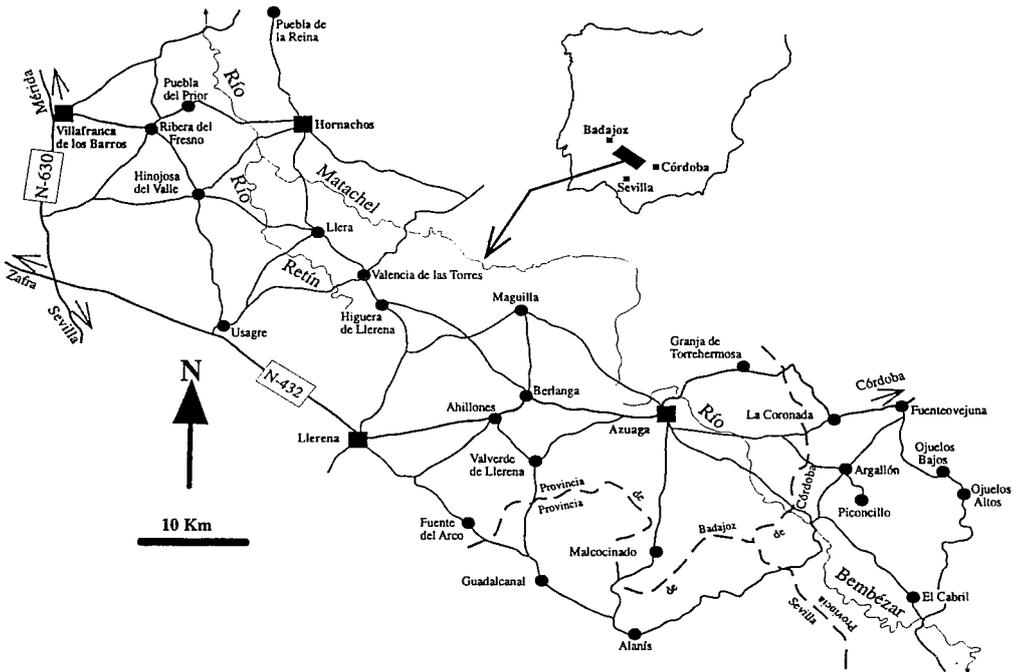


Fig. I.9: Localización geográfica del área estudiada. Se indican las poblaciones, las carreteras y los ríos más importantes.

En el extremo SE de la región aparece, también con una dirección NO-SE, la Sierra Albarrana; al NE y SO de ella, se extienden varias crestas montañosas de menor altitud como la Sierra del Aguila, la Sierra de la Muela y la Sierra de los Lanchares. Este sector constituido por la Sierra Albarrana y las pequeñas sierras que la rodean es en conjunto la parte más accidentada del área de estudio y es recorrido de NO a SE por el Río Bembézar. Entre este sector y la Sierra de Hornachos, el área de estudio es una penillanura constituida por relieves alomados suaves. Los dos ríos principales de esta zona poco accidentada son el Retín y el Matachel (Fig. I.9).

Los accesos principales a esta región son las carreteras nacionales N°423 que la atraviesa de NO a SE y la N°620 que lo hace en su esquina NO. Varias carreteras comarcales y locales permiten llegar a los diferentes puntos de la zona estudiada. Las principales poblaciones son Azuaga, Llerena, Villafranca de los Barros y Hornachos (Fig. I.9).

I.6: OBJETIVOS, METODOLOGIA Y PLAN DE LA MEMORIA

El objetivo fundamental de esta Tesis es, como ya se ha mencionado anteriormente, establecer la evolución tectonometamórfica de las rocas situadas en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. A lo largo de este trabajo se han cubierto una serie de objetivos parciales de carácter estratigráfico, estructural, metamórfico y geoquímico, que, una vez integrados, han conducido a proponer una evolución tectonometamórfica para este contacto mayor de la Cadena Varisca.

Un objetivo que debe mencionarse en primer lugar aunque su consecución está muy ligada en el tiempo a la de los demás objetivos, es la diferenciación de conjuntos con evoluciones tectonometamórficas diferentes. He diferenciado tres grandes conjuntos, que ya han sido presentados muy brevemente en el apartado anterior.

En síntesis, los principales objetivos fueron los siguientes:

-En el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, establecer la edad de las rocas que afloran en el sector de Sierra Albarrana. Hasta ahora no se había estudiado a fondo esta sucesión, y la posición estratigráfica que se les atribuía no estaba justificada con datos paleontológicos o de otro tipo.

-En la Unidad Central, constituida por rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas, también se ha tratado de establecer la sucesión litoestratigráfica. La sucesión que se ha reconstruido no tiene en cuenta posibles repeticiones de carácter tectónico ligadas a las deformaciones anteriores a las etapas de plegamiento tardío. Se han realizado dataciones radiométricas de algunos de los gneises de esta unidad, lo cual unido a las dataciones radiométricas previas y a las relaciones con el encajante de varios de los cuerpos ortogneísicos, ha permitido precisar en lo posible la edad de las rocas de la misma.

-En el Borde Meridional de la Zona Centroibérica la sucesión estratigráfica se conocía correctamente con anterioridad a este trabajo. Sin embargo, las relaciones entre las diversas formaciones no estaban bien establecidas. Estas relaciones se han podido estudiar en el sector de Hornachos.

-Describir la geometría y cinemática de las estructuras menores y mayores ligadas a cada una de las fases de deformación en cada uno de los tres conjuntos diferenciados.

-Estudio de la asociaciones minerales y su relación con la deformación en los tres conjuntos diferenciados. Este estudio ha permitido establecer la evolución metamórfica de los tres conjuntos durante las diferentes fases de deformación. En el sector de Sierra Albarrana, se ha llevado a cabo un estudio completo del metamorfismo de las rocas pelíticas.

-Estudio geoquímico de algunas anfibolitas y gneises para conocer el ambiente en el que se generaron y la fuente de los fundidos. También se han realizado algunas dataciones absolutas de rocas gneísicas de la Unidad Central. Este estudio ha contribuido al conocimiento de la evolución preorogénica de la región estudiada.

La **metodología** empleada para la consecución de estos objetivos ha sido, además de la habitual en trabajos de geología estructural, la siguiente:

-Análisis químico con microsonda electrónica de los diferentes minerales en las rocas metapelíticas de la Unidad Central y del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

-Análisis químicos de roca total, mediante fluorescencia de rayos X y absorción atómica, de anfibolitas y de diversas litologías gneísicas. Se han analizado elementos mayores, trazas y tierras raras.

-Estudio radiométrico mediante el método Rb-Sr sobre roca total de algunos gneises de la Unidad Central.

Esta **memoria** se ha dividido en seis capítulos. El primero de ellos es la introducción. El segundo se dedica a la descripción litoestratigráfica de los materiales que afloran en la región estudiada. Esta descripción se hará separadamente para los tres conjuntos diferenciados. En el tercer capítulo se hace el estudio geoquímico de algunas rocas gneísicas y anfibolíticas; asimismo, se presentan los datos radiométricos obtenidos en este trabajo y se revisan las dataciones previas. El cuarto capítulo se ocupa de la estructura; la descripción estructural también se hará separadamente para el Borde Meridional de la Zona Centroibérica, la Unidad Central y el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. El quinto capítulo está dedicado al metamorfismo; de manera similar a otros capítulos, se estudian individualmente los tres conjuntos ya referidos. El capítulo sexto son las conclusiones de este trabajo; también se hace una discusión, en la que se retoman los aspectos regionales más relevantes que han suscitado polémica. En este último capítulo, los resultados estratigráficos, estructurales y metamórficos se integran en una evolución geológica del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

CAPITULO II: LITOESTRATIGRAFIA

II.1: BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA

II.1.1: Introducción

El Borde Meridional de la Zona Centroibérica se extiende con dirección NO-SE desde las cercanías de Tomar en Portugal hasta Adamuz en la parte NE de la provincia de Córdoba. En la descripción que sigue, salvo referencias a otros sectores, me referiré al sector de Hornachos que se sitúa en la parte central de dicho borde y en el cual he realizado la mayor parte de mis observaciones (véase el mapa geológico).

Se pueden distinguir tres conjuntos litológicos separados por discordancias; uno inferior de edad infraordovícica, constituido por la Serie Negra, la Formación Malcocinado, y las rocas del Cámbrico; otro intermedio formado por rocas ordovícicas y devónicas; y uno superior compuesto por rocas del Carbonífero inferior.

En líneas generales, la sucesión estratigráfica ha sido correctamente descrita en trabajos previos (véase por ejemplo, Sánchez Cela y Gabaldón, 1977a y b; Herranz, 1985; Apalategui et al., 1988a y b).

II.1.2: Infraordovícico

La Serie Negra: Las rocas más antiguas que afloran corresponden a la Serie Negra. Esta sucesión fue descrita por primera vez por Alía (1963) en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, quien la atribuyó al Cámbrico inferior. El nombre de Serie Negra lo

utilizó por primera vez Carvalhosa (1965) en la región de Portel para referirse a una sucesión de esquistos oscuros, cuarcitas negras y liditas, que atribuyó también al Cámbrico inferior. Posteriormente, se comprobó que estaba presente en toda la Zona de Ossa-Morena, constituyendo uno de los rasgos estratigráficos más característicos de la misma (Quesada et al., 1990).

La Serie Negra aflora extensamente en la parte central de la Zona de Ossa-Morena, a lo largo del Anticlinorio de Olivenza- Monesterio. En esta última región fue estudiada con detalle por Eguiluz (1987), quien distinguió dos secuencias: la Sucesión Montemolín (inferior) y la Sucesión Tentudía (superior). La Sucesión Montemolín está constituida por esquistos oscuros ricos en grafito y grauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras y más raramente de mármoles. En la parte alta de esta sucesión aparecen numerosos niveles de anfibolitas. La potencia de esta sucesión es de 1000-2000 metros (Eguiluz, 1987). La Sucesión Tentudía descansa aparentemente concordante sobre la anterior y está formada por las mismas litologías, aunque las intercalaciones de anfibolitas son escasas. Su potencia es de 2000-3000 metros (Eguiluz, 1987).

En el Borde Meridional de la Zona Centroibérica, la Serie Negra aflora mayoritariamente a lo largo de una banda de dirección NO-SE de 5-10 kilómetros de anchura, situada al SO de la Sierra de Hornachos (véase el mapa geológico). En esta banda existe un cuerpo granítico intrusivo pre-cinemático denominado Ortogneis de Mina Afortunada (Chacón, 1979). Aparece además en otra banda de la misma dirección al NE de la Sierra de Hornachos. Está compuesta por rocas semejantes a las que se reconocen en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. La potencia visible, aunque es difícil de estimar debido a la intensa deformación, está comprendida entre 1500 y 2000 metros (Fig. II.1). Las rocas que la forman son esquistos y pizarras de color oscuro con intercalaciones de grauvacas, cuarcitas negras y anfibolitas. En las proximidades de Hornachos se reconocen algunos niveles de cuarcitas blanquecinas intercalados dentro de la parte más alta de la sucesión. Todas estas rocas están fuertemente deformadas, mostrando generalmente una fábrica plano-linear. El bandeo litológico es generalmente subparalelo a la foliación. Los únicos minerales que se reconocen a simple vista son biotita y excepcionalmente granate. Las rocas pelíticas están constituidas por cuarzo, plagioclasa, mica blanca, biotita, clorita y, en ocasiones, granate. Los minerales accesorios son turmalina, apatito, rutilo, zircón y opacos. Las cuarcitas negras están compuestas por cuarzo, grafito y pequeños cristales de mica blanca y biotita. Las anfibolitas intercaladas tienen la siguiente composición mineralógica: plagioclasa, cuarzo,

anfíbol verde o verde claro, epidota, clorita, y a veces biotita verde. Los minerales accesorios que se reconocen son titanita y opacos.

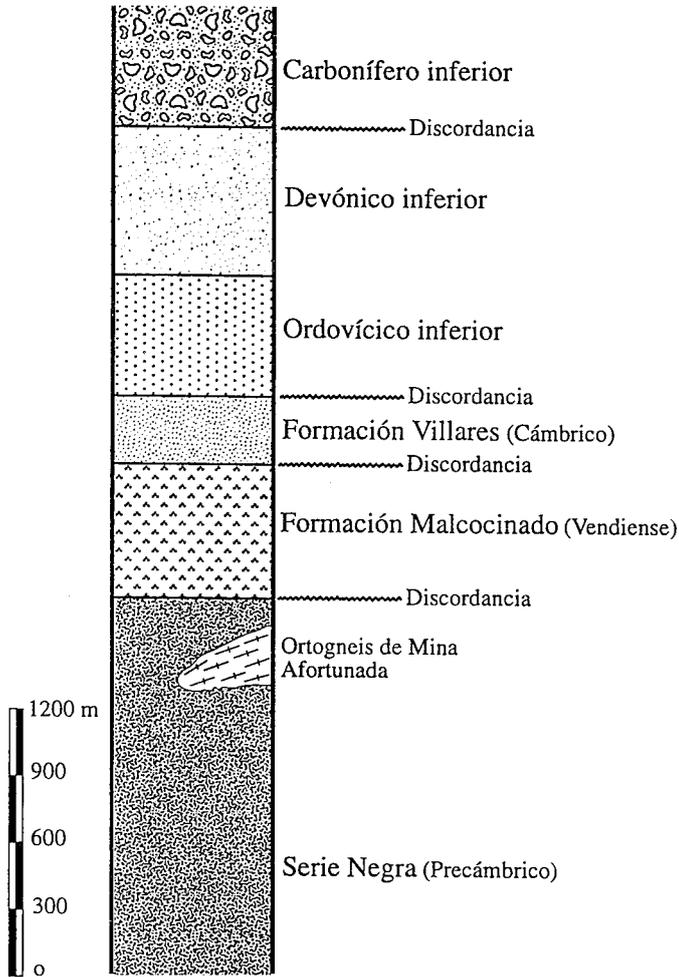


Fig. II.1: Sucesión litoestratigráfica del Borde Meridional de la Zona Centroibérica.

La facies dominante del Ortogneis de Mina Afortunada es una roca de color claro compuesta por fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa y una matriz de cuarzo, mica blanca, biotita y clorita. Como minerales accesorios aparecen apatito, granate, zircón, y opacos. Localmente, se reconocen facies aplíticas y facies más oscuras ricas en biotita. Los fenocristales son por lo general inferiores al centímetro. La fábrica de este

ortogneis es también plano-linear, y está definida por cristales de mica y “ribbons”* de cuarzo que rodean a los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa. El origen de este cuerpo ha sido recientemente relacionado con un metamorfismo de baja presión y alto gradiente térmico desarrollado durante una orogenia finiprecámbrica, y que habría dado lugar a procesos de fusión parcial y formación de granitos de origen anatético (Abalos, 1990). El hecho de que no se desarrolle una zonación metamórfica alrededor del ortogneis, sino que las rocas encajantes presenten bajo grado metamórfico, contradice la anterior interpretación y favorece el que se trate de un cuerpo intrusivo anterior a la deformación y metamorfismo principales.

La edad de la Serie Negra no se conoce con precisión, ya que no se han encontrado fósiles con suficiente valor bioestratigráfico. No obstante, una edad precámbrica está asegurada al situarse por debajo del Cámbrico inferior datado paleontológicamente. Los únicos datos paleontológicos de los que se dispone, de muy dudoso valor, provienen del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. Chacón et al. (1984) estudiaron restos de acritarcos en rocas de la Sucesión Tentudía y les atribuyeron una edad Rifeense. Recientemente, Schäfer et al., (1993) han datado radiométricamente la Sucesión Tentudía. El método utilizado fue U-Pb sobre distintas fracciones de zircones detríticos de esta sucesión. Según estos autores, los zircones detríticos más recientes tienen una edad de 565 Ma. Esta edad es irreconciliable con los datos geológicos disponibles, si se utilizan las escalas cronoestratigráficas que han venido siendo más aceptadas (por ejemplo, Haq y Van Eysinga, 1987), ya que en estas escalas 565 Ma es Cámbrico inferior, y hay que incluir entre el Cámbrico inferior bien datado paleontológicamente y el depósito de la Serie Negra los siguientes eventos: a) una deformación finiprecámbrica (Cadomiense o Pan-Africana), b) depósitos sin a postorogénicos (Formación Malcocinado y Formación Torreárboles). No obstante, parece existir recientemente una tendencia a situar el límite Cámbrico-Precámbrico en 520-540 Ma (cf. Odin y Odin, 1990). Por otro lado, la referida edad de 565 Ma para los sedimentos de la Serie Negra es incompatible con la edad de 585 Ma que Schäfer (1990) ha obtenido para el Granito de Ahillones, que pertenece a la Formación Malcocinado, situada por encima de la Serie Negra; sin embargo, dicha edad para la Serie Negra si es compatible con la edad que Ochsner (1993) ha obtenido para otro cuerpo ígneo perteneciente a la Formación Malcocinado (\approx 544 Ma para el Granitoide del Mosquil).

*El término “ribbon” se traduce como “cinta” o “encintado”.

La Formación Malcocinado: Sobre las rocas de la Serie Negra aparece una sucesión volcano-sedimentaria que se conoce con el nombre de Formación Malcocinado. Esta sucesión fue descrita por primera vez por Fricke (1941) en la región situada inmediatamente al SO de la banda de alta deformación de Badajoz-Córdoba. Ha recibido otras denominaciones en otros sectores de la Zona de Ossa-Morena: Formación San Jerónimo en los alrededores de Córdoba (Liñán, 1978), Porfiroides de Jabugo (Bard, 1969) o Porfiroides de Bodonal (Hernández Enrile, 1971) en la parte más meridional de la Zona de Ossa-Morena. Esta formación, al igual que la Serie Negra, está representada en toda la Zona de Ossa-Morena y en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Las rocas que la constituyen son bastante similares en todos los sectores, aunque con la variabilidad que corresponde a un complejo de carácter volcano-sedimentario. Entre las rocas volcánicas predominan las de composiciones intermedias (andesitas y dacitas), si bien se reconocen desde términos ácidos (riolitas) hasta básicos (basaltos). Las rocas sedimentarias son predominantemente pizarras, esquistos y grauvacas; ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados y mármoles. Existen también cuerpos de rocas plutónicas que se engloban dentro de la Formación Malcocinado, y que aparecen espacialmente relacionados con las rocas volcano-sedimentarias (Quesada et al., 1990).

En el Borde Meridional de la Zona Centroibérica, la Formación Malcocinado aflora en estrechas bandas de dirección NO-SE (véase el mapa geológico). La potencia observable de esta formación varía entre algunas decenas y algunos centenares de metros (Fig. II.1). La fábrica desarrollada en las rocas de esta formación es planar o plano-linear. Las rocas andesíticas son de colores verdosos y están compuestas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol verde, clorita, epidota y biotita. Los minerales accesorios que se reconocen son apatito, zircón y opacos. Las pizarras son de colores grises y están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, mica blanca y clorita. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito y opacos. Las riolitas son rocas de colores blanquecinos o pardo-rojizos que forman intercalaciones centimétricas a decámetricas. Están compuestas por fenocristales de cuarzo y feldespato potásico envueltos en una matriz vítrea o microcristalina de color rojizo. Las rocas granodioríticas y dioríticas forman intercalaciones métricas a hectométricas, muchas veces con una textura masiva en la que es difícil definir la foliación. Son de grano medio a grueso y están compuestas por plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol, biotita, y a veces cuarzo.

A escala regional, las relaciones cartográficas de la Formación Malcocinado con la

Serie Negra son de discordancia (Eguiluz, 1987; Quesada et al., 1990). Además hacia la base de la Formación Malcocinado se encuentran niveles de conglomerados con cantos de cuarcitas negras, presumiblemente procedentes de la Serie Negra. En el sector estudiado, la discordancia de la Formación Malcocinado sobre la Serie Negra puede observarse en las proximidades de Hornachos, en la carretera que parte hacia Puebla del Prior (véase el mapa geológico). En este sector, un nivel riolítico perteneciente a la Formación Malcocinado, cuya base buza 20-25° hacia el N-NE, se apoya discordantemente sobre la Serie Negra, en la que el bandeado litológico se presenta fuertemente buzante hacia el NE (Fig. II.2). Anteriormente este contacto se había interpretado como una falla subvertical, y las riolitas se habían considerado rocas ígneas tardivariscas no deformadas (Apalategui et al., 1988a). Sin embargo, el contacto es escasamente buzante como se muestra en la Fig. II.2, y las riolitas están foliadas. La mayor parte de los autores señalan que la discordancia de la Serie Negra sobre la Formación Malcocinado postdata una fase de deformación sinesquistosa anterior al depósito de la Formación Malcocinado (Eguiluz, 1987; Quesada et al., 1990; Abalos, 1990). Sin embargo, en el sector de Hornachos la fábrica principal en la Serie Negra es la misma que se observa en las rocas paleozoicas.

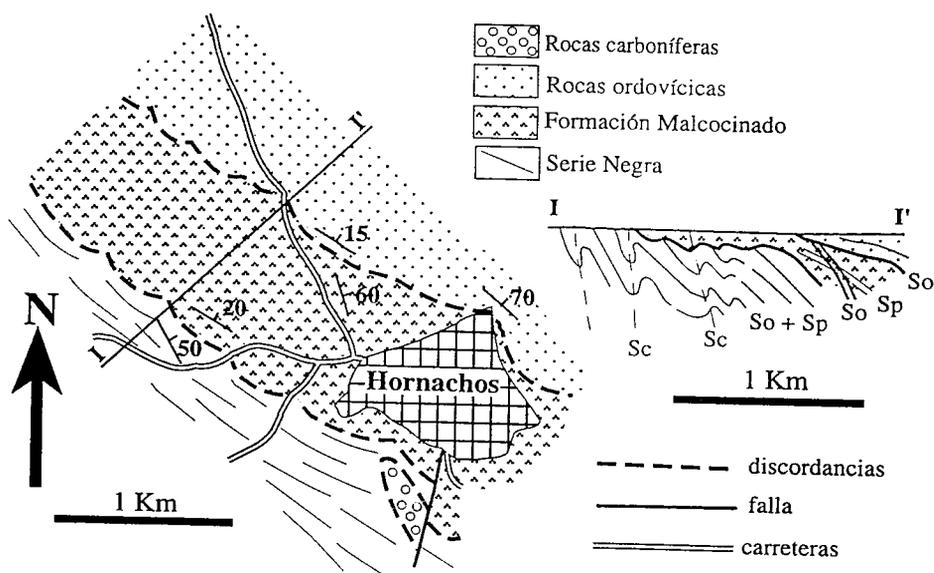


Fig. II.2: Esquema cartográfico detallado y corte geológico en el que se observan las relaciones de discordancia entre la Serie Negra, la Formación Malcocinado y las rocas ordovícicas en los alrededores de Hornachos.

La edad de la Formación Malcocinado no se conoce con precisión, ya que los datos paleontológicos de que se dispone son escasos y de poco valor bioestratigráfico. No obstante, su edad es con seguridad infracámbrica al situarse por debajo del Cámbrico inferior. Liñán y Schmitt (1980) describieron cianobacterias y estromatolitos en intercalaciones carbonáticas dentro de esta formación, que les permitieron proponer una edad Rifeense para la misma. Quesada et al. (1990) indican que la presencia de microfósiles de pared orgánica y de otras cianobacterias, documentada por Liñán y Palacios (1983) y Liñán et al. (1984), es característica del Vendense medio-superior. Esta última edad está de acuerdo con una datación radiométrica del Granitoide de Ahillones (Fig. II.5) (un cuerpo intrusivo perteneciente a la Formación Malcocinado) mediante el método U-Pb sobre zircones, que arrojó una edad de 585 ± 5 Ma (Schäfer, 1990), Vendense de acuerdo con la escala cronoestratigráfica de Haq y Van Eysinga (1987). No obstante, una reciente datación del Granitoide del Mosquil (Fig. II.5) (otro cuerpo intrusivo perteneciente a la Formación Malcocinado) mediante el mismo método, ha dado una edad de $543.7 + 5.7 / - 4.7$ Ma (Ochsner, 1993), que sería Cámbrico inferior-medio según Haq y Van Eysinga (1987), pero que también podría ser Vendense de acuerdo con algunos autores, que sitúan el límite Cámbrico-Precámbrico en 520-540 Ma (véase por ejemplo, Odin, 1986; Odin y Odin, 1990).

Rocas del Cámbrico: Estas rocas afloran extensamente al SE del área estudiada (cf., Hoja N° 902 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Adamuz). Inmediatamente al norte del sector estudiado, en las cercanías de Oliva de Mérida, también aparecen dos pequeñas bandas cartográficas constituidas por rocas de este sistema (Apalategui et al., 1988b). En este último sector, las rocas cámbricas son arcosas y pizarras con intercalaciones arenosas, atribuidas por Apalategui et al. (1988b) al Cámbrico inferior. Estos mismos autores atribuyeron las arcosas a la Formación Torreárboles, que aflora ampliamente en la Zona de Ossa-Morena. Esta formación se describirá en el apartado II.3 dedicado a la estratigrafía del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. Las pizarras con intercalaciones arenosas aparecen por encima de las arcosas y en contacto gradual con ellas, mientras que la sucesión ordovícica está discordante encima (Apalategui et al., 1988b).

En el área estudiada, se ha diferenciado una banda de rocas cámbricas de algunos centenares de metros de espesor (Fig. II.1) y varios kilómetros de longitud, situada inmediatamente al SO de la cuenca carbonífera del Matachel (véase el mapa geológico).

Esta banda está constituida por pizarras y filitas con intercalaciones arenosas, atribuibles a la Formación Villares, que aflora extensamente en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. La posición estratigráfica de la Formación Villares (denominada "Formación Azuaga" en los trabajos previos) ha sido objeto de polémica. Como se describirá en el apartado II.3.2.a, esta formación se sitúa estratigráficamente encima de las rocas del Cámbrico inferior, por lo que su edad más probable es Cámbrico inferior-medio.

La distribución tan irregular de las rocas cámbricas en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica se debe probablemente a la discordancia basal del Ordovícico, que se describirá a continuación.

II.1.3: Ordovícico y Devónico

No se han reconocido hasta el momento rocas de edad silúrica. Por tanto, parece existir una laguna estratigráfica entre las rocas del Ordovícico y las del Devónico. Esta laguna estratigráfica no se manifiesta en forma de discordancia sensu estricto, por lo que debe corresponder a una disconformidad o paraconformidad.

Rocas del Ordovícico: En la región de Hornachos-Puebla de la Reina-Campillo de Llerena, se observa que, discordante sobre la sucesión infraordovícica, aparece un conjunto de rocas atribuidas al Ordovícico inferior. El mismo tipo de relación (discordante) aunque con características estructurales diferentes (cf. capítulo IV) puede observarse también hacia el interior de la Zona Centroibérica, por ejemplo, en el Anticlinal de Peraleda del Zaucejo. El conjunto ordovícico está constituido por materiales pizarroso-cuarcíticos, entre los que destacan a veces potentes bancos de cuarcitas blancas que se han correlacionado con la Cuarcita Armoricana típica de la Zona Centroibérica. Este conjunto es muy diferente del Ordovícico de la Zona de Ossa-Morena, en la que rocas de esta edad afloran únicamente al SO del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, y son pizarras y areniscas con algunas intercalaciones de calizas (Robardet, 1976; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990).

Los mejores afloramientos de estas rocas se encuentran en la Sierra de Hornachos y al N de la misma (véase el mapa geológico). Chacón (1979) describió estas rocas y las denominó Formación de Hornachos. Otras descripciones más recientes y completas son las de Herranz (1985) y Apalategui et al. (1988a y b). Hacia el NO, tras el recubrimiento

terciario de Badajoz, estas rocas reaparecen en la región de Portalegre, donde fueron descritas por Gonçalves (1971). Hacia el SE, se prolongan hasta el sector de Maguilla (véase el mapa geológico) (Sánchez Cela y Gabaldón, 1977a).

Las rocas ordovícicas reposan discordantes sobre las precámbricas. Esta discordancia puede observarse a la salida de Hornachos en la carretera hacia Palomas. En este punto la base del Ordovícico con un buzamiento de 15-20° hacia el N-NE reposa discordante sobre rocas de la Formación Malcocinado. En estas últimas la estratificación buza 60-70° hacia el E-NE (Fig. II.2). Hacia el NO, las rocas ordovícicas se apoyan directamente sobre las de la Serie Negra. Este contacto meridional entre las rocas ordovícicas de la Sierra de Hornachos y las rocas precámbricas situadas al SO, ha sido considerado por diversos autores como una importante falla subvertical de salto en dirección, que se denominó Falla de Hornachos (Chacón et al., 1983, Apalategui et al., 1990; Abalos y Eguiluz, 1991). Sin embargo, este contacto no muestra ninguna característica que permita su interpretación como una falla (desarrollo de brechificación, presencia de estrías y planos de falla, etc.).

En la Sierra de Hornachos, el Ordovícico está compuesto por cuarcitas, grauvacas, arcosas y pizarras. Comienza la sucesión con una barra de ortocuarcitas blancas de unos 15-20 metros de potencia. Encima de ella aparece una secuencia compuesta por grauvacas, arcosas y pizarras de tonos pardos, en la que se intercalan varios niveles decamétricos de ortocuarcitas blancas. En algunos puntos, la barra basal de cuarcitas falta. Un buen corte de la sucesión ordovícica de este sector puede observarse en la carretera de Hornachos a Palomas. La potencia de las rocas ordovícicas, deducida de la cartografía y los cortes geológicos, es de 400-600 metros (Fig. II.1). Herranz (1985) atribuyó una potencia de 500 metros a la sucesión ordovícica de Hornachos. Las rocas más pelíticas están constituidas por cuarzo, mica blanca, clorita y biotita. Las cuarcitas están compuestas por cuarzo y cantidades menores de mica blanca. Al N de la Sierra de Hornachos, un buen corte de esta sucesión puede hacerse por la carretera de Puebla de la Reina a Retamal (véase el mapa geológico). Hacia la base de la sucesión ordovícica se suele encontrar un paquete de conglomerados de pocas decenas de metros de potencia, que aflora bien en torno al Río Palomillas, entre Palomas y Puebla de la Reina. Los cantos de estos conglomerados son mayoritariamente cuarcíticos y su tamaño puede llegar a los 10 centímetros. El resto de la sucesión está constituido por grauvacas, arcosas, cuarcitas blancas y pizarras, con algunas intercalaciones métricas de conglomerados. La fábrica de todas estas rocas es plano-linear o, más raramente, planar.

La edad de estas rocas no se conoce con precisión y su atribución al Ordovícico inferior se basa en correlaciones con otras regiones en las que sucesiones litológicamente parecidas, han sido datadas paleontológicamente. Durante este trabajo los únicos restos fósiles encontrados en estas rocas han sido *skolithos*, muy abundantes por ejemplo en alternancias de pizarras y cuarcitas que afloran en la carretera de Puebla de la Reina a Palomas en las inmediaciones de la Ermita de San Isidro. Herranz (1985) cita la presencia en las rocas ordovícicas de la Sierra de Hornachos de *skolithos*, *Cruziana cf. goldfussi* (ROUAULT) y *Bergaueria sp.*; este autor atribuye estas rocas al Ordovícico inferior sin más precisiones y las correlaciona con la Cuarcita Armoricana. Apalategui et al. (1988a) citan la existencia de pistas bilobadas, que asimilan a *Cruziana*, en cuarcitas blancas situadas al SE de la Sierra de Hornachos.

Rocas del Devónico: La sucesión devónica reposa aparentemente concordante sobre la ordovícica, como demuestran la cartografía y los cortes geológicos (véase el mapa geológico). Sin embargo, Apalategui et al. (1988a y b) consideraron este contacto como una discordancia, aunque no lo justificaron geoméricamente. Es de suponer que estos autores quieren poner de manifiesto la existencia de una laguna estratigráfica, ya que hasta ahora no se han datado rocas silúricas en este sector. Por ello, el contacto entre rocas ordovícicas y devónicas se ha representado como discordante en el mapa geológico. Apalategui et al. (1988a y b) diferenciaron varias bandas de dirección NW-SE en las que afloran predominantemente rocas devónicas. Según estos autores, cada una de estas bandas constituyen unidades distintas separadas entre si por accidentes tectónicos. Como se verá en el capítulo dedicado a la estructura, la mayor parte de estos accidentes o no existen o tienen poca importancia. Además, la sucesiones devónicas son muy parecidas en cada una de estas supuestas unidades. Por todo ello, esta subdivisión en unidades resulta injustificada y artificiosa.

Las rocas devónicas afloran al NE de la Sierra de Hornachos en dos bandas de dirección NO-SE (véase el mapa geológico). Se reconocen pizarras, filitas, areniscas, cuarcitas y ocasionalmente calizas. La potencia de este tramo es de 500-800 metros (Fig. II.1). Las pizarras y filitas constituyen la litología dominante, y son de colores grises, violáceos o rojizos. Las areniscas aparecen como intercalaciones decimétricas a decamétricas; son ferruginosas y tienen colores rojizos oscuros y aspecto acaramelado. Las cuarcitas constituyen intercalaciones aisladas de potencia métrica a decamétrica y son de tonos blanquecinos. Las calizas son escasas y aparecen como niveles lentejonares de

escasa potencia (1-15 metros). Apalategui et al. (1988a) han descrito una intercalación de unos 200 metros de potencia constituida por esquistos oscuros con cloritoide que aflora al NE de la Sierra de Hornachos dentro de la banda más meridional de rocas devónicas. Las rocas pelíticas están compuestas por cuarzo, mica blanca, biotita y clorita; como minerales accesorios se reconocen zircón, turmalina, titanita y opacos. En cuanto a los niveles cuarcíticos, están compuestos casi exclusivamente por cuarzo, acompañado por pequeñas cantidades de mica blanca. Estas rocas tienen una fábrica planar o plano-linear, según el sector considerado (cf. capítulo IV).

La atribución de esta sucesión al Devónico inferior está avalada por una serie de hallazgos paleontológicos. Así, Sánchez Cela y Gabaldón (1977b) han citado la presencia de braquiópodos bien conservados en calizas intercaladas en esta sucesión; estos fósiles les permiten atribuir esta sucesión al Emsiense-Eifeliense. Por su parte, Apalategui et al. (1988a y b) han citado la presencia de fósiles en varios de los niveles calizos intercalados en la sucesión devónica. Según estos autores, en algunos de los afloramientos aparecen braquiópodos, crinoides, briozoos, corales y tabulados ramificados, que permiten atribuir una edad de Devónico inferior a estas rocas.

II.1.4: Carbonífero inferior

Las rocas de esta edad descansan discordantemente sobre la Formación Malcocinado y la Serie Negra (véase el mapa geológico). Hacia el SE, cerca de Campillo de Llerena, las rocas carboníferas llegan a reposar, siempre discordantemente, sobre las del Devónico inferior. Estas rocas postdatan la fase principal de deformación y metamorfismo, como se discutirá en el capítulo dedicado a la estructura.

Las rocas del Carbonífero inferior afloran a lo largo de una banda de dirección NO-SE, situada en la parte más sudoccidental del Borde Meridional de la Zona Centroibérica (véase el mapa geológico). Esta banda se conoce regionalmente con el nombre de Cuenca del Matachel (Apalategui et al., 1988a). Las rocas que se encuentran son pizarras y grauvacas, con intercalaciones de volcanitas ácidas y básicas, y de conglomerados. La potencia de este tramo es de algunos cientos de metros (Fig. II.1). Las pizarras presentan una fábrica planar de tipo "slaty cleavage"; son de tonos oscuros y están compuestas por cuarzo, mica blanca, clorita y opacos. Las volcanitas ácidas son fundamentalmente riolitas de colores claros compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, mica blanca y clorita. Las volcanitas básicas son rocas de colores

verdosos oscuros con texturas doleríticas o porfídicas. Su composición mineral es plagioclasa, clorita, epidota, anfíbol verde y opacos. Los conglomerados constituyen niveles métricos a decamétricos que se intercalan sobre todo en la parte basal de la secuencia; los cantos son de tamaño centimétrico y composición variada (cuarcitas blancas, pizarras, volcanitas, cuarcitas negras).

Estas rocas fueron atribuidas por Chacón (1979) al Carbonífero medio. Sin embargo, Sánchez Cela y Gabaldón (1977a) encontraron microfauna y restos de crinoides y briozoos, que les permitieron datar estas rocas como pertenecientes al Carbonífero inferior.

II.2: UNIDAD CENTRAL

II.2.1: Introducción

Las rocas de esta unidad afloran a lo largo de una banda de entre 4 y 8 kilómetros de anchura y dirección NO-SE que se extiende a todo lo largo de la región estudiada (véase el mapa geológico). Hacia el NO, esta banda se prolonga hasta el Alto Alentejo en Portugal, en donde es cortada por la Falla de Tomar. Hacia el SE se prolonga hasta Cerro Muriano en las proximidades de Córdoba, en donde estas rocas están recubiertas por depósitos del Carbonífero. La longitud total del afloramiento de la Unidad Central es de unos 300 kilómetros.

En los trabajos previos, las rocas de esta unidad habían sido denominadas y agrupadas de diferentes maneras. Ninguna de las denominaciones anteriores comprende exactamente la totalidad de las rocas que en este trabajo he incluido dentro de la Unidad Central, por lo que no he creído conveniente mantener ninguna de ellas. Así por ejemplo, denominaciones como "Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba" o "Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano", tan utilizadas en los trabajos previos sobre esta región, comprenden los materiales de la Unidad Central más parte de los del Borde Meridional de la Zona Centroibérica (concretamente aquellos que afloran al SO de la Sierra de Hornachos). El primer estudio de carácter regional en el que se describió parte de las rocas de esta unidad es el de Delgado Quesada (1971). Este autor utilizó el término Formación Blastomilonítica para describir las rocas gneísico-anfibólicas de esta unidad; separó a su vez dos tramos, al inferior lo denominó tramo de paragneises de Arroyo Argallón y al superior tramo de Las Mesas (Tabla II.1). Bladier (1974) y Laurent (1974) distinguieron un conjunto inferior al que denominaron Gneises Ocelares de Azuaga y un conjunto superior al que denominaron Serie Leptino-Anfibolítica. Estos autores correlacionaron el conjunto gneísico inferior con la Formación Olló de Sapo típica de la parte septentrional de la Zona Centroibérica. Chacón (1979) denominó Formación Atalaya a las rocas metasedimentarias que afloran en la parte NE de esta unidad y Grupo de Azuaga a las rocas gneísico-anfibólicas de la parte SO; dentro de este último diferenció la Formación de las Grullas y la Formación de Valencia de las Torres (Tabla II.1). Este autor individualizó además varios cuerpos ortogneísicos intrusivos, como por ejemplo el Ortogneis de Ribera del Fresno. Burg et al. (1981) diferenciaron tres grupos litológicos

Tabla II.1

Equivalencias entre los diferentes nombres asignados por distintos autores a los diferentes tramos de la Unidad Central									
Este estudio	Delgado Quesada (1971)	Bladier (1974) Laurent (1974)	Chacón (1979)	Burg et al. (1981)	Arriola et al. (1983)	Apalategui et al. (1983)	Apalategui et al. (1985a)	Quesada et al. (1990)	Abalos (1990)
	Metasedimentos		Formación Atalaya	Grupo Pelítico-Volcánico	Sucesión de Esquistos Moscovíticos	Grupo Atalaya	Grupo de Sierra Albarrana	Formación Blastomilonítica	Unidad Para-Autóctona
	Formación Blastomilonítica		Tramo de las Mesas	Serie Leptino-Anfibolítica	Grupo de Azuaga	Formación Valencia de las Torres	Grupo Leptino-Anfibolítico		Sucesión de Gneises y Anfibolitas
	Gneises		Formación las Grullas	Ortogneises Graníticos	Sucesión de Gneises y Anfibolitas	Grupo Atalaya	Grupo Córdoba Fuenteovejuna	Formación Blastomilonítica	Unidad Alóctona
	Formación Blastomilonítica		Tramo de Paragneises Ayo. Argallón	Gneises Ocelares de Azuaga	Grupo de Azuaga	Formación las Grullas	Ortogneises Graníticos		Sucesión de Gneises y Anfibolitas
Posiciones estratigráficas o estructurales asignadas									
	Metasedimentos		Formación Atalaya	Grupo Pelítico-Volcánico	Sucesión de Esquistos Moscovíticos	Grupo Higuera de Llerena Hinojosa del Valle	Grupo Córdoba Fuenteovejuna	Formación Blastomilonítica	Complejo Leptino-Anfibolítico
	Formación Blastomilonítica		Tramo de las Mesas	Serie Leptino-Anfibolítica	Grupo de Azuaga	Formación Valencia de las Torres	Grupo Leptino-Anfibolítico		Sucesión de Gneises y Anfibolitas
	Gneises		Formación las Grullas	Ortogneises Graníticos	Sucesión de Gneises y Anfibolitas	Grupo Atalaya	Grupo de Sierra Albarrana	Formación Blastomilonítica	Lámina Eclogítica
	Formación Blastomilonítica		Tramo de Paragneises Ayo. Argallón	Gneises Ocelares de Azuaga	Grupo de Azuaga	Formación las Grullas	Ortogneises Graníticos		Sucesión de Gneises y Anfibolitas
									Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos
									Gneises Milonita de Higuera de Llerena
									Unidad Para-Autóctona

dentro de lo que denominaron Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba: el grupo pelítico-volcánico, el grupo leptino-anfibolítico, y los ortogneises graníticos. Arriola et al. (1983) diferenciaron dos conjuntos dentro de lo que hemos denominado Unidad Central: la sucesión de gneises y anfibolitas (conjunto inferior), y la sucesión de esquistos moscovíticos (conjunto superior). Apalategui et al. (1983b) diferenciaron dos grupos de materiales dentro de lo que denominaron Dominio de Valencia de las Torres, el Grupo de Higuera de Llerena-Hinojosa del Valle, y el Grupo Atalaya (equivalente a la Formación Atalaya de Chacón, 1979). Apalategui et al. (1985c) incluyeron las rocas gneísico-anfibólicas de la Unidad Central dentro de un conjunto al que llamaron Grupo de Córdoba-Fuente Obejuna y dentro del cual representarían la parte basal (Gneises de Azuaga); las rocas pelíticas (Formación Atalaya de Chacón, 1979) fueron encuadradas dentro del Grupo de Sierra Albarrana y correlacionadas con las rocas del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena que afloran inmediatamente al SO de la Falla de Azuaga. Estos autores propusieron relaciones cabalgantes entre estos dos grupos de materiales, siendo el Grupo de Sierra Albarrana el autóctono relativo y el Grupo de Córdoba-Fuente Obejuna el alóctono (Tabla II.1). Quesada et al. (1990), siguiendo a Delgado Quesada (1971), denominaron a las rocas de esta unidad Formación Blastomilonítica. Abalos (1990) estudió también las rocas de esta unidad, y diferenció dos unidades tectónicamente superpuestas y con historias metamórficas supuestamente distintas a las que denominó Unidad Para-autóctona y Unidad Alóctona. Dentro de esta última diferenció a su vez cinco láminas con historias metamórficas supuestamente distintas; estas láminas son, de muro a techo: los gneises milonita de Higuera de Llerena, la lámina blastomilonítica de gneises migmáticos, la lámina eclogítica, el complejo leptino-anfibolítico, y la Serie Negra. En la Tabla II.1 se ha resumido toda la nomenclatura utilizada por los distintos autores para referirse a la Unidad Central, así como las equivalencias y la posición estratigráfica asignada.

II.2.2: Descripción litológica

Las rocas que constituyen esta unidad son metasedimentos, diferentes tipos de ortogneises, y anfibolitas. Todas estas rocas están intensamente deformadas y metamorfizadas, como se discutirá en los próximos capítulos, lo que no permite establecer la sucesión estratigráfica con precisión. Los ortogneises aparecen mayoritariamente en la mitad inferior de la secuencia, y sus relaciones primarias con las

rocas metasedimentarias son difíciles de deducir debido a la fuerte intensidad de la deformación. No obstante, en algún caso se pueden poner de manifiesto relaciones intrusivas de los ortogneises en los metasedimentos. Así, en algún afloramiento se puede observar cómo el contacto entre ortogneises y metasedimentos es oblicuo al bandeo litológico de los metasedimentos. En otros casos se observan alternancias centimétricas de metasedimentos y ortogneises paralelas a la foliación principal, que corresponden probablemente a secuencias volcano-sedimentarias. La mayor parte de las anfibolitas son también probablemente ortoderivadas como se discutirá en el capítulo III; sus relaciones con los metasedimentos son difíciles de establecer, ya que afloran principalmente intercaladas entre los ortogneises. La fábrica de las rocas de esta unidad es plano-linear mayoritariamente, aunque en algunos ortogneises es linear.

La secuencia que se describe a continuación probablemente engloba alguna repetición tectónica, y no corresponde a relaciones temporales estrictas puesto que, como se acaba de describir, los ortogneises son en muchas ocasiones intrusivos en los metasedimentos. La polaridad que se da para la sucesión es estructural y tiene en cuenta el buzamiento general de la foliación principal con anterioridad a las fases tardías de plegamiento. Las partes inferiores de la sucesión afloran en la parte SO, y progresivamente hacia el NE aparecen las partes más altas de la misma (véase el mapa geológico y la Fig. II.3). La potencia original de la sucesión no se conoce, ya que está cortada a techo y muro por fallas; la potencia preservada es de 4-5 kilómetros. En la mitad inferior de la sucesión dominan los ortogneises y las anfibolitas, mientras que en la mitad superior son los metasedimentos las rocas mayoritarias (Fig. II.3). Es a esta parte superior, esencialmente de carácter metasedimentario, a la que diversos autores han denominado Formación Atalaya. No obstante, en ella también se observan algunas intercalaciones ortogneísicas. La secuencia que se ha deducido en este trabajo es bastante similar a algunas de las propuestas por autores anteriores. Así, el Grupo de Azuaga propuesto por Chacón (1979) corresponde aproximadamente a la mitad inferior de la secuencia (la parte más gneísico-anfibolítica), mientras que la Formación Atalaya del mismo autor corresponde a la parte superior con abundantes metasedimentos (Tabla II.1). La sucesión propuesta por Arriola et al. (1983) también es correcta, ya que lo que denominan sucesión de gneises y anfibolitas, corresponde a la parte inferior de la secuencia, y lo que denominan sucesión de esquistos moscovíticos corresponde a la parte superior de la misma. Otras divisiones aparentemente más precisas, como las de Burg et al. (1981), Apalategui et al. (1983b), Apalategui et al. (1985c) y Abalos (1990), no están

justificadas ni desde un punto de vista geométrico ni por la evolución tectonometamórfica de estas rocas.

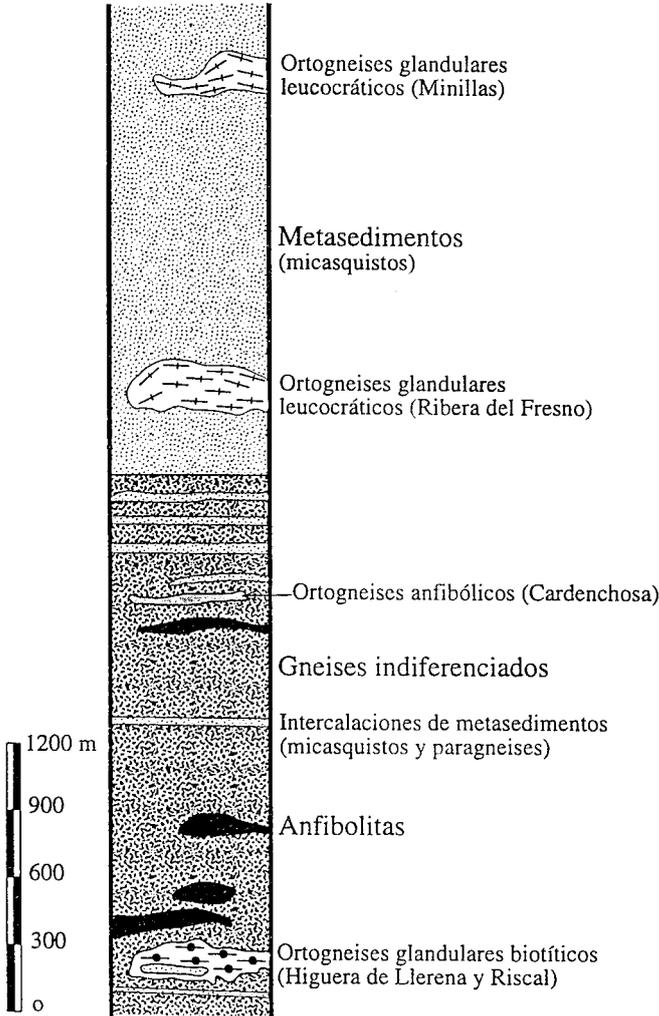


Fig. II.3: Sucesión litoestratigráfica de la Unidad Central. Véase discusión en el texto.

Metasedimentos: Las rocas metasedimentarias son paragneises migmatíticos y micasquistos con algunas intercalaciones cuarcíticas, en la mitad inferior de la sucesión, y micasquistos de tonos grises o pardos con algunas intercalaciones de metareniscas y de cuarcitas blanquecinas, en la mitad superior de la sucesión. Los paragneises se caracterizan por la alternancia de bandas milimétricas claras compuestas por cuarzo y

feldespatos, y bandas oscuras en las que se concentran los minerales micáceos. Están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, mica blanca, y a veces sillimanita, distena o granate. Como minerales accesorios se reconocen zircón, apatito y opacos. Los micasquistos están fuertemente foliados y en ellos no se reconoce el bandeado sedimentario; las cuarcitas forman bancos centimétricos a métricos y están también foliadas, no reconociéndose laminaciones de carácter sedimentario. Los contactos litológicos entre cuarcitas y micasquistos son siempre subparalelos a la foliación principal. En los micasquistos generalmente se reconocen a simple vista granate, que puede llegar a alcanzar 5 milímetros de tamaño, y mica blanca, que da en ocasiones un aspecto plateado a la roca. La composición mineral de los micasquistos es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, mica blanca, biotita, clorita, granate y, a veces, estauroilita. Como minerales accesorios aparecen apatito, zircón y opacos. En el capítulo dedicado al metamorfismo se hará una descripción detallada de las paragénesis de las rocas pelíticas.

La edad de los metasedimentos no se conoce al no disponerse de ningún dato paleontológico. La edad mínima de éstos puede establecerse como preordovícica a partir de la edad de los protolitos de los ortogneises intrusivos en ellos (cf. capítulo III).

Ortogneises: Se reconocen numerosos ortogneises que forman desde intercalaciones centimétricas entre metasedimentos hasta cuerpos intrusivos kilométricos. Tienen diferentes tipos de texturas, que se deben probablemente tanto a diferencias texturales primarias como a diferencias adquiridas durante la deformación. Hemos distinguido cuatro tipos de ortogneises: ortogneises glandulares biotíticos, ortogneises glandulares leucocráticos, ortogneises aplíticos, y ortogneises anfibólicos.

Ortogneises glandulares biotíticos: Son rocas formadas por fenocristales feldespáticos envueltos en una matriz oscura rica en biotita que define la foliación. Los fenocristales son generalmente subredondeados y su tamaño puede llegar a ser de 7-8 centímetros. Al microscopio se observa que los fenocristales suelen ser monocristales de feldespato potásico y/o de plagioclasa (a veces con texturas peritíticas y antiperitíticas, respectivamente), aunque en ocasiones se trata de agregados de cuarzo y feldespato potásico o plagioclasa. La matriz está compuesta por cuarzo, biotita, mica blanca, sillimanita y a veces granate. Como accesorios se reconocen zircón, apatito y opacos. Estos ortogneises afloran en la parte más sudoccidental de la unidad, siendo el afloramiento más amplio una banda de unos 200 metros de anchura que se extiende desde

Higuera de Llerena hasta el Arroyo Riscal en las proximidades de Valencia de las Torres (véase el mapa geológico). También aparecen ortogneises de este tipo a lo largo del curso del Arroyo Argallón al SE de Azuaga, en este caso formando alternancias métricas junto a otras rocas gneísicas.

Ortogneises glandulares leucocráticos: Son rocas de colores claros constituidas por fenocristales feldespáticos y una matriz escasa formada por minerales micáceos. Los fenocristales suelen ser de tamaño bastante homogéneo (en torno a 1 centímetro), hábito redondeado y color rosado. En observación microscópica, los fenocristales son monocristales de feldespato potásico con textura perítica, y la matriz está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita y mica blanca. Los minerales accesorios más comunes son zircón, apatito, titanita, rutilo, opacos y granate. Estas rocas, además de aflorar como intercalaciones decimétricas a métricas entre las demás, aparecen en dos cuerpos de 15-20 kilómetros cuadrados, fuertemente alargados en la dirección NO-SE (véase el mapa geológico). Estos dos cuerpos se conocen como el Ortogneis de Ribera del Fresno (Chacón, 1979; Chacón et al., 1980) y el Ortogneis de las Minillas (Delgado Quesada, 1971; Apalategui et al., 1985b).

Ortogneises aplíticos: Son rocas de colores claros y grano fino a medio. En muestra de mano tienen una composición cuarzofeldespática con escasa presencia de minerales micáceos. Su composición es: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, mica blanca, biotita y a veces clorita. Como accesorios se reconocen zircón y granate. Estas rocas aparecen frecuentemente como intercalaciones decimétricas a decamétricas. En las proximidades de Azuaga, Apalategui et al. (1985b) han cartografiado un nivel que llega a los 100 metros de potencia y tiene una longitud de unos 15 kilómetros.

Ortogneises anfibólicos: Son rocas cuarzofeldespáticas de grano medio a grueso y colores claros, en las que la foliación está definida principalmente por anfíbol de color verdoso. Existen facies glandulares en las que los feldespatos aparecen como fenocristales subredondeados centimétricos, y facies no glandulares en las que alternan bandas cuarzofeldespáticas y bandas anfibólicas. Están compuestos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, anfíbol de diferentes tipos (arfvedsonítico, barroisítico, riebeckítico, hornbléndico), epidota, y a veces piroxeno. Como minerales accesorios se reconocen apatito, zircón, rutilo, titanita y opacos. Algunos de estos ortogneises son

peralcalinos, lo que se pone de manifiesto mineralógicamente por la presencia de un anfíbol alcalino y, en ocasiones, de un piroxeno alcalino. Estos ortogneises forman numerosas intercalaciones centimétricas a métricas y algunos cuerpos de mayor entidad. En la prolongación hacia el NO de la Unidad Central aparecen dos cuerpos ortogneísicos de este tipo, que se conocen como Ortogneis de Aceuchal y Ortogneis de Almendralejo (Bladier, 1974; Chacón, 1979; Arriola et al., 1983; Apalategui et al., 1988c). Al SE de Hinojosa del Valle, las intercalaciones de ortogneises anfibólicos son muy abundantes; Chacón (1979) diferenció los ortogneises de este sector y los denominó Ortogneis de la Canchalosa. Al NE de la Cardenchosa de Azuaga, aflora un nivel de ortogneises anfibólicos de algunas decenas de metros de potencia y 1 kilómetro de longitud (Apalategui et al., 1985b) (véase el mapa geológico).

Anfibolitas: Son rocas de grano fino a medio y color verde oscuro, que aparecen fundamentalmente en la mitad inferior de la sucesión como intercalaciones centimétricas a decamétricas entre los ortogneises. Aunque generalmente están muy deformadas y sus contactos son paralelos a la foliación principal, sus características geoquímicas (véase el capítulo III) y la cartografía detallada de los cuerpos en los que aparecen (Apalategui et al., 1985b), demuestran su origen ígneo. Probablemente, estas rocas constituían diques o sills. Para su descripción he diferenciado anfibolitas granatíferas y anfibolitas sin granate.

Anfibolitas sin granate: Son las más abundantes, y en muestra de mano están formadas por anfíbol y plagioclasa que definen un bandeo tectónico. La composición de estas anfibolitas es cuarzo, plagioclasa, anfíbol verde, clorita y biotita. Los minerales accesorios que aparecen son titanita, apatito, zircón y opacos. Estas rocas forman numerosas intercalaciones centimétricas a decamétricas entre las rocas gneísicas.

Anfibolitas granatíferas: Se caracterizan por la presencia de granate de tamaño comprendido entre 1 y 5 milímetros, que tiene un color rosado en muestra de mano. Están compuestas por granate, anfíbol verde o verde-azulado, clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo, zoisita, rutilo, ilmenita y titanita. Como veremos en el capítulo dedicado al metamorfismo, estas anfibolitas provienen de la retrogradación de eclogitas. Afloran como intercalaciones decimétricas a decamétricas, muy relacionadas con las anfibolitas no granatíferas y con los ortogneises; en algunos casos se observa un nivel anfibólico en el

que la parte central es granatífera y los bordes no lo son. El afloramiento más importante de estas rocas se localiza en el Cerro de las Mesas al SE de Azuaga; se trata de varios niveles decamétricos, algunos de ellos granatíferos y otros no, que se prolongan en cartografía unos 10 kilómetros (Apalategui et al., 1985b) (véase el mapa geológico).

II.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA

II.3.1: Introducción

Esta región está segmentada por una serie de fallas frágiles tardivariscas (véase el mapa geológico), que permiten diferenciar dos unidades constituidas por sucesiones litoestratigráficas distintas y con diferentes evoluciones estructurales y metamórficas. Estas dos unidades serán denominadas Unidad de Sierra Albarrana y Unidad de Azuaga (Fig. II.4). En el capítulo IV describiré las fallas que separan entre sí las dos unidades.

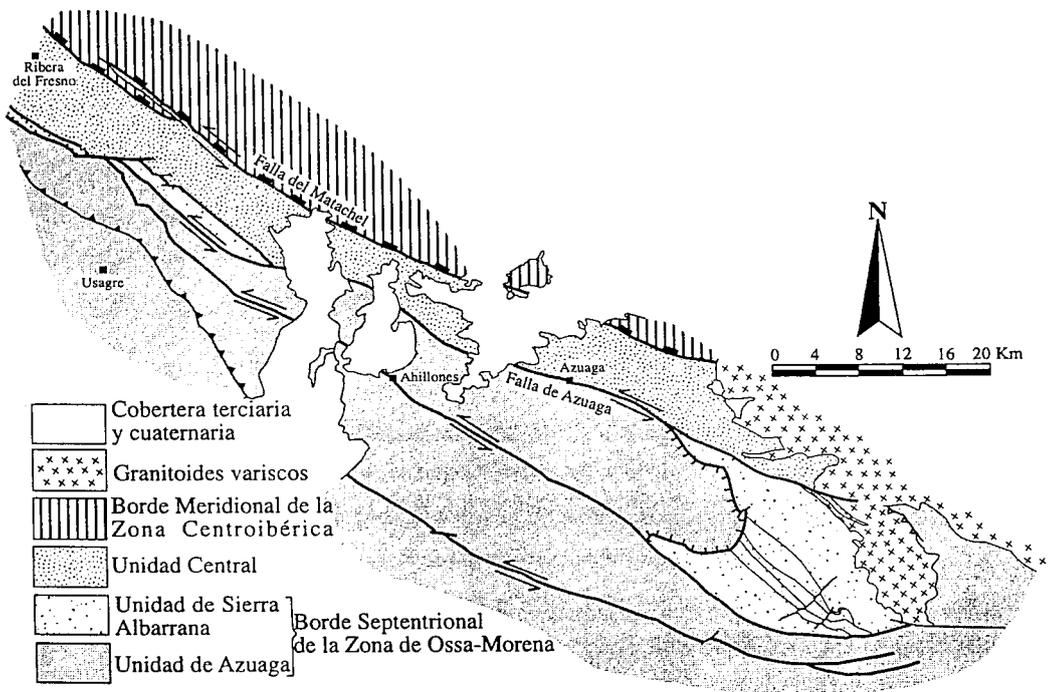


Fig. II.4: Mapa geológico simplificado en el que se han diferenciado las Unidades de Azuaga y Sierra Albarrana en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

Las rocas precámbricas del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena son similares a las del Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Sin embargo, en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, sobre las rocas precámbricas aparecen siempre formaciones de edad cámbrica, mientras que en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica es frecuente que las rocas del Ordovícico inferior se dispongan discordantemente sobre las rocas precámbricas.

Los trabajos previos que abordan la sucesión litoestratigráfica de esta región son numerosos. Delgado Quesada (1971) consideró las Cuarcitas de Sierra Albarrana como las rocas más antiguas de toda la parte septentrional de la Zona de Ossa-Morena; encima situó un tramo de gneises migmatíticos que aflora al NE y SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana y que englobó dentro de su Formación Blastomilonítica. Sobre las Cuarcitas de Sierra Albarrana y la Formación Blastomilonítica, según este autor, aparece primero un conjunto esquistoso que denominó Tramo de Micasquistos de la Albariza, y luego otro conjunto también metapelítico que denominó Formación Azuaga (Tablas II.2 y II.3). Todas estas rocas fueron consideradas de edad precámbrica por Delgado Quesada (1971), y situadas por debajo de la Formación Malcocinado, de edad probablemente Vendense como se ha discutido en el apartado II.1.2. La sucesión propuesta por este autor fue admitida en varios trabajos posteriores, si bien se modificaron algunas de las denominaciones empleadas. Laurent (1974) denominó a todas las rocas anteriores Esquistos de Azuaga y las atribuyó también al Precámbrico, considerándolas una facies particular de la Serie Negra. Garrote et al. (1980) propusieron la misma sucesión estratigráfica que Delgado Quesada (1971), aunque al tramo de gneises migmatíticos (Formación Blastomilonítica) lo denominaron Gneises del Cabril al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y Gneises, Anfibolitas y Gneises Anfibólicos de Peña Grajera al SO de las mismas, mientras que al Tramo de Micasquistos de la Albariza de Delgado Quesada (1971) lo denominaron Esquistos Montesina al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y Esquistos y Metabasitas del Bembézar al SO de las mismas (Tabla II.3). Estos autores propusieron también una edad precámbrica para todas estas rocas. González del Tanago y Peinado (1990) propusieron también una secuencia estratigráfica cuyo muro estaría representado por las Cuarcitas de Sierra Albarrana. El conjunto formado por estas cuarcitas y por los gneises migmatíticos fue denominado por estos autores Unidad de los Gneises de la Albarrana, mientras que el conjunto esquistoso fue denominado Unidad de los Esquistos, Micasquistos y Pizarras de la Albariza-Bembézar. Apalategui et al. (1985c) propusieron una sucesión estratigráfica radicalmente contraria a las anteriores, es decir,

Tabla II.2

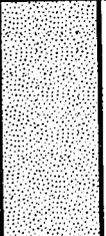
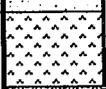
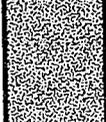
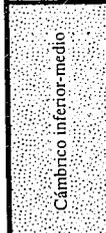
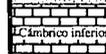
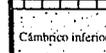
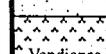
Equivalencias entre los diferentes nombres asignados por distintos autores a los diferentes tramos de la Unidad de Azuaga.					
Este estudio	Delgado Quesada (1971)	Laurent (1974)	Apalategui et al. (1985c)	Quesada et al. (1990)	
 Formación Villares	Formación Azuaga	Esquistos de Azuaga	Formación Azuaga	Complejo Flyschoide	
 Fm. Pedroche	Cámbrico	Cámbrico	Formaciones Carbonatadas	NO ESTUDIADAS	
 Fm. Torreárboles	Tramo de Malcocinado	Conglomerados de Sotillo	Formación Torreárboles		
 Fm. Malcocinado	Formación Sotillo		Formación Malcocinado		Complejo Volcano-Sedimentario
 Serie Negra		Serie Negra	Sucesión Tentudía Sucesión Montemolín	Serie Negra	
Posiciones estratigráficas y edades asignadas					
 Cámbrico inferior-medio	Formación Villares	Cámbrico	Cámbrico	 Formación Azuaga (Cámbrico)	
		Tramo de Malcocinado	Conglomerados de Sotillo		
		Formación Sotillo			
	 Fm. Pedroche	Formación Azuaga (Precámbrico)	Esquistos de Azuaga y Serie Negra (Precámbrico)	Formaciones Carbonatadas	 Complejo Flyschoide (Vendiense)
	 Fm. Torreárboles			Formación Torreárboles	
	 Fm. Malcocinado			Formación Malcocinado	Complejo Volcano-Sedimentario
 Vendiense			Sucesión Tentudía (Precámbrico)	Serie Negra (Rifeense)	
 Precámbrico	Serie Negra		Sucesión Montemolín		

Tabla II.3

Equivalencias entre los diferentes nombres asignados por distintos autores a los diferentes tramos de la Unidad de Sierra Albarrana.						
Este estudio	Delgado Quesada (1971)	Laurent (1974)	Garrote et al. (1980)	Apalategui et al. (1985c)	G. del Tanago y Peinado (1990)	Quesada et al. (1990)
<p>Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas</p> <p>Cuarcitas de Sierra Albarrana</p> <p>Micasquistos de la Albariza, Gneises Migmatíticos y Antibolitas</p>	Tramo de Micasquistos de la Albariza	Esquistos de Azuaga	Esquistos Montesina	Micasquistos de la Albariza	Unidad de los Esquistos, Micasquistos y Pizarras de la Albariza-Bembézar	Formación Albariza
	Formación Blastomilonítica		Gneises de El Cabril	Cuarcitas de Sierra Albarrana	Unidad de los Gneises de la Albariza	
	Cuarcitas de Sierra Albarrana		Esquistos y Metabasitas del Bembézar	Formación Peña Grajera	Unidad de los Esquistos Micasquistos y Pizarras de la Albariza-Bembézar	Micasquistos del Hoyo
	Formación Blastomilonítica					
	Tramo de Micasquistos de la Albariza					
Posiciones estratigráficas y edades asignadas						
<p>Paleozoico inf.</p> <p>Cuarcitas de Sierra Albarrana</p> <p>Paleozoico inf.</p> <p>Paleozoico inf.</p>	Tramo de Micasquistos de la Albariza (Precámbrico)	Esquistos de Azuaga = Serie Negra (Precámbrico)	Esquistos y Metabasitas del Bembézar = Esquistos de la Montesina (Precámbrico)	Cuarcitas de Sierra Albarrana (Ordovícico)	Unidad de los Esquistos, Micasquistos y Pizarras de la Albariza-Bembézar	Formación Albariza
	Formación Blastomilonítica (Precámbrico)		Formación Peña Grajera = Gn. de El Cabril (Precámbrico)	Micasquistos de la Albariza (Cámbrico)	Micasquistos del Hoyo	
	Cuarcitas de Sierra Albarrana (Precámbrico)		Cuarcitas de Sierra Albarrana (Precámbrico)	Unidad de los Gneises de la Albariza	Micasquistos de la Albariza	

con la Formación Azuaga en el muro, encima los Micasquistos de la Albariza, y en el techo las Cuarcitas de Sierra Albarrana. Estos autores correlacionaron la Formación Azuaga con la Formación Villares de edad Cámbrico inferior-medio, y las Cuarcitas de Sierra Albarrana con la Cuarcita Armoricana de edad Ordovícico inferior (Tablas II.2 y II.3). Quesada et al. (1990) atribuyeron una edad precámbrica a todas las rocas del sector de Sierra Albarrana y las denominaron Grupo de Sierra Albarrana. La secuencia estratigráfica que propusieron estos autores es, de muro a techo: micasquistos basales (Micasquistos del Hoyo), secuencia intermedia de cuarcitas feldespáticas (Formación Albarrana), y secuencia compleja superior de micasquistos ricos en alúmina (Formación Albariza, Formación Atalaya). Según estos autores, todas estas rocas están situadas a muro de la Formación Azuaga y separadas de la misma por una importante discordancia, que es la expresión de un evento orogénico finiprecámbrico; la Formación Azuaga la correlacionaron con la Formación Malcocinado, y ambas representarían en su opinión los depósitos sinorogénicos de una orogenia finiprecámbrica. En las Tablas II.2 y II.3 se indican las distintas formaciones diferenciadas por los distintos autores en las Unidades de Azuaga y Sierra Albarrana, así como la posición estratigráfica asignada y las equivalencias entre ellas.

II.3.2: Infracarbonífero

Ninguna de las sucesiones litoestratigráficas propuestas anteriormente estaba basada en datos bioestratigráficos y relaciones estratigráficas y estructurales entre las diferentes formaciones. A continuación se describe la sucesión litoestratigráfica de las dos unidades diferenciadas. Estas sucesiones se han deducido a partir de algunos hallazgos paleontológicos, y de datos de polaridad estratigráfica y relaciones estructurales. Estas sucesiones difieren notablemente (excepto para el Precámbrico y el Cámbrico inferior) de todas las propuestas anteriormente (Tablas II.2 y II.3). Para cada formación se discutirá brevemente la edad y posición estratigráfica atribuida en los trabajos previos.

II.3.2.a: Unidad de Azuaga

La Serie Negra y La Formación Malcocinado: Como ya se ha dicho anteriormente, las rocas precámbricas son las mismas que en el Borde Meridional de la

Zona Centroibérica, por lo que no se describirán nuevamente. Las rocas de la Serie Negra en esta unidad afloran en dos bandas discontinuas de dirección NO-SE situadas en la parte NO de la región estudiada (véase el mapa geológico). La Formación Malcocinado aflora principalmente a lo largo de una banda también de dirección NO-SE, cuya anchura varía de 2 a 10 kilómetros y que se extiende a todo lo largo de la franja meridional de la región estudiada (véase el mapa geológico). Existe otra banda de 1 a 2 kilómetros de anchura en la parte NO de la región estudiada.

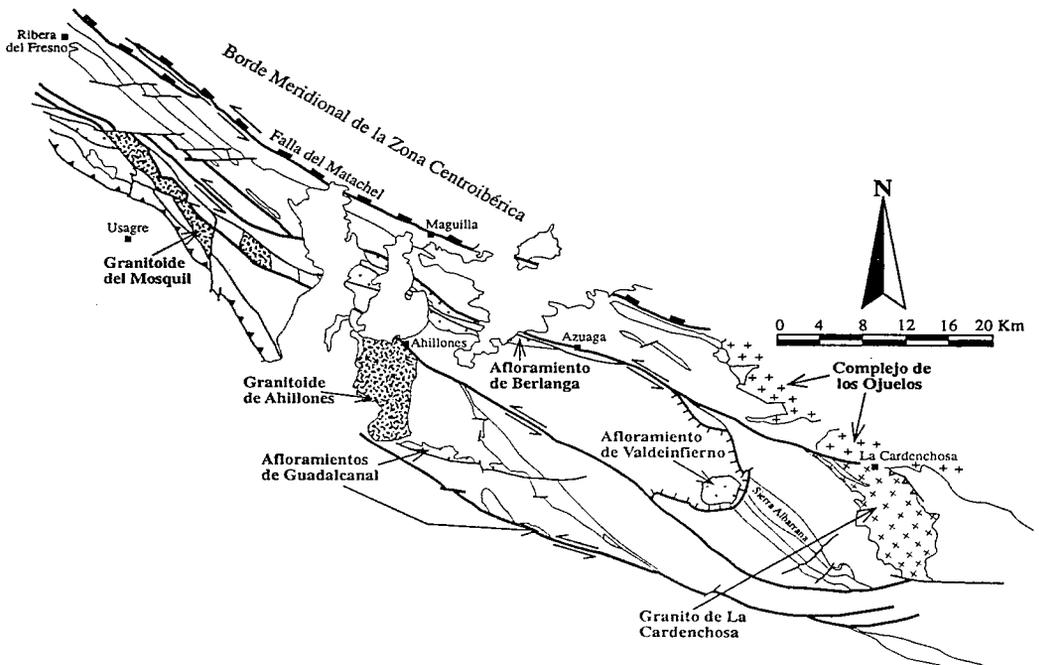


Fig. II.5: Mapa geológico simplificado en el que se muestra la situación de algunos de los cuerpos graníticos variscos y finiprecámbricos y de los afloramientos de sedimentos carboníferos del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

El Granitoide de Ahillones (Fig. II.5) ha sido interpretado como un cuerpo plutónico perteneciente a la Formación Malcocinado de acuerdo con sus relaciones estructurales con rocas volcano-sedimentarias de la misma (Apalategui et al., 1983a). La facies dominante es una granodiorita de grano medio y color verdoso o rosado, que está compuesta por cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita; estos minerales definen una foliación grosera. Bladier (1974) y Laurent (1974) propusieron la misma posición estratigráfica para este granitoide. El Granitoide del Mosquil (Fig. II.5) también ha sido interpretado por todos los autores como un cuerpo ígneo perteneciente a la Formación Malcocinado. La facies

dominante es una cuarzodiorita o granodiorita de grano medio, compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol hornbléndico y piroxeno.

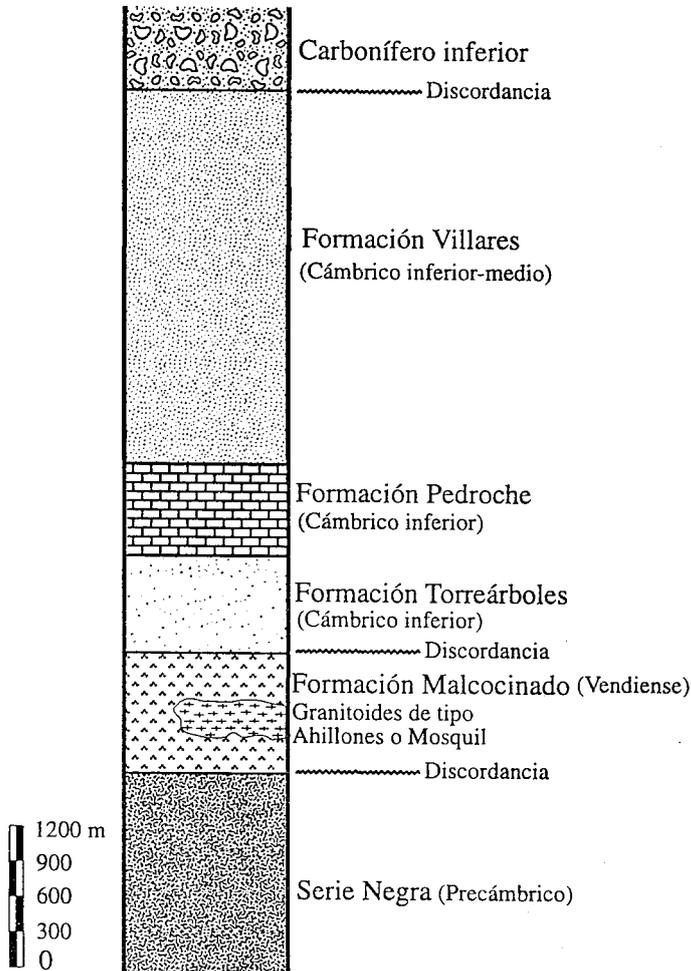


Fig. II.6: Sucesión litoestratigráfica de la Unidad de Azuaga..

La Formación Torreárboles: Sobre las rocas de la Formación Malcocinado se encuentra discordante un conjunto detrítico que se conoce regionalmente con el nombre de Formación Torreárboles (Liñán, 1978), aunque ha recibido también otras denominaciones, como la de Formación Usagre (Chacón, 1979).

Esta formación aflora en las proximidades de Usagre (véase el mapa geológico) y al N de Córdoba. En este último sector esta formación tiene un espesor máximo de 350

metros y está constituida por metareniscas y conglomerados a la base, y alternancias de metareniscas y pizarras rojas en la parte superior (Liñán y Quesada, 1990). En el sector de Usagre, esta formación está constituida por metaarcosas y metagrauvacas de color blanquecino con intercalaciones de conglomerados hacia la base y de pizarras, conglomerados y cuarcitas hacia techo (Chacón, 1979). Su potencia máxima puede estimarse en torno a los 1000 metros (Fig. II.6). Los cantos detríticos son en muchas ocasiones de origen ígneo, presumiblemente procedentes de la Formación Malcocinado infrayacente. Ello parece probar la existencia de un periodo erosivo entre el depósito de la Formación Malcocinado y el de la Formación Torreárboles. La fábrica de las rocas de la Formación Torreárboles es planar y generalmente se puede reconocer la estratificación.

La edad de esta formación está bien establecida, tanto por su posición estratigráfica como por su contenido paleontológico. En ella se ha encontrado abundante icnofauna (Fedonkin et al., 1983; Liñán, 1984). De acuerdo con las asociaciones de icnofósiles y con su posición estratigráfica infrayacente a la Formación Pedroche, esta formación ha sido atribuida al Cámbrico inferior más bajo, y se ha propuesto que el límite Cámbrico-Precámbrico esté representado por la discordancia que la separa de la Formación Malcocinado (Fedonkin et al., 1983; Liñán, 1984; Liñán y Quesada, 1990).

La Formación Pedroche: Esta formación fue definida por Liñán (1978) en las proximidades de Córdoba. Está compuesta por calizas y dolomías, con algunas intercalaciones de pizarras, y reposa concordante sobre la formación Torreárboles. No obstante, a veces falta ésta última, situándose la Formación Pedroche directamente sobre la Formación Malcocinado.

Esta formación aflora principalmente en dos bandas de directriz regional que se prolongan a lo largo de la parte meridional de la región estudiada (véase el mapa geológico). Las rocas dominantes son calizas y dolomías entre las que se intercalan niveles centimétricos a decimétricos de pizarras. Su potencia varía entre 50 y 1000 metros (Liñán y Quesada, 1990). Al S de Sierra Albarrana, en la carretera hacia San Calixto, aflora un buen corte de esta formación (véase el mapa geológico). Las calizas y dolomías se presentan en bancos centimétricos a decimétricos, son de colores grisáceos y a veces se observan estructuras de ordenamiento interno de tipo laminación cruzada; entre los niveles carbonáticos aparecen intercalaciones centimétricas de pizarras de tonos pardos, en las que se observa una foliación oblicua a la estratificación. En algunos casos, los niveles carbonáticos son ricos en oncolitos, que aparecen en muestra de mano con colores

marrones o grisáceos y tamaños de 1 a 3 milímetros. La potencia de la formación en este corte es de unos 500 metros (Fig. II.6).

La edad de la Formación Pedroche esta bien establecida a partir de la numerosa fauna de trilobites, arqueociátidos y braquiópodos que se ha encontrado en algunos de los afloramientos (Liñán, 1978; Liñán y Perejón, 1981; Liñán et al., 1981, Perejón, 1984; Liñán y Quesada, 1990). En el corte por la carretera a San Calixto hemos encontrado en los niveles carbonáticos restos de braquiópodos y oncolitos con Epiphyton** que, aunque no permiten su datación precisa, sí permiten descartar una edad precámbrica para estas rocas.

La Formación Villares: En las proximidades de Córdoba, encima de la Formación Pedroche se sitúa concordante una sucesión fundamentalmente siliciclástica que fue denominada Formación Villares (Liñán, 1978). En la región estudiada, un conjunto siliciclástico de similares características fue denominado Formación Azuaga por Delgado Quesada (1971), quien, junto a la mayor parte de autores previos, la consideró de edad precámbrica como ya se ha indicado anteriormente (Tabla II.2). En algunos trabajos anteriores se ha correlacionado esta sucesión con los metasedimentos de la Unidad Central (Apalategui et al., 1983b; Apalategui et al., 1985b; Abalos, 1990); sin embargo, no hay ningún dato que avale esta correlación. Por otro lado, Quesada et al. (1990) propusieron la correlación de esta formación (“Formación Azuaga” en su nomenclatura) con la Formación Malcocinado por medio de un cambio lateral de facies (Tabla II.2); sin embargo ambas formaciones ocupan posiciones estratigráficas diferentes. Apalategui et al. (1983a) estudiaron las relaciones entre esta sucesión siliciclástica y las rocas carbonáticas del Cámbrico inferior en las proximidades del Arroyo Conejo (localizado al NO de Ahillones), situando correctamente la sucesión siliciclástica encima de las rocas carbonáticas (Tabla II.2), es decir, en la misma posición que la Formación Villares definida al N de Córdoba.

La posición estratigráfica de esta sucesión siliciclástica se puede deducir tanto de sus relaciones estratigráficas con la Formación Pedroche, como de los fósiles que se han encontrado. Su posición estratigráfica sobre la Formación Pedroche se puede observar en numerosos cortes a lo largo de la región estudiada. Así por ejemplo, un corte a lo largo de

**Estos fósiles fueron determinados por el Dr. J.C. Braga del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada.

la carretera hacia San Calixto (véase el mapa geológico) muestra cómo, a partir de criterios de polaridad estratigráfica y relaciones entre la foliación y la estratificación, esta formación se sitúa encima de la Formación Pedroche (véanse los cortes geológicos). Este contacto anteriormente había sido considerado en todo su recorrido como una importante falla de salto en dirección (la Falla de Malcocinado); sin embargo, es un contacto por falla únicamente cuando faltan los materiales de la Formación Pedroche (véase el mapa geológico). Castelló y Ramírez (1975) encontraron en rocas de la Formación Villares, en la parte meridional del área estudiada, trilobites clasificados como *Paradoxides spinulosus* y *Nisusia sp.*, que confirman la edad paleozoica de la misma. Quesada et al. (1990) citan la presencia en esta formación de trazas fósiles de los géneros *Planolites sp.* y *Cochlichnus sp.*. Al N de Córdoba, la Formación Villares ocupa una posición estratigráfica similar a la de la sucesión siliciclástica que aflora en el área estudiada y está constituida por rocas similares; contiene fauna de trilobites que ha permitido su datación como Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990). Es importante señalar que rocas muy similares a las de la Formación Villares afloran, como ya reconocieron Apalategui et al. (1985a) en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica (cf. apartado II.1.2). Esto significa que la secuencia estratigráfica es, hasta el Cámbrico inferior-medio, esencialmente la misma en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica y en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

La Formación Villares aflora en una banda continua de dirección NO-SE, cuya anchura varía desde 1 kilómetro en la parte NO de la región estudiada hasta 8-12 kilómetros en la parte SE de la misma (véase el mapa geológico). La potencia máxima que se puede estimar para esta formación a partir de la cartografía y de los cortes geológicos es de 3-4 kilómetros (Fig. II.6). Es una monótona sucesión constituida por pizarras y filitas de colores verdosos, grisáceos y pardos, que intercalan niveles centimétricos a decimétricos de metareniscas, y ocasionalmente niveles centimétricos a métricos de cuarcitas de tonos claros. Las pizarras y filitas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, mica blanca y clorita. Como minerales accesorios aparecen zircón, turmalina y opacos. Pese a que esta formación está afectada por un plegamiento que dificulta la reconstrucción de la secuencia estratigráfica, se observa que en la parte SO de la banda afloran los términos más bajos, y hacia el NE lo hacen los más altos. En alguno de sus tramos, las pizarras están intensamente bioturbadas. En su parte basal aparecen numerosas intercalaciones decamétricas de cuarcitas feldespáticas de color blanquecino, en las que a veces se reconocen laminaciones cruzadas. Esta parte basal fue denominada

Tramo del Encinalejo por Delgado Quesada (1971). En él se reconocen además intercalaciones métricas de volcanitas básicas y ácidas; Apalategui et al. (1985b) encontraron alguna intercalación carbonática de pequeña entidad. Un buen corte de este tramo basal puede hacerse a través de la carretera de Malcocinado a Azuaga.

II.3.2.b: La Unidad de Sierra Albarrana

Esta unidad está constituida por un conjunto de rocas que no aparecen en ningún otro sector de la Zona de Ossa-Morena. Estas rocas están separadas de la Formación Villares por fallas (véase el mapa geológico). En los trabajos anteriores, la estructura de esta unidad se ha considerado bien como un anticlinal con núcleo en las Cuarcitas de Sierra Albarrana (Delgado Quesada, 1971; Garrote, 1976; Garrote et al., 1980), o bien como un sinclinal con núcleo en las mismas (Apalategui et al., 1985c). Como veremos en el capítulo IV, dedicado a la estructura, ninguna de estas dos interpretaciones es correcta, sino que las Cuarcitas de Sierra Albarrana están afectadas por un antiforme y un sinforme de orden kilométrico, de modo que las rocas que aparecen al NE y SO de las mismas ocupan posiciones estratigráficas diferentes. Por ello, las sucesiones estratigráficas propuestas en trabajos previos son erróneas.

De SO a NE, se reconocen cuatro tramos (véase el mapa geológico): Micasquistos de la Albariza, Gneises Migmatíticos y Anfibolitas, Cuarcitas de Sierra Albarrana, y Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. Estos tramos probablemente no forman parte de una misma sucesión estratigráfica. El tramo de Micasquistos de la Albariza está separado por contactos tectónicos de las rocas situadas al SO y NE; al SO, la Falla del Onza lo separa de la Unidad de Azuaga (véase el mapa geológico); al NE, una banda de alta deformación dúctil con fuerte fábrica plano-linear, que representa un cabalgamiento dúctil con fuerte componente lateral, lo separa del resto de la Unidad de Sierra Albarrana (Fig. II.7). Los otros tres tramos constituyen probablemente una misma sucesión estratigráfica, que de muro a techo es la siguiente (Fig. II.7): Gneises Migmatíticos y Anfibolitas, Cuarcitas de Sierra Albarrana, y Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. Esta sucesión se ha deducido a partir de criterios de polaridad estratigráfica y estructural en las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y es compatible con la disminución del grado metamórfico de SO a NE.

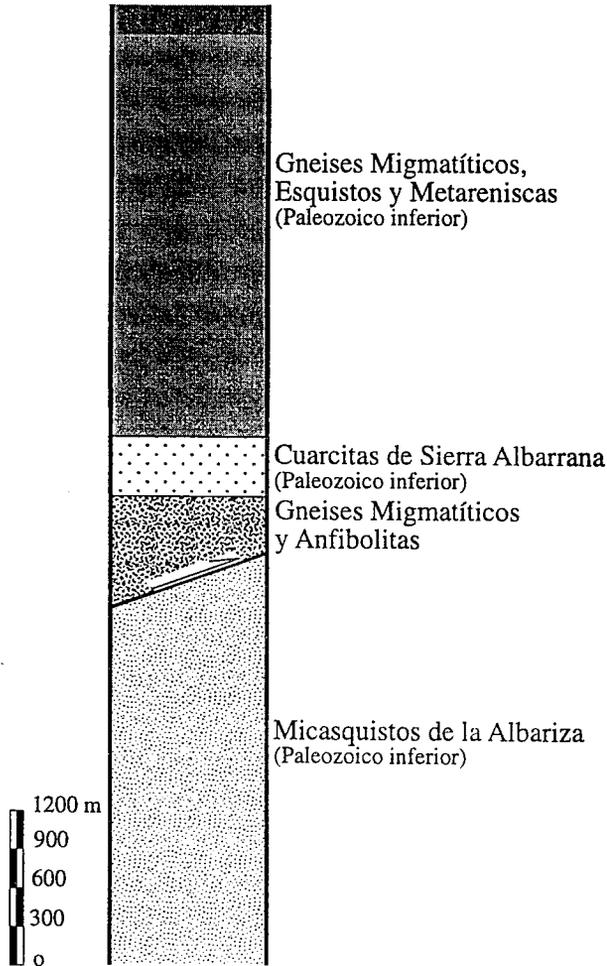


Fig. II.7: Sucesión litoestratigráfica de la Unidad de Sierra Albarrana. El contacto entre el tramo de Micasquistos de la Albariza y el de Gneises Migmatíticos y Anfibolitas es un cabalgamiento dúctil. Véase el texto para más explicaciones.

Micasquistos de la Albariza: Se trata de un conjunto de esquistos de color pardo en los que destacan cristales centimétricos de estauroлита y andalucita. En este tramo aparecen algunas intercalaciones métricas de anfibolitas, en ocasiones granatíferas, de color gris oscuro o verdoso, y algunos paquetes decamétricos de cuarcitas blancas y metareniscas. Uno de esos paquetes cuarcíticos se ha diferenciado en cartografía y tiene una continuidad cartográfica de aproximadamente 10 kilómetros (véase el mapa geológico). La potencia máxima de este tramo es de 3-4 kilómetros (Fig. II.7). En

algunos de los afloramientos en los que la deformación ha sido menos intensa, se reconocen trazas fósiles y estructuras sedimentarias en cuarcitas y metareniscas intercaladas en este tramo. Las estructuras sedimentarias observables son laminación paralela y cruzada. Las trazas fósiles son perforaciones rectas perpendiculares a la laminación sedimentaria rellenas de material arenoso, que no han sido clasificadas. La presencia de icnofósiles implica una edad Vendiente superior o Fanerozoico para estas rocas. Las características litológicas de este tramo son muy parecidas a las de la Formación Villares, diferenciándose únicamente por el grado metamórfico. El contacto entre ambos conjuntos es mecánico, por lo que no es posible precisar si son o no la misma sucesión con distinto grado metamórfico. Los esquistos están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, mica blanca, granate, clorita, estauroлита, andalucita y sillimanita. Los minerales accesorios son zircón, apatito, turmalina y opacos. Las anfibolitas intercaladas entre los esquistos están compuestas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol verde y/o incoloro, mica blanca, biotita, flogopita, clorita y, a veces, granate. Como minerales accesorios se reconocen opacos. Se han analizado los contenidos en elementos mayores y algunos elementos trazas de algunas de estas anfibolitas (cf. apartado III.3.4); este estudio ha revelado el origen paraderivado de estas anfibolitas. Las rocas de este tramo presentan una fábrica generalmente planar, aunque a veces es plano-linear.

Gneises Migmatíticos y Anfibolitas: Son un tramo constituido por gneises migmatíticos con intercalaciones de metareniscas, esquistos, cuarcitas feldespáticas y anfibolitas, que aflora en una banda de dirección NO-SE situada al SO de Sierra Albarrana (véase el mapa geológico). La potencia de este tramo es de 500-1000 metros (Fig. II.7). Los gneises migmatíticos son rocas de grano medio y colores blanquecinos constituidas por bandas claras cuarzofeldespáticas y bandas oscuras ricas en biotita. En muestra de mano se puede diferenciar la mayor parte de las fases minerales presentes; destaca la presencia de sillimanita fibrolítica, que a veces forma nódulos centimétricos elongados paralelamente a la lineación de estiramiento. La presencia de diferenciados leucocráticos de composición granítica indica que estas rocas han sufrido fusión parcial; estos diferenciados son de dimensiones centimétricas a decimétricas. Los gneises están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, mica blanca y sillimanita. Los minerales accesorios que se reconocen son zircón, apatito, turmalina y opacos. Las metareniscas son rocas de grano medio y colores grises que aparecen en

intercalaciones centimétricas a métricas. Su composición es similar a la de los gneises migmatíticos, aunque con menor cantidad de minerales feldespáticos. Los esquistos son rocas de grano fino a medio y colores pardos o grises, que forman intercalaciones centimétricas a decimétricas. Se caracterizan por la abundancia de minerales micáceos y de sillimanita fibrolítica. Las cuarcitas feldespáticas son rocas de colores blanquecinos que forman intercalaciones decimétricas a métricas. En el límite con el tramo de Micasquistos de la Albariza, aflora una banda de unos 100-200 metros de espesor en la que abundan especialmente las cuarcitas feldespáticas, las cuales están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y escasa mica blanca. Las anfibolitas son rocas de grano fino a medio y de colores verdosos que constituyen intercalaciones centimétricas a métricas. Generalmente están fuertemente deformadas y los contactos son paralelos a la foliación. Su composición mineralógica es plagioclasa, anfíbol verde, y a veces granate. Como minerales accesorios se reconocen titanita y opacos. El estudio geoquímico de algunas de estas anfibolitas (cf. apartado III.3.4) indica que son paraderivadas. La fábrica de las rocas de este tramo es plano-linear. Entre las rocas de este tramo se reconocen numerosos cuerpos pegmatíticos de dimensiones centimétricas a hectométricas. Las pegmatitas serán descritas más detalladamente en el capítulo dedicado al metamorfismo.

La edad de estas rocas no se conoce, ya que no se dispone de ningún dato paleontológico y sus relaciones con el tramo de Micasquistos de la Albariza son de carácter tectónico. Además, la fuerte deformación y metamorfismo que presentan hace difícil la correlación con otras formaciones de la Zona de Ossa-Morena.

Cuarcitas de Sierra Albarrana: Encima de los gneises migmatíticos se sitúa una sucesión de cuarcitas feldespáticas con intercalaciones de esquistos y anfibolitas. La potencia de esta sucesión varía entre 50 y 500 metros, siendo máxima en la parte central y NO, y mínima hacia el SE. Las cuarcitas feldespáticas son rocas de color blanco que aparecen en bancos centimétricos a métricos. En los afloramientos en que están menos deformadas se reconocen estructuras sedimentarias de tipo laminación paralela y cruzada (foto 1). Su composición es cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Como accesorios aparecen mica blanca, opacos, y a veces rutilo. Los esquistos son de tonos oscuros, y constituyen intercalaciones centimétricas a decimétricas. Son similares a las intercalaciones esquistosas que aparecen en el tramo de gneises migmatíticos que se acaba de describir. Las anfibolitas son también similares a las descritas para el tramo de gneises migmatíticos; se sitúan fundamentalmente en la parte inferior y media de la sucesión.

También se reconocen cuerpos pegmatíticos dentro de este tramo cuarcítico. Estas rocas están fuertemente deformadas, siendo su fábrica generalmente plano-lineal. No obstante, en la parte NO y central de la banda, las cuarcitas están menos deformadas, mientras que en la parte SE la deformación es más intensa.

Los criterios de polaridad estratigráfica que se reconocen (principalmente laminaciones cruzadas de pequeña y mediana escala) permiten establecer que el muro se encuentra hacia el SO y el techo hacia el NE. Por tanto, estas cuarcitas no constituyen el núcleo de un anticlinal ni de un sinclinal como se había sugerido en los trabajos anteriores.

La edad de estas cuarcitas ha sido considerada como precámbrica por la mayor parte de los autores anteriores (Delgado Quesada, 1971; Garrote, 1976; Garrote et al., 1980; Quesada et al., 1990). Apalategui et al. (1985c) las correlacionaron con la Formación Cuarcita Armoricana de edad Ordovícico inferior, que aflora en la Zona Centroibérica. Esta correlación no estaba avalada por ningún dato paleontológico.

El estudio llevado a cabo ha revelado la presencia de abundantes niveles en los que se conservan icnofósiles***. Los icnofósiles se preservan sobre todo en la parte NO y central de las cuarcitas, en donde la deformación ha sido menos intensa. La localización de algunos de los afloramientos en que se conservan icnofósiles se muestra en la Fig. II.8.

El icnogénero más frecuente es *Skolithos HALDEMANN*, que ha sido observado en numerosos afloramientos además de los indicados en la Fig. II.8. Se trata de tubos rectos sin ornamentación rellenos de material arenoso, que en corte son generalmente elípticos debido a la deformación. Los ejemplares son de varios centímetros de longitud y de un diámetro medio de 0.5 centímetros. Se presentan comúnmente agrupados en niveles discretos (foto 2) y raramente como individuos aislados; generalmente están muy deformados y orientados paralelamente a la foliación de la roca (foto 3), aunque en conjunto definen niveles paralelos a la estratificación.

En dos afloramientos se ha reconocido *Arenicolites SALTER* (localidades 1 y 3 en la Fig. II.8). Se trata de perforaciones en forma de U rellenas de material arenoso y orientadas perpendicularmente a la estratificación. Se presentan dispersos en el techo de los estratos o como individuos aislados. Sobre el plano de estratificación tienen forma de cilindros muy cortos o de pequeños domos (foto 4). Las secciones son circulares, con

***Todos los icnofósiles fueron reconocidos en el campo y clasificados por el Dr. A. Marcos del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

diámetros de 0.4 a 0.8 centímetros, o bien elípticas debido a la deformación. La separación entre los dos tubos con forma de U es de 1.2 a 1.8 centímetros. El hecho de que las terminaciones de los tubos aparezcan formando parejas permite su diferenciación de los *Skolithos*.

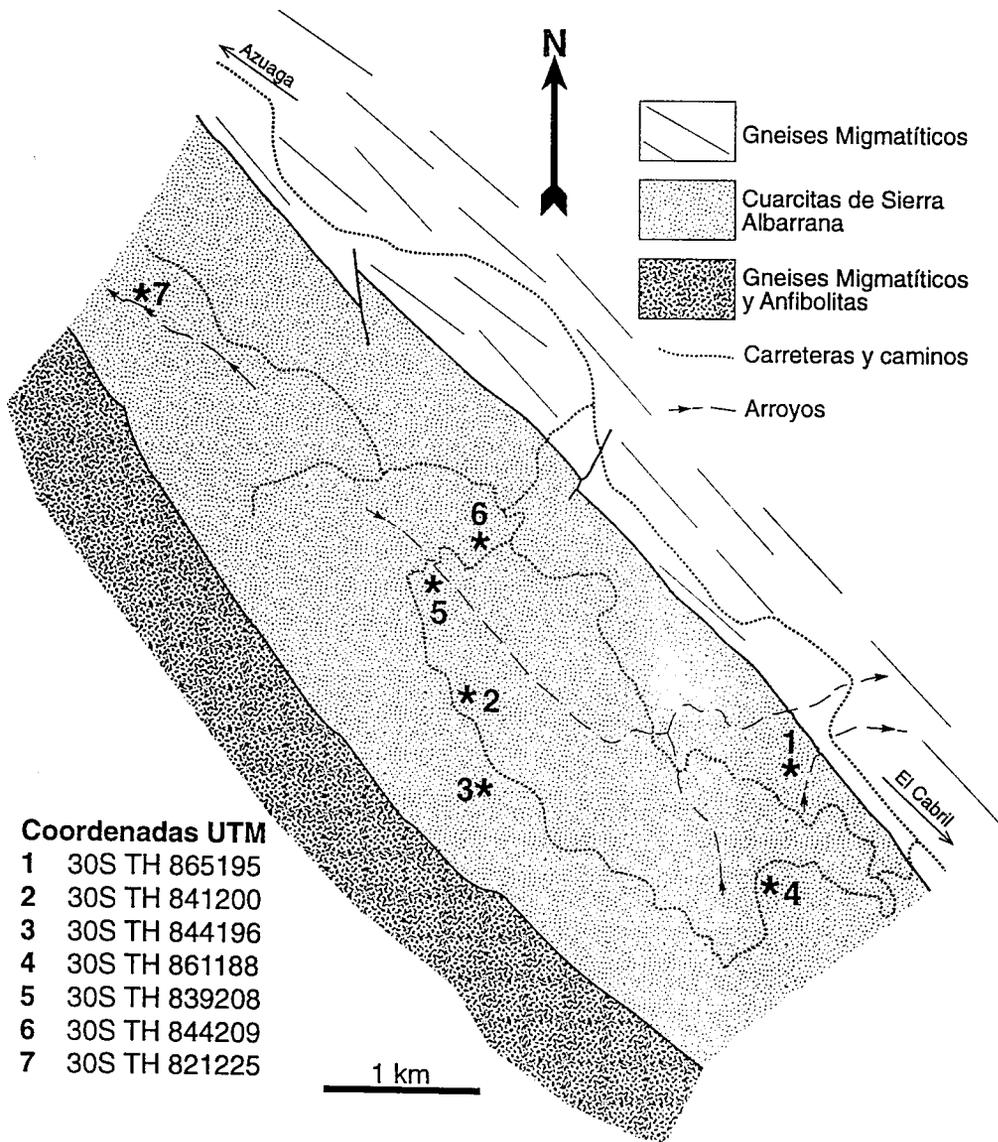


Fig. II.8: Mapa geológico muy simplificado de la parte central y NO de Sierra Albarrana en el que se señalan algunas de las localidades en las que se han encontrado trazas fósiles (asteriscos con números). Se incluyen las coordenadas UTM de cada localidad.

El icnogénero *Monocraterion* TORELL se ha reconocido en tres localidades (Fig. II.8). En la localidad 2 se han encontrado tres ejemplares en sección longitudinal, perfectamente conservados en el techo de un estrato (foto 5). En la localidad 3 se ha observado un ejemplar sobre el plano de estratificación. En la localidad 1 se ha reconocido otro ejemplar en sección longitudinal, perfectamente conservado (foto 6). Todos los ejemplares están aparentemente no deformados. Se trata de estructuras en forma de embudo y con un tubo recto en su parte central, que están rellenas de material arenoso y orientadas perpendicularmente a la estratificación. El diámetro del embudo en su parte superior es de 2 a 2.8 centímetros, el del tubo central es de 0.4 a 1.3 centímetros, y la longitud total del embudo es de 3.2 a 8 centímetros.

La coexistencia de *Skolithos*, *Arenicolites* y *Monocraterion* permite afirmar que el depósito tuvo lugar en un medio marino somero, correspondiente a la "icnofacies de *Skolithos*" en el sentido dado por Seilacher (1967).

La información cronoestratigráfica que aportan estos icnogéneros es bastante imprecisa, aunque permite descartar una edad precámbrica para estas cuarcitas. En efecto, estas cuarcitas no contienen ninguno de los icnogéneros que se encuentran restringidos al Vendense (Crimes, 1987). De acuerdo con este autor, *Skolithos* y *Arenicolites* aparecen en el Vendense y se extienden por todo el Paleozoico hasta la actualidad; por su parte *Monocraterion* nunca se ha encontrado en rocas más antiguas que el Tommotiense (Cámbrico inferior). Por ello creo que estas cuarcitas son de edad paleozoica. La gran abundancia de *Skolithos* apoya también la edad paleozoica. En la Zona de Ossa-Morena no aflora ninguna formación de características litológicas y contenido paleontológico comparable a estas cuarcitas, por lo que no es posible establecer una correlación. Por el contrario, estas cuarcitas son litológicamente bastante similares a la Cuarcita Armoricana típica de la Zona Centroibérica. Esta semejanza litológica, junto a la asunción de una estructura sinclinal en la que estas cuarcitas quedarían en el núcleo y en ambos flancos aflorarían rocas del Cámbrico inferior, fueron los argumentos utilizados por Apalategui et al. (1985c) para atribuirles una edad ordovícica. Sin embargo, con los datos paleontológicos que se han aportado en este trabajo, no es descartable una edad cámbrica para estas cuarcitas, por lo que las atribuiré al Paleozoico inferior sin hacer más precisiones.

Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas: Sobre el tramo anterior se encuentra una sucesión metasedimentaria en la que el grado metamórfico

disminuye de SO a NE. Está constituida por gneises migmatíticos con intercalaciones de metareniscas en la parte inferior, y esquistos y metareniscas con intercalaciones cuarcíticas en la parte media y superior.

En trabajos anteriores este tramo ha sido agrupado en tres formaciones distintas. El tramo inferior rico en gneises migmatíticos, fue denominado Formación Blastomilonítica (Delgado Quesada, 1971) o Gneises del Cabril (Garrote et al., 1980); el tramo intermedio, Micasquistos de la Albariza (Delgado Quesada, 1971) o Esquistos Montesina (Garrote et al., 1980); y el tramo más alto, Formación Azuaga (Delgado Quesada, 1971) (Tablas II.2 y II.3).

Este tramo aflora al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana en una banda de unos 5 kilómetros de anchura. Hacia el NE esta sucesión es cortada por la Falla de Azuaga y el Granito de la Cardenchoza (véase el mapa geológico). La potencia máxima de este tramo es de 3-4 kilómetros (Fig. II.7). La parte inferior de la sucesión son gneises migmatíticos con algunas intercalaciones de metareniscas. Al contrario que en los gneises migmatíticos situados al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, no se reconocen anfíbolitas intercaladas en la sucesión. Los gneises migmatíticos son rocas de grano medio a grueso constituidas por bandas claras cuarzofeldespáticas de hasta 1 centímetro y bandas oscuras ricas en biotita de pocos milímetros. A veces aparecen diferenciados lentejonares de composición granítica de tamaños centimétricos a decimétricos, debidos a la fusión parcial que ha afectado a estas rocas. En muestra de mano se reconoce feldespato, cuarzo, biotita, y a veces sillimanita fibrolítica; es muy frecuente la presencia de cristales de mica blanca de hasta 1 centímetro. Están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, mica blanca y sillimanita. Los minerales accesorios más frecuentes son zircón, turmalina y apatito. Las metareniscas son rocas de tamaño de grano fino a medio y colores pardos o grises, en las que se reconoce a simple vista feldespato, biotita, y a veces sillimanita fibrolítica. Estas rocas constituyen intercalaciones decimétricas a métricas. Su composición es similar a la de los gneises migmatíticos. Los materiales de este tramo basal presentan una fábrica plano-linear, a la que muchas veces se superpone una lineación de crenulación.

La parte media de la sucesión está formada por esquistos y metareniscas con intercalaciones de cuarcitas. Los esquistos son rocas de colores grises, pardos o marrones, en las que se reconocen a simple vista cristales centimétricos de andalucita y estauroлита; el granate y la biotita también suelen ser visibles en muestra de mano, aunque no suelen superar los 5 milímetros. Con el microscopio, además de las anteriores fases,

se observa la presencia de cuarzo, plagioclasa, mica blanca, y a veces clorita; como minerales accesorios aparecen zircón, apatito, turmalina y opacos. Las metareniscas son rocas de colores grisáceos a marrones y grano fino a medio. Están formadas por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, mica blanca, y a veces clorita. Las cuarcitas son rocas de colores blanquecinos o grisáceos, que aparecen como intercalaciones centimétricas a métricas en la secuencia. Las rocas de este tramo intermedio presentan fábrica plano-linear o planar. La parte superior de este tramo está constituida por esquistos con intercalaciones de metareniscas y cuarcitas. Los esquistos son bastante similares a los del tramo intermedio, aunque la andalucita y la estaurolita suelen estar ausentes. Las otras rocas son también similares a las del tramo intermedio. En las proximidades del Granito de la Cardenchoza, estas rocas tienen aspecto corneánico debido al metamorfismo de contacto producido por la intrusión.

La edad de estas rocas no se conoce, ya que no se han encontrado fósiles. Sin embargo, dado que se sitúan encima de las Cuarcitas de Sierra Albarrana (de acuerdo con los criterios de polaridad estratigráfica que se observan en éstas últimas), se les puede atribuir una edad paleozoica.

Parte de las rocas de este tramo afloran también al NO de Sierra Albarrana, a lo largo de una banda de aproximadamente 1 kilómetro de anchura en la parte NO del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena (véase el mapa geológico). Dicha banda está constituida principalmente por esquistos con estaurolita y andalucita, con intercalaciones de metareniscas y cuarcitas; en su parte más noroccidental afloran esquistos con sillimanita, que intercalan algunos cuerpos decamétricos de pegmatitas. Chacón (1979) denominó a estos materiales Formación de la Dehesa del Marqués. La geometría y el régimen de las fallas frágiles que segmentan el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena son compatibles con la reaparición de los materiales de la unidad de Sierra Albarrana en la parte NO del área estudiada (véase el mapa geológico).

II.3.3: Carbonífero

Estas rocas afloran en varios afloramientos pequeños situados sobre las rocas precámbricas y paleozoicas (véase el mapa geológico). No están afectadas por las deformaciones dúctiles que afectan a las rocas infracarboníferas. En este estudio sólo describiré las rocas de los Afloramientos de Valdeinfierno, Berlanga y Guadalcanal, que son los situados en la región que he estudiado con mayor profundidad. Las rocas del

Carbonífero han sido estudiadas en numerosos trabajos, entre los que cabría destacar los siguientes: Wagner (1978), Garrote y Broutin (1979), Gabaldón et al. (1983), Garrote y Sánchez Carretero (1983), Quesada y Garrote (1983), Roldán (1983), Gabaldón et al. (1985) y Gabaldón y Quesada (1986).

El Afloramiento de Valdeinfierno: Está situado inmediatamente al NO de Sierra Albarrana (Fig. II.5). En cartografía tiene una forma subredondeada y una superficie de aproximadamente 20 kilómetros cuadrados. Se sitúa sobre rocas de la Formación Villares, estando limitado en su base por una falla normal de bajo ángulo. Las rocas que lo constituyen son mayoritariamente brechas y conglomerados, entre los que aparecen pasadas de lutitas, areniscas, grauvacas y niveles de carbón. El carbón de este afloramiento fue explotado hasta el año 1958. La potencia total de la sucesión supera los 1000 metros según Gabaldón y Quesada (1986) y es de 250 metros de acuerdo con Roldán (1983). A partir de la cartografía y de los buzamientos medios de la estratificación, se puede estimar una potencia de 700-800 metros. Las brechas forman niveles de espesor métrico a lo largo de toda la serie, aunque son especialmente abundantes en la parte basal de la misma. Son muy heterométricas y la matriz es muy escasa; los cantos no presentan orientación preferente y su tamaño varía desde pocos milímetros a un metro. Según Gabaldón y Quesada (1986), en los niveles basales los cantos presentan paragénesis con clorita, mientras que en los más altos se observan paragénesis con granate; Roldán (1983) señala que existen cantos de gneises y micasquistos en el borde oriental del afloramiento. Sin embargo, todos los cantos observados durante la realización del presente trabajo, provienen de las rocas de muy bajo y bajo grado de la Formación Villares. Los conglomerados forman niveles decimétricos a métricos en la parte media y superior de la sucesión. Están constituidos por cantos subredondeados envueltos en una matriz arcillosa de color rojizo o negro. Los cantos son menos heterométricos que en las brechas, con un tamaño máximo de 10-15 centímetros, y provienen también de las rocas poco metamorfizadas de la Formación Villares. El resto de rocas constituyen intercalaciones relativamente escasas en la serie, cuya potencia varía desde pocos centímetros hasta varios metros.

El Afloramiento de Valdeinfierno ha sido interpretado como perteneciente a una cuenca intramontañosa limitada por fallas de gran ángulo que permanecieron activas durante el depósito de los sedimentos (Roldán, 1983; Gabaldón et al., 1983; Gabaldón et al., 1985; Gabaldón y Quesada, 1986). Sin embargo, en este trabajo se ha podido

demostrar que el contacto basal es una falla normal tendida. Esto se discutirá detalladamente en el capítulo sobre la estructura.

Los sedimentos contienen abundante fauna y flora que ha permitido su datación como Tournaisiense superior (Wagner, 1978; Wagner et al., 1983).

El Afloramiento de Berlanga: Está situado al NO de Azuaga en una banda de dirección NO-SE de unos 2 kilómetros de anchura y unos 20 kilómetros de longitud (Fig. II.5). Las rocas que lo constituyen son conglomerados y areniscas con intercalaciones de lutitas, calizas bioclásticas, y ocasionalmente de material volcánico ácido (Apalategui et al., 1985b). Los niveles lutíticos contienen restos de plantas y fósiles marinos. En su contacto SO, estos sedimentos reposan en discordancia sobre los materiales pizarrosos de la Formación Villares. El contacto NE lo constituye la Falla de Azuaga; al SO de esta falla, el afloramiento es atravesado por varias fallas que determinan su morfología alargada y la bifurcación del afloramiento (véase el mapa geológico). La potencia de los sedimentos carboníferos es superior a 600-700 metros (Apalategui et al., 1985b). La edad atribuida a estos sedimentos de acuerdo con la flora que contienen es Viseense (Apalategui et al., 1985b); sin embargo, su contenido faunístico permite precisar más su edad, pudiendo atribuirse al Viseense superior (Quesada y Garrote, 1983).

Los Afloramientos de Guadalcanal: Al SO del Afloramiento de Valdeinfierno, en las proximidades de Guadalcanal, existen varios afloramientos pequeños relacionados con fallas, constituidos por rocas de edad Westfaliense-Autuniense (Fig. II.5) (Broutin, 1974 y 1977; Quesada y Garrote, 1983; Apalategui et al., 1985d). Estos afloramientos están constituidos por conglomerados, con algunas intercalaciones de areniscas y de pizarras. Los conglomerados están constituidos por cantos de cuarcitas y de rocas volcánicas, cuyo tamaño varía entre 5 y 15 centímetros.

II.4: ROCAS IGNEAS VARISCAS

En este apartado se describen las rocas ígneas variscas intrusivas en los tres grandes conjuntos diferenciados. Dentro de ellas se pueden distinguir dos grandes macizos: El Complejo de los Ojuelos y el Granito de la Cardenchoza, que afloran en la parte oriental de la región estudiada (véase el mapa geológico). Además, existen abundantes diques de rocas básicas y ácidas, algunos de ellos de gran longitud, cuya anchura varía entre 1-20 metros. Estos diques son verticales, tienen por lo general una dirección NO-SE, subparalela a la foliación principal, y no están afectados por ningún tipo de deformación dúctil penetrativa. Los diques básicos son doleritas compuestas de plagioclasa, piroxeno y algo de biotita. Producen un metamorfismo de contacto especialmente visible en las rocas metasedimentarias de bajo grado de la Unidad de Azuaga; los diques básicos provocan la cristalización no orientada de biotitas, transformándose dichas rocas en pizarras mosqueadas. Los diques ácidos son riolitas compuestas de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; no se ha observado metamorfismo de contacto en relación con estos diques.

El Complejo de Los Ojuelos: Este cuerpo ígneo forma parte de un conjunto carbonífero formado por rocas ígneas y sedimentarias denominado Alineación Magmática de la Coronada-Villaviciosa de Córdoba (Pascual y Pérez Lorente, 1975; Baeza Rojano et al., 1978; Garrote y Sánchez Carretero, 1979 y 1983; Pérez Lorente, 1979; Pascual, 1981; Delgado Quesada et al., 1985; Sánchez Carretero et al., 1990). En este conjunto han sido distinguidos cuatro ciclos de actividad magmática de edades comprendidas entre el Tournaisiense medio-superior y el Westfaliense (Delgado Quesada et al., 1985). De acuerdo con estos autores, el Complejo de los Ojuelos constituye el segundo de estos cuatro ciclos, cuya edad más probable es Namuriense inferior.

El Complejo de los Ojuelos es un cuerpo alargado en dirección NO-SE, que intruye en rocas de los tres grandes conjuntos diferenciados en el contacto Ossa-Morena / Centroibérica (véanse el mapa geológico y la Fig. II.5). Este complejo está compuesto por rocas plutónicas básicas, fundamentalmente gabros y dioritas. Son rocas de grano fino o medio y colores oscuros, que presentan texturas graníticas, porfídicas y, a veces, ofíticas. Los gabros están compuestos por plagioclasa, piroxeno augítico, anfíbol hornbléndico y minerales opacos. Las dioritas están compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol hornbléndico, biotita y opacos.

El Granito de la Cardenchosa: Este granito pertenece también a la Alineación Magmática de la Coronada-Villaviciosa de Córdoba. Según Delgado Quesada et al. (1985), el Granito de la Cardenchosa pertenece al tercero de los ciclos en que ha sido dividida la actividad ígnea de la alineación, cuya edad más probable es Namuriense-Westfaliense.

El Granito de la Cardenchosa es un macizo de forma elíptica, alargado en dirección N-S, que aflora al E de Sierra Albarrana y ocupa una superficie de unos 70-80 kilómetros cuadrados (véanse el mapa geológico y la Fig. II.5). Por el E, intruye en las rocas de la Formación Villares, mientras que por el O intruye en las rocas menos metamorfizadas del tramo de Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. En torno a este granito se reconoce una aureola de metamorfismo de contacto de algunos cientos de metros de espesor, en la cual se han formado rocas corneánicas. El contacto oriental del granito es en su parte N una falla inversa de gran ángulo (véase el mapa geológico). La facies dominante es un granito de grano grueso y color rosado claro. Está constituido por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y mica blanca. Como minerales accesorios se reconocen zircón, apatito y opacos. El feldespato potásico aparece generalmente como cristales centimétricos de color rosado; la biotita a veces está alterada a clorita. En los bordes de la intrusión se reconoce una facies de color blanquecino y grano fino a medio. Su composición es similar a la de la facies dominante, aunque la biotita es muy escasa y el feldespato potásico no aparece como fenocristales centimétricos de color rosado. Esta facies presenta comúnmente una fábrica planar definida por cristales de cuarzo de forma acintada.

Handwritten text, likely bleed-through from the reverse side of the page. The text is extremely faint and illegible due to the quality of the scan and the nature of the bleed-through. It appears to be several paragraphs of text, possibly including a list or a series of numbered points, but the specific content cannot be discerned.

CAPITULO III: GEOQUIMICA

Y

GEOCRONOLOGIA

III.1: INTRODUCCION

En este capitulo se tratará sobre la geoquímica de ortogneises y anfibolitas, así como sobre la edad de sus protolitos. Los datos geocronológicos disponibles sobre la edad del metamorfismo serán referidos en los capítulos IV y V.

Se ha realizado un estudio de elementos mayores, trazas y tierras raras de algunas de las rocas de probable origen ortoderivado que existen en la región estudiada. Esto ha permitido establecer la geoquímica de dichas rocas.

Se han estudiado 34 muestras de diversos tipos de gneises (29 de la Unidad Central y 5 del Ortogneis de Mina Afortunada, perteneciente al Borde Meridional de la Zona Centroibérica) y 17 de anfibolitas (9 del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena y 8 de la Unidad Central). En las rocas gneísicas, los elementos analizados han sido Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P, Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Sn, Tl, Pb, U, Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. En las rocas anfibolíticas, se han analizado Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P, Sc, V, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba y La. Las Tablas III.1, III.2, III.3 y III.4 recogen los resultados de estos análisis.

El peso de las muestras tomadas para el estudio geoquímico fue de 5-10 kilogramos. El proceso de molienda se llevó a cabo en dos etapas. La primera se realizó

en una machacadora de mandíbulas de acero endurecido con un reglaje de salida de 1 centímetro. El polvo analítico se obtuvo en la segunda etapa por medio de un molino de anillos excéntricos equipado con tarro de carburo de tungsteno; el tamaño de grano obtenido en esta etapa fue de menos de 25 micras. La machacadora produjo contaminación de Cr en las muestras, mientras que el molino de anillos produjo contaminación de W y Co.

Todo el trabajo analítico se realizó en los Servicios de Apoyo Técnico a la Investigación de la Universidad de Granada. Los elementos mayores se determinaron mediante fluorescencia de rayos X sobre perlas preparadas por fusión con tetraborato de Li. La precisión estimada es de $\pm 1.5\%$ relativo para concentraciones mayores del 1 %, y de $\pm 5\%$ relativo para concentraciones en torno al 0.1 %. El equipo utilizado fue un espectrómetro PHILIPS secuencial automático PW 1410. Los elementos traza se determinaron mediante un espectrómetro de masas con fuente de ionización por antorcha de plasma acoplada inductivamente (ICP-MS), según el método desarrollado por Bea y Montero (inédito). Las muestras se atacaron durante dos horas con una mezcla de NO_3H y FH en un reactor a presión sometido a un campo de microondas. Después de evaporar a sequedad, el residuo se disolvió en NO_3H diluido, añadiendo Rh y Re (100 ppb) para ser utilizados como patrones internos. La precisión estimada es mejor que $\pm 2\%$ relativo y $\pm 5\%$ relativo para niveles de concentración de 10 ppm y 1 ppm respectivamente.

En relación con la geocronología, se aportan nuevas dataciones absolutas de rocas gneísicas de la Unidad Central, y se revisan los datos geocronológicos obtenidos por otros autores. El conjunto de datos permite establecer con bastante certeza la edad de algunos cuerpos ortogneísicos. Los nuevos datos que se aportan en este trabajo son cuatro edades absolutas obtenidas mediante el método Rb-Sr sobre roca total. Las muestras datadas corresponden a los Gneises de la Cardenchosa, Arroyo Argallón, Higuera de Llerena y Riscal (véase apartado III.4 y Fig. III.1). Las muestras analizadas, representativas de las diferentes facies petrográficas, son las mismas utilizadas en el estudio geoquímico.

Los análisis se realizaron en la Universidad de McMaster (Hamilton, Ontario, Canadá). El polvo analítico fue disuelto usando métodos convencionales, y el Sr fue separado mediante cromatografía. El equipo utilizado para medir las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fue un espectrómetro de masas de ionización térmica VG Sector 54. En la Tabla III.5 se presentan los resultados ajustados con respecto al patrón NBS-987 de SrCO_3 . La

estabilidad a largo plazo se controló mediante análisis repetidos de la muestra patrón NBS-987, y fue menor de ± 0.004 % relativo al nivel de dos sigma. Las relaciones isotópicas $^{85}\text{Rb}/^{88}\text{Sr}$ fueron directamente determinadas con un espectrómetro de masas PE SCIEX ELAN-5000 ICP. Las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ fueron calculadas mediante la expresión: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = ^{85}\text{Rb}/^{88}\text{Sr} \times 3.23221$, asumiendo una relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.38600$ y una relación $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3732$. La precisión calculada a partir de diez réplicas de la misma muestra fue menor de ± 1.2 % relativo al nivel de dos sigma.

El cálculo de las isocronas se ha hecho de dos modos distintos. Para los Gneises de Higuera de Llerena y Riscal, se ha aplicado el método de York (1969), usando el programa de Ludwig (1992). Para los Gneises de Arroyo Argallón y la Cardenchosa, se ha aplicado el “modelo de la línea libre” o “equilibrio isotópico local” de Cameron et al. (1981), que es especialmente adecuado para establecer las edades de protolitos a partir de series de muestras con una distribución muy dispersa en un diagrama de distribución de Sr. Los valores del parámetro MSWD (“Mean Squares of Weighted Deviates”) son en todos los casos superiores a 2.5 (Fig. III.7), por lo que las edades obtenidas corresponderían a erocronas de acuerdo con Brooks et al. (1972) y Wendt y Carl (1991).

III.2: ANTECEDENTES

Los trabajos geoquímicos previos en esta región son muy escasos, disponiéndose únicamente de datos puntuales. Chacón et al. (1980) realizaron una descripción geoquímica y petrográfica de uno de los cuerpos de ortogneises glandulares leucocráticos de la Unidad Central (el Ortogneis de Ribera del Fresno, Fig.III.1). Estos autores analizaron únicamente elementos mayores, Zr, Cr y Li, concluyendo que el protolito fue un granito subaluminico; sin embargo, a partir de sus análisis, recalculando las relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, se obtiene que se trata de un granito peraluminico.

García Casquero (1990) estudió elementos mayores, trazas y tierras raras de varias muestras de rocas anfibolíticas de la Unidad Central, a las que denominó cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas (niveles más oscuros) y trondhjemitas (niveles más claros). Este autor propuso para estas rocas un protolito magmático generado a partir de rocas de composición toleítica más o menos eclogitizadas en una zona de subducción ligada a la Orogenia Varisca.

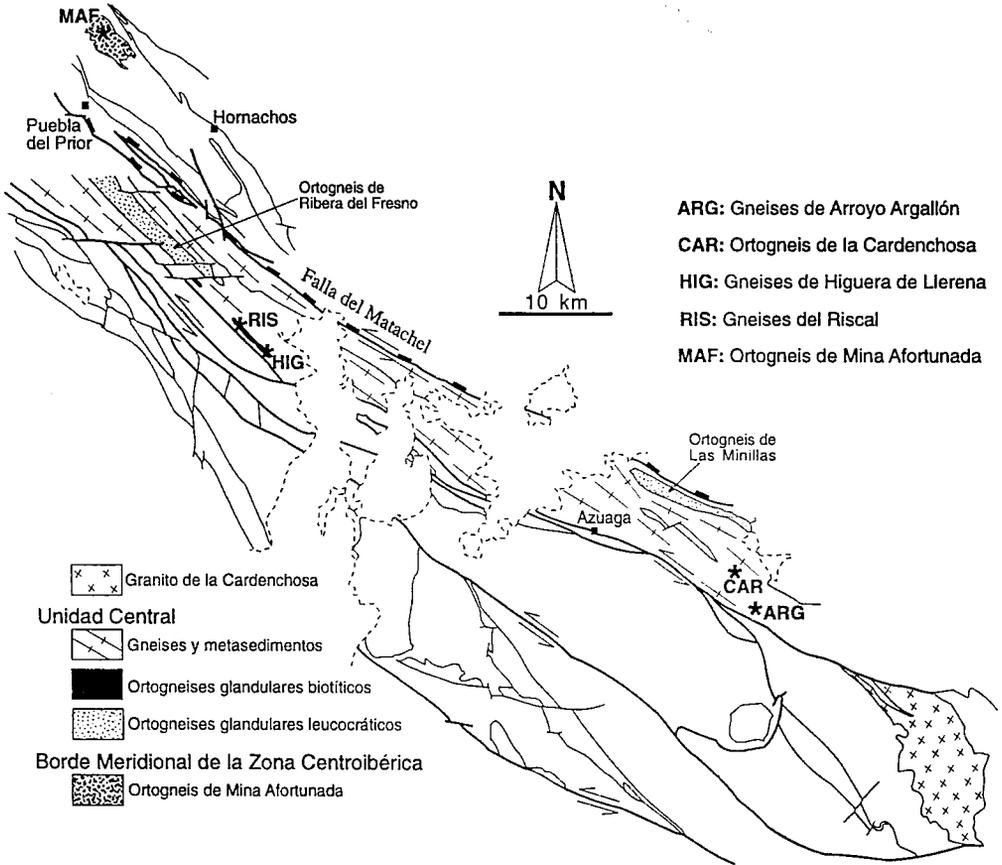


Fig. III.1: Mapa simplificado de la región estudiada en el que se indica la localización de los gneises muestreados para el estudio geoquímico y geocronológico.

Sánchez Carretero et al. (1989 y 1990) realizaron análisis de elementos mayores de las rocas volcánicas y de los granitoides de la Formación Malcocinado, concluyendo que se trata de rocas de carácter calcoalcalino. Estos autores propusieron que esta actividad ígnea se generó en un arco volcánico relacionado con una zona de subducción finiprecámbrica que buzará hacia el S.

Schäfer (1990) aportó análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras de una anfibolita de la Unidad Central, deduciendo que el protolito fue un gabro.

Ochsner (1993) ha estudiado diversos cuerpos ígneos en esta región, analizando elementos mayores, trazas y tierras raras. Este autor ha propuesto para algunos de los cuerpos granitoides relacionados con la Formación Malcocinado en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena (Granitoides de Ahillones y el Mosquil, véase el mapa geológico) una vaga afinidad con los granitoides formados en una zona de subducción; sus características geoquímicas son las de los granitos peralumínicos, lo que parece contradictorio con el ambiente tectónico propuesto por este autor. En la Unidad Central, Ochsner (1993) ha aportado datos geoquímicos de los ortogneises anfibólicos de Aceuchal y Almendralejo (situados inmediatamente al NO de la región estudiada) (peralcalinos, metaalumínicos o peralumínicos) y de Ribera del Fresno y las Minillas (Fig. III.1) (fuertemente peralumínicos). Este autor ha propuesto que estos granitoides están relacionados con un magma originalmente peralcalino (términos peralcalinos) que sufrió contaminación crustal (términos peralumínicos), y que representan un evento magmático de carácter anarogénico. En el Borde Meridional de la Zona Centroibérica, Ochsner (1993) ha estudiado una muestra del Ortogneis de Mina Afortunada (Fig. III.1); en su opinión, se trata de un granito peralumínico generado por fusión parcial de metasedimentos pelíticos.

En relación con las edades absolutas obtenidas por otros autores, en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica sólo se dispone de una datación del Ortogneis de Mina Afortunada realizada mediante el método U-Pb sobre monacitas (Ochsner, 1993); la edad obtenida ha sido de $506.7 \pm 8.8 / - 6.6$ Ma.

En la Unidad Central, la edad de protolitos más antigua que se ha publicado es de $611 \pm 17 / - 12$ Ma, correspondiente a una roca básica anfibolitizada; el método utilizado fue U-Pb sobre zircones (Schäfer, 1990; Schäfer et al., 1991). El resto de edades disponibles sobre protolitos han resultado ser del Paleozoico inferior. Así, García Casquero et al. (1985) analizaron mediante el método Rb-Sr sobre roca total la edad de dos cuerpos ortogneísicos. Para el Ortogneis peralcalino de Almendralejo obtuvieron una

edad de 475 ± 9 Ma y para el Ortogneis peraluminico de Ribera del Fresno, una edad de 423 ± 8 Ma. Estos dos mismos cuerpos ígneos fueron posteriormente datados mediante el método U-Pb sobre zircones (Ochsner et al., 1992; Ochsner, 1993). En el caso del Ortogneis de Almendralejo, los resultados fueron plenamente coincidentes ($471 + 16 / - 10$ Ma y $474.5 + 9.5 / - 6.3$ Ma) con los de García Casquero et al. (1985). Para el Ortogneis de Ribera del Fresno, Ochsner et al., (1992) y Ochsner (1993) obtuvieron edades más antiguas e imprecisas ($542 + 80 / - 47$ Ma y $556 + 159 / - 65$ Ma), que probablemente son el resultado de la mezcla de tres componentes: a) cristales xenomorfos de zircón de edad precámbrica, b) cristales de zircón crecidos durante la formación del protolito granítico del ortogneis, y c) pérdida de Pb posterior al emplazamiento del cuerpo granítico, durante el metamorfismo varisco de alta presión y alta temperatura. Más recientemente, para los Ortogneises de las Minillas y Ribera del Fresno se han obtenido edades de c. 474 Ma y 470-475 Ma respectivamente (Gebauer, comun. pers., citado en Eguiluz et al., 1993; Schäfer, inédito, citado en Ochsner, 1993); el método utilizado ha sido "Sensitive High Resolution Ion MicroProbe" (SHRIMP) sobre monocristales de zircón. Otro cuerpo metaígneo que ha sido datado es el Ortogneis peralcalino de Aceuchal; Ochsner et al. (1992) y Ochsner (1993) han obtenido edades de $474 + 7 / - 6$ Ma y $477.1 + 4.8 / - 4.1$ Ma respectivamente; el método utilizado ha sido U-Pb sobre zircones. Edades similares han sido obtenidas en cuerpos intrusivos de carácter peralcalino aflorantes inmediatamente al NE y SW de la Unidad Central en el Alto Alentejo (466 ± 12 Ma, Priem et al., 1970; 482 ± 16 Ma, Lancelot and Allegret, 1982).

En el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, se han datado algunos de los granitoides incluidos en la Formación Malcocinado. Schäfer (1990) obtuvo una edad de 585 ± 5 Ma para el Granitoide de Ahillones mediante el método U-Pb sobre zircones. Una reciente datación del Granitoide del Mosquil mediante el mismo método, ha dado una edad de $543.7 + 5.7 / - 4.7$ Ma (Ochsner, 1993) (véase discusión en el apartado II.1.2).

Además de las edades absolutas de protolitos, existen otras sobre el metamorfismo que, como ya se ha indicado, se tratarán en los capítulos IV y V. Cabe adelantar que todas las edades sobre metamorfismo realizadas en los materiales que afloran en la región estudiada indican una edad varisca, con la excepción de las obtenidas sobre las rocas de la Serie Negra que afloran en el núcleo del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo (550-560 Ma; Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992).

III.3: RESULTADOS GEOQUIMICOS

En este apartado se exponen los resultados del estudio geoquímico. Es importante señalar que la intensa deformación y metamorfismo sufridos por la mayor parte de las rocas analizadas pueden haber modificado la composición original de las mismas; además, la intensa deformación impide establecer las relaciones iniciales entre las diferentes litologías ortoderivadas, que actualmente presentan una fuerte fábrica plano-linear y sus contactos son paralelos a la foliación principal.

III.3.1: El Ortogneis de Mina Afortunada

Se han estudiado 5 muestras provenientes de diferentes facies del Ortogneis de Mina Afortunada (Fig. III.1), que constituye un granitoide intrusivo en la Serie Negra y afectado por la misma fábrica plano-linear que su encajante (véase el apartado II.1.2 para la descripción petrográfica y el apartado IV.1 para la descripción estructural).

Elementos mayores: Todas las muestras corresponden a granitos peraluminicos, con valores del índice de saturación en alúmina (mol. $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$) comprendidos entre 1.23 y 1.50. Los contenidos en TiO_2 , MgO y FeO son muy bajos, mientras que los contenidos en álcalis son elevados, y la relación Na_2O / K_2O es próxima a 1 (Tabla III.1). Estas características corresponden a las de los leucogranitos peraluminosos con un elevado grado de evolución magmática. Los granitos peraluminicos suelen corresponder al tipo S de Chapell y White (1974) y se forman generalmente a partir de fusión parcial de materiales de origen sedimentario. Las muestras analizadas se han proyectado en el diagrama FD 1 - FD 2 de Bea et al. (en prensa). Este diagrama es una clasificación tipológica de rocas graníticas a partir de los contenidos en elementos mayores; en abcisas se representa

$$FD 1 = 10 * (0.1601 * ISA - 0.0354 * ICA + 0.048 * IKNa - 0.026 * IFeMg);$$

y en ordenadas

$$FD 2 = 10 * (0.0061 * ISA - 0.0434 * ICA + 0.0145 * IKNa + 0.1236 * IFeMg);$$

en donde,

$$ISA \text{ (Índice de Saturación en Alúmina)} = [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)] \text{ molar}$$

ICA (Índice calcoalcalino) = $[\text{CaO} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ molar

IKNa = $[\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]$ molar

IFeMg = $[\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})]$ molar.

Todas las muestras del Ortogneis de Mina Afortunada se proyectan en campos correspondientes a los granitos S del diagrama FD 1 - FD 2 (Fig. III.2a). Por tanto, los contenidos en elementos mayores de este ortogneis son compatibles con su generación por fusión parcial de materiales corticales de origen sedimentario.

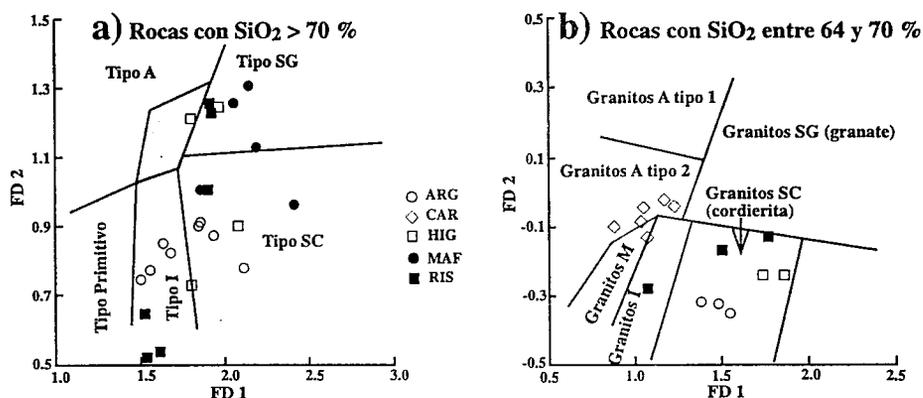


Fig. III.2: Diagrama FD 1 - FD 2 de discriminación de granitos (Bea et al., en prensa) en el que se han proyectado los gneises analizados. Las abreviaturas para los diferentes gneises son las mismas que en la Fig. III.1

Elementos traza y tierras raras: La proyección de las muestras del Ortogneis de Mina Afortunada en diversos diagramas para discriminar entre diferentes ambientes tectónicos (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986) no ha permitido obtener una conclusión definitiva sobre este punto.

La composición de elementos traza se caracteriza por valores muy bajos de Li, Rb y Cs, y muy elevados de Sr y Ba (Tabla III.2), lo que no es compatible con las características de un granito peraluminico diferenciado.

Diagramas basados en los contenidos de algunos elementos traza y tierras raras, también aportan alguna información sobre el origen de este ortogneis. Así por ejemplo, la falta de correlación lineal entre los contenidos de Li y Rb (Fig. III.3a) ha sido atribuida a procesos de anatexia con escasa diferenciación magmática (Pereira, 1992).

Tabla III.1

Análisis químicos de gneises (elementos mayores)

			SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.C.	Total
Unidad Central	Gneis de Arroyo Argallón	ARG-1	75,46	0,07	14,64	0,59	0,19	0,02	1,13	4,94	2,81	0,10	0,44	100,39
		ARG-2	72,72	0,13	15,82	1,51	0,39	0,06	1,44	4,28	2,46	0,10	0,76	99,67
		ARG-3	73,21	0,13	15,53	1,64	0,31	0,04	1,71	4,51	1,41	0,08	0,69	99,26
		ARG-4	68,23	0,58	14,85	4,31	1,82	0,08	2,31	3,32	2,79	0,16	1,25	99,70
		ARG-5	65,51	0,66	14,95	5,29	2,32	0,09	2,15	3,07	3,31	0,16	1,85	99,36
		ARG-6	74,84	0,06	14,75	0,75	0,18	0,06	1,31	4,05	2,88	0,12	0,54	99,54
		ARG-7	74,02	0,10	15,14	0,92	0,26	0,04	2,35	4,92	1,13	0,09	0,45	99,42
		ARG-8	74,82	0,13	14,99	1,12	0,33	0,03	2,51	5,00	0,93	0,07	0,36	100,29
		ARG-9	72,14	0,37	14,75	2,52	1,01	0,05	0,97	3,74	2,75	0,12	1,29	99,71
		ARG-10	68,97	0,63	14,15	3,94	1,58	0,06	1,65	3,25	2,37	0,13	1,55	98,28
		ARG-11	73,27	0,16	14,88	1,74	0,42	0,05	1,62	5,29	1,25	0,08	0,68	99,44
	Ortogneis de la Cardenosa	CAR-1	56,48	0,49	20,11	5,55	1,15	0,15	6,60	4,59	3,17	0,25	0,46	99,00
		CAR-2	59,32	0,39	19,57	4,40	1,16	0,13	5,17	4,28	4,38	0,19	0,46	99,45
		CAR-3	60,34	0,31	19,52	3,43	0,65	0,12	3,97	4,99	4,96	0,13	0,36	98,78
		CAR-4	58,33	0,42	19,67	4,48	0,80	0,15	5,14	4,67	4,15	0,18	0,50	98,49
		CAR-5	60,21	0,39	20,80	2,20	0,40	0,05	3,97	5,15	5,11	0,17	0,46	98,91
		CAR-6	59,91	0,37	19,29	4,37	1,03	0,13	5,11	4,65	4,27	0,20	0,32	99,65
	Gneis de Higuera de	HIG-1	87,61	0,13	6,57	0,28	0,15	0,01	0,32	1,64	2,59	0,02	0,30	99,62
		HIG-2	66,62	0,88	15,77	5,05	1,14	0,08	1,79	2,73	3,81	0,19	0,86	98,92
		HIG-3	65,44	0,86	17,34	4,58	1,03	0,06	1,66	2,77	4,71	0,17	0,95	99,57
		HIG-4	72,94	0,02	15,81	0,65	0,03	0,04	0,74	5,04	3,18	0,27	0,63	99,35
		HIG-5	72,51	0,07	16,49	0,76	0,23	0,03	0,58	4,39	3,98	0,25	0,57	99,86
		HIG-6	76,40	0,05	14,65	0,45	0,02	0,06	0,51	3,78	4,05	0,29	0,65	100,91
	Gneis del Riscal	RIS-1	69,16	0,50	15,68	3,64	0,62	0,03	1,37	2,98	4,43	0,19	1,03	99,63
		RIS-2	76,80	0,09	13,47	0,97	0,06	0,01	0,51	2,96	4,96	0,18	0,59	100,60
		RIS-3	75,31	0,12	13,90	1,66	0,06	0,02	0,57	3,52	4,06	0,19	0,50	99,91
		RIS-4	69,51	0,53	15,14	2,00	0,72	0,01	1,07	4,50	3,64	0,20	0,89	98,21
		RIS-5	70,05	0,29	16,37	2,29	0,86	0,02	3,40	4,54	1,17	0,08	0,46	99,53
		RIS-6	69,53	0,67	15,63	2,56	0,94	0,03	3,58	3,84	1,97	0,19	0,62	99,56
		RIS-7	88,78	0,17	6,09	0,74	0,43	0,01	1,14	1,68	0,57	0,04	0,40	100,05
RIS-8		89,09	0,14	5,95	0,67	0,47	0,08	1,16	1,48	0,49	0,03	0,40	99,96	
RIS-9		92,28	0,07	4,55	0,24	0,03	0,00	0,64	0,90	0,85	0,04	0,30	99,90	
RIS-10		71,40	0,59	15,18	1,74	0,96	0,09	3,34	4,05	1,07	0,21	0,81	99,44	
Borde Merid. Zona Centrobérica	Ortogneis de Mina Afortunada	MAF-1	70,96	0,15	16,92	2,10	0,19	0,05	1,18	3,56	3,55	0,10	0,96	99,72
		MAF-2	73,88	0,11	14,39	1,40	0,21	0,06	1,35	3,69	2,90	0,10	0,68	98,77
		MAF-3	71,97	0,03	17,38	0,86	0,22	0,05	0,64	3,40	4,48	0,16	0,66	99,85
		MAF-4	75,24	0,02	14,54	0,55	0,01	0,07	0,65	2,90	4,27	0,11	0,88	99,24
		MAF-5	74,73	0,04	14,76	0,58	0,02	0,04	0,70	3,38	3,93	0,10	0,76	99,04

Tabla III.2

Análisis químicos de gneises (elementos traza)

		Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	Sn	Tl	Pb	U	Th	
Unidad Central	Gneis de Arroyo Argallón	ARG-1	9,2	29,1	0,9	1,6	191,1	1303,0	1,0	1,7	0,0	30,8	4,5	0,0	47,3	13,0	11,0	2,9	0,5	71,0	1,4	0,0	0,0	26,9	0,8	16,1
		ARG-2	10,9	38,6	1,1	1,4	210,0	1106,0	2,2	0,7	0,0	29,6	0,0	0,0	49,0	15,0	12,0	4,7	0,7	65,0	1,2	0,0	0,0	18,5	0,3	1,5
		ARG-3	10,5	26,1	1,2	1,3	178,7	539,4	1,7	1,3	0,0	25,1	0,0	0,0	40,2	16,0	12,0	3,9	0,5	66,0	0,6	0,0	0,0	11,4	0,3	2,0
		ARG-4	14,4	88,2	4,1	1,7	170,8	847,0	11,0	118,4	80,7	33,6	39,0	43,9	107,5	19,0	27,0	9,2	1,5	130,0	2,0	0,6	0,1	19,7	2,4	4,9
		ARG-5	20,8	100,6	4,5	1,5	153,5	921,2	14,3	151,5	102,7	27,3	51,9	62,8	134,6	20,0	27,0	10,2	2,1	143,0	1,8	0,8	0,2	18,9	2,8	8,4
		ARG-6	5,6	47,4	0,2	1,7	165,3	1009,0	10,1	0,0	0,0	24,7	0,0	0,0	54,4	15,0	14,0	5,7	0,1	48,0	0,6	0,0	0,0	13,3	0,4	1,6
		ARG-7	8,8	19,0	0,7	2,4	248,6	570,3	0,6	0,5	0,0	32,6	0,0	0,0	40,6	15,0	8,0	3,1	0,6	72,0	0,4	0,0	0,0	14,3	0,6	1,8
		ARG-8	4,4	10,2	0,8	0,6	309,0	449,0	2,5	1,7	12,4	26,9	0,0	0,0	46,0	14,0	9,0	3,3	0,7	89,0	0,5	0,0	0,0	12,6	0,2	6,3
		ARG-9	14,1	67,7	1,2	1,5	245,0	757,0	7,2	39,6	66,6	41,7	16,5	8,4	76,0	16,0	28,0	8,4	1,1	236,0	1,7	0,1	0,0	29,2	1,8	4,7
		ARG-10	19,7	67,0	1,7	1,8	246,1	854,1	11,4	74,3	61,4	27,8	24,7	17,3	95,3	20,0	26,0	11,7	10,6	302,0	1,5	0,5	0,0	25,0	2,4	13,4
		ARG-11	8,0	21,5	1,0	1,5	296,0	346,0	0,6	1,4	9,3	24,9	0,0	0,0	45,0	14,0	9,0	3,6	0,4	85,0	1,2	0,0	0,0	12,3	0,4	2,1
	Orogneis de la Cardenchosa	CAR-1	2,3	59,4	0,1	3,4	1930,0	3567,0	11,7	89,3	0,0	20,6	112,5	8,8	107,4	21,0	39,0	15,0	0,9	270,0	2,0	0,0	0,0	2,7	3,0	20,0
		CAR-2	1,3	75,9	0,7	2,5	1543,0	2530,0	1,3	67,3	15,4	16,2	0,3	10,0	112,3	19,0	38,0	19,1	2,4	303,0	3,7	0,3	0,0	16,1	3,3	26,6
		CAR-3	4,3	90,2	0,1	3,7	1377,0	2250,0	12,4	49,8	0,0	22,4	15,4	4,8	85,6	19,0	34,0	19,7	0,3	281,0	5,3	0,0	0,1	5,6	2,7	16,2
		CAR-4	3,6	51,1	0,7	2,8	1457,0	2450,0	1,4	70,5	9,8	16,1	0,0	13,4	85,9	19,0	36,0	19,9	2,5	327,0	3,0	0,0	0,0	14,7	2,9	27,3
		CAR-5	1,6	52,2	0,7	2,2	1393,0	2955,0	0,5	39,5	7,7	14,5	1,7	20,1	58,8	18,0	35,0	17,3	1,9	320,0	4,0	0,0	0,0	14,4	1,9	14,3
		CAR-6	3,6	72,8	0,3	3,2	1548,0	2354,0	12,5	69,8	0,0	15,4	49,4	7,3	75,6	20,0	34,0	17,1	0,3	311,0	4,8	0,0	0,1	4,6	2,9	18,8
	Gneis de Higuera de	HIG-1	0,0	72,0	1,2	0,1	150,2	810,2	0,0	4,8	18,6	72,9	0,0	0,0	26,8	4,0	9,0	2,7	0,3	104,0	0,7	0,0	0,0	51,5	0,4	1,6
		HIG-2	41,4	170,8	7,9	4,7	165,1	615,9	22,5	73,0	30,5	36,1	104,6	9,2	119,6	22,0	46,0	19,7	2,2	390,0	3,2	0,8	0,6	11,6	2,2	23,9
		HIG-3	2,7	104,0	2,7	0,9	118,7	949,1	2,1	9,0	7,6	21,2	2,2	0,7	16,7	15,0	8,0	6,5	0,4	29,0	1,3	6,6	0,5	11,4	0,7	4,1
		HIG-4	2,5	135,2	4,3	0,9	32,5	151,7	4,4	7,0	7,3	9,1	0,0	0,0	9,2			7,9	0,6		1,2	11,6	0,6	12,9	0,4	5,7
		HIG-5	3,9	168,2	1,7	1,0	53,6	168,6	5,2	6,9	6,5	33,1	1,0	0,0	11,8			7,8	0,7		1,0	9,5	0,5	12,6	1,1	2,5
		HIG-6	34,5	194,2	7,7	3,6	161,8	852,4	11,5	66,5	34,3	25,1	15,8	8,4	39,9	22,0	41,0	19,1	18,8	338,0	3,0	1,9	0,5	23,2	2,5	25,8
	Gneis del Riscal	RIS-1	31,4	179,4	6,0	3,0	98,8	589,3	6,2	36,8	16,1	17,2	9,6	6,3	64,5	21,0	44,0	13,8	2,3	293,0	3,8	3,7	0,4	20,9	3,0	16,0
		RIS-2	6,5	273,0	7,7	1,6	35,5	294,6	3,0	1,0	14,3	20,5	0,0	0,0	33,9	20,0	31,0	8,0	2,6	84,0	2,6	6,2	0,4	20,1	12,0	7,5
		RIS-3	16,6	240,8	7,7	2,4	69,1	155,0	14,0	2,6	0,0	24,0	0,0	0,0	43,7	20,0	31,0	9,3	0,9	88,0	2,6	4,7	0,6	11,4	5,6	7,4
		RIS-4	13,3	76,3	1,0	2,9	216,7	1696,0	4,7	32,4	16,7	14,7	4,5	1,0	44,5	15,0	54,0	14,5	2,2	348,0	4,4	1,9	0,0	11,6	2,2	14,1
		RIS-5	11,3	32,6	1,7	0,9	287,6	319,1	12,0	6,4	0,0	25,3	0,0	0,0	28,3	15,0	11,0	5,9	1,7	132,0	0,1	0,0	0,0	0,4	-1,0	3,2
		RIS-6	20,3	84,3	4,0	3,2	383,3	420,7	9,3	54,0	39,4	21,6	13,0	2,8	38,6			14,1	2,3		2,7	0,4	0,0	13,2	1,8	23,4
		RIS-7	4,8	18,3	0,5	1,4	205,4	100,2	9,5	11,0	7,2	39,0	0,0	0,0	27,0	5,0	10,0	5,4	0,1	306,0	2,5					
		RIS-8	14,6	19,6	0,8	1,1	209,8	171,6	2,9	16,4	17,1	63,7	4,5	0,7	42,2	6,0	8,0	4,4	0,2	201,0	2,8	0,0	0,0	4,3	0,7	5,9
		RIS-9	5,3	27,9	1,4	0,2	103,0	239,2	2,6	4,9	4,2	94,4	1,6	0,0	16,1	4,0	9,0	1,3	0,2	55,0	0,3	0,0	0,0	12,7	3,8	145,6
		RIS-10	25,1	49,0	4,6	3,3	461,8	184,8	5,6	41,6	32,0	30,7	9,2	0,1	20,8	18,0	13,0	13,1	1,8	308,0	3,2	0,0	0,0	10,1	3,5	31,9
Borde Merid. Zona Centrobérica	Orogneis de Mina Aforunada	MAF-1	13,4	48,9	0,2	2,0	193,3	888,8	8,5	4,9	0,0	18,8	0,0	0,0	48,0	17,0	13,0	8,4	0,2	87,0	1,1	0,0	0,0	8,8	0,8	4,6
MAF-2		18,0	54,1	0,9	1,4	210,4	933,5	3,0	4,4	18,0	24,8	3,2	0,0	44,8	18,0	14,0	7,1	1,2	85,0	1,5	0,0	0,0	16,2	0,5	0,0	
MAF-3		2,7	70,6	0,7	1,8	56,9	288,8	0,0	0,0	0,0	21,6	0,4	3,8	17,0	18,0	9,0	6,1	1,2	43,0	0,7	0,0	0,0	17,7	0,5	0,0	
MAF-4		3,6	68,7	0,8	2,3	76,6	530,7	0,6	1,8	0,0	30,0	3,2	2,3	16,9	17,0	9,0	5,6	1,7	43,0	1,4	0,0	0,0	20,6	1,5	0,3	
MAF-5		6,5	55,0	0,8	3,0	58,9	540,2	1,5	0,0	0,0	19,4	0,0	0,0	17,6	19,0	16,0	8,7	2,7	57,0	1,8	0,0	0,0				

Tabla III.3

Análisis químicos de gneises (Tierras Raras)

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
Unidad Central	Gneis de Arroyo Argallón	ARG-1	17,4	40,4	3,9	17,7	3,8	0,8	2,4	0,3	1,5	0,3	0,8	0,1	0,8	0,1
		ARG-2	14,9	26,6	3,3	12,2	2,4	0,8	1,8	0,2	1,3	0,2	0,9	0,1	1,0	0,1
		ARG-3	17,5	32,1	3,9	14,2	2,2	0,6	1,7	0,2	1,0	0,2	0,7	0,1	0,6	0,1
		ARG-4	25,0	49,4	5,8	23,9	4,9	1,2	3,7	0,5	2,9	0,5	1,5	0,2	1,3	0,2
		ARG-5	29,3	57,2	7,0	27,9	6,0	1,2	4,5	0,6	3,3	0,6	1,8	0,3	1,6	0,2
		ARG-6	9,4	18,8	2,0	7,8	1,8	0,6	1,4	0,2	1,5	0,3	0,8	0,1	1,0	0,2
		ARG-7	16,9	28,8	2,6	12,7	1,9	0,7	1,5	0,2	0,9	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1
		ARG-8	14,0	25,1	2,6	11,7	1,7	0,6	1,5	0,2	1,0	0,2	0,5	0,1	0,5	0,1
		ARG-9	20,9	40,8	4,3	19,1	3,9	1,1	2,9	0,5	2,7	0,6	1,7	0,3	1,9	0,3
		ARG-10	45,8	89,2	9,9	38,2	7,4	1,5	5,9	0,8	4,1	0,8	2,1	0,3	2,0	0,3
		ARG-11	18,0	31,9	3,0	12,9	1,9	0,5	1,6	0,2	1,1	0,2	0,6	0,1	0,5	0,1
	Orogneis de la Cardenchoosa	CAR-1	98,8	231,9	23,7	90,4	16,9	5,0	11,9	1,5	7,1	1,3	3,2	0,5	2,9	0,5
		CAR-2	128,1	245,4	26,3	90,9	16,7	4,3	11,8	1,5	7,0	1,3	3,6	0,4	3,6	0,5
		CAR-3	68,8	142,0	15,5	56,3	11,1	3,3	8,2	1,1	5,7	1,0	3,0	0,5	3,0	0,5
		CAR-4	125,0	246,1	25,0	86,9	15,2	3,9	11,4	1,4	6,3	1,1	3,2	0,4	3,2	0,5
		CAR-5	71,5	146,5	15,6	58,3	11,9	3,4	8,3	1,1	5,2	1,0	2,8	0,4	2,8	0,4
		CAR-6	100,5	184,7	20,7	77,1	13,3	4,0	9,8	1,3	6,5	1,1	3,1	0,4	2,9	0,5
	Gneis de Higuera de	HIG-1	10,6	18,6	1,4	9,2	1,6	0,5	1,2	0,1	0,8	0,1	0,6	0,0	0,5	0,1
		HIG-2	60,2	127,7	14,4	55,0	10,8	1,6	8,7	1,1	5,3	0,8	1,8	0,2	1,5	0,2
		HIG-3	57,4	116,5	13,5	51,0	10,5	1,9	8,2	1,1	4,6	0,8	2,0	0,3	1,7	0,2
		HIG-4	7,1	16,6	2,1	6,7	1,7	0,5	0,9	0,2	0,9	0,2	0,4	0,1	0,3	0,0
		HIG-5	3,5	7,4	1,4	4,6	1,1	0,0	0,7	0,2	0,8	0,1	0,4	0,1	0,4	0,0
		HIG-6	3,5	5,9	0,7	2,4	0,6	0,3	0,5	0,1	0,5	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1
	Gneis del Riscal	RIS-1	23,4	53,4	6,3	24,0	5,1	1,0	4,1	0,6	3,0	0,5	1,4	0,2	1,2	0,2
		RIS-2	9,8	18,9	2,4	11,0	2,6	0,2	2,7	0,5	3,4	0,6	1,6	0,3	1,6	0,2
		RIS-3	8,2	19,5	2,4	9,4	2,8	0,2	2,6	0,5	2,9	0,4	1,1	0,1	1,0	0,1
		RIS-4	30,1	70,1	6,8	28,6	7,0	1,3	5,5	0,9	5,7	1,3	3,7	0,5	4,3	0,6
		RIS-5	14,1	28,0	3,4	13,0	2,2	0,7	1,9	0,3	1,5	0,2	0,6	0,0	0,5	0,1
		RIS-6	33,7	70,2	7,6	30,8	6,1	1,2	4,7	0,7	3,4	0,6	1,5	0,2	1,5	0,2
		RIS-7	10,2	21,8	2,5	9,3	1,7	0,3	1,4	0,2	1,1	0,2	0,5	0,1	0,6	0,1
RIS-8		2,1	3,6	0,4	1,6	0,4	0,3	0,3	0,1	0,3	0,1	0,2	0,0	0,2	0,0	
RIS-9		49,0	108,1	11,4	40,6	18,0	0,3	9,8	1,3	3,4	0,4	0,8	0,1	0,6	0,1	
RIS-10		22,1	42,7	4,7	21,1	4,1	1,0	3,7	0,6	3,7	1,1	4,9	0,8	5,0	0,6	
Borde Merid. Zona Centroibérica	Orogneis de Mina Afortunada	MAF-1	14,3	22,3	2,9	10,0	2,0	0,7	1,6	0,3	1,6	0,3	0,8	0,1	0,7	0,1
		MAF-2	17,8	27,9	2,8	13,7	2,4	0,7	2,0	0,2	1,7	0,3	1,0	0,1	1,0	0,1
		MAF-3	10,3	17,8	2,2	9,0	1,3	0,2	1,3	0,1	0,9	0,2	0,5	0,1	0,4	0,1
		MAF-4	11,1	16,6	1,8	6,2	1,6	0,3	1,5	0,2	1,3	0,3	0,8	0,1	0,8	0,1
		MAF-5	10,1	18,3	2,3	8,8	1,5	0,3	1,4	0,2	1,3	0,3	0,7	0,1	0,8	0,1

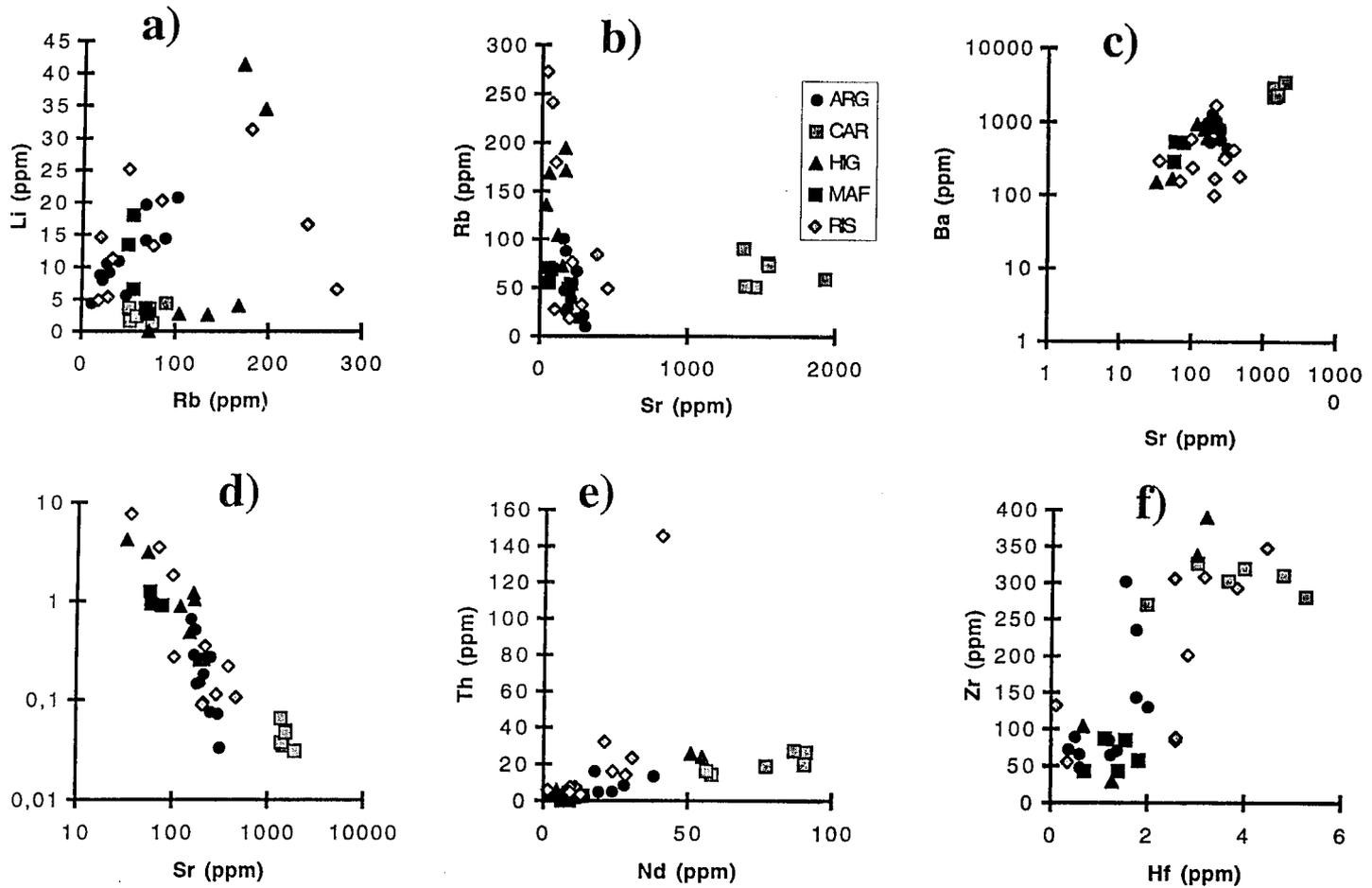


Fig. III.3: Diagramas de variación de elementos traza. Las abreviaturas para los diferentes gneises son las mismas que en las Figs. III. 1 y III.2.

El contenido total en tierras raras de las muestras analizadas es muy bajo ($\Sigma\text{REE} = 43\text{-}72$ ppm) (Tabla III.3). Las tierras raras han sido normalizadas de acuerdo con los valores condríticos propuestos por Anders y Ebihara (1982) y representadas en el diagrama de Masuda-Coryell (Masuda, 1962; Coryell et al., 1963). Los patrones obtenidos (Fig. III.4) muestran una fraccionación importante de tierras raras ligeras (LREE) a tierras raras medias (MREE), mientras que desde MREE a tierras raras pesadas (HREE) la fraccionación es muy pequeña o no existe. Algunas de las muestras presentan anomalía negativa de Eu, mientras que otras tienen una ligera anomalía positiva. Las muestras con anomalía negativa de Eu tienen un perfil idéntico al de las rocas pelíticas. Es difícil interpretar el significado de las que presentan ligera anomalía positiva de Eu, pero probablemente representan movilizados anatécicos enriquecidos en feldespato, similares a los citados por Pereira (1992).

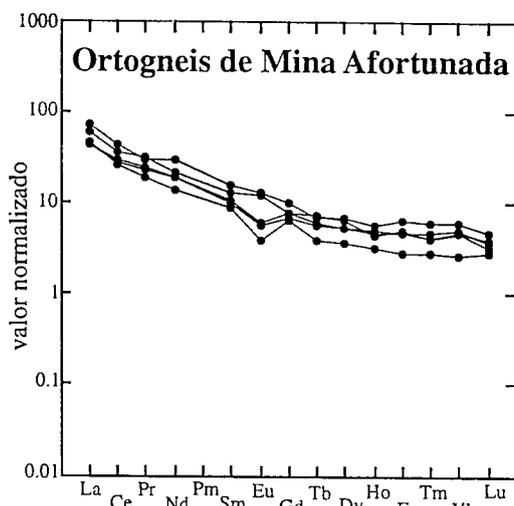


Fig. III.4: Espectro normalizado de tierras raras para las muestras del Ortogneis de Mina Afortunada.

En conclusión, el quimismo de elementos traza del Ortogneis de Mina Afortunada no corresponde al de un granitoide normal, sea peraluminico o de otro tipo, probablemente debido a procesos de transformación ligados al metamorfismo, o bien a procesos de hidrotermalismo posteriores. Aún así, es posible reconocer el carácter químico original, correspondiente a un granito S.

III.3.2: Gneises de la Unidad Central

Se han analizado 29 muestras de diversos tipos de gneises, todas ellas tomadas en la parte inferior de la unidad. Los gneises analizados corresponden básicamente a tres tipos petrográficos distintos: gneises anfibólicos, gneises glandulares biotíticos y gneises leucocráticos y migmatíticos. La serie de muestras CAR se tomó en una banda de ortogneises anfibólicos de dirección NO-SE, que tiene 1 kilómetro de longitud y 20-40 metros de espesor (Fig. III.1); esta banda aflora inmediatamente al N de la Cardenchosa de Azuaga, por lo que será denominada Ortogneis de la Cardenchosa. La serie de muestras ARG se tomó en la parte SE de la Unidad Central, 1 kilómetro al N de la Falla de Azuaga (Fig. III.1), en el Arroyo Argallón; incluye diversos tipos de gneises (algunos de ellos paraderivados como se discutirá más adelante); esta serie de muestras será denominada Gneises de Arroyo Argallón. Las series de muestras HIG y RIS se tomaron a lo largo de dos cortes diferentes de la banda de ortogneises glandulares biotíticos que aflora entre Higuera de Llerena y el Arroyo del Riscal (Fig. III.1); en esta banda aparecen otros tipos de gneises en cantidades subordinadas (algunos de ellos paraderivados). La serie HIG se tomó en Higuera de Llerena por lo que será denominada Gneises de Higuera de Llerena; la serie RIS se tomó en el Arroyo del Riscal por lo que se denominará Gneises del Riscal.

Elementos mayores: De acuerdo con los contenidos en SiO_2 , los Gneises de Arroyo Argallón, Higuera de Llerena y Riscal son rocas ácidas ($\text{SiO}_2 > 66\%$), mientras que el Ortogneis de la Cardenchosa es una roca intermedia ($\text{SiO}_2 = 55-66\%$) (Tabla III.1). Los índices de saturación en alúmina indican que los Gneises de Arroyo Argallón, Higuera de Llerena y Riscal son peraluminicos, mientras que el Ortogneis de la Cardenchosa es metaluminico.

Las muestras del Ortogneis de la Cardenchosa tienen altos contenidos en Na_2O y K_2O y valores elevados de la relación FeO / MgO . Por tanto, en el diagrama FD 1 - FD 2 se proyectan en el campo de los granitoides A (Fig. III.2b). Los granitoides de tipo A son anorogénicos, anhidros y alcalinos, y aparecen generalmente asociados a procesos de rifting continental (Loiselle y Wones, 1979). Por otra parte, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales de este ortogneis (0.7031) (véase apartado III.4) son típicas de granitoides de origen mantélico.

La mayor parte de las muestras de los Gneises de Arroyo Argallón, pese a ser de carácter peraluminico, se proyectan en el campo de los granitos I del diagrama FD 1 - FD 2, aunque algunas de ellas (las menos silíceas) aparecen en el campo de los granitos S (Fig. III.2a). Esto apunta hacia un origen derivado fundamentalmente de la fusión parcial de rocas ígneas. Las transformaciones asociadas con la intensa deformación, o bien una cierta contaminación cortical, podrían ser responsables del carácter peraluminico y de que, por tanto, algunas muestras se proyecten en el campo de los granitos S. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales (0.7052) son las propias de granitos de origen cortical, pero con fuerte participación de materiales del manto.

Los Gneises de Higuera de Llerena y del Riscal, que son similares petrográficamente y forman parte de la misma banda cartográfica (Fig. III.1), se proyectan en campos similares del diagrama FD 1 - FD 2 (Fig. III.2a y b). Estos gneises aparecen principalmente en el campo de los granitos S, aunque algunas de las muestras caen en el campo de los granitos I; el hecho de que los contenidos en CaO sean bajos y de que los contenidos en Na_2O sean mayores que los de K_2O (véase Tabla III.1) también sugiere que se trata de granitos S. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales (> 0.709) son típicas de granitos de origen cortical.

Elementos traza y tierras raras: Los gneises analizados en la Unidad Central no aparecen bien caracterizados al proyectarlos en diversos diagramas de discriminación entre diferentes ambientes tectónicos.

Los altos contenidos relativos en Zr, Nb y U del Ortogneis de la Cardenchoza (Tabla III.2) son típicos de granitos de tipo A (Eby, 1990). Los diagramas Rb-Sr y Ba-Sr (Fig. III.3b y c) ponen de relieve la riqueza en Sr de este ortogneis, en concordancia con su origen claramente ortoderivado.

En el diagrama Rb/Sr-Sr (Fig. III.3d), se observa una cierta correlación lineal entre la relación Rb/Sr y el contenido de Sr en los Gneises de Arroyo Argallón, Higuera de Llerena y Riscal; las muestras del Ortogneis de la Cardenchoza aparecen separadas de las de los otros tres ortogneises. En el diagrama Li-Rb (Fig. III.3a), las muestras del Gneises de Arroyo Argallón presentan una cierta correlación lineal entre los contenidos de Li y de Rb, lo cual es característico de las series diferenciadas de los granitoides (Bea, 1994, com. pers.). Por el contrario, las muestras de los Gneises de la Cardenchoza, Higuera de Llerena y Riscal no presentan correlación lineal, lo que ha sido interpretado como característico de series con escasa diferenciación magmática (Pereira, 1992). En el

diagrama Th-Nd (Fig. III.3e) las muestras de los Gneises de la Cardenchoza y Arroyo Argallón presentan una relación propia de rocas de derivación mantélica (Nd>Th), mientras que las muestras de los Gneises de Higuera de Llerena y el Riscal tienen una tendencia característica de rocas corticales (Th>Nd) (Bea et al., en prep.).

El contenido total en tierras raras de las muestras del Ortogneis de la Cardenchoza es relativamente alto ($\Sigma\text{REE} = 320\text{-}541$ ppm), lo que es típico de granitos A (Eby, 1990). Los otros tres gneises (ARG, HIG y RIS) tienen contenidos totales en tierras raras bajos a moderados (Tabla III.3).

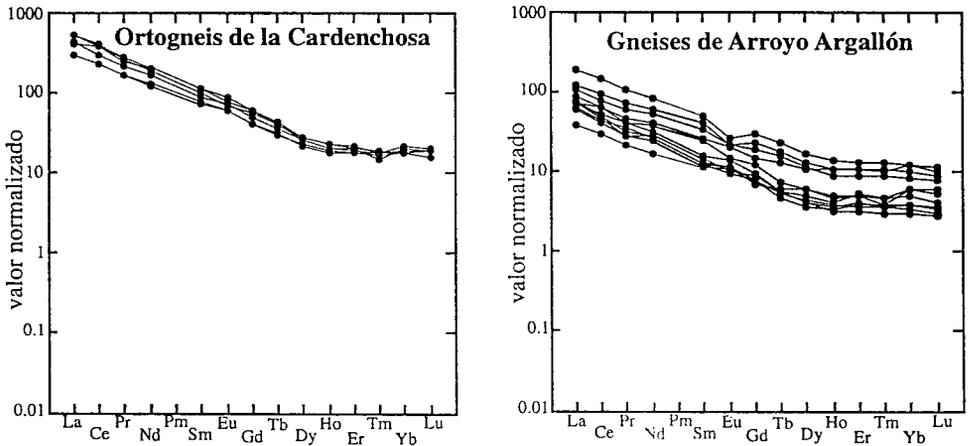


Fig. III.5: Espectros normalizados de tierras raras para las muestras de los Gneises de Arroyo Argallón y la Cardenchoza.

En el diagrama de Masuda-Coryell, el Ortogneis de la Cardenchoza (Fig. III.5) muestra valores condriticos de 500-200 por condrito para las LREE y una fraccionación moderada de LREE a MREE; las HREE presentan un espectro prácticamente plano con valores condriticos de 20-30 por condrito. Ninguna de las muestras de este ortogneis presenta anomalía de Eu. El espectro de este ortogneis es compatible con rocas de tendencia alcalina derivadas del manto (véase González Montero, 1993).

Los espectros de tierras raras de los Gneises de Arroyo Argallón (Fig. III.5) muestran valores condriticos de LREE de 300-20 por condrito y una fraccionación importante de LREE a MREE; los valores condriticos de HREE son de 10-5 por condrito, presentando un espectro casi plano. Existen dos tipos de muestras, unas que podrían

corresponder a protolitos sedimentarios de composición arcósica o grauváquica (las curvas superiores), y otras que podrían corresponder a protolitos ígneos (curvas inferiores). Estas últimas coinciden con las muestras más ricas en SiO₂, por lo que el material original pudieron ser riolitas. Por tanto, los Gneises de Arroyo Argallón podrían representar una serie volcano-sedimentaria, que sufrió fusión parcial durante el metamorfismo que afectó a la Unidad Central. Esto es coherente con los resultados obtenidos a partir de los contenidos en elementos mayores, según los cuales algunas muestras se proyectan en el campo de los granitos I y otras en el de los granitos S (Fig. III.2a). También podría explicar el valor de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial anteriormente mencionado, característico de rocas metapelíticas (Taylor y McLennan, 1985). Algunas de las muestras atribuidas a protolitos metasedimentarios presentan una ligera anomalía negativa de Eu. La mayoría de las muestras atribuidas a protolitos ígneos no presentan anomalía de Eu, aunque alguna de ellas tiene una ligera anomalía positiva, probablemente relacionada con procesos metasomáticos.

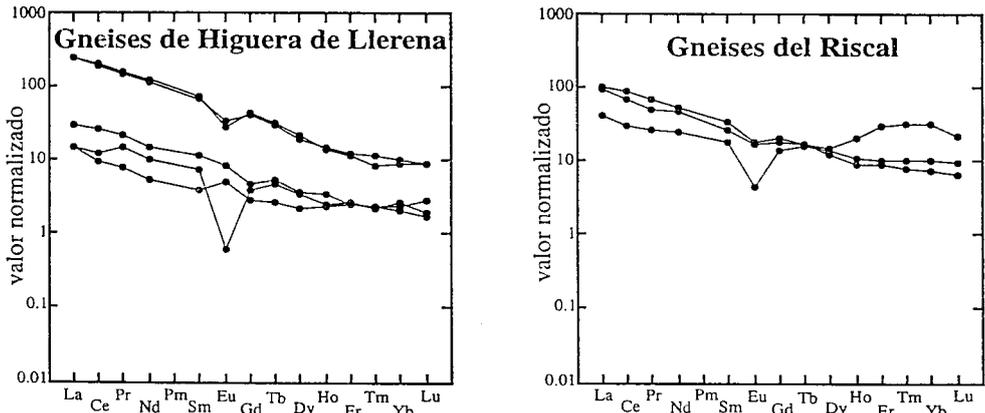


Fig. III.6: Espectros normalizados de tierras raras para las muestras de los Gneises de Higuera de Llerena y el Riscal.

Los Gneises de Higuera de Llerena y del Riscal presentan espectros de tierras raras en los que parece haber muestras de tres tipos (Fig. III.6): a) muestras con valores altos de tierras raras (curvas superiores), que podrían corresponder a protolitos de tipo sedimentario; estas muestras presentan una pequeña anomalía negativa de Eu. b) Muestras

con valores bajos de tierras raras y ligera anomalía positiva de Eu, que podrían corresponder a neosoma migmatítico. c) Muestras con fuerte anomalía negativa de Eu, que podrían corresponder a granitos S (granitos peraluminicos con granate almandínico en su composición mineralógica). Estos espectros de tierras raras apuntan hacia protolitos ígneo-sedimentarios para estos gneises, que habrían sufrido fusión parcial durante el metamorfismo de esta unidad.

En resumen, y a pesar de que la intensa deformación y metamorfismo sufridos por los gneises de la Unidad Central pueden ser en parte responsables de su complejidad geoquímica, se puede concluir que los gneises analizados pertenecen a tres grupos distintos de acuerdo con sus características geoquímicas: el Ortogneis de la Cardenchoza es un granito de tipo A y origen mantélico; los Gneises de Arroyo Argallón parecen corresponder a una serie volcano-sedimentaria en la que los términos ígneos pudieron ser riolitas de afinidad I y los sedimentarios arcosas y/o grauvacas; y los Gneises de Higuera de Llerena y Riscal parecen estar formados por material metasedimentario y granitos S.

III.3.3: Anfibolitas de la Unidad Central

Las anfibolitas analizadas pertenecen a las dos variedades petrográficas descritas en el apartado II.2: anfibolitas granatíferas y no granatíferas; entre las primeras, algunas de ellas conservan relictos de paragénesis eclogíticas. Las anfibolitas están fuertemente deformadas y metamorfizadas presentando una intensa fábrica plano-linear que dificulta el reconocimiento de texturas y estructuras ígneas. Los contactos entre los diferentes cuerpos gneílicos y anfibolíticos son paralelos a la foliación principal.

Todas las muestras analizadas (Tabla III.4) son rocas básicas o ultrabásicas, excepto la AA-351 que tiene un contenido en SiO_2 del 58 % (roca intermedia). Las muestras AA-217, AA-274, AA-275, AA-344, AA-351 y AA-364 tienen contenidos en elementos mayores propios de rocas ortoderivadas. Por el contrario, las muestras AA-367 y AA-368, que corresponden respectivamente al borde no granatífero y el centro granatífero de un nivel anfibólico de 2 metros de potencia, tienen contenidos típicos de sedimentos pelítico-carbonáticos: relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$ demasiado altas, muy pobres en álcalis, y relaciones $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ impropias de rocas ígneas.

La mayor parte de las muestras ortoderivadas (especialmente AA-274, AA-351 y

AA-364) son ricas en elementos incompatibles (Ti, Na, k, P, Y y Zr) (Tabla III.4; esto sugiere que estas rocas son de afinidad alcalina.

La interpretación que propongo para las ortoanfibolitas teniendo en cuenta sus relaciones estructurales con los gneises y sus características geoquímicas, es que constituían diques, probablemente de composición diabásica.

Tabla III.4

Análisis químicos de anfibolitas (elementos mayores y traza)

	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.C.	Total	
Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena	AA-165	50,50	2,45	16,10	12,33	0,16	6,60	2,91	1,73	4,56	0,23	1,03	98,60
	AA-178	46,40	0,53	16,20	10,17	0,20	10,20	11,52	1,11	0,50	0,07	1,93	98,83
	AA-22	46,30	1,31	15,40	10,71	0,19	10,00	9,71	1,93	1,29	0,13	1,87	98,84
	AA-227	47,40	1,42	15,90	9,90	0,17	8,90	10,55	2,16	0,95	0,22	1,39	98,96
	AA-24C	39,10	0,75	14,90	14,85	0,35	4,90	21,03	0,39	0,07	0,24	1,82	98,40
	AA-27	49,50	0,88	15,00	9,63	0,22	7,70	12,38	1,03	1,20	0,28	1,12	98,94
	AA-41	54,20	0,92	17,70	10,44	0,19	3,70	8,78	1,11	0,71	0,28	0,79	98,82
	AA-88	46,70	1,06	17,70	10,80	0,21	9,50	11,42	0,68	0,09	0,11	0,51	98,78
	AA-92	46,80	0,99	15,20	11,34	0,22	12,00	9,21	0,84	0,29	0,12	1,67	98,68
Unidad Central	AA-217	46,40	1,20	14,10	11,52	0,23	8,00	13,08	2,17	1,00	0,22	0,80	98,72
	AA-274	48,60	2,94	13,00	13,32	0,22	5,80	9,65	3,47	0,55	0,58	0,35	98,48
	AA-275	49,30	1,60	13,90	11,79	0,18	7,80	10,19	2,66	0,51	0,09	0,69	98,71
	AA-344	53,30	0,62	18,10	8,64	0,16	5,40	5,98	3,97	1,28	0,29	1,32	99,06
	AA-351	57,90	1,82	13,50	9,63	0,19	5,50	3,70	2,52	1,63	0,51	2,11	99,01
	AA-364	42,40	3,26	11,20	14,85	0,22	6,70	13,01	2,21	0,73	2,71	1,03	98,32
	AA-367	40,50	1,54	17,20	15,66	0,21	6,90	12,46	1,69	0,53	0,13	1,41	98,23
	AA-368	47,20	0,44	17,30	7,65	0,17	9,10	13,04	1,35	1,20	0,05	1,55	99,05

	Sc	V	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	
Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena	AA-165	45	363	38	45	262	274	13	217	9	566	1
	AA-178	43	162	49	158	44	204	18	29	1	32	4
	AA-22	198	44	137	70	171	26	63	1	304	<4	2
	AA-227	34	213	39	115	34	205	35	103	1	152	10
	AA-24C	16	212	40	15	5	263	26	59	4	16	30
	AA-27	33	208	40	48	39	126	16	105	1	80	2
	AA-41	21	169	44	17	17	458	23	74	1	424	18
	AA-88	34	175	54	164	9	157	23	72	1	16	35
	AA-92	38	186	56	234	26	171	24	79	1	35	2
Unidad Central	AA-217	38	220	51	138	34	218	28	69	3	331	3
	AA-274	43	349	49	29	13	226	55	263	5	175	6
	AA-275	46	500	50	84	17	214	13	30	1	119	1
	AA-344	16	105	25	24	44	650	13	85	2	279	7
	AA-351	25	176	28	22	63	208	44	257	6	360	20
	AA-364	30	372	79	30	23	182	32	49	4	171	1
	AA-367	32	349	64	12	15	522	24	74	2	110	2
	AA-368	46	139	49	112	48	190	9	20	1	124	5

III.3.4: Anfibolitas de la Unidad de Sierra Albarrana

Se han estudiado 9 muestras de anfibolitas provenientes de la Unidad de Sierra Albarrana. Estas anfibolitas están intercaladas en las Cuarcitas de Sierra Albarrana, el tamo de gneises migmatíticos y anfibolitas, y los Micasquistos de la Albariza. Están fuertemente deformadas (fábrica plano-linear) y metamorfozadas (zonas de la estauroлита-andalucita, de la sillimanita y del feldespato potásico).

Todas las muestras analizadas son rocas básicas o ultrabásicas de acuerdo con sus contenidos de SiO_2 (Tabla III.4). Sin embargo, los contenidos en otros elementos mayores demuestran que la mayor parte de estas anfibolitas son paraderivadas; así, las relaciones $\text{CaO} / \text{Na}_2\text{O}$ y $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ no son las propias de rocas ortoderivadas. La muestra AA-227 es la única que tiene contenidos más o menos típicos de una roca ortoderivada.

III.4: DATACIONES Rb-Sr SOBRE ROCA TOTAL

Los resultados analíticos de las cuatro dataciones realizadas en este trabajo están recogidos en la Tabla III.5 y en la Fig. III.7. Los cuatro gneises datados pertenecen a la Unidad Central.

Las muestras del Ortogneis de la Cardenchoza, a pesar del escaso intervalo de variación en las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se ajustan razonablemente bien, indicando una edad de 690 ± 134 Ma (MSWD = 16.2) y relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7031 ± 0.0012 (Fig. III.7). Esta relación inicial tan baja indica que el protolito de este ortogneis es probablemente de origen mantélico. Las características geoquímicas de este ortogneis que apuntan hacia un granitoide de tipo A, son compatibles con su origen mantélico.

Las muestras ortoderivadas de los Gneises de Arroyo Argallón muestran una gran dispersión en el diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que probablemente se debe a una apertura del sistema durante el metamorfismo de alto grado. Las relaciones isotópicas indican una edad de 632 ± 103 Ma (MSWD = 349) y una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7052 ± 0.0014 (Fig. III.7). Esta relación inicial, aunque no tan baja como en el caso del Ortogneis de la Cardenchoza, indica una cierta participación de material de derivación mantélica.

Las muestras ortoderivadas de los Gneises de Higuera de Llerena y Riscal se ajustan bastante bien, indicando edades de 489 ± 10 Ma (MSWD = 29.5) y 496 ± 14 Ma (MSWD = 613) respectivamente (Fig. III.7). Las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son en ambos casos altas (> 0.709), lo que indica un origen puramente cortical para los protolitos ígneos de estos gneises.

Tabla III.5
Relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de
las muestras analizadas

		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
Gneis de Arroyo Argallón	ARG-1	0,711104	0,512
	ARG-2	0,710603	0,652
	ARG-3	0,708723	0,500
	ARG-4	0,718955	1,576
	ARG-5	0,721773	1,992
	ARG-6	0,713432	0,830
	ARG-7	0,70677	0,276
	ARG-8	0,706681	0,170
	ARG-11	0,709453	0,302
Ortogneis de la Cardenchosa	CAR-1	0,703906	0,089
	CAR-2	0,704464	0,151
	CAR-3	0,704967	0,190
	CAR-4	0,704343	0,111
	CAR-5	0,704424	0,118
	CAR-6	0,704439	0,136
Gneis de Higuera de Llerena	HIG-1	0,723163	1,481
	HIG-2	0,73279	3,001
	HIG-3	0,73597	3,572
	HIG-4	0,73427	3,124
	HIG-5	0,808831	13,894
	HIG-6	0,779281	9,541
Gneis del Riscal	RIS-1	0,744752	5,416
	RIS-2	0,873151	23,008
	RIS-3	0,783554	10,148
	RIS-4	0,717934	1,083
	RIS-6	0,715531	0,673
	RIS-7	0,713807	0,257
	RIS-8	0,713159	0,360
	RIS-9	0,716241	0,916
	RIS-10	0,71329	0,337

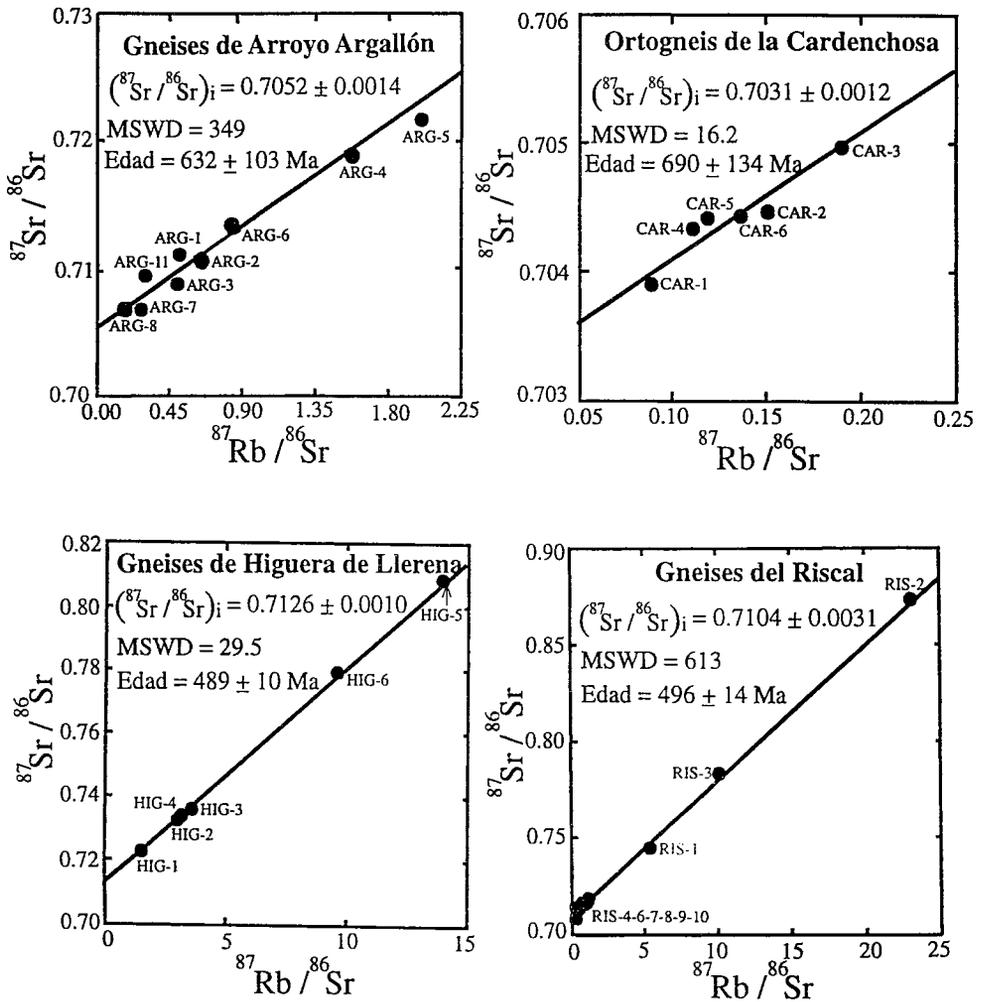


Fig. III.7: Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de los gneises analizados. Para cada uno de ellos se indica la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, el valor de MSWD y la edad obtenida. En el caso de los Gneises de Arroyo Argallón, Higuera de Llerena y Riscal, sólo se han utilizado las muestras ortoderivadas.

En resumen, las dataciones realizadas indican la existencia de gneises de dos grupos distintos de edades dentro de la Unidad Central. Los Gneises de la Cardenchoza y Arroyo Argallón dan edades del Proterozoico superior y bajas relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Los Gneises de Higuera de Llerena y Riscal dan edades del Paleozoico inferior y altas relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

En cuanto a la edad de los metasedimentos de esta unidad, tampoco se pueden obtener conclusiones definitivas, ya que la fuerte deformación impide en la mayor parte de los casos establecer el carácter intrusivo de las rocas ortoderivadas. No obstante, los Ortogneises de Ribera del Fresno y Minillas son muy probablemente intrusivos en los metasedimentos, lo que implica una edad preordovícica para estos últimos.

En la Tabla III.6 se resumen todos los datos geocronológicos de protolitos disponibles sobre la región estudiada.

Tabla III.6
Resumen de los datos geocronológicos disponibles

Edades de protolitos				
		Edad en Ma	Autor/es	Método
BMZCI*	Ortogneis de Mina Afortunada	506.7 + 8.8 / - 6.6	Ochsner (1993)	U-Pb sobre monacitas
	Roca básica anfibolitizada	611 + 17 / - 12	Schäfer (1990)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de la Cardenchosa	690 ± 134	Este estudio	Rb-Sr sobre roca total
	Gneises de Arroyo Argallón	632 ± 103	Este estudio	Rb-Sr sobre roca total
	Gneis de Higuera de Llerena	489 ± 10	Este estudio	Rb-Sr sobre roca total
	Gneis del Riscal	496 ± 14	Este estudio	Rb-Sr sobre roca total
	Ortogneis de Almendralejo	475 ± 9	García Casquero et al. (1985)	Rb-Sr sobre roca total
Unidad Central	Ortogneis de Almendralejo	474.5 + 9.5 / - 6.3	Ochsner (1993)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de Almendralejo	471 + 16 / - 10	Ochsner et al. (1992)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de Aceuchal	477.1 + 4.8 / - 4.1	Ochsner (1993)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de Aceuchal	474 + 7 / - 6	Ochsner et al. (1992)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de Ribera del Fresno	423 ± 8	García Casquero et al. (1985)	Rb-Sr sobre roca total
	Ortogneis de Ribera del Fresno	556 + 159 / - 65	Ochsner (1993)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de Ribera del Fresno	542 + 80 / - 47	Ochsner et al. (1992)	U-Pb sobre zircones
	Ortogneis de Ribera del Fresno	470-475	Schäfer (inédito)	SHRIMP sobre monozircones
	Ortogneis de las Minillas	474	Schäfer (inédito)	SHRIMP sobre monozircones
BSZOM**	Granitoide de Ahillones	585 ± 5	Schäfer (1990)	U-Pb sobre zircones
	Granitoide del Mosquill	543.7 + 5.7 / - 4.7	Ochsner (1993)	U-Pb sobre zircones

BMZCI* = Borde Meridional de la zona Centroibérica

BSZOM** = Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena

III.5: INTERPRETACION

Los resultados obtenidos del estudio geoquímico y geocronológico, junto con los datos previos de otros autores, permiten precisar la evolución preorogénica y caracterizar el marco tectónico de la región estudiada.

Las rocas ígneas de la Formación Malcocinado son de naturaleza calcoalcalina y están probablemente relacionadas con la Orogenia Cadomiense. Las manifestaciones de esta orogenia serían, además de esta actividad ígnea, la discordancia angular entre la

Formación Malcocinado y su sustrato, y la existencia de una deformación dúctil y un metamorfismo de bajo grado (datado en 550-560 Ma por Blatrix y Burg, 1981 y Dallmeyer y Quesada, 1992) en la Serie Negra que aflora en el núcleo del Antiforme de Peraleda del Zaucejo. El Ortogneis de la Cardenchosa y las facies ortoderivadas de los Gneises de Arroyo Argallón son difíciles de relacionar con la Orogenia Cadomiense, ya que, por una parte, su naturaleza es en algunos casos claramente alcalina (Ortogneis de la Cardenchosa) y, por otra, sus edades son más antiguas que las del metamorfismo cadomiense y las de los cuerpos ígneos de la Formación Malcocinado. De acuerdo con lo anterior, estos gneises podrían estar relacionados con una actividad magmática precadomiense, ligada a un proceso de rifting, aunque para esclarecer este punto se requiere un estudio geoquímico y geocronológico más detallado.

Durante el Paleozoico inferior (\approx 500-450 Ma) tiene lugar una importante actividad magmática que está representada por ortogneises de carácter peralcalino (Ortogneises de Almendralejo y Aceuchal) y peralumínico (Ortogneises de Mina Afortunada, Riscal, Higuera de Llerena, Ribera del Fresno y Minillas), que han sido relacionados con un proceso anorogénico (Ochsner, 1993). La coexistencia de un magmatismo de carácter peralcalino y peralumínico de la misma edad no tiene, por el momento, una interpretación bien establecida. No obstante, este tipo de asociación ha sido descrita en el Paleozoico inferior de varios sectores de la Cadena Varisca. Cabe señalar, que en la Unidad de Malpica-Tuy (Ortega y Gil Ibarguchi, 1983; Arenas et al., 1986) ha sido descrita una actividad ígnea similar y de la misma edad (véase por ejemplo, Van Calsteren, 1977; Kuijper, 1979; Barrera et al., 1984; Ribeiro y Floor, 1987; Pin et al., 1992). Asimismo, en el Macizo Central Francés también ha sido descrita esta asociación de rocas (véase por ejemplo, Pin y Lancelot, 1982). En dichas regiones, esta asociación de rocas ígneas ha sido relacionada por los autores antes mencionados con un episodio de rifting durante el Paleozoico inferior. En la región estudiada en este trabajo, es muy probable que este magmatismo esté relacionado también con un proceso de rifting en el Paleozoico inferior, que además podría explicar las diferencias lito y bioestratigráficas de las sucesiones ordovícico-silúricas situadas al NE y SO de la Unidad Central. Este adelgazamiento cortical es coherente con la subducción que a continuación sufrieron parte de estas rocas que, como se describirá en el capítulo de metamorfismo, se manifiesta por la presencia de asociaciones minerales de alta presión en las metabasitas intercaladas en los metasedimentos y ortogneises de la Unidad Central.

CAPITULO IV: ESTRUCTURA

Los primeros trabajos que abordan la estructura de la región estudiada son los de Delgado Quesada (1971), Bladier (1974), Laurent (1974) y Chacón (1979). La primera interpretación estructural basada en criterios cinemáticos modernos es la de Burg et al. (1981); este trabajo ha sido durante una decena de años la referencia fundamental sobre la estructura de esta región. El sentido de movimiento lo establecieron a partir de estructuras S-C, mica-fishes, colas asimétricas en feldespatos, y otras estructuras típicas de zonas de cizalla, que se observan en las rocas gneísicas de la Unidad Central. Las diversas estructuras asimétricas indican, según los mismos autores, un sentido de movimiento sinistrorso, siendo la foliación subvertical y la lineación de estiramiento subhorizontal. Burg et al. (1981) interpretaron este contacto mayor de la Cadena Varisca (contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena) como una zona de cizalla dúctil subvertical de salto en dirección izquierdo, limitada lateralmente por fallas subverticales sinistrorsas (Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba) (Fig. I.5). Estos autores no precisaron la posición de las fallas que limitarían la zona de cizalla sinistrorsa; sin embargo, a partir del mapa que aportan se puede deducir que estos accidentes son: al SO la Falla de Azuaga (Chacón et al., 1974), y al NE una falla que separaría las rocas paleozoicas de la Sierra de Hornachos de las rocas precámbricas que aparecen al SO de la misma (Fig. I.5). En trabajos posteriores, se denominó a ésta última "Falla de Hornachos" (Chacón et al., 1983; Apalategui et al., 1990; Abalos, 1990; Abalos y Eguiluz, 1991). En los trabajos más recientes sobre el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena se ha

mantenido la interpretación estructural propuesta por Burg et al. (1981), pero se ha descrito que el cizallamiento sinistrorso varisco es un episodio subordinado, sobrepuesto a una evolución tectonometamórfica principal de edad cadomiense (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990; Quesada, 1991; Ribeiro et al., 1990). Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) proponen una estructuración precámbrica consistente en un apilamiento de láminas cabalgantes compuestas por rocas de la corteza inferior y media, y con movimiento del bloque de techo hacia el S; esta pila estaría modificada por el cizallamiento sinistrorso varisco. Sin embargo, como veremos en el apartado IV.2, no existen criterios que permitan reconstruir esa supuesta pila de láminas cabalgantes, y, por otro lado, las dataciones radiométricas indican que el metamorfismo que afecta a las rocas de la Unidad Central no es finiprecámbrico sino varisco.

Con independencia de la edad del metamorfismo y las estructuras, la investigación que he realizado ha permitido establecer una geometría y cinemática notablemente diferentes de las que venían siendo aceptadas. A continuación se describe separadamente la estructura de los tres grandes conjuntos diferenciados.

IV.1: BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA

IV.1.1: Introducción y antecedentes

El Borde Meridional de la Zona Centroibérica está separado de la Unidad Central por una importante falla (la Falla del Matachel, véase el mapa geológico) que se describirá más adelante (apartado IV.3.4).

En trabajos previos, el contacto entre las rocas precámbricas y las rocas paleozoicas en el borde SO de la Sierra de Hornachos ha sido considerado como una importante falla de salto en dirección ("Falla de Hornachos") a la que se ha dado el carácter de límite entre dos "dominios" (Chacón et al., 1983; Apalategui et al., 1990; Abalos y Eguiluz, 1991). No obstante, como ya se ha indicado en el apartado II.1, este contacto no es una falla sino una discordancia angular. Por otro lado, se han asignado evoluciones tectonometamórficas distintas a las rocas precámbricas y paleozoicas (véase por ejemplo, Delgado Quesada et al., 1977; Apalategui et al., 1988a; Apalategui et al., 1990; Abalos, 1990; Abalos y Eguiluz, 1991). Es claro que, en efecto, al NE del área estudiada donde la deformación varisca ha sido poco intensa (Antiforme de Peraleda del Zaucejo), las rocas de la Serie Negra han preservado una foliación finiprecámbrica (Capdevila et al., 1971; Laurent, 1974); no obstante, en esta investigación he puesto de manifiesto que en el sector de Hornachos, la evolución tectonometamórfica principal es la misma en las rocas precámbricas y en las rocas paleozoicas (Azor et al., 1992c), por lo que la foliación antevarisca sólo se ha preservado en sectores poco afectados por las deformaciones variscas.

A continuación se resumen brevemente los trabajos previos sobre la estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Chacón et al. (1983) describieron las siguientes estructuras en las rocas precámbricas (Serie Negra) que afloran al SO de la Sierra de Hornachos: pliegues sinquistosos de directriz N-S vergentes al E, y pliegues posteriores levantados de dirección NO-SE. Estos autores describieron también en el sector de Hornachos una unidad alóctona compuesta por gneises miloníticos y anfibolitas, que denominaron unidad de Pinos y que habría cabalgado hacia el NE sobre las rocas de la Serie Negra. A partir de la descripción que dan estos autores, parece deducirse que esta

supuesta unidad alóctona corresponde al Ortogneis de Mina Afortunada.

Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) estudiaron también la estructura de las rocas precámbricas situadas al SO de la Sierra de Hornachos; en su opinión, estas rocas constituyen una lámina que cabalgó hacia el S sobre las rocas gneísicas de la Unidad Central. Esta deformación habría sido la que desarrolló la fábrica plano-linear de la Serie Negra, y su edad sería finiprecámbrica. No obstante, señalan que en el Ortogneis de Mina Afortunada la fábrica plano-linear sería de edad varisca y estaría ligada a un cizallamiento lateral izquierdo. Las observaciones de campo que he realizado son, sin embargo, muy claras en cuanto a la identidad de la fábrica plano-linear del Ortogneis de Mina Afortunada y la de su encajante (Serie Negra).

Apalategui et al. (1990) describieron la estructura de las rocas paleozoicas situadas al NE de la supuesta "Falla de Hornachos". En su opinión la estructura consistiría en pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NE, cortados por las rocas intrusivas del Batolito de los Pedroches; al NE de éste aparecería una secuencia autóctona no deformada típica de antepaís. Estos mismos autores consideraron que todas las rocas precámbricas están afectadas por deformaciones sinmetamórficas que no se observan en las rocas paleozoicas, y que son por tanto de edad finiprecámbrica; sin embargo, sólo describieron las deformaciones precámbricas en el Antiforme de Peraleda del Zaucejo, situado al NE del área estudiada en este trabajo. Según Apalategui et al. (1990), la estructura precámbrica de las rocas del Antiforme de Peraleda del Zaucejo consiste en pliegues sinesquistosos isoclinales de dirección E-W, replegados por otros de dirección N-S con un clivaje de crenulación asociado.

Abalos y Eguluz (1991) estudiaron la estructura de las rocas que afloran inmediatamente al NE de la supuesta Falla de Hornachos. Describieron una fase principal de deformación responsable de una foliación asociada a pliegues levantados vergentes al NE. La Sierra de Hornachos, en opinión de estos autores, constituiría un dúplex de tipo "strike-slip".

Como se verá a continuación, la geometría y cinemática de las estructuras es, de acuerdo con mis investigaciones, muy diferente a la descrita en los trabajos previos.

IV.1.2: Descripción de la estructura

Se pueden diferenciar dos unidades estructurales (unidad autóctona y unidad alóctona, Figs. IV.1 y IV.2), que presentan diferentes estilos de deformación (Martínez

Poyatos et al., 1995). La unidad alóctona aflora en la parte SO y está afectada por dos fases de deformación; la primera, que denominaré fase de deformación principal, generó pliegues tumbados y una zona de cizalla dúctil con una fábrica plano-lineal asociada; la segunda fase, que denominaré fase de crenulación, da lugar a pliegues rectos* (Fleuty, 1964) que llevan asociado un clivaje de crenulación. La unidad autóctona aflora en la parte NE, estando afectada por una sola fase de deformación que produjo pliegues rectos sinesquistosos. La unidad alóctona es cabalgante sobre la autóctona (Figs. IV.2 y IV.3); el cabalgamiento se produjo al final de la fase de deformación principal de la unidad alóctona (Martínez Poyatos et al., 1995), y está plegado por pliegues abiertos de plano axial subvertical formados durante la fase de crenulación.

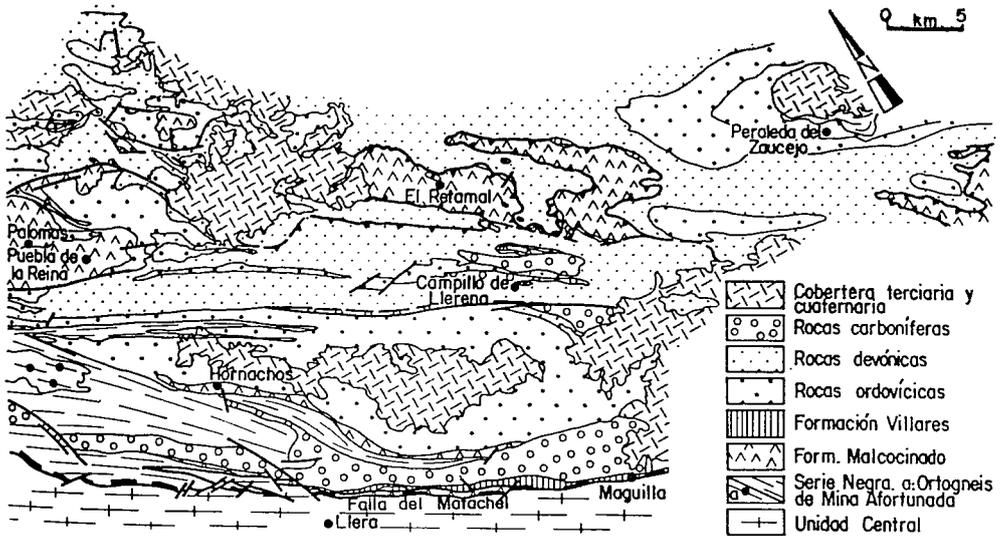


Fig. IV.1: Mapa litológico del Borde Meridional de la Zona Centroibérica en el sector de Hornachos.

*Este término corresponde a la traducción de "upright" propuesta por Bastida y Gil Iburguchi (1977).

IV.1.2.a: La unidad alóctona

La fase de deformación principal

Estructuras mayores: Las estructuras mayores de la fase de deformación principal son dos pliegues tumbados vergentes al NE, que van acompañados de un cizallamiento dúctil, especialmente intenso en el flanco inverso, y un cabalgamiento que superpone esta unidad sobre la unidad autóctona situada al NE (Figs. IV.2 y IV.3).

Los dos pliegues tumbados son: un sinclinal con núcleo en las rocas ordovícicas de la Sierra de Hornachos, y un anticlinal con núcleo en las rocas de la Formación Malcocinado que afloran en torno a Puebla de la Reina (Fig. IV.2). El flanco inverso común a ambos pliegues tiene una longitud de aproximadamente 15 kilómetros. Originalmente esta longitud debió de ser mayor ya que hay que considerar un acortamiento de la estructura debido al plegamiento posterior (Fig. IV.3). La línea de charnela de estos pliegues tiene una orientación media NO-SE, y es subhorizontal, aunque localmente tiene inmersión hacia el NO o hacia el SE debido a la interferencia con los pliegues posteriores. La superficie axial de los pliegues tumbados es aproximadamente subhorizontal, aunque aparece con buzamientos que varían mucho debido a los pliegues de la fase de crenulación.

El cabalgamiento que separa esta unidad de la unidad autóctona, aflora en la base de algunos “klippes” de extensión kilométrica constituidos por materiales de la Formación Malcocinado (Figs. IV.1 y IV.2). Así por ejemplo, en las proximidades de El Retamal aparece un “klippe” constituido por rocas de la Formación Malcocinado que cabalgan sobre rocas del Ordovícico y del Devónico. El cabalgamiento está plegado por pliegues rectos, de forma que los “klippes” afloran en sinformes coincidentes con sinformes rectos de la unidad autóctona (Martínez Poyatos et al., 1995). Esto parece indicar que la única fase de deformación que se reconoce en la unidad autóctona corresponde a la fase de crenulación de la unidad alóctona.

Pliegues menores: Los pliegues menores asociados a la fase principal de deformación en la parte sudoccidental de la unidad son de dimensiones centimétricas a decamétricas y geometrías variables, desde apretados hasta isoclinales (Fleuty, 1964). En algunos afloramientos tienen charnelas curvas. Por lo general, muestran un notable

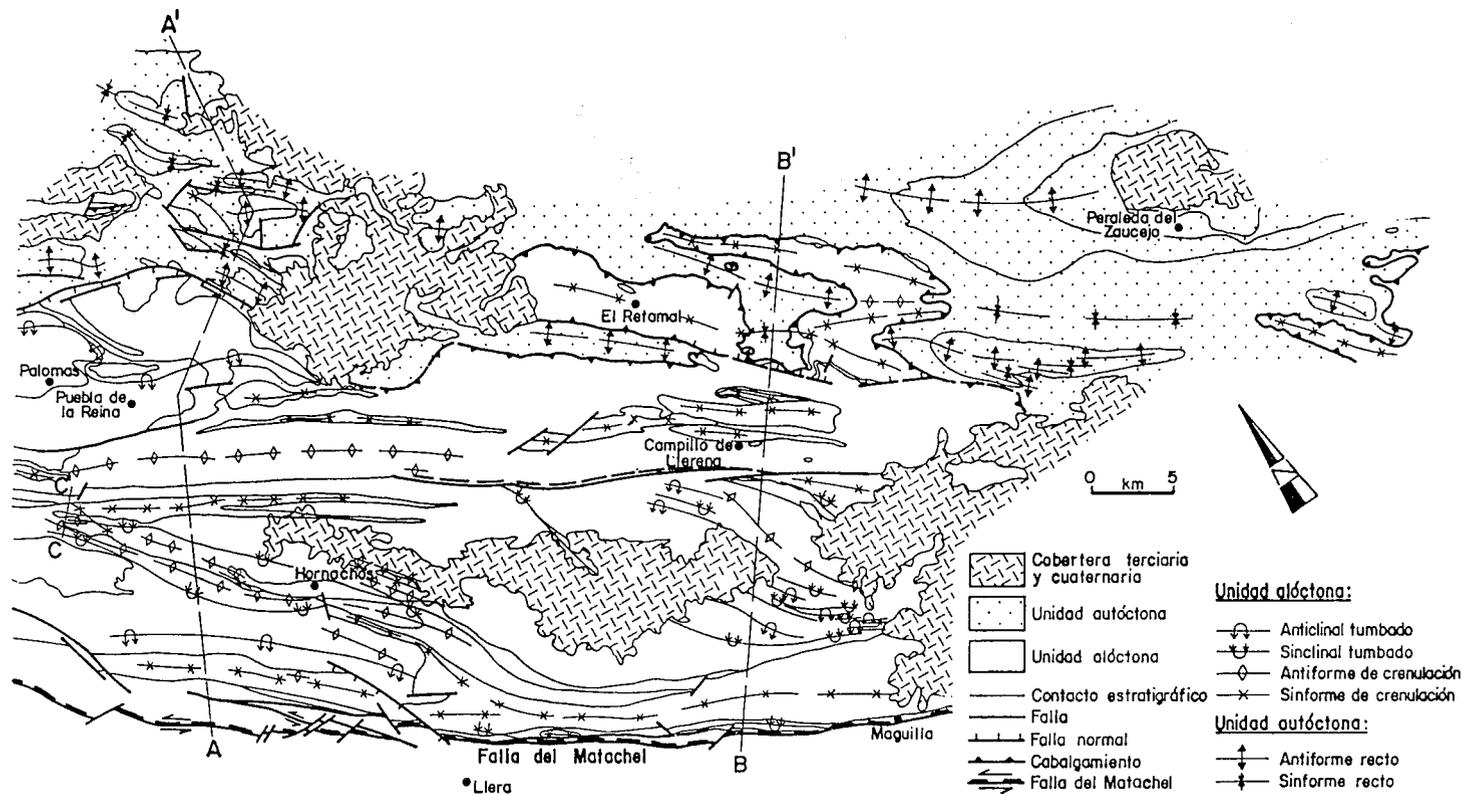


Fig IV.2: Mapa estructural del Borde Meridional de la Zona Centroibérica en el sector de Hornachos, en el que se han diferenciado las unidades autóctona y alóctona. AA', BB' y CC' cortes geológicos de las Figs. IV.3 y IV.9.

engrosamiento de charnela y pertenecen a las clases 2 y 3 de Ramsay (1967). De acuerdo con la clasificación de Hudleston (1973), estos pliegues son mayoritariamente de los tipos 4B, 4C, 4D, 5B, 5C y 5D.

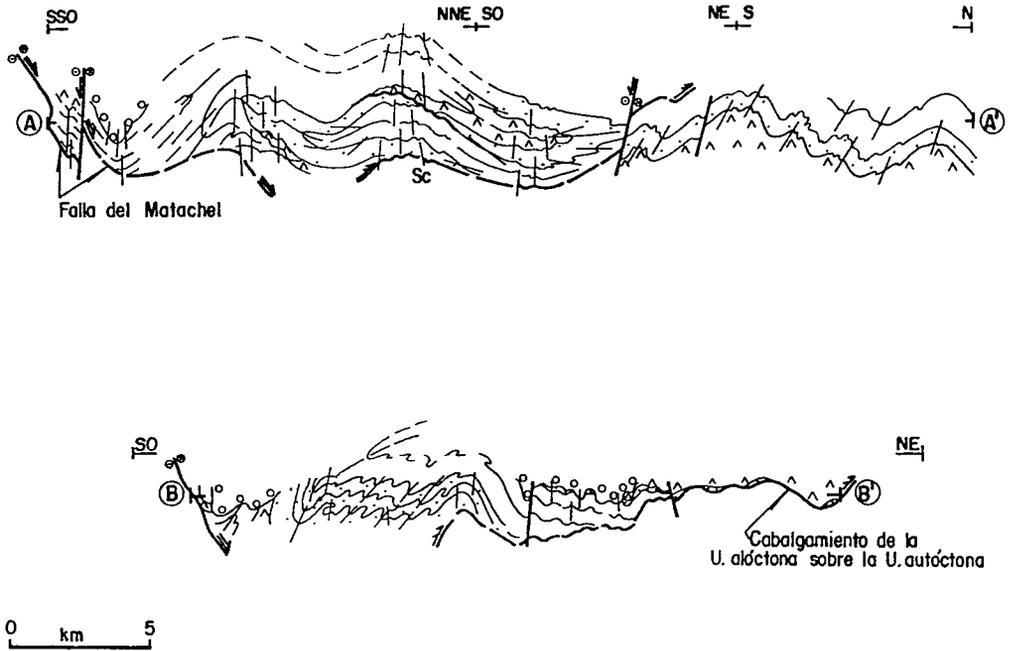


Fig. IV.3: Cortes geológicos del Borde Meridional de la Zona Centroeibérica. Véase localización en la Fig. IV.2. Sc: foliación de crenulación.

Orientación y descripción de la fábrica: La fábrica asociada a los pliegues tumbados es plano-linear, con la foliación paralela a la superficie axial y la lineación de estiramiento paralela al eje de los mismos. La foliación tiene una dirección entre N120°E y N160°E, y su buzamiento es variable debido al plegamiento producido por la fase de crenulación (Figs. IV.3 y IV.4). La dirección de la lineación de estiramiento varía desde N120°E a N160°E; su inclinación es por lo general muy pequeña, aunque localmente, debido a la interferencia con los pliegues posteriores, se dan inmersiones moderadas tanto hacia el NO como hacia el SE (Fig. IV.4). La lineación de intersección entre la estratificación y la foliación es paralela a la lineación de estiramiento. La fábrica plano-linear afecta a las rocas precámbricas y a las paleozoicas pre-carboníferas, por lo que necesariamente hay que relacionarla con la Orogenia Varisca.

La superficie de cabalgamiento está marcada por cataclasitas, en las que se

En las rocas metapelíticas, **la foliación** asociada a los pliegues tumbados es una esquistosidad o un clivaje pizarroso marcado por las micas. El cuarzo aparece en dominios alternantes con dominios ricos en mica. En los dominios ricos en cuarzo, éste aparece formando desde pequeños cristales equidimensionales con uniones triples a 120° , hasta “ribbons” mono o policristalinos. En los dominios micáceos, los filosilicatos muestran una fuerte orientación preferente según la foliación; el cuarzo es escaso y aparece también como cristales elongados según la foliación. En las rocas cuarcíticas la foliación está definida fundamentalmente por “ribbons” de cuarzo, que pueden ser policristalinos o bien monocristalinos con desarrollo de subgranos; los pequeños cristales de mica blanca que aparecen en estas rocas están orientados paralelamente a los “ribbons”, y parece que en muchos casos han condicionado la anchura del “ribbon” de cuarzo. En los conglomerados la foliación está marcada por el aplastamiento de los cantos y por la orientación preferente de los granos de la matriz. En las rocas metaígneas de la Formación Malcocinado la foliación está marcada por anfíboles y minerales micáceos que rodean los cristales feldespáticos; éstos últimos aparecen bien como granos idiomorfos, o bien con algo de recristalización a favor de las sombras de presión. En las anfibolitas de la Serie Negra, la foliación está definida por la orientación preferente del anfíbol y la plagioclasa. En el Ortogneis de Mina Afortunada la foliación está definida principalmente por los minerales micáceos. El cuarzo aparece concentrado en bandas en las cuales los cristales son subidiomorfos y contactan entre sí en puntos triples. Los porfidoclastos de feldespato potásico muestran también una cierta elongación paralela a la foliación, debida probablemente al desarrollo de colas de presión por recristalización del feldespato, a veces en intercrecimientos con cuarzo. Es frecuente el desarrollo de cristales de mica blanca en el entorno de los cristales feldespáticos, que rodean al porfidoclasto y contribuyen a definir la foliación.

En las rocas metapelíticas de la Serie Negra se observa en ocasiones que en los dominios cuarzosos se preservan charnelas desenraizadas, definidas por cristales de mica. Esto indica que la Serie Negra sufrió una deformación con anterioridad al desarrollo de la fábrica plano-linear. Esa deformación, aunque podría representar un estadio precoz en el desarrollo de la fábrica plano-linear, parece más razonable adscribirla a un evento tectonometamórfico finiprecámbrico. En efecto, si tenemos en cuenta que en el Antiforme de Peraleda del Zaucejo, situado al NE del área estudiada, la Serie Negra preserva una foliación finiprecámbrica, es muy probable que la deformación pre-foliación principal de la Serie Negra situada al SO de la Sierra de Hornachos pertenezca a ese mismo evento

finiprecámbrico.

La lineación de estiramiento asociada a los pliegues tumbados se manifiesta bien como una lineación mineral, o bien como una lineación de estiramiento senso estricto. Las medidas de “strain”** que se han realizado permiten poner de manifiesto que existe un estiramiento paralelo a la lineación de hasta un 120 %. En las rocas metapelíticas esta lineación está definida por la orientación preferente y alineamiento de los minerales micáceos y del cuarzo. En las rocas cuarcíticas son los “ribbons” de cuarzo los que definen la lineación (foto 7). En los conglomerados es la elongación de los cantos la que marca la lineación. En las metatobas de la Formación Malcocinado, la lineación suele estar definida por las sombras y colas de presión y por la orientación preferente de porfidoclastos feldespáticos y fragmentos líticos. En las anfibolitas de la Serie Negra, la lineación está marcada por los anfíboles. En el Ortogneis de Mina Afortunada la lineación de estiramiento es muy prominente y está señalada por las colas y sombras de presión de los cristales feldespáticos y por la elongación y alineamiento de todas las fases minerales.

Durante la fase de deformación principal se alcanzaron **condiciones metamórficas** de bajo o muy bajo grado. En las rocas metapelíticas de la Serie Negra, los minerales que definen la foliación principal son biotita, mica blanca y clorita; también se reconoce a veces granate sincinemático con la fase de deformación principal. Apalategui et al. (1988a) han descrito asociaciones con clorita, cloritoide, biotita verde y mica blanca en las rocas devónicas que afloran al NE de la Sierra de Hornachos. En cuanto a las condiciones de presión, López Munguira et al. (1991) han estimado una presión en torno a los 5 kilobares para la Serie Negra. En el capítulo dedicado al metamorfismo se discutirán más ampliamente todos estos datos.

Sentido de movimiento: En secciones perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación de estiramiento (secciones XZ) se observan numerosas **microestructuras asimétricas**, que permiten deducir una historia de deformación no coaxial durante la formación de la fábrica plano-linear. Los criterios de cizallamiento que se reconocen son estructuras S-C (Berthé et al., 1979; Lister y Snoke, 1984), colas asimétricas en porfidoclastos feldespáticos (Simpson y Schmid, 1983; Passchier y

**En esta memoria se utiliza la palabra “strain” debido a que no existe una traducción precisa al español.

Simpson, 1986; Van Den Driessche y Brun, 1987), fracturas en dominó en porfidoclastos feldespáticos (Etchecopar, 1974; Etchecopar, 1977), peces de mica (Lister y Snoke, 1984), subjuntas oblicuas a la foliación en “ribbons” de cuarzo (Brunel, 1980; Etchecopar y Vasseur, 1987; Tubía, 1985 y 1988). En afloramiento y en muestra de mano, los criterios más abundantes son colas asimétricas en porfidoclastos feldespáticos y estructuras S-C (a veces acompañadas de superficies C’), todas ellas frecuentes en el Ortogneis de Mina Afortunada; en las metatobas y riolitas de la Formación Malcocinado también se observan estructuras de este tipo, aunque son más escasas. Con el microscopio, en las rocas gneísicas se observan también peces de mica (foto 8), subjuntas de cuarzo oblicuas a la foliación, y feldespatos con fracturas en dominó (foto 9). En las cuarcitas se observan subjuntas oblicuas a la foliación en “ribbons” de cuarzo (foto 10); en otros casos el cuarzo aparece como granos rectangulares, en los que es frecuente que los contactos entre los cristales sean ligeramente oblicuos a la foliación. Todos estos criterios de cizallamiento indican movimiento sinistrorso o dextrorso, según el flanco de pliegues tardíos en que esté situado el afloramiento. Así por ejemplo, en el Ortogneis de Mina Afortunada, que está situado en el flanco SO de un antiforme de crenulación (Fig. IV.2), los criterios de cizallamiento son sinistrorsos; en cambio, en la banda de Formación Malcocinado que aflora en las inmediaciones de Hornachos, situada en el flanco NE de ese mismo antiforme (Fig. IV.2), los criterios son dextrorsos. En ambos casos, al restaurar la foliación principal a su posición original, es decir, cercana a la horizontal, el sentido de movimiento es de bloque de techo hacia el SE. El dominio de microestructuras asimétricas sugiere que los pliegues tumbados de este sector se formaron en un proceso dominado por cizallamiento dúctil heterogéneo. Estos pliegues tienen su eje paralelo a la lineación de estiramiento (eje X del elipsoide de “strain” finito). La dirección de la traslación dúctil asociada con el desarrollo de la fábrica plano-lineal es paralela a las estructuras cartográficas (la orientación media de la lineación de estiramiento es NO-SE, Fig. IV.4).

Se ha estudiado **la orientación preferente del eje <c> del cuarzo** en las cuarcitas. Estos estudios aportan información, entre otras cosas, sobre la historia de deformación (coaxial o no coaxial), sobre el tipo de elipsoide de deformación finita, y sobre las condiciones térmicas. Las fábricas de ejes <c> de cuarzo se analizaron fundamentalmente para obtener información sobre el sentido de cizallamiento asociado a la fábrica plano-lineal. La distribución de los ejes <c> del cuarzo de una milonita en una

guirnalda asimétrica respecto al elipsoide de “strain” finito de la roca permite deducir el sentido de cizallamiento (véase por ejemplo, Bouchez et al., 1983; Passchier, 1983). El sistema de referencia que se toma es la lineación de estiramiento (eje X del elipsoide de “strain” finito), y la foliación, que contiene el eje Y y es perpendicular al eje Z del elipsoide de “strain” finito. El número de medidas realizadas ha sido de 150 por muestra. Se han estudiado cuarcitas negras de la Serie Negra, y cuarcitas del Ordovícico y del Devónico.

La microtextura del cuarzo varía de unas muestras a otras, dependiendo del tamaño de grano y la presencia o no de mica blanca. En la muestra AA-187, el cuarzo se presenta como “ribbons” paralelos a la foliación, con numerosas subjuntas generalmente oblicuas a la foliación (foto 10); en las zonas de tamaño de grano mayor, el cuarzo forma cristales equidimensionales con contactos rectos, y en estos cristales también aparecen subjuntas oblicuas a la foliación. En las muestras AA-184 y AA-199, en las que la mica blanca es bastante abundante, el cuarzo forma cristales equidimensionales con contactos rectos.

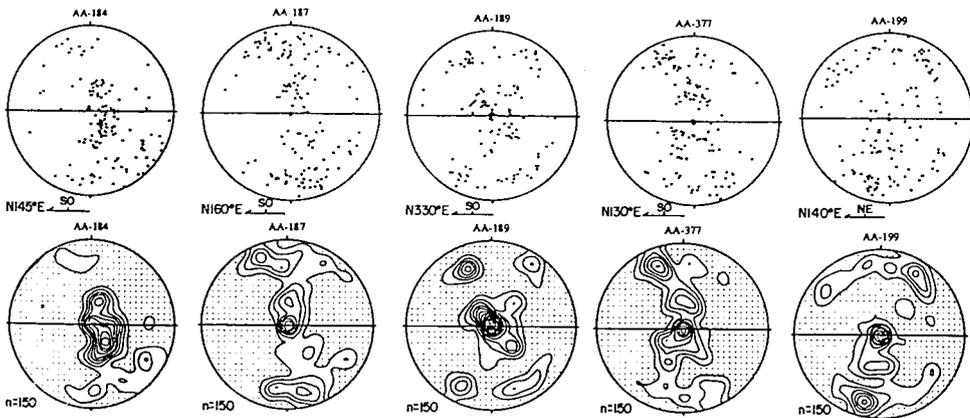


Fig. IV.5: *Fábricas de ejes <c> del cuarzo en rocas cuarcíticas del Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Véase localización en el mapa de muestras. Para cada muestra se presentan dos diagramas: el superior corresponde a la proyección equiareal de los ejes <c> del cuarzo, el inferior es un diagrama de densidad. Zona punteada: densidad inferior al 1%; intervalo entre curvas: 1%; n = número de medidas. Se indica la dirección de la lineación de estiramiento y la posición del techo estructural en cada muestra.*

En las muestras AA-189 y AA-377, en las que alternan bandas con algo de mica blanca y bandas puramente cuarcíticas, el cuarzo se presenta de forma diferente en ambos dominios; en los dominios cuarzosos, los cristales de cuarzo son granos elongados con contactos suturados y con numerosas subjuntas; en los dominios con algo de mica blanca, los cristales de cuarzo son de menor tamaño y se presentan como secciones rectangulares limitadas por los pequeños cristales de mica blanca.

Las fábricas obtenidas no muestran una asimetría clara que permita deducir el sentido de cizallamiento. Se pueden distinguir dos tipos de fábricas, unas son guirnaldas simples, y otras son guirnaldas dobles que forman entre sí un ángulo de 40-50° (Fig. IV.5). El máximo más importante está siempre en torno al eje Y, lo cual indica que el sistema de deslizamiento más activo fue el prismático a lo largo de las direcciones cristalográficas <a> (Bouchez y Pécher, 1981; Schmid y Casey, 1986). Además existen máximos secundarios en torno al eje Z, indicativos de que el sistema basal a lo largo de las direcciones cristalográficas <a> también fue activo; en algún caso aparece algún máximo en posiciones intermedias entre el eje Y y el Z, que podría atribuirse a la activación del sistema romboédrico a lo largo de las direcciones cristalográficas <a> (Bouchez y Pécher, 1981). No hay evidencias de activación del sistema prismático a lo largo de las direcciones cristalográficas <c>. Estos sistemas se activan progresivamente a temperaturas crecientes en el siguiente orden: sistema basal de dirección <a>, sistema romboédrico de dirección <a>, sistema prismático de dirección <a>, y sistema prismático de dirección <c> (Nicolas y Poirier, 1976, p. 201; Bouchez y Pécher, 1981; Gapais, 1989, p. 247). Otros factores como cantidad de fluidos presentes durante la deformación o velocidad de deformación también influyen sobre el o los sistemas de deslizamiento activos (Hobbs, 1985). Las fábricas estudiadas en esta unidad sugieren que los sistemas de deslizamiento activos fueron fundamentalmente el prismático de dirección <a> y el basal de dirección <a>; en menor medida actuó también el sistema romboédrico de dirección <a>. Estas fábricas son compatibles con temperaturas moderadas o bajas (inferiores a los 500°C) para la formación de la fábrica plano-linear, lo que está de acuerdo con las condiciones metamórficas deducidas para esta fase de deformación. Abalos (1990) obtuvo fábricas de ejes <c> del cuarzo en el Ortogneis de Mina Afortunada y en cuarcitas negras de la Serie Negra. Estas fábricas no muestran tampoco una asimetría manifiesta, que pueda utilizarse para deducir el sentido de cizallamiento. Los sistemas de deslizamiento deducidos por Abalos (1990) son también coincidentes con los deducidos en este trabajo, salvo en el Ortogneis de Mina Afortunada, en el cual este autor deduce

que ha podido intervenir el sistema prismático de dirección <c>. Este sistema es el que se activa a más alta temperatura (Lister y Dornsiepen, 1982; Bouchez et al., 1984 y 1985; Blumenfeld et al., 1986; Gapais y Barbarin, 1986; Mainprice et al., 1986), por lo que esas fábricas de alta temperatura podrían estar relacionadas con el emplazamiento de este granitoide pre-varisco y no con el desarrollo de la fábrica plano-linear. Otro punto sobre el que las fábricas de ejes <c> de cuarzo aportan información es el tipo de elipsoide de "strain" finito. Los dos tipos de fábricas diferenciadas (guirnalda simple y guirnalda doble) son indicativas de un elipsoide con $K \geq 1$ (Law et al., 1984; Gapais y Cobbold, 1987; Law, 1990). Esto concuerda con los resultados del análisis de "strain" que se presenta a continuación.

Análisis del "strain": Los objetivos de este análisis han sido los siguientes: a) caracterizar el elipsoide de "strain" finito asociado con la fase de deformación principal; b) establecer la relación geométrica del elipsoide de "strain" finito con los pliegues tumbados; c) constatar si existe gradiente de "strain" a lo largo de la estructura. Los marcadores del "strain" finito que se han utilizado son: porfidoclastos del Ortogneis de Mina Afortunada (granitoide intrusivo en la Serie Negra), piroclastos de tobas pertenecientes a la Formación Malcocinado, cantos de conglomerados y secciones de *Skolithos* en las rocas ordovícicas, y nódulos mineralizados en pizarras del Devónico. Además, en las cuarcitas ordovícicas menos recrystalizadas, se ha podido medir la forma de los granos detríticos. La contribución de la segunda fase de deformación al elipsoide de "strain" finito no se puede estimar. En muchos afloramientos los efectos de esta fase son importantes, y se manifiestan por el desarrollo de un clivaje de crenulación. En estos afloramientos se ha evitado hacer medidas del "strain". Las medidas se han efectuado en afloramientos en los que la segunda fase de plegamiento se manifiesta únicamente por pliegues abiertos. Con ello se ha pretendido eliminar el efecto de la segunda fase y conseguir que los valores obtenidos correspondan al elipsoide de "strain" de la fase de deformación principal. Se han utilizado tres técnicas para la determinación del elipsoide de "strain" finito: la media armónica (Lisle, 1977), el método de R_f/ϕ (Dunnet, 1969; Ramsay y Huber, 1983; Lisle, 1985), y el método de Fry (Fry, 1979; Ramsay y Huber, 1983). Además, en un afloramiento del Ortogneis de Mina Afortunada se ha medido el acortamiento de una vena cuarzofeldespática.

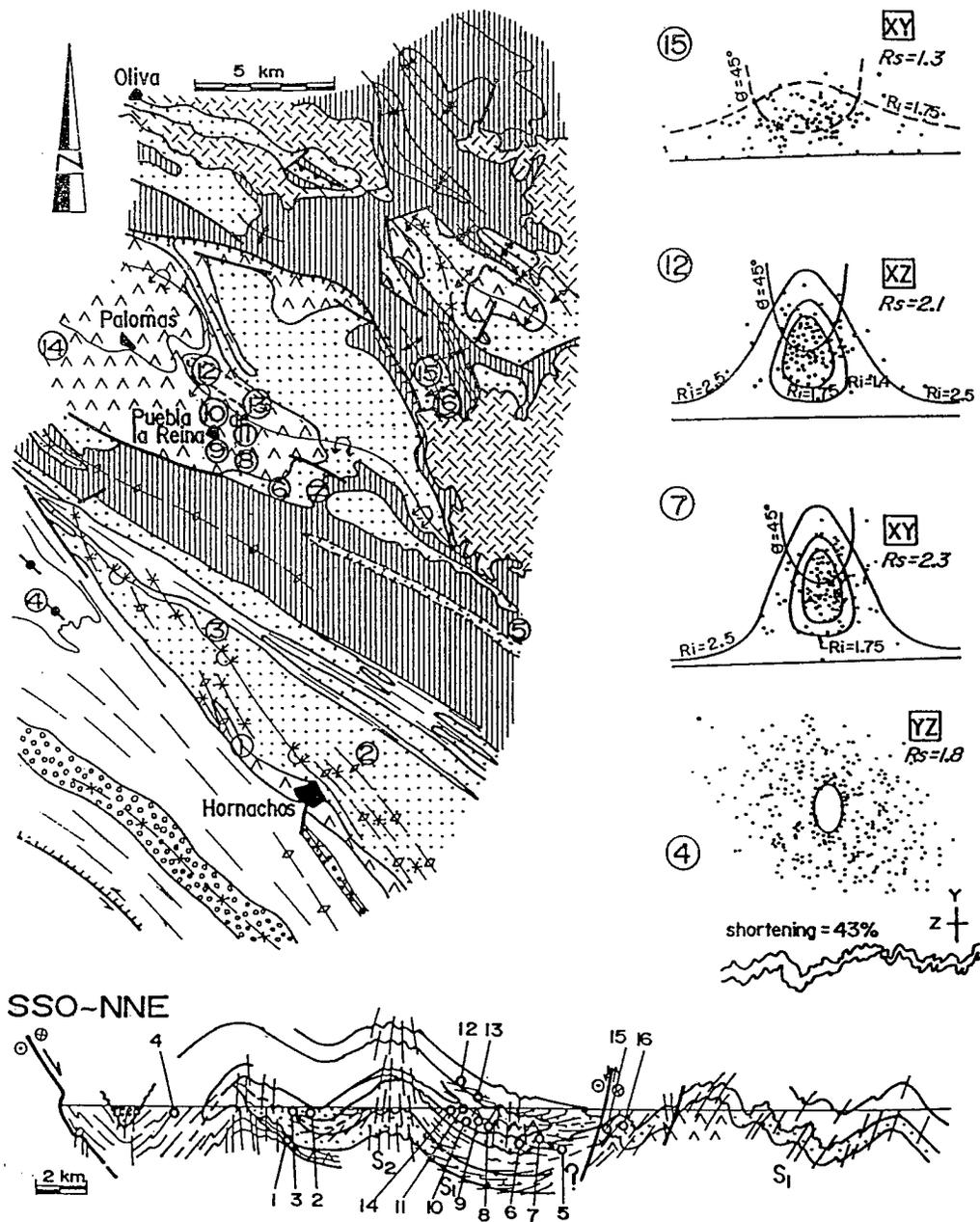


Fig. IV.6: Localización sobre mapa y posición aproximada en corte de los afloramientos utilizados en el análisis del "strain". Se presentan algunos de los gráficos obtenidos con los métodos de R_f/ϕ y de Fry, así como el acortamiento medido en una vena cuarzo-feldespática. XY, XZ e YZ: planos principales del elipsoide de "strain".

Las medidas se han efectuado en 14 afloramientos (Fig. IV.6); en cinco de ellos se ha podido obtener el elipsoide de "strain" finito, mientras que en el resto sólo se ha podido obtener una de las elipses principales. En la Fig. IV.6 se muestran algunos ejemplos de aplicación de los métodos de Fry y de Rf/ϕ . En la Tabla IV.1 se indica para cada afloramiento el tipo y número de marcadores utilizados, las técnicas aplicadas, y los valores obtenidos para las tres secciones del elipsoide de "strain" finito. Las cinco determinaciones del elipsoide de "strain" finito dan un resultado bastante parecido, variando los valores medios del parámetro K entre 0.8 y 2 $\{K=\log(X/Y)/\log(Y/Z)\}$. Estos resultados se han proyectado en un diagrama de Flinn con escala logarítmica, en el cual se ha indicado también la incertidumbre de las medidas (Fig. IV.7). Los elipsoides calculados se sitúan en el campo de la constricción o del "strain" plano. El eje X del elipsoide es en todos los casos paralelo a los ejes de los pliegues tumbados. Si asumimos que no ha habido cambios de volumen durante el "strain", los elipsoides obtenidos indican los siguientes valores de estiramiento (+) o acortamiento (-) según los tres ejes principales (Fig. IV.6): +90 a +120% según el eje X; -10 a +5% según el eje Y; y -55 a -40 según el eje Z. Por tanto, puede concluirse que existe un estiramiento importante paralelo al eje de los pliegues tumbados de esta unidad.

Tabla IV.1

Datos de "strain" del Borde Meridional de la Zona Centroibérica

Afloramiento*	X/Z	X/Y	Y/Z	Técnicas**	Nº marcadores	Valor de K
1			3.4	H	19	
2	3.8			H	55	
3	3.7			H	13	
4	2.8-4.5	1.8-2.6	1.3-1.8	H, F	521	1-3.5
5		3.2		H	50	
6		2.9		H, R	36	
7		2.3		H, R	120	
8		3		H	16	
9		2.6		H	22	
10	4.4	2	2.2	H	106	0.9
11	5	2.5	2	H	111	1.2
12	2.1			H, R	300	
13	3.6-5	1.7-2	1.8-2.2	H	61	0.6-1.2
14	3.3	2	1.6	H	125	2
15		1.2		R	51	
16		1.3		R	107	

*Véase la Fig. IV.6 para su localización

**R: método de Rf/ϕ ; H: media armónica; F: método de Fry

Por otra parte, los valores del parámetro K (0.8-2) son compatibles con un proceso de "strain" dominado por la cizalla simple durante la formación de los pliegues tumbados asociados con la fase de deformación principal.

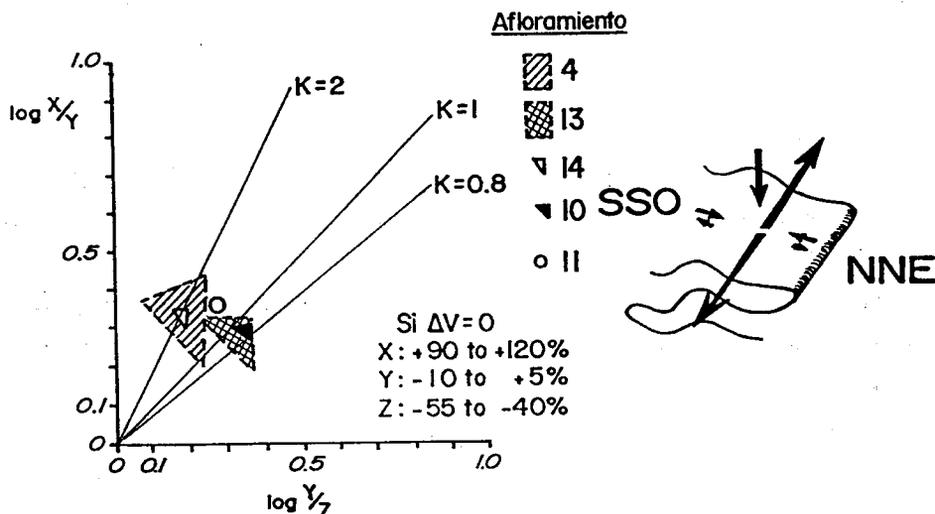


Fig. IV.7: Diagrama de Flinn en el que se han proyectado los elipsoides de "strain" calculados. Los triángulos indican la incertidumbre de las medidas. Se indica numérica y gráficamente el estiramiento o acortamiento según cada eje principal del elipsoide de "strain", asumiendo que no existe cambio de volumen.

El análisis realizado no ha permitido establecer de manera clara ningún gradiente de "strain". Sin embargo, hay que señalar que el número de afloramientos estudiados en el flanco normal del anticlinal tumbado es muy escaso (Fig. IV.8), por lo que no es del todo descartable la existencia de un gradiente. Una comparación de los valores de las elipses principales a lo largo de toda la estructura muestra que: a) las razones X/Y son en torno a 2.0 en el flanco normal del anticlinal tumbado, y entre 2.0 y 3.2 en el flanco inverso; b) las razones X/Z varían entre 2.1 y 4.5 en el flanco normal del anticlinal tumbado, y entre 3.3 y 5.0 en el flanco inverso. La única excepción a esto último la constituye el afloramiento N° 13 (X/Z = 3.6-5), que corresponde al flanco inverso de un pliegue de segundo orden desarrollado sobre el flanco normal del anticlinal tumbado (Fig. IV.8). Estos datos sugieren un incremento del "strain" hacia el flanco inverso de la estructura. No obstante, la falta de datos del flanco normal del sinclinal tumbado impide establecer más claramente ese gradiente de "strain".

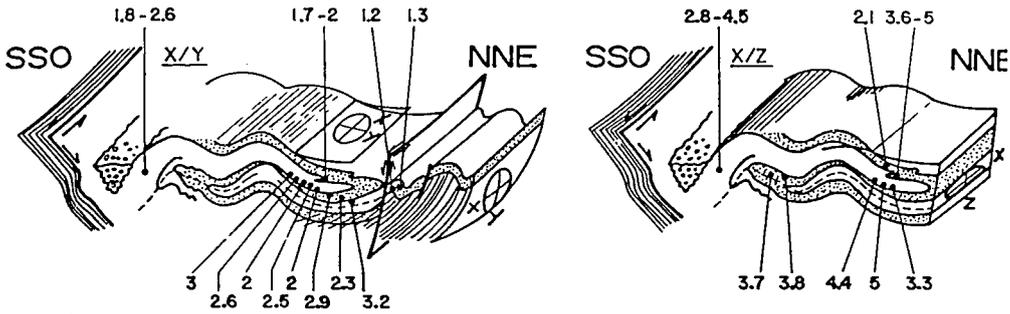


Fig. IV.8: Esquema en tres dimensiones de la estructura de la unidad alóctona en el que se indican los valores de las razones áxicas medidas en secciones XY (izquierda) y XZ (derecha).

La fase de crenulación

Estructuras mayores: Las estructuras mayores de esta fase son pliegues abiertos de superficie axial subvertical y longitud de onda hectométrica a kilométrica (Figs. IV.2 y IV.3). Estos pliegues afectan a los pliegues tumbados de la fase de deformación principal, dando lugar a interferencias de tipo 3 de Ramsay (1967) con ligera oblicuidad entre los ejes de los pliegues de una y otra fase. Las líneas de charnela de estos pliegues tienen orientaciones variables entre N130°E y N160°E (Fig. IV.2), y sus inmersiones varían entre 0° y 30° hacia el SE; localmente se han reconocido también inmersiones suaves hacia el NO. En la terminación NO de la Sierra de Hornachos, los pliegues de la crenulación han verticalizado la charnela del sinclinal tumbado de la Sierra de Hornachos (Fig. IV.9). Esta charnela, en la terminación de la Sierra de Hornachos, no aparece como una charnela simple con forma redondeada (como por ejemplo en el pueblo de Hornachos), sino como una charnela compuesta por varios pliegues muy apretados (Fig. IV.9). Así por ejemplo, la banda vertical de cuarcitas ordovícicas fuertemente deformadas (con la foliación subvertical y la lineación de estiramiento hundiéndose suavemente hacia el SE) que se corta en la carretera de Villafranca de los Barros a Palomas, a la altura del Río Machel (véase el mapa geológico), corresponde a una de estas charnelas agudas verticalizadas por la fase de crenulación. En mi opinión, ha sido este afloramiento de cuarcitas muy deformadas y dispuestas verticalmente lo que ha inducido a suponer la existencia de la "Falla de Hornachos".

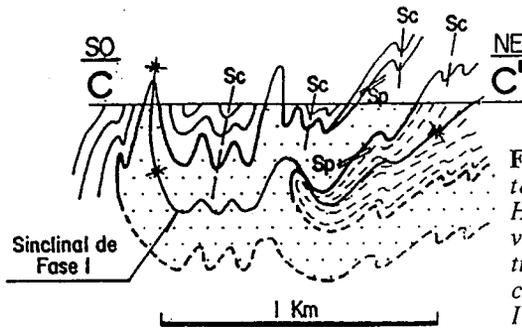


Fig. IV.9: Corte geológico detallado de la terminación NO de la Sierra de Hornachos en el que se observa la verticalización de la charnela del sinclinal tumbado por efecto de los pliegues de crenulación. Véase localización en la Fig. IV.2.

Pliegues menores: Los pliegues menores de esta fase son de dimensiones milimétricas a decamétricas y orientación paralela a la de los pliegues mayores. De acuerdo con el ángulo entre flancos varían desde pliegues apretados hasta abiertos. Pertenecen a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967), y a los tipos 2B, 2C, 2D, 3B, 3C y 3D de Hudleston (1973). En los afloramientos en los que la fase de crenulación no es totalmente homoaxial con la fase de deformación principal, es frecuente observar la lineación de estiramiento plegada por los pliegues menores de la fase de crenulación; estas estructuras se han observado en varios afloramientos de cuarcitas negras de la Serie Negra y de cuarcitas del Ordovícico.

Orientación y descripción de la fábrica: La fábrica asociada a los pliegues de la crenulación es un clivaje de crenulación, que llega a ser bastante penetrativo en las rocas más pelíticas. Su orientación varía entre N130°E y N160°E, y su buzamiento es siempre muy próximo a vertical (véase el mapa geológico). También suele observarse una lineación marcada por micropliegues (lineación de crenulación) de orientación esencialmente paralela a los ejes de los pliegues mayores de esta fase.

En las rocas del Carbonífero inferior de la Cuenca del Matachel (véase el mapa geológico), la única estructura planar penetrativa es un clivaje pizarroso en las litologías pelíticas. Esta foliación tiene una orientación N130°E a N145°E, su buzamiento es subvertical, y está asociada a los pliegues sinclinales en los que afloran las rocas del Carbonífero inferior (Fig. IV.3). Esta deformación es correlacionable con la fase de crenulación en las rocas pre-carboníferas.

La fase de crenulación tuvo lugar en **condiciones metamórficas** de grado muy bajo, ya que no hay blastesis mineral que acompañe la formación del clivaje de

crenulación, ni es apreciable una recristalización en las pelitas carboníferas.

IV.1.2.b: La unidad autóctona

Las estructuras mayores en esta unidad son pliegues rectos o ligeramente vergentes al NE, con superficies axiales verticales o fuertemente buzantes hacia el SO, y longitudes de onda kilométricas (Figs. IV.2 y IV.3). Las líneas de charnela de estos pliegues son subhorizontales y tienen una orientación general NO-SE. En los núcleos de los anticlinales afloran frecuentemente rocas de la Formación Malcocinado, mientras que los sinclinales tienen sus núcleos en rocas del Devónico (Figs. IV.1 y IV.2). El estilo de las estructuras mayores indica un “strain” menos intenso que en la unidad autóctona.

Los pliegues menores son de geometrías cerradas a abiertas, pertenecientes a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967), y a los tipos 3B, 3C y 3D de Hudleston (1973).

La fábrica asociada con los pliegues rectos es planar. La única estructura lineal que se reconoce es la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación, no habiéndose observado en ningún caso lineación de estiramiento. La dirección de la foliación es N120°E a N145°E y sus buzamientos son cercanos a 90° (Fig. IV.4). La lineación de intersección tiene una dirección general NO-SE y es subhorizontal o con suaves inmersiones hacia el SE.

La foliación asociada a los pliegues rectos en las rocas metapelíticas es un clivaje pizarroso definido por las micas. En las cuarcitas y conglomerados, la foliación es un clivaje grosero definido por la orientación preferente de forma de los granos de cuarzo y de los cantos.

Se han realizado dos medidas de la elipse de “strain” finito en secciones XY. Los valores obtenidos para la relación X/Y son de 1.2 y 1.3 (Tabla IV.1, afloramientos 15 y 16). La falta de lineación de estiramiento en estas rocas, unido a la presencia de un clivaje pizarroso en las litologías pelíticas y los bajos valores obtenidos para la relación X/Y, sugieren que el elipsoide de “strain” finito fue de tipo $K < 1$ (campo del aplastamiento del diagrama de Flinn, 1965).

En el Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, la Serie Negra preserva una foliación definida por minerales micáceos, que no afecta a las rocas del Ordovícico inferior suprayacentes (Capdevila et al., 1971; Laurent, 1974; Apalategui et al., 1990). Las rocas ordovícicas presentan un clivaje grosero que se manifiesta en la Serie Negra como un clivaje de crenulación de espaciado milimétrico. Blatrix y Burg (1981) realizaron una

datación radiométrica mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre un concentrado de moscovita de un esquistos de la Serie Negra del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, obteniendo una edad de 550 ± 10 Ma. Esta edad corresponde muy probablemente a la de la deformación pre-ordovícica que afecta a la Serie Negra en esta estructura. El hecho de que las deformaciones variscas en la zona de pliegues rectos sean de poca intensidad, es lo que ha permitido la conservación de estructuras penetrativas finiprecámbricas.

IV.1.2.c: Edad de las fases de deformación

La edad de las dos fases de deformación se puede estimar a partir de la de las rocas a las que afectan. En la unidad alóctona, la fase de deformación principal no se reconoce en las rocas del Carbonífero inferior, pero sí afecta a las rocas del Devónico inferior; por ello esta fase debió tener lugar durante el Devónico medio-superior. Por su parte, la fase de crenulación afecta a las rocas del Carbonífero inferior, por lo que su edad es con seguridad carbonífera. Teniendo en cuenta que al E-NE de la región estudiada, en la Cuenca Carbonífera del Guadiato, aflora una sucesión del Carbonífero medio que no está deformada (Quesada y Garrote, 1983), se puede concluir que la fase de crenulación de la unidad alóctona probablemente ha tenido lugar durante el Carbonífero inferior más alto.

La única fase de deformación reconocida en la unidad autóctona es probablemente correlacionable en edad con la fase de crenulación de la unidad alóctona. Esto se puede deducir a partir de la geometría de los pliegues, que es igual para ambas fases, unido a que los “klippes” de la unidad alóctona aparecen en el núcleo de sinformes rectos cuyo plano axial es la foliación principal (S_1) en la unidad autóctona.

IV.2: UNIDAD CENTRAL

IV.2.1: Introducción y antecedentes

En trabajos previos las rocas de esta unidad han sido agrupadas dentro de lo que se ha venido denominando "Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano" (Apalategui et al., 1990) o "Subdominio de Portalegre-Villafranca de los Barros-Azuaga" o "Faja Milonítica" (Chacón et al., 1983). Este dominio comprendía las rocas de la Unidad Central más las rocas de la Serie Negra que afloran al NE de la misma (Fig. I.7), y que, según se acaba de describir en el apartado anterior, pertenecen al Borde Meridional de la Zona Centroibérica.

Los límites de esta unidad son dos fallas: al SO, la Falla de Azuaga que la separa del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena; y al NE, una falla que he denominado Falla del Matachel (véase el mapa geológico) y que la separa del Borde Meridional de la Zona Centroibérica. La Falla de Azuaga es una falla frágil subvertical de dirección NO-SE, de unos 100 kilómetros de longitud visible, que se describirá al tratar de la fracturación frágil en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. La Falla del Matachel es un accidente frágil ligado a la parte final de la evolución tectonometamórfica de la Unidad Central; por ello, se describirá al final de este apartado, tras describir las deformaciones dúctiles.

Como ya se ha indicado, Burg et al. (1981) realizaron el primer trabajo sobre la estructura de la Unidad Central. Estos autores describieron una sola fase de deformación principal penetrativa, responsable de un cizallamiento dúctil sinistrorso subvertical en condiciones epi y mesozonales, que se produce sobre rocas que han sufrido un metamorfismo previo de alto grado. Estos autores incluyeron dentro de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba las rocas precámbricas que afloran al SO de la Sierra de Hornachos, que como ya se ha descrito anteriormente pertenecen al Borde Meridional de la Zona Centroibérica, y están afectadas por un cizallamiento de sentido de movimiento contrario (techo hacia el SE) al del cizallamiento que afecta a las rocas de la Unidad Central (techo hacia el NO o lateral izquierdo, véase más adelante el apartado dedicado al sentido de movimiento). Dado que el sentido de movimiento del cizallamiento que afecta a las rocas de la Unidad Central es coincidente con el que Burg et al. (1981) establecieron para lo que denominaron Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, creo que este término podría

redefinirse y asimilarse a lo que en este trabajo se denomina Unidad Central.

Chacón et al. (1983) describen dos fases de deformación: en la primera se produciría un cizallamiento sinistroso subvertical de dirección N-S, que habría tenido lugar en condiciones de alta temperatura (sillimanita-biotita roja); esta deformación sería posterior a un metamorfismo pre-varisco o varisco precoz de tipo sillimanita-distena en el que se alcanzarían condiciones de facies anfibolitas y posiblemente de granulitas. En la segunda fase se produciría un plegamiento poco apretado y vergente al SO, seguido de un cizallamiento en condiciones dúctil-frágiles ligado a desgarres sinistrorsos de dirección NO-SE.

Apalategui et al. (1990), aunque suponen que existe una complicada evolución tectonometamórfica pre-varisca, describen únicamente las estructuras variscas. En su opinión, la estructura varisca es una zona de cizalla subvertical sinistrorsa en la parte NO de la región, que hacia el SE pasa a tener escaso buzamiento, y que se produjo en condiciones metamórficas de grado bajo y medio.

Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) proponen una evolución poliorogénica para las rocas de la Unidad Central. Según estos autores estas rocas están afectadas por un evento tectonometamórfico finiprecámbrico, que habría dado lugar a un cabalgamiento hacia el S en condiciones metamórficas de grado alto, y un evento varisco, consistente en un cizallamiento dúctil subvertical sinistroso en condiciones metamórficas de bajo grado; las estructuras formadas en estos eventos llevarían asociada una fábrica plano-linear. La estructura finiprecámbrica, según estos autores, consistiría en el cabalgamiento de una unidad alóctona, que tendría una evolución metamórfica diferente a la de la unidad para autóctona. La unidad cabalgante estaría compuesta a su vez por cinco láminas, que también habrían sufrido evoluciones metamórficas diferentes entre si; el sentido de emplazamiento de cada lámina sobre la infrayacente es hacia el S, buzando la foliacion finiprecámbrica hacia el NE. Los nombres asignados a las diferentes láminas de la unidad alóctona ya se dieron en el apartado II.2. La lámina superior de Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) está constituida por rocas de la Serie Negra que, como ya se ha descrito, pertenecen al Borde Meridional de la Zona Centroibérica y tienen, en mi opinión, una evolución estructural y metamórfica completamente diferente de las rocas de la Unidad Central. En cuanto al resto de láminas, su diferenciación no se justifica ni desde un punto de vista estructural ni metamórfico, como se discutirá más adelante. La estructura varisca que proponen Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) es un cizallamiento dúctil subvertical sinistroso con una lineación de estiramiento subhorizontal de dirección NO-SE, que

retomaría las estructuras anteriores.

IV.2.2: Descripción de la estructura

La estructura de la Unidad Central es consecuencia de la superposición de tres fases de deformación. En la primera, que denominaré fase de deformación principal, se produjo un cizallamiento que lleva asociada una fábrica plano-linear. En las otras dos fases se formaron sendas generaciones de pliegues que afectan a la fábrica plano-linear; la primera dio lugar a pliegues de dirección NO-SE y planos axiales de buzamiento moderado hacia el SO, y en la segunda se generaron pliegues de dirección NO-SE y plano axial subvertical. Estas dos fases serán descritas conjuntamente y las denominaré fases de crenulación.

IV.2.2.a: La fase de deformación principal

Estructuras mayores: La estructura mayor de esta fase de deformación es una zona de cizalla de dirección NO-SE, buzamiento original hacia el NE, lineación de estiramiento subhorizontal y movimiento del bloque de techo hacia el NO. Consideraciones de tipo geométrico, cinemático y metamórfico permiten concluir que esta zona de cizalla tiene, además de la fuerte componente lateral izquierda, una componente extensional. Durante el cizallamiento se formó una fábrica plano-linear, que es la estructura más penetrativa en todas las rocas de esta unidad; en algunos casos la fábrica es puramente linear. El techo de la zona de cizalla coincide con el contacto con el Borde Meridional de la Zona Centroibérica (Falla del Matachel), mientras que el muro no se observa al estar la zona de cizalla al SO truncada por la Falla de Azuaga. La potencia visible de la zona de cizalla es de 3-4 kilómetros. No se han reconocido repeticiones importantes en la sucesión litoestratigráfica, lo que sugiere que no existen pliegues mayores y/o cabalgamientos importantes dentro de esta unidad. No obstante, algunas repeticiones litológicas menores (por ejemplo, de niveles anfibolíticos) podrían representar pliegues isoclinales generados durante el cizallamiento; las malas condiciones de afloramiento impiden demostrar esto. También es posible que dichas repeticiones estén asociadas a la historia previa al cizallamiento que afecta a la unidad, representando pliegues y/o cabalgamientos previos.

Pliegues menores: Los pliegues que se han reconocido asociados a la fábrica plano-linear son muy apretados o isoclinales y de dimensiones centimétricas a métricas (foto 11). Generalmente presentan un fuerte engrosamiento de charnela y flancos muy adelgazados; pertenecen a las clases 2 y 3 de Ramsay (1967). De acuerdo con su amplitud y forma de la charnela, se engloban dentro de los tipos 4B, 4C, 4D, 5B, 5C y 5D de Hudleston (1973). No se ha podido establecer una vergencia sistemática de estos pliegues, debido a que en la mayor parte de los casos se trata de pliegues intrafoliares, reconociéndose charnelas desenraizadas rodeadas por la foliación principal. Sus ejes son por lo general paralelos a la lineación de estiramiento, aunque en algunos afloramientos muestran doble vergencia o formas cerradas correspondientes a pliegues en vaina (foto 12). Las características de los pliegues menores de esta fase implican deformaciones muy intensas, generalmente en relación con zonas de cizalla (Nicolas y Boudier, 1975; Cobbold y Quinquis, 1980; Malavieille, 1987a y b).

Orientación y descripción de la fábrica plano-linear: La foliación principal tiene una dirección media NO-SE (véase el mapa geológico), aunque ésta puede oscilar entre E-W y N-S. Los buzamientos varían notablemente, desde suhorizontales hasta fuertes hacia el SO o hacia el NE; en proyección estereográfica se observa que son los buzamientos subverticales los dominantes (Fig. IV.10), aunque en algunas zonas se dan buzamientos moderados hacia el NE o subhorizontales (véase el mapa geológico y las Figs. IV. 11 y IV.12). Estas variaciones en el buzamiento de la foliación principal son debidas a los pliegues posteriores. Una vez que se describan las fases de crenulación, se tratará de reconstruir la posición original aproximada de la foliación principal, la cual, cabe adelantar, es de buzamiento moderado hacia el NE. Por tanto, la asunción generalizada de que esta fábrica se ha formado por un cizallamiento subvertical debe ser cuestionada. La lineación de estiramiento muestra una dirección media NO-SE y una inclinación media subhorizontal (Fig. IV.10); inclinaciones moderadas (10-20°) hacia el SE son también bastante frecuentes, más raramente también se dan inclinaciones moderadas hacia el NO (por ejemplo, en las proximidades de Ribera del Fresno, véase el mapa geológico). Localmente, en algunos afloramientos la inclinación de la lineación de estiramiento es de 50-70° hacia el SE (por ejemplo, en las inmediaciones de Valencia de las Torres); estas inclinaciones son consecuencia probablemente de la interferencia con las fases de crenulación, aunque no es descartable que la lineación de estiramiento variase de

inclinación originalmente. Respecto a esto último, existen afloramientos en los que se observa como la lineación de estiramiento cambia de orientación sobre un plano de foliación de orientación constante, por lo que este cambio debe interpretarse como ligado a la formación de la lineación de estiramiento y no como un rasgo debido a una deformación posterior.

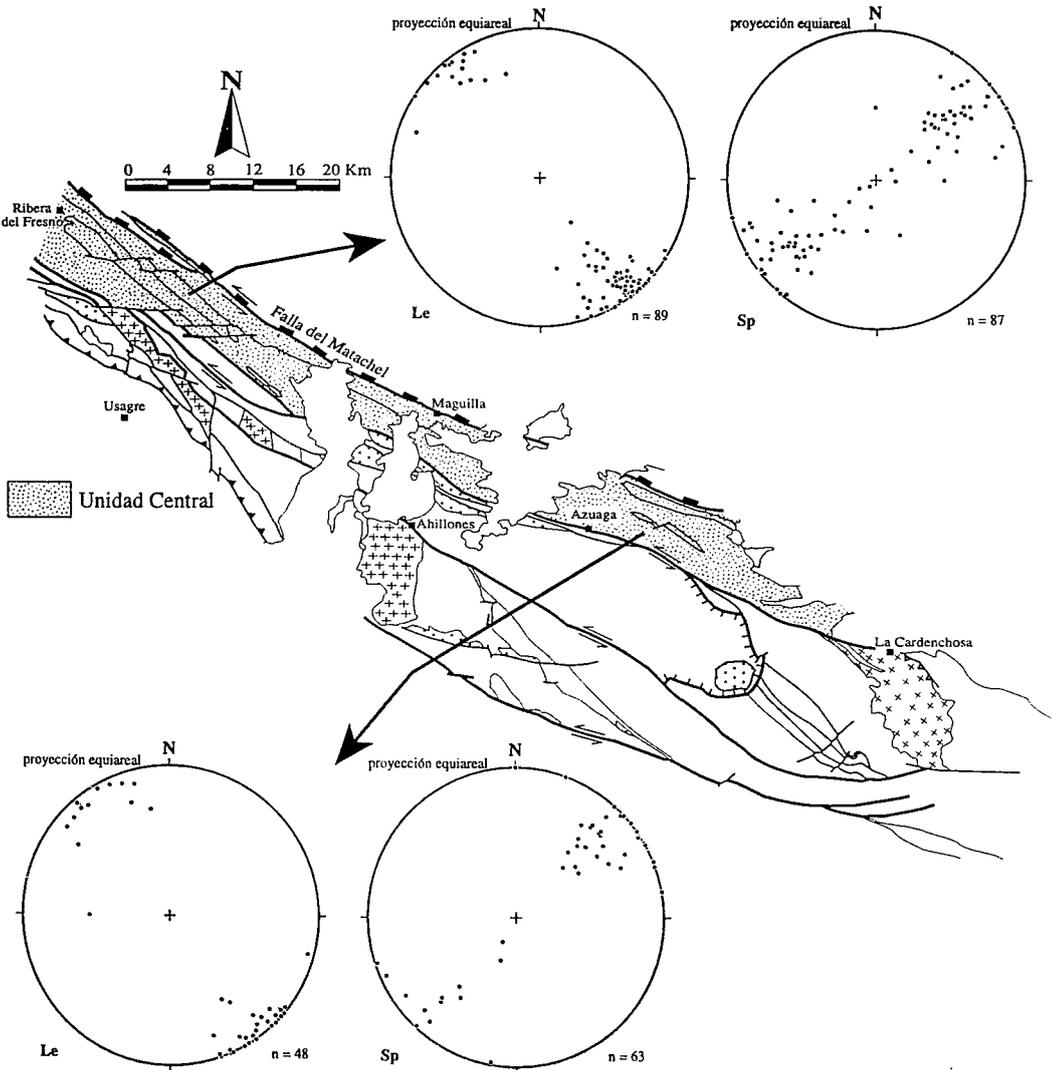


Fig. IV.10: Orientación de la foliación principal (Sp) y de la lineación de estiramiento (Le) en la Unidad Central; n = número de medidas.

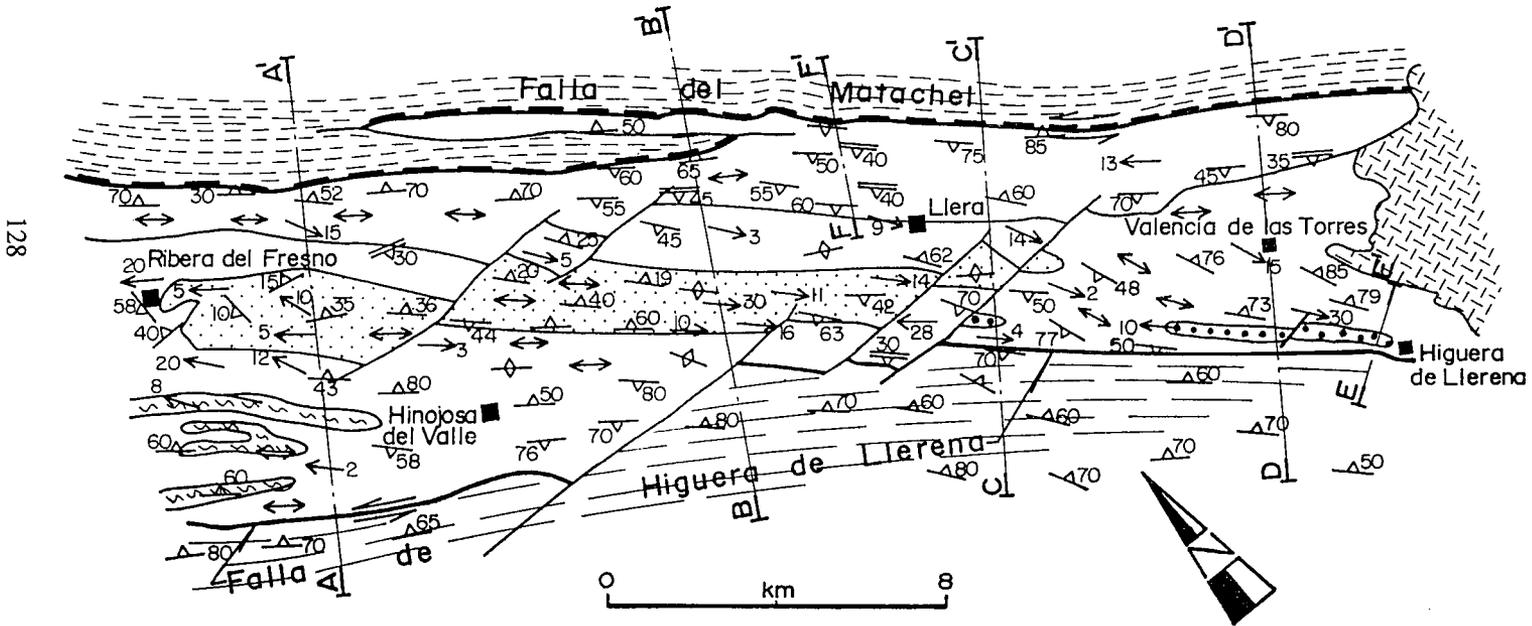
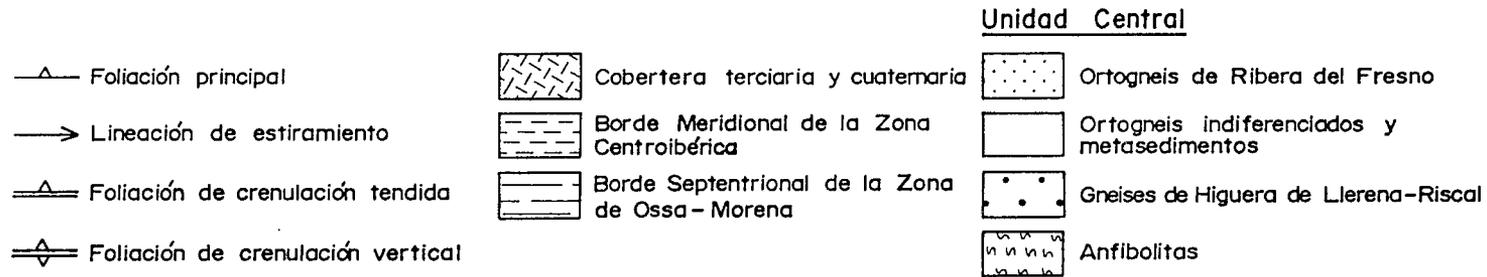


Fig. IV.11: Mapa geológico detallado de un sector de la Unidad Central (Higuera de Llerena - Ribera del Fresno) en el que se indica la localización de los cortes geológicos de las Figs. IV. 12, IV.15 y IV.16.

Las características de la **foliación principal** varían en función del tipo de roca y de la intensidad de la deformación.

En las rocas metapelíticas es normalmente una esquistosidad definida por biotita y moscovita, a las que en las rocas de más alto grado se une la sillimanita (prismática y fibrolítica) (foto 13); el cuarzo y los feldespatos suelen aparecer en bandas alargadas según la foliación o como granos aislados rodeados por los minerales micáceos y alargados paralelamente a la foliación. En la parte superior de la sucesión, en la que el granate es común en los micasquistos, éste aparece en forma de cristales elongados con el eje mayor contenido a la foliación principal (foto 14).

En los gneises, la foliación principal es un bandeado más o menos grosero dependiendo del tamaño de grano, la presencia o no de porfidoclastos feldespáticos y la cantidad de minerales micáceos. En los ortogneises glandulares biotíticos, la foliación está definida por los cristales de biotita y mica blanca, que forman bandas alternantes con otras de composición cuarzofeldespática; los porfidoclastos feldespáticos a veces han sufrido disolución diferencial, lo que les confiere una forma alargada paralelamente a la foliación, las colas y sombras de presión de estos porfidoclastos también contribuyen a definir la foliación. En otras ocasiones los porfidoclastos son subredondeados y están poco deformados; en estos casos el bandeado se adapta y rodea los porfidoclastos. En los ortogneises glandulares leucocráticos la foliación está generalmente señalada por las colas y sombras de presión de los fenocristales feldespáticos, así como por la orientación preferente de los minerales micáceos (más escasos que en los ortogneises glandulares biotíticos) y por “ribbons” de cuarzo. Estos gneises a veces presentan una fábrica puramente lineal: en secciones YZ la roca muestra un aspecto isótropo con secciones circulares de los porfidoclastos feldespáticos (foto 15). En los ortogneises aplíticos la foliación está definida por el fuerte aplastamiento de los feldespatos y el cuarzo, así como por la orientación preferente de los cristales de mica blanca. En estas rocas es frecuente también la fábrica lineal. En los ortogneises anfibólicos, la foliación está marcada por los cristales de anfíbol, así como por las colas y sombras de presión de los porfidoclastos de feldespato potásico.

En las anfibolitas la foliación está definida por los cristales de anfíbol y plagioclasa, que muchas veces marcan un bandeado composicional. En estas rocas es también frecuente la fábrica de tipo lineal.

La heterogeneidad de la deformación (incluso a escala de afloramiento) produce alternancias que parecen de tipo litológico, y que en realidad son consecuencia de la

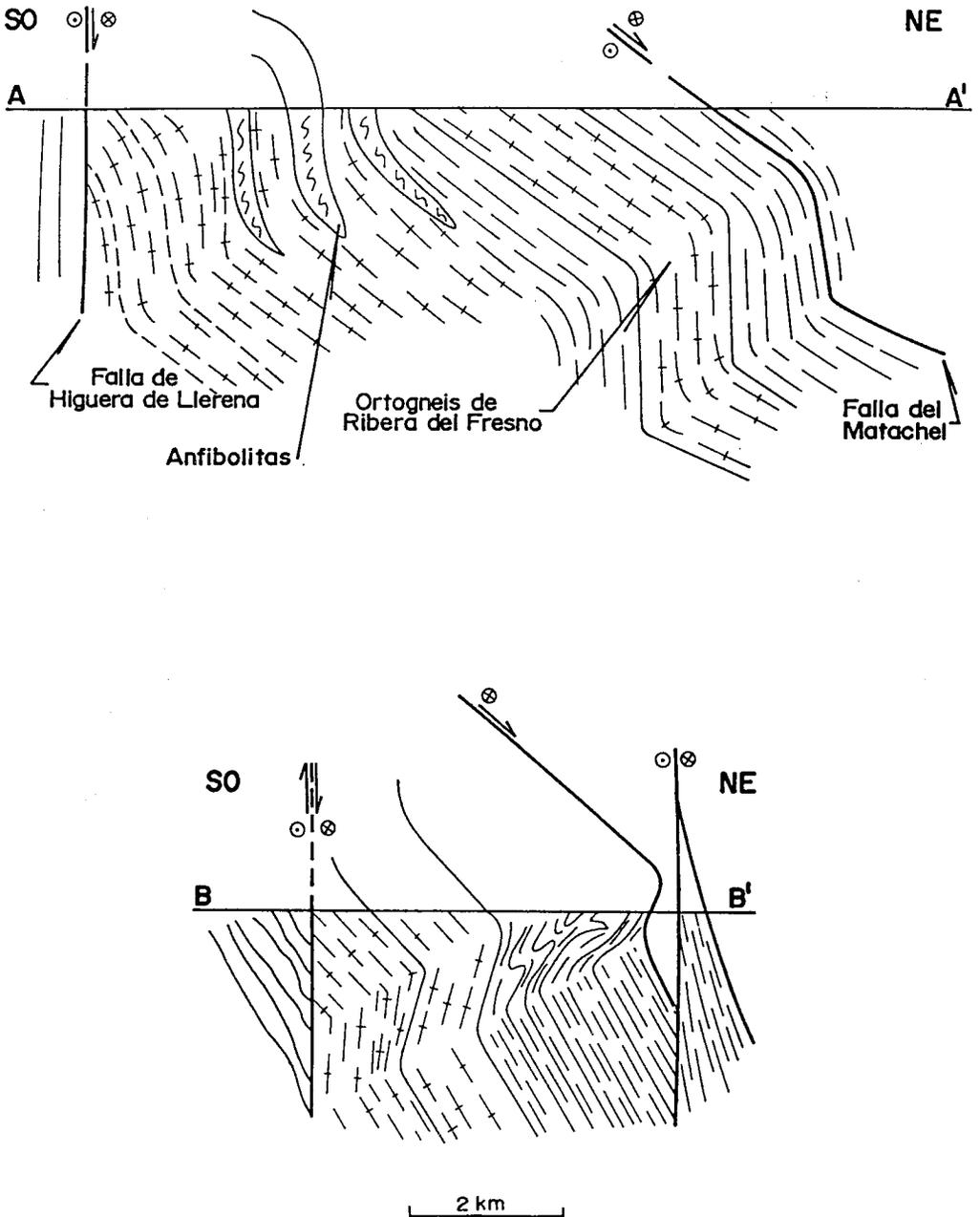


Fig. IV.12: Cortes geológicos de la Unidad Central. Véase localización en la Fig. IV.11. *Sp*: foliación principal, *Sc*: foliación de crenulación.

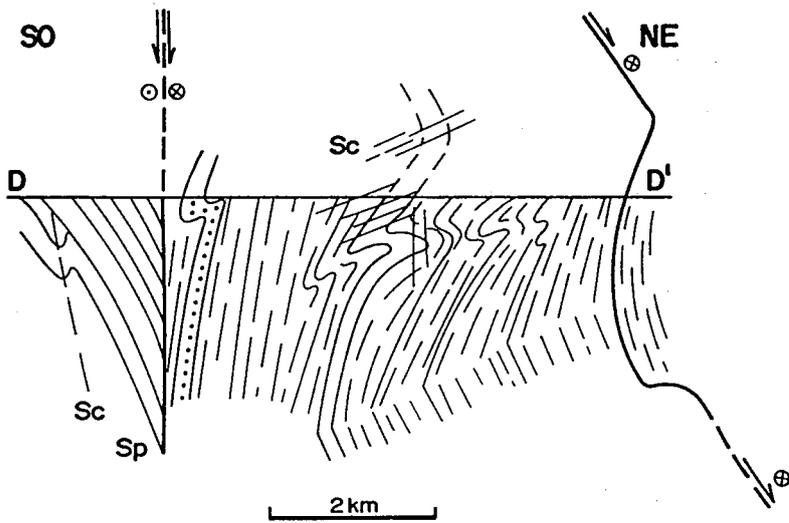
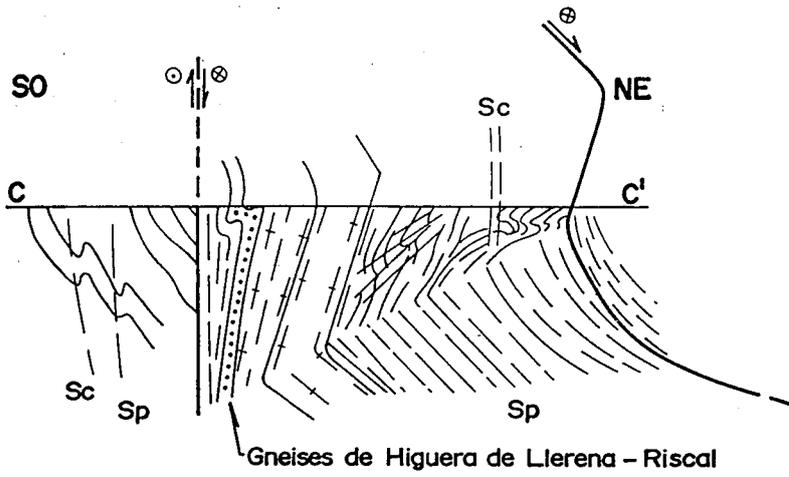


Fig. IV.12 (continuación)

diferente intensidad de la deformación, pudiendo ser consideradas como bandeados tectónicos. Estas alternancias están definidas por bandas milimétricas de colores claros y oscuros alternantes; las bandas claras son de composición feldespática y proceden de feldespatos que han sido enormemente estirados; las bandas oscuras son de minerales micáceos de tamaño de grano muy fino. Las zonas de más intensa deformación presentan un tamaño de grano muy fino y un color pardo oscuro o negro. Al microscopio se observa que en muchos casos son ortogneises que han sufrido una reducción brutal del tamaño de grano en condiciones de bajo o muy bajo grado metamórfico (foto 16); estas rocas suelen estar constituidas por porfidoclastos de diferentes minerales como feldespato potásico, plagioclasa, granate, mica blanca, sillimanita prismática y distena, rodeados por una matriz de tamaño de grano muy fino y composición micácea. Esa matriz marca una foliación junto con algunas colas preservadas alrededor de los porfidoclastos feldespáticos. Estas rocas podrían denominarse milonitas de acuerdo con la clasificación de Sibson (1977), y la foliación se podría considerar como una foliación milonítica.

La lineación que sistemáticamente acompaña a la foliación principal, es mineral y/o de estiramiento. La fábrica en algunos casos llega a ser linear, lo que indica que el elipsoide de deformación finita asociado a esta deformación es de tipo $K \geq 1$ (campo de la constricción del diagrama de Flinn). En los metasedimentos de composición pelítica, la lineación de estiramiento está marcada por cristales de sillimanita fibrolítica, mica blanca, biotita y cuarzo, y por sombras de presión alrededor de porfidoblastos de granate. En las cuarcitas son “ribbons” de cuarzo los que la definen. En los ortogneises, la lineación está marcada fundamentalmente por las colas y sombras de presión alrededor de los porfidoclastos feldespáticos, los cuales, a veces, aparecen rotos y estirados; los “ribbons” de cuarzo y la orientación preferente de biotita, mica blanca y, a veces, sillimanita fibrolítica también definen la lineación. En los ortogneises glandulares leucocráticos y aplíticos, en los que los minerales micáceos son poco abundantes, la fábrica es a veces de tipo linear (foto 15). En las anfibolitas la orientación preferente de los anfíboles define la lineación; en las anfibolitas granatíferas, las sombras de presión alrededor de los granates también marcan la lineación. Algunas de las anfibolitas presentan una fábrica linear, mostrando un aspecto isótropo en secciones YZ y una intensa lineación de estiramiento señalada por los cristales de anfíbol en las otras secciones. En las rocas más intensamente deformadas, la lineación de estiramiento suele ser muy prominente y está marcada por las sombras de presión desarrolladas alrededor de los porfidoclastos de feldespato potásico,

plagioclasa, biotita, mica blanca, granate, distena y sillimanita.

Condiciones metamórficas: Las condiciones térmicas durante esta fase de deformación se pueden deducir tanto de las paragénesis metamórficas desarrolladas durante ella, como de los criterios de cizallamiento y de los sistemas de deslizamiento activos en el cuarzo. Estos tres tipos de datos indican que el cizallamiento se inició en condiciones de temperatura alta, en el campo de estabilidad de la sillimanita, como evidencia la presencia de “peces” de este mineral, y terminó a temperaturas bajas como sugiere la presencia de estructuras S-C de carácter dúctil-frágil y de feldespatos rotos. Las fábricas de ejes <c> del cuarzo también apuntan hacia una evolución de este tipo. Aunque esto se discutirá en profundidad en el capítulo de metamorfismo, se puede adelantar que las temperaturas al inicio del cizallamiento fueron aproximadamente de 650°C en la parte inferior de la unidad, y que éste terminó a temperaturas de 300-350°C o incluso inferiores en la parte superior. Además de esta evolución en el tiempo, las temperaturas máximas disminuyen de muro a techo, como indican las paragénesis metamórficas; así, en la parte inferior se observan paragénesis con sillimanita y biotita marrón-rojiza sincinemáticas con respecto a la foliación principal (foto 13), mientras que en la parte superior se dan paragénesis con granate, estaurólita y biotita. Las condiciones de presión durante el cizallamiento se discutirán en el capítulo de metamorfismo; éste se inició muy probablemente en condiciones de presión intermedia (6-7 kilobares) como evidencia la presencia de distena sincrónica con sillimanita. En las anfibolitas granatíferas se han preservado paragénesis eclogíticas, que aparecen retrogradadas a facies anfibolitas y esquistos verdes durante el cizallamiento de esta unidad.

Sentido de movimiento: En secciones XZ se observan numerosas **estructuras asimétricas** indicativas de que la historia de “strain” fue no coaxial. Las estructuras asimétricas son de dimensiones milimétricas a decimétricas y se reconocen en todos los tipos de roca que constituyen esta unidad, pero especialmente en los metasedimentos y en los ortogneises con porfidoclastos de feldespato potásico. Los criterios más abundantes son colas y sombras de presión asimétricas alrededor de los porfidoclastos feldespáticos de las rocas gneísicas (foto 17); en todos los casos, los sistemas de porfidoclastos observados son del tipo σ de Passchier y Simpson (1986). En los gneises se observan también feldespatos con fracturas en dominó, indicativos de que

el cizallamiento evolucionó hasta condiciones dúctil-frágiles en su parte final; los feldespatos muestran a veces reducción del tamaño de grano en sus bordes. El cuarzo en los gneises suele aparecer en bandas formadas por cristales de pequeño tamaño, que muchas veces presentan sus ejes mayores en oblicuidad respecto a la foliación de la roca o contactos entre granos sistemáticamente oblicuos a la foliación; en otras ocasiones el cuarzo aparece en forma de “ribbons”. En los metasedimentos se reconocen estructuras S-C (foto 18), tanto a simple vista como con el microscopio; es también frecuente la presencia de planos C', normalmente de carácter dúctil-frágil o frágil; en estas rocas metapelíticas se observan en ocasiones peces de mica (foto 19), y en las de mayor grado metamórfico se reconocen también peces de sillimanita (foto 20); el cuarzo a veces está en forma de “ribbons” en los que los subgranos suelen ser oblicuos a la foliación. Los metasedimentos que afloran en la parte superior de la sucesión (por encima del Ortogneis de Ribera del Fresno) presentan sistemáticamente estructuras S-C con ángulos superiores a los 20° entre los planos S y los C. Los planos S están definidos por mica blanca, que es muy abundante en estas rocas. Los planos C suelen ser muy continuos y cortan nítidamente a los planos S (foto 21).

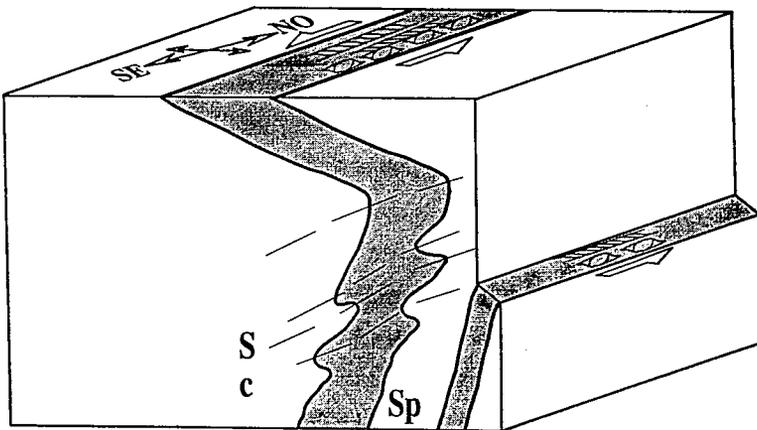


Fig. IV.13: Esquema idealizado en el que se muestran los sentidos de cizallamiento en la Unidad Central cuando la foliación es subvertical y cuando buza suavemente hacia el NE y la relación entre ambos a través de los pliegues de crenulación. Sc: foliación de crenulación; Sp: foliación principal.

En mi opinión, estas estructuras representan una evolución del cizallamiento hacia condiciones de menor temperatura en la parte superior de la unidad. Los sentidos de movimiento que se deducen de todos estos criterios de cizallamiento varían según el

buzamiento de la foliación principal: son izquierdos en los casos en los que la foliación es subvertical o buza fuertemente hacia el SO o el NE, e indican movimiento del bloque de techo hacia el NO en los casos en que la foliación es subhorizontal o buza moderadamente hacia el NE (Fig. IV.13).

En esta unidad, las cuarcitas son relativamente escasas y la cinemática del cizallamiento se ha podido establecer a partir de las estructuras asimétricas que se acaban de describir; por ello no se ha prestado mucha atención a la **orientación preferente del eje $\langle c \rangle$ del cuarzo** en estos materiales. Sólo se han estudiado tres muestras (AA-6, AA-350 y AA-374) para comprobar que tipo de fábrica muestra el cuarzo. Dos de las muestras estudiadas (AA-350 y AA-374) son cuarcitas feldespáticas en las que la foliación está definida por el cuarzo y el feldespato, mientras que la muestra AA-6 es una cuarcita impura con bastante mica blanca en la que la foliación está definida por el cuarzo y la mica blanca. En la muestra AA-350 el cuarzo se presenta como cristales irregulares con contactos interdigitados. En la muestra AA-374 el cuarzo aparece en forma de “ribbons” o de cristales rectangulares alargados paralelamente a la foliación con contactos suturados. En la muestra AA-6 el cuarzo está en forma de “ribbons” y cristales alargados según la foliación y limitados por cristales de mica blanca; se reconocen estructuras S-C y peces de mica que indican un sentido de movimiento de techo hacia el NW. Las tres fábricas muestran el máximo más importante en torno al eje Y, y máximos secundarios cerca del eje Z (Fig. IV.14). Estas fábricas son indicativas de que los sistemas de deslizamiento intracristalino del cuarzo que han actuado son el prismático de dirección $\langle a \rangle$ y el basal de dirección $\langle a \rangle$. En las muestras AA-6 y AA-350 aparecen además pequeños máximos cercanos al eje X (Fig. IV.14), lo que implica la activación del sistema prismático de dirección $\langle c \rangle$. Las temperaturas que se pueden deducir de estas fábricas varían desde altas ($>600^{\circ}\text{C}$) para explicar la activación del sistema prismático de dirección $\langle c \rangle$, hasta moderadas ($\leq 500^{\circ}\text{C}$) para el sistema prismático de dirección $\langle a \rangle$, y bajas ($<400^{\circ}\text{C}$) para el sistema basal de dirección $\langle a \rangle$. Las guirnalda obtenidas, simples en las muestras AA-350 y AA-374 y doble en la muestra AA-6, implican elipsoides de “strain” finito de tipo $K \geq 1$. Ninguna de las fábricas presenta una asimetría bien marcada, por lo que no son utilizables para deducir el sentido de cizallamiento con fiabilidad. No obstante, la fábrica de la muestra AA-6 presenta una ligera asimetría que indica movimiento del bloque de techo hacia el NO (Fig. IV.14); este sentido de movimiento coincide con el deducido de las estructuras S-C y de los peces de mica. Abalos (1990)

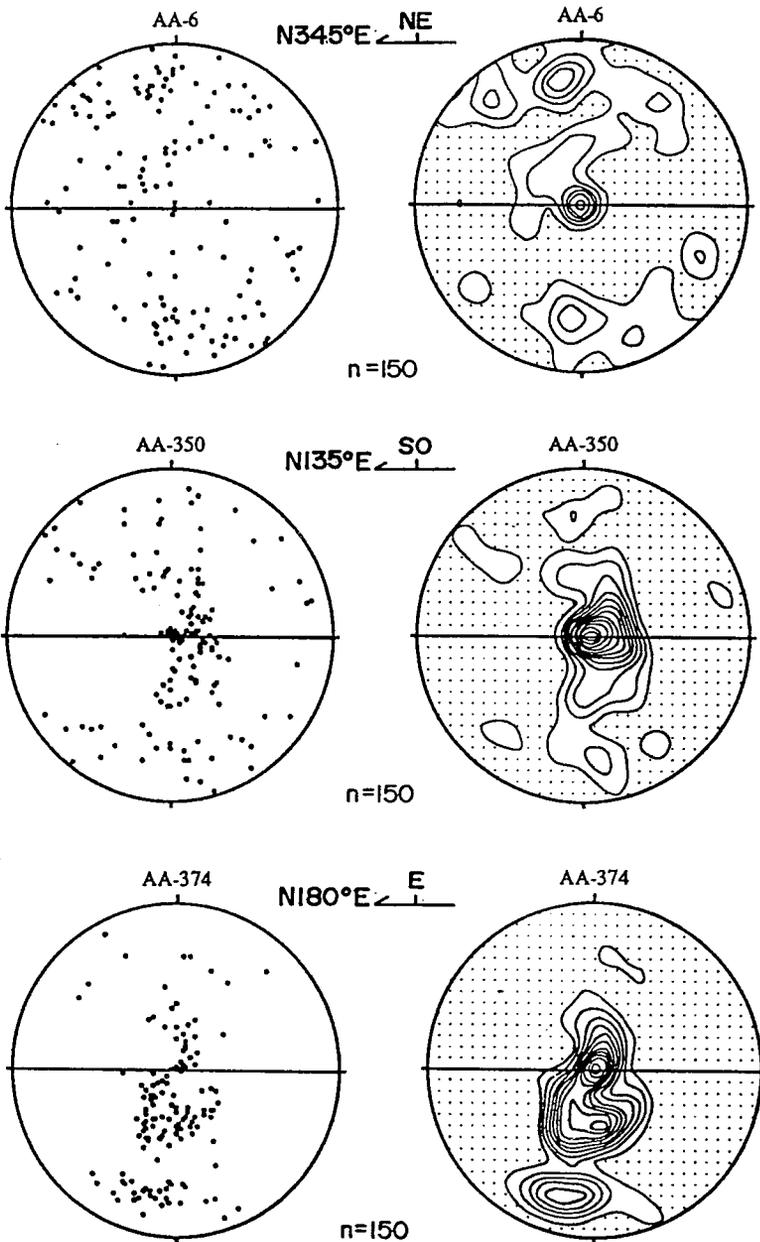


Fig. IV.14: Fábricas de ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo en rocas cuarcíticas de la Unidad Central. Véase localización en el mapa de muestras. Para cada muestra se presentan dos diagramas: el de la izquierda corresponde a la proyección equiareal de los ejes $\langle c \rangle$ del cuarzo, el de la derecha es un diagrama de densidad. Zona punteada: densidad inferior al 1%; intervalo entre curvas: 1%; n = número de medidas. Se indica la dirección de la lineación de estiramiento y la posición del techo estructural en cada muestra.

obtuvo fábricas de ejes <c> del cuarzo de algunas de las litologías gneísicas de esta unidad; los diagramas obtenidos son en la mayor parte de los casos guirnaldas simples bastante similares a los de las muestras AA-350 y AA-374.

IV.2.2.b: Las fases de crenulación

La fábrica plano-linear está afectada por dos generaciones de pliegues que son las responsables de sus buzamientos actuales. Las condiciones metamórficas durante estas dos fases de plegamiento fueron de bajo o muy bajo grado metamórfico.

Estructuras mayores: Durante la primera de estas dos fases se producen pliegues de dirección NO-SE con planos axiales que buzán 40-50° hacia el SO; estos pliegues son marcadamente asimétricos, con flancos largos que buzán 30-40° hacia el NE, y flancos cortos subverticales o con buzamientos de 70-80° hacia el SO (Fig. IV.12). Sus ejes son subhorizontales o hunden suavemente tanto hacia el SE como hacia el NO. Estos pliegues son aproximadamente homoaxiales con respecto a la lineación de estiramiento de la fase de deformación principal, aunque en algún afloramiento se puede observar un ángulo entre su eje y la lineación de estiramiento. Las estructuras mayores de esta fase son pliegues hectométricos abiertos, con ángulos entre flancos de 70-100°, que tienen geometrías de tipo "chevron" (Fig. IV.12). Estos pliegues no son cilíndricos, sino que tienen geometrías cónicas, de manera que se terminan paralelamente a su eje en distancias de pocos kilómetros; esto hace que sus trazas axiales sean difícilmente representables, y que en cortes sucesivos no se reconozcan los mismos pliegues (Fig. IV.12).

La segunda fase de plegamiento originó pliegues rectos de dirección NO-SE y ejes subhorizontales. En donde han sido observados, son homoaxiales con respecto a la lineación de estiramiento. Las únicas estructuras mayores de esta fase son una serie de pliegues abiertos decamétricos con ángulos entre flancos de 120-140° que se reconocen en una banda de dirección NO-SE que se prolonga desde Higuera de Llerena hasta algo más al NO del Arroyo del Riscal (Fig. IV.15). En el resto de la unidad no se reconocen pliegues mayores de plano axial subvertical.

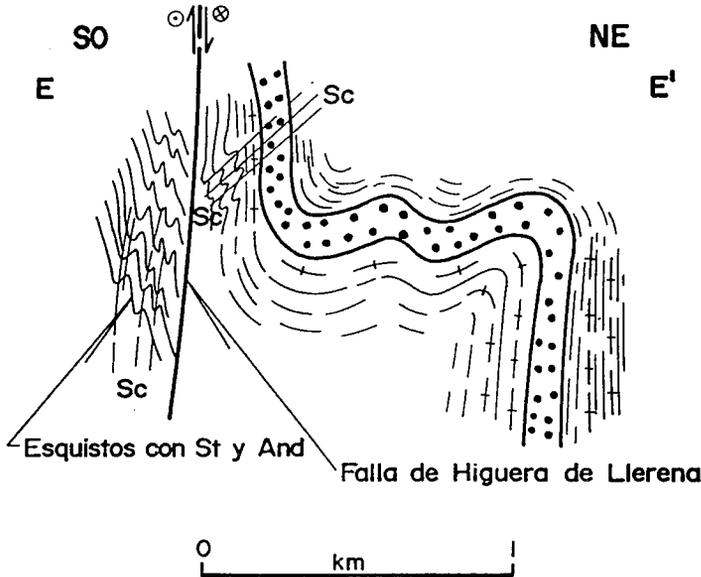


Fig. IV.15: corte geológico detallado del Arroyo del Riscal en el que se muestra la geometría de los gneises de Higuera de Llerena-Riscal (trama de puntos) afectados por pliegues rectos abiertos. Sc: foliación de crenulación. Véase localización en la Fig. IV.11.

Pliegues menores: Los pliegues menores de la primera fase de crenulación son de dimensiones milimétricas a decamétricas y sus ejes son paralelos a los de los pliegues mayores y a la lineación de crenulación. Son pliegues de geometrías variables entre pliegues abiertos y cerrados, cuyas charnelas son redondeadas en las litologías competentes como cuarcitas y ortogneises, y agudas en las litologías metapelíticas (foto 22). Pertenecen a las clases 1B, 1C y 2 de Ramsay (1967), y a los tipos 3B, 3C, 3D, 4B, 4C y 4D de Hudleston (1973). Estos pliegues son asimétricos y sólo aparecen en los flancos cortos de los pliegues mayores. La geometría de estos pliegues se puede observar en un corte por la carretera de Llera a Hornachos, en donde aparece un tren de pliegues métricos de esta fase, perfectamente reconocibles en los niveles cuarcíticos intercalados entre las metapelitas (Fig. IV.16).

Los pliegues menores de la segunda fase de crenulación son abiertos, tienen dirección NO-SE y su plano axial es subvertical. Sus dimensiones son milimétricas a métricas y pertenecen a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967) y a los tipos 2B y 2C de Hudleston (1973). En algún afloramiento se puede observar como estos pliegues afectan a los pliegues con planos axiales buzantes al SO (foto 23), lo que permite concluir que esta fase de pliegues rectos es posterior a la otra fase de plegamiento.

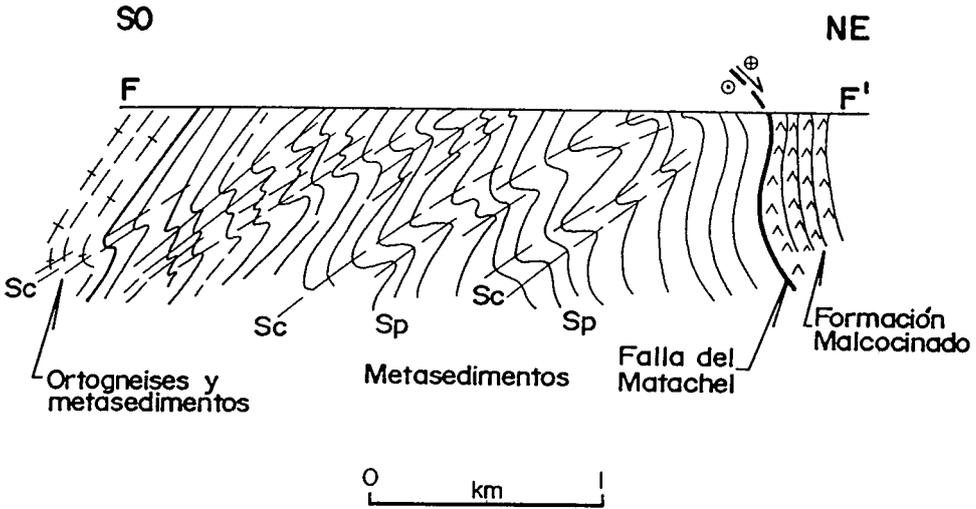


Fig. IV.16: Corte geológico detallado por la carretera Llera-Hornachos en el que se observa la geometría de los pliegues de crenulación de plano axial buzante al SO. Sp: foliación principal, Sc: foliación de crenulación. Véase localización en la Fig. IV.11.

Orientación y descripción de la fábrica: Los pliegues de plano axial buzante al SO llevan asociada una foliación de crenulación y, en algunos casos, una lineación de crenulación. Ambas estructuras se han desarrollado únicamente en los flancos cortos de los pliegues mayores de esta fase. La foliación de crenulación tiene una dirección media NO-SE y buzamientos de 40-50° hacia el SO. Se trata de un clivaje de crenulación de espaciado milimétrico, que sólo aparece bien desarrollado en las rocas metapelíticas. En los flancos largos de los pliegues mayores, el clivaje de crenulación se observa sólo puntualmente en algún afloramiento de metapelitas. La lineación de crenulación está definida sobre el plano de la foliación principal por los ejes de los micropliegues de esta fase. Tiene una dirección media NO-SE e inclinaciones subhorizontales o suaves hacia el NO o hacia el SE.

La segunda fase de crenulación lleva asociados un clivaje de crenulación y una lineación de crenulación. Estas estructuras tienen un desarrollo escaso, reconociéndose sólo localmente, como por ejemplo en un corte por la carretera de Valencia de las Torres a Castuera. El clivaje de crenulación es de espaciado milimétrico, tiene una orientación NO-SE y buzamientos cercanos a la vertical; únicamente se reconoce en las rocas metapelíticas. La lineación de crenulación está marcada por micropliegues de esta fase y

es paralela a la lineación de estiramiento.

IV.2.2.c: Edad de las fases de deformación

La edad de la deformación principal en la Unidad Central se puede precisar suficientemente a partir de las dataciones radiométricas disponibles. Los datos presentados en el capítulo III documentan la presencia de granitoides de edad Paleozoico inferior en esta unidad. Estos granitoides, al igual que todas las rocas de la unidad, están afectados por la fábrica plano-linear; esto implica que esta fábrica no puede ser de edad finiprecámbrica como se ha indicado en algunos trabajos anteriores (véase por ejemplo, Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1991). Por otra parte, existen varias dataciones mediante los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar sobre concentrados de biotita, moscovita y anfíbol, que presumiblemente datan la edad de la deformación principal, ya que esos minerales definen la foliación principal. La temperatura estimada para la retención intracristalina del Ar en la hornblenda es de $500 \pm 25^\circ\text{C}$ según Harrison (1981) y Cliff (1985), mientras que para el caso de la moscovita es de $375\text{-}400^\circ\text{C}$ según Quesada y Dallmeyer (1994, op. cit.) o de $\approx 350^\circ\text{C}$ según Purdy y Jäger (1976). Blatrix y Burg (1981) obtuvieron edades de 330-335 Ma mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre biotitas sincinemáticas con respecto a la foliación principal de los Ortogneises de Ribera del Fresno y Almendralejo-Aceuchal. Dallmeyer y Quesada (1992) obtuvieron edades de ≈ 340 Ma sobre moscovitas y de ≈ 370 Ma sobre hornblendas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. García Casquero et al. (1988) realizaron dataciones mediante los métodos Rb-Sr sobre moscovita/roca total y K-Ar en rocas fuertemente deformadas de esta unidad, obteniendo edades de 337 ± 4 Ma, 393 ± 9 Ma (Rb-Sr), y 318 ± 9 Ma, 322 ± 5 Ma (K-Ar). En mi opinión, estas edades, aunque no son muy precisas, permiten afirmar que la fábrica plano-linear es de edad varisca, habiéndose formado en un periodo comprendido entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior.

La edad de las dos fases de crenulación es varisca ya que afectan a la fábrica plano-linear. La fase de pliegues de plano axial buzante al SO sólo se observa en esta unidad, por lo que no puede correlacionarse con las deformaciones del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. En cambio, la fase de pliegues rectos podría correlacionarse con la fase de crenulación que se reconoce en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica; de acuerdo con esto, su edad

más probable es Carbonífero inferior alto.

IV.2.3: Orientación original de la fábrica plano-linear

La orientación original de la foliación principal se puede estimar a partir de la geometría de los pliegues posteriores. Son sobre todo los pliegues de plano axial buzante al SO los que modifican el buzamiento de la foliación principal, ya que afectan a toda la unidad; los pliegues rectos sólo aparecen puntualmente, por lo que su efecto sobre los cambios de orientación de la foliación principal es sólo local. Los pliegues buzantes al SO tienen la geometría que se muestra esquemáticamente en la Fig. IV.17; los flancos largos de estos pliegues buznan moderadamente (30-40°) hacia el NE, mientras que los flancos cortos son subverticales o buznan fuertemente hacia el SO.

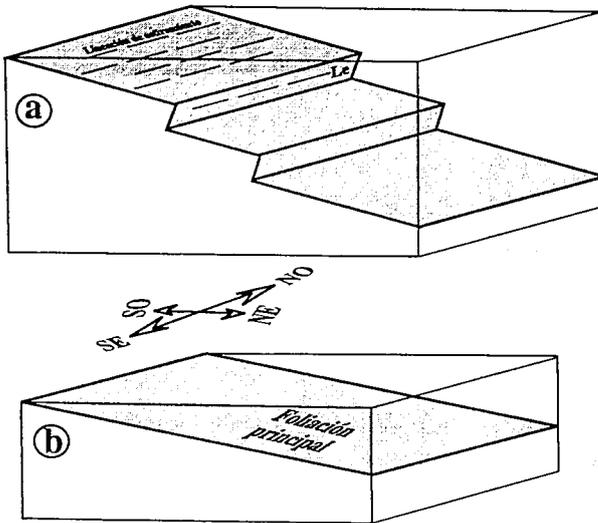


Fig. IV.17: Restauración de la foliación principal a su posición inicial; a) buzamientos actuales de la S_p afectada por los pliegues de crenulación de plano axial buzante al SO; b) buzamiento inicial estimado para la S_p tras deshacer los pliegues de crenulación.

El buzamiento original de la foliación principal debió de ser próximo al de los flancos largos de estos pliegues, es decir moderado hacia el NE (Fig. IV.17). En cuanto a la orientación original de la lineación de estiramiento, el hecho de que las dos

generaciones de pliegues sean prácticamente homoaxiales con respecto a la misma, implica que no han modificado de manera importante su inclinación media. Por tanto, la inclinación original de la lineación de estiramiento, aunque no puede estimarse con precisión, debió de ser subhorizontal o suave hacia el NO o el SE.

La restauración de la fábrica plano-linear a su posición original muestra que el cizallamiento que afecta a toda la Unidad Central tiene un movimiento de techo hacia el NO, con la foliación buzando moderadamente hacia el NE y la lineación de estiramiento subhorizontal. Este cizallamiento tiene un movimiento opuesto al del cizallamiento que afecta al Borde Meridional de la Zona Centroibérica, que como ya se ha descrito (apartado IV.1.1) es de techo hacia el SE. Por otra parte, el buzamiento moderado hacia el NE de la foliación principal, implica que la Unidad Central se sitúa por debajo del Borde Meridional de la Zona Centroibérica.

IV.2.4: La Falla del Matachel

El contacto entre el Borde Meridional de la Zona Centroibérica y la Unidad Central, que he denominado Falla del Matachel, es una falla frágil que representa probablemente la evolución final del cizallamiento que afecta a la Unidad Central. Esta falla se prolonga con una dirección media NO-SE desde las proximidades de Granja de Torrehermosa en la parte SE de la región estudiada, hasta las proximidades de Puebla del Prior en la esquina NO de la misma (véase el mapa geológico). Por lo general, la zona de falla aflora en muy malas condiciones, no reconociéndose estructuras que permitan deducir su sentido de movimiento. En las proximidades del kilómetro 10 de la carretera de Villafranca de los Barros a Palomas, la zona de falla es de unos 20 metros y está constituida por brechas ferruginosas; la zona de falla es paralela a la foliación principal en la Unidad Central, siendo su buzamiento de 70-80° hacia el NE. En el Regato de Toriles, al N del vértice Hornachuelos (véase el mapa geológico), la zona de falla es también paralela a la foliación principal en la Unidad Central; su potencia es de unos 10 metros y está formada por brechas oscuras de tamaño de grano fino. El buzamiento es en este afloramiento de 30-40° hacia el NE. El buzamiento variable de la Falla del Matachel, junto con su orientación paralela a la foliación principal en la Unidad Central, parecen indicar que está afectada por los pliegues de plano axial buzante al SO (Fig. IV.12). Por tanto, su buzamiento original debió de ser similar al de la foliación principal, es decir, moderado hacia el NE, siendo la Unidad Central el bloque de muro y el Borde Meridional de la Zona

Centroibérica el bloque de techo. Teniendo en cuenta la evolución del cizallamiento en la Unidad Central desde condiciones dúctiles en la parte inferior, hasta condiciones dúctil-frágiles en la parte superior, parece razonable relacionar la Falla del Matachel con la evolución final del cizallamiento en la parte superior de la unidad en condiciones frágiles. Este tipo de geometría caracterizado por estructuras de cizallamiento menos dúctiles hacia techo es característico de zonas de cizalla extensionales (véase por ejemplo, Jabaloy et al., 1993); frecuentemente, el techo de la zona de cizalla es una falla normal frágil. En mi opinión, la Falla del Matachel constituye una falla de este tipo, con la particularidad de que en este caso la componente lateral del cizallamiento es muy importante. No existe ningún marcador cortado por la falla y reconocible en ambos bloques, que permita evaluar su salto. No obstante, a partir de las diferentes evoluciones metamórficas de la Unidad Central (bloque de muro) y del Borde Meridional de la Zona Centroibérica (bloque de techo), se puede estimar la potencia de materiales sustraída en el contacto entre ambas, que es la suma de dos componentes: adelgazamiento debido al cizallamiento dúctil y adelgazamiento debido a la Falla del Matachel. Este “salto vertical” es de ≈ 30 kilómetros, ya que la presión máxima calculada para la Unidad Central es de ≈ 15 kilobares, y de ≈ 5 kilobares para el Borde Meridional de la Zona Centroibérica (véanse los apartados V.1 y V.2).

IV.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA

IV.3.1: Introducción y antecedentes

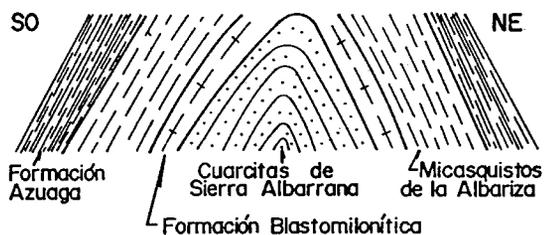
Todos los trabajos previos han considerado el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena dividido en dos dominios con evoluciones estratigráficas, estructurales y metamórficas diferentes. Un dominio septentrional, situado inmediatamente al SO de la Falla de Azuaga (Dominio de Sierra Albarrana), y un dominio meridional (Dominio de Córdoba-Alanís), separado del anterior por la denominada Falla de Malcocinado. Como se ha discutido en el capítulo I, esta división no será utilizada en esta memoria, ya que los criterios en los que está basada han resultado ser incorrectos cuando se ha profundizado en el conocimiento de la región. Aunque existen algunas fallas importantes que segmentan el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, se trata de rasgos tardíos posteriores a la evolución tectonometamórfica principal.

Los primeros trabajos que abordan la estructura del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena son los de Delgado Quesada (1971) y Laurent (1974). Delgado Quesada (1971) separó las rocas de la Formación Villares de las rocas de la Formación Pedroche situadas al SO por una falla a la que denominó Falla de Malcocinado, cuya existencia ya había sido postulada por Bard (1969); también describió este autor la Falla de Azuaga, que separa el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena de la Unidad Central. Delgado Quesada (1971) propuso para el sector situado entre estas dos fallas una estructura anticlinorial de dirección NO-SE con núcleo en las Cuarcitas de Sierra Albarrana (Fig. IV.18a); la edad de esta estructura sería antecarbonífera.

Laurent (1974) también separó la Formación Villares de la Formación Pedroche mediante una falla; describió una macroestructura sinclinorial al NE de dicha falla, que atribuyó a la segunda fase de deformación. Este autor propuso que las Cuarcitas de Sierra Albarrana afloran en el núcleo de un sinforme de tercera fase desarrollado sobre el flanco normal septentrional del sinclinorio de segunda fase (Fig. IV.18b).

Garrote et al. (1980) consideraron que la estructuración del sector de Sierra Albarrana resulta de la superposición de numerosas fases de deformación, ocupando las Cuarcitas de Sierra Albarrana el núcleo de un antiformal tardío que pliega la foliación principal y es responsable de la geometría actual de las isogradas (Fig. IV.18c).

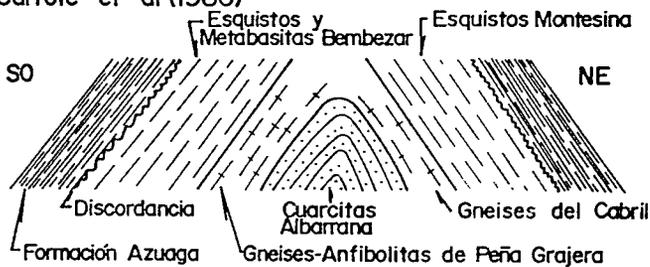
(a) Delgado Quesada (1971)



(b) Laurent (1974)



(c) Garrote et al (1980)



(d) Apalategui et al (1985)



Fig. IV.18: Estructura propuesta para la Unidad de Sierra Albarrana por diversos autores. Véanse en las Tablas II.2 y II.3 las equivalencias entre los nombres asignados a los diferentes tramos por los distintos autores.

Estos autores indicaron también que el núcleo del antiforme de Sierra Albarrana está cortado por un cabalgamiento con movimiento del bloque de techo hacia el SO.

Apalategui et al. (1985c) propusieron una estructura sinclinal con núcleo en las Cuarcitas de Sierra Albarrana para el sector situado entre la Falla de Azuaga y la supuesta Falla de Malcocinado (Fig. IV.18d).

Apalategui et al. (1985b) estudiaron la estructura del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena al NO de Sierra Albarrana y describieron un antiforme sinesquistoso con núcleo en los materiales más metamórfizados y pliegues rectos tardíos de dirección N150°E.

González del Tanago y Peinado (1990) describieron la estructura de la Unidad de Sierra Albarrana como el resultado de la superposición de tres fases de deformación, de las cuales la segunda es la responsable de la foliación principal, de pliegues tumbados y de bandas de cizallamiento. Según estos autores, la tercera fase de deformación, la cual sólo localmente lleva asociada una foliación incipiente, es la responsable de la estructuración principal de Sierra Albarrana.

La descripción estructural que se presenta a continuación difiere notablemente de las propuestas en trabajos anteriores.

IV.3.2: Descripción de la estructura

En el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena se pueden diferenciar dos unidades (Unidad de Sierra Albarrana y Unidad de Azuaga) con diferentes características estructurales y metamórficas. La Unidad de Sierra Albarrana se sitúa por debajo de la Unidad de Azuaga; el contacto entre ambas unidades lo constituyen las Fallas del Onza, de la Casa del Café y de Azuaga (Fig. IV.19). La Falla de Azuaga es una falla subvertical de salto en dirección izquierdo que ha trasladado hacia el NO parte de los materiales de la Unidad de Sierra Albarrana. La Falla de la Casa del Café es una falla que buza hacia el NO y hunde la Unidad de Azuaga con respecto a la de Sierra Albarrana. La Falla del Onza es una falla subvertical o con buzamiento hacia el SO, que tiene un movimiento lateral izquierdo con una pequeña componente normal (véase el apartado IV.3.4)

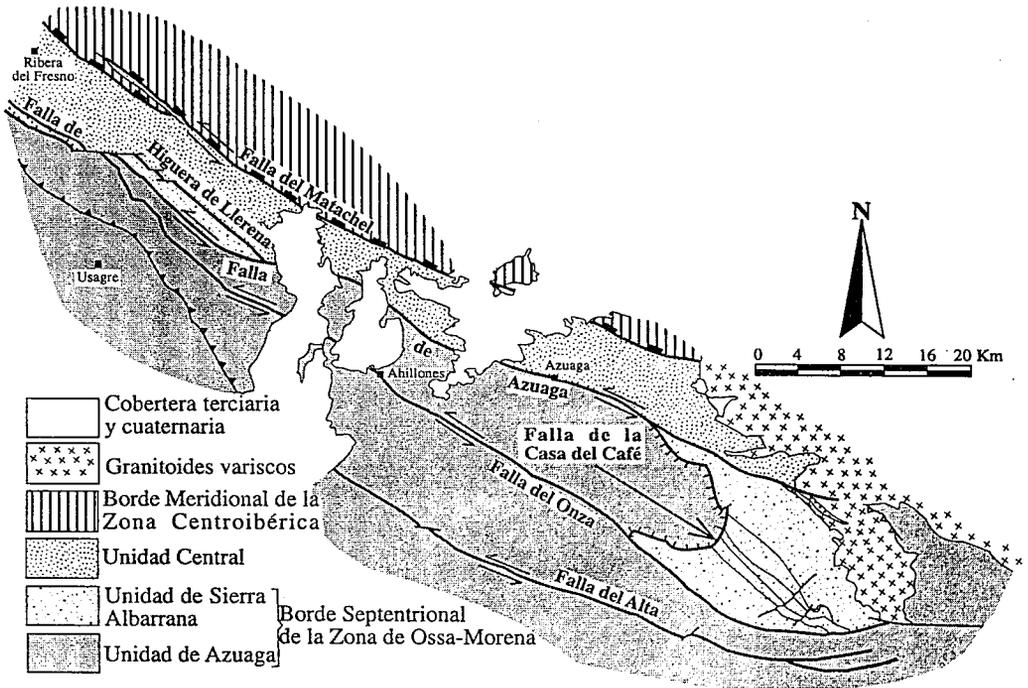


Fig. IV.19: Mapa geológico simplificado en el que se indican los nombres de las principales fallas tardivariscas del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

IV.3.2.1: La Unidad de Azuaga

En esta unidad afloran materiales poco metamorfizados, que han sufrido deformaciones menos intensas que los de la Unidad de Sierra Albarrana. El metamorfismo es también de menor intensidad, no superándose las condiciones de bajo grado.

En esta unidad he diferenciado dos fases de deformación, a las que denominaré fase de deformación principal y fase de crenulación. La Fig. IV.21 muestra varios cortes geológicos de esta unidad; en la Fig. IV. 20 se indica la localización de los mismos.

La fase de deformación principal

Esta fase dio lugar a pliegues rectos o vergentes al SO y a un cabalgamiento con movimiento del bloque de techo hacia el SO; asociada a estas estructuras, se formó una

fábrica planar, localmente plano-linear, que junto al bandeado litológico, es el rasgo más penetrativo en las rocas de esta unidad.

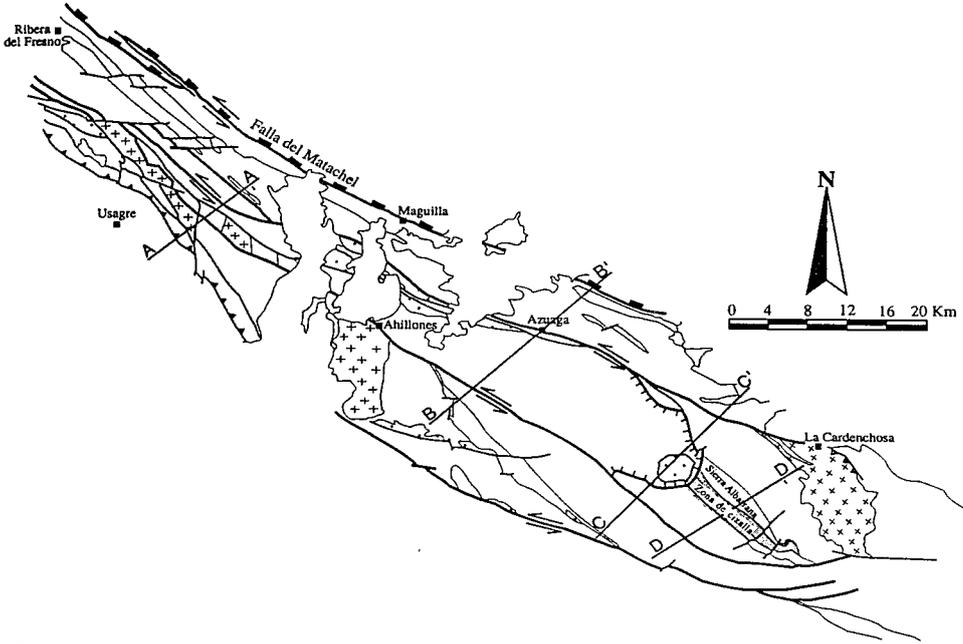


Fig. IV.20: Localización sobre mapa de los cortes geológicos de la Fig. IV.21. En la Unidad de Sierra Albarana se ha señalado la zona de cizalla situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana.

Estructuras mayores: Los pliegues de esta fase son rectos o ligeramente vergentes hacia el SO y de longitud de onda kilométrica (Fig.IV.21). La dirección media de estos pliegues es NO-SE y sus ejes son subhorizontales o con ligeros hundimientos hacia el SE o el NO. La geometría de estos pliegues puede observarse bien en los materiales de la Formación Villares, por ejemplo en el corte a lo largo de la carretera Azuaga-Malcocinado, o en el corte a lo largo de la carretera Valdeinfierno-Alanís (Fig. IV 21, cortes B-B' y C-C'). Se trata de pliegues cerrados a apretados con charnelas generalmente romas. Estos pliegues están presentes en toda esta unidad, aunque en cortes seriados paralelos no se reconocen los mismos. Esto se debe en algunos casos a las fallas frágiles, que cortan y desplazan las estructuras previas. En otros casos, es probable que no sean estructuras cilíndricas, lo que explicaría la falta de correspondencia de los pliegues en cortes seriados.

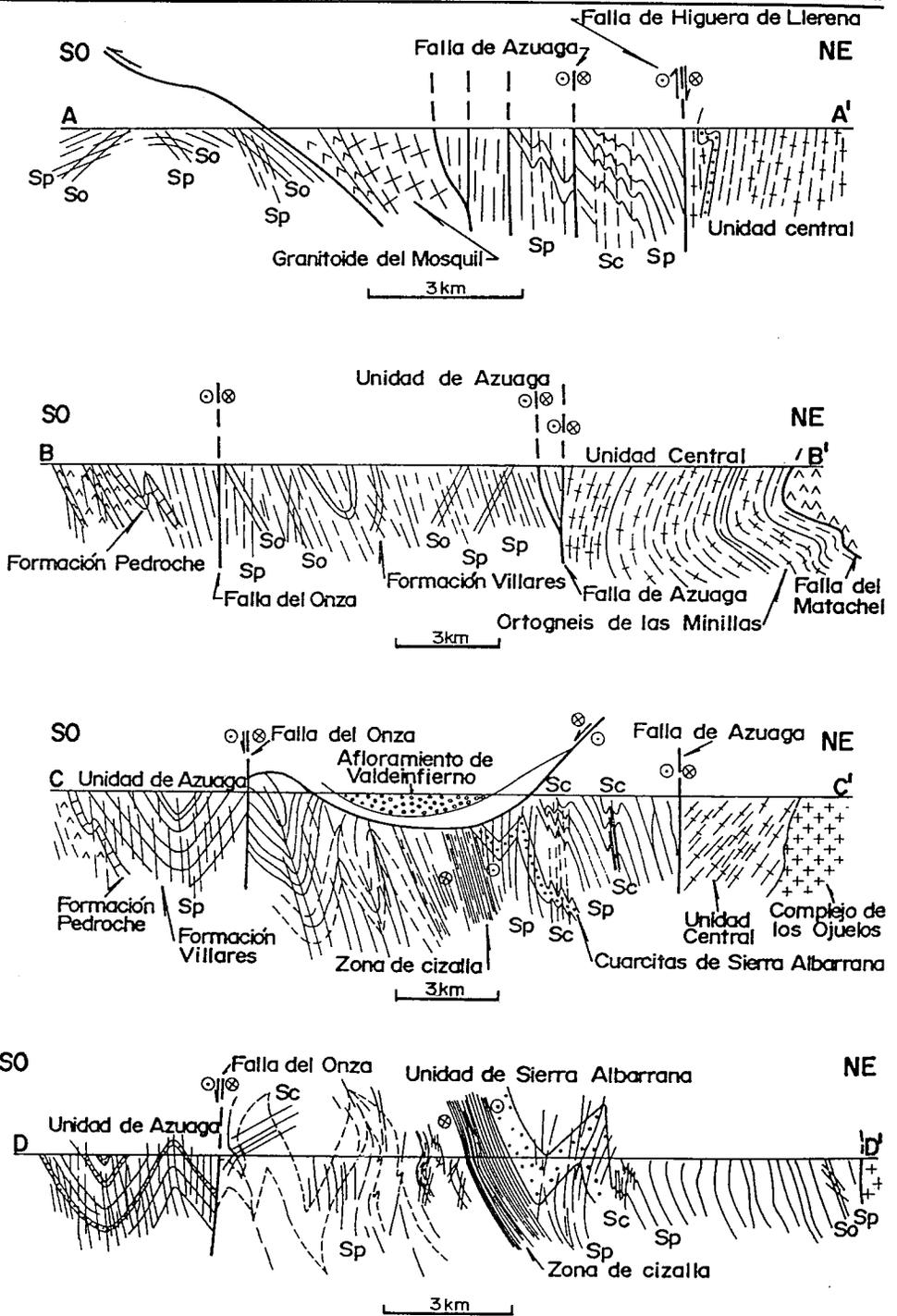


Fig. IV.21: Cortes geológicos del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. So: estratificación; Sp: foliación principal; Sc: foliación de crenulación. Véase localización en la Fig. IV.20.

En la parte NO de esta unidad, entre Usagre y Llerena, Apalategui et al. (1983a y b) describieron varios pliegues tumbados kilométricos vergentes hacia el SO y con desarrollo de flancos inversos, que serían atribuibles a esta fase de deformación. En los cortes que he realizado la geometría de las estructuras en ese área es de pliegues vergentes al SO plegados por pliegues rectos de la fase de crenulación, aunque no se reconoce ninguna charnela de un pliegue mayor ni tampoco flancos inversos mayores. Los pliegues en este área tienen superficie axial subhorizontal o suavemente buzante hacia el NE, lo que representa una peculiaridad con respecto al resto de la unidad, en la que los pliegues de la fase de deformación principal son rectos o ligeramente vergentes hacia el SO. En esta parte NO, se reconoce un cabalgamiento dúctil con movimiento del bloque de techo hacia el SO, que superpone la Formación Malcocinado sobre la Formación Torreárboles y la Formación Pedroche (Fig. IV.21, corte A-A'). El cabalgamiento tiene una dirección media NO-SE y un buzamiento medio de 30° hacia el NE; se prolonga en cartografía desde las inmediaciones de Llerena hasta el límite NO del área estudiada (véase el mapa geológico). La deformación asociada a este cabalgamiento se concentra en una banda de 20-40 metros de potencia en la que se reconoce una fábrica plano-linear. Esta banda con fábrica plano-linear se ha desarrollado únicamente en el bloque de techo (Formación Malcocinado); en el bloque de muro (Formación Torreárboles), se reconoce una fábrica planar que afecta al bandeado sedimentario, e indica relaciones de flanco normal (Fig. IV.21, corte A-A').

Pliegues menores: Son de dimensiones milimétricas a decamétricas; su orientación es similar a la de los pliegues mayores, salvo si están afectados por la fase de crenulación o rotados por las fallas tardías. En las zonas de charnela de los pliegues mayores son frecuentes pliegues métricos a decamétricos con charnelas redondeadas y ángulos entre flancos de 30-70°. Pertenecen a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967) y a los tipos 3B y 3C de Hudleston (1973).

Orientación y descripción de la fábrica: La fábrica es planar, excepto en la banda de deformación asociada al cabalgamiento dúctil que se acaba de mencionar y en algunos afloramientos de la Serie Negra, en donde es plano-linear.

La foliación principal tiene una dirección media NO-SE, excepto en la parte SE de la unidad, en donde rota progresivamente hacia direcciones N90-110°E (Fig. IV.22); localmente, debido a la interferencia con la fase de crenulación y a arrastres producidos

por las fallas tardías, la foliación presenta orientaciones diferentes. Los buzamientos de la foliación principal son predominantemente subverticales o fuertes (60-75°) hacia el NE (Fig. IV.22); no obstante, existen algunos sectores, por ejemplo, en la parte NO de esta unidad, con buzamientos moderados tanto hacia el NE como hacia el SO. La intersección entre la foliación principal y la estratificación es casi siempre visible, debido a que los pliegues no son muy apretados. La dirección media de la lineación de intersección es NO-SE y su inclinación es subhorizontal o suave hacia el SE o el NO (Fig. IV.22). Localmente, presenta inclinaciones moderadas a fuertes hacia el SE (por ejemplo en la Formación Villares a lo largo del corte por la carretera a San Calixto), o hacia el E (por ejemplo en la Formación Villares en las inmediaciones del Afloramiento de Valdeinfierno); estas inclinaciones anómalas se deben probablemente a la interferencia con la fase de crenulación.

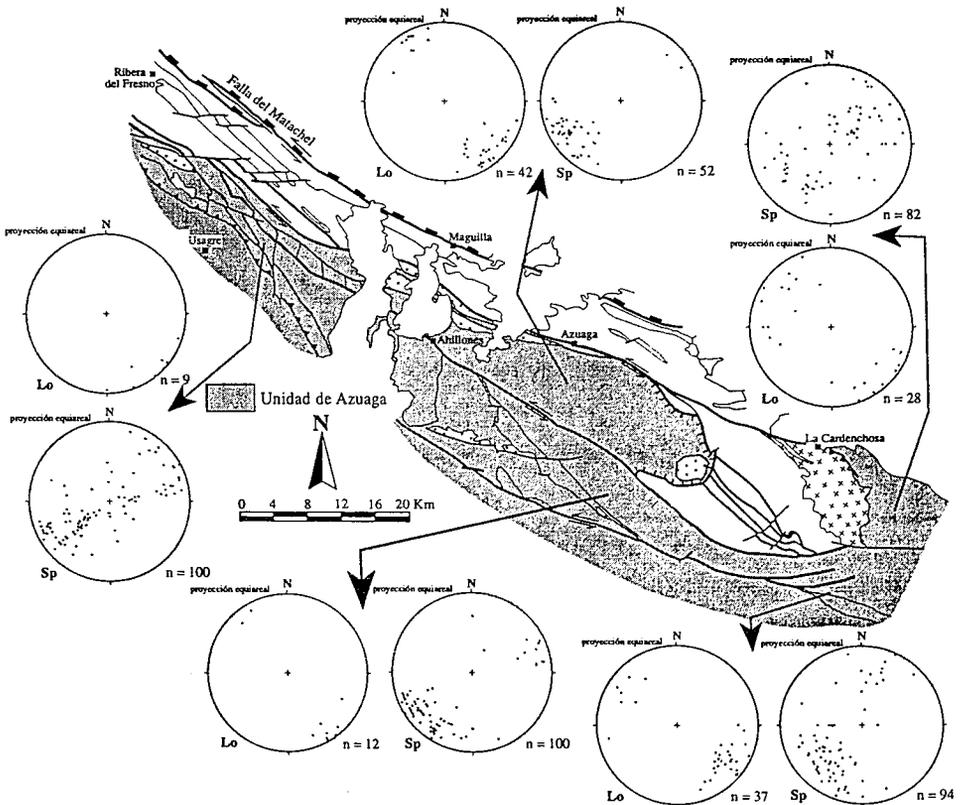


Fig. IV.22: Orientación de la foliación principal (Sp) y de la lineación de intersección (Lo) en la Unidad de Azuaga; n = número de medidas.

La lineación de estiramiento, como ya he indicado antes, sólo se ha desarrollado en los materiales de la Formación Malcocinado situados inmediatamente encima de la superficie del cabalgamiento antes referido, y en algunos afloramientos de la Serie Negra, especialmente en las cuarcitas negras. En el primer caso su dirección es N30-40°E y su inclinación de 20-30° hacia el NE; en la Serie Negra, tiene direcciones N130-160°E e inclinaciones suaves a moderadas (10-30°) hacia el SE.

La foliación principal en los materiales metapelíticos es un clivaje pizarroso definido por los minerales micáceos (mica blanca, clorita y, a veces, biotita), que forman dominios anastomosados alrededor de microlitones fundamentalmente cuarzosos. En los materiales metavolcánicos de la Formación Malcocinado, la foliación principal es también un clivaje pizarroso, generalmente más grosero que en las litologías metapelíticas, definido por minerales micáceos (mica blanca y clorita) y, en ocasiones, anfíbol; los feldespatos constituyen dominios subredondeados que aparecen rodeados por la foliación. En las rocas metagraníticas de la Formación Malcocinado (por ejemplo, el Granito de Ahillones), la foliación principal se puede definir como un bandeo gneísico muy grosero; en algunas ocasiones, estas rocas presentan una foliación cataclástica. La foliación principal en las metareniscas es un clivaje grosero marcado por la alternancia de dominios micáceos y cuarzosos. Las cuarcitas presentan una foliación poco penetrativa definida por la orientación de forma de los granos de cuarzo. Las rocas carbonáticas tienen una foliación poco penetrativa y definida por la orientación preferente de los carbonatos; algunas texturas primarias, como oncolitos, suelen tener formas elongadas según la foliación.

En los materiales de la Serie Negra, **la lineación** se observa sobre todo en los niveles de cuarcitas negras, en los que está definida por la elongación de los granos de cuarzo. La lineación de estiramiento en la zona del cabalgamiento afecta a unas decenas de metros (20-40 metros) de la Formación Malcocinado situados inmediatamente encima de la Formación Torreárboles o la Formación Pedroche. Un buen corte para observar el cabalgamiento a lo largo de la carretera Usagre-Valencia de las Torres. La lineación de estiramiento está definida por la elongación de los granos de cuarzo en las metapelitas y por la elongación de agregados cuarzofeldespáticos en las rocas metagraníticas.

El sentido de movimiento del cabalgamiento se ha establecido a partir de estructuras S-C de tamaño decimétrico, que indican movimiento del bloque de techo hacia el SO. Este

sentido de movimiento es compatible con la vergencia hacia el SO de los pliegues de esta fase de deformación, que en el área donde se localiza el cabalgamiento son bastante tendidos (fig. IV.21, corte A-A').

Las condiciones térmicas durante esta fase fueron de bajo o muy bajo grado. En ningún caso se llegó a las temperaturas de crecimiento del granate; los minerales que se formaron sincrónicos con la foliación principal fueron mica blanca, clorita y biotita. Las condiciones de presión han sido estimadas en torno a 4 kilobares por López Munguira et al. (1991), a partir del contenido fengítico de las micas blancas.

Esta fase de deformación se puede interpretar como una fase de acortamiento NE-SO que da lugar a pliegues sinquistosos rectos o ligeramente vergentes al SO; la componente tangencial se incrementa lateralmente hacia la parte NO de la unidad, en donde los pliegues son fuertemente vergentes y se desarrolla un cabalgamiento dúctil con movimiento del bloque de techo hacia el SO. En otros sectores de la Zona de Ossa-Morena situados más al SO, la fase principal de deformación también consiste en una tectónica tangencial compresiva con movimiento de los bloques de techo hacia el SO, por ejemplo en el sector de Fregenal de la Sierra (Vauchez, 1975).

La fase de crenulación

Esta fase produce pliegues abiertos rectos de dirección media NO-SE que generalmente no van acompañados de foliación de plano axial. Estos pliegues son los responsables en muchos casos de los cambios de buzamiento que sufre la foliación principal. Se han reconocido pocas estructuras mayores atribuibles a esta fase debido probablemente a la disposición levantada de las estructuras de la fase principal, que dificulta su plegamiento mediante pliegues rectos. Es en la parte NO de esta unidad, en la que las estructuras de la fase principal de deformación son tendidas, donde se reconocen pliegues mayores de esta fase; se trata de pliegues kilométricos abiertos de plano axial vertical y dirección NO-SE, que afectan a un flanco normal de la fase principal (Fig. IV.21, corte A-A').

Las estructuras menores de esta fase son pliegues centimétricos a decamétricos de plano axial generalmente subvertical. Son pliegues abiertos con charnelas romas; sus ejes mayoritariamente tienen direcciones N130-150°E, aunque en algunos afloramientos presentan orientaciones más variables. Es importante señalar la ausencia generalizada de foliación de crenulación en esta unidad, debido probablemente a que el acortamiento de

esta fase sólo produjo un aplastamiento de la foliación principal.

IV.3.2.2: La Unidad de Sierra Albarrana

Esta unidad aflora en el sector de Sierra Albarrana y en un sector situado en la parte NO del área estudiada (Fig. IV.19). En el sector de Sierra Albarrana, aparece limitada por el Granito de La Cardenchoza, la Falla de Azuaga, la Falla de la Casa del Café y la Falla del Onza. En la parte NO del área estudiada, aflora en una banda de dirección NO-SE limitada por las Fallas de Azuaga y de Higuera de Llerena (Fig. IV.19). Esta unidad está constituida por rocas que no se reconocen en ningún otro sector de la Zona de Ossa-Morena (véase el capítulo II), y que han sufrido un intenso metamorfismo en condiciones de baja presión como se describirá en el próximo capítulo.

En esta unidad se reconocen dos fases de deformación penetrativas, que denominaré fase de deformación principal y fase de crenulación, y que describiré a continuación.

La fase de deformación principal

Estructuras mayores: Esta fase dio lugar a pliegues rectos o ligeramente vergentes al SO y a una zona de cizalla situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. Se han reconocido pliegues mayores de esta fase en las Cuarcitas de Sierra Albarrana y al SO de la zona de cizalla, en los Micasquistos de la Albariza. En la descripción que sigue, me referiré primero a los pliegues y después a la zona de cizalla.

Las Cuarcitas de Sierra Albarrana están afectadas por dos pliegues sinquistosos de eje N140-150°E y plano axial actualmente subvertical (Fig. IV.23), un antiforme situado al NE y un sinforme situado al SO. La charnela de estos pliegues es subhorizontal o con ligera inmersión hacia el SE a lo largo de toda la estructura, salvo en la terminación meridional de las cuarcitas en donde las inmersiones son moderadas a fuertes hacia el SE (40-70°) (Fig. IV.23). Esta estructura ha sido deducida del estudio de las relaciones entre la estratificación en las cuarcitas y la foliación principal; los criterios de polaridad estratigráfica (laminaciones cruzadas, "burrows") son siempre coincidentes con la polaridad estructural (Fig. IV.24). La geometría de los pliegues de las Cuarcitas de Sierra Albarrana varía paralelamente a su charnela, aumentando su amplitud y disminuyendo su longitud de onda de NO a SE (Fig. IV.24): en la parte central y NO de la estructura, los

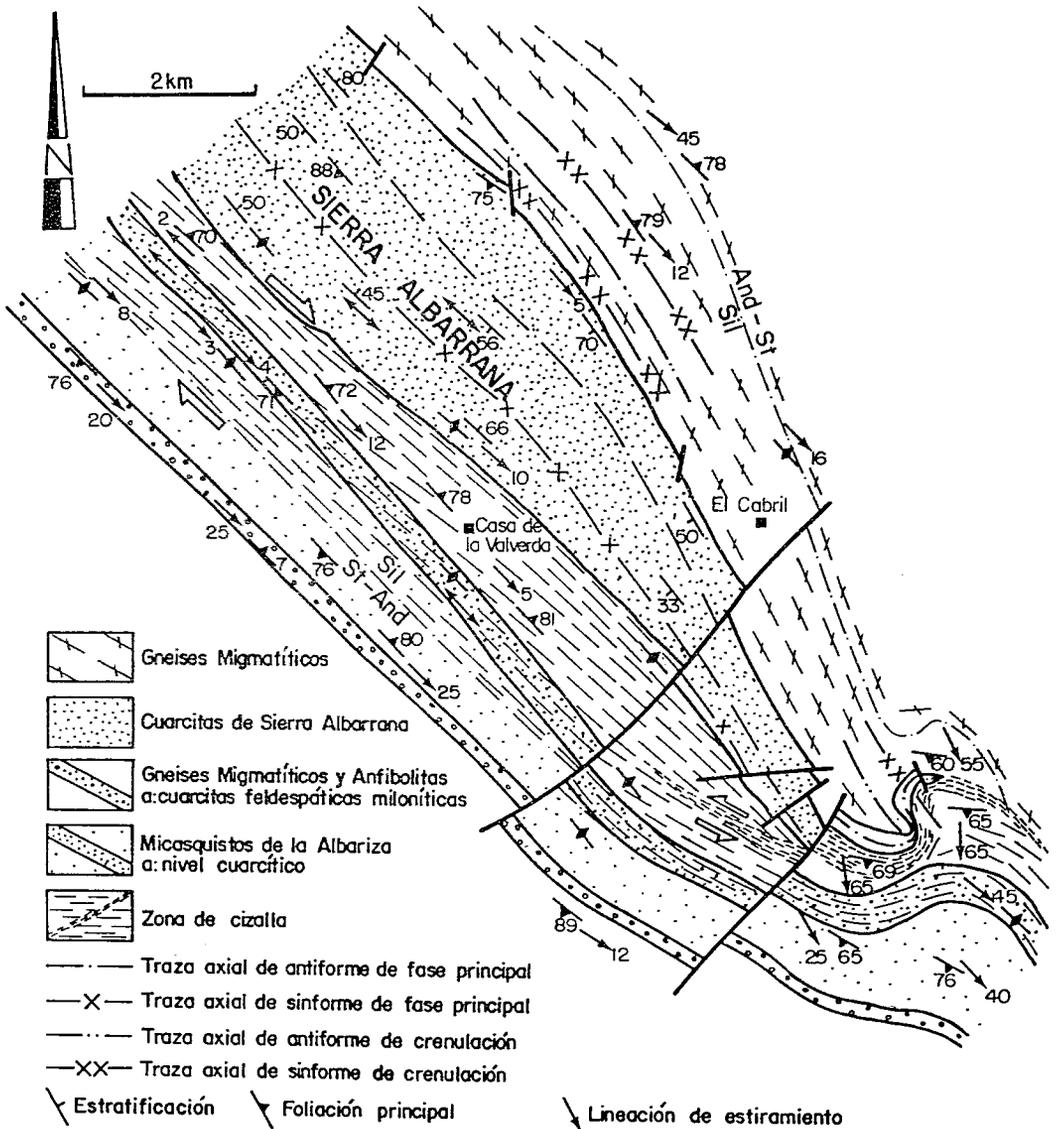


Fig. IV.23: Mapa detallado de la parte central de la Unidad de Sierra Albarrana mostrando la geometría de la zona de cizalla situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana y la terminación meridional de las mismas.

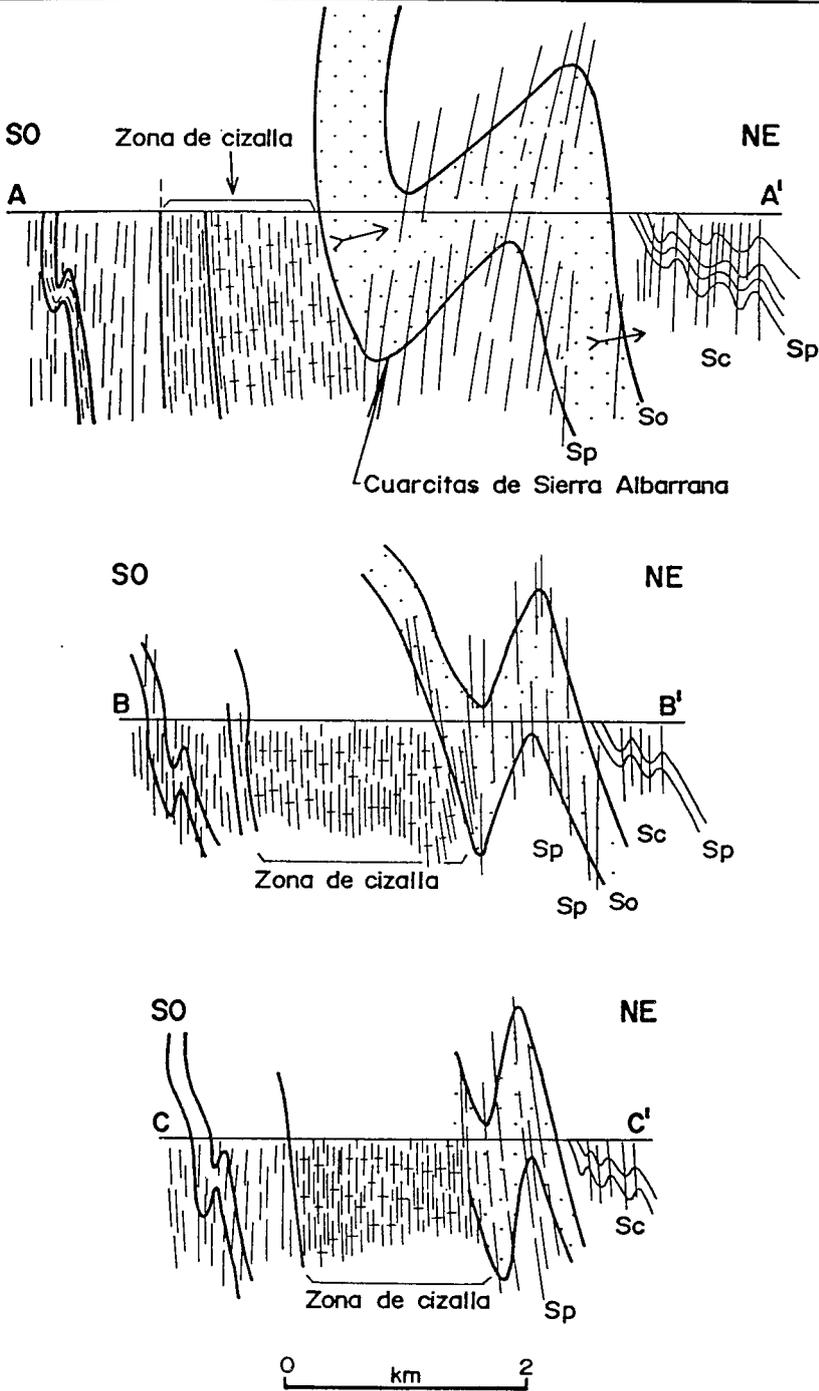


Fig. IV.24: Cortes geológicos seriados de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. So: estratificación; Sp: foliación principal; Sc: foliación de crenulación. En el corte AA' se indica la polaridad estratigráfica (flecha) en los contactos NE y SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. Véase localización en la Fig. IV.23.

pliegues presentan un ángulo entre flancos de 70-90° y una longitud de onda del orden del kilómetro; en cambio, en la parte SE de la estructura los pliegues son casi isoclinales y la longitud de onda es de centenares de metros (Fig. IV.24). Esta variación es debida a la intensificación del “strain” en relación con una zona de cizalla ligeramente oblicua a las Cuarcitas de Sierra Albarrana, que se describirá después.

La estructura de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, unida a los criterios de polaridad reconocidos, permiten proponer una sucesión estratigráfica para esta unidad (véase el apartado II.3.2.b). No obstante, la intensa deformación y metamorfismo sufrido por estas rocas, hace que dicha sucesión pudiera no tener en cuenta alguna repetición menor debida a pliegues muy apretados o a cabalgamientos ligados a esta fase. Los criterios de polaridad estratigráfica en los contactos NE y SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana indican techo hacia el NE (Fig. IV.24), lo que implica que los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas se sitúan a muro de las cuarcitas, y que los el Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas se sitúan a techo de las mismas. El grado metamórfico, decreciente desde las cuarcitas hacia el NE (véase epígrafe de condiciones metamórficas en este mismo apartado), es compatible con la sucesión estratigráfica propuesta.

En la banda en la que afloran los Micasquistos de la Albariza (véase el mapa geológico), se reconocen varios pliegues kilométricos rectos o ligeramente vergentes al SO, de dirección N140-150°E y ejes subhorizontales (Fig. IV.21, cortes C-C' y D-D'). Estos pliegues están afectados por pliegues abiertos de planos axiales subhorizontales o con suave buzamiento hacia el SO, que son responsables de los buzamientos variables de la foliación principal en este sector.

Al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana existe una banda de 1000-1300 metros de espesor en la que la fábrica plano-linear es especialmente intensa y que ha sido considerada como una zona de cizalla sinmetamórfica (Azor et al., 1992a y b). Esta zona de cizalla tiene una dirección N140-150°E y un buzamiento medio subvertical, siendo la lineación de estiramiento subhorizontal o con inclinación suave hacia el SE. La zona de cizalla es ligeramente oblicua a los contactos litológicos, ya que, aunque afecta esencialmente a los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas, hacia el SE afecta también a las Cuarcitas de Sierra Albarrana (Fig. IV.23). Al final de la descripción estructural se discutirá el significado de esta zona de cizalla. No obstante, cabe adelantar que se formó en relación con un cizallamiento dúctil que afectó a todas las rocas de esta unidad, y que fue especialmente intenso en dicha banda. Esta zona de cizalla dúctil yuxtapone rocas de grado medio-alto (zonas de la sillimanita y del feldespato potásico) que quedan al NE y

dentro de la misma, y rocas de grado medio (zona de la estauroлита-andalucita) que quedan al SO. Una fase de deformación posterior (fase de crenulación; véase su descripción más adelante en este mismo apartado) tuvo como efecto más importante la verticalización de la foliación principal, cuya posición inicial debió de ser con buzamientos medios hacia el NE; esto implica que la zona de cizalla superpuso rocas con mayor grado metamórfico sobre rocas con menor grado, y que por tanto tuvo una componente cabalgante. De acuerdo con esto, se ha considerado que las relaciones entre los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas y los Micasquistos de la Albariza corresponden a un cabalgamiento dúctil (véase apartado II.3.2.b y Fig. II.7).

En la parte NO del área estudiada, no se han reconocido pliegues grandes ligados a esta fase. Tampoco se reconocen variaciones en la intensidad de la fábrica. Este sector corresponde a parte del tramo de Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas, cortado y desplazado lateralmente por la Falla de Azuaga.

Pliegues menores: Son de dimensiones centimétricas a métricas; en unos casos afectan al bandeado sedimentario, mientras que en otros doblan una foliación. Esto debe de explicarse de la misma manera que el hecho de que la foliación principal sea a veces una esquistosidad que afecta a la estratificación y a veces una foliación de crenulación (véase más adelante). Su geometría varía desde pliegues apretados con poco engrosamiento de charnela (clases 1B, 1C y 2 de Ramsay, 1967) hasta pliegues isoclinales con fuerte engrosamiento de charnela (clase 3 de Ramsay). Pertenecen a los tipos 3B, 3C, 3D, 4B, 4C, 4D, 5B, 5C y 5D de Hudleston (1973). Los pliegues con mayor ángulo entre flancos y menor engrosamiento de charnela se dan en las zonas con menor intensidad de la deformación (parte basal de los Micasquistos de la Albariza y parte media y superior de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas); los pliegues más apretados se dan en los tramos más intensamente deformados (Gneises Migmatíticos y Anfibolitas, Cuarcitas de Sierra Albarrana y parte basal de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas). En la zona de más intensa deformación (parte SE de Sierra Albarrana) se observan a veces pliegues con doble vergencia, y formas cerradas correspondientes a pliegues en vaina. Los pliegues tienen en todos los casos su eje paralelo a la lineación de estiramiento, como corresponde a pliegues formados durante un proceso de cizallamiento.

Orientación y descripción de la fábrica: Esta fase da lugar a la fábrica más penetrativa (y en muchas ocasiones única) que se observa. Se trata de una fábrica plano-linear o planar, que se reconoce en todas las rocas de esta unidad. En el sector de Sierra Albarrana, esta fábrica muestra una intensidad variable, siendo plano-linear en la parte superior de los Micasquistos de la Albariza, en los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas, en las Cuarcitas de Sierra Albarrana y la parte basal de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas, y planar en la parte basal y media de los Micasquistos de la Albariza y en la parte media y superior de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. Esto indica una disminución del “strain” tanto hacia el SO como hacia el NE de la zona con desarrollo de lineación de estiramiento. La fábrica plano-linear es especialmente intensa en los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas; en las anfibolitas la fábrica es a veces de tipo linear. Esta distribución de la fábrica permite interpretar esta deformación como un cizallamiento cuya intensidad aumenta hacia los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas. La banda con mayor intensidad de la fábrica es interpretada como una zona de cizalla. Las Cuarcitas de Sierra Albarrana a veces no presentan una fábrica plano-linear muy prominente; esto ocurre sobre todo en las partes central y NO de la banda cartográfica que forman, en donde los pliegues que las afectan son menos apretados. En cambio, en la parte SE, en donde los pliegues son muy apretados, las cuarcitas están intensamente deformadas y la lineación de estiramiento es muy prominente. El grado metamórfico en las rocas de este sector aumenta hacia la zona con mayor desarrollo de la fábrica plano-linear, en donde se alcanzan condiciones de la zona del feldespató potásico.

La foliación principal tiene una dirección media NO-SE (N135°E a N150°E) y buzamientos muy fuertes tanto hacia el NE como hacia el SO (Fig. IV.25). En la parte SE de este sector, las direcciones de la foliación rotan progresivamente hacia N100-115°E, y los buzamientos son moderados a fuertes (40-70°) hacia el S-SO (Fig. IV.25). La lineación de estiramiento que acompaña a la foliación principal en buena parte de la unidad, tiene una dirección media NO-SE (N135°E a N150°E) e inmersiones subhorizontales o suaves (10-20°) hacia el SE en la mayor parte del sector (Fig. IV.25). Localmente, la inmersión de la lineación de estiramiento es suave (5-20°) hacia el NO. En la parte SE del sector, la lineación tiene inmersiones moderadas a fuertes (30-75°) hacia el E-SE (véase el mapa geológico y las Figs. IV.23 y IV.25). Al SO de la banda intensamente deformada situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, la foliación tiene una orientación general paralela a la que presenta en dicha banda y al NE de la misma (Fig. IV.25); en esta parte se reconoce por lo general la lineación de intersección

entre la estratificación y la foliación, cuya orientación es subparalela a la lineación de estiramiento (Fig. IV.25).

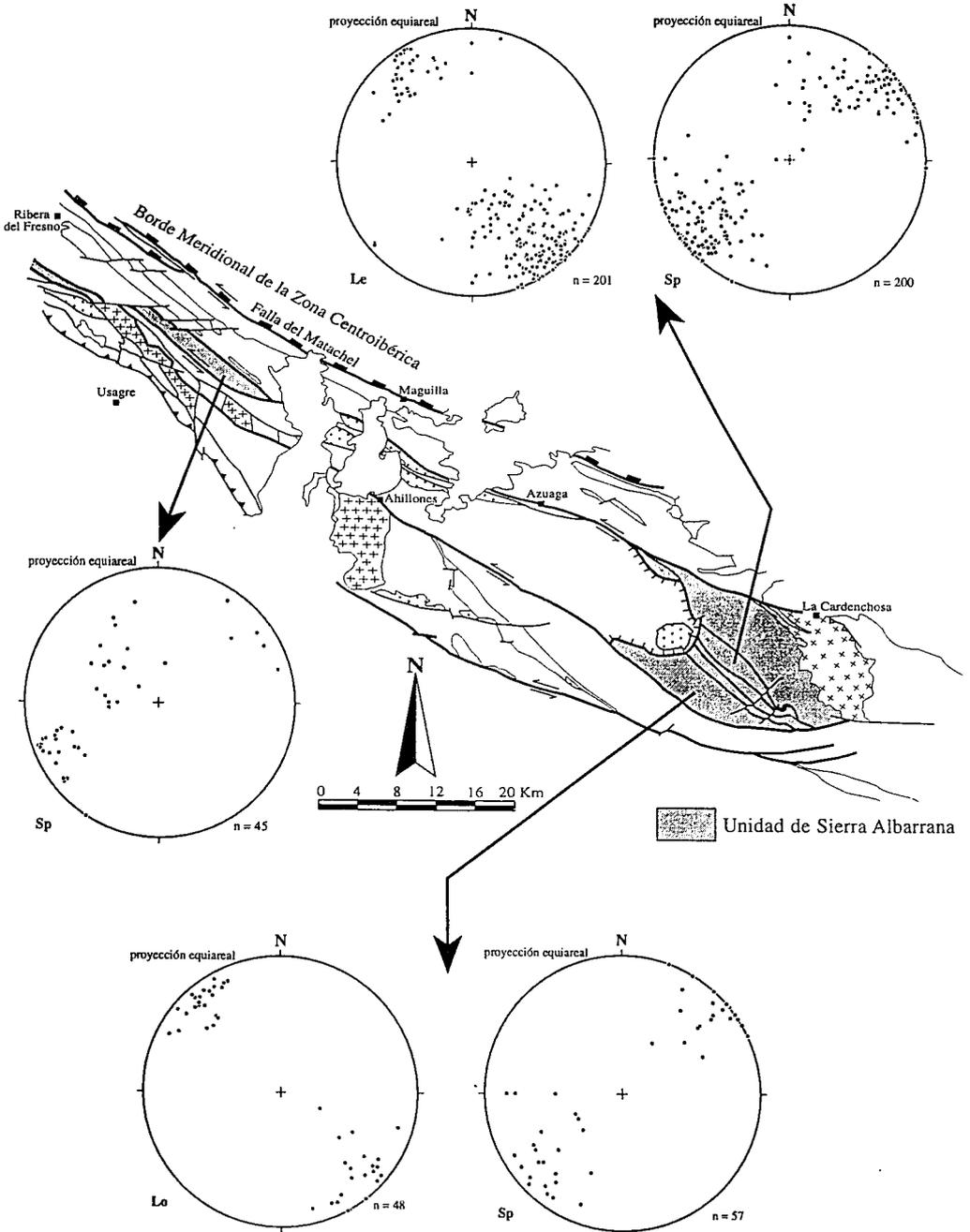


Fig. IV.25: Orientación de la foliación principal (Sp), de la lineación de estiramiento (Le) y de la lineación de intersección (Lo) en la Unidad de Sierra Albarrana; *n* = número de medidas.

Las rocas de esta unidad que afloran en la parte NO del área estudiada, presentan una fábrica planar, o más raramente, plano-linear. En esta parte, la foliación principal tiene direcciones variables entre N90°E y N180°E, aunque localmente, y debido probablemente a la rotación producida por las fallas tardías y a la interferencia con pliegues tardíos, presenta direcciones N20-45°E; la dirección más común es N140-150°E, similar a la que presenta la foliación principal en el sector de Sierra Albarrana. Los buzamientos de la foliación principal son moderados a fuertes (30-70°) hacia el E o NE (Fig. IV.25). La lineación tiene direcciones N130-150°E e inclinaciones de 10-30° hacia el SE.

En las rocas pelíticas y semipelíticas la **foliación principal** es una esquistosidad definida por la alternancia de dominios micáceos y cuarzofeldespáticos. En los dominios micáceos se observa una fuerte orientación preferente de la biotita, la mica blanca y también la sillimanita, cuando está presente. En los dominios cuarzosos también el cuarzo y los feldespatos forman granos elongados paralelamente a la foliación principal; no obstante, el cuarzo a veces aparece como granos equidimensionales. Otros minerales presentes en estas rocas, como granate, estaurolita y andalucita, aunque no muestran una orientación preferente, son sincinemáticos con respecto a la foliación principal. Esto se deduce de la presencia de sombras de presión alrededor de los porfidoblastos de estos minerales y de la continuidad entre la foliación interna y la foliación externa (foto 24). En algunos afloramientos la foliación principal en las metapelitas es de crenulación (foto 25), como indican la existencia de charnelas de micropliegues en los microlitones cuarzosos y la foliación interna en porfidoblastos de estaurolita, andalucita y granate, la cual se dispone perpendicularmente (aunque a veces en continuidad) a la foliación externa (foto 26). En estos casos, la fábrica es también plano-linear y la lineación de estiramiento es paralela al eje de los micropliegues. La orientación de esta fábrica de crenulación es paralela en todos los casos a la fábrica de tipo esquistosidad. Las condiciones metamórficas durante la formación de ambas fábricas son también similares, como evidencian los minerales índice sincinemáticos con ellas. En mi opinión, tanto la foliación de tipo esquistosidad como la de tipo crenulación se formaron en un mismo episodio de deformación (la fase de deformación principal), en el cual la componente de cizallamiento tuvo gran importancia. Es común en deformaciones dominadas por este mecanismo que las fábricas formadas inicialmente sean plegadas en estadios posteriores.

Las rocas gneísicas que afloran al NE y SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana e

intercaladas dentro de ellas, muestran una foliación principal consistente en un bandeo definido por bandas milimétricas alternantes de composición cuarzofeldespática y micácea. Estas rocas muestran un aspecto migmatítico como consecuencia de haber sufrido fusión parcial durante el máximo térmico del metamorfismo que afectó a esta unidad. Se pueden observar varias de las estructuras típicas de migmatitas (foto 27). En las bandas micáceas, además de biotita y mica blanca, se suele concentrar sillimanita fibrolítica; todos estos minerales presentan una fuerte orientación preferente. En las bandas cuarzofeldespáticas, los cristales de feldespato potásico y plagioclasa muestran una fuerte orientación preferente, mientras que el cuarzo a veces forma granos elongados paralelamente a la foliación y en otras ocasiones granos equidimensionales. En las cuarcitas, la foliación principal está marcada por la orientación preferente de los granos de cuarzo y de feldespato potásico; en las muestras con algo de mica blanca, los cristales de ésta muestran una fuerte orientación preferente paralelamente a la foliación principal. En las anfibolitas intercaladas en las Cuarcitas de Sierra Albarrana y en los Gneises Migmatíticos situados al SO de las mismas, la foliación es un bandeo composicional de espesor milimétrico definido por la alternancia de bandas de color claro constituidas por plagioclasa y cuarzo y bandas de color verde oscuro o negro compuestas por anfíbol; en ocasiones, las anfibolitas muestran una fábrica linear, no observándose foliación.

La lineación de estiramiento es en la mayor parte de los casos una lineación mineral definida por la orientación preferente de la mayor parte de los minerales presentes en la roca. En las metapelitas, las sombras de presión alrededor de los granos de granate, estauroлита y andalucita también contribuyen a definir la lineación de estiramiento. En los gneises de la parte central del sector de Sierra Albarrana, la sillimanita fibrolítica es casi siempre visible en muestra de mano y define también la lineación de la roca; en ocasiones, aparecen nódulos de hasta 1.5 centímetros compuestos por sillimanita fibrolítica, cuarzo y opacos, elongados paralelamente a la lineación de estiramiento (foto 28). En las Cuarcitas de Sierra Albarrana, los *skolithos* están a veces muy deformados y paralelizados definiendo la lineación de estiramiento (foto 29). En las anfibolitas, la lineación de estiramiento está definida por la fuerte orientación preferente de los cristales de anfíbol.

Condiciones metamórficas: Las temperaturas alcanzadas durante la fase de deformación principal varían desde grado alto en las Cuarcitas de Sierra Albarrana y en los gneises situados al SO y NE de ellas, hasta de grado bajo o medio al NE y SO en la

parte basal de los Micasquistos de la Albariza y en la parte superior de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. En las Cuarzitas de Sierra Albarrana y en los gneíses situados inmediatamente al NE y SO de ellas se reconocen paragénesis formadas por feldespato potásico, sillimanita, biotita y moscovita, que son sincinemáticas con respecto a la foliación principal; en ocasiones, estas asociaciones postdatan ligeramente el desarrollo de la foliación principal. Más al NE y SO aparecen sucesivamente paragénesis de grado medio y bajo, constituidas por sillimanita, granate, biotita y moscovita, por estauroлита, andalucita, granate, biotita y moscovita, y por granate, biotita, clorita y moscovita. Estas paragénesis son también sincinemáticas con respecto a la foliación principal como indican por ejemplo las relaciones entre foliación externa y foliación interna en porfidoblastos de estauroлита, andalucita y granate, y la presencia de sombras de presión alrededor de estos porfidoblastos (foto 24). Las condiciones de presión durante esta fase fueron aproximadamente de 4 kilobares, y las temperaturas aproximadamente de 500°C para la zona de la estauroлита-andalucita y de 650°C para la zona del feldespato potásico. En la parte NO del área estudiada, la temperatura alcanzada durante la fase de deformación principal corresponde al grado medio. Las paragénesis sincinemáticas con esta fase suelen estar compuestas por estauroлита, andalucita, granate, biotita y moscovita, indicativas de condiciones de baja presión y temperaturas intermedias (500-550°C). Los aspectos relativos al metamorfismo se discutirán detalladamente en el próximo capítulo.

Sentido de movimiento: En secciones paralelas a la lineación de estiramiento y perpendiculares a la foliación principal (secciones XZ) se observan algunas **estructuras asimétricas**, indicativas de una historia de “strain” no coaxial. Los criterios más abundantes son las relaciones entre la foliación externa y la foliación interna en porfidoblastos de estauroлита, de andalucita y, en menor medida, de granate; la foliación externa describe una rotación mayoritariamente dextrorsa al penetrar en estos porfidoblastos. El ángulo de rotación de la foliación es por lo general menor o igual a 90°; esto probablemente se debe a que estos minerales crecieron en un estadio tardío de la deformación principal. El hecho de que apenas haya porfidoblastos en los que la foliación externa corte claramente a la foliación interna también está de acuerdo con una blastesis relativamente tardía. Estos criterios son visibles tanto en afloramiento como en lámina delgada; en afloramiento, se observan más fácilmente en los porfidoblastos de andalucita, los cuales llegan a alcanzar los 5 centímetros. El sentido de rotación que se ha asumido para estas estructuras es el mismo que en un pliegue asimétrico. Sin embargo, conviene

recordar que se ha propuesto un sentido de movimiento contrario para estas estructuras, es decir, que el porfidoblasto permanece fijo y lo que rota es la foliación externa (Bell, 1985; Bell y Johnson, 1992; Bell et al., 1992a y 1992b; Forde y Bell, 1993). Según estos autores, estas estructuras rotacionales se producen durante la formación de foliaciones de crenulación, creciendo los porfidoblastos en los estadios iniciales y produciéndose posteriormente una rotación de la foliación alrededor de ellos. También señalan los autores anteriores que los porfidoblastos permanecen fijos con respecto a un sistema de coordenadas externo, como por ejemplo, las coordenadas geográficas. La interpretación de Bell y colaboradores ha sido fuertemente discutida en el sentido de que en muchos casos los porfidoblastos rotan con respecto a la foliación externa y con respecto a un sistema de coordenadas externo (Véase por ejemplo, Passchier y Simpson, 1986; Passchier, 1987; Van Den Driessche y Brun, 1987; Passchier et al., 1992; Wallis, 1992; Lister, 1993; Miyake, 1993). La interpretación de que los porfidoblastos rotan se ve apoyada en muchos casos por la presencia de otros criterios de cizallamiento, como estructuras S-C, colas asimétricas alrededor de porfidoclastos, peces de mica, fábricas de ejes <c> de cuarzo, que indican el mismo sentido de rotación que se deduce al interpretar la rotación de la foliación en porfidoblastos como un pliegue asimétrico.

Otras estructuras indicadoras de cizallamiento son bastante escasas, y su presencia suele estar restringida a determinadas bandas cartográficas de espesores métricos a hectométricos. En la mayor parte de esta unidad (por ejemplo, en las Cuarcitas de Sierra Albarrana), pese a la presencia de una fábrica plano-linear fuertemente desarrollada, no se reconocen criterios de cizallamiento. Se reconocen estructuras S-C de escala milimétrica a decimétrica (foto 30) en los esquistos y gneises migmatíticos situados al SO y en la terminación SE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, y en una banda de algunos centenares de metros de espesor situada al N de Sierra Albarrana, entre las Fallas de Azuaga y de la Casa del Café (Fig. IV.19). Estas estructuras son de carácter dúctil en unos casos (por ejemplo, en los afloramientos situados al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana), de carácter dúctil-frágil en otros casos (por ejemplo, en la terminación SE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana); en la banda situada en las proximidades de la Falla de Azuaga existen estructuras S-C dúctiles y dúctil-frágiles. El sentido de movimiento que indican no es sistemático en todos los afloramientos. Así, al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, estas estructuras indican mayoritariamente rotación dextrorsa; en cambio en la terminación SE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana y en las proximidades de la Falla de Azuaga, el sentido de movimiento es sinistrorso. En los gneises migmatíticos y esquistos

situados inmediatamente al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, no se han observado estructuras S-C, lo cual se debe probablemente a la intensidad de las estructuras relacionadas con la fase de crenulación en esa parte del sector. Al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, en la banda de más intensa deformación se observan colas asimétricas en venas de segregación metamórfica de composición cuarzofeldespática; la dimensión de estas venas es de pocos centímetros a 1 metro y el sentido de movimiento deducido es dextrorso (foto 31). En esta misma banda, es frecuente el boudinage de los niveles anfibólicos intercalados en los Gneises Migmatíticos; en la mayor parte de los casos no se aprecia asimetría en estas estructuras (foto 32); sin embargo, en algunos afloramientos se trata de boudinage asimétrico (Hanmer, 1986), que indica un sentido de movimiento dextrorso. También se observa boudinage asimétrico en torno a la terminación meridional de las Cuarcitas de Sierra Albarrana; en este caso el sentido de movimiento es sinistrorso (foto 33).

En la parte NO del área estudiada, no se observan criterios de cizallamiento asociados a la fase de deformación principal. Únicamente en algunos de los afloramientos de esquistos con estaurólita y andalucita se han reconocido rotaciones dextrorsas de la foliación principal en los porfidoblastos. Esta falta de criterios de cizallamiento es compatible con la fábrica fundamentalmente planar desarrollada durante esta fase de deformación en este sector.

Se puede concluir que el cizallamiento que afecta a la Unidad de Sierra Albarrana tiene un sentido de movimiento dextrorso, como indican la mayor parte de las estructuras asimétricas, aunque existen bandas de decenas a centenares de metros de espesor en las que el sentido de movimiento es sinistrorso, que podrían interpretarse como conjugadas del cizallamiento mayor o como cizallamientos posteriores. Esta conclusión está de acuerdo con que en la banda de más intensa deformación situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana los criterios de cizallamiento observados sean dextrorsos.

Se ha estudiado **la orientación preferente del eje <c> del cuarzo** en las Cuarcitas de Sierra Albarrana y en varios niveles cuarcíticos intercalados en gneises migmatíticos y en esquistos de grado medio (véase el mapa geológico). Se estudiaron del orden de 25 muestras con el objetivo de verificar una posible asimetría en las fábricas, los sistemas de deslizamiento activados y el tipo de elipsoide de “strain” finito con el que son compatibles las fábricas obtenidas. La mayor parte de las muestras provienen de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, debido a que es en este tramo donde los criterios de

cizallamiento son más escasos. Estas cuarcitas contienen siempre una cantidad importante de feldespatos potásicos, que condiciona el tamaño de grano del cuarzo; a mayor proporción de feldespatos potásicos, menor suele ser el tamaño de los cristales de cuarzo. Los granos de este mineral son en la mayor parte de las muestras equidimensionales, con contactos rectos entre ellos y desarrollo de uniones triples. En algunos casos, los cristales presentan secciones rectangulares y muestran un ligero alargamiento paralelo a la foliación. En las cuarcitas en las que el cuarzo alcanza mayor tamaño de grano, se reconocen subjuntas. Las muestras provenientes de niveles cuarcíticos intercalados entre micasquistos o gneises contienen algo de mica blanca y, a veces, también de biotita; el cuarzo aparece como cristales rectangulares o equidimensionales con contactos rectos y desarrollo de uniones triples; los granos de cuarzo suelen estar limitados por cristales de mica. También se tomaron algunas muestras de venas de segregación metamórfica afectadas por la fábrica plano-linear. En estas venas, el cuarzo forma cristales grandes sin orientación preferente de forma y con contactos rectos o interdigitados; en ocasiones forman texturas en damero.

Las mayor parte de las fábricas obtenidas son guirnalda simple o dobles con un máximo importante en torno al eje Y (Fig. IV.26a y b); también existen fábricas con configuraciones más complicadas, con varios máximos distribuidos en torno al plano XZ (por ejemplo, AA-123, AA-244 y AA-295); finalmente, otras fábricas presentan un máximo en torno al eje Y y el resto de medidas concentradas en 1 o 2 máximos o definiendo círculos menores alrededor del eje Z (por ejemplo, AA-100, AA-16, AA-17). Las fábricas de guirnalda simple son escasas (por ejemplo, AA-120 y AA-133); en la mayor parte de los casos, la guirnalda está acompañada de varios máximos laterales situados en torno al eje Z, que no llegan a definir una segunda guirnalda (por ejemplo, AA-106, AA-119 y AA-304). Las fábricas de tipo doble guirnalda son las más abundantes (por ejemplo AA-103, AA-113 y AA-122), estando generalmente una de las dos guirnalda más poblada que la otra. El ángulo entre ambas guirnalda varía entre 50° y 70°. En varias de las fábricas procedentes de muestras de la parte central de la unidad, aparecen máximos secundarios cercanos al eje X (por ejemplo, AA-84, AA-106 y AA-244). Los sistemas de deslizamiento activos durante la formación de estas fábricas fueron por orden de importancia decreciente: el prismático de dirección <a>, que explica los máximos en torno al eje Y; el basal de dirección <a>, que implica la formación de máximos en torno al eje Z; el romboédrico de dirección <a>, que permite explicar los máximos de las guirnalda situados entre los ejes Y y Z (Fig. IV.26a y b); y el prismático de dirección <c>, que explica los máximos secundarios en torno al eje X.

Las temperaturas que implican estos sistemas de deslizamiento son bastante coincidentes con las que indican las paragénesis metamórficas sincinemáticas con respecto a la foliación principal, a excepción del sistema basal de dirección <a> que implica

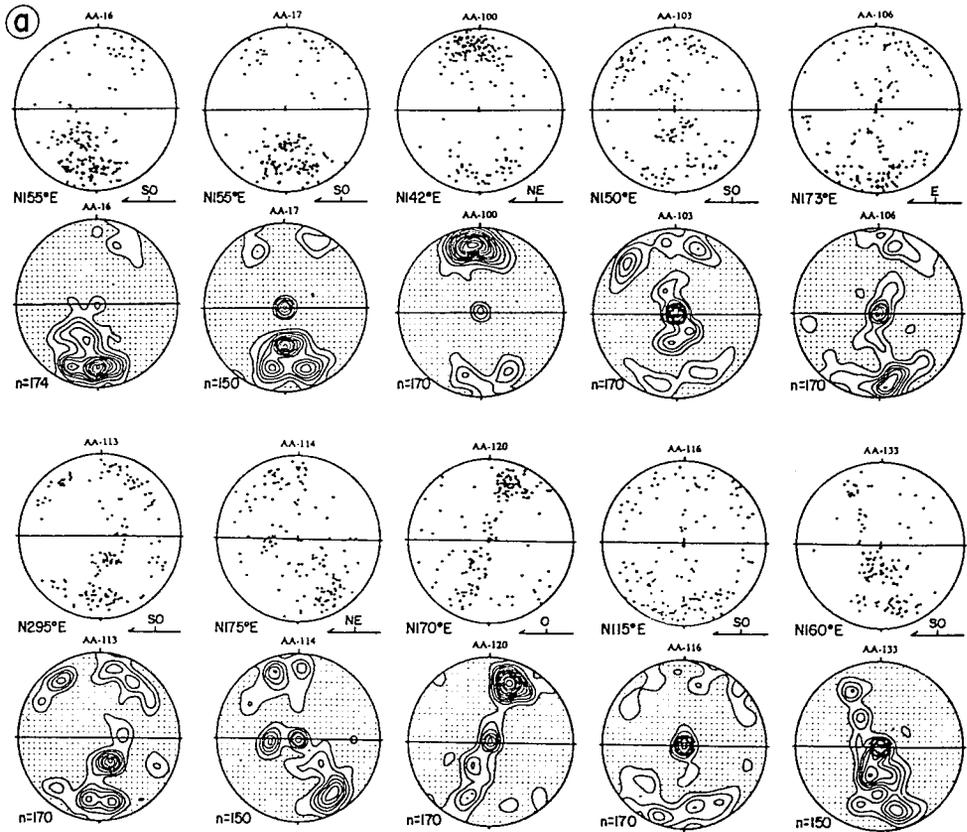


Fig. IV.26 (a y b): Fábricas de ejes <c> del cuarzo en rocas cuarcíticas de la Unidad de Sierra Albarrana. Véase localización en el mapa de muestras. Para cada muestra se presentan dos diagramas: el superior corresponde a la proyección equiareal de los ejes <c> del cuarzo, el inferior es un diagrama de densidad. Zona punteada: densidad inferior al 1%; intervalo entre curvas: 1%; n = número de medidas. Se indica la dirección de la lineación de estiramiento y la posición del techo estructural en cada muestra.

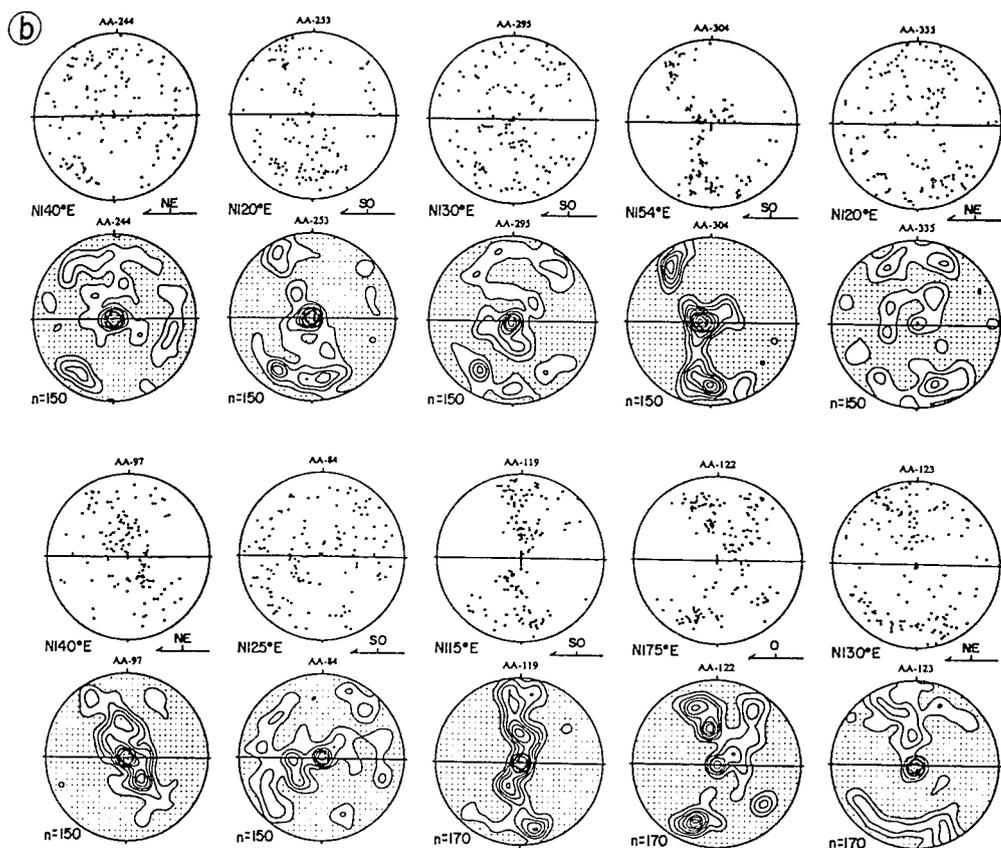


Fig. IV.26 (continuación)

temperaturas inferiores a las registradas por las paragénesis. Así, el sistema prismático de dirección <a> implica temperaturas $\geq 500^{\circ}\text{C}$, que son compatibles con las paragénesis de grado medio desarrolladas en gran parte de este sector; por su parte, el sistema prismático de dirección <c> se activa a temperaturas muy elevadas ($>600^{\circ}\text{C}$), lo que es compatible con las paragénesis desarrolladas en la parte central del sector. La mayor parte de las fábricas son simétricas con respecto al plano XZ (Fig. IV.26a y b), lo que implicaría un régimen de deformación coaxial. También hay fábricas asimétricas atribuibles a deformación no coaxial, pero los sentidos de movimiento que implican son en unos casos dextrorsos y en otros sinistrorsos. En cuanto al tipo de elipsoide de "strain" finito, las fábricas obtenidas son compatibles con elipsoides de tipo $K \geq 1$ (deformación plana o campo de la constricción).

Interpretación de la deformación principal: La interpretación de la fase de deformación principal debe tener en cuenta las características de la fábrica desarrollada, las estructuras menores presentes y la relación con la evolución metamórfica. Estos tres aspectos (fábrica plano-linear, estructuras asimétricas típicas de una historia de “strain” no coaxial y desarrollo de paragénesis metamórficas de media y alta temperatura) permiten concluir que esta fase está asociada a un proceso de cizallamiento sinmetamórfico, especialmente intenso en una banda de aproximadamente 1 kilómetro de espesor, situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, que se interpreta como una zona de cizalla. Al NE de esta banda de cizalla, la intensidad de la fábrica plano-linear disminuye progresivamente, y en las Cuarcitas de Sierra Albarrana se reconocen dos pliegues kilométricos ligados también a esta fase. Al SO, la intensidad de la fábrica plano-linear también disminuye, pasándose a una ancha franja de rocas esquistosas con fábrica planar, en donde se reconocen varios pliegues kilométricos vergente al SO. El sentido de movimiento del cizallamiento es difícil de establecer, ya que los criterios más fiables (estructuras S-C y colas asimétricas en venas de segregación metamórfica) son bastante escasos, habiéndose reconocido únicamente en la banda de más intensa deformación situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. El único criterio de cizallamiento con una amplia distribución areal es la rotación de la foliación principal en el interior de porfidoblastos, que se reconoce en numerosos afloramientos de las dos bandas esquistosas situadas al NE y SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. Sin embargo, es en estas zonas más alejadas de la parte central donde la lineación de estiramiento es menos marcada y en ocasiones los porfidoblastos de estauroлита y andalucita se presentan desorientados sobre el plano de foliación. Otros criterios, como las fábricas de ejes <c> del cuarzo que se han realizado para un buen número de muestras, indican mayoritariamente un flujo coaxial y las que son asimétricas no muestran un sentido de rotación sistemático. Pese a estas limitaciones, se puede proponer como más probable un sentido de movimiento dextrorso (foliación subvertical de dirección NO-SE y lineación de estiramiento subhorizontal o con ligero hundimiento hacia el SE), aunque existen bandas con sentido de movimiento sinistorso, que se pueden interpretar como conjugadas del cizallamiento mayor o bien como cizallamientos más tardíos en condiciones dúctil-frágiles.

La posición inicial de la foliación principal en esta unidad, eliminando el efecto de la fase posterior de crenulación (véase descripción a continuación), fue de buzamiento hacia el NE. Esto implica una componente cabalgante para la zona de cizalla situada al SO de las

Cuarcitas de Sierra Albarrana, ya que superpone rocas de grado alto de metamorfismo sobre otras de grado medio. En el bloque de techo de la zona de cizalla el grado metamórfico decrece progresivamente desde la zona del feldespato potásico hasta la del granate. En el bloque de muro, por debajo de la zona afectada por la fábrica plano-linear, las condiciones metamórficas son de grado medio (zonas de la sillimanita y de la estauroлита-andalucita. Se puede concluir que la zona de cizalla es un cabalgamiento con movimiento de bloque de techo hacia el SE y fuerte componente lateral derecha.

Las Cuarcitas de Sierra Albarrana sufren un adelgazamiento progresivo paralelamente a su trazado cartográfico, es decir, de NO a SE (Fig. IV.23). Esta reducción de la anchura de afloramiento se debe en parte al apretamiento que sufren los pliegues mayores de las cuarcitas hacia el SE (Fig. IV.24), y en parte a la laminación dúctil que finalmente sufren las cuarcitas. Esto se debe a su vez a que la zona de cizalla es ligeramente oblicua a los contactos litológicos, de manera que en la parte SE el cizallamiento afecta a las cuarcitas (Fig. IV.23). La banda de cizallamiento sinistrorso que se desarrolla en torno a la terminación meridional de las Cuarcitas de Sierra Albarrana parece ser la responsable del adelgazamiento último de las mismas, que lleva consigo la eliminación del sinforme mayor (Fig. IV.23). En efecto, en un corte a lo largo del Río Bembézar se reconocen los dos pliegues mayores de las cuarcitas, que en esta parte de la banda cuarcítica son casi isoclinales (Fig. IV.24); en cambio, en cortes situados más al SE sólo se reconoce el antiforme. La terminación cartográfica de las cuarcitas se debe al cabeceo del eje del antiforme (Fig. IV.23). El eje del antiforme (paralelo a la lineación de estiramiento) pasa de inmersiones de 15-20° al SE en la carretera hacia San Calixto, a inmersiones de 60-70° al SE en la terminación cartográfica de las cuarcitas.

La fase de crenulación

Esta fase consiste en un acortamiento de dirección NE-SO, que produce una verticalización de las estructuras previas, y desarrolla un clivaje de crenulación y pliegues en algunas bandas de dirección NO-SE.

Estructuras mayores: En el sector de Sierra Albarrana, las estructuras mayores de esta fase son pliegues rectos de algunos centenares de metros de longitud de onda y geometrías abiertas a apretadas (Fig. IV.24). Estos pliegues tienen dirección N130°E-140°E, planos axiales subverticales, y ejes horizontales o de inclinación suave (10-20°)

hacia el SE. Los pliegues más importantes atribuibles a esta fase se localizan en la banda gneísica situada inmediatamente al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, en donde se puede reconocer un tren de pliegues rectos de dirección NO-SE y eje con ligera inmersión hacia el SE (Figs. IV. 23 y IV.24); estos pliegues tienen poca continuidad lateral (máxima de 5-6 kilómetros) de manera que en cortes paralelos no se reconoce el mismo número de pliegues. La asimetría de los pliegues de crenulación indica en general antiformal al SO (Fig. IV.24). Hacia el SE, estos pliegues afectan a la terminación meridional de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, las cuales describen un antiformal de eje vertical y un sinforme con fuerte inmersión hacia el SE (Fig. IV.27a). Por tanto, los pliegues de crenulación, al igual que la lineación de estiramiento, pasan de inclinaciones suaves en la parte central y NO del sector a inclinaciones fuertes en la parte SE. Este cambio en la inclinación de los ejes de los pliegues de crenulación se debe a una variación en la orientación y buzamiento de las superficies plegadas (contactos litológicos y foliación principal) causada probablemente por el cizallamiento sinistrorso que afecta a la terminación meridional de las cuarcitas. El plegamiento durante la fase de crenulación provocó, en la terminación meridional de las cuarcitas, el cabeceo de la lineación de estiramiento y del eje del antiformal mayor (Fig. IV.27b).

En el resto de la Unidad de Sierra Albarrana no se reconocen estructuras mayores ligadas a la fase de crenulación, deduciéndose a partir de las estructuras menores que toda la unidad queda en general en el flanco NE de un antiformal de crenulación; es decir, que las estructuras han sido verticalizadas por esta fase, siendo su buzamiento inicial hacia el NE.

En la parte NO del área estudiada, esta fase da lugar a pliegues que afectan a la foliación principal, y que generalmente no llevan asociada una foliación de plano axial. No se han reconocido pliegues mayores de esta fase, únicamente pliegues rectos centimétricos a métricos de dirección media NO-SE. Estos pliegues son abiertos a cerrados y sus ejes son subhorizontales o de suave inmersión hacia el SE. Sólo puntualmente se reconoce un clivaje de crenulación de espaciado milimétrico asociado con estos pliegues; este clivaje de crenulación es subvertical y de dirección media NO-SE. Tanto los pliegues menores como el clivaje de crenulación indican flanco normal para esta fase, es decir, antiformal de crenulación hacia el SO (la foliación principal buza por lo general hacia el NE) (Fig. IV.25); esto implica que la foliación principal buza inicialmente hacia el NE, y que el efecto más importante de la fase de crenulación ha sido su verticalización. Los cambios bruscos de orientación que sufre la foliación principal en

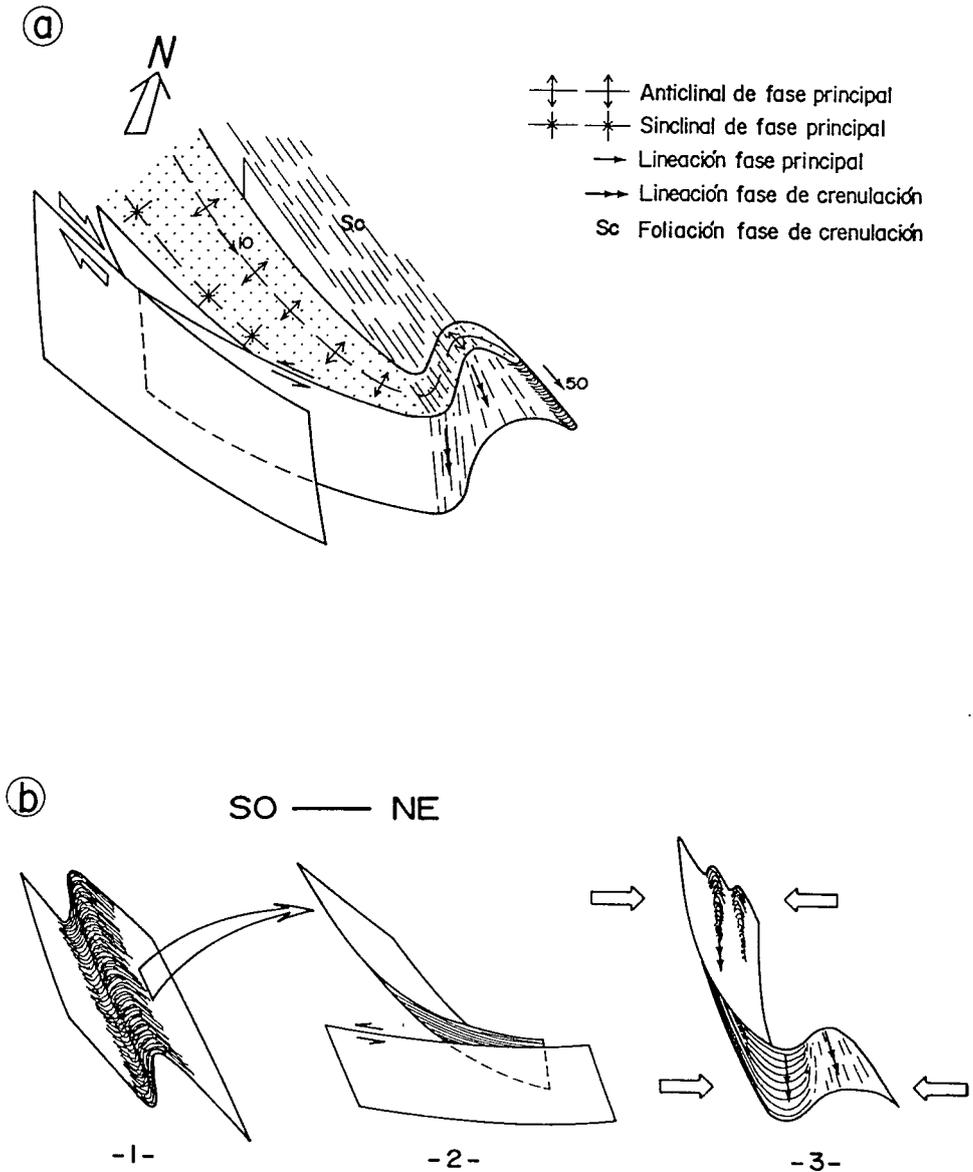


Fig. IV.27: a) Esquema en tres dimensiones de la estructura de las Cuarcitas de Sierra Albarrana y de los cizallamientos situados al SO. b) Explicación propuesta para la terminación SE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. 1) Orientación inicial de las capas y la foliación principal (dirección NO-SE y buzamiento hacia el NE); 2) el cizallamiento lateral izquierdo dobla las capas y la foliación principal hacia el E, y las verticaliza; 3) se forman los pliegues de crenulación.

este sector, por ejemplo al SO de Higuera de Llerena, no están relacionados con la fase de crenulación, ya que cartográficamente no dibujan pliegues cuyo eje coincida con el de los pliegues de crenulación. Estas flexiones parecen debidas a arrastres producidos por el funcionamiento de las fallas que limitan esta parte de la Unidad. También se reconocen en algunos afloramientos pliegues “kink” de diversas orientaciones, que probablemente están relacionados con el funcionamiento de dichas fallas.

Al SO de la zona de cizalla, en el tramo de Micasquistos de la Albariza, los cambios de buzamiento de la foliación principal permiten reconstruir pliegues tardíos abiertos de plano axial tendido o con suave buzamiento hacia el SO, que llevan localmente asociado un clivaje de crenulación de suave buzamiento hacia el SO (Fig. IV.21, corte D-D’). No se ha podido establecer la relación temporal de estos pliegues con los pliegues rectos de crenulación.

Pliegues menores: Son de geometrías variables en función del tipo de roca afectada y de su posición con respecto a los pliegues mayores. Así, en las rocas pelíticas se trata de pliegues generalmente cerrados a apretados y con charnelas agudas, mientras que en las rocas cuarcíticas son pliegues menos apretados y con charnelas romas. Pertenecen a los tipos 2B, 2C, 3B y 3C de Hudleston (1973) y a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967). Los ejes de estos pliegues son de dirección N130-160°E y su inmersión es suave hacia el SE (10-20°), salvo en la terminación meridional de las Cuarcitas de Sierra Albarrana en donde la inmersión es muy fuerte hacia el SE (50-70°); sus superficies axiales son verticales o fuertemente buzantes hacia el NE o el SO. En algunos casos, los pliegues de crenulación dan una lineación de crenulación de espaciado milimétrico definida por las charnelas de los micropliegues.

Orientación y descripción de la fábrica: La foliación producida durante esta fase es un clivaje de crenulación de espaciado variable entre 1-2 milímetros y 1 centímetro, fácilmente reconocible en los materiales metapelíticos y gneísicos; el clivaje de crenulación no se reconoce en los niveles cuarcíticos y anfibólicos. La dirección de la foliación de crenulación varía entre N130°E y N160°E y sus buzamientos son verticales o muy fuertes (70-80°) tanto hacia el NE como hacia el SO (Fig. IV.23). En lámina delgada, el clivaje de crenulación está definido por el microplegamiento de la foliación principal; esto produce la poligonización de las micas y en ocasiones neoblastesis de cristales de biotita, clorita y moscovita paralelos al plano axial de los micropliegues.

Cuando los micropliegues son asimétricos, se forman microlitones fundamentalmente micáceos coincidiendo con los flancos cortos, y microlitones mayoritariamente cuarzosos en las zonas de charnela y flancos largos; esto se debe probablemente a disolución preferente del cuarzo en los flancos cortos. En los esquistos con porfidoblastos de estaurólita, andalucita y granate, la foliación de crenulación tiene un desarrollo irregular, concentrándose en los dominios micáceos situados entre los porfidoblastos (foto 34); éstos no parecen haber rotado durante el desarrollo de la foliación de crenulación, sino que parecen haberse comportado como objetos rígidos que impiden el desarrollo de la foliación de crenulación en su entorno inmediato. El clivaje de crenulación aparece en tres bandas: en la banda gneílica situada al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, en una banda de 300-500 metros situada entre la Falla de Azuaga y la Falla de la Casa del Café, y en la parte más SE del sector en torno a la terminación meridional de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas. En la banda situada entre las Fallas de Azuaga y de la Casa del Café, las relaciones entre la foliación de crenulación y la foliación principal, así como la asimetría de los pliegues menores, indican en todo la banda antiformal hacia el SO, sin que llegue a aparecer el flanco meridional de ese antiformal. En la terminación SE de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas, la foliación de crenulación y los pliegues menores indican charnela de un pliegue mayor de esta fase. La forma cartográfica de esta terminación (véase el mapa geológico), aunque modificada por una falla frágil tardía, parece debida a un antiformal de la fase de crenulación.

Las condiciones metamórficas durante la fase de crenulación fueron de grado bajo de acuerdo con la escasa blastesis mineral asociada y la ausencia de paragénesis indicativas de mayores temperaturas. Los únicos minerales que crecieron durante la fase de crenulación fueron biotita, clorita y moscovita, no habiéndose reconocido granate sincinemático con la foliación de crenulación; esto implica temperaturas máximas de 400-450°C (véase por ejemplo, Yardley, 1989, p. 86).

IV.3.3: Edad de las deformaciones

La edad de las dos fases de deformación que se reconocen en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena se puede estimar a partir de la edad de los sedimentos de los afloramientos carboníferos y a partir de algunas dataciones radiométricas realizadas recientemente.

En la mayor parte de los trabajos anteriores sobre esta región, se ha considerado

que las deformaciones dúctiles más importantes y el metamorfismo son de edad precámbrica (véase por ejemplo, Garrote, 1976; Garrote et al., 1980). En casi todos esos trabajos previos se había supuesto una edad precámbrica para los materiales de la Unidad de Sierra Albarrana. Sin embargo, como se ha indicado en el capítulo II, la edad paleozoica de las Cuarcitas de Sierra Albarrana implica una edad también paleozoica para todas las deformaciones y el metamorfismo que se reconocen en esta unidad. Por otra parte, para los materiales situados al SO de la Formación Villares, se ha aceptado de manera generalizada que las deformaciones son de edad varisca, ya que afectan a materiales del Cámbrico inferior. En cambio, las deformaciones de la Formación Villares (considerada de edad precámbrica) han sido consideradas precámbricas en la mayor parte de los trabajos previos. Esto obligaba a considerar el contacto entre la Formación Villares y la Formación Pedroche, en todo su trazado, como una falla (la denominada Falla de Malcocinado), dejando siempre en su bloque SO la Formación Pedroche (véase por ejemplo, la Fig. 1 de Apalategui et al., 1985c). Ya se ha indicado anteriormente en esta memoria que dicha falla no existe en todo el trazado propuesto y que dicho contacto es un contacto estratigráfico al S de Sierra Albarrana, situándose la Formación Villares encima de la Formación Pedroche. Esto implica una edad cámbrica para la Formación Villares y, por tanto, una edad varisca para su evolución tectonometamórfica.

Recientemente, se han realizado algunas dataciones radiométricas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre cuatro concentrados de moscovita y uno de hornblenda procedentes de rocas de la parte central de la Unidad de Sierra Albarrana (Dallmeyer y Quesada, 1992). Las edades obtenidas por estos autores fueron: 391.6 ± 1.0 Ma para el concentrado de hornblenda, y 350.9 ± 1.3 Ma, 352.7 ± 1.0 Ma, 352.9 ± 0.6 Ma y 359.4 ± 1.0 Ma para los concentrados de moscovita. Estas edades están comprendidas entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior y se encuadran claramente dentro de la Orogenia Varisca. Las rocas utilizadas para la datación están afectadas por la fábrica plano-lineal asociada a la fase de deformación principal y la moscovita o la hornblenda son sincinemáticas con respecto a la foliación principal. Por ello, en mi opinión las edades variscas obtenidas por Dallmeyer y Quesada (1992) corresponden aproximadamente a la edad de la fase de deformación principal y el metamorfismo en la Unidad de Sierra Albarrana. El carácter sincinemático de las paragénesis metamórficas con respecto a la foliación principal invalida la interpretación propuesta por Quesada y Munhá (1990) de que la Unidad de Sierra Albarrana constituye un domo térmico varisco desligado de la evolución estructural, la cual sería finiprecámbrica.

Inmediatamente al NO de Sierra Albarrana, y separada de las rocas fuertemente metamorfizadas de esta unidad por la Falla de la Casa del Café, se sitúa el Afloramiento de Valdeinfierno (véase el mapa geológico). Como se indicó en el capítulo II, estos sedimentos son de edad Carbonífero inferior (Tournaisiense superior-Viseense inferior) (Wagner, 1978). Los cantos de los niveles conglomeráticos intercalados en la sucesión estratigráfica del Afloramiento de Valdeinfierno pertenecen a la Formación Villares mayoritariamente (cantos de pizarras y cuarcitas), aunque en la parte más alta de la sucesión aparecen cantos de esquistos con granate (Gabaldón et al., 1983; Gabaldón y Quesada, 1986), probablemente procedentes de la Unidad de Sierra Albarrana. Roldán (1983) cita la presencia en el borde oriental del afloramiento de cantos de gneises y micasquistos procedentes de la parte central de la Unidad de Sierra Albarrana. Mis observaciones no han corroborado la presencia de dichos cantos. Los cantos están afectados por las deformaciones penetrativas que se reconocen en la Unidad de Azuaga, observándose a veces incluso pliegues “kink” tardíos que, como se discutirá más adelante, se relacionan con el funcionamiento de las fallas frágiles. Estos datos indican que el depósito de las rocas del Afloramiento de Valdeinfierno es posterior a las deformaciones dúctiles que afectan a esta unidad. Los datos geocronológicos que se acaban de discutir son aceptablemente concordantes con estos datos geológicos, ya que sugieren que la deformación principal de la Unidad de Sierra Albarrana es ligeramente anterior o sincrónica con la formación del Afloramiento de Valdeinfierno. Por otro lado, los sedimentos de edad Carbonífero inferior del Afloramiento de Berlanga incorporan también cantos foliados procedentes de la Formación Villares, y la edad de estos depósitos es Viseense superior (Wagner et al., 1983). Este dato también apunta hacia una edad Devónico superior-Carbonífero inferior para las deformaciones principales en la Unidad de Azuaga.

IV.3.4: La fracturación tardivarisca

La evolución tardivarisca del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena consiste básicamente en una importante fracturación responsable de buena parte de sus rasgos cartográficos (véase el mapa geológico y la Fig. IV.19). La mayor parte de las fallas son subverticales y de direcciones N100-130°E. Su régimen suele ser de salto en dirección izquierdo, compatible con una orientación N70-90°E del esfuerzo máximo. Una evolución similar con grandes fallas de salto en dirección izquierdo está bien documentada

en el límite meridional de la Zona de Ossa-Morena (véase por ejemplo, Simancas, 1983).

Las fallas más importantes son de NE a SO (Fig. IV.19): la Falla de Higuera de Llerena, la Falla de Azuaga, la Falla de la Casa del Café, la Falla del Onza y la Falla del Alta.

La Falla de Higuera de Llerena

Esta falla se sigue con una dirección N130°E desde Higuera de Llerena hasta el límite NO del área estudiada; separa la Unidad Central de la Unidad de Sierra Albarrana (Fig. IV.19). Esta falla es subvertical y tiene una longitud de aproximadamente 20 kilómetros en la región estudiada, prolongándose hacia el NO hasta ser cubierta por depósitos terciarios. La zona de falla tiene una potencia de 20-100 metros y está constituida por brechas de colores blanquecinos y aspecto masivo que dan un resalte en el relieve. Los cantos son de tamaños milimétricos a centimétricos y están compuestos básicamente por cuarzo y algo de feldespato; suelen tener fábrica plano-lineal. Los materiales brechificados fueron muy probablemente rocas gneísicas de tamaño de grano fino, pertenecientes a la Unidad Central. Chacón et al. (1981) denominaron ultramilonitas blancas a las rocas de la zona de falla y propusieron su formación por metasomatismo silícico-sódico y deformación dúctil a baja temperatura de gneises blastomiloníticos. Sin embargo, las rocas de falla formadas sugieren únicamente deformaciones de carácter frágil a baja temperatura. El régimen de esta falla es lateral izquierdo con hundimiento del bloque NE; esto se deduce de la acomodación que sufre la foliación previa en estructuras sigmoidales frágiles formadas durante el funcionamiento de la falla. En todos los trabajos anteriores esta falla ha sido considerada como la prolongación hacia el NO de la Falla de Azuaga. No obstante, un trazado como el que propongo para la Falla de Azuaga, explica adecuadamente la reaparición de los Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas de la Unidad de Sierra Albarrana en la parte NO del área estudiada (Fig. IV.19).

La Falla de Azuaga

Es un accidente vertical de salto en dirección izquierdo, que tiene una longitud de aproximadamente 100 kilómetros y una dirección media N120°E; se extiende desde el Granito de la Cardenchoza hasta el límite NO del área estudiada (véase el mapa geológico

y la Fig. IV.19). La zona de falla tiene una potencia variable de unos puntos a otros (40-200 metros) y está constituida por brechas heterométricas y cataclasitas. Esta falla limita, en parte de su trazado por el NE, al Afloramiento de Berlanga. La zona de falla afecta tanto a materiales gneísicos de la Unidad Central como a materiales esquistosos y pizarrosos del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. En ella se reconocen también estructuras sigmoidales frágiles que indican un sentido de movimiento izquierdo (foto 35), planos de falla con estrías y pliegues “kink” de eje vertical. Tanto los planos de fallas secundarias como las estrías presentan orientaciones muy variadas; no obstante, en algunos afloramientos (por ejemplo, al S de Higuera de Llerena) se reconocen dos juegos dominantes de estrías sobre planos de dirección N90-120°E y buzamientos de 60-90° hacia el S o SO: uno en buzamiento y otro con suave hundimiento hacia el O o NO. Estos datos parecen indicar la existencia, localmente, de una cierta componente en buzamiento (hundimiento del bloque SO) además de la componente lateral. El salto lateral izquierdo mínimo que se puede estimar para la Falla de Azuaga a partir del mapa geológico es de aproximadamente 40 kilómetros. Esta estimación es bastante similar a otras que se han hecho anteriormente basándose en otros criterios, como por ejemplo la de Abalos y Eguiluz (1992) que le atribuyeron un desplazamiento lateral de 55 kilómetros, basándose en el algoritmo de Peacock y Sanderson (1991) para la relación entre la longitud y el desplazamiento de una falla. No obstante, el trazado que se ha dado a esta falla en los trabajos previos, como ya se ha indicado anteriormente, no coincide con el propuesto en este trabajo. Por otra parte, Jackson y Sanderson (1992) estimaron mediante una técnica de análisis fractal, un desplazamiento lateral total de 87 kilómetros teniendo en cuenta todas las fallas frágiles de una región más o menos equivalente a la estudiada en este trabajo.

La Falla de la Casa del Café

Esta falla es una superficie alabeada de trazado cartográfico sinuoso (véase el mapa geológico y la Fig. IV.19). Los buzamientos de esta falla varían desde subverticales o fuertes (60-80°) hacia el O o SO en su parte septentrional hasta moderados (20-40°) hacia el N o NO en su parte central. No se dispone de datos de buzamiento en la parte occidental de la falla, ya que no ha sido posible acceder a estos lugares; el trazado en esa parte es supuesto y basado en los datos de la hoja N°899 (Guadalcanal) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Apalategui et al., 1985d). La zona de falla

asociada con este accidente tiene una potencia comprendida entre 10-30 metros en su parte septentrional y entre 50-150 metros en su parte central; las rocas afectadas por la zona de falla son pizarras de la Formación Villares. En la parte central de la falla, inmediatamente al NO de Sierra Albarrana, la zona de falla se prolonga hasta la base del Afloramiento de Valdeinfierno. Las rocas de falla que se observan son brechas heterométricas y en menor medida cataclasitas; también se reconocen pliegues “kink” de diversas orientaciones, planos de falla estriados y estructuras sigmoidales. La zona de falla en el corte por la carretera de Valdeinfierno a Argallón presenta planos de falla con buzamientos fuertes (60-70°) hacia el O o SO y dos juegos de estrías, unas en buzamiento y otras con suave inmersión hacia el S; los sentidos de movimiento que se deducen de las estructuras sigmoidales indican mayoritariamente movimientos de falla normal (hundimiento del bloque O constituido por la Formación Villares). En la Casa del Café, la zona de falla está constituida por pequeñas zonas de brecha de espesores milimétricos a decimétricos y orientaciones diversas, que rodean dominios en los que las pizarras de la Formación Villares no han sufrido deformaciones frágiles; también se desarrollan pliegues “kink” asociados a pequeñas fallas normales buzantes hacia el N y planos de falla estriados. En la carretera Valdeinfierno - Alanís, la zona de falla consiste en pequeñas zonas brechificadas similares a las que se encuentran en la Casa del Café; también existen pliegues “kink” de orientaciones diversas, asociados a dos juegos de fallas normales, uno con buzamiento suave hacia el N y el otro con buzamiento fuerte hacia el S.

El contacto basal del Afloramiento de Valdeinfierno es una falla normal de bajo ángulo suavemente plegada en forma de cubeta (Fig. IV.21, corte C-C'). Su zona de falla, como ya se ha indicado anteriormente, se une en algunos de los cortes con la de la Falla de la Casa del Café, por lo que las consideraré como una sola falla. En la parte N del afloramiento, por ejemplo en la carretera Valdeinfierno-Argallón, el contacto basal es una zona de 10-20 metros con brechificación de algunos niveles; las pizarras de la Formación Villares no llegan a perder completamente su organización en estratos, sino que, pese a la brechificación, es posible reconocer la orientación de las capas. Los planos de falla que se observan tienen direcciones N80-90°E y buzamientos de 60-75° al S; las estrías hunden 45-60° hacia N140-150°E. Inmediatamente bajo la zona triturada, la Formación Villares está afectada por un pliegue métrico con geometría “kink”, probablemente relacionado con el movimiento de la falla. En este punto, no se ha podido deducir el sentido de movimiento de la falla. Encima de la zona parcialmente brechificada aparece una brecha heterométrica de 20-30 metros constituida por cantos de 5-50 centímetros de la Formación

Villares y con muy escasa proporción de matriz. Esa brecha ha sido considerada de origen sedimentario (depósitos de “debris-flow”) en los trabajos previos (véase por ejemplo, Roldán, 1983; Gabaldón et al., 1983). En mi opinión, y de acuerdo con algunos aspectos que discutiré a continuación, esta brecha es de origen tectónico. Esto último se puede inferir estudiando el contacto basal del afloramiento en varios puntos. La zona de brechas heterométricas puede llegar a tener una potencia de aproximadamente 100 metros, los cantos son exclusivamente de la Formación Villares y no existe prácticamente matriz. En ningún caso se han reconocido superficies interpretables como la estratificación, ni ningún nivel de composición diferente. Por debajo de la zona de brechas heterométricas masivas, se pasa gradualmente a la Formación Villares con menor grado de desorganización debida a la deformación frágil. En unos casos, como en el punto descrito anteriormente, aparece una banda en la que se desarrollan pequeñas zonas de brecha de orientaciones diversas que se anastomosan alrededor de dominios no triturados. En otros casos, aparece una zona con abundantes pliegues “kink” de dimensiones centimétricas a decimétricas y orientaciones diversas; estos pliegues están asociados con zonas de brecha de pequeño espesor desarrolladas a favor de sus superficies axiales y/o con pequeñas fallas normales. En algunos afloramientos, encima de la zona de pliegues “kink” aparecen unos metros de una brecha constituida por cantos rectangulares de 5-20 milímetros que apenas han rotado de modo que puede reconocerse un bandeo litológico, perpendicular al cual existe un juego de diaclasas (foto 36). En lámina delgada, se observa que el cemento que rellena las diaclasas es en parte de composición carbonática. Por encima de esta brecha con cantos poco rotados, se pasa progresivamente a la zona de brechas heterométricas masivas. En mi opinión, estos datos sugieren que la zona de brechas heterométricas es de origen tectónico y representa el estadio último de la deformación progresiva en condiciones frágiles que sufrió la Formación Villares en esta zona de falla. El sentido de movimiento de esta zona de falla es difícil de establecer a partir de estructuras menores, ya que apenas si existen planos de falla estriados o estructuras sigmoidales. No obstante, la geometría de los pliegues “kink” y las fallas asociadas, sugieren un movimiento de falla normal con movimiento hacia el N, sin que se pueda precisar una dirección exacta de desplazamiento. En el contacto meridional del Afloramiento de Valdeinfierno, en la carretera hacia Alanís, se reconoce aproximadamente medio metro de una harina de falla de color amarillento con un buzamiento de 20-30° al N que separa la zona de brechas heterométricas masivas sin matriz de una brecha con cantos de tamaños más uniformes, ligeramente más redondeados y con una matriz arcillosa de

color rojizo. En mi opinión, esta última brecha corresponde al inicio de los depósitos sedimentarios, mientras que todas las brechas infrayacentes son de origen tectónico. Por tanto, a partir de los datos expuestos, se puede considerar que el contacto basal del Afloramiento de Valdeinfierno es una falla normal de bajo ángulo, que está plegada en forma de cubeta. Roldán (1983) describió esa forma de cubeta para el relleno de la cuenca, pero no para su contacto basal. Este autor consideró esa estructura en cubeta como una adaptación de los estratos a la morfología impuesta por el basamento, mientras que el contacto basal lo interpretó como fallas normales de gran ángulo que bordearían completamente el afloramiento. Por el contrario, Gabaldón et al. (1983) consideraron que los buzamientos en todo el afloramiento son constantes y moderados hacia el S y que su borde meridional es una falla normal de gran ángulo activa durante el depósito de los sedimentos. El plegamiento laxo que afecta a los sedimentos carboníferos puede en parte ser el responsable de la forma cartográfica de la Falla de la Casa del Café, que dibuja un sinforme muy abierto (Fig. IV.21, corte C-C') con hundimiento de su eje hacia el O-NO.

Resumiendo, la Falla de la Casa del Café es una falla normal que hunde la Unidad de Azuaga con respecto a la de Sierra Albarrana, y en cuyo bloque de techo se localizan, limitados por una falla normal subsidiaria, los sedimentos carboníferos del Afloramiento de Valdeinfierno.

La Falla del Onza

Esta falla limita al SO la Unidad de Sierra Albarrana (Fig. IV.19). Es una falla de dirección N120-140°E que en su parte más meridional se inflexiona ligeramente hasta direcciones N90-100°E; sus buzamientos varían desde fuertes (70-80°) hacia el SO en sus partes septentrional y central hasta moderados hacia el S en su parte meridional. Conviene aclarar que esta falla sólo ha podido ser observada en unos pocos puntos, debido en unos casos a las malas condiciones de afloramiento y en otros a las dificultades de acceso a las propiedades privadas. Por ello, su trazado cartográfico es sólo aproximado y en gran parte supuesto. Además en algún corte, por ejemplo a lo largo de la carretera Malcocinado-Azuaga, pese a las buenas condiciones de afloramiento no se ha podido localizar esta falla; únicamente se reconocen algunas zonas de falla de 1-3 metros de espesor, que podrían corresponder a una ramificación de la falla principal en varias de menor importancia. Esto plantea la posibilidad de que la Falla del Onza se termine hacia el NO amortiguándose su salto y dividiéndose en varias pequeñas fallas; en este caso, la Falla

del Onza no sería la misma que hacia el NO desplaza lateralmente la Formación Pedroche unos 12 kilómetros (véase el mapa geológico). Sin embargo, la solución más simple cartográficamente, la cual se ha adoptado en este trabajo, es que se trate de una sola falla, que en una parte de su trazado está dividida en varias fallas menores. La zona de falla tiene un espesor de 10-50 metros y está constituida por brechas y harinas de falla cuando afecta a materiales metapelíticos de la Formación Villares, y por cataclasitas cuando se sobreimpone al Granito de Ahillones. En algunos afloramientos se desarrollan también pliegues “kink” de eje vertical en la zona de falla. En el Río Onza, 1 kilómetro al N de la carretera Valdeinfierno-Alanís, la zona de falla es vertical y de dirección N140°E, en ella se reconocen estrías que hunden 10-20° hacia el SE, asociadas con estructuras sigmoidales que indican un sentido de movimiento izquierdo con ligero hundimiento del bloque SO (Formación Villares). En el Río Bembézar, en la terminación meridional de la Unidad de Sierra Albarrana, la zona de falla está constituida por pequeñas zonas de brecha, pliegues “kink” y algunos planos estriados que buzcan hacia el S; las estrías tienen orientación N180-190°E y el sentido de movimiento es de techo hacia el S. Se puede concluir con los datos disponibles que la Falla del Onza es un accidente de salto en dirección izquierdo (\approx 12 kilómetros de salto lateral) y ligero hundimiento del bloque SO, que en su parte meridional esta plegada por un antiforme muy abierto.

La Falla del Alta

Es una falla que se sigue con una dirección N100-110°E desde el Río Bembézar hasta el borde SO de uno de los afloramientos carboníferos de las proximidades de Guadalcanal (véase el mapa geológico y la Fig. IV.19). Esta falla coincide en parte de su recorrido con lo que autores previos denominaron Falla de Malcocinado. Se trata de una falla subvertical con una importante componente de salto en dirección izquierdo; su salto lateral se puede evaluar en aproximadamente 15 kilómetros, a partir del desplazamiento que sufre la Formación Pedroche (véase el mapa geológico). La zona de falla tiene un espesor de 20-50 metros y está constituida por brechas de colores oscuros con cantos de dimensiones milimétricas a centimétricas de pizarras en unos casos (Formación Villares) y de metavolcanitas en otros (Formación Malcocinado); el cemento es de composición carbonática. Al E del Río Bembézar, dentro de la Formación Villares la falla es difícil de seguir debido probablemente a que pierde salto y se ramifica en varias fallas menores. El trazado cartográfico de esta falla, ligeramente oblicuo a los contactos litológicos,

contribuye al adelgazamiento progresivo de los materiales carbonáticos de la Formación Pedroche (véase el mapa geológico). Esto probablemente se debe a una disolución del material carbonático producida por circulación de fluidos a favor de la zona de falla. La presencia de cemento carbonático en las brechas de la zona de falla está de acuerdo con esta hipótesis.

La edad de funcionamiento de estas fallas puede precisarse para algunas de ellas, gracias a los sedimentos carboníferos a los que afectan o con los que están relacionadas. La Falla de Azuaga limita al NE y parece condicionar la formación del Afloramiento de Berlanga, por lo que su edad más probable es Viseense. El funcionamiento de la Falla de la Casa del Café es más o menos sincrónico con la formación del Afloramiento de Valdeinfierno (Tournaisiense superior-Viseense inferior). En cambio, la Falla del Alta parece más reciente ya que limita por el SO una área de sedimentación carbonífera de edad Westfaliense-Autuniense. Los datos disponibles sugieren por lo tanto que la fracturación tardivarisca tuvo lugar desde el Carbonífero inferior (Tournaisiense) hasta el Carbonífero superior (Autuniense).

IV.3.5: Relaciones iniciales entre las Unidades de Azuaga y de Sierra Albarrana

Las fallas frágiles que segmentan el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, impiden la observación directa de las relaciones iniciales entre las Unidades de Sierra Albarrana y de Azuaga. Con el término relaciones iniciales me refiero a las posiciones relativas y el tipo de contacto entre las dos unidades tras las deformaciones dúctiles y antes de la fracturación tardivarisca. Estas relaciones iniciales son consecuencia fundamentalmente de la fase de deformación principal en las dos unidades, ya que la fase de crenulación produce generalmente sólo un apretamiento de las estructuras previas.

Las relaciones entre la Unidad de Sierra Albarrana y la de Azuaga son difíciles de establecer, debido a que entre ambas unidades existen diferencias en las características de la fase de deformación principal y en el grado metamórfico. Estas diferencias indican que las relaciones iniciales entre ambas unidades fueron muy probablemente de carácter tectónico; es decir, una discontinuidad mayor ligada a la fase de deformación principal. Este accidente no aflora en ningún punto, debido a que la componente en buzamiento de las fallas frágiles que separan ambas unidades probablemente ha sustraído la zona de

deformación asociada al mismo. Existen dos modos de relacionar estas dos unidades: a) la Unidad de Sierra Albarrana se situaba encima de la Unidad de Azuaga, b) la Unidad de Azuaga se situaba encima de la Unidad de Sierra Albarrana.

a) La primera relación posible entre las dos unidades implica unas relaciones cabalgantes de la Unidad de Sierra Albarrana sobre la de Azuaga, ya que los materiales más metamórficos se situarían sobre los menos metamórficos. Esto explica adecuadamente las características de la fase de deformación principal en la Unidad de Azuaga, consistente en pliegues rectos o vergentes hacia el SO, localmente acompañados de cabalgamientos dúctiles con movimiento del bloque de techo hacia el SO. Estas estructuras, situadas en el autóctono relativo del accidente mayor, son compatibles con un cabalgamiento de la Unidad de Sierra Albarrana sobre la Unidad de Azuaga. No obstante, este dispositivo geométrico tiene varios inconvenientes, que expondré a continuación. El primero de ellos es la componente en buzamiento (hundimiento de la Formación Villares) de las fallas frágiles que separan la Unidad de Sierra Albarrana de la de Azuaga, lo cual implica que el cabalgamiento debería de aflorar en lo que actualmente es la Unidad de Azuaga. En segundo lugar, el que los cantos de los conglomerados del Afloramiento de Valdeinfierno procedan únicamente (según mis observaciones) de la Formación Villares, se opone también a que la Unidad de Sierra Albarrana estuviera encima de la de Azuaga, ya que en tal caso debería haber cantos de la Unidad de Sierra Albarrana en los conglomerados del Afloramiento de Valdeinfierno.

b) La segunda relación posible entre ambas unidades supone que la Unidad de Azuaga se colocó encima de la de Sierra Albarrana durante la fase de deformación principal. Esta disposición es más coherente con el conjunto de datos disponibles, y es la que adoptaré en el capítulo de conclusiones para explicar la organización general del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Los datos a favor de esta hipótesis son los que se acaban de exponer en el punto anterior como opuestos a la otra hipótesis. Así, el hundimiento del bloque SO (Unidad de Azuaga) de las fallas frágiles que separan ambas unidades implica que este bloque se situaba más alto que su posición actual con respecto al bloque NE (Unidad de Sierra Albarrana), lo que es fácilmente explicable si la Unidad de Azuaga originalmente estaba encima de la de Sierra Albarrana. La procedencia de los cantos de los conglomerados del Afloramiento de Valdeinfierno (únicamente de la Formación Villares) también es perfectamente compatible con que la Unidad de Azuaga recubriese a la de Sierra Albarrana. La Unidad de Sierra Albarrana durante la fase de deformación principal debió formar un bloque en forma de cuña limitado al NE por la

Unidad Central y al SO, y por encima, por la Formación Villares (Unidad de Azuaga) (Fig. VI.1, estadio 4). Los pliegues de crenulación de plano axial tendido o con suave buzamiento hacia el SO (Fig. IV.21, corte D-D') pueden ser relacionados tentativamente con el supuesto cabalgamiento de la Unidad de Azuaga sobre la Unidad de Sierra Albarrana (véase la Fig. VI.1, estadio 4).

CAPITULO V: METAMORFISMO

En este capítulo describiré la evolución metamórfica de los tres grandes conjuntos que he diferenciado en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. En realidad, uno de los criterios fundamentales utilizados para singularizar dichos conjuntos, además de la evolución estructural, ha sido su diferente evolución metamórfica, y por ello, es parte fundamental de esta Tesis probar tales diferencias. Además, describiré detalladamente las relaciones blastesis-deformación y las relaciones texturales entre los diferentes minerales, a fin de documentar adecuadamente la evolución metamórfica que se propone.

Prácticamente todos los estudios de carácter regional realizados en este área han abordado la evolución metamórfica, los primeros trabajos desde un punto de vista esencialmente descriptivo y los más recientes acometiendo también la cuantificación de las condiciones de presión y temperatura.

Bard (1971) consideró toda la región estudiada como un cinturón metamórfico de presión intermedia. Bladier (1974) y Laurent (1974) consideraron que en esta región habría existido una evolución polimetamórfica consistente en un primer evento de edad precámbrica y un segundo evento de edad varisca. Según estos últimos autores, el metamorfismo precámbrico habría sido del tipo intermedio de baja presión (andalucita-distena-sillimanita) y originaría una zonación de intensidad creciente de NE a SO con desarrollo de paragénesis de grado bajo (NE) y medio (SO); este evento habría afectado únicamente a las rocas del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y de la Unidad Central. Según los mismos autores, el metamorfismo varisco supera las condiciones epizonales únicamente en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena (Unidad de

Sierra Albarrana), en donde sugieren la existencia de tres etapas sucesivas, la primera con un gradiente intermedio de baja presión, la segunda de presión intermedia, y la tercera, de carácter más localizado, con blastesis de andalucita y sillimanita; estas tres etapas habrían originado una zonación de intensidad creciente hacia la parte central de la Unidad de Sierra Albarrana, en donde se alcanzarían condiciones de la mesozona profunda.

Chacón et al. (1974) describieron dos dominios con gradientes metamórficos diferentes separados por la Falla de Azuaga: al NE (Unidad Central), un dominio con gradiente de presión intermedia, y al SO (Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena), un dominio con gradiente de baja presión. Chacón (1979) sugirió una evolución poliorogénica con dos eventos, uno cadomiense y otro varisco. Según este autor, el metamorfismo cadomiense alcanzó el grado alto tanto en la Unidad Central como en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, siendo el gradiente de presiones bajas a intermedias en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena e intermedias en la Unidad Central; por su parte, el metamorfismo varisco es de gradiente de baja presión, desarrollándose paragénesis de grado medio en la Unidad Central y de bajo o muy bajo grado en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

Quesada y Munhá (1990) diferenciaron también dos ciclos metamórficos superpuestos en esta región, uno precámbrico al que adscribieron la parte fundamental de la evolución, y otro varisco de menor intensidad. En la Unidad Central, según estos autores, el metamorfismo precámbrico se inició con un evento de alta presión, seguido de una retrogradación hasta facies anfibolitas. Para estos autores, el metamorfismo varisco es fundamentalmente debido a domos térmicos relacionados con el emplazamiento de intrusiones de rocas ígneas y al levantamiento de niveles corticales profundos.

Existe una serie de trabajos en los que se estudia de manera más detallada el metamorfismo de alguno de los tres grandes conjuntos diferenciados (por ejemplo, Garrote, 1976; Abalos, 1990; Abalos et al. 1991; González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago y Arenas, 1991; López Munguira et al., 1991); estos trabajos se resumirán muy brevemente al describir el metamorfismo de cada uno de estos conjuntos.

V.1: BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBERICA

V.1.1: Introducción y antecedentes

Los materiales de la Serie Negra, además de un metamorfismo varisco, han sufrido una evolución metamórfica finiprecámbrica que se ha preservado en algunos sectores situados al N del área estudiada, en los que las deformaciones y el metamorfismo variscos han sido de muy poca intensidad. Así por ejemplo, el Anticlinal de Peraleda del Zaucejo (Figs. IV.1 y IV.2) tiene en su núcleo materiales de la Serie Negra con una foliación sinmetamórfica finiprecámbrica. Esto ha sido puesto de manifiesto por todos los autores que han trabajado en esta región (véase por ejemplo, Llopis et al., 1970; Capdevila et al., 1971; Laurent, 1974; Quesada y Munhá, 1990).

Abalos (1990) estudió la evolución metamórfica de parte de los materiales del Borde Meridional de la Zona Centroibérica, concretamente de la Serie Negra que aflora en su parte más meridional. Este autor consideró el Ortogneis de Mina Afortunada como la parte más profunda de un complejo anatético formado durante un evento metamórfico de edad cadomiense, al que denominó Domo Gneísico de Mina Afortunada. Abalos (1990) describe rocas de aspecto migmatítico con la asociación mineral cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-biotita-moscovita-sillimanita; estas rocas ocupan una estrecha banda en la zona de contacto del ortogneis y no siempre están presentes. Esta asociación mineral de alto grado, espacialmente muy restringida, es la única que este autor atribuye al metamorfismo cadomiense, la cual está inmediatamente junto a las paragénesis de grado bajo (biotita-granate) típicas de la Serie Negra, faltando todas las asociaciones típicas del grado medio. El contacto entre ambas, pese a no ser una falla, es muy neto y se produce en muy pocos metros.

En mi opinión, el Ortogneis de Mina Afortunada es un granitoide intrusivo en la Serie Negra, que ha sido afectado por las dos fases de deformación reconocidas (véase el apartado IV.1). La fuerte deformación de carácter milonítico es la que hace adquirir a algunas de las rocas gneísicas un aspecto parecido al de las migmatitas. La deformación principal en el ortogneis es sincrónica con asociaciones de bajo grado (biotita-granate), mientras que las paragénesis de alto grado constituyen una aureola térmica debida a la intrusión del granitoide. Abalos (1990) asignó una temperatura de 650°C y una presión de 6-8 kilobares a las paragénesis de alto grado del Ortogneis de Mina Afortunada,

condiciones que en mi opinión pueden corresponder a la intrusión del precursor granítico del ortogneis. Así pues, en las rocas de la Serie Negra que afloran al SO de la Sierra de Hornachos, no es posible encontrar evidencias definitivas sobre la existencia de metamorfismo finiprecámbrico.

V.1.2: Metamorfismo finiprecámbrico

Paragénesis y condiciones P-T: La paragénesis con mayor número de fases minerales de las reconocidas en los materiales metapelíticos de la Serie Negra del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo es:

cuarzo-moscovita-biotita-clorita

Los filosilicatos definen un clivaje pizarroso, que aparece afectado por micropliegues en relación con los cuales no se llega a desarrollar una nueva foliación (foto 37). Esta segunda fase, representada por los micropliegues en la Serie Negra, es la única que se reconoce en los materiales ordovícicos suprayacentes, en los que se manifiesta como un clivaje muy grosero. No se han encontrado paragénesis metamórficas con otros minerales índice de metamorfismo como granate, estaurolita o silicatos de aluminio. La presencia de biotita indica que el metamorfismo finiprecámbrico alcanzó temperaturas del orden de 400-450°C en el Anticlinal de Peraleda del Zaucejo. No se tienen datos sobre las condiciones de presión de este metamorfismo. Quesada y Munhá (1990) describieron en los materiales metapelíticos de la Serie Negra en este mismo sector paragénesis con granate (cuarzo-moscovita-biotita-granate) y con estaurolita (cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita), que no se han observado en el presente estudio. Estas paragénesis indicarían condiciones de grado bajo y medio, y no proporcionan gran precisión sobre las condiciones de presión del metamorfismo finiprecámbrico. De acuerdo con la mayor parte de las rejillas petrogenéticas disponibles para metapelitas, estas paragénesis se habrían formado aproximadamente a temperaturas comprendidas entre 500-600°C y presiones mayores de 2-3 kilobares (véase por ejemplo, Thompson, 1976; Harte y Hudson, 1979; Spear y Cheney, 1989; Yardley, 1989, pp. 86-89; Pattison y Tracy, 1991; Dymoke y Sandiford, 1992).

Este metamorfismo es preordovícico, puesto que no afecta a las rocas ordovícicas. Su edad ha sido establecida a partir de dataciones radiométricas en los materiales de la

Serie Negra del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo o de su prolongación hacia el NO. Blatrix y Burg (1981) obtuvieron una edad de 550 ± 10 Ma mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre moscovitas. Por otra parte, Dallmeyer y Quesada (1992) obtuvieron mediante el mismo método edades de ≈ 550 Ma sobre hornblendas y de ≈ 560 Ma sobre moscovitas en anfibolitas y esquistos de la Serie Negra. Según que tablas del tiempo geológico se consideren, estas edades corresponderían al Precámbrico más alto o al Cámbrico inferior.

V.1.3: Metamorfismo varisco

Paragénesis y condiciones P-T: Las paragénesis presentes en los materiales metapelíticos y semipelíticos indican condiciones de bajo y muy bajo grado metamórfico. Estas paragénesis son:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate-clorita

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-clorita

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita

cuarzo-plagioclasa-moscovita-clorita

cuarzo-plagioclasa-moscovita

Estas paragénesis son sincinemáticas con respecto a la foliación principal. Apalategui et al. (1988a) citan la presencia de asociaciones con moscovita, biotita verde y cloritoide en materiales esquistosos del Devónico. No se dispone de análisis químicos de las diferentes fases minerales, por lo que no se han realizado cálculos geotermobarométricos. No obstante, a partir de las rejillas petrogenéticas disponibles se pueden estimar las temperaturas compatibles con las paragénesis observadas. Teniendo en cuenta que en ningún caso se llega a condiciones de blastesis de estauroлита, las temperaturas estimadas son de 350°C (paragénesis de muy bajo grado) a 500°C (paragénesis con granate) (Fig. V.1).

No ha sido posible representar ninguna isograda debido a que el muestreo no ha sido suficientemente denso. Sin embargo, se observa una distribución general de las paragénesis que indica un aumento de temperatura de NE a SO. Así, las paragénesis de mayor temperatura, es decir, aquellas con biotita o biotita-granate, se localizan en la

unidad alóctona, y sobre todo en los materiales de la Serie Negra y del Ortogneis de Mina Afortunada, situados al SO de la Sierra de Hornachos. En cambio, en la unidad autóctona se encuentran las paragénesis de menor temperatura, es decir, aquellas constituidas por clorita.

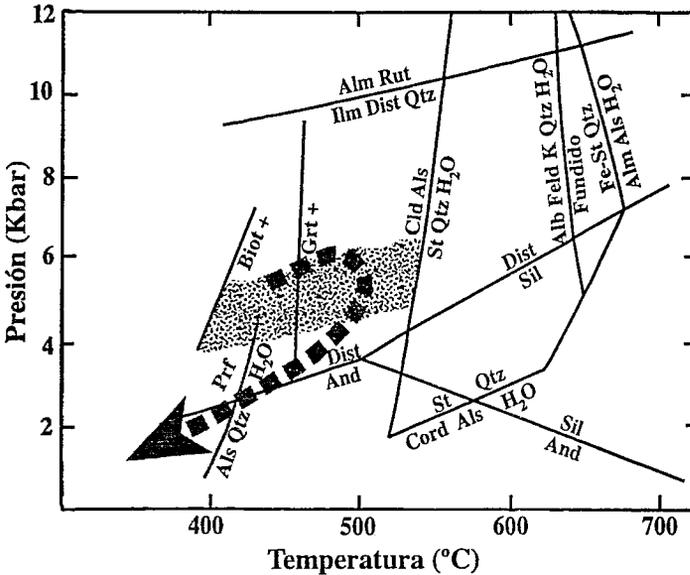


Fig. V.1: Condiciones y trayectoria P-T del Borde Meridional de la Zona Centroibérica. La temperatura se ha estimado a partir de las paragénesis presentes en las metapelitas; la presión asignada está basada en los cálculos geobarométricos de López Munguira et al. (1991). Véase el texto para más explicaciones. Se ha utilizado la rejilla petrogenética propuesta por Yardley (1989). Abreviaturas: Alb: albita; Alm: almandino; Als: aluminosilicato; And: andalucita; Biot: biotita; Cld: cloritoide; Cord: cordierita; Dist: distena; Feld K: feldespato potásico; Fe-St: ferroestaurolita; Grt: granate; Ilm: ilmenita; Prf: pirofilita; Qtz: cuarzo; Rut: rutilo; Sil: sillimanita; St: estaurolita.

Las condiciones de presión son difíciles de estimar a partir de las paragénesis desarrolladas, ya que no se ha descrito la presencia de ninguno de los tres polimorfos del silicato de aluminio. No obstante, la ausencia de paragénesis típicas de metamorfismo de alta presión / baja temperatura implican presiones bajas o intermedias. López Munguira et al. (1991) estudiaron la composición de los filosilicatos en las metapelitas de la Serie Negra en tres secciones: SO de Hornachos, Fuente de Cantos y Salvatierra (estas dos últimas situadas en el Anticlinorio de Monesterio en la parte central de la Zona de Ossa-Morena). Sus conclusiones se refieren al conjunto de muestras analizadas en las tres secciones, lo que dificulta la interpretación de estos datos. Estos autores obtuvieron, a

partir del índice de cristalinidad de la illita, que en las tres secciones las temperaturas alcanzadas corresponden a facies de esquistos verdes. Las condiciones de presión las estimaron a partir del contenido fengítico de la mica blanca, deducido a partir de su relación lineal con el parámetro cristalográfico b_0 ; obtuvieron una presión de 5 kilobares, que es compatible con las paragénesis desarrolladas en las metapelitas. Abalos (1990) efectuó cálculos geotermobarométricos a partir de la composición química de las fases minerales sincinemáticas con respecto a la foliación principal en los materiales metapelíticos de la Serie Negra y en el Ortogneis de Mina Afortunada. Aplicó los geotermómetros granate-biotita y granate-fengita, obteniendo temperaturas de 400-500°C, que son coherentes con las deducidas de las rejillas petrogenéticas. Respecto a la presión, este autor utilizó el geobarómetro granate-moscovita-biotita-plagioclasa en los materiales del Ortogneis de Mina Afortunada, obteniendo presiones de 5-6 kilobares.

La trayectoria presión-temperatura (P-T) construida (Fig. V.1) se ha hecho considerando la temperatura máxima deducida de las paragénesis observadas y una presión máxima de 5 kilobares. No hay datos para precisar si los picos térmico y bórico coinciden o no en el tiempo; por ello, se ha diseñado una trayectoria del tipo más común en orógenos colisionales en la que la máxima presión se alcanza antes que la máxima temperatura (England y Thompson, 1984; Thompson y England, 1984; Thompson y Ridley, 1987).

Este metamorfismo, al igual que la deformación principal, tuvo lugar en el Devónico medio-superior. Esto se deduce del hecho de que los materiales del Devónico inferior estén afectados por él y los del Carbonífero inferior no lo estén. No se dispone de ninguna datación radiométrica del metamorfismo varisco.

V.2: UNIDAD CENTRAL

V.2.1: Introducción y antecedentes

Esta unidad ha sufrido una compleja evolución metamórfica, que se inició con un evento de alta presión en el que se alcanzaron condiciones de la facies eclogitas, seguido por una fuerte retrogradación durante su exhumación, primero hasta facies anfibolitas y finalmente hasta facies esquistos verdes.

La edad de esta evolución metamórfica se puede establecer a partir de diversos datos radiométricos; la mayor parte de estos datos ya han sido discutidos en los apartados III.2, III.4 (edades de protolitos) y IV.2.2.c (edad de las deformaciones en la Unidad Central). De esos datos se deduce directamente que la parte de la evolución metamórfica sincrónica con el desarrollo de la foliación principal es de edad varisca (Devónico superior-Carbonífero inferior). Se dispone también de una datación que posiblemente corresponde a la edad de las paragénesis eclogíticas. Esta datación fue realizada sobre una anfibolita con granate procedente de las proximidades de Azuaga; el método utilizado fue Sm-Nd sobre granates y la edad obtenida de 427 ± 45 Ma (Schäfer et al., 1991). Esta edad ha sido interpretada como la edad del metamorfismo de alta presión que afecta a la unidad. Schäfer (1990) dató un gneis calcosilicatado con granate y clinopiroxeno procedente de este mismo sector; el método utilizado fue U-Pb sobre zircones y la edad obtenida de 418 ± 2 Ma. Esta edad tan próxima a la anterior corresponde probablemente a los primeros estadios de retrogradación de las paragénesis eclogíticas en condiciones de alta temperatura. Estas dataciones radiométricas del metamorfismo de alta presión y alto grado han sido revisadas recientemente por los mismos autores, obteniendo edades de aproximadamente 390 Ma (Gebauer, com. pers., 1993).

En conclusión, todos los datos radiométricos disponibles indican que la evolución metamórfica de esta unidad está ligada a la Orogenia Varisca, con edades que van desde el Silúrico superior (o Devónico inferior, si se confirman las edades en torno a 390 Ma) para el metamorfismo inicial de alta presión y alto grado anterior a la fase de deformación principal, hasta edades Devónico superior-Carbonífero inferior para el metamorfismo de presión intermedia y grado medio sincrónico con la fase de deformación principal. En la Fig. V.12 se han añadido los datos geocronológicos disponibles sobre la trayectoria P-T de esta unidad.

Los trabajos más relevantes sobre la evolución metamórfica de esta unidad son los de Chacón (1981), Burg et al. (1981), Abalos (1990) y Abalos et al. (1991). En todos ellos, se ha reconocido la presencia de paragénesis anteriores a la foliación principal, que en unos casos han sido consideradas de edad cadomiense y en otros de edad eo-varisca. Chacón (1981) describió las paragénesis de algunas de las metapelitas y ortogneises de esta unidad en su parte más sudoccidental. Este autor diferenció asociaciones con distena y granate anteriores a la foliación principal, y asociaciones con feldespato potásico, sillimanita y biotita roja sincrónicas con la foliación principal; a las primeras les atribuyó una edad cadomiense o eo-varisca, y a las segundas una edad varisca. Burg et al. (1981) propusieron condiciones epizonales y mesozonales (paragénesis con moscovita y biotita) durante el desarrollo de la foliación principal; describieron un evento metamórfico de alto grado anterior al desarrollo de la foliación principal, caracterizado por porfidoblastos de moscovita, biotita, granate, estauroлита, andalucita y distena, y por agujas de sillimanita en el interior de los porfidoblastos feldespáticos. Estos autores asignaron una edad anterior al Carbonífero inferior a las paragénesis sincrónicas con la foliación principal, y una edad desconocida a las anteriores a la foliación principal.

Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) dividieron los materiales de la Unidad Central en cinco láminas cabalgantes de escala cortical y evoluciones tectonometamórficas diferentes. Para todas ellas describieron trayectorias P-T horarias con picos béricos y térmicos diferentes. Según estos autores, la lámina inferior aflora en antiforres tardíos, y está constituida por los materiales metasedimentarios que afloran inmediatamente al SO de la Falla de Higuera de Llerena (Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena en el presente trabajo) y por los materiales metapelíticos que afloran en la parte más noroccidental de la Unidad Central (Formación Atalaya de Chacón, 1979); para los niveles estructurales superiores de esta lámina inferior, propusieron presiones máximas de aproximadamente 4 kilobares y temperaturas máximas de aproximadamente 550°C, mientras que para los niveles estructurales inferiores obtuvieron presiones máximas de 10 kilobares y temperaturas máximas similares. Para la lámina siguiente, a la que denominaron Gneises Milonita de Higuera de Llerena, obtuvieron una presión máxima de 8 kilobares y una temperatura máxima de 700°C. Por encima, situaron la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos que alcanzó, según estos autores, presiones máximas de 11 kilobares y temperaturas máximas de 700°C. La siguiente lámina, a la que denominaron Lámina Eclogítica, sufrió presiones máximas de 14 kilobares y temperaturas máximas de 650°C. Por último, la lámina más alta, a la que denominaron Complejo

Leptino-anfibolítico, sufrió un metamorfismo de grado medio. Estos autores consideraron el pico metamórfico de estas láminas y su posterior exhumación como de edad cadomiense; la evolución varisca, que supondría un nuevo enterramiento de estas rocas, habría ocurrido en condiciones de grado bajo o medio y presiones bajas a intermedias. Con independencia del interés de todos estos datos geotermobarométricos, la propuesta de un apilamiento de cinco láminas carece de soporte estructural (véase el apartado IV.2.2); asimismo, me parece mal fundamentada la atribución de una edad cadomiense al metamorfismo principal.

V.2.2: Zonas metamórficas

El predominio de rocas gneísicas de composición fundamentalmente cuarzofeldespática dificulta el reconocimiento de isogradas y zonas metamórficas en esta unidad. Además, el intenso cizallamiento que afecta a la unidad, en ocasiones retrograda fuertemente las paragénesis anteriores, enmascarando la sucesión de zonas metamórficas correspondiente al pico térmico. Por todo ello, no se ha podido representar sobre mapa una sucesión de zonas metamórficas. Sin embargo, se observa que las paragénesis de mayor temperatura aparecen en la parte inferior de la unidad, las de temperatura intermedia en la parte media, y las de menor temperatura en la parte superior. Con respecto a las condiciones de presión, parece que existe una pauta similar; las paragénesis de mayor presión (retroeclogitas) aparecen únicamente en la parte inferior de la unidad, mientras que las presiones deducidas para la parte superior son bastante menores. Esta distribución de las paragénesis implica que la parte inferior de la unidad alcanzó mayor profundidad que la parte superior. El espesor actual de esta unidad (2000-4000 metros) es bastante menor que las diferencias en presión entre las rocas de la parte inferior y superior de la misma, por lo que ha debido haber una fuerte aproximación de las isogradas durante la deformación.

V.2.3: Petrografía

Metapelitas: En la parte inferior de la unidad las intercalaciones metapelíticas presentan las siguientes asociaciones minerales:

cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-granate
cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-sillimanita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-sillimanita-distena
cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-sillimanita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita-distena
cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate-sillimanita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate-sillimanita-distena
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-sillimanita
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate-sillimanita-distena

En todas ellas se reconocen también minerales opacos, y es frecuente la presencia de clorita como mineral de alteración.

En algunos casos, estas asociaciones son precinemáticas con respecto a la foliación principal. Los minerales aparecen como porfidoblastos aislados rodeados por la foliación principal. Se han observado porfidoblastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, sillimanita prismática, biotita y granate. La estaurolita ha sido observada únicamente en la muestra AA-337, en la que forma porfidoblastos junto con feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, granate y biotita en una roca que se podría considerar como una milonita S-C de tipo II en el sentido de Lister y Snoke (1984) (foto 38). Los porfidoblastos son de formas redondeadas o elongadas paralelamente a la foliación. Este tipo de relaciones texturales se da cuando la foliación es de carácter milonítico o ultramilonítico; los minerales que definen esta foliación son micas de tamaño de grano muy fino (foto 38) formadas por una retrogradación de las asociaciones previas hasta condiciones de muy baja temperatura, durante la evolución final del cizallamiento asociado a la fase de deformación principal en esta unidad. En estas rocas no es posible establecer si las diferentes fases pertenecen o no a la misma paragénesis, puesto que no aparecen en contacto mutuo. No obstante, algunas de las fases muestran equilibrio textural, como por ejemplo la sillimanita que aparece como cristales aciculares de fibrolita

en el interior de porfidoblastos de feldespato potásico y plagioclasa (foto 39); en ocasiones los cristales de fibrolita están orientados según planos reticulares del feldespato.

En otros casos, parte de las fases minerales son sincinemáticas con respecto a la foliación principal, mientras que otras constituyen porfidoblastos precinemáticos. Los minerales sincinemáticos con respecto a la foliación principal son biotita marrón-rojiza, sillimanita prismática, granate y moscovita. La sillimanita y las micas suelen formar “peces” (foto 20) o bien cristales paralelos a la foliación. El granate forma granos xenomorfos, redondeados o subidiomorfos con inclusiones de cuarzo y opacos, que no suelen definir una foliación interna. En ocasiones presenta sombras de presión. El grado de corrosión es variable; se encuentran granos subidiomorfos sin corrosión y granos xenomorfos fuertemente corroidos durante el desarrollo de la foliación. Estos caracteres demuestran que el granate es a veces precinemático y a veces sincinemático con respecto a la foliación principal. En la muestra AA-371 se observa equilibrio textural entre granate, biotita roja, sillimanita prismática y moscovita (foto 40). En ocasiones, el granate y la biotita marrón-rojiza están parcialmente alterados a clorita. La biotita marrón-rojiza se forma a temperaturas elevadas (parte alta de la facies anfibolitas o facies granulitas) y su color se debe a la presencia de titanio en su red en un porcentaje algo mayor que en otras biotitas (Deer et al., 1992, pp. 300-304). En diferentes muestras, se han observado las siguientes paragénesis sincinemáticas con respecto a la foliación principal: moscovita-biotita-granate-sillimanita, moscovita-biotita-sillimanita, moscovita-granate-sillimanita y moscovita-sillimanita; en todas ellas, existe cuarzo y plagioclasa. En estas rocas, el feldespato potásico y parte de la plagioclasa aparecen como porfidoblastos precinemáticos rodeados por la foliación, que en sus bordes suelen formar intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo; es frecuente la presencia de inclusiones de fibrolita, moscovita, cuarzo y biotita (foto 41). La distena aparece junto con sillimanita prismática y biotita, constituyendo agregados desorientados que están rodeados por cristales de biotita marrón-rojiza y/o moscovita paralelos a la foliación (muestra AA-378) (foto 42); en otras ocasiones, forma pequeños cristales embalados en porfidoblastos de moscovita. Estas características texturales sugieren que la blastesis de la distena es anterior al desarrollo de la foliación principal. En ninguna muestra se han observado con claridad las relaciones entre distena y sillimanita. Sin embargo, el hecho de que la sillimanita sea a veces sincinemática con respecto a la foliación, mientras que la distena es siempre precinemática, sugiere que la distena es anterior a la sillimanita.

En resumen, las metapelitas de la parte inferior de esta unidad muestran paragénesis de la parte alta del grado medio sincrónicas con la foliación principal, y una serie de minerales precinemáticos que constituyen porfidoblastos aislados rodeados por la foliación. Estos minerales precinemáticos no se puede afirmar si constituían una única paragénesis o si representan más de una paragénesis. En todo caso, la presencia de feldespatos potásicos indica que se alcanzaron condiciones de grado alto, mientras que la distena indica presiones intermedias.

Las metapelitas de la **parte superior de la unidad** son generalmente esquistos muy ricos en moscovita que presentan las siguientes asociaciones minerales:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita

cuarzo-moscovita-biotita-granate

cuarzo-moscovita-granate

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate

cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate-estaurolita

En todas ellas existen minerales opacos que, en los casos en que han sido analizados, corresponden a ilmenita y TiO_2 (probablemente anatasa); a veces, contienen también clorita como mineral de alteración formado a partir de granate, biotita y estaurolita. Abalos (1990) cita la presencia de distena en esquistos con granate.

Estos minerales son pre y/o sincinemáticos con respecto a la foliación principal. El granate es el mineral que muestra unas relaciones texturales más complejas. En algunos casos se presenta como granos elipsoidales alargados paralelamente a la foliación principal; esto ocurre por ejemplo en la muestra AA-4, que es una milonita muy rica en moscovita (fotos 14 y 21); en ella el granate presenta inclusiones de cuarzo y opacos que no definen con claridad una foliación interna. Esta forma de los granos de granate indica que son sincinemáticos con respecto a la foliación principal y por tanto sincrónicos con el cizallamiento de la Unidad Central. En otros casos, el granate muestra caracteres que sugieren una blastesis previa a la foliación principal; estos granates tienen una foliación interna definida por opacos y cuarzo, que es fuertemente oblicua y discontinua respecto a la foliación externa; son redondeados o xenomorfos y a veces muestran sombras de presión. Finalmente, existen granates redondeados o subidiomorfos, sin sombras de

presión, en los que las inclusiones de cuarzo y opacos permiten diferenciar dos partes: una interna en la que las inclusiones son más abundantes, fundamentalmente de cuarzo y no definen foliación interna, y una corona externa con menos inclusiones, básicamente de opacos, que definen una foliación interna concéntrica (paralela al borde del granate) (foto 43); un ejemplo de este tipo de textura se observa en la muestra AA-399, que presenta además otros granates idiomorfos y sin inclusiones, que son probablemente sincinemáticos con respecto a la foliación principal. La biotita y la moscovita son los minerales que definen la foliación principal, constituyendo en ocasiones los planos S de esquistos con estructuras S-C penetrativas a escala microscópica (foto 21). Estos minerales a veces aparecen plegados por efecto de las fases de crenulación. En algunas muestras (por ejemplo, AA-399), la biotita crece fundamentalmente en torno a los granos de granate y a favor de sus microfracturas (foto 44). La estaurolita forma pequeños cristales subidiomorfos alargados paralelamente a la foliación; a veces, contiene inclusiones de cuarzo y opacos que no definen foliación interna. Sus relaciones texturales muestran un crecimiento sincinemático con respecto a la foliación principal. La plagioclasa forma granos subredondeados que a veces contienen inclusiones de opacos. Las relaciones texturales de los diferentes minerales indican que todas las asociaciones descritas en estas metapelitas son paragenéticas y sincinemáticas con respecto a la foliación principal.

Ortogneises: Las asociaciones minerales que se observan en los diversos tipos de ortogneises varían notablemente según la composición global de los mismos. En los ortogneises glandulares leucocráticos y ortogneises aplíticos las asociaciones minerales son bastante banales desde un punto de vista metamórfico; están constituidas básicamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, a los que ocasionalmente se añaden biotita, granate, sillimanita y distena. En los ortogneises anfibólicos, las asociaciones minerales (véase el apartado II.2.2) están muy condicionadas por la composición química y dan poca información sobre las condiciones metamórficas. Son los gneises glandulares biotíticos los que tienen las asociaciones minerales más parecidas a las metapelitas, y por tanto más interesantes para determinar las condiciones P-T del metamorfismo sufrido por esta unidad. Las asociaciones minerales reconocidas son:

cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-granate

cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate-sillimanita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-sillimanita
cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate-sillimanita-distena
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita
cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-granate

El feldespato potásico y la plagioclasa aparecen mayoritariamente como porfidoblastos rodeados por la foliación principal, a veces con intercrecimientos peritéticos y antiperitéticos respectivamente. Otros granos, también rodeados por la foliación, incluyen cristales de fibrolita, lo que demuestra que parte del feldespato potásico y de la plagioclasa son de origen metamórfico. Es frecuente el desarrollo en los bordes de los granos de feldespato potásico y plagioclasa de intercrecimientos mirmequíticos compuestos por cuarzo y feldespato potásico y/o plagioclasa. La biotita suele ser de color marrón-rojizo y aparece junto a la moscovita formando cristales o “peces” alargados paralelamente a la foliación. Además, aparece como cristales pequeños incluidos en feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. El granate suele aparecer como granos pequeños con pocas inclusiones (cuarzo, opacos) y con morfologías variables; por lo general se trata de cristales xenomorfos muy alterados a través de sus bordes a minerales micáceos y clorita; más raramente constituye cristales subidiomorfos. El granate aparece en los dominios micáceos que rodean los porfidoclastos feldespáticos y definen la foliación. La distena y la sillimanita prismática forman pequeños cristales que aparecen también en los dominios micáceos; en ocasiones están como cristales blindados en el interior de moscovita. La sillimanita fibrolítica, además de incluida en los feldespatos, aparece en relación con la biotita, a veces orientada paralelamente a la foliación.

En resumen, el tipo de asociaciones minerales de estos ortogneises y las relaciones texturales entre las diferentes fases son bastante similares a las de las metapelitas de la parte inferior de la unidad.

Anfibolitas: Las asociaciones minerales de las anfibolitas son especialmente interesantes debido a que estas rocas han preservado restos de paragénesis anteriores al desarrollo de la foliación principal, indicativas de condiciones de alta presión y temperaturas intermedias. La existencia de estas paragénesis eclogíticas ya había sido puesta de manifiesto anteriormente en la región de Campo Maior (Portugal) por Mata y

Munhá (1986), y en el área de este trabajo por Matte (1986), Abalos (1990) y Abalos et al. (1991). Las rocas que preservan paragénesis eclogíticas son algunas de las anfibolitas granatíferas intercaladas en la parte inferior de esta unidad. Estas eclogitas pertenecen al grupo B de Coleman et al. (1965), ya que aparecen asociadas con rocas gneísicas de alto grado. En la parte superior de la unidad, las anfibolitas son menos abundantes, y particularmente las anfibolitas granatíferas son muy escasas. Las anfibolitas sin granate constituyen el 80-90% de las metabasitas de esta unidad.

En la **parte inferior de la unidad**, *las anfibolitas sin granate* están generalmente constituidas por la siguiente paragénesis:

cuarzo-plagioclasa-anfibol hornbléndico-titanita-opacos

Todos ellos forman cristales idiomorfos o subidiomorfos sincinemáticos con respecto a la foliación. Estas anfibolitas no preservan paragénesis anteriores al desarrollo de la foliación. Como minerales secundarios, se reconocen clorita y más raramente biotita; ambos constituyen productos de alteración del anfíbol.

Las anfibolitas granatíferas están constituidas por granos subredondeados de granate y por una matriz oscura de tamaño de grano más fino compuesta básicamente por anfíbol y plagioclasa. Estas rocas tienen las siguientes asociaciones minerales, que se han ordenado inversamente al grado de retrogradación durante el desarrollo de la foliación principal:

cuarzo-plagioclasa-anfibol hornbléndico-granate-clinopiroxeno-clinozoisita-rutilo-opacos-titanita

cuarzo-plagioclasa-anfibol hornbléndico-granate-clinopiroxeno-opacos-titanita

cuarzo-plagioclasa-anfibol hornbléndico-granate-clinozoisita-rutilo-opacos-titanita

cuarzo-plagioclasa-anfibol hornbléndico-granate-rutilo-opacos-titanita

cuarzo-plagioclasa-anfibol hornbléndico-granate-opacos-titanita

Estas asociaciones minerales forman parte de varias paragénesis que se desarrollaron progresivamente y que reflejan diversos estadios de la evolución metamórfica de estas rocas. El estudio textural muestra que algunos minerales crecen en varios de estos

estadios, variando progresivamente su composición química.

La paragénesis más antigua está constituida por:

cuarzo-granate-clinopiroxeno onfacítico-clinozoisita-rutilo

Esta paragénesis indica condiciones eclogíticas, ya que algunos de los granos de clinopiroxeno tienen un cierto contenido jadeítico (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991). El metamorfismo de facies eclogitas corresponde al pico bórico y probablemente también al pico térmico de esta unidad (véanse los apartados V.2.5 y V.2.6). La paragénesis eclogítica se ha conservado como inclusiones en algunos granates y como minerales aislados en la matriz rodeados por fases posteriores.

Una segunda paragénesis, procedente de la retrogradación en condiciones de temperatura intermedia-alta (parte más alta de la facies anfíbolitas) de las paragénesis eclogíticas, está constituida por:

plagioclasa albítica-granate-clinopiroxeno diopsídico-anfíbol hornbléndico-ilmenita

Esta paragénesis se ha preservado como inclusiones en granates más tardíos que los que preservan las paragénesis eclogíticas, como intercrecimientos simplectíticos formados por diopsido-albita (foto 45) y como coronas de hornblenda alrededor de los granates (foto 46).

La siguiente paragénesis en formarse por retrogradación de la anterior es típica de facies anfíbolitas y está formada por:

plagioclasa-anfíbol hornbléndico-titanita

Los minerales de esta paragénesis, especialmente el anfíbol hornbléndico, rodean a los de las dos anteriores; forman cristales grandes alrededor de los granates y de los intercrecimientos simplectíticos diopsido-albita (foto 47). Estos minerales definen la foliación de la roca, por lo que son sincrónicos con la fase de deformación principal.

Se reconocen otros minerales producto de la alteración del anfíbol hornbléndico y del granate en condiciones de bajo grado. Estos minerales son: anfíbol actinolítico, clorita, epidota y biotita.

El granate aparece generalmente como granos xenomorfos transformados en sus

bordes a finos intercrecimientos de anfíbol, plagioclasa y minerales opacos; en otras ocasiones aparecen rodeados por una corona de minerales opacos o de anfíbol verde-azulado (foto 46). Estas coronas se forman durante la retrogradación de estas rocas por hidratación de la paragénesis anhidra granate-clinopiroxeno onfacítico. El granate presenta siempre un gran número de inclusiones, que a veces se concentran en su parte central, dejando un borde externo de aspecto más limpio. Se han observado inclusiones de cuarzo, clinopiroxeno onfacítico y diopsídico, clinozoisita, rutilo, ilmenita, plagioclasa y anfíbol hornbléndico, que corresponden a las tres paragénesis desarrolladas sucesivamente en estas rocas. Ello se puede deber bien a que el granate creció también durante las etapas de retrogradación de las paragénesis eclogíticas, o bien al efecto del corte bidimensional en granates con morfologías complicadas en tres dimensiones. El clinopiroxeno de la matriz aparece únicamente en intercrecimientos simplectíticos con plagioclasa albítica (foto 45); su composición es generalmente la de un diopsido con una pequeña proporción de jadeita, aunque excepcionalmente se trata de onfacita. Estos intercrecimientos simplectíticos se forman por descomposición del clinopiroxeno onfacítico, con pérdida de la mayor parte del Na, que se incorpora a la plagioclasa. El rutilo en la matriz muestra una o dos coronas externas de transformación progresiva a ilmenita y a titanita (foto 48) formadas durante la retrogradación de la roca; en ocasiones, se observa su transformación directa a titanita. El rutilo y sus coronas aparecen bien como pequeños granos aislados rodeados por anfíbol y plagioclasa o bien en niveles discretos a lo largo de la lámina. El anfíbol es de tonos verdosos, variables entre verde claro en la matriz y verde oscuro o verde-azulado en las coronas alrededor de los granates. Forma, junto a cristales de plagioclasa, una masa que define la foliación de la roca y rodea los granates y los intercrecimientos simplectíticos diopsido-albita.

En la **parte superior de la unidad**, *las anfibolitas sin granate* presentan la siguiente paragénesis:

cuarzo-plagioclasa-anfíbol hornbléndico y actinolítico-biotita-titanita

Esta paragénesis indica unas condiciones metamórficas similares a las de los esquistos moscovíticos con granate en los que aparecen intercaladas estas rocas. Los diferentes minerales de estas rocas tienen caracteres texturales que prueban equilibrio entre ellos y crecimiento simultáneo con respecto a la foliación principal.

Las anfibolitas granatíferas están constituidas por la siguiente asociación mineral:

cuarzo-plagioclasa-granate-anfibol hornbléndico-opacos

No se ha encontrado rutilo preservado en el interior de los granates o de los minerales opacos. Tampoco se han encontrado restos de clinopiroxeno ni de clinozoisita. El granate aparece como granos corroídos o subidiomorfos rodeados por la foliación. Suele contener inclusiones de cuarzo y opacos que, a veces dibujan una foliación interna oblicua a la foliación externa; en algunos granos, se observa además una corona externa libre de inclusiones. Estos caracteres texturales indican que la blastesis del granate es pre a sincinemática con respecto a la foliación principal. El resto de minerales de esta paragénesis son sincinemáticos con respecto a la foliación principal. El granate y el anfibol están parcialmente alterados a clorita y a biotita.

V.2.4: Composición química de las fases minerales

Se ha estudiado la composición química de las diferentes fases presentes en muestras seleccionadas de los distintos tipos de rocas; concretamente, se han analizado dos muestras de metapelitas, tres de ortogneises y dos de anfibolitas con granate. Este estudio se ha llevado a cabo mediante una microsonda electrónica CAMEBAX SX50 perteneciente a los Servicios de Apoyo Técnico a la Investigación de la Universidad de Granada. Las condiciones analíticas fueron de 20 kilovoltios de potencial de aceleración, 20 nanoamperios de corriente de sonda y 5-7 micras de diámetro del haz electrónico. Los patrones utilizados fueron óxidos sintéticos (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , MnTiO_4 y MgO) y silicatos (albita, ortoclasa y wollastonita). A los resultados obtenidos se les aplicó la corrección ZAF, directamente incorporada a la rutina de cálculo de la microsonda.

Composición química de las fases minerales en las metapelitas: Se han analizado dos muestras procedentes de la parte superior de la Unidad Central (AA-4 y AA-399). La muestra AA-4 es un esquisto moscovítico de bajo grado compuesto por la siguiente paragénesis:

cuarzo-moscovita-biotita-granate-ilmenita

La muestra AA-399 es un esquistó moscovítico de grado medio, que presenta una paragénesis con mayor número de fases:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate-estaurolita-ilmenita

A continuación se resumen brevemente los datos más importantes sobre la composición química de cada fase mineral:

Granate: Los granates analizados (Tabla V.1) son muy ricos en almandino (65-89 %) y contienen cantidades menores de piropo (3-12 %), de grosularia (2-18 %) y de espesartina (0.1-15). No presentan cantidades destacables de Fe^{3+} ; éstas han sido estimadas mediante el método de Droop (1987). No existen diferencias notables entre los granates de ambas muestras, salvo un menor contenido medio de espesartina en parte de los granates de la muestra de grado medio (AA-399), lo que quizá represente una disminución general del contenido en Mn de los granates al aumentar el grado metamórfico.

Se han realizado dos perfiles en granates de la muestra AA-399; ambos granos son subidiomorfos y tienen pocas inclusiones, que no definen foliación interna. Uno de ellos muestra un patrón plano para los cuatro componentes representados (Fig. V.2b), mientras que el otro muestra un ligero aumento en su borde en los contenidos de almandino y piropo y una ligera disminución del contenido de grosularia (Fig. V.2c). Diversos autores han mostrado que a partir de temperaturas del orden de 550-600°C (parte alta del grado medio), los granates pierden la zonación progradada, resultando un patrón plano o bien una zonación retrograda adquirida durante el enfriamiento (véase por ejemplo, Woodsworth, 1977; Yardley, 1977; Tracy, 1982; Tuccillo et al., 1990). La zonación progradada se caracteriza generalmente por una disminución de centro a borde del contenido en espesartina y un aumento del contenido en piropo (Hollister, 1966; Loomis, 1983), mientras que la zonación retrógrada se caracteriza por un aumento del contenido en espesartina de centro a borde, una disminución del contenido en piropo y un contenido constante en grosularia (Tuccillo et al., 1990). Spear (1991) ha demostrado que a igualdad de otros factores como temperatura y velocidad de enfriamiento, existe una relación entre

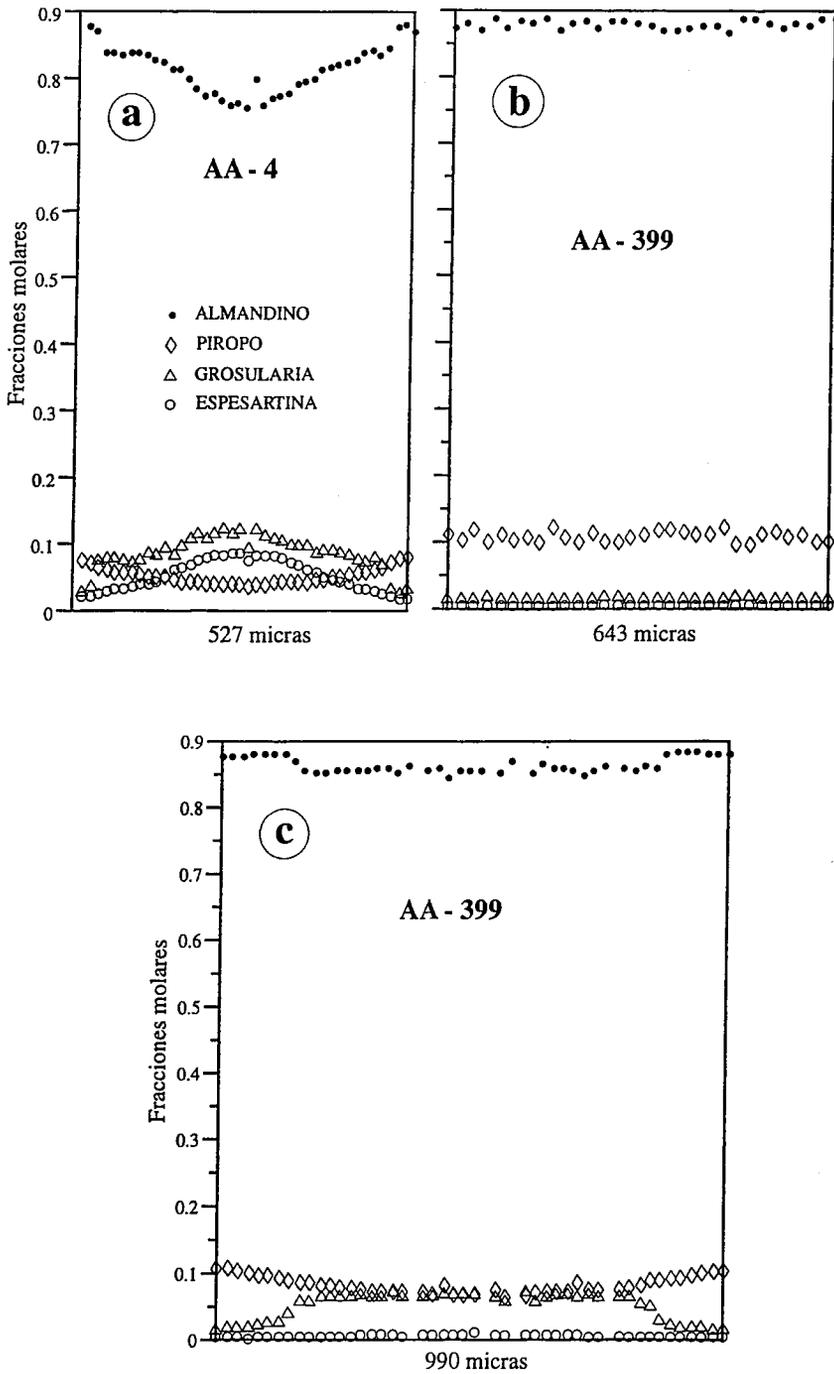


Fig. V.2: Perfiles composicionales de granates de las metapelitas de la Unidad Central. En cada perfil se indica el número de muestra y el diámetro del granate analizado.

Tabla V.1

Análisis químicos de metapelitas y ortogneises de la Unidad Central (granates)

Muestra	AA-4	AA-4	AA-4	AA-4	AA-4	AA-399	AA-399	AA-399	AA-399	AA-399	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-6	HIG-6	HIG-6	HIG-6	
Tipo roca	metap	metap	metap	metap	ortogn														
Nº análisis	439	440	441	464	465	1	150	152	167	168	2	20	85	86	67	116	118	123	
		centro	borde	centro	borde	borde			centro	borde			centro	borde	centro	centro	borde	borde	
MgO	1,27	1,21	1,58	0,72	1,61	2,71	2,66	2,44	2,12	2,51	3,31	2,73	2,84	1,99	0,99	0,93	0,90	0,92	
SiO2	36,83	36,83	36,52	23,45	36,81	37,07	36,26	36,88	36,75	37,08	36,72	36,60	36,22	35,62	35,77	35,59	35,44	35,72	
Al2O3	20,97	20,88	20,95	14,05	20,86	21,17	20,73	20,92	21,01	21,04	21,33	21,39	21,23	21,15	20,78	21,08	21,03	21,04	
FeO	37,03	36,52	37,64	38,44	37,93	39,55	38,97	39,88	39,02	39,78	36,03	36,26	37,75	36,89	31,16	30,54	30,51	30,53	
TiO2	0,11	0,11	0,10	17,82	0,09	0,05	0,20	0,27	0,09	0,06	0,00	0,06	0,02	0,41	0,01	0,02	0,00	0,01	
MnO	1,04	1,07	1,04	3,04	0,96	0,12	0,17	0,09	0,12	0,08	0,95	1,19	1,23	2,64	10,83	11,67	11,85	11,61	
CaO	3,52	4,39	2,80	2,88	2,43	0,45	0,67	0,62	1,73	0,51	2,02	1,81	0,86	1,01	0,14	0,19	0,17	0,19	
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,01	0,07	0,03	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,06	0,04	0,01	0,02	
K2O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,34	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	
Total	100,82	101,07	100,68	100,46	100,71	101,25	100,05	101,20	100,90	101,13	100,41	100,06	100,17	99,72	99,75	100,07	99,95	100,04	
							fórmula en base a 12 oxígenos												
Mg	0,153	0,146	0,191	0,094	0,195	0,324	0,323	0,293	0,255	0,301	0,396	0,328	0,343	0,243	0,122	0,115	0,111	0,112	
Si	2,977	2,972	2,962	2,047	2,981	2,977	2,957	2,971	2,968	2,983	2,953	2,958	2,941	2,920	2,956	2,935	2,929	2,944	
Al	1,997	1,985	2,002	1,446	1,991	2,003	1,993	1,986	2,000	1,995	2,022	2,037	2,032	2,043	2,024	2,048	2,049	2,043	
Fe2+	2,440	2,367	2,449	2,610	2,507	2,589	2,502	2,612	2,550	2,624	2,309	2,390	2,431	2,426	2,042	1,976	1,964	1,996	
Fe3+	0,063	0,097	0,104	0,196	0,061	0,066	0,155	0,075	0,085	0,053	0,114	0,062	0,133	0,103	0,111	0,130	0,145	0,108	
Ti	0,007	0,007	0,006	1,170	0,005	0,003	0,012	0,017	0,006	0,004	0,000	0,003	0,001	0,025	0,001	0,001	0,000	0,001	
Mn	0,071	0,073	0,071	0,225	0,066	0,008	0,012	0,006	0,008	0,006	0,065	0,081	0,085	0,183	0,758	0,815	0,830	0,811	
Ca	0,305	0,380	0,243	0,269	0,211	0,039	0,058	0,053	0,149	0,044	0,174	0,157	0,075	0,089	0,012	0,017	0,015	0,017	
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,006	0,005	0,005	0,009	0,003	0,006	0,002	0,011	0,004	0,006	0,003	0,002	0,004	0,002	0,009	0,006	0,002	0,003	
K	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,035	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	
Total Cat	8,021	8,033	8,035	8,066	8,021	8,022	8,052	8,025	8,028	8,018	8,038	8,021	8,045	8,035	8,037	8,044	8,049	8,036	
Almand	0,826	0,804	0,835	0,827	0,845	0,877	0,871	0,884	0,865	0,884	0,792	0,812	0,836	0,831	0,707	0,690	0,688	0,691	
Piropo	0,051	0,048	0,063	0,028	0,064	0,107	0,106	0,096	0,084	0,099	0,130	0,109	0,112	0,080	0,040	0,038	0,036	0,037	
Gros+Andr	0,100	0,124	0,079	0,079	0,069	0,013	0,019	0,017	0,049	0,015	0,057	0,052	0,024	0,029	0,004	0,006	0,005	0,006	
Espesart	0,023	0,024	0,023	0,066	0,022	0,003	0,004	0,002	0,003	0,002	0,021	0,027	0,028	0,060	0,249	0,267	0,271	0,266	

Tabla V.2

Análisis químicos de metapelitas y ortogneises de la Unidad Central (estauroлитas y biotitas)

Muestra	AA-4	AA-399	ARG-2	ARG-2	ARG-2	ARG-2	ARG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2						
Tipo roca	metap	metap	metap	metap	metap	metap	metap	metap	ortogn										
Mineral	Biot	Estaur	Estaur	Biot															
Nº análisis	375	3	146	155	156	175	183	12	22	34	36	45	1	5	10	20	64	108	
MgO	5,66	0,94	0,95	8,91	8,28	8,70	7,18	7,07	7,86	7,83	8,00	7,53	7,15	6,83	7,22	7,00	7,62	6,50	
SiO ₂	34,63	27,97	27,82	35,92	34,42	36,50	35,97	33,15	33,62	34,51	34,15	34,73	34,61	34,46	34,61	33,91	34,21	34,47	
Al ₂ O ₃	19,25	55,20	55,29	19,68	19,53	19,49	19,70	20,45	19,36	19,44	19,46	19,39	19,24	18,10	18,55	17,80	19,54	18,31	
FeO	22,26	10,28	10,45	19,80	21,38	18,72	20,79	22,02	21,48	21,72	21,46	21,03	21,67	22,44	21,98	22,73	21,18	22,62	
TiO ₂	2,66	0,44	0,36	1,49	1,28	1,73	2,28	1,03	1,84	2,01	1,51	2,33	2,65	3,67	2,41	3,20	2,29	3,22	
MnO	0,12	0,12	0,15	0,09	0,06	0,03	0,06	0,45	0,36	0,40	0,43	0,38	0,15	0,17	0,19	0,17	0,19	0,15	
CaO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,08	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,06	0,05	0,03	0,00	0,00	0,06	
ZnO	0,00	2,42	2,40	0,05	0,13	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 ₂ O	0,08	0,11	0,11	0,06	0,07	0,09	0,10	0,14	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,13	0,15	0,11	0,14	0,09	
K ₂ O	8,59	0,03	0,02	8,74	7,76	8,24	9,00	8,75	8,41	8,75	8,93	9,13	8,81	9,24	9,08	9,12	9,27	9,24	
Total	93,30	97,54	97,57	94,76	92,97	93,60	95,10	93,12	93,05	94,81	94,10	94,68	94,45	95,09	94,24	94,06	94,45	94,68	
	Fórmula en base a 46 oxígenos para la estauroлитa y 11 oxígenos para la biotita																		
Mg	0,662	0,387	0,393	1,011	0,965	0,990	0,816	0,833	0,922	0,902	0,930	0,867	0,826	0,791	0,840	0,822	0,881	0,756	
Si	2,720	7,740	7,703	2,735	2,690	2,785	2,744	2,621	2,647	2,667	2,663	2,683	2,682	2,677	2,702	2,672	2,656	2,690	
Al	1,782	18,002	18,045	1,767	1,799	1,753	1,771	1,906	1,797	1,771	1,789	1,766	1,757	1,657	1,706	1,653	1,788	1,685	
Fe	1,462	2,379	2,420	1,261	1,398	1,194	1,327	1,456	1,414	1,404	1,400	1,359	1,405	1,458	1,435	1,498	1,375	1,476	
Ti	0,157	0,092	0,075	0,085	0,075	0,099	0,131	0,061	0,109	0,117	0,088	0,135	0,154	0,215	0,142	0,189	0,134	0,189	
Mn	0,008	0,028	0,035	0,006	0,004	0,002	0,004	0,030	0,024	0,026	0,028	0,025	0,010	0,011	0,013	0,011	0,012	0,010	
Ca	0,002	0,000	0,000	0,001	0,003	0,006	0,000	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	
Cr	0,001	0,008	0,004	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,004	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	
Zn	0,000	0,494	0,490	0,003	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,013	0,059	0,062	0,009	0,010	0,014	0,014	0,022	0,016	0,016	0,017	0,017	0,014	0,019	0,023	0,017	0,021	0,014	
K	0,860	0,009	0,006	0,849	0,774	0,802	0,876	0,882	0,845	0,863	0,889	0,900	0,871	0,916	0,904	0,916	0,918	0,920	
Total Cat	7,668	29,198	29,232	7,726	7,727	7,647	7,684	7,816	7,776	7,770	7,807	7,756	7,725	7,746	7,767	7,779	7,786	7,745	

Tabla V.3

Análisis químicos de metapelitas y ortogneises de la Unidad Central (moscovitas)

Muestra	AA-4	AA-4	AA-4	AA-4	AA-39	AA-39	AA-39	AA-39	ARG-2	ARG-2	ARG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-6	HIG-6	HIG-6	HIG-6	
Tipo roca	metap	ortogn																		
N° análisis	378	384	436	469	4	147	158	173	1	17	31	50	3	11	91	107	72	81	92	102
MgO	0,46	0,73	0,48	0,48	0,92	1,17	1,51	1,03	1,22	0,90	1,09	1,02	0,73	0,66	0,69	0,72	0,33	0,47	0,41	0,44
SiO ₂	45,79	46,83	46,22	46,09	47,40	47,20	47,39	47,21	46,09	45,68	46,13	45,45	45,47	45,39	44,88	45,41	44,56	45,02	45,50	45,51
Al ₂ O ₃	35,95	35,05	36,06	35,79	35,22	34,80	33,86	34,91	32,85	34,10	33,25	33,52	34,82	34,68	34,98	34,85	36,02	35,86	36,23	36,25
FeO	1,18	1,39	1,17	1,34	1,32	1,66	1,87	1,30	1,87	1,47	1,65	1,45	1,28	1,31	1,18	1,22	0,94	1,13	1,01	1,18
TiO ₂	0,39	0,58	0,47	0,58	0,42	0,43	0,47	0,44	0,45	0,37	0,44	0,46	0,42	1,08	0,61	0,30	0,11	0,07	0,07	0,08
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	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 ₂ O	0,69	0,68	0,64	0,61	1,61	1,33	1,32	1,46	0,52	0,49	0,53	0,52	0,47	0,41	0,45	0,44	0,67	0,64	0,69	0,76
K ₂ O	10,18	10,11	10,10	9,86	8,56	8,77	8,59	8,63	10,03	10,10	10,07	10,11	10,47	10,58	10,59	10,50	10,29	10,12	10,18	10,20
Total	94,65	95,41	95,18	94,80	95,45	95,37	95,07	95,01	93,06	93,17	93,17	92,54	93,68	94,17	93,40	93,47	92,94	93,39	94,10	94,43
Fórmula en base a 11 oxígenos																				
Mg	0,046	0,072	0,047	0,048	0,090	0,115	0,149	0,102	0,124	0,091	0,111	0,104	0,073	0,066	0,070	0,073	0,034	0,048	0,041	0,044
Si	3,061	3,105	3,069	3,071	3,118	3,117	3,141	3,122	3,144	3,106	3,139	3,114	3,079	3,063	3,052	3,081	3,035	3,051	3,056	3,050
Al	2,833	2,739	2,822	2,811	2,731	2,708	2,645	2,720	2,641	2,734	2,666	2,707	2,779	2,758	2,804	2,787	2,892	2,864	2,868	2,864
Fe	0,066	0,077	0,065	0,075	0,073	0,092	0,104	0,072	0,106	0,084	0,094	0,083	0,073	0,074	0,067	0,069	0,054	0,064	0,057	0,066
Ti	0,019	0,029	0,024	0,029	0,021	0,021	0,024	0,022	0,023	0,019	0,023	0,024	0,021	0,055	0,031	0,015	0,005	0,003	0,004	0,004
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	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	0,003	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,090	0,087	0,082	0,079	0,206	0,170	0,170	0,188	0,068	0,065	0,070	0,069	0,062	0,053	0,059	0,059	0,089	0,084	0,090	0,099
K	0,868	0,855	0,855	0,838	0,719	0,739	0,726	0,728	0,873	0,876	0,874	0,884	0,904	0,911	0,919	0,909	0,895	0,875	0,872	0,872
Total Cat	6,983	6,966	6,966	6,954	6,958	6,962	6,962	6,955	6,981	6,979	6,978	6,986	6,992	6,983	7,004	6,995	7,006	6,994	6,988	7,000

Tabla V.4

Análisis químicos de metapelitas y ortogneises de la Unidad Central (Feldespatos)

Muestra	AA-399	AA-399	AA-399	ARG-2	ARG-2	ARG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-6	HIG-6	HIG-6	HIG-6	HIG-6
Tipo roca	metap	metap	metap	ortogn												
Mineral	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Feld K	Feld K	Plag	Plag	Feld K	Plag	Plag	Feld K	Feld K
Nº análisis	162	164	166	113	152	52	5	1	35	41	65	64	69	73	75	98
MgO	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
SiO ₂	68,88	68,72	68,95	63,26	62,27	62,13	62,26	63,16	63,01	64,61	59,22	63,29	65,95	66,52	63,67	66,21
Al ₂ O ₃	19,89	19,90	19,96	22,42	22,86	22,81	22,79	18,19	18,35	20,81	25,06	18,39	20,30	19,81	18,32	19,72
FeO	0,03	0,12	0,07	0,01	0,01	0,02	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00	0,24	0,01	0,00	0,11	0,00
TiO ₂	0,02	0,10	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
MnO	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,04	0,02
CaO	0,17	0,21	0,18	3,82	4,30	4,34	4,46	0,03	0,05	4,02	6,79	0,00	0,58	0,35	0,00	0,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
ZnO	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 ₂ O	11,49	11,48	11,53	9,53	9,21	9,17	9,19	1,00	1,58	8,68	7,98	0,63	11,45	10,92	0,41	8,41
K ₂ O	0,09	0,09	0,07	0,19	0,29	0,29	0,31	14,86	14,31	0,18	0,23	15,25	0,22	0,81	15,46	4,91
Total	100,59	100,62	100,81	99,28	98,97	98,78	99,06	97,27	97,35	98,33	99,30	97,84	98,52	98,44	98,03	99,35
	fórmula en base a 8 oxígenos															
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si	2,989	2,983	2,986	2,817	2,788	2,787	2,787	2,990	2,979	2,890	2,663	2,984	2,936	2,964	2,994	2,965
Al	1,017	1,018	1,019	1,177	1,206	1,206	1,202	1,015	1,023	1,097	1,328	1,022	1,065	1,040	1,015	1,041
Fe	0,001	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,010	0,000	0,000	0,004	0,000
Ti	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001
Ca	0,008	0,010	0,008	0,182	0,206	0,209	0,214	0,001	0,003	0,193	0,327	0,000	0,028	0,017	0,000	0,003
Cr	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	0,001	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,967	0,966	0,968	0,823	0,800	0,797	0,797	0,092	0,145	0,753	0,695	0,057	0,988	0,943	0,038	0,730
K	0,005	0,005	0,004	0,011	0,017	0,016	0,017	0,897	0,863	0,010	0,013	0,917	0,012	0,046	0,927	0,281
Total Cat	4,988	4,990	4,989	5,011	5,018	5,017	5,020	4,997	5,014	4,944	5,027	4,992	5,031	5,011	4,981	5,020

Tabla V.5

Análisis químicos de metapelitas y ortogneises de la Unidad Central (ilmenitas y aluminosilicatos)

Muestra	AA-4	AA-4	AA-399	AA-399	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2	HIG-2
Tipo roca	metap	metap	metap	metap	ortogn	ortogn	ortogn	ortogn	ortogn	ortogn
Mineral	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Sill	Dist	Dist
Nº análisis	383	386	169	197	53	87	93	57	63	103
MgO	0,04	0,04	0,23	0,30	0,10	0,02	0,05	0,16	0,00	0,02
SiO ₂	0,05	0,05	0,04	0,04	0,19	0,01	0,06	36,77	35,84	37,12
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,00	0,14	0,02	0,02	59,45	62,61	63,07
FeO	42,53	42,88	47,71	48,08	44,24	42,29	44,20	0,73	0,22	0,28
TiO ₂	51,42	51,46	50,18	50,31	52,37	53,27	52,84	0,01	0,01	0,02
MnO	3,33	3,26	0,02	0,03	2,48	3,08	2,74	0,02	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,02
ZnO	0,44	0,24	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,05	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,11	0,06	0,00	0,01	0,11	0,03	0,01	0,39	0,01	0,04
Total	98,00	98,01	98,31	98,91	99,67	98,75	99,95	97,56	98,74	100,59
fórmula en base a 3 oxígenos para la ilmenita y 5 oxígenos para el aluminosilicato										
Mg	0,002	0,002	0,009	0,012	0,004	0,001	0,002	0,007	0,000	0,001
Si	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,000	0,001	1,023	0,981	0,997
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	1,949	2,020	1,997
Fe	0,917	0,924	1,033	1,035	0,935	0,897	0,932	0,017	0,005	0,006
Ti	0,997	0,997	0,977	0,974	0,995	1,017	1,002	0,000	0,000	0,000
Mn	0,073	0,071	0,000	0,001	0,053	0,066	0,059	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Zn	0,008	0,005	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,004	0,002	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,014	0,000	0,002
Total Cat	2,005	2,002	2,022	2,026	2,001	1,983	1,997	3,010	3,008	3,004

el tamaño del granate y la efectividad de la difusión del Fe y del Mg en el mismo, de manera que al aumentar el radio del granate es más difícil la homogeneización por difusión. De los dos granates analizados en la muestra AA-399, el de perfil plano tiene un diámetro inferior al que aparece ligeramente zonado (0.64 milímetros y 0.99 milímetros respectivamente), lo que parece indicar que en el primero se produjo homogeneización por difusión durante el pico térmico del metamorfismo, mientras que en el segundo se ha preservado una zonación prograda (Fig. V.2b y c). Las temperaturas que se deducen para esta muestra a partir de cálculos geotermométricos y de la rejilla petrogenética (véase el apartado V.2.5) son compatibles con la homogeneización por difusión de algunos de los granates (los de menor tamaño). Otros granates en esta misma muestra, que tienen un núcleo rico en inclusiones y una corona externa con menos inclusiones y dispuestas

concéntricamente (foto 43), se caracterizan por un núcleo muy rico en espesartina y grosularia y relativamente pobre en almandino y piropo, y un borde muy pobre en espesartina y grosularia y con alto contenido en almandino y piropo. Sólo se dispone de análisis del centro y de los bordes de estos granates, por lo que no se puede determinar si existe realmente una zonación progradada típica o si se trata de una zonación previa parcialmente homogeneizada por difusión en el borde externo del granate. El gran tamaño de estos granates (3-4 milímetros) es compatible con una homogeneización parcial durante el pico térmico. Otra posibilidad es que estos granates hayan crecido en dos etapas una primera (centros) anterior a la formación de la foliación y una segunda (bordes) sincrónica con la formación de la foliación y con el crecimiento de los granates subidiomorfos; la composición de los bordes, muy similar a la de los granates subidiomorfos, parece estar de acuerdo con esta última posibilidad.

En la muestra AA-4, se ha realizado un perfil en un granate elíptico alargado paralelamente a los planos S de este esquistos con estructura de milonita S-C. El perfil obtenido (Fig. V.2a) es típicamente progradado con un fuerte aumento de los contenidos de almandino y piropo de centro a borde, y una disminución de los contenidos de espesartina y grosularia. Esta zonación progradada es compatible con el grado metamórfico de esta roca, que no superó el grado bajo.

Estaurolita: La fórmula estructural de este mineral se ha calculado sobre la base de 46 oxígenos (Tabla V.2). No se han detectado concentraciones anómalas de ningún elemento; así, los porcentajes en peso de MnO son muy bajos (< 0.20 %) y los de ZnO son también bastante bajos (< 2.40 %).

Biotita: En la muestra AA-4, la biotita es muy escasa, habiéndose obtenido únicamente un análisis de calidad aceptable; este análisis es bastante similar a los obtenidos en la muestra AA-399, aunque con un porcentaje de MgO algo menor y un porcentaje de TiO₂ algo más alto (Tabla V.2). En la muestra AA-399, los contenidos en TiO₂ varían entre 1.20 % y 2.30 %.

Moscovita: Las moscovitas de ambas muestras tienen composiciones muy similares (Tabla V.3). Los contenidos en Si por fórmula unidad normalizada a 11 oxígenos, varían entre 3.01 y 3.23, lo que indica que los contenidos en fengita son bajos. Los contenidos en MgO y FeO son también bajos, variando entre 0.42-1.84 % y 0.82-

3.61 % respectivamente. El contenido en Na₂O varía entre 0.43 y 1.92 %, correspondiendo los valores más bajos a la muestra AA-4. El contenido de celadonita en las moscovitas aumenta con la temperatura (Deer et al., 1992, p. 292), lo que está de acuerdo con que los valores medidos sean menores en la muestra AA-4 que en la AA-399.

Plagioclasa: Está presente solamente en la muestra AA-399. Se trata de albita casi pura, con contenidos en anortita inferiores en todos los casos a 1.5 % (Tabla V.4).

Oxidos: Se ha analizado ilmenita en ambas muestras tanto de la matriz como incluidas en granate; en la muestra AA-399 también se analizó ilmenita incluida en plagioclasa. No existen diferencias composicionales notables entre las ilmenitas de ambas muestras ni tampoco entre las que aparecen como inclusión y las de la matriz, salvo en los contenidos de MnO que son bastante más altos en la muestra AA-4 (0.02-0.58 % en la muestra AA-399 y 3.26-3.33 % en la muestra AA-4) (Tabla V.5). También se han analizado minerales opacos muy ricos en TiO₂, que presumiblemente corresponden a anatasa procedente de la alteración de ilmenita. Estos opacos ricos en TiO₂ se han detectado tanto en la matriz como en el interior de granates. Opacos similares procedentes de la alteración de ilmenita, han sido estudiados por Hébert y Ballèvre (1993), quienes han demostrado que se trata de anatasa.

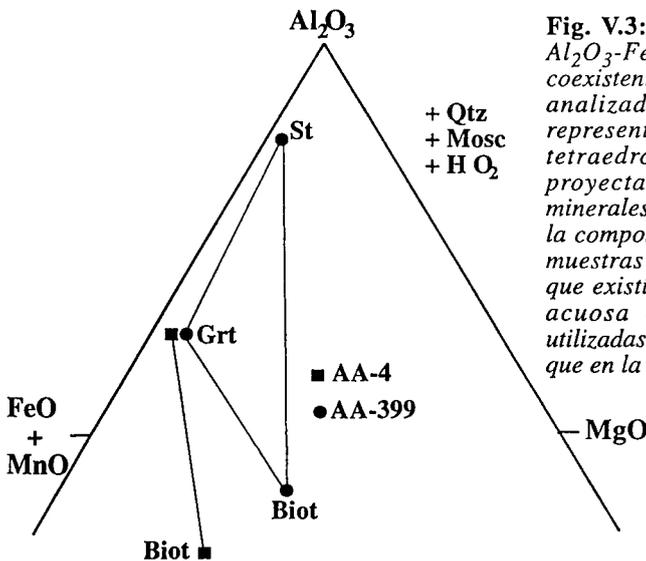


Fig. V.3: Representación en el diagrama Al₂O₃-FeO+MnO-MgO de los minerales coexistentes en las muestras de metapelitas analizadas en la Unidad Central. La representación se ha hecho a partir del tetraedro Al₂O₃-FeO+MnO-MgO-K₂O, proyectando las composiciones de los minerales desde el punto correspondiente a la composición de la moscovita. En ambas muestras hay cuarzo libre; se ha asumido que existía una fase fluida de composición acuosa en exceso. Las abreviaturas utilizadas para los minerales son las mismas que en la Fig. V.1.

A fin de establecer la compatibilidad de las fases presentes en estas dos muestras y dado que moscovita y cuarzo están presentes en ambas, se ha utilizado el diagrama AFM de Thompson (1957). Se ha asumido la presencia de una fase acuosa en exceso. Dado que el MnO influye en el campo de estabilidad del granate (véase por ejemplo, Giaramita y Day, 1991; Symmes y Ferry, 1992), se ha tenido en cuenta también en la proyección, sumándolo al contenido de FeO. En la Fig. V.3 se representan los diagramas AFM de las dos muestras analizadas.

Composición química de las fases minerales en los ortogneises: Se han analizado tres muestras provenientes de la parte inferior de la unidad. Una de ellas (ARG-2) es un ortogneis de aspecto migmatítico fuertemente deformado, que tiene la siguiente composición mineral:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate-sillimanita-clorita

La clorita está relacionada con la biotita, procediendo de la alteración de ésta.

Las otras dos muestras (HIG-2 e HIG-6) son ortogneises con grandes porfidoclastos feldespáticos, con la siguiente composición mineral:

HIG-2: *cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-moscovita-biotita-granate-sillimanita-distena-ilmenita*

HIG-6: *cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-moscovita-granate-sillimanita*

A continuación se resumen brevemente los datos más importantes sobre la composición química de cada fase mineral:

Granate: Los granates analizados son básicamente almandinos con cantidades menores de piropo, grosularia y espartina (Tabla V.1). En la muestra HIG-2, los contenidos de almandino varían entre 79 y 84 %, los de piropo entre 8 y 13 %, los de grosularia entre 2 y 6 % y los de espartina entre 2 y 6 %. Las otras dos muestras (ARG-2 e HIG-6) presentan contenidos parecidos entre si y sensiblemente diferentes a los de la muestra HIG-2; los contenidos de almandino son más bajos (64-71 %), los de piropo ligeramente más bajos (4-9 %), y los de grosularia bastante parecidos (0.4-10 %). Se ha realizado un perfil en la muestra ARG-2 sobre un granate redondeado, habiéndose

obtenido un patrón prácticamente plano para los cuatro componentes (Fig. V.4a). En otros granates se analizó el centro y ambos bordes, no observándose en ningún caso variación composicional. La ausencia de zonación en los granates se debe a que probablemente sufrieron homogeneización por difusión, ya que las rocas de la parte inferior de esta unidad superaron temperaturas de 550-600°C (véase el apartado V.2.5).

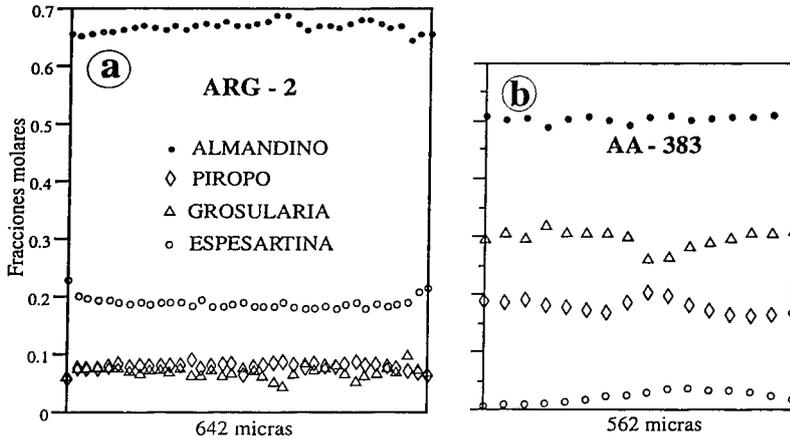


Fig. V.4: Perfiles composicionales de granates de ortogneises y anfibolitas de la Unidad Central.

Biotita: Sólo contienen biotita dos de las muestras analizadas (ARG-2 e HIG-2). Se trata de biotitas ricas en annita y con elevados contenidos en TiO_2 (1.03-4.13 %) (Tabla V.2). Estos altos contenidos en TiO_2 son típicos de biotitas de alta temperatura (Deer et al., 1992, pp. 300-304).

Moscovita: Las moscovitas analizadas en las tres muestras son muy parecidas composicionalmente (Tabla V.3). Los contenidos en Si por fórmula unidad normalizada a 11 oxígenos, varían entre 3.00 y 3.15, lo que indica que los contenidos en fengita son bajos o muy bajos. Los contenidos en MgO y FeO son también bajos, variando entre 0.33-1.55 % y 0.94-3.84 % respectivamente. El contenido en Na_2O varía entre 0.27 y 0.76 %.

Feldespatos: Sólo se ha analizado feldespato potásico en dos de las muestras estudiadas (HIG-2 e HIG-6). Las plagioclasas analizadas (Tabla V.4) son oligoclasas-

andesinas en las muestras HIG-2 y ARG-2 (18-37 % de anortita) y albitas en la muestra HIG-6 (2-4 % de anortita).

Oxidos: Como minerales opacos, únicamente se ha analizado ilmenita en la muestra HIG-2. La mayor parte de los granos analizados son de la matriz y definen la foliación; algunos están incluidos en biotita. La composición de ambos tipos de ilmenitas es la misma. Los contenidos de MnO varían entre 2.46 y 3.08 % (Tabla V.5).

Distena y sillimanita: En las tres muestras analizadas existe sillimanita fibrolítica, que no ha podido ser analizada debido a su pequeño tamaño de grano. Además, en la muestra HIG-2 existe sillimanita prismática y distena, de las cuales si se han podido obtener análisis (Tabla V.5). El único elemento menor que aparece en concentraciones destacables es el Fe (contenidos en FeO de 0.17-0.28 %).

Composición química de las fases minerales en las anfibolitas: Se han analizado dos muestras de anfibolitas con granate provenientes de la parte inferior de la unidad. Ambas corresponden a eclogitas retromorfizadas a facies anfibolitas durante el cizallamiento (fase de deformación principal). Las dos muestras (AA-383 y AA-389) provienen del Cerro de las Mesas, situado 9 kilómetros al E de Azuaga. La composición mineral de ambas muestras es la siguiente:

cuarzo-plagioclasa-anfibol-granate-clinopiroxeno-clinozoisita-rutilo-ilmenita-titanita

A continuación se resumen brevemente los datos más importantes sobre la composición química de cada fase mineral:

Granate: Los granates analizados son soluciones sólidas entre los términos almandino, piropo y grosularia, con cantidades muy pequeñas de espesartina (Tabla V.6). No existen diferencias entre los granates de ambas muestras. Los contenidos de almandino varían entre 49 y 53 %, los de piropo entre 16 y 20 %, los de grosularia entre 26 y 32 % y los de espesartina entre 0 y 4 %. Se ha realizado un perfil en uno de los granates de la muestra AA-383, que muestra un patrón plano para el almandino y ligeramente zonado para los otros tres componentes; los contenidos de piropo y espesartina disminuyen ligeramente de centro a borde, mientras que el de grosularia

aumenta ligeramente en el mismo sentido (Fig. V.4b). Este perfil es difícilmente interpretable, ya que no muestra una zonación típicamente progradada ni retrogradada, ni un patrón plano característico de homogeneización por difusión. A esto hay que añadir que en estas rocas el granate se formó en varias de las etapas de la evolución termobárica.

Tabla V.6
Análisis químicos de anfibolitas de la Unidad Central (Granates)

Muestra Nº análisis	AA-383 253	AA-383 271	AA-383 277	AA-383 320	AA-383 323	AA-389 327	AA-389 328	AA-389 341	AA-389 357	AA-389 364
	borde			borde		centro		borde		
MgO	4,61	4,61	4,48	5,09	4,71	4,334	4,978	4,271	4,406	4,505
SiO ₂	38,51	38,47	38,56	38,75	38,64	38,690	38,790	38,508	38,356	38,469
Al ₂ O ₃	21,63	21,63	21,61	21,70	21,69	21,606	21,799	21,487	21,625	21,608
FeO	23,88	23,36	23,60	23,74	24,21	23,608	24,592	24,147	24,951	24,150
TiO ₂	0,13	0,19	0,14	0,14	0,16	0,255	0,123	0,274	0,193	0,287
MnO	0,61	0,71	1,04	0,25	0,61	1,658	0,303	0,810	0,416	1,023
CaO	10,69	11,57	11,15	11,31	11,32	11,152	10,631	11,496	11,044	10,970
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,012	0,032	0,018	0,042	0,037
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000
Na ₂ O	0,03	0,05	0,06	0,07	0,06	0,038	0,039	0,067	0,043	0,067
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,006	0,006	0,000	0,004	0,012
Total	100,10	100,60	100,66	101,10	101,41	101,36	101,29	101,09	101,08	101,13
fórmula en base a 12 oxígenos										
Mg	0,534	0,532	0,518	0,584	0,540	0,498	0,571	0,493	0,509	0,519
Si	2,995	2,980	2,988	2,982	2,975	2,984	2,984	2,980	2,971	2,974
Al	1,983	1,974	1,973	1,968	1,969	1,964	1,976	1,960	1,974	1,969
Fe ²⁺	1,528	1,437	1,466	1,432	1,450	1,458	1,510	1,476	1,516	1,473
Fe ³⁺	0,026	0,076	0,063	0,095	0,109	0,064	0,072	0,087	0,100	0,089
Ti	0,007	0,011	0,008	0,008	0,009	0,015	0,007	0,016	0,011	0,017
Mn	0,040	0,047	0,068	0,016	0,040	0,108	0,020	0,053	0,027	0,067
Ca	0,891	0,960	0,925	0,933	0,934	0,922	0,876	0,953	0,916	0,909
Cr	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002
Zn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,004	0,007	0,008	0,010	0,010	0,006	0,006	0,010	0,006	0,010
K	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Total Cat	8,009	8,026	8,021	8,032	8,036	8,022	8,024	8,029	8,034	8,030
Almand	0,515	0,496	0,503	0,499	0,507	0,499	0,519	0,510	0,527	0,511
Piropo	0,177	0,174	0,170	0,191	0,176	0,163	0,187	0,161	0,166	0,170
Gros+Andr	0,295	0,315	0,304	0,305	0,304	0,302	0,287	0,311	0,299	0,297
Espesart	0,013	0,015	0,023	0,005	0,013	0,036	0,006	0,017	0,009	0,022

Tabla V.7

Análisis químicos de anfibolitas de la Unidad Central (clinopiroxenos y anfíboles)

Muestra	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-383	AA-389	AA-389	AA-389	AA-389
Mineral	Clinpx	Clinpx	Clinpx	Clinpx	Clinpx	Clinpx	Anf	Anf	Anf	Anf	Clinpx	Anf	Anf	Anf
Nº análisis	248	267	279	288	312	317	252	262	310	319	349	333	346	355
MgO	11,92	12,63	13,55	11,94	14,03	11,39	12,07	13,87	12,49	15,81	13,83	9,94	8,04	13,35
SiO ₂	54,91	53,26	53,75	55,32	54,34	55,50	45,79	47,07	46,14	49,39	54,05	46,79	41,69	44,96
Al ₂ O ₃	4,19	4,05	1,62	5,42	1,21	6,71	11,11	10,63	11,53	7,87	1,69	8,67	13,90	12,32
FeO	6,25	6,29	6,83	4,44	6,66	4,30	13,81	11,86	13,62	9,75	6,27	18,66	19,07	11,44
TiO ₂	0,07	0,24	0,07	0,03	0,05	0,09	0,59	0,50	0,43	0,65	0,08	0,54	0,97	0,79
MnO	0,04	0,04	0,03	0,01	0,06	0,02	0,09	0,11	0,12	0,07	0,04	0,16	0,19	0,06
CaO	21,27	21,92	23,53	20,96	24,31	20,44	11,49	11,12	11,43	12,72	23,76	11,69	11,93	12,66
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,06	0,03	0,16	0,10	0,03
ZnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01
Na ₂ O	1,80	1,76	0,92	2,34	0,70	2,65	1,46	1,44	1,49	1,11	0,89	1,43	2,01	1,84
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,38	0,38	0,32	0,18	0,01	0,20	0,42	0,41
Total	100,49	100,23	100,30	100,53	101,42	101,18	96,88	96,98	97,58	97,61	100,68	98,24	98,35	97,88
	fórmula en base a 6 oxígenos para el clinopiroxeno y 23 oxígenos para el anfíbol													
Mg	0,646	0,691	0,746	0,641	0,764	0,606	2,657	3,012	2,721	3,381	0,756	2,206	1,804	2,895
Si	1,998	1,956	1,984	1,993	1,986	1,981	6,761	6,856	6,745	7,085	1,984	6,965	6,282	6,543
Al	0,179	0,175	0,071	0,230	0,052	0,282	1,934	1,824	1,986	1,330	0,073	1,521	2,468	2,113
Fe	0,190	0,193	0,211	0,134	0,204	0,128	1,705	1,444	1,665	1,170	0,192	2,322	2,403	1,393
Ti	0,002	0,007	0,002	0,001	0,001	0,002	0,066	0,054	0,047	0,070	0,002	0,060	0,110	0,086
Mn	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,011	0,013	0,014	0,008	0,001	0,021	0,025	0,007
Ca	0,829	0,862	0,931	0,809	0,952	0,782	1,818	1,735	1,791	1,955	0,934	1,865	1,926	1,974
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,005	0,006	0,001	0,019	0,012	0,004
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002
Na	0,127	0,125	0,066	0,163	0,050	0,183	0,419	0,407	0,422	0,308	0,063	0,412	0,588	0,520
K	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,071	0,070	0,059	0,034	0,001	0,037	0,081	0,076
Total Cat	3,975	4,012	4,012	3,974	4,012	3,968	15,451	15,417	15,454	15,348	4,009	15,429	15,702	15,612

Tabla V.8

Análisis químicos de anfibolitas de la Unidad Central (plagioclasas)

Muestra	AA-383	AA-389	AA-389								
Nº análisis	250	259	260	268	280	281	311	322	325	352	354
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,055	0,008	0,000	0,007	0,003
SiO ₂	64,47	69,02	69,01	61,52	68,68	66,76	58,296	69,384	69,241	64,147	64,068
Al ₂ O ₃	22,51	20,00	19,91	24,61	20,11	21,73	26,343	20,066	19,953	22,804	23,119
FeO	0,13	0,16	0,14	0,18	0,06	0,06	0,358	0,242	0,142	0,099	0,044
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,005	0,000	0,000	0,005	0,000
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,022	0,012	0,000	0,004	0,018
CaO	3,58	0,13	0,12	5,95	0,26	0,86	6,025	0,071	0,070	3,849	4,101
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,051	0,000	0,020	0,004	0,000
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	9,69	11,73	11,62	8,28	11,51	10,61	6,969	11,630	11,721	9,552	9,351
K ₂ O	0,13	0,03	0,02	0,10	0,04	0,77	1,600	0,048	0,024	0,149	0,119
Total	100,51	101,09	100,83	100,63	100,68	100,84	99,72	101,46	101,17	100,62	100,82
fórmula en base a 8 oxígenos											
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000
Si	2,831	2,983	2,988	2,717	2,979	2,907	2,622	2,987	2,989	2,817	2,807
Al	1,165	1,019	1,016	1,281	1,028	1,115	1,397	1,018	1,015	1,180	1,194
Fe	0,005	0,006	0,005	0,007	0,002	0,002	0,013	0,009	0,005	0,004	0,002
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Ca	0,168	0,006	0,006	0,281	0,012	0,040	0,290	0,003	0,003	0,181	0,193
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,825	0,983	0,975	0,709	0,968	0,896	0,608	0,971	0,981	0,813	0,794
K	0,007	0,002	0,001	0,006	0,002	0,043	0,092	0,003	0,001	0,008	0,007
Total Cat	5,003	4,999	4,992	5,000	4,992	5,005	5,029	4,991	4,995	5,004	4,997

Clinopiroxeno: Los piroxenos analizados (Tabla V.7) son en todos los casos diópsidos de acuerdo con la nomenclatura propuesta por Morimoto (1988), que contienen pequeñas cantidades de jadeita (2-11 %). Tienen composiciones similares en ambas muestras. Estos piroxenos aparecen generalmente en intercrecimientos simplectíticos junto a albita y excepcionalmente como inclusiones dentro de granate; no existen diferencias composicionales entre ambos tipos texturales. Probablemente estos piroxenos pertenecen a una paragénesis formada por retrogradación de un piroxeno original de carácter onfácico que no se ha preservado en estas muestras.

Anfibol: Este mineral aparece como grandes cristales que definen la foliación y rodean a los intercrecimientos albita-diópsido y a los granates; también aparece como inclusiones en granates. No se han detectado diferencias químicas sistemáticas entre los anfíboles de la matriz y los que aparecen incluidos en granate. Las fórmulas químicas se han calculado sobre la base de 23 oxígenos (Tabla V.7). La mayor parte de los anfíboles analizados son del grupo de anfíboles cálcicos de acuerdo con la nomenclatura propuesta

por Leake (1978). Los más abundantes son magnesio-hornblendas y hornblendas edeníticas; existen también edenitas, hornblendas magnesiano hastingsíticas y hastingsitas magnesianas.

Plagioclasa: Aparece en granos aislados en la matriz, en intercrecimientos junto a diópsido y como inclusiones dentro de granate. La plagioclasa que aparece incluida en granate y en intercrecimientos junto a diópsido es una albíta casi pura (0-4 % de anortita), mientras que la de la matriz es oligoclasa o andesina (17-32 % de anortita) (Tabla V.8). No existen diferencias entre las plagioclasas de ambas muestras.

Ilmenita: Se han analizado dos tipos de ilmenitas, unas incluidas en granate y otras contenidas en la matriz en relación con rutilo. Ambas tienen composiciones similares. Los contenidos de MnO varían entre 0.80 y 0.87 %.

V.2.5: Condiciones P-T

Las condiciones termobáricas sufridas por la Unidad Central se pueden estimar mediante el uso de rejillas petrogenéticas y mediante la aplicación de cálculos geotermobarométricos. A partir de las relaciones entre las diversas paragénesis y la fase principal de deformación, se pueden hacer estimaciones para diversas etapas de la trayectoria P-T de la unidad. Además, las condiciones de presión y temperatura son distintas para las partes inferior y superior de la unidad, lo que tiene importantes implicaciones para establecer la evolución tectónica de la misma.

Condiciones de presión: En la parte inferior de la unidad, pueden estimarse unas condiciones mínimas para el pico bórico a partir de las paragénesis eclogíticas retromorfizadas a facies anfibolitas. En las muestras analizadas en este trabajo no se ha preservado onfacita, sino diópsido con un pequeño porcentaje de jadeíta (Tabla V.7), por lo que las presiones calculadas no corresponden al máximo alcanzado, sino que forman parte de la trayectoria descompresiva. Los cálculos geobarométricos se han realizado de acuerdo con la calibración experimental de la reacción:

albíta = jadeíta + cuarzo (Holland, 1980)

y teniendo en cuenta la actividad de la jadeita en el diópsido mediante la fórmula propuesta por Holland (1983):

$$P = P_o + (RT/\Delta V_o) \ln X_{Na(Px)} \gamma_{Na(Px)}$$

en la que P es la presión calculada, P_o e ΔV_o corresponden respectivamente a la presión de equilibrio e incremento de volumen para la reacción albíta = jadeíta + cuarzo, R es la constante universal de los gases perfectos, T es la temperatura estimada, y X_{Na(Px)}γ_{Na(Px)} es la actividad de la jadeíta en el piroxeno. Las temperaturas consideradas han sido las calculadas mediante el geotermómetro granate-clinopiroxeno. Las presiones obtenidas varían entre 4 kilobares para los piroxenos con más bajo contenido en Na₂O y 10 kilobares para los de contenido más alto.

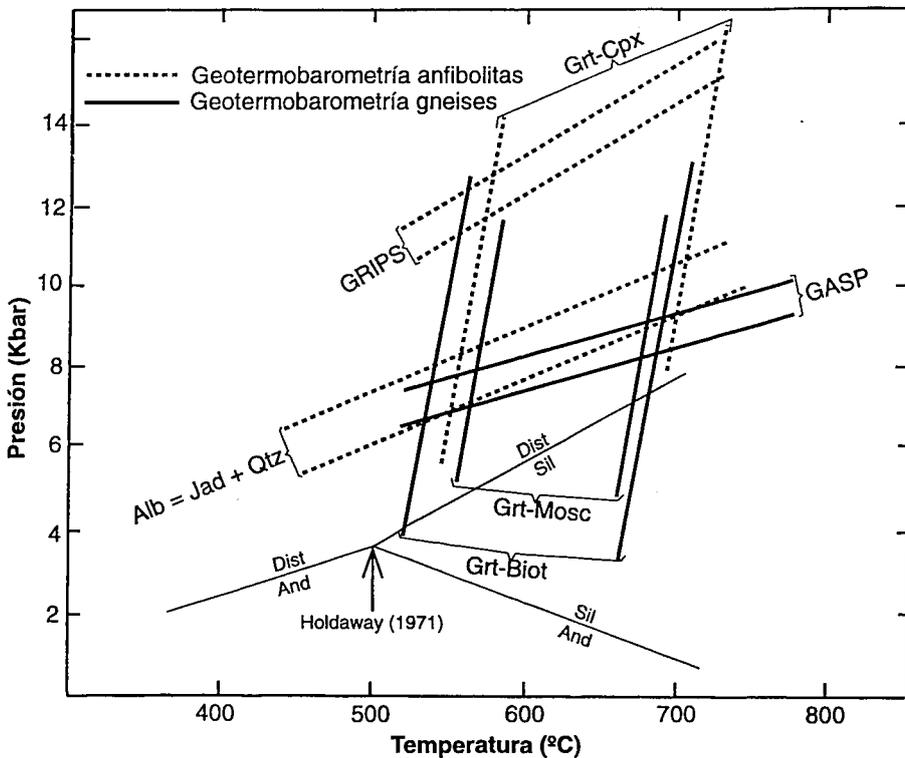
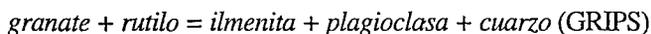


Fig. V.5: Temperaturas y presiones estimadas para la parte inferior de la Unidad Central a partir de cálculos geotermobarométricos. Abreviaturas no utilizadas previamente: Cpx: clinopiroxeno, Jad: jadeíta. Geotermómetros: Grt-Cpx, Grt-Biot y Grt-Mosc. Geobarómetros: Reacción Alb = Jad + Qtz, GRIPS y GASP. Véase en el texto la discusión sobre las calibraciones utilizadas en cada caso.

Dado que en el caso de los piroxenos con menor contenido en jadeita se está muy lejos de las condiciones óptimas de aplicación de este geobarómetro, las presiones más bajas son poco significativas. En mi opinión, las presiones más verosímiles durante la formación de los intercrecimientos simplectíticos piroxeno-albita son en torno a 10 kilobares (Fig. V.5). Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) analizaron piroxenos con mayor contenido en jadeita, obteniendo presiones máximas del orden de 15 kilobares. Estos piroxenos se han preservado principalmente como inclusiones en granate y más raramente en la matriz de la roca. Estas presiones son probablemente inferiores a la presión máxima alcanzada, ya que las paragénesis eclogíticas están retrogradadas, por lo que es muy posible que el piroxeno onfacítico preservado haya perdido parte de su Na_2O . Las presiones calculadas a partir de estas paragénesis eclogíticas son anteriores al desarrollo de la foliación principal como evidencian las características petrográficas de estas rocas (apartado V.2.3).

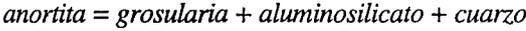
Se ha hecho otra estimación de presión en las anfibolitas granatíferas a partir de la reacción:



que fue calibrada experimentalmente por Bohlen y Liotta (1986). Estos autores utilizaron el modelo de Ganguly y Saxena (1984) para la actividad de los componentes del granate, el modelo de Newton et al. (1980) para la actividad de la anortita en la plagioclasa, y un modelo de solución sólida ideal para la ilmenita. Los cálculos se han realizado a partir de ilmenitas incluidas en granates de la muestra AA-389. Se han utilizado plagioclasas de la matriz, ya que no se disponía de análisis de plagioclasas incluidas en el granate; en la otra muestra analizada (AA-383), se ha comprobado que las plagioclasas incluidas en granate tienen composiciones similares a las de la matriz. Para temperaturas de 600-650°C, se han obtenido valores del $\ln K$ de -0.3 a -0.9, lo que equivale a presiones de 13-14 kilobares (Fig. V.5). Estas presiones son un poco elevadas a tenor de las obtenidas a partir del contenido jadefítico de los clinopiroxenos (aproximadamente 10 kilobares), ya que corresponden presumiblemente a un segundo estadio de desestabilización de las paragénesis eclogíticas.

Otras estimaciones de presión en esta parte inferior de la unidad pueden hacerse a partir de las rocas gneísicas y metapelíticas. En los ortogneises analizados con microsonda electrónica se ha aplicado el geobarómetro granate-aluminosilicato-plagioclasa-

cuarzo (GASP). Este geobarómetro está basado en la reacción:



existiendo varias calibraciones que utilizan diversos modelos para la actividad de la anortita en la plagioclasa y para las actividades de los miembros extremos del granate. Se han utilizado las calibraciones de Ghent (1976), Newton y Haselton (1981), Koziol y Newton (1988) y Powell y Holland (1988). Los resultados son bastante próximos entre si, excepto con la calibración de Ghent (1976), con la cual se obtienen presiones sistemáticamente más bajas. Esta discrepancia se debe a que en la calibración de Ghent (1976) se igualan las fracciones molares de anortita en la plagioclasa y de grosularia en el granate con sus respectivas actividades. Las temperaturas consideradas fueron las obtenidas con el geotermómetro granate-biotita. Las presiones calculadas varían entre 8.5 y 5 kilobares, teniendo en cuenta únicamente las tres calibraciones que no consideran la plagioclasa y el granate como soluciones sólidas ideales (Newton y Haselton, 1981; Koziol y Newton, 1988; Powell y Holland, 1988).

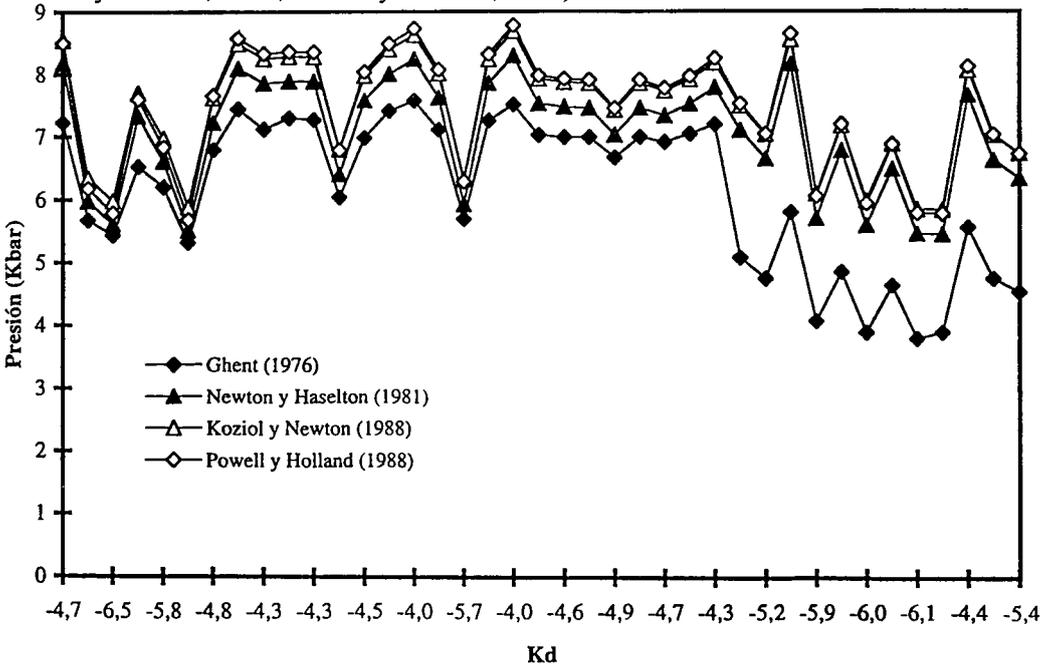


Fig. V.6: Presiones obtenidas mediante el geobarómetro granate-aluminosilicato-plagioclasa-cuarzo (GASP) en las rocas gneísicas de la Unidad Central (muestras ARG-2, HIG-2 e HIG-6). En abscisas se han representado los valores de la constante de equilibrio (Kd) de la reacción: plagioclasa = granate + aluminosilicato + cuarzo; $Kd = (\gamma_{Gros} / \gamma_{An})^3$, siendo γ_{Gros} la actividad de la grosularia en el granate y γ_{An} la actividad de la anortita en la plagioclasa.

La mayor parte de las presiones están entre 7 y 8 kilobares (Figs. V.5 y V.6), que son valores que estimo como más razonables para estas paragénesis. Abalos (1990) obtuvo en rocas gneísicas de esta parte inferior de la unidad presiones de 5-10 kilobares, utilizando los geobarómetros granate-plagioclasa-aluminosilicato-cuarzo y granate-plagioclasa-moscovita-biotita.

Las relaciones texturales de las diversas fases minerales con respecto al desarrollo de la foliación principal indican que las presiones estimadas pueden corresponder en unos casos a estadios previos al cizallamiento dúctil de la unidad, mientras que en otros son sincrónicas con el mismo.

El uso de diversas rejillas petrogenéticas (por ejemplo, Vielzeuf y Holloway, 1988; Spear y Cheney, 1989; Yardley, 1989; Pattison y Tracy, 1991; Xu et al., 1994) permite estimar las condiciones de presión en que se desarrollaron las paragénesis presentes en las metapelitas. De las paragénesis sincinemáticas con respecto a la foliación principal, la que aporta mayor precisión es la constituida por:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate-sillimanita

Esta paragénesis se forma a presiones mínimas de 3-9 kilobares, por debajo de las cuales comienza a formarse cordierita mediante la reacción:

cuarzo + granate + sillimanita = cordierita (Holdaway y Lee, 1977)

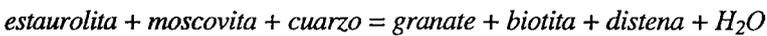
La presión a que tiene lugar esta reacción depende de la presión parcial de H₂O (Martignole y Sisi, 1981; Newton, 1983) y de las actividades de Fe y Mg en el granate y la cordierita. La presión será máxima (aproximadamente 9 kilobares) en el caso de fases puramente magnésicas (piropo y Mg-cordierita) y mínima (aproximadamente 3 kilobares) en el caso de fases puramente ferrosas (almandino y Fe-cordierita). En la Fig. V.7, la posición en el diagrama P-T asignada a esta reacción es la propuesta por Vielzeuf y Holloway (1988). La presión máxima para esta paragénesis viene definida por la entrada en el campo de estabilidad de la distena, mediante la transformación:

sillimanita = distena

De acuerdo con las temperaturas deducidas para esta paragénesis (600-675°C), esas

presiones máximas son del orden de 6-7 kilobares (Fig. V.7). Estas presiones son bastante similares a las calculadas mediante el geobarómetro GASP en las rocas gneísicas.

En las rocas metapelíticas se reconocen también distena y feldespato potásico anteriores a la formación de la foliación principal. Si consideramos que ambos son paragenéticos, las presiones mínimas que indicarían serían del orden de 8 kilobares. Por el contrario, si consideramos que la distena es anterior a la blastesis del feldespato potásico, las presiones mínimas serían algo menores (6-7 kilobares), asumiendo que la distena se formó a partir de estaurólita, mediante la reacción:



En la **parte superior de la unidad** es más difícil estimar las condiciones de presión, debido esencialmente a la escasa presencia de los polimorfos del aluminosilicato. En las dos muestras analizadas con microsonda electrónica, la ausencia de aluminosilicato impide la aplicación del geobarómetro GASP, considerado como uno de los más fiables en sistemas pelíticos. Por otra parte, el bajo contenido en Si de las moscovitas de estas muestras y la ausencia de feldespato potásico y flogopita, hace inviable la aplicación del geobarómetro de la fengita (Massonne y Schreyer, 1987 y 1989). Abalos (1990) describió distena en metapelitas de la parte superior de esta unidad y estimó presiones de 7-10.5 kilobares usando el geobarómetro GASP.

La utilización de las rejillas petrogenéticas tampoco aporta gran precisión sobre las condiciones de presión en esta parte superior de la unidad. La existencia de paragénesis constituidas por estaurólita-granate-biotita supone unas presiones mínimas del orden de 2-3 kilobares. Sin embargo, si suponemos que estas paragénesis se formaron en el campo de estabilidad de la distena, como parece deducirse del hecho de que el único aluminosilicato descrito haya sido la distena, las presiones mínimas serían de aproximadamente 4 kilobares a 525°C y de 6.5 kilobares a 650°C (Fig. V.7). Respecto a la presión máxima que indican estas paragénesis, la presencia de ilmenita, unida a la ausencia de rutilo, indica presiones inferiores a las de la reacción:



Esto indica presiones máximas de 10 kilobares (Fig. V.7). Por tanto, se puede concluir que las condiciones máximas de presión sufridas por esta parte superior de la unidad

fueron de 5-10 kilobares.

Las anfibolitas intercaladas en esta parte superior de la unidad no han preservado en ningún caso paragénesis eclogíticas. Se han reconocido anfibolitas con granate intercaladas en el tramo en donde se tomó una muestra de un esquistos moscovítico con estauroilita (AA-399). Estas anfibolitas no contienen piroxeno o rutilo, y sí minerales opacos que probablemente son ilmenita. Esta paragénesis indica que no se han alcanzado las presiones correspondientes a la reacción:

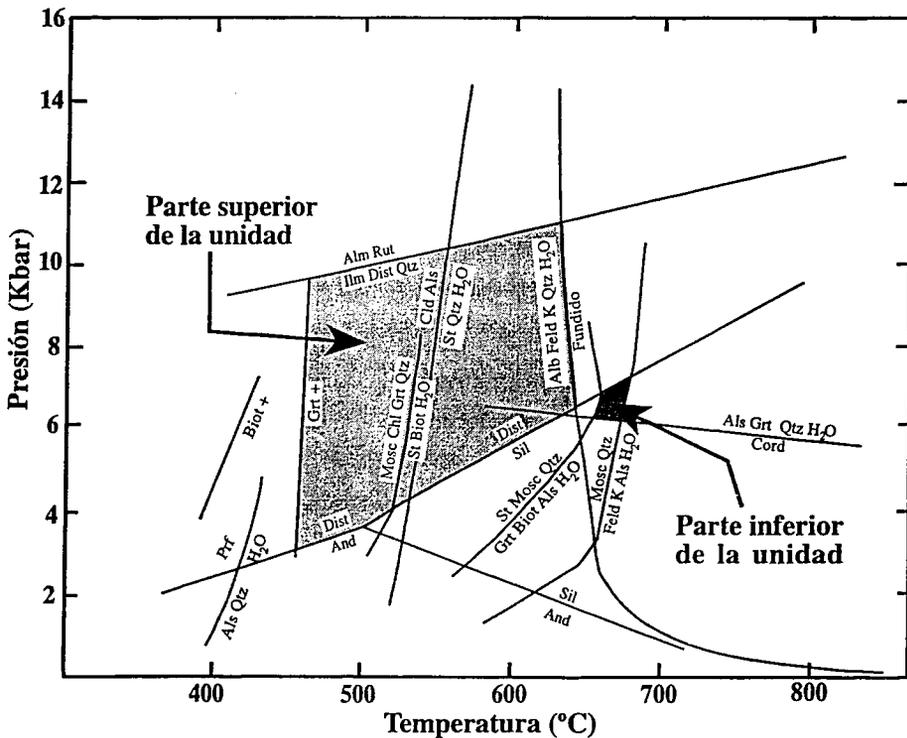


Fig. V.7: Condiciones de presión y temperatura durante la fase de deformación principal en la Unidad Central establecidas a partir de las paragénesis desarrolladas en las rocas metapelíticas. Reacciones: $\text{And} = \text{Dist}$, $\text{And} = \text{Sil}$ y $\text{Dist} = \text{Sil}$ (Holdaway, 1971); $\text{Biot} + \text{y Grt} +$ (Yardley, 1989), $\text{Prf} = \text{Als} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ (Kerrick, 1968); $\text{Cld} + \text{Als} = \text{St} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ (Richardson, 1968; Rao y Johannes, 1979); $\text{Alm} + \text{Rut} = \text{Ilm} + \text{Dist} + \text{Qtz}$ (Bohlen et al., 1983); $\text{Alb} + \text{Feld K} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{fundido}$ (Luth et al., 1964); $\text{Mosc} + \text{Chl} + \text{Grt} + \text{Qtz} = \text{St} + \text{Biot} + \text{H}_2\text{O}$, $\text{St} + \text{Mosc} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Biot} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ y $\text{Mosc} + \text{Qtz} = \text{Feld K} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ (Pattison y Tracy, 1991); $\text{Als} + \text{Grt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Cord}$ (Vielzeuf y Holloway, 1988). Véase el texto para más explicaciones. Abreviaturas no utilizadas previamente: Chl: clorita.

y por tanto que estas anfibolitas sufrieron presiones máximas inferiores a 10 kilobares. Esto está de acuerdo con las presiones estimadas a partir de las metapelitas.

En resumen, las presiones máximas estimadas para la Unidad Central son al menos de 15 kilobares en la parte inferior y de no más de 10 kilobares en su parte superior. En cuanto a las presiones durante la formación de la foliación principal, éstas debieron ser de 6-7 kilobares en la parte inferior de la unidad y algo más bajas en la parte superior.

Condiciones de temperatura: En la parte inferior de la unidad se pueden utilizar tanto las metabasitas, como los ortogneises y metapelitas para estimar la temperatura en varios de los estadios de la trayectoria P-T.

En las anfibolitas con granate se han estimado las temperaturas correspondientes a la formación de los intercrecimientos albita-clinopiroxeno que, como ya se indicó anteriormente, representan una primera paragénesis de retrogradación de las paragénesis eclogíticas. El geotermómetro utilizado ha sido el basado en la repartición de Fe y Mg entre granate y clinopiroxeno. En estas rocas, los granates incluyen excepcionalmente clinopiroxeno, cuya composición es similar a la del clinopiroxeno que aparece en intercrecimientos junto a albita. Por ello, parece razonable asumir que el granate y el clinopiroxeno de estas rocas están en equilibrio, y que las temperaturas calculadas corresponden a la primera paragénesis de retrogradación de las eclogitas. Las calibraciones que han arrojado valores de temperatura más plausibles son las de Ellis y Green (1979), Powell (1985), Krogh (1988) y Sen Gupta et al. (1989). Todas ellas dan valores bastante próximos entre sí, con variaciones de aproximadamente 50°C entre la calibración que da una menor temperatura (Sen Gupta et al., 1989) y la que da la temperatura más alta (Ellis y Green, 1979). Las temperaturas calculadas para presiones de 7-10 kilobares varían entre 550 y 700°C (Fig. V.5), estando la mayor parte de ellas entre 600 y 675°C. En mi opinión, estas últimas temperaturas son las más probables para la formación de estas paragénesis.

A partir de las rocas gneísicas analizadas con microsonda electrónica se han realizado también algunos cálculos geotermométricos. Se han aplicado los geotermómetros basados en el intercambio Fe-Mg entre granate-biotita y entre granate-moscovita. Las temperaturas calculadas corresponden probablemente a las de la formación de la foliación principal en estas rocas, ya que tanto la biotita como la moscovita definen la foliación; en cuanto al granate, los cristales de este mineral se

concentran en los dominios micáceos, presentando en ocasiones contactos rectos con la moscovita y/o la biotita. Se han aplicado tres calibraciones del geotermómetro biotita-granate: Thompson (1976), Ferry y Spear (1978) y Williams y Grambling (1990). En los granates con bajos contenidos en espesartina (muestra HIG-2), las tres calibraciones dan resultados muy parecidos, obteniéndose los valores más bajos con la de Thompson (1976) y los más elevados con la de Ferry y Spear (1978) (Fig. V.8). Por el contrario, en los granates con altos contenidos en espesartina (muestra ARG-2), la calibración de Williams y Grambling (1990) da temperaturas sensiblemente más altas que las otras dos (Fig. V.8). Esto se debe a que en esta última calibración se ha tratado de cuantificar el efecto del contenido de MnO en el granate sobre la temperatura calculada. Las temperaturas obtenidas son de 530-700°C para la muestra HIG-2 y de 520-650°C para la muestra ARG-2. Estos últimos valores concuerdan mejor con los deducidos de las paragénesis presentes en las rocas metapelíticas.

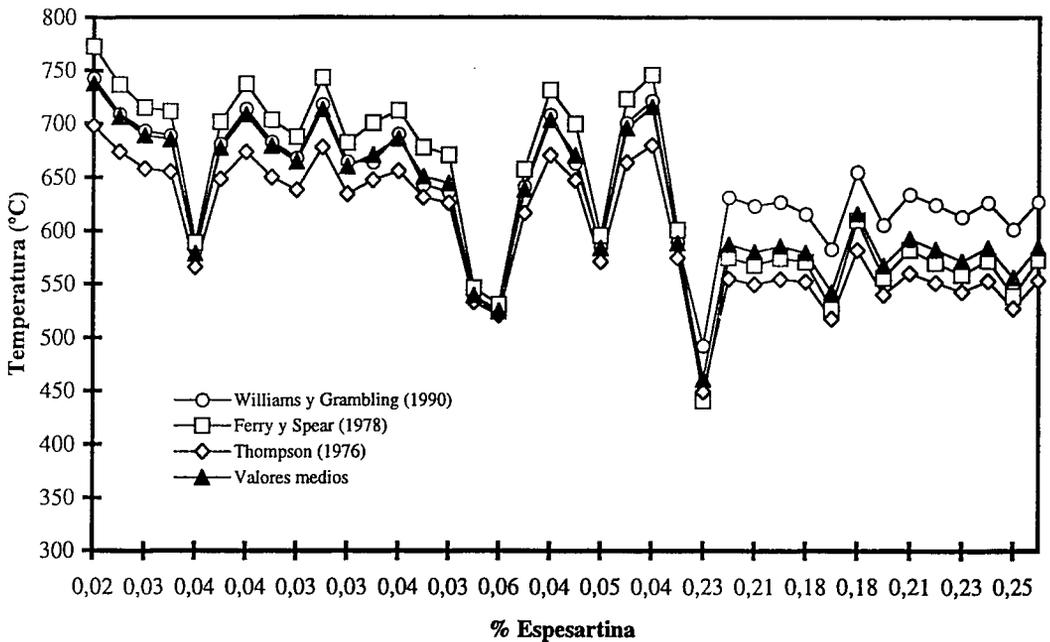


Fig. V.8: Temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro granate-biotita en las rocas gneísicas de la Unidad Central (muestras ARG-2 e HIG-2). En abcisas se ha representado el porcentaje de espesartina de los granates para poder observar el efecto del MnO sobre las temperaturas calculadas.

Se han aplicado varias calibraciones del geotermómetro granate-moscovita (Krogh y Råheim, 1978; Green y Hellman, 1982 y Hynes y forest, 1988). De todas ellas, la que arroja los resultados más lógicos de acuerdo con otras evidencias, es la de Green y Hellman (1982) para sistemas pobres en Ca. Las temperaturas calculadas son de 600-670°C en la muestra HIG-2, de 550-600°C en la muestra ARG-2, y de 560-590°C en la muestra HIG-6 (Figs. V.5 y V.9). Estas temperaturas son algo más bajas que las calculadas con el par granate-biotita.

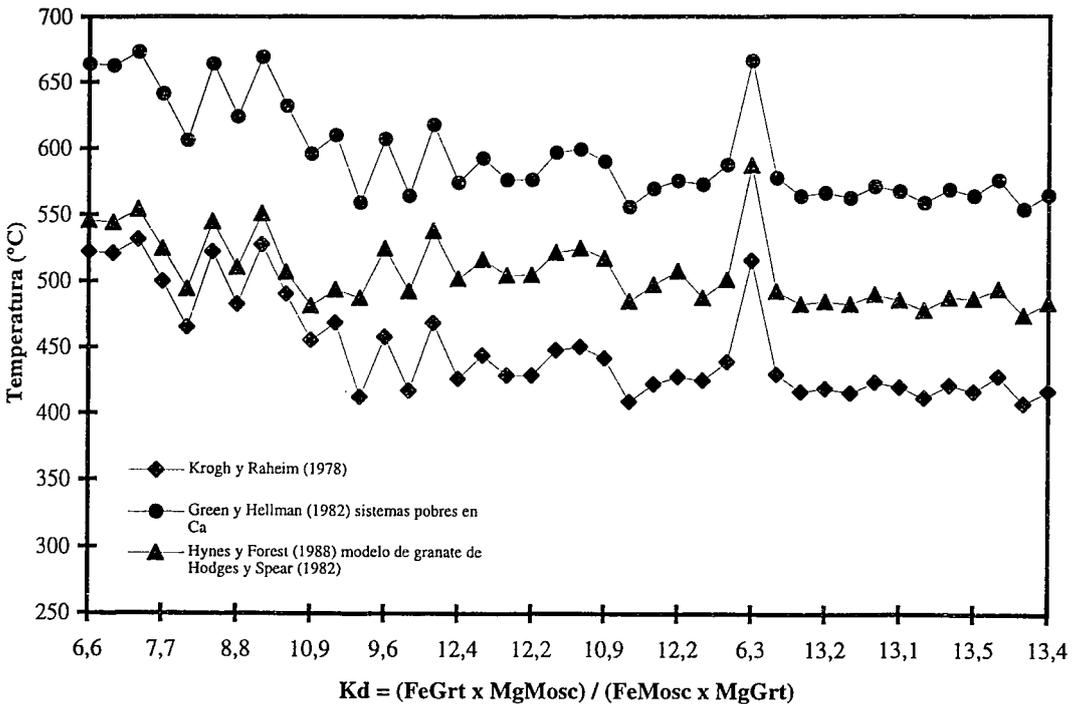
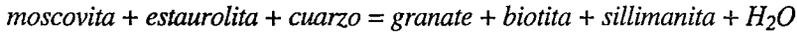


Fig. V.9: Temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro granate-moscovita en las rocas gneissicas de la Unidad Central (muestras ARG-2, HIG-2 e HIG-6). En abscisas se ha representado la constante de equilibrio (Kd); FeGrt y MgGrt = contenidos de Fe y Mg por fórmula unidad en el granate; FeMosc y MgMosc = contenidos de Fe y Mg por fórmula unidad en la moscovita.

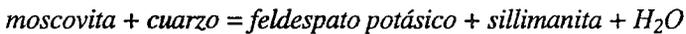
Las paragénesis sincinemáticas con la foliación principal en las rocas metapelíticas permiten estimar las condiciones de temperatura durante el cizallamiento de la unidad. Al igual que para estimar la presión, la paragénesis más interesante es la constituida por:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate-sillimanita

Esta paragénesis es estable a temperatura superior a la de la reacción univariante:



que marca la desaparición de estaurolita. En el campo de estabilidad de la sillimanita, esa reacción ocurre a temperaturas de aproximadamente 650°C (Pattison y Tracy, 1991). La temperatura máxima de estabilidad de la paragénesis anterior viene marcada por la reacción:



que ocurre a temperaturas de 600-700°C (Spear y Cheney, 1989; Yardley, 1989; Pattison y Tracy, 1991). Tomando presiones intermedias (6-8 kilobares), las temperaturas para esta paragénesis son de aproximadamente 600°C (Fig. V.7). Estas rocas muestran en ocasiones evidencias de fusión parcial anterior al desarrollo de la foliación principal; durante la anatexia se formaron paragénesis con feldespato potásico y sillimanita fibrolítica. Esas asociaciones indican condiciones de temperatura superiores a 650°C (véase por ejemplo, Pattison y Tracy, 1991), que corresponden al pico térmico de la evolución metamórfica de estas rocas.

En la **parte superior de la unidad** las condiciones de temperatura durante la formación de la foliación principal se pueden estimar utilizando los geotermómetros granate-biotita y granate-moscovita en las rocas metapelíticas analizadas con microsonda. En las dos muestras analizadas (AA-4 y AA-399), granate, biotita y moscovita son paragenéticos y definen la foliación. Para ambos geotermómetros se han utilizado las mismas calibraciones que se han mencionado anteriormente. En la muestra AA-399, las temperaturas obtenidas con el geotermómetro granate-biotita son similares con las tres calibraciones utilizadas, excepto en los centros de los granates con elevados contenidos en espesartina y grosularia, en los que la calibración de Williams y Grambling (1990) da valores más elevados (Fig. V.10). Las temperaturas calculadas teniendo en cuenta únicamente los granates no zonados y los bordes de los que presentan un núcleo rico en espesartina y grosularia, varían entre 470-640°C, estando la mayor parte de ellas entre 500-550° C (Fig. V.10).

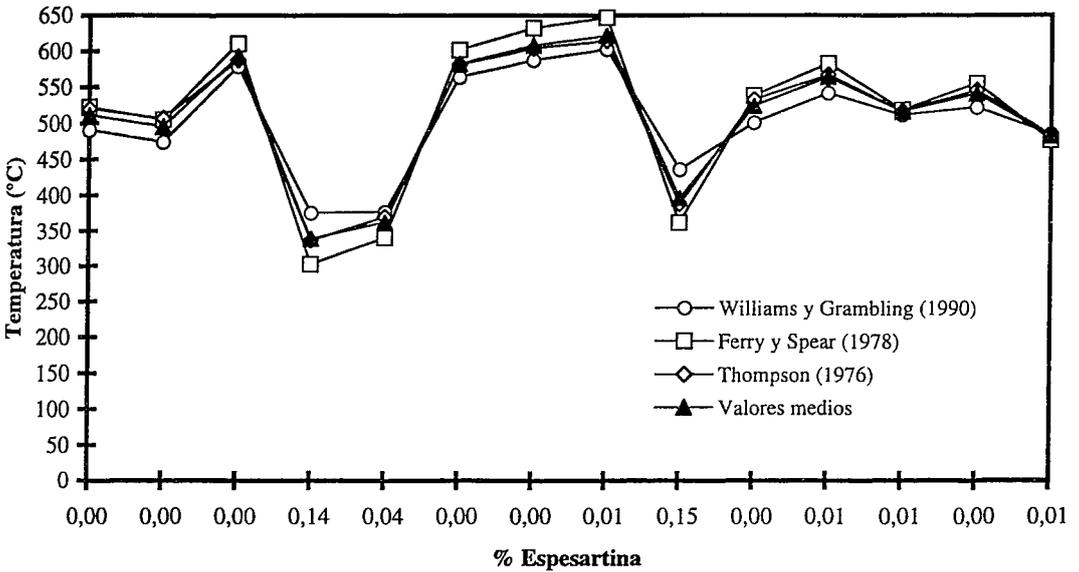


Fig. V.10: Temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro granate-biotita en las rocas metapelíticas de la parte superior de la Unidad Central (muestra AA-399).

Los núcleos ricos en espesartina y grosularia dan temperaturas de 375-435°C, considerando únicamente la calibración de Williams y Grambling (1990), que parece la más adecuada para estos casos. En la muestra AA-4, la biotita es muy escasa, disponiéndose únicamente de un análisis; por ello, no se ha aplicado el geotermómetro granate-biotita.

En la muestra AA-399, si se tienen en cuenta todas las calibraciones aplicadas, el geotermómetro granate-moscovita da una gran dispersión de temperaturas (420-630°C). Sin embargo, tomando sólo la calibración de Green y Hellman (1982) para sistemas pobres en Ca, las temperaturas se concentran en un intervalo menor (500-640°C) (Fig. V.11) y son muy parecidas a las calculadas con el par granate-biotita. En la muestra AA-4, todas las calibraciones del par granate-moscovita aplicadas, a excepción de la de Krogh y Råheim (1978), dan temperaturas muy parecidas (Fig. V.11). Esta última calibración proporciona temperaturas del orden de 30-50°C más bajas que el resto de calibraciones (Green y Hellman, 1982, para sistemas pobres en Ca; Hynes y Forest, 1988, con soluciones sólidas ideales para el granate, con los modelos de actividades para el granate

de Hodges y Spear, 1982, Ganguly y Saxena, 1984, y Hoinkes, 1986). Las temperaturas obtenidas, ignorando la calibración de Krogh y Råheim (1978) y tomando sólo los bordes de los granates, varían entre 440 y 600°C, estando la mayor parte entre 470-530°C (Fig. V.11). Estas últimas temperaturas son las más razonables de acuerdo con la paragénesis presente en esta muestra. Los centros de los granates dan temperaturas 50-100°C más bajas que los bordes, lo que está de acuerdo con la zonación progradada observada en uno de los granates de esta muestra.

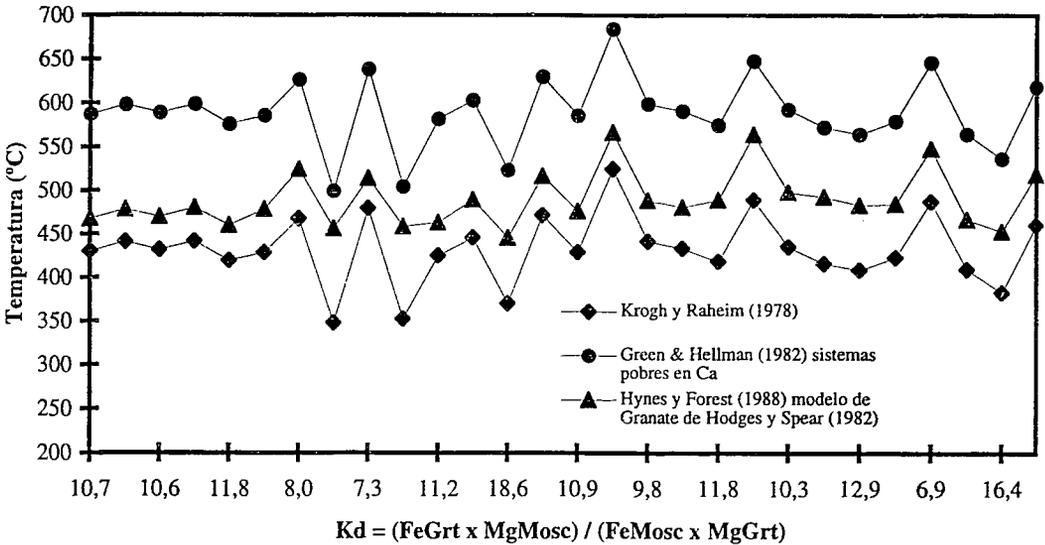


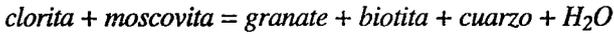
Fig. V.11: Temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro granate-moscovita en las rocas metapelíticas de la parte superior de la Unidad Central (muestras AA-4 y AA-399).

Las paragénesis presentes en esta parte superior de la Unidad Central también permiten estimar las condiciones de temperatura durante el desarrollo de la foliación principal. En los 1000-2000 metros superiores de la unidad, la paragénesis más común es la formada por:

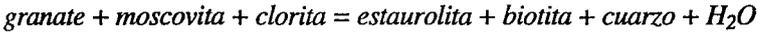
cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate

que es típica de condiciones de bajo grado. Esta paragénesis es estable a temperaturas

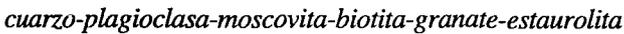
superiores a las de la reacción que da lugar a granate:



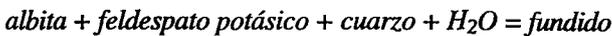
y a temperaturas inferiores a las de la reacción:



a partir de la cual comienza a formarse la estauroлита. La primera de estas dos reacciones es continua y ocurre a temperaturas variables (450-500°C) dependiendo de la composición del granate (porcentajes de FeO, MgO y MnO). La segunda reacción es discontinua en el sistema KFMASH y sólo puede darse en rocas muy ricas en Fe (Spear y Cheney, 1989). Sin embargo, los granates de estas metapelitas contienen porcentajes notables de espesartina, de modo que esta reacción debe ser tratada como una reacción continua en el sistema KMnFMASH y su posición en el diagrama P-T no se conoce con precisión. Así por ejemplo, Pattison y Tracy (1991) la sitúan a temperaturas de 500-550°C, mientras que Dymoke y Sandiford (1992) la sitúan a temperaturas de 540-575°C. Con estos datos, se puede concluir que las temperaturas más probables para las paragénesis con granate son de 450-550°C (Fig. V.7). Por debajo de esta zona con desarrollo de paragénesis de bajo grado, se han encontrado paragénesis de grado medio constituidas por:



Estas paragénesis son estables entre la reacción de formación de estauroлита que se acaba de discutir y la reacción:



que marca el inicio de la fusión parcial (Fig. V.7). De acuerdo con ello, las temperaturas que indican estas paragénesis son de 500-600°C.

V.2.6: Trayectoria P-T

Para construir la trayectoria P-T hay que tener en cuenta todos los datos expuestos en el apartado anterior. En primer lugar, es muy importante indicar que la trayectoria de la parte inferior de la unidad es diferente de la de la parte superior, habiendo sufrido la parte inferior mayores presiones y temperaturas. Sin embargo, no se aprecia ningún accidente tectónico importante dentro de la unidad.

La presión máxima que se ha tomado para la parte inferior de la unidad corresponde a la calculada por Abalos (1990) a partir de las paragénesis eclogíticas preservadas en anfibolitas granatíferas; esa presión es de 15 kilobares (Fig. V.12). Conviene recordar que es posible que ésta no sea la presión máxima alcanzada, ya que en todos los casos las paragénesis eclogíticas se encuentran parcialmente retrogradadas. Las temperaturas que se han asignado al pico bórico son las calculadas por Abalos (1990) mediante el geotermómetro granate-clinopiroxeno; esas temperaturas son de 670-700°C (Fig. V.12). El siguiente punto bien establecido de la trayectoria se obtiene a partir de la paragénesis constituida por granate-diópsido-albita, que han proporcionado presiones máximas de 10 kilobares y temperaturas de 600-675°C (Fig. V.12). Este punto representa un primer estadio de descompresión, con un ligero enfriamiento; este estadio es anterior al cizallamiento dúctil que afecta a toda la unidad. En este estadio se debieron formar en las metapelitas las paragénesis constituidas por feldespato potásico-sillimanita y/o por distena, que son precinemáticas respecto a la foliación. La unidad siguió descomprimiéndose como atestiguan las paragénesis sincinemáticas con respecto a la foliación principal. Las condiciones P-T para este estadio se han deducido a partir de los materiales metapelíticos (cálculos geotermobarométricos y rejillas petrogenéticas). Se han tomado presiones de 5-7 kilobares y temperaturas de 600-650°C (Fig. V.12). Esta descompresión isoterma o con ligero enfriamiento está relacionada con la etapa más dúctil del cizallamiento. Sin embargo, el cizallamiento continuó exhumiando las rocas, como indican la retrogradación en ocasiones de las paragénesis anteriores a facies esquistos verdes y la presencia en algunos tramos de texturas ultramiloníticas generadas a bajas temperaturas. Esta parte final de la trayectoria está pobremente establecida y se ha dibujado en trazo discontinuo en la Fig. V.12

La trayectoria P-T de la parte superior de la unidad es más difícil de establecer, debido a que los cálculos geotermobarométricos de los que se dispone son poco precisos. La presión máxima que se ha considerado para esta parte es la calculada por Abalos

(1990) a partir del geobarómetro GASP en materiales metapelíticos con distena; esa presión es de 10.5 kilobares a 600°C (Fig. V.12). La temperatura corresponde a la estimada por este mismo autor en estas mismas paragénesis con el geotermómetro granate-moscovita. El siguiente punto de la trayectoria corresponde a las condiciones definidas por las paragénesis sincinemáticas con respecto a la foliación (granate-biotita y estauroлита-granate-biotita). Las condiciones estimadas son de 5-10 kilobares y 450-600°C (Fig. V.12).

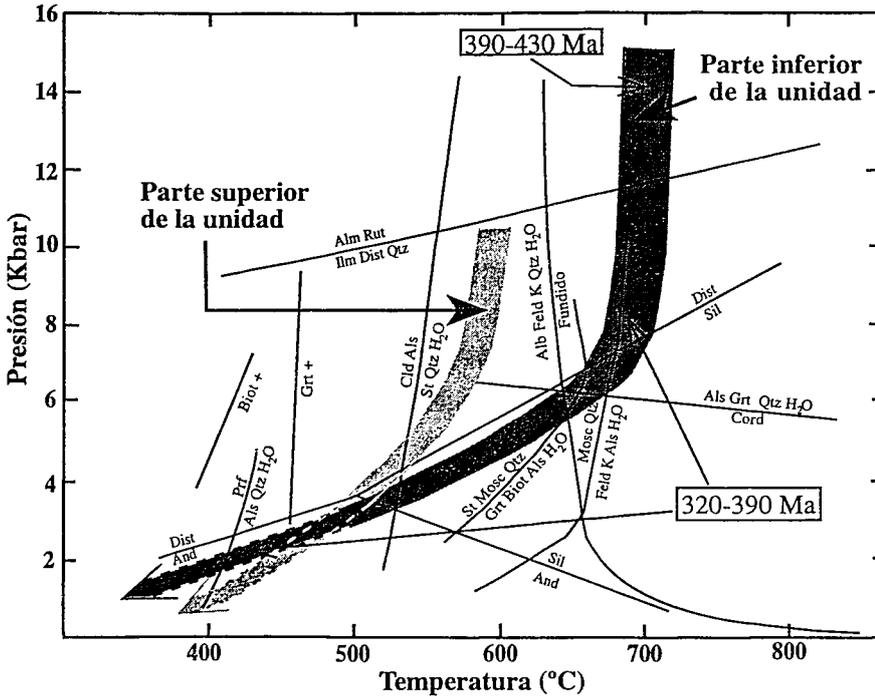


Fig. V.12: Trayectorias P-T propuestas para las rocas de la Unidad Central. Véase explicación y discusión en el texto.

Aunque esta evolución está poco documentada, parece implicar una descompresión isoterma o con ligero enfriamiento. Al igual que en la parte inferior de la unidad, en los estadios finales del cizallamiento se produce la exhumación hasta niveles muy superficiales.

Interpretación: Para la interpretación de las trayectorias P-T de la Unidad Central deben tenerse en cuenta todos los datos anteriormente expuestos. Hay que destacar dos puntos fundamentales: a) las presiones y temperaturas máximas estimadas

son mayores en la parte inferior que en la parte superior de la unidad; b) no se observan accidentes tectónicos dúctiles y/o frágiles dentro de la unidad, que permitan explicar estas diferencias en las condiciones metamórficas. Por tanto, la diferencia en las trayectorias P-T debe explicarse por adelgazamiento y aproximación de las isogradas. Por otra parte, las trayectorias con fuerte descompresión isoterma o acompañada de ligero enfriamiento se interpretan como típicas de rocas que han sido exhumadas por procesos de carácter extensional (England y Thompson, 1984; Platt, 1987; Thompson y Ridley, 1987; Selverstone, 1988; Ruppel et al., 1988, Balanyá et al., 1993). La diferente evolución metamórfica de las rocas de la Unidad Central y las del Borde Meridional de la Zona Centroibérica (compárense las Figs. V.1 y V.12) es un argumento fundamental que se añade a las consideraciones previas; todo ello, junto a los aspectos geométricos y cinemáticos descritos en el capítulo IV, implica que el cizallamiento que afecta a todos los materiales de la Unidad Central es lateral izquierdo con componente extensional, siendo el Borde Meridional de la Zona Centroibérica el bloque de techo (descendido). Este cizallamiento, además de contribuir a la exhumación de la unidad, debió producir un fuerte adelgazamiento dúctil de la misma, ya que actualmente su espesor es de 4-5 kilómetros y originalmente entre el techo y el muro visibles se puede estimar que había un espesor mínimo de 15 kilómetros (presiones >15 kilobares en la parte inferior y de aproximadamente 10 kilobares en la parte superior).

V.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA

V.3.1: Introducción y antecedentes

Las rocas de las dos unidades que he diferenciado en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena alcanzaron un grado metamórfico diferente. La Unidad de Sierra Albarrana sufrió un metamorfismo de baja presión durante el cual se formó una zonación que incluye desde la zona del granate hasta la del feldespato potásico. La Unidad de Azuaga presenta un metamorfismo de baja presión durante el que se desarrollaron únicamente paragénesis de bajo o muy bajo grado. Ambas unidades serán tratadas separadamente en este apartado.

La edad de la evolución metamórfica del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena se puede establecer, al igual que la de las deformaciones, a partir de las dataciones radiométricas disponibles y de la edad de los sedimentos de las cuencas carboníferas. Todos estos datos ya fueron discutidos ampliamente en el apartado IV.3.3, por lo que no volverán a repetirse ahora. Dichos datos permiten concluir que la evolución metamórfica de esta unidad es de edad varisca (Devónico superior-Carbonífero inferior).

En trabajos previos se ha descrito la zonación metamórfica que existe en torno a Sierra Albarrana y se han estimado las condiciones termobáricas de este metamorfismo.

Laurent (1974) describió por primera vez la zonación metamórfica concéntrica desarrollada en el sector de Sierra Albarrana y representó sobre mapa las isogradas moscovita +, biotita +, andalucita + y sillimanita +.

Garrote (1976) describió más en profundidad la zonación metamórfica de Sierra Albarrana, diferenciando las zonas de clorita, biotita, granate, estaurólita-andalucita, sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico. Este autor describió también las asociaciones minerales de cada una de estas zonas metamórficas y consideró esta zonación como típica de metamorfismo de baja presión.

Chacón (1979) describió la evolución metamórfica de los materiales de la Unidad de Sierra Albarrana que afloran en la parte NO de la región estudiada, a los que denominó Formación de la Dehesa del Marqués. Este autor describió una zonación desarrollada bajo gradientes de temperatura altos y medios, que abarcaría las zonas de biotita, granate, estaurólita, andalucita y sillimanita.

González del Tanago y Peinado (1990) y González del Tanago (1993) estudiaron las rocas con mayor grado metamórfico de la Unidad de Sierra Albarrana (zonas de estauroлита-andalucita, sillimanita-moscovita y feldespato potásico). Dividieron la evolución en tres etapas: la primera consiste en un metamorfismo de grado medio y condiciones de presión de andalucita-distena; la segunda se produce en condiciones de sillimanita-granate-moscovita y de sillimanita-cordierita-feldespato potásico, siendo la fase principal; la tercera corresponde a la retrogradación de las paragénesis anteriores. Estos autores estimaron a partir de cálculos geotermobarométricos que el pico térmico en este sector tuvo lugar a $675 \pm 25^\circ\text{C}$ y que las presiones máximas fueron de 4.9 ± 0.5 kilobares.

Quesada y Munhá (1990) atribuyeron la zonación metamórfica de la Unidad de Sierra Albarrana a un “domo térmico” varisco posterior a la evolución estructural de esta región, que sería de edad finiprecámbrica.

Abalos (1990) estimó mediante rejillas petrogenéticas las condiciones de presión y temperatura sufridas por estos materiales, obteniendo temperaturas máximas de $600\text{-}700^\circ\text{C}$ y presiones máximas inferiores a $5\text{-}5.5$ kilobares.

V.3.2: La Unidad de Azuaga

Los materiales pre-carboníferos de esta unidad han sido afectados por un metamorfismo de bajo o muy bajo grado. De acuerdo con las paragénesis desarrolladas, estos materiales alcanzaron condiciones de la zona de la clorita y de la biotita. No se han encontrado paragénesis con granate. El muestreo realizado no ha sido lo suficientemente denso como para poder separar dos zonas independientes, una de más bajo grado (zona de la clorita) y otra de mayor grado (zona de la biotita). Garrote (1976) asignó a la zona de la biotita una banda de materiales de la Formación Villares localizada inmediatamente al SO de la Unidad de Sierra Albarrana; para este autor, el resto de la Unidad de Azuaga habría alcanzado como máximo condiciones de la zona de la clorita. También se reconoce biotita en las proximidades de diques diabásicos tardivariscos que cortan a la Formación Villares; en este caso la biotita se debe al metamorfismo de contacto producido por estos diques. Hasta ahora no se ha realizado un estudio sistemático del metamorfismo de esta unidad utilizando técnicas analíticas modernas, por lo que no se conoce la composición de los filosilicatos presentes o la posible existencia de interestratificados de diversa composición.

Paragénesis y condiciones P-T: Las rocas metapelíticas de esta unidad son pizarras o esquistos de tamaño de grano muy fino. Generalmente, los minerales no son visibles en muestra de mano; aunque ocasionalmente se reconocen cristales de biotita de 1-2 milímetros. Las paragénesis reconocidas son:

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-clorita

cuarzo-moscovita-biotita-clorita

cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita

cuarzo-moscovita-biotita

cuarzo-plagioclasa-moscovita-clorita

cuarzo-moscovita-clorita

Los minerales accesorios que contienen estas rocas son opacos y turmalina.

Las micas y la clorita definen la foliación de la roca, por lo que se pueden considerar como sincinemáticas con respecto a la fase de deformación principal. La biotita aparece también como porfidoblastos desorientados, que alcanzan un tamaño de hasta 2 milímetros.

Las rocas metacarbonáticas y metaígneas no han desarrollado paragénesis que puedan aportar algún tipo de información adicional sobre la evolución metamórfica.

Las condiciones de temperatura que se alcanzaron fueron de 400-450°C, de acuerdo con las paragénesis descritas. Los únicos datos analíticos disponibles son los de López Munguira et al. (1991), que muestrearon la Formación Villares en dos cortes; el índice de cristalinidad de la illita en estas muestras indica que alcanzaron temperaturas correspondientes al bajo grado (facies esquistos verdes).

Las condiciones de presión en esta unidad son difíciles de estimar a partir de las paragénesis desarrolladas. López Munguira et al. (1991) estimaron presiones de aproximadamente 4 kilobares para la Formación Villares a partir del contenido en fengita de las micas blancas.

En conclusión, esta unidad ha sufrido un metamorfismo de baja presión (\approx 4 kilobares) que no supera las temperaturas correspondientes al bajo grado (400-450°C).

V.3.3: La Unidad de Sierra Albarrana

Esta unidad está afectada por un metamorfismo de baja presión que da lugar a una zonación concéntrica con respecto a las Cuarcitas de Sierra Albarrana. El grado metamórfico varía desde bajo (zona del granate) al NE y SO de Sierra Albarrana, hasta alto (zona del feldespató potásico) en dicha sierra y su entorno más próximo.

V.3.3.1: Zonas metamórficas

Identificación y distribución de zonas metamórficas: Las rocas metapelíticas son las más abundantes de la secuencia litoestratigráfica pre-carbonífera; no obstante, existen también rocas anfibolíticas intercaladas en el tramo de Micasquistos de la Albariza, en los Gneises Migmatíticos y Anfibolitas y en las Cuarcitas de Sierra Albarrana (véase el apartado II.3). El estudio del metamorfismo que he realizado se basa en las rocas metapelíticas. Para ello se recolectaron en torno a 300 muestras; 16 de ellas fueron estudiadas en detalle mediante microsonda electrónica. Las anfibolitas fueron brevemente descritas en el apartado II.3 y no se volverán a tratar en este capítulo, puesto que no han sido utilizadas en los cálculos geotermobarométricos.

Se han diferenciado 4 zonas que son las siguientes: zona del granate, zona de la estauroлита-andalucita, zona de la sillimanita y zona del feldespató potásico. Las zonas se han establecido a partir de las paragénesis desarrolladas, teniendo en cuenta sobre todo las variaciones (cambios composicionales y formación de nuevos minerales) que se producen en los silicatos ricos en Al_2O_3 -FeO-MgO (fases AFM). El estudio se ha centrado en las paragénesis de menor varianza, es decir, aquellas con un mayor número de fases AFM, que son las mejores para establecer las condiciones termobáricas. En la Fig. V.13 se muestra la distribución sobre mapa de las paragénesis de baja varianza (aquellas con tres o más fases AFM), así como algunas paragénesis de más alta varianza. En la Fig. V.14 se ha representado la distribución de los polimorfos del aluminosilicato.

La zonación metamórfica de Sierra Albarrana ya había sido puesta de manifiesto anteriormente (Garrote, 1976; González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago, 1993). No se ha podido diferenciar una zona de feldespató potásico-sillimanita en la que la moscovita esté sistemáticamente ausente. Los autores anteriores reconocieron también las dificultades que existen para separar esta última zona de una zona con

sillimanita y moscovita. Las causas de esto se discuten en el epígrafe V.3.3.3 dedicado a la secuencia de reacciones.

La zonación metamórfica es simétrica con respecto a las Cuarcitas de Sierra Albarrana (Figs. V.13 y V.14). La parte central la ocupa la zona del feldespató potásico y hacia el NE y el SO decrece el grado metamórfico. Hacia el SO, aparece primero la zona de la sillimanita, que coincide con una banda de gran intensificación de la fábrica plano-linear y que he interpretado como una zona de cizalla (véase el apartado IV.3.2.2). Al SO de la zona de la sillimanita, aparece una ancha banda ocupada por la zona de la estaurolita-andalucita, que se prolonga hasta el límite SO de esta unidad (Falla del Onza). En algunos puntos, entre la zona de la estaurolita-andalucita y la Falla del Onza aparece una estrecha banda con paragénesis de la zona del granate (Fig. V.13); esta banda parece estar presente únicamente en la parte SE de la unidad, mientras que hacia el NO, la zona de la estaurolita-andalucita se prolonga hasta la Falla del Onza. Sin embargo, el hecho de que no se haya podido acceder a una buena parte de esta banda SO de la unidad de Sierra Albarrana, resta fiabilidad al trazado cartográfico de las isogradas en esta parte. La zona de cizalla produce la superposición de rocas de la zona del feldespató potásico y la sillimanita sobre rocas de la zona de la estaurolita-andalucita. Al NE de Sierra Albarrana, aparecen sucesivamente las zonas de la sillimanita, estaurolita-andalucita, y granate (Fig. V.13). Garrote (1976) propuso una distribución de isogradas en esta parte NE de la unidad de Sierra Albarrana, con una banda hectométrica de rocas de la zona del granate intercaladas entre rocas de la zona de la estaurolita-andalucita. En el presente estudio dicha banda no ha sido detectada, por lo que las isogradas representadas muestran una disminución progresiva del grado metamórfico hacia el NE (Fig. V.13).

Las isogradas situadas al NE de las Cuarcitas de Sierra Albarrana están cortadas por la zona de cizalla (Figs. IV.13 y IV.14). En la parte NO, las isogradas son cortadas por la Falla de la Casa del Café. La aureola de metamorfismo de contacto asociada con el Granito de la Cardenchoa corta la zonación metamórfica en la parte más NE de la unidad (Fig. V.13); en corneanas de esta aureola se ha observado blastesis de andalucita (por ejemplo, muestra AA-135). Las rocas de la zona de la estaurolita-andalucita situadas al NE de Sierra Albarrana están trasladadas por fallas y reaparecen en la parte NO de la región estudiada (Fig. V.15). Algo más al NO, afloran, también entre fallas, rocas de la zona de la sillimanita (Fig. V.15). Este hecho se debe a la fracturación tardivarisca, que corta a la Unidad de Sierra Albarrana y hace reaparecer parte de sus materiales al NO en forma de bandas estrechas limitadas por fallas (véase el apartado IV.3.4).

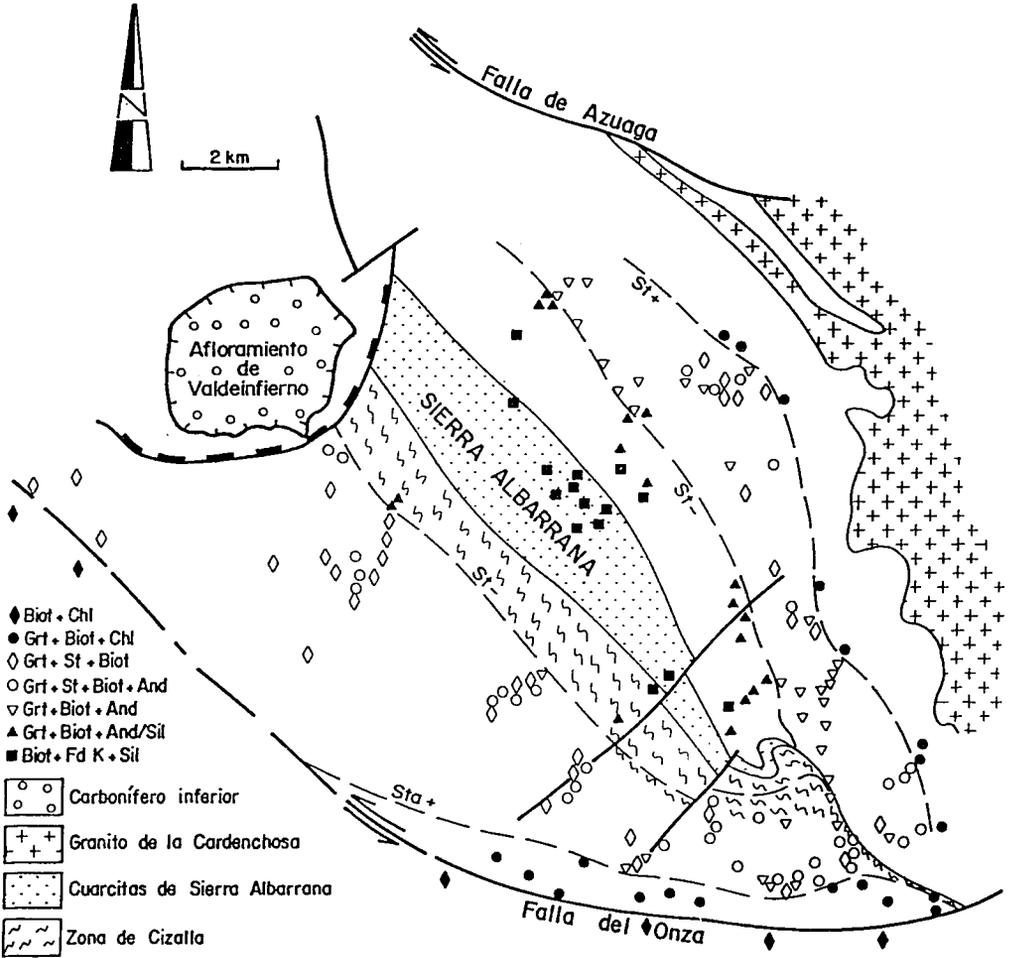


Fig. V.13: Mapa en el que se muestra la distribución de las diferentes asociaciones de fases AFM en el sector de Sierra Albarrana. Se representa también el trazado cartográfico de las isogradas de la estaurolita+ y la estaurolita-.

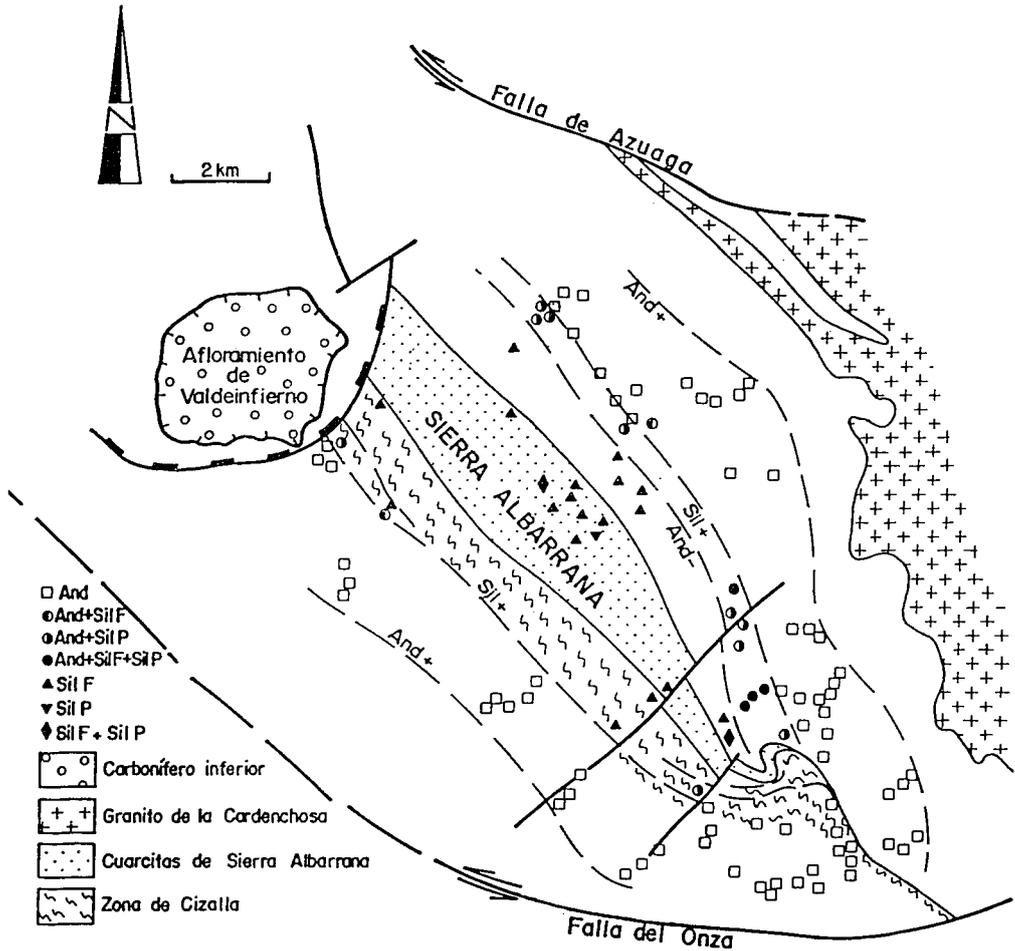


Fig. V.14: Mapa en el que se muestra la distribución de los polimorfos del aluminosilicato en el sector de Sierra Albarrana. Se indica también el trazado cartográfico de las isogradas de la andalucita+, sillimanita+ y andalucita-.

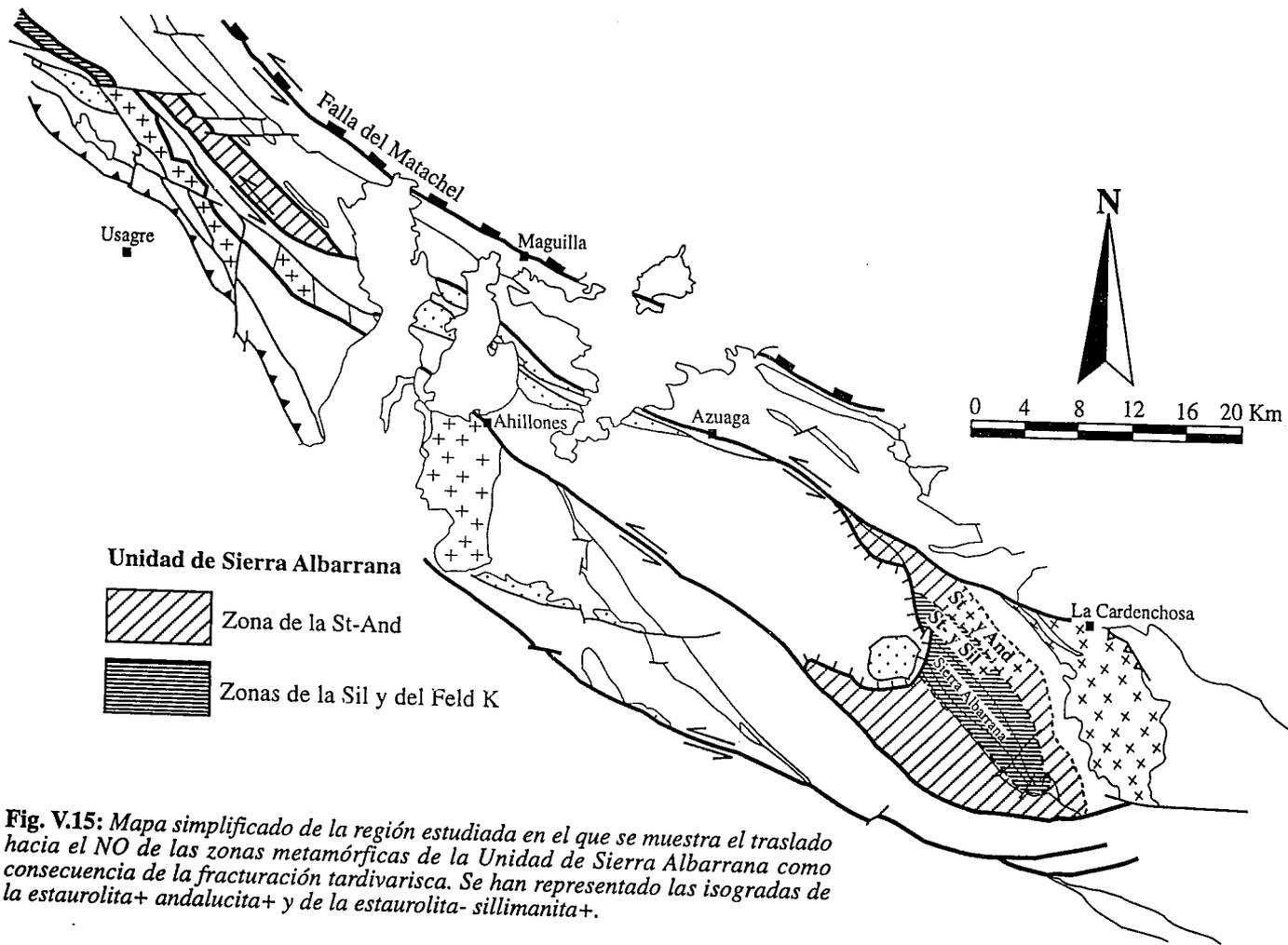


Fig. V.15: Mapa simplificado de la región estudiada en el que se muestra el traslado hacia el NO de las zonas metamórficas de la Unidad de Sierra Albarrana como consecuencia de la fracturación tardivarisca. Se han representado las isogradas de la estaurolita+ andalucita+ y de la estaurolita-sillimanita+.

Descripción de las zonas metamórficas: A continuación se describen las paragénesis presentes en cada una de las zonas metamórficas, así como las características texturales de los diversos minerales.

Zona del granate: Está definida por la aparición del granate. Las metapelitas de esta zona son esquistos de tamaño de grano fino o muy fino, en los que a veces se puede reconocer a simple vista granate, biotita y moscovita. La foliación principal está definida fundamentalmente por los minerales micáceos; a veces aparece replegada por micropliegues asociados a la fase de crenulación. Las paragénesis que se reconocen son:

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-biotita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-biotita-clorita

cuarzo-moscovita-granate-biotita-clorita

cuarzo-moscovita-granate-biotita

Los minerales accesorios más comunes son ilmenita, zircón y turmalina. Garrote (1976) y Contreras et al. (1984) han indicado la existencia de cloritoide en esta zona metamórfica, aunque no precisaron la localización exacta de sus muestras. En ninguna de las muestras estudiadas en este trabajo se ha encontrado cloritoide.

El granate presenta un tamaño de 0.1-2 milímetros y normalmente forma cristales euhédricos o subhédricos sin inclusiones; en ocasiones, aparece con inclusiones de cuarzo y, menos abundantemente, de ilmenita. Las inclusiones a veces definen una foliación interna recta y discontinua que aparece rotada con respecto a la foliación externa (foto 49, muestra AA-222); más raramente, la foliación interna tiene una forma suavemente incurvada. La mayor parte de los granates tienen sombras de presión lo que, unido a que la rotación de la foliación interna con respecto a la foliación externa es similar en sentido y número de grados a la escala de la lámina delgada, sugiere un crecimiento sincinemático de este mineral con respecto a la foliación principal. En las muestras más alteradas, el granate está alterado a clorita, biotita y óxidos de Fe a través de sus bordes y microfracturas.

Se pueden reconocer dos tipos de biotita: a) cristales alargados que, junto con moscovita, definen la foliación (por ejemplo, en la muestra AA-164); b) porfidoblastos de hasta 1 milímetro con sus planos de exfoliación paralelos u oblicuos a la foliación (por

ejemplo, en las muestras AA-166 y 222). Los porfidoblastos de biotita suelen estar alterados a clorita. En los casos en que los planos de exfoliación son oblicuos a la foliación, los porfidoblastos de biotita suelen estar afectados por micropliegues de tipo “kink”, que no afectan a la foliación.

La mayor parte de los cristales de clorita son paralelos a la foliación, lo que parece indicar que crecieron en equilibrio con la biotita y el granate (Fig. V.16). También se encuentran cristales de clorita en las sombras del granate o remplazando granate y biotita.

Zona de la estaurolita-andalucita: Está definida por la aparición de estaurolita y/o andalucita. Ambas isogradas tienden a coincidir, especialmente al NE de Sierra Albarrana (Figs. V.13 y V.14), por lo que no se puede separar una zona de andalucita y otra de estaurolita. Garrote (1976) también consideró una sola zona para estos dos minerales. Las metapelitas de esta zona son esquistos de grano fino a medio y colores pardos, que contienen porfidoblastos de estaurolita (hasta 2 centímetros) y andalucita (hasta 5 centímetros) (foto 50). Los cristales de biotita, moscovita y granate generalmente no sobrepasan de 2-3 milímetros. La foliación principal en estos esquistos está definida principalmente por los minerales micáceos y es generalmente una esquistosidad, aunque en algunos afloramientos es una foliación de crenulación (véase el apartado IV.3.2.2). Localmente, se reconoce un clivaje de crenulación de espaciado milimétrico asociado a la fase de crenulación. Las paragénesis reconocidas en estas rocas son:

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-biotita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-biotita-andalucita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-estaurolita-biotita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-estaurolita-biotita-andalucita

Como minerales accesorios aparecen ilmenita, zircón, turmalina y apatito. En ocasiones, las rocas de esta zona tienen distena (Garrote, 1976; González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago, 1993), aunque en este estudio no se recogió ninguna muestra con dicho mineral.

La estaurolita forma porfidoblastos euhédricos o subhédricos que normalmente contienen una foliación interna definida por inclusiones de cuarzo; los porfidoblastos de este mineral incluyen además cristales idiomorfos de ilmenita y granate. En la mayor parte de las muestras (por ejemplo, AA-175), la foliación interna en estaurolita es continua con

la foliación externa, estando los porfidoblastos rotados con respecto a la matriz (foto 24); esto implica una blastesis sincrónica de la estaurolita con respecto a la foliación principal. Estas estaurolitas suelen presentar sombras de presión enriquecidas en cuarzo. En algunas muestras (por ejemplo, AA-85), la foliación interna de las estaurolitas es un clivaje de crenulación incipiente que registra los primeros estadios del desarrollo de la foliación principal (fotos 25 y 26); en la matriz de la roca se reconocen algunas charnelas desenraizadas definidas por cristales de biotita y moscovita. La interpretación más razonable para esta foliación de crenulación sinmetamórfica es que se formase por plegamiento de una fábrica anterior durante el cizallamiento que afecta a esta unidad (deformación principal); esa fábrica anterior probablemente se formó en los estadios iniciales del proceso de cizallamiento (véase el apartado IV.3.2.2). Por último, existen algunas muestras en las que la foliación interna de las estaurolitas está microplegada por pliegues suaves de plano axial oblicuo a la foliación externa (foto 51); ésta presenta continuidad con la foliación interna, pero no está afectada por estos micropliegues. El origen de estos micropliegues es difícil de establecer, ya que únicamente están preservados en el interior de porfidoblastos de estaurolita, por lo que no pueden ser atribuidos a la fase de crenulación; debieron formarse antes del crecimiento de la estaurolita y un estiramiento posterior los deshizo en la matriz de la roca.

La andalucita aparece como grandes porfidoblastos subredondeados con numerosas inclusiones de cuarzo, moscovita, biotita e ilmenita; en ocasiones, también aparecen cristales idiomorfos de granate incluidos en andalucita. A veces, las inclusiones definen una foliación interna, que por lo general presenta continuidad con la foliación externa. Estos caracteres indican un crecimiento sincinemático con respecto a la foliación principal (foto 52). También se han observado porfidoblastos de andalucita que fosilizan los primeros estadios de desarrollo de una foliación de crenulación (muestra AA-233, foto 53). Algunos porfidoblastos aparecen rodeados por cristales de moscovita a lo largo de todo su borde.

El granate y la biotita muestran las mismas características texturales que en la zona del granate. Los cristales de moscovita son generalmente paralelos a la foliación; en ocasiones, la moscovita forma cristales milimétricos alrededor de los porfidoblastos de andalucita.

En las rocas metapelíticas de esta zona es frecuente la presencia de clorita que se forma por la alteración de biotita y granate. También es frecuente la existencia de porfidoblastos de clorita de hasta 1 milímetro, oblicuos a la foliación principal y no

deformados (muestra AA-175, foto 54). El crecimiento de estos cristales de clorita es posterior al del resto de fases, así como a la formación de la foliación principal (Fig. V.16).

En resumen, las metapelitas de esta zona muestran equilibrio textural entre estaurolita, andalucita, biotita, granate, plagioclasa y moscovita. Todas estas fases son sincinemáticas con respecto a la foliación principal (Fig. V.16) como se deduce de las sombras de presión y de las relaciones foliación interna / foliación externa en porfidoblastos de estaurolita, andalucita y granate.

Secuencia de fases sincinemáticas con la deformación principal

	zona de la Biot	zona del Grt	zona de la St-And	zona de la Sil	zona del feld K
Qtz	—————				
Plag	—————				
Mosc	—————				
Chl	—————				
Biot	—————				
Grt	—————				
St	—————				
Ilm	—————				
And	—————				
Sil	—————				
Feld K	—————				
Fundido	—————				

Fases y transformaciones tardi a postcinemáticas

Cloritización de la Biot	—————				
Transformación de la Ilm	—————				
Porfidoblastos de Mosc	—————				
Fibrolitización de la Biot	—————				

venas sin a tardicinemáticas

Qtz ± And/Sil	—————				
Pegmatitas	—————				

Fig. V.16: Esquema en el que se indican las fases sincinemáticas con respecto a la deformación principal en cada una de las zonas metamórficas de la Unidad de Sierra Albarrana. Asimismo, se indican las transformaciones mineralógicas más importantes que tienen lugar tras la deformación principal y la distribución de las venas de segregación.

Zona de la sillimanita: Está marcada por la desaparición de la estaurolita (isograda de la estaurolita -), que parece coincidir a gran escala con la aparición de sillimanita (Figs. V.13 y V.14). En una banda de algunos cientos de metros en el contacto con la zona de la estaurolita-andalucita se reconocen aún porfidoblastos de andalucita. El granate es mucho menos abundante que en la zona anterior y desaparece progresivamente a medida que aumenta la distancia a la isograda de la estaurolita - (Fig. V.13).

Las metapelitas de esta zona son esquistos de tamaño de grano fino a medio, en

las que se suele reconocer a visu, moscovita, biotita y sillimanita fibrolítica; en los casos en que existe granate, éste es a veces visible, con tamaños de 1-3 milímetros. Las paragénesis reconocidas son:

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-biotita-andalucita-sillimanita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-andalucita-sillimanita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-granate-biotita-sillimanita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-sillimanita

Como minerales accesorios aparecen turmalina, apatito, zircón e ilmenita. Ha sido citada la presencia de cordierita y distena en esta zona (González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago, 1993).

Los porfidoblastos de andalucita tienen características similares a las que presentan en la zona de la estauroлита-andalucita. La sillimanita aparece en sus dos variedades: prismática y fibrolítica. La más abundante es la prismática, que crece en fracturas en los porfidoblastos de andalucita (muestra AA-141, foto 55) o como agregados entre los porfidoblastos de andalucita (muestra AA-139); también aparece sustituyendo parcial o totalmente a la andalucita. La fibrolita forma agregados paralelos a la foliación, normalmente relacionados con biotita (muestras AA-80 y AA-259).

El granate aparece generalmente como cristales euhédricos o subhédricos, sin inclusiones y con tamaños de pocas micras (por ejemplo, muestra AA-80). Más raramente, el granate forma porfidoblastos euhédricos o subhédricos de hasta 2 milímetros con inclusiones de opacos (por ejemplo, muestra AA-259). La biotita presenta un intenso color marrón-rojizo y junto a la moscovita, definen la foliación de la roca.

Todos los minerales presentes en estas rocas parecen ser sincinemáticos con respecto a la foliación principal (Fig. V.16).

Zona del feldespato potásico: Está definida por la aparición de feldespato potásico (Fig. V.13), que coincide con el inicio de la fusión parcial en las rocas metapelíticas. En esta zona la mayor parte de las rocas son de composición cuarzo-feldespática (Cuarcitas de Sierra Albarrana), por lo que el desarrollo de paragénesis significativas es escaso. Las metapelitas intercaladas en la secuencia presentan un bandeo gneísico definido por bandas milimétricas alternantes de composición cuarzo-feldespática y micácea, resultantes de fusión parcial. El neosoma tiene una composición mineralógica granítica y forma

bandas continuas o pequeños dominios de formas ahusadas. Todas las fases son reconocibles a simple vista, destacando la sillimanita que a veces forma nódulos alargados de color blanquecino y tamaño de 1-2 centímetros, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. El granate aparece en algunos niveles aislados, formando porfidoblastos milimétricos de color rojizo en esquistos muy ricos en sillimanita. Las paragénesis de estas rocas son:

cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-granate-biotita-andalucita-sillimanita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-sillimanita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita-sillimanita

cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita

cuarzo-moscovita-plagioclasa-feldespato potásico-biotita

cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-granate-biotita-sillimanita

cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-sillimanita

Los minerales accesorios reconocidos son turmalina, apatito y zircón; en las láminas que contienen granate existe también ilmenita (por ejemplo, AA-138, AA-248), mientras que en el resto es característica la ausencia de ilmenita. González del Tanago y Peinado (1990) y González del Tanago (1993) han puesto de manifiesto la presencia de cordierita en las metapelitas de esta zona.

En la mayor parte de las muestras (por ejemplo, AA-18), se observan complejas relaciones entre las fases coexistentes; el feldespato potásico forma grandes cristales que contienen inclusiones de biotita, cuarzo y, más raramente, de sillimanita fibrolítica. Las biotitas de la matriz son de colores marrones-rojizos y están fuertemente corroídas por sillimanita fibrolítica (foto 56). Es frecuente la presencia de intercrecimientos mirmequíticos en los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico. La moscovita aparece bien como pequeños cristales corroídos, o bien como grandes porfidoblastos de hasta 1 centímetro, que fosilizan la foliación; estos porfidoblastos a veces están deformados por pliegues “kink” o tienen extinción ondulante. La sillimanita fibrolítica aparece incluida en todas las fases como pequeños cristales desorientados; también aparece en nódulos junto con cuarzo y minerales opacos, en los que los cristales de fibrolita forman madejas de disposición radial (foto 57).

Existen algunas muestras (por ejemplo, AA-104) en las que se observa equilibrio textural entre biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y sillimanita prismática

(foto 58); en ocasiones, la moscovita forma además grandes porfidoblastos tardíos sobreimpuestos a la foliación.

Las muestras que contienen granate son muy escasas (Fig. V.13). Este mineral aparece como cristales euhédricos o subhédricos con inclusiones de cuarzo e ilmenita, que a veces definen una foliación interna oblicua a la foliación externa. En la muestra AA-138, el granate es sincinemático con respecto a la foliación y aparentemente singenético con moscovita, feldespato potásico, biotita y sillimanita. La moscovita aparece únicamente como cristales paralelos a la foliación. En esta muestra existen también porfidoblastos de andalucita que crecieron probablemente en un estadio anterior en condiciones de menor temperatura; los porfidoblastos de andalucita están parcialmente transformados a sillimanita prismática a través de sus fracturas. La muestra AA-259 es mineralógica y texturalmente más simple; el granate es paragenético con sillimanita prismática y fibrolítica, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Esta muestra no contiene moscovita.

Tabla V.9
Asociaciones minerales de las muestras de metapelitas analizadas en la Unidad de Sierra Albarrana

Muestra	coordenadas UTM	Qtz	Plag	Feld	K	Mosc	Grt	St	Biot	Chl	And	Sil P	Sil F	Ilm	Zona met
AA-164	30S TH 903215	#	#	#	#	#	#		#	#					Grt
AA-166	30S TH 885113	#	#		#	#	#		#	#					Grt
AA-53	30S TH 901202	#	#		#	#	#	#	#		#			#	St-And
AA-85	30S TH 818184	#	#		#	#	#	#	#					#	St-And
AA-137	30S TH 905169	#	#		#	#	#	#	#					#	St-And
AA-171	30S TH 859140	#	#		#	#	#	#	#					#	St-And
AA-175	30S TH 795184	#	#		#	#	#	#	#					#	St-And
AA-223	30S TH 925136	#	#	#	#	#	#	#	#		#			#	St-And
AA-233	30S TH 889127	#	#		#	#	#	#	#		#			#	St-And
AA-80	30S TH 820195	#	#		#	#	#	#	#				#	#	Sil
AA-138	30S TH 896154	#	#	#	#	#	#	#	#		#	#	#	#	Sil
AA-139	30S TH 899156	#	#		#	#	#	#	#		#	#	#	#	Sil
AA-141	30S TH 894170	#	#		#	#	#	#	#		#	#		#	Sil
AA-18	30S TH 891152	#	#	#	#				#				#		Feld K
AA-20	30S TH 879158	#	#	#	#				#				#		Feld K
AA-104	30S TH 864190	#	#	#	#				#			#	#		Feld K

*Qtz: cuarzo; Plag: plagioclasa; Feld K: feldespato potásico; Mosc: moscovita; Grt: granate; St: estauroлита; Biot: biotita; Chl: clorita; And: andalucita; Sil P: sillimanita prismática; Sil F: sillimanita fibrolítica; Ilm: ilmenita

V.3.3.2: Composición química de las fases minerales en las metapelitas

La composición química de las diferentes fases en muestras seleccionadas de cada zona fue analizada con una microsonda electrónica CAMEBAX SX50 (Microsonde Ouest, Brest, Francia). Las condiciones analíticas fueron de 15 kilovoltios de potencial de aceleración, 10 nanoamperios de corriente de sonda, 2 micras de diámetro del haz electrónico y 6 segundos de tiempo de contaje. Los patrones utilizados fueron albita para el Na, ortoclasa para el K y el Al, diópsido para el Ca, el Mg y el Si, MnTiO₃ para el Mn y el Ti, Fe₂O₃ para el Fe, y ZnS para el Zn. Se aplicó la corrección ZAF, directamente incorporada a la rutina de cálculo de la microsonda. Se han analizado un total de 16 muestras: 2 de la zona de granate, 7 de la zona de la estauroлита-andalucita, 3 de la zona de la sillimanita y 4 de la zona del feldespato potásico. En la Tabla V.9 se da la composición mineral de cada una de estas muestras y las coordenadas UTM de los puntos donde se tomaron.

A continuación se resumen brevemente los datos más importantes sobre la composición química de cada fase mineral.

Granate: Los granates analizados son esencialmente soluciones sólidas entre almandino (64-82 %), espesartina (5-27 %) y piropo (4-10 %), con contenidos bajos o muy bajos de grosularia (0-6 %) y de andradita (0-2 %) (Tabla V.10). Se observan pequeñas diferencias composicionales entre los granates de las diferentes zonas metamórficas: el contenido en espesartina decrece desde la zona del granate hasta las de la sillimanita y del feldespato potásico.

Se han realizado varios perfiles en granates de las zonas del granate, de la estauroлита-andalucita y de la sillimanita. La mayor parte de los granates de las zonas del granate y de la estauroлита-andalucita presentan zonaciones progradas caracterizadas por una disminución del contenido de espesartina desde el centro al borde y un aumento de los contenidos de almandino y piropo en el mismo sentido (Fig. V.17); la variación del contenido en espesartina es mayor en los granates de la zona del granate que en los de la zona de la estauroлита-andalucita. Estos perfiles indican que en estas dos zonas los granates han crecido durante una etapa con aumento de temperatura y que no se alcanzaron temperaturas de homogeneización por difusión. La mayor parte de los granates

de la zona de la sillimanita muestran perfiles planos, indicativos de homogeneización por difusión (Fig. V.17). En algún caso, se han observado perfiles planos con un ligero incremento de espesartina y una ligera disminución del contenido en piropro en el borde (Fig. V.17); estos perfiles indican probablemente recrecimiento o reequilibrio del borde del granate en condiciones retrógradas, después de haber sufrido homogeneización por difusión. Es decir, los granates de la zona de la sillimanita crecieron inicialmente a temperaturas superiores a la temperatura de homogeneización por difusión, y al bajar la temperatura por debajo de dicha temperatura de homogeneización durante la historia retrógrada, en algunos de ellos se produjo un recrecimiento del borde o un reequilibrio. En la zona del feldespato potásico se ha realizado un solo perfil de granate (muestra AA-138) que presenta un patrón plano para todos los componentes, con un ligero incremento del contenido de espesartina en el borde y un ligero descenso del contenido en piropro (Fig. V.17).

Estauroлита: La composición de este mineral es muy similar en todas las muestras estudiadas (Tabla V.11). Los contenidos de MnO y ZnO son muy bajos, variando entre 0 y 0.4 % en peso y entre 0.1 y 1.1 % en peso, respectivamente. No se ha observado zonación en ningún caso.

Biotita: La Tabla V.12 recoge las composiciones más típicas de las biotitas en las diferentes zonas metamórficas. La mayor parte de las biotitas analizadas tienen contenidos en K₂O inferiores a los contenidos normales en este mineral; esto se debe probablemente a alteración parcial a clorita. Esta alteración es mucho más importante en las biotitas de las zonas del granate y la estauroлита-andalucita que en las de las zonas de la sillimanita y del feldespato potásico. Dentro de la zona de la estauroлита-andalucita, las biotitas que aparecen incluidas en los porfidoblastos de andalucita son las menos cloritizadas, como indican sus más altos contenidos de K₂O. Los contenidos en Ti aumentan con el grado metamórfico, variando entre 0.05-0.11 en las zonas del granate y la estauroлита-andalucita hasta 0.15-0.21 en la zona del feldespato potásico (contenidos en átomos por fórmula unidad normalizada a 11 oxígenos). Este aumento del contenido en Ti va acompañado de un cambio en el color de las biotitas, que pasan de tonos marrones en las zonas del granate y la estauroлита-andalucita a tonos marrones-rojizos en las zonas de la sillimanita y del feldespato potásico.

Tabla V.10

Análisis químicos de metapelitas de la Unidad de Sierra Albarrana (granates)

Muestra	AA-164	AA-164	AA-166	AA-166	AA-53	AA-53	AA-85	AA-85	AA-137	AA-137	AA-171	AA-171	AA-175	AA-175	AA-223	AA-223	AA-233	AA-233	AA-80	AA-80	AA-138	AA-138	AA-139	AA-139
Nº Análisis	201	200	132	101	15	86	34	35	18	32	69	70	93	94	10	11	59	60	15	2	27	50	49	50
Zona met.*	Gr	Gr	Gr	Gr	St-And	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil													
	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	borde
MgO	1,70	1,85	1,06	1,31	2,10	2,43	2,32	1,99	1,78	1,85	2,68	2,31	2,32	2,34	2,22	2,23	2,61	2,44	2,65	2,10	2,52	2,43	2,40	2,40
SiO2	36,55	36,72	36,75	36,84	37,28	37,17	37,57	37,05	37,09	36,73	37,94	38,84	37,22	36,95	36,84	37,32	36,73	37,25	37,00	37,36	37,27	37,20	36,69	36,40
Al2O3	20,98	21,01	20,97	20,96	20,97	21,10	20,77	20,65	21,16	20,91	21,44	21,39	21,14	20,87	20,68	20,80	20,90	21,36	20,86	21,14	21,38	21,12	21,02	20,87
FeO	36,40	37,91	29,05	33,01	35,06	37,89	35,65	35,84	34,79	37,14	35,28	35,32	35,10	35,40	34,10	32,73	35,31	36,74	34,45	33,83	33,85	35,61	36,71	36,70
TiO2	0,01	0,04	0,04	0,02	0,14	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	4,09	2,01	11,20	6,84	3,10	1,40	2,81	2,99	6,07	2,44	3,02	3,36	3,86	3,43	4,82	4,53	2,74	2,62	4,81	4,94	5,41	4,80	3,18	2,90
CaO	0,75	1,14	1,62	1,61	1,51	1,41	1,84	1,65	1,14	1,78	1,92	1,66	1,64	1,52	1,80	1,86	1,21	1,76	0,93	1,18	1,19	0,92	0,72	0,44
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,07	0,02	0,05	0,00	0,08	0,00	0,11	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	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
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,05	0,01	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,54	100,71	100,71	100,63	100,22	101,46	101,05	100,24	102,77	100,90	102,34	103,04	101,97	100,64	100,48	99,58	99,57	102,19	100,71	100,73	101,66	102,08	101,09	100,72
	fórmula estructural en base a 12 oxígenos																							
Mg	0,206	0,224	0,128	0,159	0,253	0,290	0,227	0,240	0,211	0,222	0,315	0,269	0,275	0,280	0,267	0,269	0,315	0,288	0,317	0,252	0,299	0,288	0,289	0,289
Si	2,974	2,976	2,985	2,989	3,010	2,969	3,012	3,002	2,946	2,961	2,994	3,040	2,959	2,975	2,974	3,024	2,981	2,952	2,976	3,005	2,968	2,959	2,958	2,965
Al	2,012	2,007	2,008	2,005	1,997	1,999	1,963	1,974	1,981	1,987	1,994	1,974	1,982	1,981	1,969	1,987	2,000	1,996	1,979	2,005	2,007	1,981	1,999	2,005
Fe2+	2,410	2,510	1,940	2,211	2,368	2,490	2,369	2,410	2,284	2,456	2,321	2,312	2,312	2,348	2,246	2,218	2,378	2,384	2,273	2,276	2,229	2,310	2,432	2,470
Fe3+	0,067	0,061	0,033	0,029	0,000	0,042	0,021	0,020	0,028	0,049	0,008	0,000	0,023	0,037	0,057	0,000	0,019	0,052	0,045	0,000	0,025	0,060	0,043	0,030
Ti	0,001	0,002	0,002	0,001	0,009	0,002	0,003	0,000	0,028	0,049	0,004	0,004	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,045	0,000	0,025	0,060	0,000
Mn	0,282	0,138	0,771	0,470	0,212	0,095	0,191	0,205	0,044	0,000	0,202	0,223	0,260	0,234	0,330	0,311	0,188	0,176	0,000	0,002	0,000	0,000	0,217	0,200
Ca	0,065	0,099	0,141	0,140	0,130	0,120	0,158	0,143	0,408	0,167	0,160	0,139	0,140	0,131	0,156	0,161	0,105	0,149	0,328	0,336	0,365	0,323	0,062	0,038
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,097	0,154	0,000	0,005	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000	0,000	0,080	0,102	0,078	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,004	0,003	0,003	0,005	0,010	0,005	0,004	0,002	0,001	0,003	0,000	0,002	0,014	0,007	0,001	0,000	0,013	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Total Cat	8,022	8,020	8,011	8,010	7,989	8,013	7,950	8,000	8,029	8,050	8,000	7,968	8,001	8,000	8,000	7,977	8,000	7,999	8,043	7,983	8,023	8,059	8,000	7,997
Almand	0,817	0,848	0,655	0,744	79,900	83,150	79,100	80,380	76,140	81,910	77,350	78,550	77,420	78,450	74,900	74,960	79,620	79,520	75,830	76,730	74,440	77,000	81,070	82,330
Pirope	0,068	0,074	0,043	0,053	8,540	9,670	9,260	8,010	7,020	7,410	10,510	9,150	9,200	9,370	8,910	9,090	10,550	9,620	10,580	8,500	9,990	9,600	9,630	9,720
Gros+Andr	0,021	0,033	0,047	0,046	4,410	4,020	5,230	4,610	3,180	5,030	5,420	4,560	4,680	4,150	5,190	5,200	3,530	4,990	2,660	3,250	3,390	2,620	2,070	1,280
Espesart	0,093	0,045	0,256	0,156	7,160	3,160	6,370	6,850	13,610	5,550	6,730	7,570	8,700	7,810	11,000	10,500	6,300	5,870	10,930	11,340	12,190	10,780	7,240	6,670

*Gr: zona del granate; St-And: zona de la estaurolita-andalucita; Sil: zona de la sillimanita

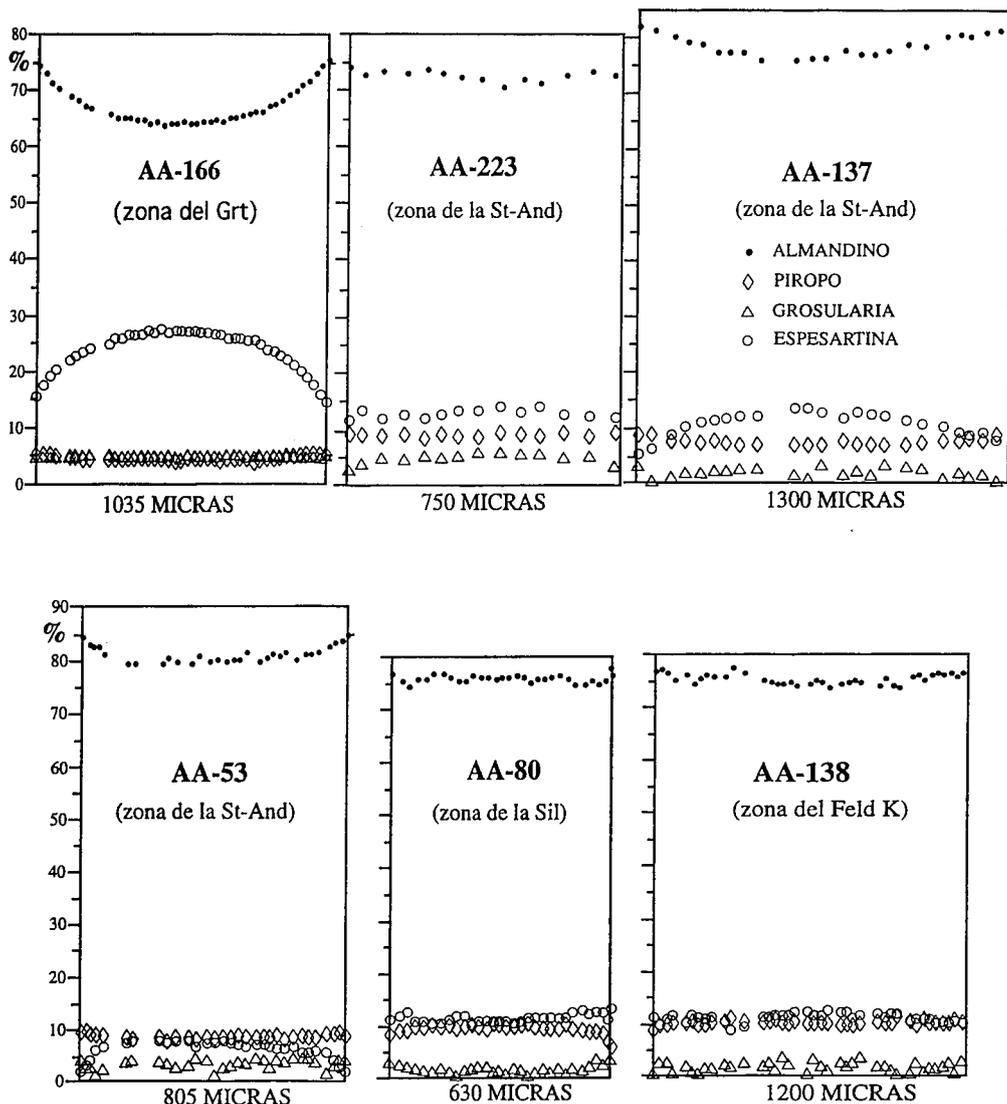


Fig. V.17: Perfiles composicionales de granates de las metapelitas de la Unidad de Sierra Albarrana. En cada uno de ellos se indica el número de muestra, la zona metamórfica y el diámetro del granate analizado. Véase explicación en el texto.

Clorita: Está presente en las muestras AA-85 y AA-175 (zona de estaurilita-andalucita) como porfidoblastos tardíos que fosilizan la foliación (foto 54), y en las muestras AA-164 y AA-166 (zona del granate) como producto de alteración de biotita y granate. No se han detectado diferencias composicionales entre ambos tipos de cloritas.

Moscovita: Todas las muestras analizadas contienen moscovita primaria. No existen diferencias químicas entre las moscovitas paralelas a la foliación, las incluidas en andalucita, y las que forman porfidoblastos. El contenido fengítico es sistemáticamente bajo o muy bajo, ya que los contenidos en Si varían entre 3.03 y 3.10 átomos por fórmula unidad normalizada a 11 oxígenos (Tabla V.13). El contenido de paragonita de las moscovitas varía entre 5 y 30 %. En la mayor parte de las muestras analizadas los porcentajes de MgO y FeO de las moscovitas varían entre 0.3-0.6 % y entre 0.7-1.5 %, respectivamente. Sin embargo, las moscovitas de la muestra AA-104 (zona del feldespato potásico) son más ricas en FeO (2.22-2.74 %) y más pobres en Al₂O₃ (Tabla V.13), lo que probablemente significa que la mayor parte del Fe está como Fe³⁺.

Se han analizado moscovitas de origen secundario formando pequeños cristales que crecen a expensas de sillimanita prismática (muestra AA-104) o de feldespato potásico (muestra AA-138). Estas moscovitas secundarias tienen altos contenidos en Si (hasta 3.45 átomos por fórmula unidad normalizada a 11 oxígenos) y, consecuentemente, altos contenidos en MgO.

Tabla V.11

Análisis químicos de metapelitas de la Unidad de Sierra Albarrana (estauroлитas)

Muestra	AA-53	AA-53	AA-85	AA-85	AA-137	AA-137	AA-171	AA-171	AA-175	AA-175	AA-223	AA-223	AA-233	AA-233
Nº Análisis	2	6	32	39	7	11	16	39	86	100	16	18	9	15
Zona met.*	St-And													
MgO	1,25	1,10	1,46	1,24	1,44	1,51	1,44	1,63	1,61	1,58	1,57	1,46	1,50	1,60
SiO ₂	27,52	27,83	27,55	27,70	26,95	27,91	28,04	28,37	27,97	27,54	27,41	27,26	27,49	27,48
Al ₂ O ₃	54,36	55,16	53,82	53,79	54,50	53,82	54,05	53,14	53,44	53,55	54,10	55,10	54,29	53,92
FeO	13,76	12,60	14,25	14,15	14,08	14,97	13,98	14,18	13,81	14,06	13,42	13,02	13,51	13,95
TiO ₂	0,56	0,13	0,58	0,42	0,48	0,42	0,29	0,06	0,51	0,00	0,38	0,40	0,39	0,49
MnO	0,00	0,03	0,21	0,11	0,15	0,10	0,16	0,15	0,17	0,16	0,23	0,34	0,11	0,23
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,05	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
ZnO	0,07	0,43	0,37	0,18	0,20	0,12	0,24	0,21	0,00	0,00	1,09	0,74	0,41	0,44
Na ₂ O	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,08	0,05	0,00	0,01	0,03	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00
Total	97,60	97,30	98,34	97,65	97,82	98,90	98,27	97,78	97,59	96,96	98,27	98,44	97,72	98,18
fórmula estructural en base a 46 oxígenos														
Mg	0,519	0,454	0,604	0,514	0,598	0,621	0,594	0,676	0,669	0,659	0,651	0,599	0,622	0,661
Si	7,647	7,714	7,644	7,716	7,503	7,704	7,754	7,888	7,778	7,719	7,610	7,527	7,639	7,628
Al	17,811	18,028	17,606	17,668	17,890	17,517	17,624	17,422	17,525	17,699	17,709	17,941	17,788	17,649
Fe	3,198	2,922	3,308	3,296	3,279	3,456	3,262	3,298	3,213	3,296	3,116	3,008	3,140	3,240
Ti	0,117	0,028	0,120	0,087	0,101	0,087	0,060	0,013	0,106	0,000	0,080	0,083	0,080	0,102
Mn	0,000	0,007	0,049	0,027	0,035	0,023	0,037	0,035	0,040	0,038	0,053	0,080	0,025	0,054
Ca	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006	0,022	0,000	0,000
Cr	0,016	0,000	0,009	0,001	0,000	0,011	0,011	0,007	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,007
Zn	0,013	0,087	0,076	0,037	0,041	0,024	0,049	0,043	0,000	0,000	0,223	0,152	0,083	0,089
Na	0,000	0,010	0,015	0,012	0,011	0,000	0,000	0,000	0,044	0,025	0,000	0,006	0,018	0,025
K	0,000	0,000	0,008	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,008	0,000	0,000
Total Cat	29,322	29,249	29,440	29,374	29,457	29,445	29,368	29,387	29,375	29,441	29,463	29,427	29,396	29,455

*St-And: zona de la estauroлитa-andalucita

Tabla V.12

Análisis químicos de metapelitas de la Unidad de Sierra Albarrana (biotitas)

Muestra	AA-164	AA-164	AA-166	AA-166	AA-53	AA-53	AA-85	AA-85	AA-137	AA-137	AA-171	AA-171	AA-175	AA-175	AA-223	AA-223	AA-233	AA-233	AA-80	AA-80	AA-138	AA-138	AA-139	AA-139	AA-18	AA-18	AA-104	AA-104
Nº Análisis	205	213	224	226	76	80	40	45	48	54	72	80	104	118	4	34	64	68	94	104	52	53	43	56	4	18	38	64
Zona met.*	Gr	Gr	Gr	Gr	St-And	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Feld K	Feld K	Feld K	Feld K													
MgO	4,72	7,17	7,64	5,32	8,57	7,72	8,52	7,79	7,39	7,39	9,07	9,14	8,88	8,67	8,74	9,46	7,24	8,76	7,81	7,66	8,03	8,07	7,17	6,43	7,93	7,58	8,11	8,47
SiO2	36,73	35,39	34,53	36,05	38,26	34,56	36,37	36,23	36,50	36,11	37,60	36,94	35,78	36,49	35,94	35,55	37,42	36,64	34,55	34,99	35,30	35,99	35,39	33,85	34,83	35,15	35,28	35,01
Al2O3	22,21	19,42	19,76	21,84	20,88	19,13	19,11	19,30	18,38	17,85	19,51	19,02	19,61	18,71	20,18	20,16	19,24	19,42	19,72	19,58	20,39	19,14	20,27	19,16	19,20	18,96	18,33	18,66
FeO	19,24	20,12	21,45	20,18	15,74	22,17	17,97	18,96	19,79	22,01	19,51	19,09	17,94	19,12	20,46	19,50	18,74	18,20	22,70	21,51	19,30	21,39	21,62	23,07	21,42	20,00	21,09	20,20
TiO2	3,19	1,68	1,28	1,35	1,47	1,41	1,48	1,99	1,07	1,73	1,29	1,46	1,11	1,70	1,43	1,30	1,25	1,39	2,02	2,44	2,10	2,08	2,02	2,51	2,86	3,73	2,96	3,40
MnO	0,00	0,00	0,12	0,08	0,05	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,06	0,02	0,14	0,12	0,01	0,22	0,00	0,12	0,04	0,01	0,15	0,26	0,03	0,13	0,04	0,04	0,17
CaO	0,43	0,39	0,35	0,38	0,28	0,00	0,00	0,00	0,54	0,10	0,00	0,11	0,16	0,09	0,03	0,13	0,15	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,04	0,21	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04	0,15	0,05	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05
ZnO	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,51	0,21	0,21	0,19	0,17	0,38	0,11	0,17	0,25	0,11	0,23	0,12	0,19	0,08	0,15	0,18	0,09	0,17	0,20	0,24	0,49	0,38	0,33	0,10	0,15	0,13	0,14	0,09
K2O	5,97	5,72	3,20	2,93	8,39	8,50	8,16	8,33	5,36	6,06	7,25	7,43	6,43	7,53	8,65	8,23	7,17	7,81	8,07	8,74	8,57	8,15	7,28	6,49	10,08	9,87	10,28	10,17
Total	93,02	90,11	88,55	88,36	93,86	94,06	91,71	92,75	89,51	91,36	94,54	93,39	90,23	92,56	95,93	94,52	91,53	92,49	95,27	95,23	94,34	95,40	94,35	91,66	96,63	95,46	96,22	96,22
fórmula estructural en base a 11 oxígenos																												
Mg	0,532	0,843	0,907	0,623	0,953	0,897	0,985	0,896	0,894	0,866	1,016	1,038	1,035	0,996	0,982	1,072	0,835	1,003	0,894	0,875	0,914	0,915	0,819	0,761	0,901	0,864	0,924	0,961
Si	2,778	2,792	2,753	2,830	2,853	2,694	2,822	2,796	2,883	2,839	2,825	2,815	2,796	2,813	2,709	2,703	2,894	2,813	2,654	2,681	2,695	2,737	2,710	2,688	2,654	2,687	2,697	2,666
Al	1,980	1,806	1,856	2,020	1,836	1,758	1,747	1,756	1,712	1,655	1,729	1,709	1,806	1,701	1,794	1,807	1,754	1,759	1,786	1,768	1,836	1,717	1,830	1,794	1,724	1,708	1,652	1,676
Fe	1,217	1,328	1,430	1,324	0,981	1,446	1,166	1,224	1,308	1,448	1,226	1,217	1,173	1,233	1,290	1,240	1,212	1,169	1,459	1,379	1,233	1,361	1,385	1,533	1,365	1,278	1,349	1,286
Ti	0,182	0,099	0,076	0,080	0,083	0,083	0,086	0,115	0,064	0,102	0,073	0,084	0,065	0,099	0,081	0,074	0,073	0,080	0,117	0,141	0,121	0,119	0,116	0,150	0,164	0,214	0,170	0,195
Mn	0,000	0,000	0,008	0,005	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,035	0,033	0,030	0,032	0,022	0,000	0,000	0,000	0,046	0,008	0,000	0,009	0,013	0,008	0,002	0,011	0,012	0,009	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,003	0,013	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,009	0,003	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,075	0,032	0,033	0,029	0,024	0,058	0,016	0,025	0,038	0,017	0,034	0,018	0,029	0,013	0,022	0,026	0,014	0,025	0,030	0,035	0,073	0,056	0,049	0,016	0,022	0,020	0,021	0,014
K	0,576	0,575	0,325	0,294	0,798	0,846	0,807	0,820	0,540	0,608	0,695	0,712	0,641	0,741	0,832	0,798	0,708	0,766	0,791	0,854	0,835	0,791	0,711	0,658	0,980	0,963	1,003	0,988
Total Cat	7,375	7,509	6,512	6,616	7,556	7,793	7,630	7,633	7,486	7,543	7,602	7,617	7,567	7,613	7,734	7,731	7,517	7,623	6,850	7,738	7,715	7,708	7,638	6,919	7,736	7,819	6,839	

*Gr: zona del granate; St-And: zona de la estauroлита-andalucita; Sil: zona de la sillimanita; Feld K: Zona del feldespató potásico

Tabla V.13

Análisis químicos de metapelitas de la Unidad de Sierra Albarrana (moscovitas)

Muestra	AA-164	AA-166	AA-53	AA-85	AA-137	AA-171	AA-175	AA-223	AA-233	AA-80	AA-138	AA-139	AA-18	AA-104	AA-104
N° Análisis	202	232	29	42	56	82	113	8	61	97	50	33	10	69	40
Zona met.*	Grt	Grt	St-And	Sil	Sil	Sil	Feld K	Feld K	Feld K						
MgO	0,29	0,49	0,39	0,44	0,39	0,45	0,43	0,36	0,57	0,54	0,37	0,45	0,55	0,56	2,58
SiO ₂	46,32	46,50	47,03	46,50	47,35	46,60	46,29	46,02	47,14	46,35	46,68	46,09	45,32	44,32	52,74
Al ₂ O ₃	37,44	36,37	36,10	36,22	37,21	35,74	36,05	36,54	35,91	35,18	35,93	36,50	35,41	33,88	28,66
FeO	0,58	1,52	0,71	0,70	0,68	0,62	0,79	0,69	0,66	1,19	0,73	0,92	0,90	2,74	2,22
TiO ₂	0,28	0,26	0,28	0,38	0,00	0,19	0,00	0,14	0,39	0,74	0,00	0,00	0,94	0,88	0,00
MnO	0,01	0,02	0,12	0,00	0,06	0,02	0,16	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,12	0,08	0,00
CaO	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,13	0,02	0,00	0,08	0,12	0,10	0,00	0,03	0,05	0,10	0,03	0,01
ZnO	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 ₂ O	1,55	1,10	1,62	1,42	1,94	1,40	1,52	1,02	1,42	1,04	1,32	1,36	0,47	0,49	0,16
K ₂ O	8,78	8,90	9,10	9,12	7,96	9,30	9,67	10,11	9,15	10,09	9,99	10,20	11,16	11,29	9,41
Total	95,28	95,20	95,41	94,90	95,61	94,40	94,98	95,00	95,39	95,21	95,05	95,56	94,97	94,25	95,90
	fórmula estructural en base a 11 oxígenos														
Mg	0,028	0,048	0,039	0,043	0,038	0,045	0,042	0,036	0,056	0,054	0,037	0,044	0,055	0,057	0,251
Si	3,045	3,072	3,097	3,077	3,087	3,101	3,077	3,057	3,102	3,084	3,098	3,053	3,039	3,032	3,450
Al	2,901	2,832	2,803	2,827	2,861	2,805	2,825	2,863	2,786	2,759	2,811	2,851	2,800	2,733	2,210
Fe	0,032	0,084	0,039	0,037	0,035	0,044	0,038	0,036	0,066	0,041	0,051	0,051	0,157	0,121	0,121
Ti	0,014	0,013	0,014	0,019	0,000	0,010	0,000	0,007	0,019	0,037	0,000	0,000	0,047	0,045	0,000
Mn	0,001	0,001	0,007	0,000	0,003	0,001	0,009	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,005	0,000
Ca	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,000	0,007	0,001	0,000	0,004	0,006	0,005	0,000	0,002	0,003	0,005	0,001	0,001
Na	0,198	0,141	0,207	0,182	0,245	0,181	0,196	0,132	0,182	0,135	0,170	0,174	0,061	0,065	0,020
K	0,736	0,750	0,765	0,770	0,662	0,790	0,820	0,857	0,768	0,856	0,846	0,862	0,955	0,985	0,786
Total Cat	6,957	6,944	6,973	6,963	6,935	6,972	7,017	6,996	6,958	6,995	7,004	7,038	7,019	7,081	6,848

*Grt: zona del granate; St-And: zona de la estauroлита-andalucita; Sil: zona de la sillimanita; Feld K: zona del feldespato potásico

son generalmente oligoclasas (muestras AA-164, AA-137, AA-175), aunque en algunos casos se trata de albitas casi puras (muestras AA-53 y AA-223) (Tabla V.14). No se ha podido determinar si las composiciones más albiticas resultan de la alteración de plagioclasas primarias más ricas en Ca. Las plagioclasas de la zona de la sillimanita tienen contenidos en anortita en torno a o superiores a 18-20 %, excepto la muestra AA-104 en la que las plagioclasas son albitas.

Se ha analizado feldespato potásico primario en las muestras AA-18, AA-104 y AA-138 (Tabla V.14). Las muestras AA-164 y AA-223 contienen feldespato potásico secundario.

Andalucita y sillimanita: Todos los cristales analizados de estos minerales presentan composiciones similares. No se han detectado elementos minoritarios en concentraciones significativas; únicamente contienen pequeñas cantidades de FeO (0-0.8 %).

Oxidos: Los óxidos de carácter primario analizados en las muestras estudiadas son ilmenitas con contenidos de MnO comprendidos entre 0.28 y 2.83 %. En la matriz, la mayor parte de las ilmenitas están alteradas a una fase rica en TiO₂, que probablemente es anatasa como ha sido demostrado por Hébert y Ballèvre (1993) en micasquitos ricos en estauroлита procedentes del Orógeno Cadomiense en el Norte de Bretaña. Generalmente, las ilmenitas incluidas en andalucita, estauroлита y granate no están alteradas. En las muestras de la zona del feldespató potásico que no contienen granate (AA-18, AA-20 y AA-104) no hay minerales opacos, debido probablemente a que el TiO₂ ha sido incorporado a la biotita.

Tabla V.14

Análisis químicos de metapelitas de la Unidad de Sierra Albarrana (Feldespatos)

Muestra	AA-164	AA-166	AA-53	AA-137	AA-175	AA-223	AA-223	AA-80	AA-80	AA-138	AA-138	AA-139	AA-139	AA-18	AA-18	AA-104	AA-104
Nº Análisis	209	236	36	53	106	25	35	88	98	9	8	57	60	12	8	56	48
Mineral	Plag	Feld K	Plag	Plag	Plag	Feld K	Plag	Feld K									
Zona met.*	Gr	Gr	St-And	St-And	St-And	St-And	St-And	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Feld K	Feld K	Feld K	Feld K
MgO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04
SiO2	64,71	65,08	66,83	63,35	61,39	69,42	68,94	62,01	62,75	61,96	64,09	63,46	63,57	61,86	64,37	66,21	64,85
Al2O3	22,53	21,03	19,69	22,90	24,78	19,50	19,46	23,88	23,81	25,11	19,33	23,29	22,91	23,96	18,68	21,09	18,56
FeO	0,02	0,15	0,14	0,00	0,04	0,18	0,03	0,00	0,00	0,13	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
TiO2	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MnO	0,00	0,00	0,13	0,04	0,05	0,03	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,04
CaO	3,35	1,22	0,22	4,03	5,85	0,03	0,13	5,32	5,21	4,51	0,00	4,08	3,97	5,43	0,08	1,95	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,09	0,07	0,03	0,02	0,14	0,00	0,00
ZnO	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
Na2O	9,69	9,91	10,69	8,76	8,06	11,93	11,90	8,69	8,55	8,73	0,29	9,09	9,19	8,75	1,50	10,54	1,47
K2O	0,06	0,43	0,54	0,00	0,00	0,02	0,06	0,15	0,16	0,05	15,19	0,19	0,22	0,17	15,48	0,10	15,54
Total	100,36	97,83	98,37	99,12	100,20	101,13	100,68	100,04	100,61	100,51	99,17	100,20	99,89	100,22	100,26	99,92	100,52
fórmula estructural en base a 8 oxigenos																	
Mg	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002
Si	2,840	2,914	2,973	2,814	2,716	3,000	2,994	2,749	2,762	2,726	2,970	2,797	2,810	2,741	2,970	2,909	2,982
Al	1,166	1,110	1,032	1,199	1,293	0,994	0,996	1,248	1,236	1,303	1,057	1,210	1,194	1,252	1,016	1,092	1,006
Fe	0,001	0,005	0,005	0,000	0,001	0,006	0,001	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,005	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Ca	0,157	0,059	0,010	0,192	0,278	0,001	0,006	0,253	0,246	0,213	0,000	0,193	0,188	0,258	0,004	0,092	0,000
Cr	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,003	0,001	0,001	0,005	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,824	0,860	0,922	0,755	0,692	1,000	1,002	0,747	0,730	0,745	0,026	0,777	0,787	0,752	0,134	0,898	0,131
K	0,003	0,024	0,030	0,000	0,000	0,001	0,003	0,009	0,009	0,003	0,898	0,011	0,012	0,010	0,911	0,006	0,912
Total Cat	4,991	4,973	4,985	4,963	4,983	5,004	5,008	5,005	4,989	4,995	4,961	4,991	4,993	5,014	5,042	4,997	5,036

*Gr: zona del granate; St-And: zona de la estauroлита-andalucita; Sil: zona de la sillimanita; Feld K: Zona del feldespató potásico

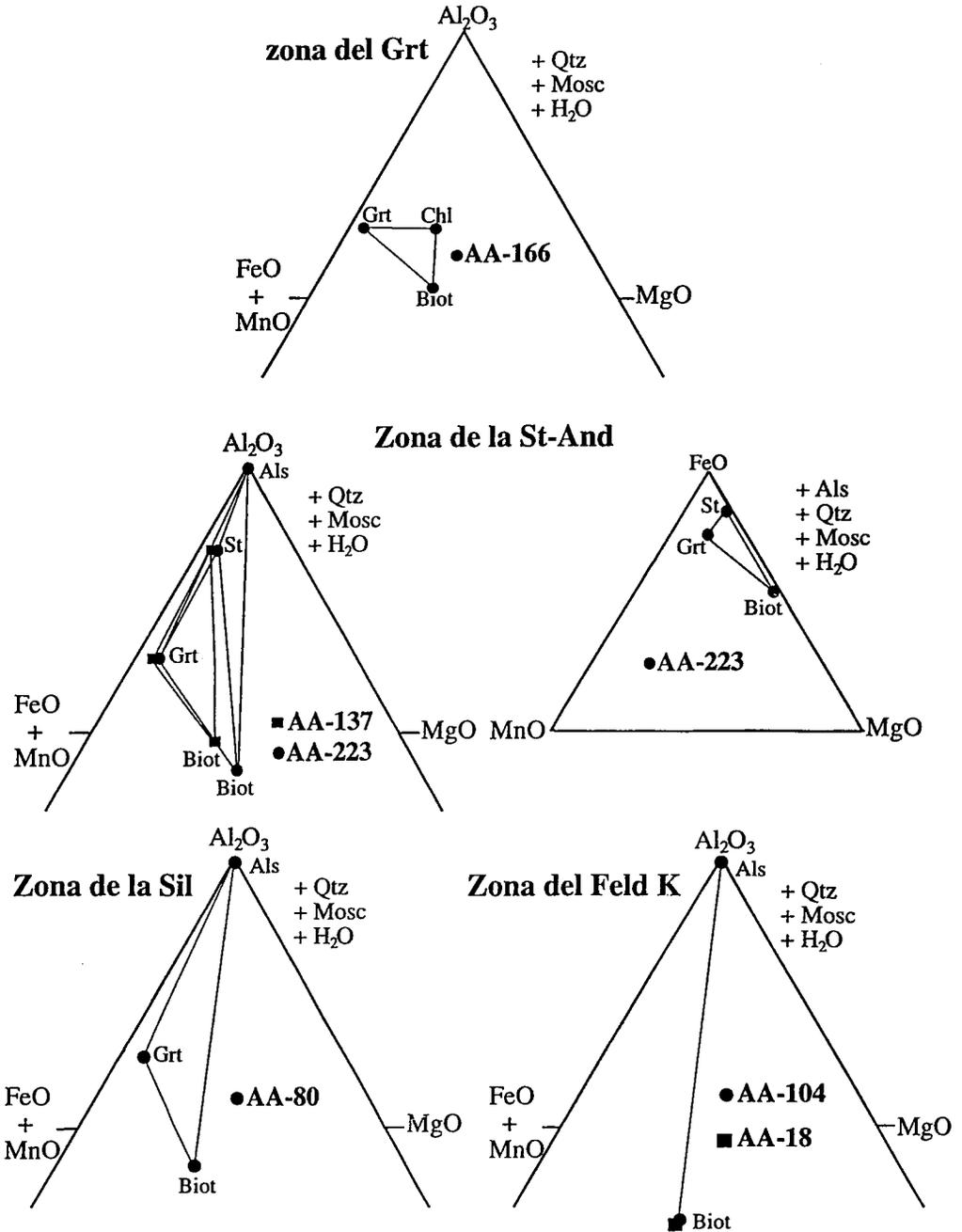


Fig. V.18: Proyección en el diagrama Al_2O_3 - FeO + MnO - MgO de los minerales coexistentes en las diferentes zonas metamórficas de la Unidad de Sierra Albarrana. Sólo se ha representado una o dos muestras por zona, ya que las diferencias dentro de una misma zona son mínimas. La muestra AA-223, en la que coexisten cuatro fases AFM (Grt-St-Biot-And), se ha proyectado también en un diagrama FeO - MnO - MgO .

V.3.3.3: Secuencia de reacciones

Las paragénesis observadas, junto a sus relaciones con la deformación y a las composiciones químicas de cada fase, permiten deducir la secuencia de reacciones que ha dado lugar a la zonación descrita. Debido a que todas las muestras analizadas contienen cuarzo y moscovita, se ha utilizado la proyección AFM (Thompson, 1957) para representar la compatibilidad entre las diferentes fases de cada muestra. Los resultados se muestran en la Fig. V.18. Se ha asumido que existe una fase acuosa en exceso y se ha tenido en cuenta el contenido en MnO de las diferentes fases, debido a que este componente tiene gran influencia sobre las condiciones de estabilidad del granate (véase por ejemplo, Giaramita y Day, 1991; Symmes y Ferry, 1992).

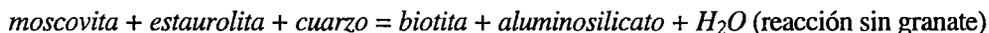
Las relaciones entre las diferentes fases y las posibles reacciones para pasar de unas paragénesis a otras en metapelitas han sido estudiadas mediante dos tipos de métodos. Algunos autores han calculado las reacciones estables para el sistema KFMASH usando los datos termodinámicos disponibles sobre los términos puramente ferrosos y magnesianos y modelos de solución sólida apropiados para cada mineral (por ejemplo, Spear y Cheney, 1989; Powell y Holland, 1990; Dymoke y Sandiford, 1992; Xu et al., 1994). Otros autores han construido rejillas petrogenéticas para el sistema KFMASH basándose en las paragénesis minerales observadas y utilizando las reglas de Schreinemakers (por ejemplo, Hensen, 1971; Harte, 1975; Thompson, 1976; Harte y Hudson, 1979; Pattison y Harte, 1985; Pattison y Tracy, 1991). He utilizado la rejilla petrogenética propuesta por Pattison y Tracy (1991) debido a que la secuencia de reacciones propuesta por estos autores para temperaturas crecientes concuerda bien con las reacciones deducidas del estudio petrológico de este área.

Un punto fundamental para la interpretación de las paragénesis observadas es la posición de algunas reacciones con respecto a la curva de equilibrio:

andalucita = sillimanita

La Fig. V.19 muestra una parte de la rejilla petrogenética de Pattison y Tracy (1991) para el sistema KFMASH, en la cual se han efectuado algunas modificaciones teniendo en cuenta el efecto del MnO. Asumiendo que el MnO entra únicamente en granate, Hébert y Ballèvre (1993) han propuesto un desplazamiento de los puntos invariantes y de las curvas de equilibrio hacia condiciones de menor presión y

temperatura; este desplazamiento se produciría a lo largo de las curvas univariantes correspondientes a las reacciones sin granate. Algo similar ha sido propuesto por Giaramita y Day (1991) para explicar el hecho de que las asociaciones granate-estaurolita-biotita sean estables frecuentemente en el campo de la andalucita. Symmes y Ferry (1992) han efectuado cálculos numéricos sobre el efecto del MnO en la estabilidad de las paragénesis del sistema KFMASH, los cuales indican también que el MnO estabiliza las asociaciones con granate a más bajas presiones y temperaturas. Para la porción de rejilla utilizada, el efecto más notable del MnO será el desplazamiento del punto invariante I_1 hasta el campo de estabilidad de la andalucita (Fig. V.19), paralelamente a la reacción:



La zonación metamórfica de la Unidad de Sierra Albarrana puede explicarse mediante una secuencia de reacciones continuas y discontinuas. Esta secuencia es necesariamente algo arbitraria, ya que las zonas metamórficas registran la evolución final de un proceso dinámico, y por lo tanto dependiente del tiempo. El significado de algunas de las isogradas será discutido posteriormente.

La entrada dentro de la zona del granate (aparición de granate) se debe probablemente a la reacción continua:



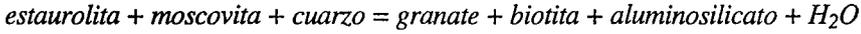
Esta reacción se pone de manifiesto por el descenso del porcentaje modal de clorita y por la disminución del contenido en espesartina del granate.

El inicio de la zona de la estaurolita-andalucita está marcado por la aparición de estaurolita y/o andalucita. Los cambios topológicos en los diagramas AFM al pasar de la zona del granate a la de la estaurolita-andalucita (Fig. V.18) sugieren la siguiente reacción para la entrada en esta zona:

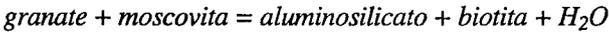


Esta reacción implica la desaparición de la clorita, lo que está de acuerdo con la ausencia de cristales primarios de este mineral en la zona de la estaurolita-andalucita.

La entrada dentro de la zona de la sillimanita viene definida por la siguiente reacción discontinua:



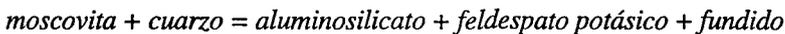
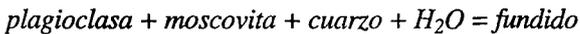
Esta reacción implica la desaparición de la estauroлита y se deduce directamente de las topologías de los diagramas AFM para las zonas de la estauroлита-andalucita y de la sillimanita (Fig. V.18). Es característico de la zona de la sillimanita (y también de la del feldespato potásico) un fuerte descenso en el porcentaje modal de granate; este descenso es debido a la reacción continua:



La zona del feldespato potásico está caracterizada por la presencia de feldespato potásico y por el inicio de la fusión parcial. Generalmente, la reacción responsable de la aparición del feldespato potásico implica a su vez la desaparición de la moscovita; esa reacción es la siguiente:

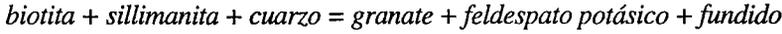


Esta reacción es factible para las paragénesis sin moscovita, pero no para aquellas que contienen este mineral. El comienzo de la fusión parcial puede ser atribuido a una de las dos reacciones siguientes:



No se han encontrado evidencias texturales de que esta última reacción se haya completado en la mayor parte de las rocas de esta zona, lo que sugiere que esta reacción constituye el límite superior de temperatura alcanzado.

Para las rocas que contienen granate y no moscovita (por ejemplo, AA-259), la fusión parcial puede relacionarse con la reacción:



Esta reacción ocurre a temperaturas algo más elevadas que las reacciones responsables del inicio de la fusión parcial (Fig. V.19), lo que podría indicar que, al menos puntualmente, las condiciones de temperatura fueron más elevadas. Sin embargo, la escasez de este tipo de paragénesis con granate y sin moscovita en esta zona resta importancia cuantitativa a esa reacción.

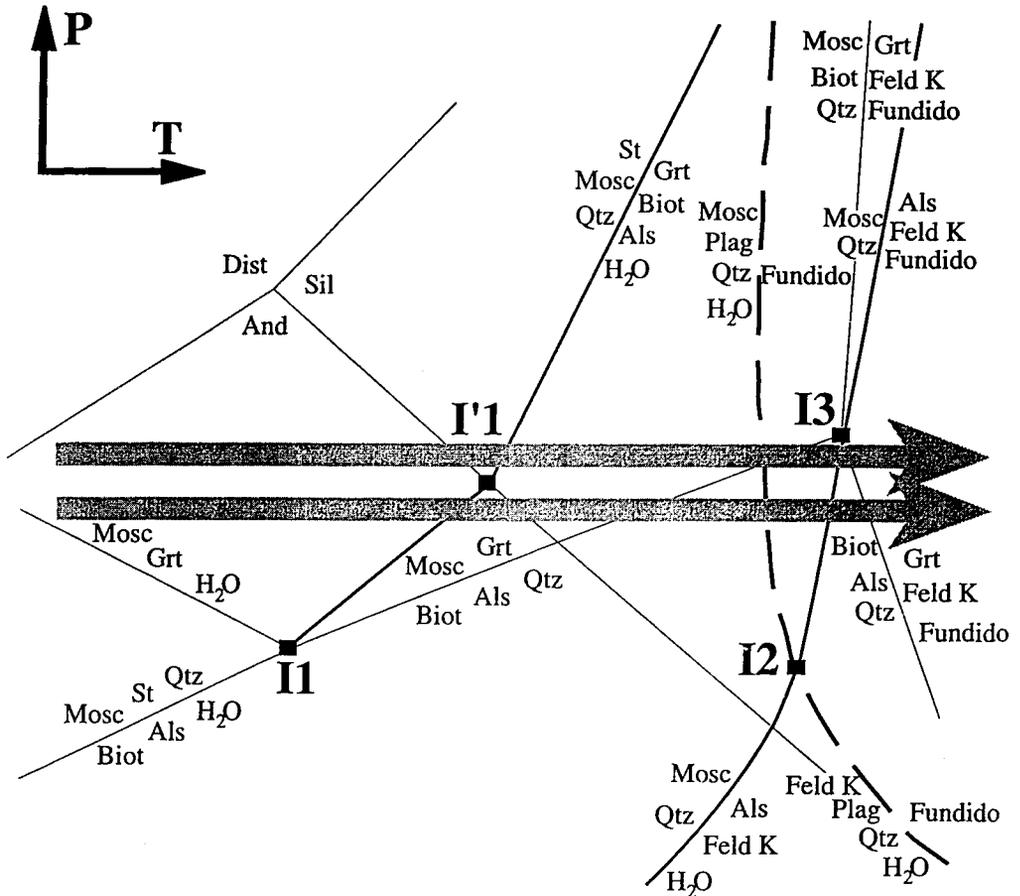
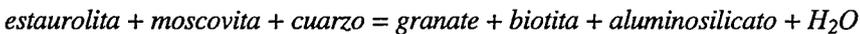


Fig. V.19: Rejilla petrogenética para una porción del sistema $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KFMASH) (ligeramente modificada de Pattison y Tracy, 1991). La doble flecha indica las dos secuencias de reacciones posibles para la Unidad de Sierra Albarrana (véase discusión en el texto). El punto triple de los polimorfos del aluminosilicato corresponde al propuesto por Pattison (1992) (4.5 ± 0.5 kilobares y 550 ± 35 °C). La parte izquierda de la doble flecha (hasta el punto invariante I'1) corresponde a las condiciones P-T para la zona de la St-And, la parte central (hasta la reacción $Mosc + Plag + Qtz + H_2O = fundido$, o hasta el punto I2) corresponde a la zona de la Sil, y la parte derecha a la zona del Feld K.

A continuación se discuten algunos aspectos relacionados con la isograda de desaparición de la estaurolita y con la posible existencia de una isograda de desaparición de la moscovita.

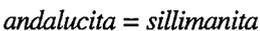
La isograda de la estaurolita -: La isograda de la estaurolita - coincide con la de la sillimanita + (Figs. V.13 y V.14). Sin embargo, la andalucita es estable en la parte de más baja temperatura de la zona de la sillimanita y excepcionalmente llega hasta la zona del feldespato potásico (muestra AA-138). Existen dos modelos para explicar estos datos.

En el primer modelo la reacción terminal de estaurolita:

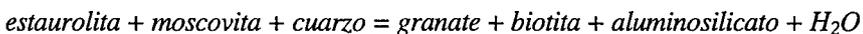


ocurriría dentro del campo de estabilidad de la andalucita, teniendo lugar la transformación de andalucita a sillimanita durante un incremento de temperatura posterior. De acuerdo con esto, una zona con granate-biotita-andalucita (sin estaurolita) debería ser observada antes de la primera aparición de sillimanita. Esto no ocurre en la Unidad de Sierra Albarrana, aunque un muestreo más detallado podría revelar la existencia de dicha zona.

El segundo modelo asume que la reacción terminal de estaurolita tuvo lugar en el campo de estabilidad de la sillimanita. En este caso, el remplazamiento de andalucita por sillimanita debería haber ocurrido antes de la reacción terminal de estaurolita. La reacción de transformación:



tiene una cinética lenta, debido a que la diferencia de energía libre de Gibbs entre andalucita y sillimanita es extremadamente pequeña. Por el contrario, la reacción terminal de estaurolita:



es una reacción de deshidratación, que implica una gran diferencia de energía libre de Gibbs y que por lo tanto se ve favorecida desde un punto de vista cinético. De este modo, el crecimiento de sillimanita se produjo probablemente mediante la reacción terminal de

estauroлита en lugar de mediante la reacción de transformación de andalucita a sillimanita, lo que podría explicar la coincidencia de las isogradas de la estauroлита - y la sillimanita +.

Existen dos trayectorias P-T, ambas isobáricas, que pueden explicar la secuencia de paragénesis minerales observada (Fig. V.19). Estas dos trayectorias se sitúan una inmediatamente por encima y la otra inmediatamente por debajo del punto invariante I'_{1} (Fig. V.19). La trayectoria de mayor presión concuerda mejor con los datos disponibles, suponiendo que el crecimiento de sillimanita a partir de andalucita estuvo limitado por razones cinéticas. La trayectoria P-T propuesta también explica la presencia de distena que ha sido citada por otros autores (Garrote, 1976; González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago, 1993); este mineral podría haber crecido en los estadios iniciales de la evolución metamórfica, ya que la trayectoria isobárica corta el campo de estabilidad de la distena a bajas temperaturas (Fig. V.19).

La isograda de la moscovita-: Es difícil separar una zona con moscovita-sillimanita de una zona con feldespato potásico-sillimanita debido a que las zonas metamórficas de mayor temperatura ocupan la parte central de la unidad, en donde predominan las rocas cuarcíticas. La dificultad de esta separación también fue reconocida por autores previos (Garrote, 1976; González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago, 1993).

Algunas de las muestras estudiadas (por ejemplo, AA-104) muestran la asociación mineral moscovita-cuarzo-feldespato potásico-sillimanita en aparente equilibrio textural, ya que los granos de las diferentes fases son del mismo tamaño y están en contacto mutuo (foto 58). Si se tiene en cuenta la reacción:



el anterior equilibrio textural sugiere que la actividad de H_2O fue constante, o bien que un flujo importante de H_2O mantuvo una alta actividad de H_2O . En cualquiera de los dos casos la temperatura fue constante.

En otras rocas, especialmente las que muestran evidencias de fusión parcial, la moscovita primaria está ausente o es escasa y está fuertemente corroída, lo que sugiere que se ha producido fusión parcial en presencia de una fase fluida mediante las reacciones (Fig. V.19):

plagioclasa + moscovita + cuarzo + H₂O = fundido

moscovita + cuarzo = aluminosilicato + feldespato potásico + fundido

En estas rocas es característico el desarrollo de abundante sillimanita fibrolítica a expensas de biotita (foto 56) y de grandes porfidoblastos de moscovita incluyendo agujas de sillimanita, que crecen sobre la foliación y suelen estar ligeramente deformados (extinción ondulante, pliegues “kink”).

Sólo localmente se reconocen paragénesis indicativas de que se han superado claramente las condiciones de la isograda de la moscovita-; se trata de las paragénesis con plagioclasa-feldespato potásico-granate y biotita.

Un modelo que podría explicar las características texturales observadas en la zona del feldespato potásico es que las reacciones

moscovita + cuarzo = aluminosilicato + feldespato potásico + H₂O

plagioclasa + moscovita + cuarzo + H₂O = fundido

moscovita + cuarzo = aluminosilicato + feldespato potásico + fundido

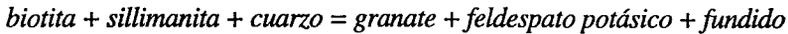
(reacciones que consumen la moscovita) ocurrieron simultáneamente en rocas adyacentes pero de composición ligeramente diferente, ya que la localización precisa de estas reacciones en el diagrama P-T depende de la composición exacta de las fases participantes, incluyendo la fase fluida. Así por ejemplo, un descenso de la actividad de H₂O o incluso un menor contenido en anortita de la plagioclasa podrían provocar un desplazamiento del punto invariante I₂ hacia presiones más elevadas, lo que implicaría una inversión con respecto a temperaturas crecientes en el orden de las reacciones (Fig. V.19):

moscovita + cuarzo = aluminosilicato + feldespato potásico + H₂O

plagioclasa + moscovita + cuarzo + H₂O = fundido

Además, el porcentaje en que estas reacciones se cumplen depende del comportamiento de cada nivel como sistema cerrado o abierto respecto a la fase fluida. Debe destacarse que las texturas observadas son compatibles con el mantenimiento de una alta actividad de

H₂O durante toda la sucesión de reacciones, que implica a su vez la entrada continua de una fase fluida que mantendría constante la temperatura. Finalmente, incrementos de temperatura locales serían responsables de las paragénesis con granate y sin moscovita que se formarían a través de la reacción continua:



V.3.3.4: Las venas de segregación metamórfica

Las venas de segregación metamórfica son muy abundantes en la Unidad de Sierra Albarrana. La naturaleza y distribución de estas venas se ha resumido en la Fig. V.16. Las venas de composición cuarcítica se dan sobre todo en la zona de la estaurólita-andalucita; a veces contienen cantidades menores de moscovita, biotita y andalucita. En la parte de más baja temperatura de la zona de la sillimanita las venas son también cuarcíticas y suelen contener moscovita, biotita, andalucita y sillimanita; ésta última aparece bajo dos variedades texturales: a) grandes cristales prismáticos que remplazan parcialmente a los cristales de andalucita (foto 59), b) fibrolita que crece a expensas de los cristales de biotita (foto 60). En la parte de más alta temperatura de la zona de la sillimanita y, sobre todo, en la zona del feldespato potásico se reconocen abundantes venas pegmatíticas. Las venas pegmatíticas son de mayores dimensiones que las venas cuarcíticas (hasta 500 metros de longitud y 70-100 metros de potencia para las pegmatíticas, frente a 10-20 metros de longitud y hasta 1 metro de potencia para las cuarcíticas) (Ortega et al., 1982).

Las observaciones de campo demuestran que las venas de segregación metamórfica en algunos casos cortan a la foliación principal, mientras que en otros son paralelas a la misma. La mayor parte están deformadas (plegadas o boudinadas), aunque algunas aparecen indeformadas. Esto indica que las venas de segregación metamórfica son sin a tardicinemáticas con respecto a la foliación principal (Fig. V.16).

Las pegmatitas han sido estudiadas con detalle desde un punto de vista mineralógico (véase por ejemplo, Ortega Huertas et al., 1982; González del Tanago, 1991 y 1993; Abad Ortega, 1993; Abad Ortega et al., 1993), debido a que, además de las fases mayoritarias (cuarzo, feldespatos, moscovita, biotita, granate y cordierita), contienen cantidades apreciables de minerales ricos en Be, U y Th. Algunos de los cuerpos pegmatíticos contienen grandes cristales de turmalina y berilo (de hasta 1 metro), lo que

indica que el fluido pegmatítico estaba enriquecido en F, B y Be; estos elementos bajan la temperatura de la curva del sólido granítico (Pichavant, 1981; Pichavant y Manning, 1984).

La abundancia de venas de segregación metamórfica, la correlación entre su contenido mineralógico y su posición con respecto a las zonas metamórficas y, finalmente, su carácter generalmente sincinemático, constituyen evidencias a favor de una alta actividad de fluidos durante el pico metamórfico en esta unidad.

V.3.3.5: Condiciones P-T

Las condiciones termobáricas del metamorfismo de la Unidad de Sierra Albarrana se pueden establecer con cierta precisión a partir de la secuencia de reacciones y de la posición de éstas sobre una rejilla petrogenética. Los cálculos geotermobarométricos aportan menos precisión que la rejilla, aunque en líneas generales, sus resultados son compatibles con los deducidos de la secuencia de reacciones.

La secuencia de paragénesis es característica del metamorfismo de tipo andalucita-sillimanita de Miyashiro (1961), que ocurre a presiones inferiores a las del punto triple de los aluminosilicatos. Existen varios trabajos que han tratado de establecer las presiones relativas en terrenos con metamorfismo regional de baja presión (por ejemplo, Hietanen, 1967; Carmichael, 1978; Pattison y Tracy, 1991). Basándose en el hecho de que andalucita se encuentra en condiciones de menor grado que la sillimanita, el metamorfismo de la Unidad de Sierra Albarrana puede considerarse de las series de facies 2b o 3 de Pattison y Tracy (1991), dependiendo de si la estauroлита es estable únicamente en el campo de la andalucita o no. La presencia de granate dentro de estas series de facies está relacionada con el componente MnO.

Condiciones de presión: Todas las estimaciones de presión que se pueden hacer corresponden a la fase principal de deformación, con la cual son sincinemáticas las paragénesis observadas.

La estimación de presión más precisa que se puede hacer es en el límite entre las zonas de la estauroлита-andalucita y la de la sillimanita. Teniendo en cuenta los datos disponibles sobre la posición de las curvas de equilibrio (véase Pattison, 1992; Pattison y Tracy, 1991), la presión estimada para este límite es de 4 ± 0.5 kilobares. Es muy difícil estimar si existen variaciones de presión al pasar de unas zonas metamórficas a otras. En

particular, las paragénesis observadas en la zona del feldespato potásico implican presiones inferiores al punto invariante I_3 (Fig. V.19), puesto que las paragénesis con granate siempre contienen sillimanita. La posición relativa de los puntos invariantes I_1 e I'_1 por una parte, y de los puntos I_2 e I_3 por otra, va a determinar si existe un aumento o una disminución de presión entre la zona de la estauroлита-andalucita y la zona del feldespato potásico. La posible variación de presión no puede establecerse con un grado de certidumbre razonable debido a que las posiciones exactas de los puntos invariantes dependen del contenido en MnO del granate. Si existe alguna variación de presión, debe ser menor que los posibles errores en la posición de los puntos invariantes, es decir del orden de 0.5 kilobares.

Las paragénesis desarrolladas en las zonas de la estauroлита-andalucita, de la sillimanita y del feldespato potásico permiten la aplicación del geobarómetro GASP (Ghent, 1976; Newton y Haselton, 1981; Koziol y Newton, 1988; Powell y Holland, 1988). Sin embargo, los contenidos en CaO en el granate son muy bajos y los de MnO muy altos, por lo que se está muy lejos de las condiciones ideales de aplicación de este geobarómetro. Estas composiciones en los granates son en si mismas compatibles con condiciones de baja presión (véase por ejemplo, Hébert y Ballèvre, 1993). Además, en algunas de las muestras, los contenidos de anortita de las plagioclasas son extremadamente bajos, por lo que las presiones obtenidas son absurdas (por ejemplo en la muestras AA-53 y AA-223). Los únicos resultados aceptables se han obtenido en las muestras AA-80, AA-141 (zona de la sillimanita) y AA-138 (zona del feldespato potásico), que han dado presiones de 3.1-4.5 kilobares a temperaturas de 600-650°C. En trabajos previos también se han estimado las condiciones de presión en la parte central de la Unidad de Sierra Albarrana a partir de cálculos geobarométricos. Los resultados de estos trabajos son muy similares a los obtenidos en el presente estudio. González del Tanago y Peinado (1990) y González del Tanago (1993) estimaron la presión en los materiales metapelíticos utilizando la calibración de Koziol y Newton (1988) para el geobarómetro GASP; obtuvieron presiones de 3.8-4.9 kilobares para la zona de la estauroлита-andalucita y de 4.7-5.5 kilobares para las zonas de más alto grado. Por otra parte, González del Tanago y Arenas (1991) hicieron una estimación de la presión en la zona de la estauroлита-andalucita al SO de Sierra Albarrana a partir de algunos cuerpos de anfibolitas granatíferas intercalados en la sucesión. Estos autores utilizaron la calibración de Bohlen y Liotta (1986) del geobarómetro GRIPS y la calibración de Kohn y Spear (1989) del geobarómetro granate-hornblenda-plagioclasa-cuarzo, obteniendo presiones de

4.3 ± 0.5 kilobares.

Condiciones de temperatura: Las paragénesis desarrolladas permiten establecer un incremento continuo de temperatura desde la zona del granate hasta la zona del feldespato potásico. La rejilla petrogenética puede utilizarse para establecer las condiciones de temperatura en el límite entre las zonas de la estaurolita-andalucita y de la sillimanita; asumiendo una presión de 4 kilobares, la temperatura obtenida es ligeramente inferior a 600°C. Las temperaturas máximas en la zona del feldespato potásico debieron ser de aproximadamente 650°C, aunque puntualmente, donde se dan paragénesis con granate y sin moscovita, las temperaturas podrían ser algo más altas (675-700°C). La temperatura en el contacto entre las zonas del granate y de la estaurolita-andalucita, asumiendo también una presión de 4 kilobares, es de algo más de 500°C (Fig. V.19), aunque en este caso el intervalo de error es grande debido a que la posición de la curva univariante:



no se conoce con precisión (véase discusión en Pattison y Tracy, 1991).

En estas rocas se han utilizado tres geotermómetros: granate-biotita, granate-moscovita y granate-ilmenita. El par granate-biotita es en algunas muestras difícil de aplicar debido a que gran parte de las biotitas están parcialmente cloritizadas. No obstante, se han utilizado únicamente las biotitas con más altos contenidos en K₂O. Los resultados son en todos los casos muy similares con las tres calibraciones utilizadas (Thompson, 1976; Ferry y Spear, 1978 y Williams y Grambling, 1990). En las muestras de la zona del granate, las temperaturas obtenidas varían entre 425 y 670°C. Las temperaturas que exceden los 550°C son demasiado altas para esta zona de acuerdo con la paragénesis presente. Esto puede deberse al hecho de que las biotitas de las muestras analizadas de esta zona están siempre parcialmente cloritizadas, lo que ha podido modificar las relaciones Fe/Mg originales. Las diferencias de temperatura entre centros y bordes del granate se han estimado en la muestra AA-166, que presenta granates con perfiles progradados. Tomando las calibraciones de Thompson (1976) y Ferry y Spear (1978), la temperatura calculada es de 430-445°C para el centro y de 445-460°C para el borde del granate cuyo perfil se muestra en la Fig. V.17. La calibración de Williams y Grambling (1990), que tiene en cuenta el contenido en Mn y Ca del granate, da mayor temperatura

para el centro que para el borde del mismo granate (485°C para el centro y de 475°C para el borde); esto es incompatible con el perfil claramente progrado que muestra este granate. En la zona de la estaurólita-andalucita, las temperaturas calculadas varían entre 440 y 625°C, estando la mayor parte de los valores entre 500 y 550°C (Fig. V.20). En las muestras que contienen andalucita, las temperaturas obtenidas con las biotitas de la matriz son bastante inferiores (entre 40 y 80°C) a las obtenidas con las biotitas incluidas en andalucita. Así por ejemplo, en la muestra AA-53, las biotitas incluidas en andalucita dan temperaturas de aproximadamente 550°C, mientras que los valores medios obtenidos teniendo en cuenta las biotitas de la matriz son de 480°C. Los valores obtenidos con las biotitas incluidas en andalucita son probablemente los más plausibles para estas rocas, debido a que estas biotitas no están cloritizadas. Con las biotitas de la matriz se obtienen en la mayor parte de los casos temperaturas inferiores a las del pico térmico, debido probablemente a que la cloritización parcial provoca variaciones en las relaciones Fe/Mg iniciales. En esta zona, la variación en las temperaturas calculadas para centros y bordes de granates siguen la misma pauta que en la zona del granate. Las calibraciones de Thompson (1976) y Ferry y Spear (1978) dan variaciones máximas de aproximadamente +40°C entre centros y bordes. En cambio, la calibración de Williams y Grambling (1990) da variaciones máximas de ese orden, pero de signo contrario; al igual que en la zona del granate, estos descensos de la temperatura de centro a borde, son incompatibles con los perfiles progradados de estos granates (Fig. V.17). En la zona de la sillimanita, las temperaturas obtenidas varían entre 500-650°C, estando la mayor parte de los valores en torno a los 600°C. En la muestra AA-139, la temperatura media obtenida a partir de las biotitas incluidas en andalucita es de 590°C; esta temperatura es bastante parecida a las obtenidas con las biotitas de la matriz. La única muestra con granate analizada en la zona del feldespato potásico (AA-138) da temperaturas de 470-540°C, que son incompatibles con la presencia de feldespato potásico y sillimanita. La temperatura más alta en esta muestra (540°C) la proporcionan las biotitas incluidas en andalucita. Estos datos parecen indicar que la biotita y el granate de esta roca se reequilibraron durante la historia retrógrada. En las zonas de la sillimanita y del feldespato potásico, las temperaturas calculadas son mayores para los centros que para los bordes de los granates (600-660°C y 570-590°C respectivamente). En este caso, con las tres calibraciones se obtienen temperaturas muy parecidas. Este descenso de temperaturas en los bordes está relacionado con un reequilibrio de los mismos durante la historia retrógrada y se manifiesta por una ligera disminución del contenido de pirope en el borde y un ligero

aumento del de espesartina (Fig. V.17). A pesar de la fuerte dispersión en las temperaturas obtenidas con el geotermómetro granate-biotita, tomando los valores medios se observa un progresivo aumento de la temperatura desde la zona del granate ($500 \pm 50^\circ\text{C}$) hasta la zona de la sillimanita ($600 \pm 50^\circ\text{C}$) (Fig. V.20).

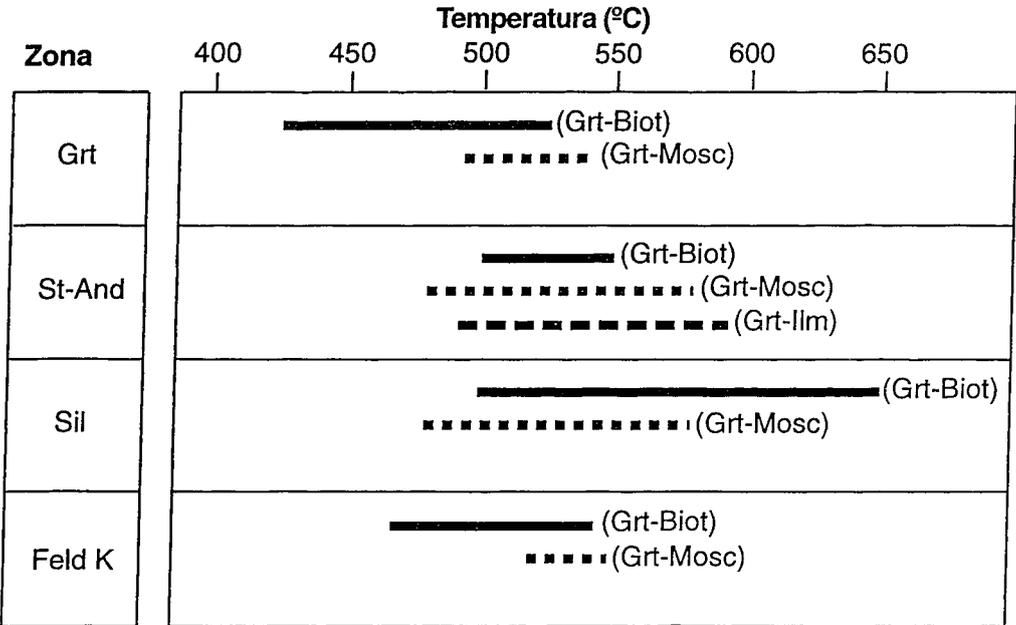


Fig. V.20: Temperaturas para las diferentes zonas metamórficas de la Unidad de Sierra Albarrana, estimadas mediante cálculos geotermométricos. Los geotermómetros utilizados han sido: granate-biotita (Grt-Biot), granate-moscovita (Grt-Mosc) y granate-ilmenita (Grt-Ilm). Véase el texto para discusión de estos datos.

El geotermómetro granate-moscovita da temperaturas comprendidas en los mismos intervalos que las obtenidas con el par granate-biotita. La calibración que proporciona temperaturas más altas es la de Green y Hellman (1982) para sistemas pobres en Ca, mientras que la que da temperaturas más bajas es la de Krogh y Råheim (1978). El resto de calibraciones (Green y Hellman, 1982, para sistemas ricos en Ca, y Hynes y Forest, 1988, con soluciones sólidas ideales para el granate, con los modelos de actividades para el granate de Hodges y Spear, 1982, Ganguly y Saxena, 1984, y Hoinkes, 1986) dan temperaturas bastante próximas entre si. Si no se tienen en cuenta las calibraciones de Krogh y Råheim (1978) y Green y Hellman (1982) para sistemas pobres en Ca, las temperaturas medias obtenidas son de 490-540°C para la zona del granate, 480-580°C para las zonas de la estauroлита-andalucita y de la sillimanita, y de 520-550°C

para la zona del feldespató potásico (Fig. V.20). Estas temperaturas no presentan variación entre las diferentes zonas debido probablemente a que las moscovitas no han preservado el quimismo correspondiente al pico térmico, sino que se han reequilibrado durante la historia retrógrada. Tampoco se han detectado variaciones apreciables entre las temperaturas calculadas a partir de los centros de los granates y las calculadas a partir de los bordes.

Se han utilizado las dos calibraciones disponibles del geotermómetro basado en la repartición de Fe y Mn entre granate e ilmenita (Pownceby et al., 1987 y 1991). La segunda de estas calibraciones, que tiene en cuenta el contenido de Ca en el granate, proporciona temperaturas de aproximadamente 30°C menos que la primera calibración. Las temperaturas calculadas a partir de ilmenitas de la matriz son en la mayor parte de los casos absurdas (> 1000°C), debido probablemente a que las relaciones Fe/Mn han sido modificadas durante la retrogradación. Este mineral contiene muy poco Mn, por lo que una pequeña modificación en su contenido influye enormemente en las temperaturas. Por el contrario, las ilmenitas incluidas en granate, estaurolita y andalucita dan temperaturas parecidas a las obtenidas con los otros dos geotermómetros utilizados. Las temperaturas medias calculadas, tomando únicamente la calibración de Pownceby et al. (1991), son de 490-590°C para la zona de la estaurolita-andalucita (Fig. V.20). En las otras zonas, el número de datos de que se dispone es muy escaso.

Los datos geotermométricos previos son bastante coincidentes con los obtenidos en este estudio. González del Tanago y Peinado (1990) y González del Tanago (1993) utilizaron las calibraciones de Hodges y Spear (1982), Ferry y Spear (1978), Perchuk y Lavrent'eva (1983) y Hoinkes (1986) del geotermómetro granate-biotita en las metapelitas de la parte central de esta unidad, obteniendo temperaturas de 490-640°C para la zona de la estaurolita-andalucita y de 605-700°C para las zonas de más alto grado. González del Tanago y Arenas (1991) calcularon mediante la calibración de Graham y Powell (1984) del geotermómetro granate-hornblenda temperaturas de $537 \pm 15^\circ\text{C}$ para la zona de la estaurolita-andalucita al SO de Sierra Albarrana a partir de las anfíbolitas granatíferas intercaladas en la sucesión.

En conclusión, las paragénesis desarrolladas, en combinación con diversos cálculos geotermométricos, permiten establecer un incremento continuo de la temperatura desde la zona del granate ($\approx 500^\circ\text{C}$) hasta la zona del feldespató potásico ($\approx 650^\circ\text{C}$).

V.3.3.6: Trayectoria P-T

El estudio petrográfico y geotermobarométrico permite proponer una trayectoria P-T para la Unidad de Sierra Albarrana. En la Fig. V.21 se ha representado la trayectoria correspondiente a las rocas de la zona de más alto grado metamórfico (zona del feldespato potásico); consiste en un calentamiento con muy ligero aumento de presión, hasta temperaturas de aproximadamente 650°C y presiones de aproximadamente 4 kilobares, seguido de un enfriamiento durante la exhumación. No se han encontrado paragénesis indicativas de mayores presiones, desarrolladas en etapas anteriores al pico térmico. A este respecto, la presencia ocasional de distena en varias de las zonas metamórficas (Garrote, 1976; González del Tanago y Peinado, 1990; González del Tanago, 1993) debe ser comentada.

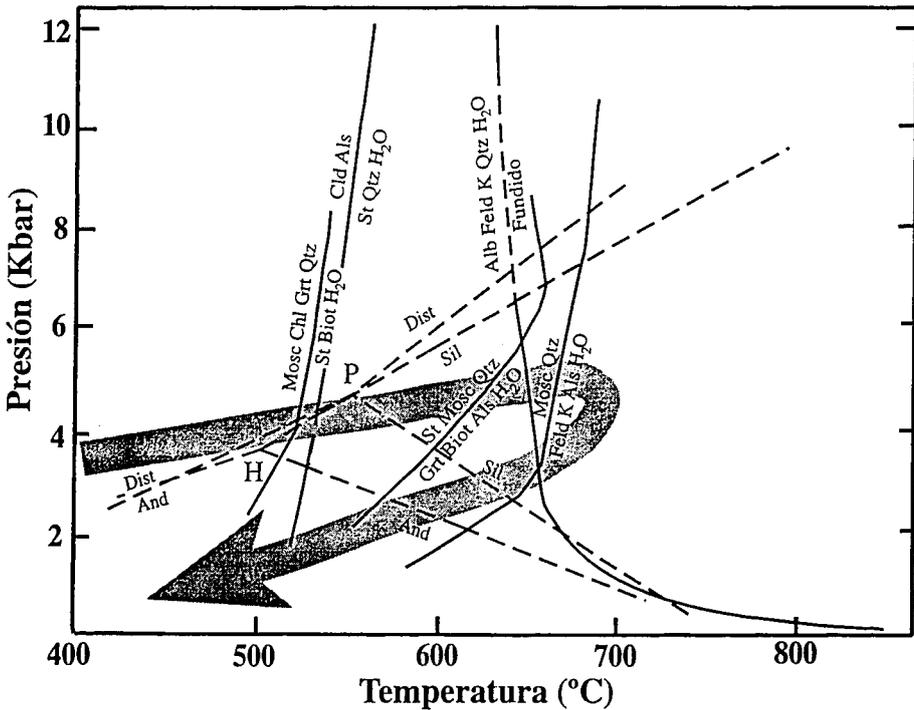


Fig. V.21: Trayectoria P-T propuesta para la parte de mayor grado metamórfico (zona del Feld K) de la Unidad de Sierra Albarrana. Véase discusión en el texto. H: punto triple de los polimorfos del aluminosilicato según Holdaway (1971); P: según Pattison (1992). Las reacciones representadas son las mismas que en la Fig. V.7.

No se conocen los minerales con los que fue paragenética dicha distena, por lo que no se pueden establecer con certeza las condiciones de presión bajo las que se formó. Sin embargo, a falta de otras evidencias, su blastesis se podría atribuir a los estadios iniciales de la evolución metamórfica, ya que la trayectoria que propongo atraviesa en su parte de baja temperatura el campo de estabilidad de la distena (Fig. V.21). El hecho de que las presiones máximas calculadas (≈ 4 kilobares) sean próximas a las del punto triple de los aluminosilicatos, también puede explicar la presencia de distena en algunas de las muestras de la zona de la estaurólita-andalucita.

La parte retrógrada de la trayectoria P-T propuesta en la Fig. V.21 no está bien documentada, ya que no se han desarrollado paragénesis que permitan precisar esta parte de la misma.

CAPITULO VI: DISCUSION Y CONCLUSIONES

VI.1: MODELOS PREVIOS DE EVOLUCION

El límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena ha sido considerado por algunos autores como una sutura cadomiense reactivada en condiciones de bajo grado durante la Orogenia Varisca (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990 y 1991; Ribeiro et al., 1990).

Quesada (1990 y 1991) y Ribeiro et al. (1990) no especifican la estructura finiprecámbrica; respecto a la estructura varisca, estos autores indican que se trata simplemente de una zona de cizalla subvertical con movimiento lateral izquierdo, que retomaría las estructuras finiprecámbricas.

Abalos (1990) y Abalos et al. (1991), además de proponer también una evolución poliorogénica, suponen que las estructuras finiprecámbricas se han preservado en gran medida y que se puede reconstruir la geometría de las mismas y establecer la evolución metamórfica sincrónica con su formación. Estos autores suponen que en la Unidad Central existen dos fábricas plano-lineares, que serían diferenciables por la orientación de la lineación de estiramiento; una de ellas N-S y de edad finiprecámbrica, y la otra NO-SE y de edad varisca. En este punto, cabe recordar que mis observaciones indican que no hay dos sino una sola fábrica plano-linear, y que los cambios de orientación que sufre localmente la lineación de estiramiento se deben a las dos fases de plegamiento

sobreimpuestas a la fábrica plano-linear. Los autores mencionados consideran que la estructuración finiprecámbrica consiste en la superposición de varias láminas cabalgantes con evoluciones tectonometamórficas diferentes (véase el apartado V.2.1). Describen una intensificación de la fábrica plano-linear finiprecámbrica hacia la base de cada una de las supuestas láminas cabalgantes, de manera que la fábrica llegaría a ser de carácter ultramilonítico, definiendo una zona de intensa deformación de centenas de metros de potencia en la base de cada una de ellas. Estas características estructurales no se observan en el campo, pues aunque es cierto que la fábrica plano-linear muestra una intensidad variable, la variabilidad es de escala centimétrica a decamétrica. En efecto, es frecuente observar bandas centimétricas a métricas de la misma composición, pero con tamaños de grano diferentes, de los que los más pequeños corresponden a las deformaciones más intensas; sin embargo, no se observa la variación de la fábrica descrita por estos autores para sostener su modelo de apilamiento de láminas. Por otro lado, la supuesta orientación N-S de la lineación en la base de las láminas tampoco se observa, sino que su orientación es NO-SE.

Las supuestas diferencias en las evoluciones metamórficas de cada una de las láminas cabalgantes diferenciadas por Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) tampoco están bien establecidas, ya que están basadas únicamente en cálculos geotermobarométricos, cuya precisión es escasa; así por ejemplo, las diferencias en presión entre algunas de las láminas están comprendidas dentro de los márgenes de error de los geobarómetros utilizados. Tampoco está justificada la separación de una “lámina eclogítica”, ya que existen eclogitas anfibolitizadas en toda la mitad inferior de la Unidad Central (en las tres láminas inferiores de la unidad alóctona de estos autores). La denominada “lámina eclogítica” corresponde simplemente a una parte de la sucesión donde las anfibolitas son más abundantes y en la que las paragénesis eclogíticas han sufrido probablemente una menor retrogradación. Es el grado de retrogradación durante el cizallamiento de la unidad (en gran medida dependiente de la cantidad de fluidos disponibles) lo que determina la preservación o no de las paragénesis eclogíticas, y en su caso, el porcentaje de jadeita del clinopiroxeno y por consiguiente, la presión calculada. Según el corte geológico propuesto por estos autores, el Ortogneis de Ribera del Fresno y el tramo de metasedimentos que aflora en la parte superior de la unidad constituyen lo que donominan unidad para-autóctona (ver también Apalategui et al., 1983b), que sería la base sobre la que se habría edificado la pila de láminas antes referida. Sin embargo, los cortes AA' y BB' de la Fig. IV.12 muestran que el Ortogneis de Ribera del Fresno constituye una

intercalación en la sucesión de esta unidad, y que el tramo de metasedimentos se sitúa en la parte superior de la sucesión. Por tanto, mis observaciones implican que la sucesión de unidades propuesta por Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) no se justifica desde un punto de vista geométrico (ya se ha visto que tampoco se justifica ni por variaciones de la intensidad de la deformación principal ni del metamorfismo), ya que las rocas consideradas como la base de la sucesión (unidad para-autóctona) ocupan las parte media y superior de la misma (Fig. IV.12). En suma, subdividir la Unidad Central en varias láminas cabalgantes (cualquiera que fuese la edad de estos cabalgamientos, finiprecámbrica o varisca) no está justificado ni estructural ni metamórficamente, y es por lo que en este trabajo se considera esta unidad como un solo conjunto.

La deformación varisca según Abalos (1990) y Abalos et al. (1991) consiste en un cizallamiento subvertical izquierdo de orientación NO-SE con una fábrica plano-linear asociada, que se reconocería únicamente en algunos sectores (por ejemplo, el Ortogneis de Ribera del Fresno), que quedarían aislados a modo de “domos” entre dominios donde la fábrica plano-linear sería finiprecámbrica. Fuera de esos “domos variscos”, la deformación varisca consistiría en un plegamiento recto de dirección NO-SE. Durante el presente trabajo no se han observado los pliegues kilométricos rectos que, según el corte geológico propuesto por estos autores, afectarían a las rocas de la Unidad Central. En cuanto a los supuestos “domos” con fábrica plano-linear varisca, he de decir que mis observaciones indican que la fábrica plano-linear de esos sectores es la misma que la de las rocas encajantes, estando igualmente afectada por los pliegues posteriores.

VI.2: EDAD DEL EVENTO TECTONOMETAMORFICO PRINCIPAL

Algunos de los trabajos más recientes sobre el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena han considerado que la evolución tectonometamórfica principal de este contacto es de edad finiprecámbrica (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1990 y 1991; Ribeiro et al., 1990; Quesada y Dallmeyer, 1994). Dichos trabajos interpretan este contacto como una sutura cadomiense reactivada en condiciones de bajo grado durante la Orogenia Varisca (véase apartado VI.1). Los datos que permiten discutir esta interpretación frente a la de una evolución tectonometamórfica principal de edad varisca

son básicamente de tres tipos: radiométricos, estructurales y estratigráficos.

Las **edades** en torno a 550 Ma obtenidas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Serie Negra del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo y su prolongación hacia el NO (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992) son el único dato radiométrico indicativo de preservación de metamorfismo finiprecámbrico. En el apartado IV.1 se ha descrito que en esta estructura la escasa intensidad de las deformaciones variscas ha permitido la preservación de una foliación y un metamorfismo de bajo grado finiprecámbricos. Sin embargo, más al SO, en la unidad alóctona del Borde Meridional de la Zona Centroibérica las deformaciones variscas son muy intensas y no se han preservado foliaciones o metamorfismo finiprecámbricos; en efecto, la fábrica plano-linear que se reconoce en la Serie Negra es la misma que se reconoce en las rocas del Ordovícico y del Devónico (Fig. IV.3). Por otra parte, todas las edades de metamorfismo disponibles sobre la Unidad Central y sobre el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena son variscas, incluyendo el metamorfismo de alta presión / alta temperatura de la Unidad Central y el metamorfismo de baja presión de la Unidad de Sierra Albarrana (véanse los apartados IV.2.2.c y V.2.7). Por tanto, no existen datos geocronológicos que indiquen una edad cadomiense para la evolución tectonometamórfica principal de las rocas implicadas en el contacto Ossa-Morena / Centroibérica; por el contrario, los datos disponibles apuntan hacia una edad varisca.

Uno de los **argumentos estructurales** utilizados en los trabajos en los que se propone una edad cadomiense para la evolución tectonometamórfica del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena es la posible existencia de una fábrica plano-linear anterior a la intrusión de cuerpos intrusivos ordovícicos (por ejemplo, los Ortogneises de Minillas y Ribera del Fresno). Así, Abalos (1990) propone que el encajante del Ortogneis de Ribera del Fresno tiene una fábrica plano-linear que no se reconoce en éste y que sería de edad finiprecámbrica. Según este autor, el cuerpo ortogneísico estaría afectado por una sola fábrica plano-linear (de edad varisca), mientras que su encajante estaría afectado por dos fábricas plano-lineares, una finiprecámbrica y otra varisca; sin embargo, a partir de su propia descripción y de las microfotografías que aporta, se puede deducir que lo que denomina S_1 y S_2 corresponden en realidad a planos S y planos C relacionados con la única fábrica plano-linear presente. En trabajos más recientes de este mismo autor (por ejemplo, Abalos y Eguiluz, 1992), la descripción estructural que se hace implica la correlación de la fábrica plano-linear del Ortogneis de Ribera del Fresno con un clivaje de crenulación espaciado en el encajante (atribuible a las fases de crenulación de la Unidad

Central que he descrito en el apartado IV.2.2.b), ya que atribuye la fábrica plano-linear en el encajante a la Orogenia Cadomiense. Mis observaciones indican que tanto el Ortogneis de Ribera del Fresno como su encajante están afectados por la misma fábrica plano-linear, que es, además, la única que se reconoce en la Unidad Central. Por otra parte el clivaje de crenulación es observable tanto en el encajante como en el ortogneis; así por ejemplo, al SE de la Ribera de Usagre se ha observado el contacto SO del ortogneis afectado por los pliegues de crenulación de plano axial buzante al SO (Fig. IV.12). Mis observaciones, unidas a la edad absoluta del Ortogneis de Ribera del Fresno (≈ 470 Ma), implican una edad varisca para las deformaciones de la Unidad Central.

Otro argumento estructural que se ha utilizado para proponer la existencia de una fábrica finiprecámbrica en la Unidad Central es el buzamiento medio de la foliación principal. En este sentido, Quesada y Dallmeyer (1994) consideran que existen dos fábricas diferentes: una finiprecámbrica de escaso buzamiento y otra varisca subvertical. El análisis estructural que he realizado demuestra que la foliación principal en la Unidad Central está afectada por dos generaciones de pliegues, de manera que la “fábrica subvertical” y la “fábrica subhorizontal” de Quesada y Dallmeyer (1994) son la misma (Figs. IV.12 y IV.15).

En el Borde Meridional de la Zona Centroibérica, la fábrica principal de las rocas de la Serie Negra situadas al SO de la Sierra de Hornachos ha sido adscrita a la Orogenia Cadomiense (Abalos, 1990; Abalos, 1992; Abalos y Eguiluz, 1992). Estas interpretaciones suponen que el contacto entre la Serie Negra y las rocas paleozoicas de la Sierra de Hornachos es una importante falla (la Falla de Hornachos), de modo que al NE de la misma la deformación principal sería varisca, y al SO sería cadomiense. Sin embargo, este contacto es una discordancia y las deformaciones penetrativas que afectan a las rocas de la Serie Negra son las mismas que se reconocen en las rocas paleozoicas (Fig. IV.3); la edad de la deformación es por tanto varisca. Por otra parte, el Ortogneis de Mina Afortunada está afectado por la misma fábrica plano-linear que la Serie Negra encajante, lo que unido a la edad absoluta obtenida por Ochsner (1993) (506 Ma), implica también una edad varisca para esta fábrica plano-linear.

Finalmente, algunos datos de **carácter estratigráfico** obtenidos en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena ponen en entredicho las interpretaciones según las cuales la evolución tectonometamórfica principal del contacto Ossa-Morena / Centroibérica es finiprecámbrica. Estas interpretaciones suponen que la deformación principal y el metamorfismo en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena,

especialmente en la Unidad de Sierra Albarrana, son de edad finiprecámbrica (véase por ejemplo, Quesada, 1990 y 1991; Quesada et al., 1990). Sin embargo, la edad paleozoica de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, unida a los datos radiométricos disponibles, implica que la fuerte deformación que las afecta, así como el metamorfismo de grado alto sincrónico con la misma, son de edad varisca. Quesada y Munhá (1990) proponen que Sierra Albarrana constituye un “domo térmico” varisco, y que las deformaciones que se reconocen son de edad finiprecámbrica. Esto queda invalidado por la edad de las Cuarcitas de Sierra Albarrana y por el carácter sincinemático de las paragénesis de grado alto con respecto a la fase de deformación principal. Por tanto, se puede concluir que la deformación y el metamorfismo en la Unidad de Sierra Albarrana son variscos.

Las hipótesis que proponen que el contacto Ossa-Morena / Centroibérica es una sutura de edad finiprecámbrica tampoco están de acuerdo con las distintas sucesiones estratigráficas que afloran al NE y SO del mismo. En efecto, las sucesiones precámbricas típicas de la Zona de Ossa-Morena (Serie Negra y Formación Malcocinado) afloran también en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Por tanto, si existiera una sutura finiprecámbrica, ésta debería localizarse al N del contacto Ossa-Morena / Centroibérica, en donde comienzan a aflorar las sucesiones finiprecámbricas típicas de la Zona Centroibérica (Alcudiense y/o Complejo esquisto-grauváquico). Sin embargo, no se han descrito ni estructuras ni metamorfismo finiprecámbricos en los sectores en los que se produce ese cambio en las sucesiones estratigráficas finiprecámbricas.

Al contrario que la sucesión finiprecámbrica, la sucesión paleozoica sí es diferente al NE y SO del contacto Ossa-Morena / Centroibérica, lo que es un dato a favor de que este contacto pueda corresponder a una sutura del Orógeno Varisco como se ha propuesto en varios trabajos (Robardet, 1976; Burg et al., 1981; Matte, 1986 y 1991; Azor et al., 1993 y 1994b). En este sentido, hay que señalar que hasta el Cámbrico inferior-medio las sucesiones del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena y del Borde Meridional de la Zona Centroibérica son similares (la Formación Villares aflora en los dos). En cambio, las sucesiones ordovícico-silúricas son diferentes al NE y SO de este contacto, lo que sugiere diferencias paleogeográficas para ese tiempo.

VI.3: CONCLUSIONES Y EVOLUCION GEOLOGICA

Las principales conclusiones de este trabajo son las siguientes:

-Se han diferenciado tres grandes conjuntos con diferentes evoluciones tectonometamórficas en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena, a los que se ha denominado: Borde Meridional de la Zona Centroibérica, Unidad Central y Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. A continuación se exponen las principales características estratigráficas, estructurales y metamórficas de cada uno de ellos.

-El Borde Meridional de la Zona Centroibérica está constituido por una secuencia estratigráfica que abarca rocas del Precámbrico superior al Carbonífero inferior. La secuencia precámbrico-cámbrica es similar a la del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, mientras que la secuencia ordovícico-devónica es típica de la Zona Centroibérica y comienza con un tramo cuarcítico correlacionable con la Formación Cuarcita Armoricana. Se han diferenciado dos unidades (unidad alóctona y unidad autóctona) separadas por un cabalgamiento con movimiento del bloque de techo hacia el NE. La estructura de la unidad alóctona consiste en dos pliegues tumbados kilométricos vergentes al NE, asociado a los cuales se produjo un cizallamiento especialmente intenso en el flanco inverso, y cuyo movimiento es de techo hacia el SE; una segunda fase de deformación produjo pliegues rectos, que afectan a las estructuras anteriores. Esta unidad sufrió un metamorfismo de bajo grado y presión intermedia-baja (≈ 5 kilobares) sincrónico con la formación de los pliegues tumbados y con el cizallamiento. La estructura de la unidad autóctona consiste en pliegues rectos de dirección NO-SE, que son correlacionables con la segunda fase de deformación de la unidad alóctona; esta unidad sufrió un metamorfismo de bajo o muy bajo grado.

-La Unidad Central está constituida por metasedimentos y diversos tipos de ortogneises y anfibolitas; estas rocas conforman una sucesión litoestratigráfica en la que

la parte inferior está constituida mayoritariamente por ortogneises y anfibolitas, mientras que en la parte superior son dominantes los metasedimentos. La estructura consiste en una zona de cizalla dúctil con movimiento lateral izquierdo y una componente extensional, que afecta a todas las rocas de la unidad; la foliación tiene una orientación NO-SE y un buzamiento original hacia el NE; la lineación de estiramiento es subhorizontal o con ligero hundimiento hacia el NO o el SE. El sentido de movimiento del cizallamiento es de techo hacia el NO, una vez restituida la foliación principal a su posición inicial. Además, se reconocen dos generaciones de pliegues posteriores que afectan a la fábrica plano-lineal, una de ellas da pliegues de dirección NO-SE con planos axiales buzantes al SO y la otra pliegues rectos de la misma dirección. La evolución metamórfica se inicia con un evento de alta presión y alta temperatura (≥ 15 kilobares y $\geq 650^{\circ}\text{C}$) durante el que se formaron paragénesis eclogíticas, que son anteriores al cizallamiento de la unidad y se han preservado en algunos cuerpos de anfibolitas granatíferas. La evolución posterior consiste en una fuerte descompresión, primero manteniendo las condiciones térmicas y después con disminución de temperatura. Esta descompresión es sincrónica con el cizallamiento de la unidad.

-En el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena se han diferenciado dos unidades separadas por fallas frágiles: la Unidad de Azuaga y la Unidad de Sierra Albarrana. La Unidad de Azuaga está constituida por rocas metasedimentarias y volcánicas de edades comprendidas entre el Precámbrico superior y el Cámbrico inferior-medio, sobre las que aparecen discordantes sedimentos del Carbonífero inferior y medio. La Unidad de Sierra Albarrana está constituida por varios tramos de rocas metasedimentarias, todos ellos de edad Paleozoico inferior, excepto quizá el tramo inferior de gneises migmatíticos, cuya edad no se ha podido determinar debido a la ausencia de fósiles y a sus relaciones tectónicas con los otros tramos. La estructura de la Unidad de Azuaga consiste en pliegues sinesquistosos kilométricos rectos o vergentes al SO, que en la parte NO del área estudiada llevan asociado un cabalgamiento con movimiento del bloque de techo hacia el SO; localmente, se reconocen pliegues de crenulación rectos que afectan a las estructuras previas. Esta unidad sufrió un metamorfismo de bajo grado y presión baja (≈ 4 kilobares), que es sincrónico con los pliegues sinesquistosos. La Unidad de Sierra Albarrana se sitúa por debajo de la Unidad de Azuaga y está afectada por una fase principal de deformación, que dio lugar a pliegues kilométricos rectos o vergentes al SO de dirección N145-155°E y a una zona de cizalla

dúctil de dirección N140-150°E que se localiza al SO de Sierra Albarrana y lleva asociada una fábrica plano-linear. El sentido de movimiento del cizallamiento es lateral derecho, con componente de cabalgamiento hacia el SE una vez que se deshace el efecto de los pliegues tardíos. Existe una segunda fase de deformación, consistente en pliegues rectos homoaxiales con la fase de deformación principal, que pliegan y/o verticalizan las estructuras previas. Esta unidad sufrió un metamorfismo de baja presión (≈ 4 kilobares) sincrónico con la fase de deformación principal. Este metamorfismo alcanza su máximo grado en Sierra Albarrana (zona del feldespato potásico); Al NE y SO decrece el grado progresivamente (zonas de la sillimanita, estaurolita-andalucita y granate).

A continuación se discuten las relaciones estructurales de la Unidad Central con el Borde Meridional de la Zona Centroibérica y con el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

La comparación de la evolución metamórfica del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y de la Unidad Central, unida a la geometría y cinemática del cizallamiento que afecta a ésta última, permiten concluir que dicho cizallamiento, pese a representar fundamentalmente un movimiento lateral izquierdo, tiene una componente extensional.

La Unidad Central registra una evolución metamórfica que se inicia en condiciones de alta presión / alta temperatura (facies eclogitas), pasa por condiciones de alta temperatura y presión intermedia (inicio del cizallamiento), y termina en condiciones de presión y temperatura bajas (final del cizallamiento) (Fig. V.12). La edad del metamorfismo de alta presión / alta temperatura es Silúrico superior o Devónico inferior de acuerdo con las dataciones radiométricas disponibles. Las paragénesis relacionadas con el metamorfismo de alta presión / alta temperatura están retrogradadas a facies anfibolitas y esquistos verdes durante el cizallamiento de la unidad, lo que indica que el cizallamiento produjo la exhumación de estas rocas hasta niveles corticales superficiales. El Borde Meridional de la Zona Centroibérica sufrió un metamorfismo de baja presión (≤ 5 kilobares) y temperaturas de bajo grado ($\leq 450^\circ\text{C}$) (Fig. V.1). Estos datos indican que el Borde Meridional de la Zona Centroibérica estuvo a profundidades máximas de 12-15 kilómetros, mientras que la Unidad Central subdujo hasta profundidades de 40-45 kilómetros. La evolución metamórfica diferente de estos dos conjuntos, implica que en el contacto entre ambos falta una columna de rocas de 28-30 kilómetros (equivalente a un salto metamórfico de aproximadamente 10 kilobares). La posición infrayacente de la Unidad Central respecto al Borde Meridional de la Zona Centroibérica, indica que este

salto metamórfico es sustractivo, lo que obliga a interpretar el contacto entre estos dos conjuntos como un accidente extensional.

Las estructuras asimétricas ligadas a la fábrica plano-linear de la Unidad Central también muestran una evolución en la vertical que es compatible con una componente extensional del cizallamiento. En la parte inferior de la unidad (es decir, en los afloramientos situados al SO), las estructuras S-C que se reconocen en los metasedimentos son dúctiles y el ángulo entre los planos S y los C es siempre muy pequeño ($< 15^\circ$); además en estas estructuras están implicados minerales como sillimanita y biotita roja, indicativos de condiciones de alta temperatura. En cambio, en la parte superior de la unidad, las estructuras S-C son dúctil-frágiles y el ángulo entre los planos S y los C es grande ($> 20^\circ$); los minerales que definen los planos S son mica blanca, biotita y granate, indicativos de temperaturas moderadas ($< 500^\circ\text{C}$). De esto se puede deducir que el cizallamiento evoluciona en la vertical desde condiciones dúctiles y alta temperatura hasta condiciones dúctil-frágiles y temperaturas moderadas o bajas. Esta evolución es típica de las zonas de cizalla de carácter extensional (Jabaloy et al., 1993). La evolución metamórfica de la Unidad Central, con una fuerte caída en presión durante la formación de la fábrica plano-linear (Fig. V.12), también es compatible con el carácter extensional de la deformación principal. Las temperaturas máximas del metamorfismo en las rocas metapelíticas son más altas en la parte inferior que en la parte superior de la unidad (Fig. V.7). Esto se puede explicar por el adelgazamiento de la unidad durante el cizallamiento, que debió producir una aproximación de las isothermas.

La inclinación subhorizontal de la lineación de estiramiento y su orientación subparalela a las estructuras cartográficas, han llevado a la mayoría de autores previos a interpretar el cizallamiento en la Unidad Central como de salto en dirección izquierdo (véase por ejemplo, Burg et al., 1981; Matte, 1991). No obstante, de acuerdo con lo expuesto anteriormente, es necesario admitir que este cizallamiento tuvo una componente extensional. La inclinación actual de la lineación de estiramiento es subhorizontal, y la inicial es difícil de establecer con exactitud, como ya se ha discutido anteriormente. Sin embargo, una pequeña inclinación hacia el NO puede explicar el carácter extensional del cizallamiento. Además, como han puesto de manifiesto Ellis y Watkinson (1987 y 1988), la orientación de la lineación de estiramiento siempre infraestima el ángulo de convergencia, es decir, la componente en buzamiento del movimiento relativo entre dos bloques o placas. Esto implica que lineaciones de estiramiento subhorizontales no necesariamente están relacionadas con un movimiento lateral puro, sino que pueden

reflejar un movimiento oblicuo (extensión o compresión oblicua). Lin y Williams (1992) han estudiado también la relación geométrica entre la lineación de estiramiento y la dirección de movimiento en zonas de cizalla. Esta última la definen como la proyección ortogonal de la lineación de estiramiento sobre el plano de movimiento de la zona de cizalla, es decir, sobre el borde de la zona de cizalla, o sobre los planos C de estructuras S-C en caso de que el borde de la zona de cizalla no pueda establecerse. Estos autores llegan a la conclusión de que ambas direcciones coinciden únicamente en dos casos especiales: a) que el borde de la zona de cizalla sea horizontal, b) que la foliación milonítica y el borde de la zona de cizalla sean verticales. En los demás casos, la inclinación de la lineación de estiramiento no coincide con la inclinación de la dirección de movimiento de la zona de cizalla (Lin y Williams, 1992). De los gráficos de estos autores se puede deducir que una lineación de estiramiento horizontal sobre una foliación milonítica que buze moderadamente (como ocurre en la Unidad Central), es compatible con direcciones de movimiento con inclinaciones de hasta 20-30°.

La formación de los pliegues de plano axial buzante al SO en la Unidad Central es compatible con el hundimiento del Borde Meridional de la Zona Centroibérica respecto a la Unidad Central. Estos pliegues podrían representar una etapa posterior al cizallamiento izquierdo extensional, en la cual el hundimiento del Borde Meridional de la Zona Centroibérica respecto a la Unidad Central no tendría componente lateral. Se han descrito pliegues de geometría similar a estos en zonas con importantes deformaciones de carácter extensional (véase por ejemplo, Mattauer et al., 1988; Fossen y Rykkelid, 1992).

En resumen, la deformación principal en la Unidad Central dio lugar a una zona de cizalla izquierda extensional, cuyo afloramiento se encuentra actualmente limitado por dos fallas frágiles: la Falla del Matachel a techo, y las Fallas de Azuaga e Higuera de Llerena a muro. Los pliegues de plano axial buzante al SO podrían estar relacionados también con el hundimiento del Borde Meridional de la Zona Centroibérica con respecto a la Unidad Central.

El contacto entre la Unidad Central y el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena está constituido actualmente por dos fallas subverticales tardivariscas (las Fallas de Azuaga y de Higuera de Llerena, Fig. IV.19). Por ello, las relaciones iniciales entre ambos conjuntos son difíciles de establecer. No obstante, la reconstrucción del buzamiento original de la foliación principal en ambos conjuntos, unida a sus diferentes evoluciones metamórficas, permite sugerir que las relaciones iniciales fueron de cabalgamiento de la Unidad Central sobre el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-

Morena. En efecto, el buzamiento original hacia el NE de la foliación principal en la Unidad Central y en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena coloca a la Unidad Central encima del Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, lo que implica unas relaciones cabalgantes de acuerdo con sus diferentes evoluciones metamórficas (presiones máximas de más de 15 kilobares en la Unidad Central y de aproximadamente 4 kilobares en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena). La cinemática de este cabalgamiento no se conoce; sin embargo, la zona de cizalla situada al SO de las Cuarcitas de Sierra Albarrana podría ser un accidente subordinado del cabalgamiento mayor de la Unidad Central sobre el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena. De acuerdo con esta interpretación, el cabalgamiento mayor tendría una fuerte componente lateral y movimiento del bloque de techo hacia el SE.

Las conclusiones que se acaban de exponer se integran en la siguiente evolución para el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena:

A finales del Precámbrico, se produjo una actividad orogénica, cuyas evidencias son una formación de carácter volcánico-sedimentario (la Formación Malcocinado), varias discordancias, y, localmente, la preservación de una foliación en la Serie Negra.

La evolución paleozoica se puede resumir en los siguientes estadios (Fig. VI.1):

1) Rifting durante el Paleozoico inferior: El primer estadio en la evolución del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena consiste en un rifting, que se iniciaría en el Cámbrico inferior-medio como atestiguan algunas sucesiones volcánico-sedimentarias de esa edad en la Zona de Ossa-Morena (véase por ejemplo, Liñán y Quesada, 1990). Durante el Ordovícico se produciría la intrusión de los granitoides de esa edad que existen en la Unidad Central e inmediatamente al NE y al SO de la misma (Fig. VI.1, estadio 1). Ortogneises de la misma edad y características geoquímicas han sido descritos en el NO Peninsular en la Unidad de Malpica-Tuy, en donde han sido también relacionados con un proceso de rifting durante el paleozoico inferior (Pin et al., 1992). Esta etapa de rifting durante el Paleozoico inferior ha sido descrita también en otros sectores de la Cordillera Varisca (véase por ejemplo, Pin y Lancelot, 1982; Dörr et al., 1992). No existen evidencias de que en el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena se llegase a generar corteza oceánica durante este episodio de rifting.

2) Subducción de la Unidad Central bajo la Zona Centroibérica: En el segundo estadio, la corteza de la Unidad Central, adelgazada durante el rifting subduce bajo el Borde Meridional de la Zona Centroibérica (Fig. VI.1, estadio 2). La evidencia de esta subducción es el evento de alta presión y alta temperatura que registra la Unidad Central. No se tiene ningún dato sobre la cinemática de la subducción, ya que no se han preservado estructuras de esta etapa. No obstante, se puede deducir que la subducción fue hacia el NE (tomando las coordenadas actuales) bajo la Zona Centroibérica, puesto que, como se ha discutido previamente, el Borde Meridional de la Zona Centroibérica se sitúa por encima de la Unidad Central y separado de ella por una falla con componente extensional; esto implica que la Unidad Central estuvo bajo el Borde Meridional de la Zona Centroibérica a gran profundidad (> 45 Kilómetros, de acuerdo con las paragénesis metamórficas). La edad obtenida para el metamorfismo de alta presión y alta temperatura sugiere que la subducción se prolongó hasta el Silúrico superior o Devónico inferior.

3) Bloqueo de la subducción y deformación en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica: Cuando la subducción dejó de progresar, la deformación fue transferida al bloque de techo (Zona Centroibérica). En este estadio se generaron los pliegues tumbados vergentes al NE y el cizallamiento con movimiento del bloque de techo hacia el SE que se reconocen en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica (Fig. VI.1, estadio 3). La vergencia hacia el NE de los pliegues tumbados es contraria a la que sería de esperar para un cabalgamiento general de la Zona Centroibérica sobre la Unidad Central y sobre la Zona de Ossa-Morena. Además, los pliegues vergentes al NE parecen estar presentes a todo lo largo de este contacto (Azor et al., 1994a; Martínez Poyatos et al., 1995); así por ejemplo, en el sector de Portalegre en Portugal, Sanderson et al. (1991) han descrito un tren de pliegues kilométricos vergentes al NE. Estas estructuras de vergencia NE podrían inducir a interpretar el contacto Ossa-Morena / Centroibérica como un cabalgamiento de la Zona de Ossa-Morena sobre la Zona Centroibérica, lo que va en contra de la vergencia general hacia el SO de la Zona de Ossa-Morena y de la disposición actual de la Unidad Central respecto al Borde Meridional de la Zona Centroibérica. Esta vergencia hacia el NE se puede explicar considerando que estas estructuras son conjugadas del cabalgamiento mayor de la Zona Centroibérica sobre la Unidad Central (Fig. VI.1, estadio 3), el cual no se ha conservado debido a la actuación de la Falla extensional oblicua del Matachel. Este tipo de organización geométrica con estructuras

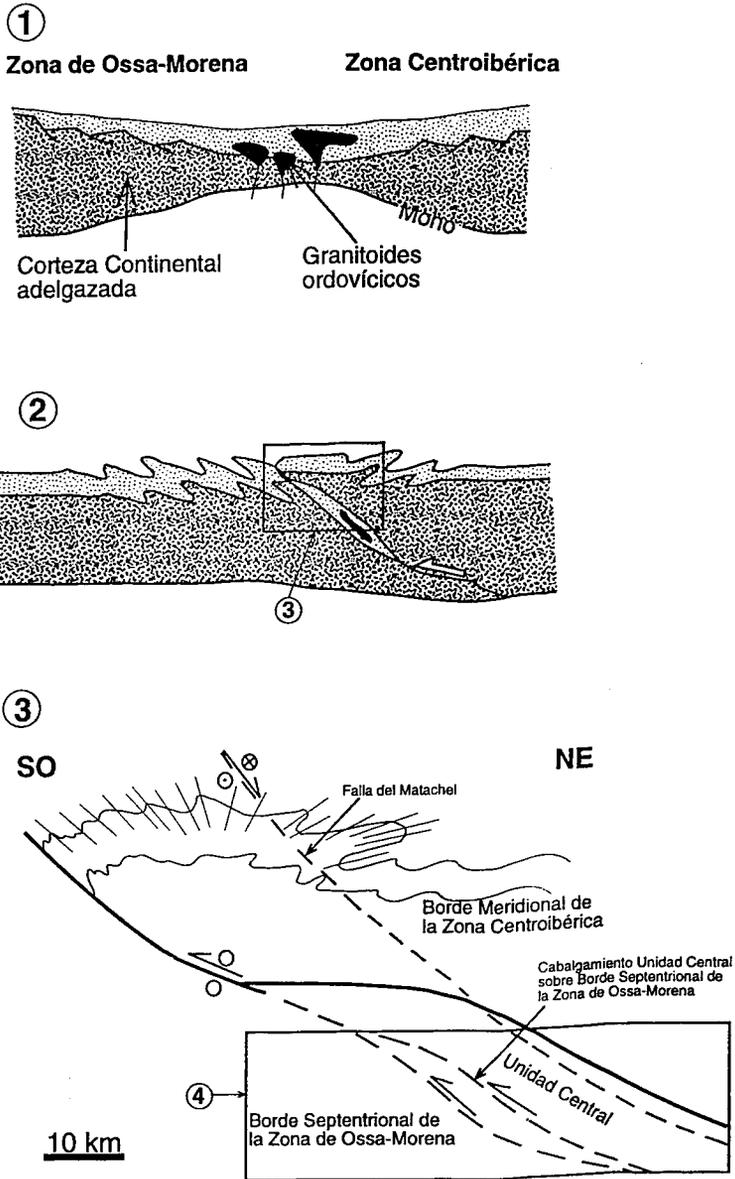


Fig. VI.1: Evolución hipotética para el contacto Ossa-Morena / Centroibérica.

- 1) Rifting durante el Paleozoico inferior.
- 2) Subducción de la Unidad Central bajo la Zona Centroibérica. El rectángulo corresponde aproximadamente a la zona representada en 3.
- 3) Bloqueo de la subducción y deformación en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica; se han representado en trazo discontinuo algunos de los accidentes que se formarán posteriormente. El rectángulo corresponde aproximadamente a la zona representada en 4.

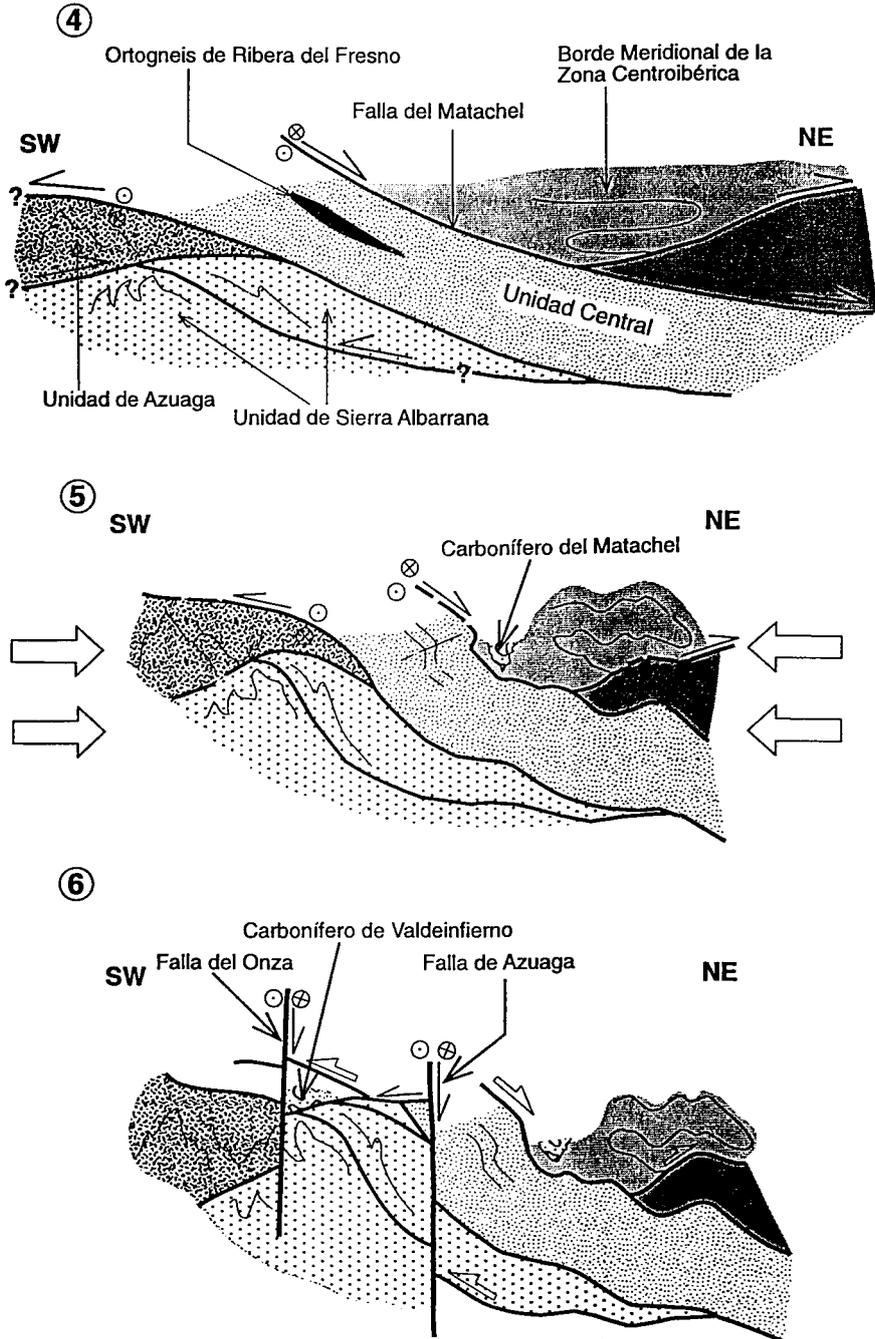


Fig. VI.1 (continuación): 4) Desestabilización de la zona engrosada. Junto a los accidentes que no afloran se ha puesto un interrogante.
 5) Acortamiento general de dirección NO-SE.
 6) Depósitos carboníferos y fracturación tardivarisca en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

retrovergentes respecto a la vergencia general se han reconocido en varias cordilleras, como por ejemplo los Pirineos (Muñoz, 1992), los Alpes (Pfiffner, 1992) y el Himalaya (Burg et al., 1987). En el caso del contacto Ossa-Morena / Centroibérica, el cizallamiento asociado al plegamiento vergente al NE, tiene un sentido de movimiento paralelo a las estructuras mayores, lo que probablemente significa que el cabalgamiento mayor de la Zona Centroibérica sobre la Unidad Central tuvo una fuerte componente lateral (Fig. VI.1, estadio 3). No se dispone de datos radiométricos sobre la edad de esta etapa. Sin embargo, debió tener lugar durante el Devónico medio-superior, ya que las deformaciones afectan al Devónico inferior y no se reconocen en el Carbonífero inferior.

4) Desestabilización de la zona engrosada: Durante los dos estadios previos se produce un engrosamiento importante en el contacto Ossa-Morena / Centroibérica, que acaba produciendo una inestabilidad gravitatoria y el colapso extensional (Platt, 1986). Este colapso se produce mediante la zona de cizalla con componente extensional que afecta a toda las rocas que afloran de la Unidad Central (Fig. VI.1, estadio 4) y que debió localizarse en la parte trasera de la zona engrosada. Este cizallamiento produjo un adelgazamiento muy importante en la Unidad Central, al tiempo que contribuyó a su exhumación.

Durante esta etapa, en la parte delantera de la zona engrosada, se produce un cabalgamiento de la Unidad Central sobre el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena (Fig. VI.1, estadio 4). Este cabalgamiento no aflora debido a la actuación de las Fallas de Azuaga y de Higuera de Llerena (Fig. VI.1, estadio 6). La zona de cizalla reconocida en la Unidad de Sierra Albarrana se interpreta como relacionada con este cabalgamiento mayor oculto, el cual tendría una cinemática similar a la de dicha zona de cizalla (Fig. VI.1, estadio 4). La actuación simultánea de la zona de cizalla con componente extensional en la parte trasera de la zona engrosada y del cabalgamiento oblicuo en su parte frontal no está bien establecida, aunque los datos radiométricos disponibles sobre edad de la deformación principal en la Unidad Central y en la Unidad de Sierra Albarrana dan edades muy similares en ambas (Devónico superior-Carbonífero inferior). La actuación simultánea de la zona de cizalla extensional oblicua y del cabalgamiento oblicuo produjo la exhumación de las rocas de la Unidad Central. Dispositivos similares, con actuación simultánea de fallas normales y cabalgamientos, han sido descritos en otras cordilleras, como por ejemplo en el Himalaya (Burg et al., 1984; Burchfiel y Royden, 1985; Burchfiel et al., 1992; Herren, 1987).

En el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, durante este estadio se produjo el cabalgamiento de la Unidad de Azuaga sobre la Unidad de Sierra Albarrana (Fig. VI.1, estadio 4). No se dispone de ningún dato sobre la geometría y cinemática de este cabalgamiento, ya que el contacto actual entre ambas unidades lo constituyen varias fallas tardivariscas (véase apartado IV.3.5). La edad de este cabalgamiento no se conoce con certeza, aunque debió de ser anterior al depósito del Carbonífero inferior.

5) Acortamiento general de dirección NE-SO: Este acortamiento dio lugar a los pliegues rectos que afectan a las estructuras previas (Fig. VI.1, estadio 5). En la parte sudoccidental del Borde Meridional de la Zona Centroibérica (unidad alóctona), este acortamiento produjo el plegamiento de los pliegues tumbados previos, mientras que al NE (unidad autóctona) produjo pliegues rectos que representan la primera deformación penetrativa varisca que se reconoce. En el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena, este episodio produjo fundamentalmente una verticalización de las estructuras previas. Este episodio parece ser diacrónico, ya que en el Borde Meridional de la Zona Centroibérica es posterior al depósito de las rocas del Carbonífero inferior, mientras que en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena es anterior a dicho depósito.

6) Depósitos carboníferos y fracturación tardivarisca en el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena: Durante este episodio el Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena adquiere su configuración final al actuar las fallas que lo separan de la Unidad Central y que separan entre si las Unidades de Sierra Albarrana y Azuaga. Primero actuó la Falla de la Casa del Café, que es una falla normal que hunde la Unidad de Azuaga con respecto a la de Sierra Albarrana y que parece sincrónica con el depósito de los sedimentos del Carbonífero inferior del afloramiento de Valdeinfierno (Fig. VI.1, estadio 5). Posteriormente, actuaron varias fallas cuyo movimiento fundamental es lateral izquierdo. Estas últimas se integran dentro de un sistema general de fallas de salto en dirección izquierdo.

BIBLIOGRAFIA

- Abad Ortega M. (1993): Mineralogía y geoquímica de las pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 294 pp.
- Abad Ortega M., Fenoll Hach-Alí P., Martín Ramos J.D. y Ortega Huertas M. (1993): The Feldspars of the Sierra Albarrana Granitic Pegmatites, Córdoba, Spain. *Can. Miner.*, **31**, 185-202.
- Abalos B. (1990): Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 430 pp.
- Abalos B. (1992): Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *J. Struct. Geol.*, **14**, 807-823.
- Abalos B. y Eguiluz L. (1991): Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, **4**, 229-249.
- Abalos B. y Eguiluz L. (1992): El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: de la subducción-colisión cadomiense a la transpresión hercínica. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América, Guía de Campo de la Excursión nº1, *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, **2**, 170 pp.
- Abalos B., Gil Ibarra J.I. y Eguiluz L. (1991): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, **199**, 51-72.
- Alfá M. (1963): Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **61**, 247-262.
- Alonso J.L., Arbolea M.L., Arenas R., Bastida F., Díaz F., Farias P., Julivert M., Marquínez J., Martínez Catalán J.R. y Pérez Estaún A. (1987): Foreland versus hinterland structures in the Hercynian Orogenic Belt of Northern Spain. Excursion Guidebook of the Conference on deformation and plate tectonics, Oviedo, 98 pp.
- Anders E. y Ebihara M. (1982): Solar system abundances of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 2363-2380.
- Apalategui O., Borrero J.D., Carracedo M., Pérez de la Blanca J.C., Roldán F., Soubrier J., Garrote A. e Higuera P. (1985a): Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 902 (Adamuz) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 51 pp.
- Apalategui O., Borrero J.D., Eguiluz L., Roldán F., Garrote A., Higuera P., Liñán E. y Palacios T. (1985b): Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 878 (Azuaga) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 47 pp.
- Apalategui O., Borrero J.D. e Higuera P. (1985c): División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental. 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 73-80.
- Apalategui O., Borrero J.D., Roldán F., Garrote A., Eguiluz L. e Higuera P. (1985d): Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 899 (Guadalcanal) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 47 pp.
- Apalategui O., Eguiluz L. y Quesada C. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 280-291.
- Apalategui O., Garrote A., Higuera P., Odriozola J.M., Peón A., Contreras M.C., Liñán E. y Perejón A. (1983a): Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 877 (Llerena) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 77 pp.

- Apalategui O., Higuera P., Contreras F., Arriola A., Garrote A., Eguiluz L. y Sánchez Carretero R. (1988a): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 830 (Hornachos) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 73 pp.
- Apalategui O., Higuera P., Garrote A., Liñán E., Perejón A. y Palacios T. (1983b): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 855 (Usagre) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 72 pp.
- Apalategui O., Villalobos M., Jorquera A., Eguiluz L. y Sánchez Carretero A. (1988b): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 804 (Oliva de Mérida) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 59 pp.
- Apalategui O., Jorquera A., Villalobos M. y Sánchez Carretero A. (1988c): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 803 (Almendralejo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 79 pp.
- Arenas R., Gil Iburguchi J.I., González Lodeiro F., Klein E., Martínez Catalán J.R., Ortega E., Pablo Macía J.G. y Peinado M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, **2**, 87-110.
- Arriola A., Chacón J., Eraso A., Eguiluz L., Garrote A., Sánchez Carretero R., Vargas I. y Contreras M.C. (1983): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 829 (Villafranca de los Barros) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 62 pp.
- Azor A., González Lodeiro F., Marcos A. y Simancas J.F. (1992a): Structuration hercynienne de la région de la Sierra Albarrana: conséquences sur l'évolution de la Zone de Cisaillement Badajoz-Córdoba (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **314**, 195-201.
- Azor A., González Lodeiro F., Martínez Poyatos D. y Simancas J.F. (1994a): Regional significance of kilometric-scale NE-vergent recumbent folds associated with E- to SE-directed shear on the southern border of the Central Iberian Zone (Hornachos-Oliva region, Variscan belt, Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, **83**, 377-387.
- Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1992b): Una zona de cizalla sinmetamórfica de importancia regional al SW de las Cuarcitas de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, **11**, 51-54.
- Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1992c): Structure and kinematics of the Hercynian deformations along the northern edge of the Badajoz-Córdoba Shear Zone (Hornachos area, SW Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **315**, 979-985.
- Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1993): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt (SW Spain)- A discussion on the age of the main tectonometamorphic events. *Tectonophysics*, **217**, 343-346.
- Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1994b): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, **13**, 45-61
- Baeza Rojano L.J., Ruiz García C. y Ruiz Montes M. (1978): Presencia de formaciones vulcano-sedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el eje magmático La Coronada-Villaviciosa de Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, **89**, 431-437.
- Balanyá J.C., Azañón J.M., Sánchez Gómez M. y García Dueñas V. (1993): Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, Western Betics, Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **316**, 1595-1601.
- Bard J.P. (1969): Le métamorphisme régional progressif des Sierra d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique. Thèse Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 397 pp.
- Bard J.P. (1971): Sur l'alternance de zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien Sud-Ibérique. Comparaison de la variabilité des caractères

- géotectoniques de ces zones avec les orogénèses "orthotectoniques". *Bol. Geol. Min.*, **82**, 321-345.
- Bard J.P., Capdevila R. y Matte Ph. (1970): La structure de la chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. En: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Publications de l'Institut français du Pétrole, tome 1, I.4, 68 pp.
- Bard J.P. y Moine B. (1979): Acebuches amphibolites in the Aracena Hercynian metamorphic belt (Southwest Spain): geochemical variations and basaltic affinities. *Lithos*, **12**, 271-282.
- Barrera J.L., Bellido F., Casquet C., González Aguado M.T., González Lodeiro F., Hernández Urroz J., Martínez Catalán J.R., Naval A., Navidad M., Ortega E. y Pablo Macía J.G. (1984): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 7 (Santiago de Compostela) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 99 pp.
- Bastida F. y Gil Ibarra J.I. (1977): Versión española de "Folding and Fracturing of Rocks" (Ramsay, 1967). Blume, Madrid, 576 pp.
- Bastida F., Martínez Catalán J.R. y Pulgar J.A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, **8**, 415-430.
- Bea F., Corretgé L.G. y Fershtater G. (en prensa): A systematic typology of granitoid rocks from major element composition. *Geol. Soc. Amer. Bull.*
- Bell T.H. (1985): Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *J. metamorphic Geol.*, **3**, 109-118.
- Bell T.H. y Johnson S.E. (1992): Shear sense: a new approach that resolves problems between criteria in metamorphic rocks. *J. metamorphic Geol.*, **10**, 99-124.
- Bell T.H., Forde A. y Hayward N. (1992a): Do smoothly, spiral-shaped inclusion trails signify porphyroblast rotation? - reply. *Geology*, **20**, 59-62.
- Bell T.H., Johnson S.E., Davis B., Forde A., Hayward N. y Wilkins C. (1992b): Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate!. *J. metamorphic Geol.*, **10**, 295-307.
- Berthé D., Choukroune P. y Jegouzo P. (1979): Orthogneiss mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- Bladier Y. (1974): Structure et pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sud-ibérique á l'W d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques, classification, interprétation. Thèse Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 90 pp.
- Blatrix P. y Burg J.P. (1981): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1981**, 470-478.
- Blumenfeld P., Mainprice D. y Bouchez J.L. (1986): C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**, 97-115.
- Bohlen S.R. y Liotta J.J. (1986): A Barometer for Garnet Amphibolites and Garnet Granulites. *J. Petrology*, **27**, 1025-1034.
- Bohlen S.R., Wall V.J. y Boettcher A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am. Miner.*, **68**, 1049-1058.
- Bouchez J.L., Lister G.S. y Nicolas A. (1983): Fabric Asymmetry and Shear Sense in Movement Zones. *Geol. Rundschau*, **72**, 401-419.
- Bouchez J.L., Mainprice D.H., Trepied L. y Doukhan J.C.L. (1984): Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric. *J. Struct. Geol.*, **6**, 159-165.
- Bouchez J.L. y Pécher A. (1981): The Himalayan Main Central Thrust Pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, **78**, 23-50.
- Bouchez J.L., Tubía J.M. y Mainprice D. (1985): Déformation naturelle du quartz: coexistence des systèmes de glissement de direction -a- et -c- à haute température

- (migmatites de la nappe d'Ogén, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **301**, 841-846.
- Brooks C., Hart S.R. y Wendt T. (1972): Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 551-577.
- Broutin J. (1974): Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, **278**, 1709-1710.
- Broutin J. (1977): Nouvelles données sur la flore des bassins autuno-stéphaniens des environs de Guadalcanal (Province de Seville, Espagne). *Cuad. Geol. Ibér.*, **4**, 91-98.
- Brunel M. (1980): Quartz fabrics in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, **64**, 33-44.
- Burchfiel B.C. y Royden L.H. (1985): North-south extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, **13**, 679-682.
- Burchfiel B.C., Zhiliang C., Hodges K.V., Yuping L., Royden L.H., Changrong D. y Jiene X. (1992): The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension Contemporaneous With and Parallel to Shortening in a Collisional Mountain Belt. *Geological Society of America, Special Paper*, **269**, 41 pp.
- Burg J.P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M. y Liu G.H. (1984): Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, **6**, 535-542.
- Burg J.P., Iglesias M., Laurent Ph., Matte Ph. y Ribeiro A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **78**, 161-177.
- Burg J.P., Leyreloup A., Girardeau J. y Chen G.M. (1987): Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet). En: Tectonic settings of regional metamorphism (E.R. Oxburgh, B.W.D. Yardley y P.C. England eds.), *Phil. Trans. R. Soc. London, A* **321**, 67-86.
- Cameron M., Collerson K.D., Compston W. y Orton R. (1981): The statistical analysis and interpretation of imperfectly-fitted isochrons from polymetamorphic terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**, 1087-1098.
- Capdevila R., Matte Ph. y Paredes J. (1971): La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, **273**, 1359-1362.
- Capdevila R. y Mougnot D. (1988): Pre-Mesozoic basement of the Western Iberian continental margin and its place in the Variscan Belt. *Proc. ODP, Sci. results*, **103**, 3-12.
- Carmichael D.M. (1978): Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale. *Am. J. Sci.*, **278**, 769-797.
- Carvalho A. (1965): Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **2**, 130 pp.
- Castelló R. y Ramírez J. (1975): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 922 (Santa María de Trassierra) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 46 pp.
- Cliff R.A. (1985): Isotopic dating in metamorphic belts. *J. geol. Soc. London*, **142**, 97-110.
- Cobbold P.R. y Quinquis H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, **2**, 119-126.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B. y Brannock W.W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 483-508.
- Coney P., Jones D.L. y Monger J.W.H. (1980): Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**, 329-333.
- Contreras M.C., Garrote A. y Sánchez-Carretero R. (1984): Asociaciones minerales metamórficas con cloritoide en Sierra Albarrana (Córdoba). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **8**, 221-34.
- Coryell C.G., Chase J.W. y Winchester J.W. (1963): A procedure for geochemical

- interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.*, **68**, 559-566.
- Crespo-Blanc A. y Orozco M. (1988): The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the in the Hercynian foldbelt. *Tectonophysics*, **148**, 221-227.
- Crespo-Blanc A. y Orozco M. (1991): The boundary between the Ossa-Morena and Southportuguese Zones (Southern Iberian Massif): a major suture in the European Hercynian Chain. *Geol. Rundschau*, **80**, 691-702.
- Crimes T.P. (1987): Trace fossils and correlation of Late Precambrian and Early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, **124**, 97-189.
- Chacón J. (1979): Estudio geológico del sector central del Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 728 pp.
- Chacón J. (1981): Superposición de zonas de cizalla en la Formación de las Grullas (Grupo de Azuaga, Anticlinorio Badajoz-Córdoba). *Cuad. Geol. Ibér.*, **7**, 489-507.
- Chacón J., Delgado Quesada M. y Garrote A. (1974): Sobre la existencia de dos dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Bol. Geol. Min.*, **85**, 713-717.
- Chacón J., Fernández Carrasco J., Mitrofanov F. y Timofeev B.V. (1984): Primeras dataciones microfítópaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **8**, 211-220.
- Chacón J., Martín Rubí J.A. y Pesquera A. (1980): El Ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo granítico intrusivo prehercínico aflorante en el sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, **91**, 661-674.
- Chacón J., Martín Rubí J.A. y Rodríguez Gordillo J. (1981): Génesis de ultramilonitas blancas en la Falla Azuaga (Anticlinorio Badajoz-Córdoba). *Cuad. Geol. Ibér.*, **7**, 509-517.
- Chacón J., Oliveira V., Ribeiro A. y Oliveira J.T. (1983): La estructura de la Zona de Ossa-Morena. En: Libro Jubilar J.M. Ríos, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 490-504.
- Chacón J. y Pascual E. (1979): El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena (sector SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, **8/9**, 18-31.
- Chapell B.W. y White A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- Dallmeyer R.D. y Quesada C. (1992): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, **216**, 339-364.
- Deer W.A., Howie R.A. y Zussman J. (1992): An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman, Essex, 696 pp.
- Delgado Quesada M. (1971): Esquema geológico de la hoja N°878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, **82**, 277-286.
- Delgado Quesada M., Garrote A. y Sánchez Carretero R. (1985): El magmatismo de la alineación La Coronada-Villacirosa de Córdoba en su mitad oriental, Zona de Ossa-Morena. 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. *Temas Geológico Mineros., IGME, Madrid*, 41-64.
- Delgado Quesada M., Liñán E., Pascual E. y Pérez Lorente F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Studia Geologica*, **12**, 75-90.
- Dörr W., Pique A., Franke W. y Kramm U. (1992): Les galets granitiques du conglomérat de Russ (Dévono-Dinantien des Vosges du Nord) sont les témoins d'un magmatisme acide ordovicien. La distension crustale et le rifting saxothuringien au Paléozoïque inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **315**, 587-594.
- Droop G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Min. Mag.*, **51**, 431-435.

- Dunnet D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**, 117-136.
- Dymoke P. y Sandiford M. (1992): Phase relationships in Buchan facies series pelitic assemblages: calculations with application to andalusite-staurolite parageneses in the Mount Lofty Ranges, South Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, **110**, 121-132.
- Eby G.N. (1990): The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations of their petrogenesis. *Lithos*, **26**, 115-134.
- Eguiluz L. (1987): Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 694 pp.
- Eguiluz L., Martínez Torres L.M., Apraiz A. y Abalos B. (1993): La Antiforma de Monesterio y el Corredor Blastomilonítico. Evolución y relaciones. XII Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular, Contacto Zona de Ossa-Morena / Zona Centro-Ibérica, Expressao Cadomiana e Varisca. Libro guía de la Excursión.
- Ellis D.J. y Green D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contr. Miner. Petrol.*, **71**, 13-22.
- Ellis M. y Watkinson A.J. (1987): Orogen parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*, **15**, 1022-1026.
- Ellis M. y Watkinson A.J. (1988): Comments and Reply on "Orogen parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions". *Geology*, **16**, 859-861.
- England P.C y Thompson A.B. (1984): Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat transfer during the evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *J. Petrology*, **25**, 894-928.
- Etchecopar A. (1974): Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3ème cycle, Univ. Nantes, 135 pp.
- Etchecopar A. (1977): A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, **39**, 121-139.
- Etchecopar A. y Vasseur G. (1987): A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. *J. Struct. Geol.*, **9**, 705-717.
- Farias P., Gallastegui G., González Lodeiro F., Marquínez J., Martín Parra L.M., Martínez Catalán J.R., Pablo Macía J.G. y Rodríguez fernández L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias Faculdade de Ciências Universidade Porto*, **1**, 411-431.
- Fedonkin M., Liñán E. y Perejón A. (1983): Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **81**, 125-138.
- Ferry J.M. y Spear F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Miner. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Fleuty M.J. (1964): The description of folds. *Proc. Geol. Assoc. London*, **75**, 461-492.
- Flinn D. (1965): On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, **102**, 36-45.
- Forde A. y Bell T.H. (1993): The rotation of garnet porphyroblasts around a single fold, Lukmanier Pass, Central Alps: Discussion. *J. Struct. Geol.*, **15**, 1365-1368.
- Fossen H. y Rykkelid E. (1992): Postcollisional extension of the Caledonide orogen in Scandinavia: Structural expressions and tectonic significance. *Geology*, **20**, 737-740.
- Franke W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geological Society of America, Special Paper*, **230**, 67-90.
- Fricke W. (1941): Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordostlichen Sierra Morena und Extremadura. Diss. Univ. Berlin, 91 pp.
- Fry N. (1979): Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**, 89-105.
- Gabaldón V., Garrote A. y Quesada C. (1983): Las Cuencas de Valdeinfierno y Benajarafe

- (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **69**, 209-218.
- Gabaldón V., Garrote A. y Quesada C. (1985): Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la excursión. 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena, *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 101-137.
- Gabaldón V. y Quesada C. (1986): Exemples de bassins houillers limniques du sud-ouest de la Péninsule Ibérique: évolution sédimentaire et contrôle structural. *Mém. Soc. Géol. France*, **149**, 27-36.
- Ganguly J. y Saxena S.K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications for geothermobarometry. *Am. Miner.*, **69**, 88-98.
- Gapais D. (1989): Les orthogneiss: Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse d'Etat, Univ. Rennes I, Mémoires et Documents du Centre Armoricaín d'Etude Structurale des Socles, **28**, 366 pp.
- Gapais D. y Barbarin B. (1986): Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, **125**, 357-370.
- Gapais D. y Cobbold P.R. (1987): Slip system domains. 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics*, **138**, 289-309.
- García Casquero J.L. (1990): Trondhjemites in the Badajoz-Córdoba belt, Sw Spain. Geochemical interpretations and geological implications. *Geol. Rundschau*, **79**, 741-752.
- García Casquero J.L., Boelrijk N.A.I.M., Chacón, J. y Priem H.N.A. (1985): Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, **74**, 379-384.
- García Casquero J.L., Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M. y Chacón J. (1988): Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, **77**, 483-489.
- Garrote A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, **82**, 17-39.
- Garrote A. y Broutin J. (1979): Le bassin tournaisien de Benajafefe (Province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. *C. R. 104 Congr. Nat. Soc. Sav.*, **1**, 175-184.
- Garrote A., Ortega Huertas M. y Romero J. (1980): Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba, Sierra Morena). 1ª Reunión sobre la geología de Ossa-Morena. *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 145-168.
- Garrote A. y Sánchez Carretero R. (1979): Granitos postcinemáticos de tendencia alcalina en Ossa-Morena: el stock de La Cardenchoa (prov. de Córdoba). *Acta Geol. Hisp.*, **14**, 90-96.
- Garrote A. y Sánchez Carretero R. (1983): Materiales volcánico-clásticos en el Carbonífero inferior, al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **69**, 249-257.
- Ghent E.D. (1976): Plagioclase-garnet- Al_2O_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Am. Miner.*, **61**, 710-714.
- Giarmita M.J. y Day H.W. (1991): The four-AFM assemblage Staurolite-Aluminum silicate-Biotite-Garnet: extra components and implications for staurolite-out isograds. *J. Petrology*, **32**, 1203-1229.
- Gonçalves F. (1971): Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **18**, 62 pp.
- González Montero M.P. (1993): Geoquímica y Petrogénesis del Complejo Peralcalino de la Sierra del Galiñeiro (Pontevedra, España). Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 318 pp.
- González del Tanago J. (1991): Las pegmatitas graníticas de Sierra Albarrana (Córdoba, España): mineralizaciones de berilio. *Bol. Geol. Minero*, **102**, 578-603.
- González del Tanago J. (1993): El núcleo metamórfico de Sierra Albarrana y su campo

- pegmatítico asociado, Macizo Ibérico, Córdoba, España. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 885 pp.
- González del Tanago J. y Arenas R. (1991): Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional. *Rev. Soc. Geol. España*, **4**, 251-269.
- González del Tanago J. y Peinado M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Min.*, **101**, 678-700.
- Graham C.M. y Powell R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. metamorphic Geol.*, **2**, 13-31.
- Green T.H. y Hellman P.L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high grade, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, **15**, 253-266.
- Hamilton W.B. (1989): En: Tectonic evolution of the Tethian region (A.M.C. Sengör ed.), Kluwer, Dordrecht, 655-698.
- Hanmer S. (1986): Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**, 111-122.
- Haq B.V. y Van Eysinga F.W.B. (1987): Geological Time Table. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Harper G.D., Saleeby J.B. y Norman E.A.S. (1985): En: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region (D.G. Howell ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, 239-257.
- Harris N.B.W., Pearce J.A. y Tindle A.G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Collision tectonics (M.P. Coward y A. Reis eds.), Geol. Soc. London Spe. Pub., **19**, 67-81.
- Harrison T.M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contr. Miner. Petrol.*, **78**, 324-331.
- Harte B. (1975): Determination of a pelite petrogenetic grid for the eastern Scottish Dalradian. *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, **74**, 438-446.
- Harte B. y Hudson N.F.C. (1979): Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E Scotland. En: The Caledonides of the British Isles Rewieved (A.L. Harris, C.H. Holland y B.E. Leake eds.), Geol. Soc. London Spe. Pub., **8**, 323-337.
- Hébert R. y Ballèvre M. (1993): Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian Belt, Northern Brittany (France): constraints on low-pressure metamorphism. *Bull. Soc. Géol. France*, **164**, 215-228.
- Hensen B. (1971): Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Contr. Miner. Petrol.*, **33**, 191-214.
- Hernández Enrile J.L. (1971): Las rocas porfíroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinal Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, **82**, 143-154.
- Herranz P. (1985): El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 1220 pp.
- Herren E. (1987): Zanskar shear zone: Northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, **15**, 409-413.
- Hietanen A. (1967): On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, **75**, 187-214.
- Hobbs B.E. (1985): The geological significance of microfabric analysis. En: Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis (H.R. Wenk ed.), Academic Press, London, 463-484.
- Hodges K.V. y Spear F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Miner.*, **67**, 1118-1134.
- Hoinkes G. (1986): Effects of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contr. Miner. Petrol.*, **92**, 393-399.
- Hoisch T.D. (1987): Heat transport by fluids during Late Cretaceous regional metamorphism in the Big María Mountains, southeastern California. *Geol. Soc. Am.*

- Bull.*, **98**, 549-553.
- Holdaway M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *Am. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Holdaway M.J. y Lee S.M. (1977): Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contr. Miner. Petrol.*, **63**, 175-198.
- Holland T.J.B. (1980): The reaction albite=Jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *Amer. Min.*, **65**, 129-134.
- Holland T.J.B. (1983): The Experimental Determination of Activities in Disordered and Short-Range Ordered Jadeitic Pyroxenes. *Contr. Miner. Petrol.*, **82**, 214-220.
- Hollister L.S. (1966): Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**, 1647-1651.
- Howell D.G. (1989): Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. Chapman and Hall, London, 232 pp.
- Howell D.G., Jones D.L. y Schemer E.R. (1985): Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. En: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region (D.G. Howell ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, 3-30.
- Hudleston P.J. (1973): Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, **16**, 1-46.
- Hynes A. y Forest R.C. (1988): Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *J. metamorphic Geol.*, **6**, 297-309.
- Jabaloy A., Galindo Zaldívar J. y González Lodeiro F. (1993): The Alpujárride / Nevado filábride extensional shear zone (Betic Cordilleras, SE Spain). *J. Struct. Geol.*, **15**, 555-569.
- Jackson P. y Sanderson D.J. (1992): Scaling of faults displacements from the Badajoz-Cordoba shear zone, SW Spain. *Tectonophysics*, **210**, 179-190.
- Ji X. y Coney P.J. (1985): Accreted terranes of China. En: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region (D.G. Howell ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, 349-361.
- Julivert M., Fontboté J.M., Ribeiro A. y Nabais Conde L.E. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Julivert M. y Martínez F.J. (1983): Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: Libro Jubilar J.M. Ríos, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 612-630.
- Kerrick D.M. (1968): Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure. *Am. J. Sci.*, **266**, 204-214.
- Kohn J. y Spear F.S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Am. Miner.*, **74**, 77-84.
- Koziol A.M. y Newton R.C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *Am. Miner.*, **73**, 216-223.
- Krogh E.J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: A reinterpretation of existing experimental data. *Contr. Miner. Petrol.*, **99**, 44-48.
- Krogh E.J. y Råheim A. (1978): Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contr. Miner. Petrol.*, **66**, 75-80.
- Kuijper R.P. (1979): U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain). Thesis Univ. Amsterdam, 101 pp.
- Lancelot J.R. y Allegret A. (1982): Radiochronologie U/Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1982**, 385-394.
- Laurent Ph. (1974): Structure et pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-

- Córdoba (Chaîne hercynienne sud-ibérique á l'est d'Azuaga, Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites. Thèse Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 105 pp.
- Law R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. En: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics (R.J. Knipe y E.H. Rutter eds.), Geol. Soc. London Spe. Pub., **54**, 335-352.
- Law R.D., Knipe R.J. y Dayan H. (1984): Strain partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust Zone, Loch Eriboll, Northwest Scotland. *J. Struct. Geol.*, **6**, 477-497.
- Leake B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.*, **42**, 533-565.
- Lin S. y Williams P.F. (1992): The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. *J. Struct. Geol.*, **14**, 491-497.
- Liñán E. (1978): Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 191 pp.
- Liñán E. (1984): Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (Precámbrico?-Cámbrico inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **8**, 283-314.
- Liñán E., Moreno Eiris E., Perejón A. y Schmitt M. (1981): Fossils from the basal level of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **79**, 277-286.
- Liñán E. y Palacios T. (1983): Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **69**, 227-234.
- Liñán E., Palacios T. y Perejón A. (1984): Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.*, **121**, 221-228.
- Liñán E. y Perejón A. (1981): El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **79**, 125-148.
- Liñán E. y Quesada C. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 259-266.
- Liñán E. y Schmitt M. (1980): Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba (España). *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 171-196.
- Lisle R.J. (1977): Estimations of tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijnb.*, **56**, 140-144.
- Lisle R.J. (1985): Geological strain analysis. A manual for the $R_f/\bar{\epsilon}$ method. Pergamon Press, Oxford, 99pp.
- Lister G.S. (1993): Do smoothly, spiral-shaped inclusion trails signify porphyroblast rotation? - comment. *Geology*, **21**, 479-480.
- Lister G.S. y Dornsiepen U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony Granulite Terrain. *J. Struct. Geol.*, **4**, 81-92.
- Lister G.S. y Snoke A.W. (1984): S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Loiselle M.C. y Wones D.R. (1979): Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **11**, 468.
- Loomis T.P. (1983): Compositional zoning of crystals: A record of growth and reaction history. En: Kinetics and equilibrium in mineral reactions (S.K. Saxena ed.), Springer-Verlag, Berlin, 1-60.
- López Munguira A., Nieto F., Sebastián Pardo E. y Velilla N. (1991): The composition of phyllosilicates in Precambrian low-grade-metamorphic, clastic rocks from the Southern Hesperian Massif (Spain) used as an indicator to metamorphic conditions. *Precambrian Research*, **53**, 267-279.
- Lotze F. (1945): Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-92.
- Ludwig K.R. (1992): A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. *USA Geological Survey open-file report Rev.*, **6**, 91-145: 1-40.

- Luth W.D., Jahns R.H. y Tuttle O.F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69**, 659-773.
- Llopis N., San José M.A. y Herranz P. (1970): Notas sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, **81**, 586-592.
- Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P. y Tubía J.M. (1986): Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**, 819-822.
- Marcos A., Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F. (1991): Early Phanerozoic trace fossils from the Sierra Albarrana Quartzites (Ossa-Morena Zone, Southwest Spain). *Scripta Geol.*, **97**, 47-53.
- Martignole J. y Sisi J.C. (1981): Cordierite-garnet-H₂O equilibrium: a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contr. Miner. Petrol.*, **77**, 38-46.
- Martínez Catalán J.R. (1990): A non-cylindrical model for the NW Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, **179**, 253-272.
- Martínez Catalán J.R., Pérez Estaún A., Bastida F., Pulgar J.A. y Marcos A. (1990): Part III: West Asturian- Leonese Zone: Structure. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 103-114.
- Martínez Poyatos D., Simancas J.F., Azor A. y González Lodeiro F. (1995): La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz. *Rev. Soc. Geol. España*, **8**, 41-50.
- Massonne H.J. y Schreyer W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Miner. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Massonne H.J. y Schreyer W. (1989): Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *Eur. J. Miner.*, **1**, 391-410.
- Masuda A. (1962): Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **10**, 173-187.
- Mata J. y Munhá J. (1986): Geodynamic significance of high grade metamorphic rocks from Delogados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Maleo*, **2**: 28.
- Mattauer M., Brunel M. y Matte Ph. (1988): Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central Français. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **306**, 671-676.
- Matte Ph. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Matte Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.
- Miyake A. (1993): Rotation of biotite porphyroblasts in pelitic schist from the Nukata area, central Japan. *J. Struct. Geol.*, **15**, 1303-1313.
- Miyashiro A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *J. Petrology*, **2**, 277-311.
- Morimoto N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, **52**, 535-550.
- Muñoz J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: Thrust Tectonics (K.R. McClay ed.), Chapman & Hall, London, 235-246.
- Newton R.C. (1983): Geobarometry of high grade metamorphic rocks. *Am. J. Sci.*, **283**, 1-28.
- Newton R.C., Charlu T.V. y Kleppa O.J. (1980): Thermochemistry of the high structural state plagioclase. *Ibid.*, **44**, 933-941.
- Newton R.C. y Haselton H.T. (1981): Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase-Al₂SiO₅-Quartz Geobarometer. En: Thermodynamics of minerals and melts (R.C. Newton, A. Navrotsky y B.J. Wood eds.), Springer-Verlag, New York, 131-147.

- Nicolas A. y Boudier F. (1975): Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics*, **25**, 233-260.
- Nicolas A. y Poirier J.P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley, London, 444 pp.
- Ochsner A. (1993): U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny. Diss. ETH No. 10392, Zürich, 249 pp.
- Ochsner A., Schäfer H.J. y Gebauer D. (1992): The geochemistry and age of granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Spain): Implications for the Late Precambrian and Early Paleozoic geodynamic evolution. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América, Libro de Resúmenes, *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, **1**, 112-114.
- Odin G.S. (1986): Recent advances in Phanerozoic time-scale calibration. *Chem. Geol.*, **59**, 103-110.
- Odin G.S. y Odin C. (1990): Echelle numérique des temps géologiques, mise en jour 1990. *Géochronique*, **35**, 12-21.
- Oliveira, J.T. (1990): Part VI: South Portuguese Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 334-347.
- Ortega E. y Gil Ibaguchi J.I. (1983): Unidad de Malpica-Tuy ("Complejo Antiguo"- "Fosa Blastomilonítica"). En: Libro Jubilar J.M. Ríos, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 430-440.
- Ortega Huertas M., Garrote A., Rodríguez J. y Fenoll Hach-Ali P. (1982): Pegmatitic assemblages in the metamorphic core of Sierra Albarrana (Córdoba, Spain). *Proceedings 13th General Meeting Intern. Mineral. Assoc. (Varna)*, 641-9.
- Pascual E. (1981): Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector Central de Sierra Morena). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 521 pp.
- Pascual E. y Pérez Lorente F. (1975): El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, **6**, 15-30.
- Passchier C.W. (1983): The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics*, **99**, 9-18.
- Passchier C.W. (1987): Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow - a study in vorticity analysis. *J. Struct. Geol.*, **9**, 679-690.
- Passchier C.W. y Simpson C. (1986): Porphyroblast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., Zwart H.J. y Vissers R.L.M. (1992): Porphyroblast rotation: e pur si muove?. *J. metamorphic Geol.*, **10**, 283-294.
- Pattison D.R.M. (1992): Stability of the Andalusite and Sillimanite and the Al₂SiO₅ Triple Point: constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland. *J. Geol.*, **100**, 423-446.
- Pattison D.R.M. y Harte B. (1985): A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish Aureole and other Scottish thermal aureoles. *J. geol. Soc. London*, **142**, 7-28.
- Pattison D.R.M. y Tracy R.J. (1991): Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. En: Contact metamorphism (D.M. Kerrick ed.), Miner. Soc. Am. Rev. Miner., **25**, 105-206.
- Peacock D.C.P. y Sanderson D.J. (1991): Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Struct. Geol.*, **13**, 721-733.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. y Tindle A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**, 956-983.
- Perchuk L.L. y Lavrent'eva I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. En: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions (S.K. Saxena ed.), *Advances in Physical Geochemistry*, **3**, 199-239, Springer-Verlag, New York.
- Pereira M.D. (1992): El complejo anatético de la Peña Negra (Batolito de Avila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 355 pp.

- Perejón A. (1984): Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Iber.*, **9**, 213-265.
- Pérez Lorente F. (1979): Geología de la Zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 340 pp.
- Pfiffner A. (1992): Alpine Orogeny. En: A Continent Revealed. The European Geotraverse (D. Blundell, R. Freeman y S. Mueller eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 180-190.
- Pichavant M. (1981): An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kb vapor pressure. *Contr. Miner. Petrol.*, **76**, 430-439.
- Pichavant M. y Manning D. (1984): Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **35**, 31-50.
- Pin Ch. y Lancelot J.R. (1982): U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Miner. Petrol.*, **79**, 1-12.
- Pin Ch., Ortega Cuesta L.A. y Gil Ibarguchi J.I. (1992): Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian Massif: Nd isotope and trace-element constraints. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 483-494.
- Platt J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037-1053.
- Platt J.P. (1987): The uplift of high-pressure - low-temperature metamorphic rocks. En: Tectonic settings of regional metamorphism (E.R. Oxburgh, B.W.D. Yardley y P.C. England eds.), *Phil. Trans. R. Soc. London*, A **321**, 87-103.
- Powell R. (1985): Regression diagnostic and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. metamorphic Geol.*, **3**, 231-243.
- Powell R. & Holland T.J.B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. metamorphic Geol.*, **6**, 173-204.
- Powell R. y Holland T.J.B. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelitic system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Am. Miner.*, **75**, 367-380.
- Pownceby M.I., Wall V.J. y O'Neill H.S.C. (1987): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contr. Miner. Petrol.*, **97**, 116-126.
- Pownceby M.I., Wall V.J. y O'Neill H.S.C. (1991): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *Am. Miner.*, **76**, 1580-1588.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Verschure E.H. y Verdurmen E.A.T. (1970): Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclog. geol. Helv.*, **63**, 255-274.
- Purdy J.W. y Jäger E. (1976): K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, 31 pp.
- Quesada C. (1990): Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to "Cadomian" orogenic events. En: The Cadomian Orogeny (R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley eds.), *Geol. Soc. London Spe. Pub.*, **51**, 353-362.
- Quesada C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic Terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, **185**, 225-245.
- Quesada C., Apalategui O., Eguiluz L., Liñán E. y Palacios T. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 252-258.
- Quesada C. y Dallmeyer R.D. (1994): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*, **231**, 195-213.
- Quesada C. y Garrote A. (1983): Carboniferous geology of the Sierra Morena. 10th International Carboniferous Congress, Guidebook of field trip D, 104 pp.
- Quesada C. y Munhá, J. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 314-

320.

- Ramsay J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, New York, 560 pp.
- Ramsay J.G. y Huber M.I. (1983): The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307 pp.
- Rao B.B. y Johannes W. (1979): Further data on the stability of staurolite. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 1979, 437-447.
- Ribeiro A., Quesada C. y Dallmeyer R.D. (1990): Part VIII: Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 399-409.
- Richardson S.W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrology*, 9, 467-488.
- Robardet M. (1976): L'originalité du segment hercynien sub-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, série D*, 283, 999-1002.
- Robardet M. y Gutiérrez Marco J.C. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 267-272.
- Roldán F. (1983): La cuenca tournaisiense de Valdeinfierno, interpretación tectónica y paleoambiental (Córdoba, España). En: Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula (M.J. Lemos de Sousa ed.), Universidade de Porto, Porto, 41-50.
- Ruppel C., Royden L. y Hodges K.V. (1988): Thermal modeling of extensional tectonics. Application to the pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7, 947-957.
- Sánchez Carretero R., Carracedo M., Eguiluz L., Garrote A. y Apalategui O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 7-21.
- Sánchez Carretero R., Eguiluz L., Pascual E. y Carracedo M. (1990): Part V: Ossa-Morena Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer-Verlag, Berlin, 292-313.
- Sánchez Cela V. y Gabaldón V. (1977a): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 856 (Maguilla) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 33 pp.
- Sánchez Cela V. y Gabaldón V. (1977b): Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 831 (Zalamea de la Serena) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 28 pp.
- Sanderson D.J., Roberts S., McGowan J.A. y Gumiel P. (1991): Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. *J. geol. Soc. London*, 148, 893-898.
- Schäfer H.J. (1990): Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Diss. ETH No. 9246, Zürich, 153 pp.
- Schäfer H.J., Gebauer D. y Nägler T.F. (1991): Evidence for Silurian eclogite and granulite facies metamorphism in the Badajoz-Córdoba Shear belt, SW Spain. *Terra Abstracts Supplement 6 to Terra Nova*, 3, 11.
- Schäfer H.J., Gebauer D., Nägler T.F. y Eguiluz L. (1993): Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 289-299.
- Schmid S.M. y Casey M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. En: Mineral and Rock deformation: Laboratory Studies. The Paterson Volume. *Geophys. Monograph. Am. Geophys. Union*, 36, 263-286.
- Selverstone J. (1988): Evidence for the East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, 7, 87-105.
- Sengör A.M.C. y Dewey J.F. (1991): Terranology: vice or virtue?. En: Allochthonous

- terrane (J.F. Dewey, I.G. Gass, G.B. Curry, N.B.W. Harris y A.M.C. Sengör eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 1-21.
- Sen Gupta P.K., Dasgupta, S., Bhattacharya P.K. y Hariya Y. (1989): Mixing behaviour in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contr. Miner. Petrol.*, **103**, 223-227.
- Sibson R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *J. geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- Simancas J.F. (1983): Geología de la extremidad oriental de la Zona Sud-Portuguesa. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 439 pp.
- Simpson C. y Schmid S. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **94**, 1281-1288.
- Spear F.S. (1991): On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. metamorphic Geol.*, **9**, 379-388.
- Spear F.S. y Cheney J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149-164.
- Symmes G.H. y Ferry J.M. (1992): The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. metamorphic Geol.*, **10**, 221-237.
- Taylor S.R. y McLennan S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. Blackwells, Oxford, 312 pp.
- Thompson A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, **276**, 425-454.
- Thompson A.B. y England P.C. (1984): Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *J. Petrology*, **25**, 929-955.
- Thompson A.B. y Ridley J.R. (1987): Pressure-Temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. En: Tectonic settings of regional metamorphism (E.R. Oxburgh, B.W.D. Yardley y P.C. England eds.), *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, **321**, 27-45.
- Thompson J.B.J. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Miner.*, **42**, 842-858.
- Tracy R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. En: Characterization of metamorphism through mineral equilibria (J.M. Ferry ed.), *Miner. Soc. Am. Rev. Miner.*, **10**, 355-397.
- Tubía J.M. (1985): Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga). Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 300 pp.
- Tubía J.M. (1988): Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte III: Tectónica de la aureola dinamo térmica del manto de Ogén. *Bol. Geol. Min.*, **99**, 490-515.
- Tuccillo M.E., Essene E.J. y Van Der Pluijm B.A. (1990): Growth and retrograde zoning in garnets from high-grade metapelites: Implications for pressure-temperature paths. *Geology*, **18**, 839-842.
- Van Den Driessche J. y Brun J.P. (1987): Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, **9**, 691-704.
- Van Calsteren P.W.C. (1977): Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (N.W. Spain). Thesis Univ. Amsterdam, 74 pp.
- Vauchez A. (1975): Tectoniques tangeantielles superposées dans le segment hercynien Sud-Ibérique: Les nappes et plis couchés de la région d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, **86**, 573-580.
- Vielzeuf D. y Holloway J.R. (1988): Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic schists. *Contr. Miner. Petrol.*, **98**, 257-276.
- Wagner R.H. (1978): The Valdeinfierno sequence (prov. Córdoba): its tectonic, sedimentary and floral significance. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **98**, 59-66.

- Wagner R.H., Coquel R. y Broutin J. (1983): Mississippian floras of the Sierra Morena, S.W. Spain: a progress report. En: Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula (M.J. Lemos de Sousa ed.), Universidade de Porto, Porto, 101-126.
- Wallis S. (1992): Comment on "Do smoothly curved, spiral-shaped inclusion trails signify porphyroblast rotation?". *Geology*, **20**, 1054-1055.
- Wendt I. y Carl C. (1991): The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, **86**, 275-285.
- Williams M.L. y Grambling J.A. (1990): Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *Am. Miner.*, **75**, 886-908.
- Woodsworth G.J. (1977); Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Can. Miner.*, **15**, 230-242.
- Xu G., Will T.M. y Powell R. (1994): A calculated petrogenetic grid for the system K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O , with particular reference to contact-metamorphosed pelites. *J. metamorphic Geol.*, **12**, 99-119.
- Yardley B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. *Am. Miner.*, **62**, 793-800.
- Yardley B.W.D. (1989): An introduction to metamorphic petrology. Longman, Essex, 248pp.
- York D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, **5**, 320-324.

Láminas de Fotos

Foto 1: *Laminaciones cruzadas en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 2: *Skolithos en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 3: *Skolithos muy deformados en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 4: *Arenicolites en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 5: *Monocraterion en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 6: *Monocraterion en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 7: *“Ribbons” de cuarzo marcando la foliación en una cuarcita ordovícica de la Sierra de Hornachos.*

Foto 8: *Pez de mica en el Ortogneis de Mina Afortunada indicando un sentido de movimiento de techo hacia el SE.*

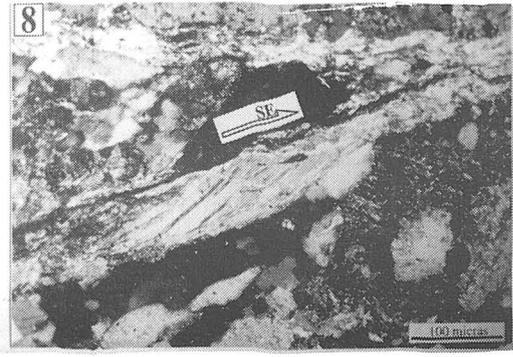
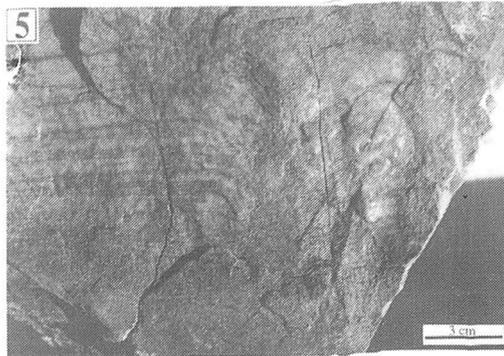
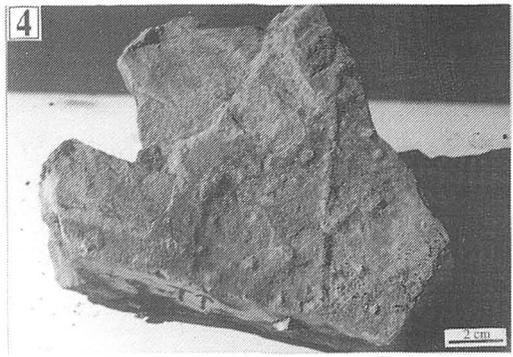
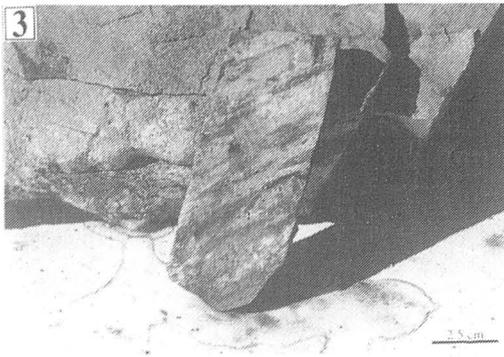
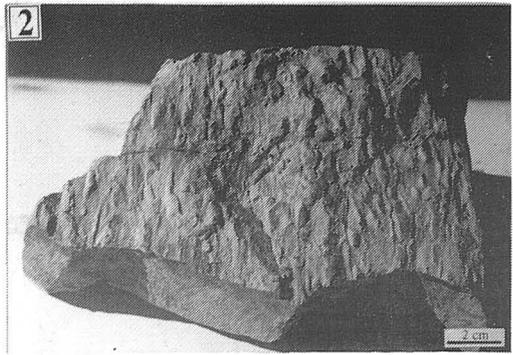
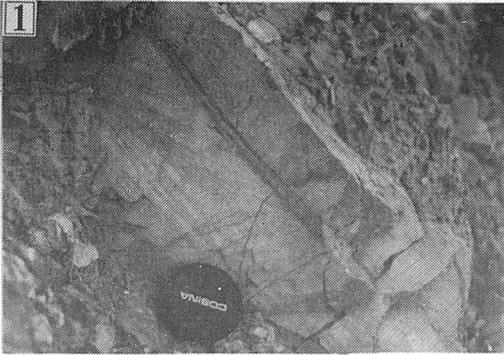


Foto 9: *Fractura en dominó en un porfidoclasto feldespático del Ortogneis de Mina Afortunada, que indica un sentido de movimiento de techo hacia el SE.*

Foto 10: *Subjuntas de cuarzo oblicuas a la foliación en una cuarcita de la Serie Negra en la Unidad Alóctona (Borde Meridional de la Zona Centroibérica). El sentido de movimiento deducido es de techo hacia el SE.*

Foto 11: *Pliegues isoclinales de eje paralelo a la lineación de estiramiento en rocas ortogneísicas de la Unidad Central.*

Foto 12: *Pliegues con doble vergencia y eje paralelo a la lineación de estiramiento en metasedimentos de la Unidad Central.*

Foto 13: *Sillimanita prismática y biotita marrón-rojiza definiendo la foliación principal en metasedimentos de la Unidad Central.*

Foto 14: *Granate alargado paralelamente a la foliación en un esquistos muy rico en moscovita de la parte superior de la Unidad Central.*

Foto 15: *Fabrica de tipo linear en el Ortogneis de Ribera del Fresno. La fotografía corresponde a una sección YZ, en la que se observan secciones redondeadas de feldespatos y apenas si se aprecia foliación.*

Foto 16: *Textura ultramilonítica en una roca ortogneísica de la Unidad Central.*

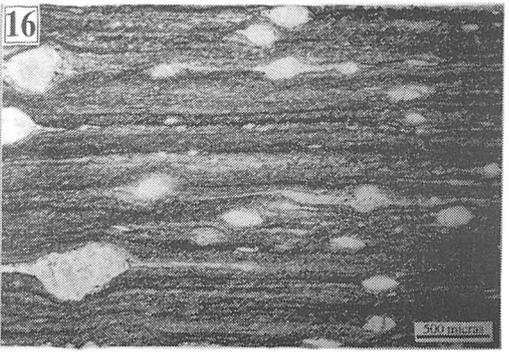
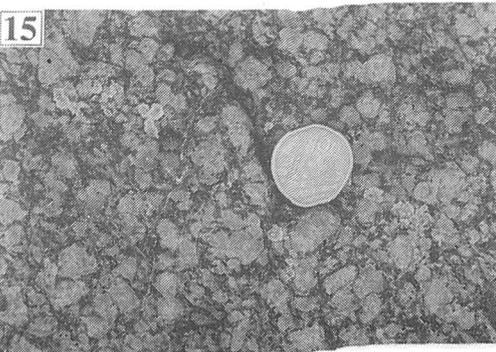
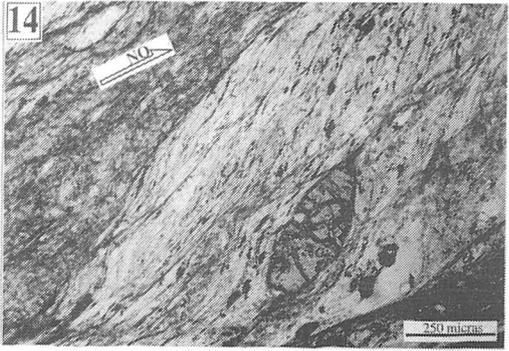
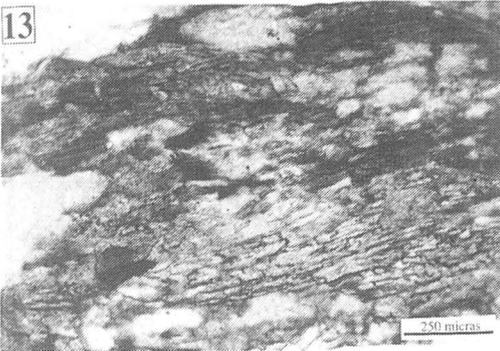
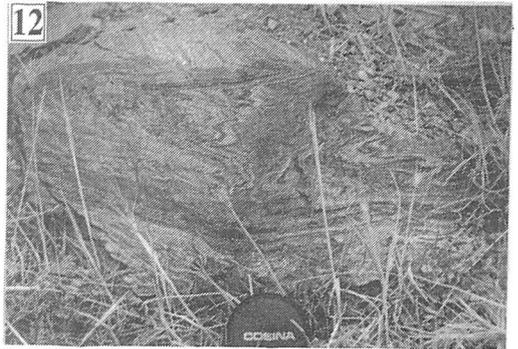
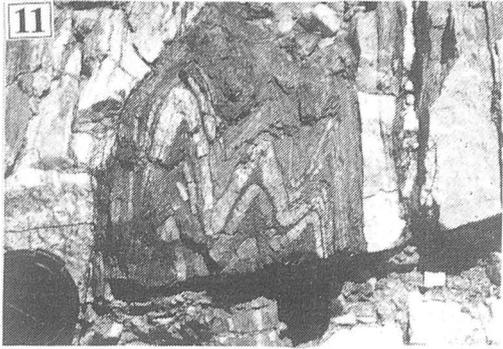
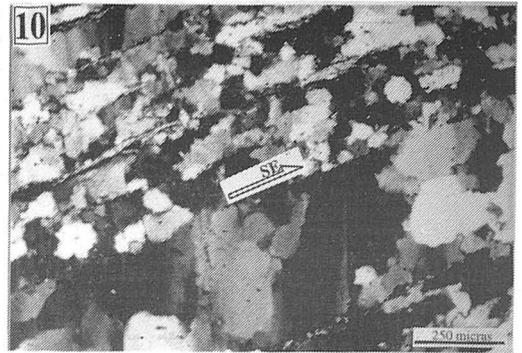
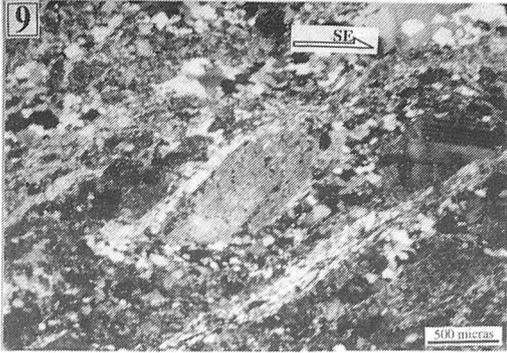


Foto 17: Cola asimétrica en un porfidoclasto feldespático de un ortogneis de la Unidad Central. El sentido de movimiento deducido es lateral izquierdo.

Foto 18: Estructuras S-C en metasedimentos migmatizados de la Unidad Central. El sentido de movimiento es lateral izquierdo.

Foto 19: Peces de mica (biotita marrón-rojiza y moscovita) en metasedimentos de la Unidad Central. El sentido de movimiento es de techo hacia el NO.

Foto 20: Pez de sillimanita prismática en metasedimentos de la Unidad Central. El sentido de movimiento es de techo hacia el NO.

Foto 21: Estructuras S-C dúctil-frágiles en metasedimentos de la parte superior de la Unidad Central.

Foto 22: Pliegues de crenulación con plano axial buzante hacia el SO en la Unidad Central.

Foto 23: Interferencia entre los pliegues de crenulación con plano axial buzante hacia el SO y los pliegues de crenulación rectos.

Foto 24: Estaurolita y granates sincinemáticos con respecto a la foliación principal en la Unidad de Sierra Albarrana. La rotación de la foliación externa en los porfidoblastos indica un sentido de movimiento lateral de la parte NE hacia el SE.

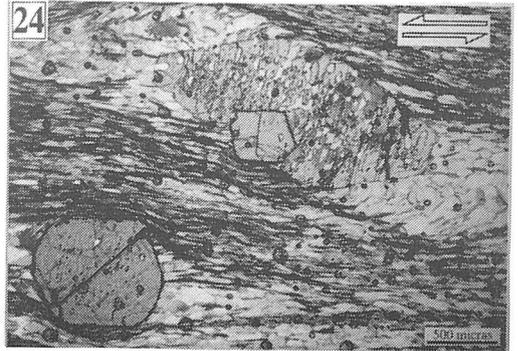
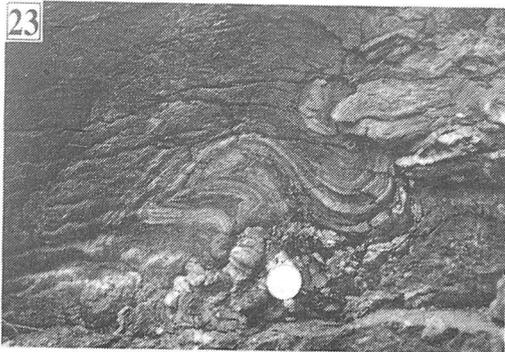
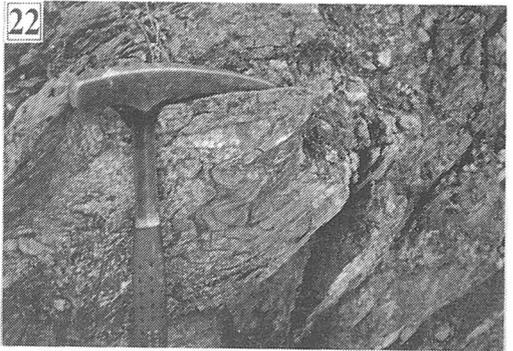
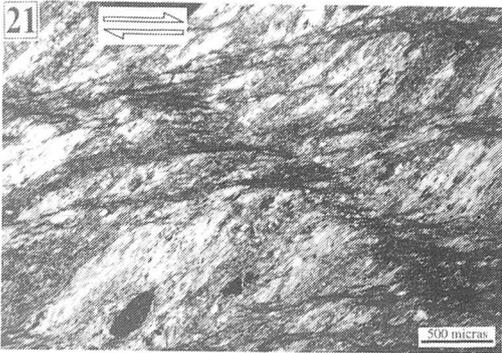
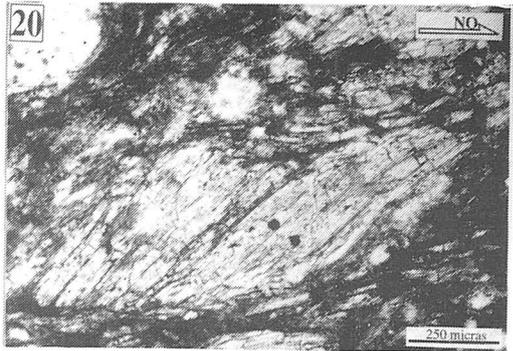
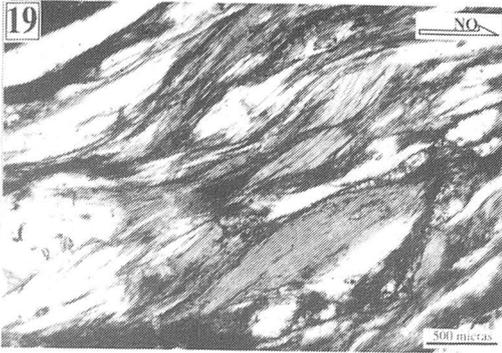
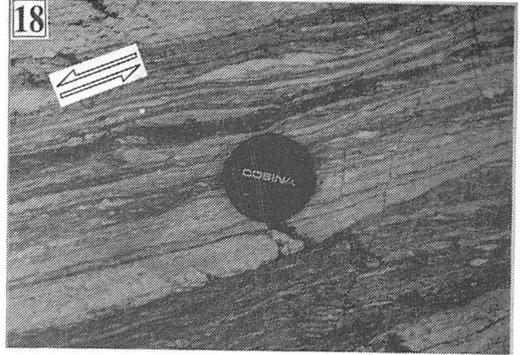
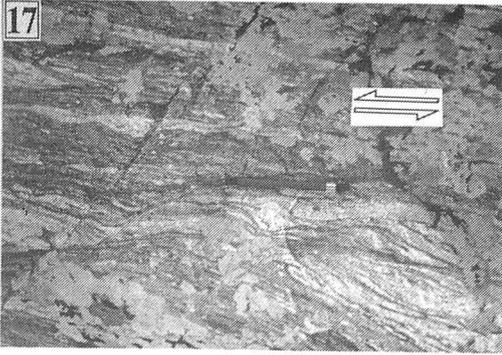


Foto 25: *Foliación principal de crenulación en esquistos de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 26: *Foliación principal de crenulación que penetra en un porfidoblasto de estaurolita crecido en los estadios iniciales de formación de la crenulación. Obsérvense los pliegues que describe la foliación en el interior del cristal de estaurolita.*

Foto 27: *Gneises migmatíticos de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 28: *Nódulos de sillimanita fibrolítica definiendo la lineación de estiramiento en la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 29: *Skolithos definiendo la lineación de estiramiento en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 30: *Estructura S-C en gneises migmatíticos de la Unidad de Sierra Albarrana. El sentido de movimiento deducido es lateral derecho.*

Foto 31: *Colas asimétricas en venas cuarzo-feldespáticas de la Unidad de Sierra Albarrana. El sentido de movimiento es lateral derecho.*

Foto 32: *Boudinage de un nivel anfibólico intercalado en el tramo de Gneises Migmatíticos y Anfibolitas de la Unidad de Sierra Albarrana.*

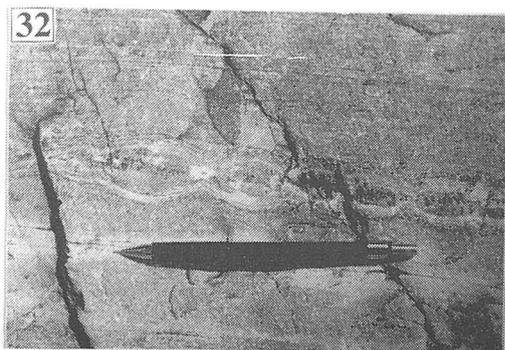
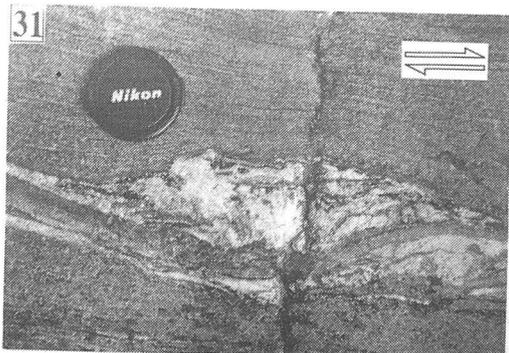
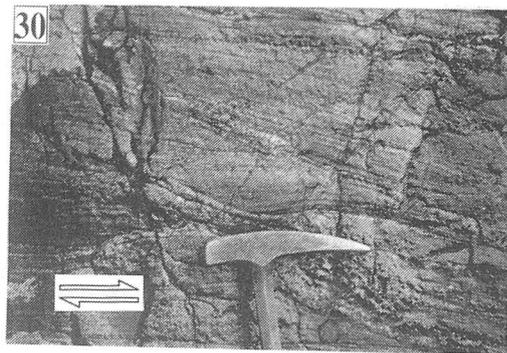
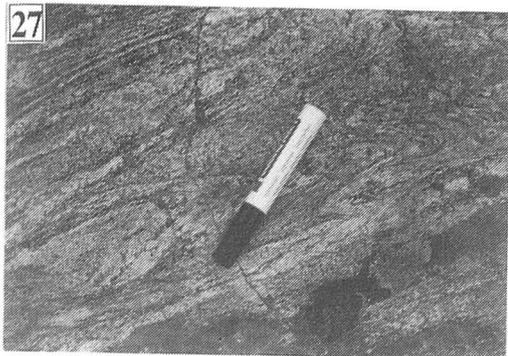
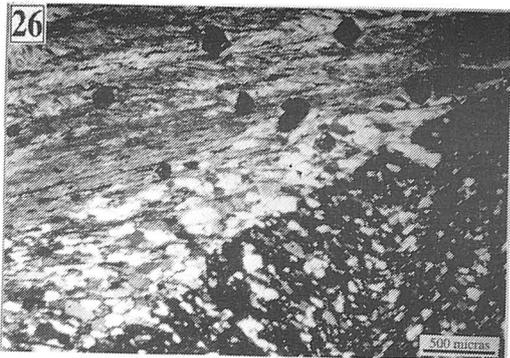
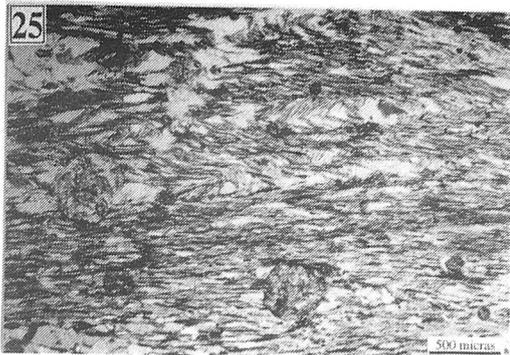


Foto 33: *Boudinage asimétrico en una vena cuarzofeldespática de la terminación de las Cuarcitas de Sierra Albarrana. El sentido de movimiento deducido es lateral izquierdo.*

Foto 34: *Foliación de crenulación posterior al climax metamórfico en la Unidad de Sierra Albarrana. La foliación de crenulación no penetra en el cristal de estaurólita situado en la parte inferior de la fotografía.*

Foto 35: *Estructuras S-C frágiles indicando movimiento lateral izquierdo en la zona de falla de la Falla de Azuaga.*

Foto 36: *Rocas de la Formación Villares brechificadas en la base del Afloramiento de Valdeinfierno en la zona de falla de la Falla de la Casa del Café.*

Foto 37: *Esquisto con biotita y moscovita perteneciente a la Serie Negra del Antiforme de peraleda del Zaucejo. La foliación principal está afectada por micropliegues.*

Foto 38: *Asociación mineral constituida por estaurólita-granate-biotita en una roca metasedimentaria de la Unidad Central.*

Foto 39: *Sillimanita fibrolítica incluida en feldespato potásico en una roca metasedimentaria de la Unidad Central.*

Foto 40: *Asociación mineral constituida por granate-sillimanita-biotita-moscovita en una roca metasedimentaria de la Unidad Central.*

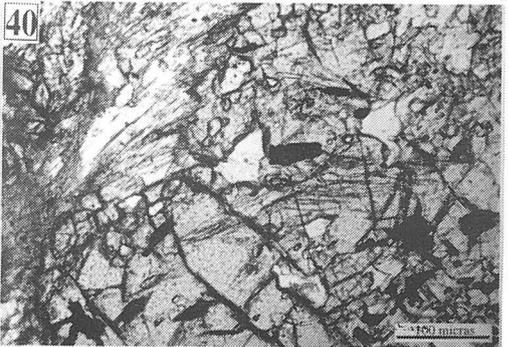
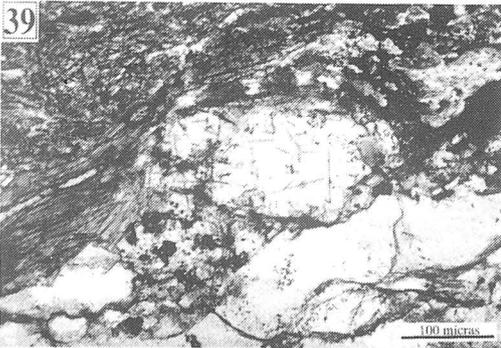
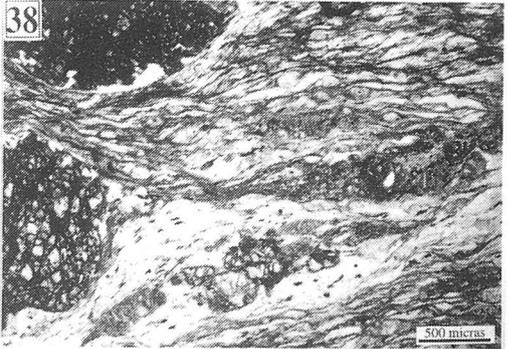
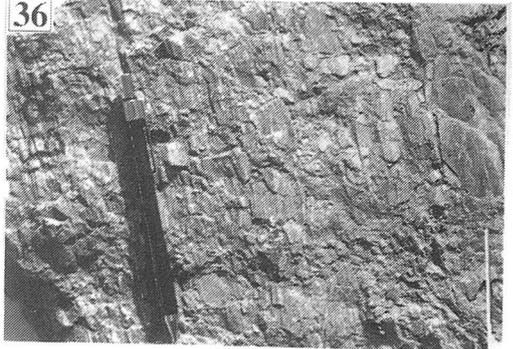
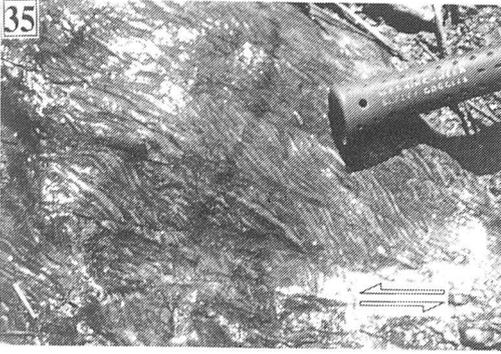
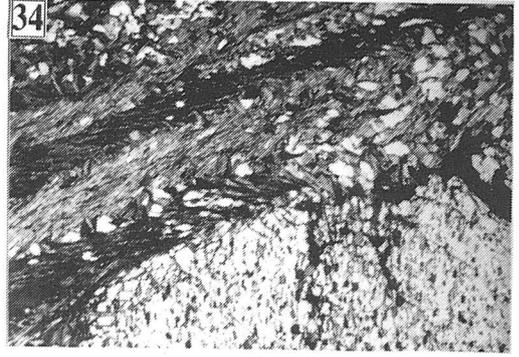
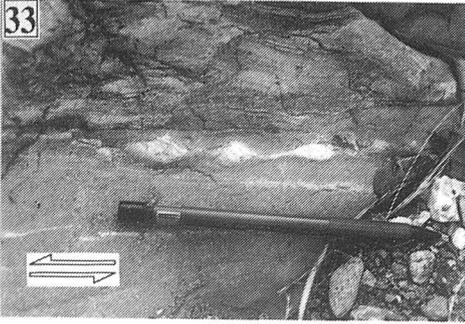


Foto 41: *Cristal de feldespato potásico con inclusiones de biotita, moscovita, sillimanita fibrolítica y cuarzo en una roca metasedimentaria de la Unidad Central.*

Foto 42: *Cristales de distena rodeados por biotita en una roca metasedimentaria de la Unidad Central.*

Foto 43: *Granate con núcleo rico en inclusiones de cuarzo y una corona rica en inclusiones de opacos en una roca metasedimentaria de la parte superior de la Unidad Central.*

Foto 44: *Cristales de biotita en torno a granate en un esquistos muy rico en moscovita de la parte superior de la Unidad Central.*

Foto 45: *Intercrecimientos formados por albita y piroxeno diopsídico en una anfíbolita granatífera de la Unidad Central.*

Foto 46: *Corona de anfíbol verde-azulado alrededor de granate en una anfíbolita granatífera de la Unidad Central.*

Foto 47: *Anfíbolita granatífera en la que se observan los cristales de granate y los intercrecimientos albita-piroxeno diopsídico rodeados por una masa de anfíbol.*

Foto 48: *Rutilo transformado a ilmenita y titanita en una anfíbolita granatífera de la Unidad Central.*

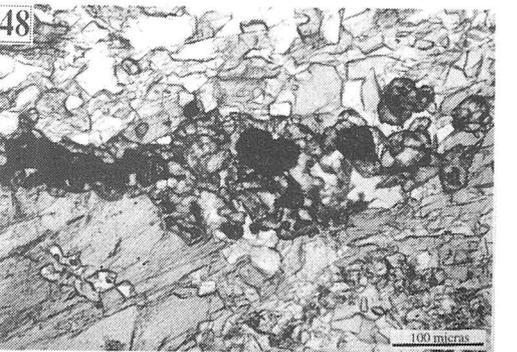
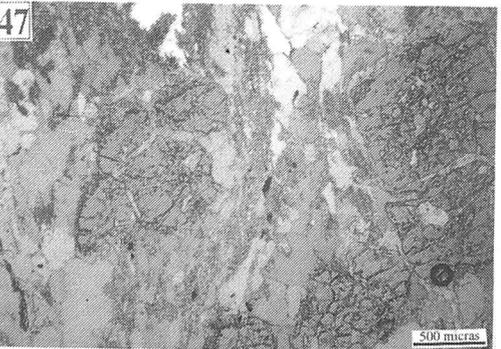
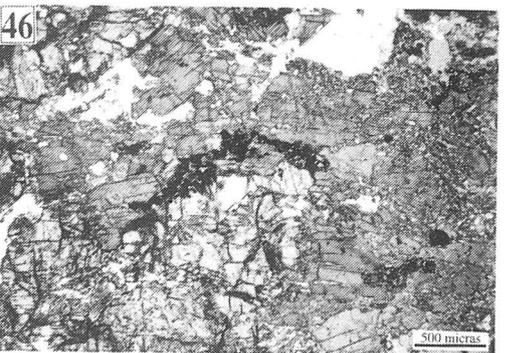
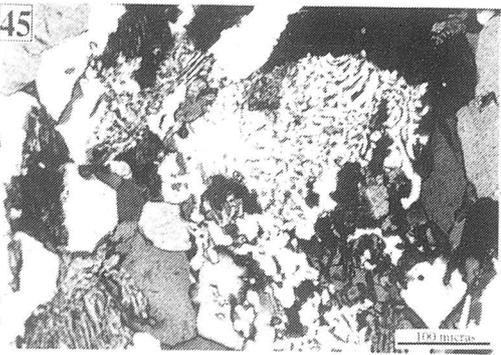
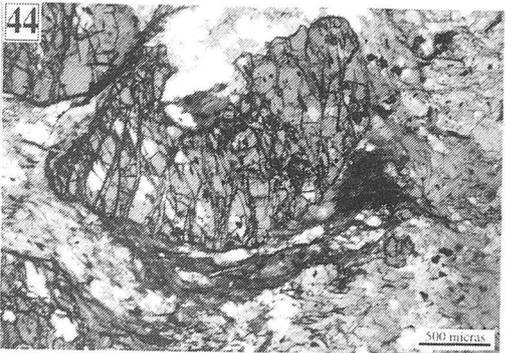
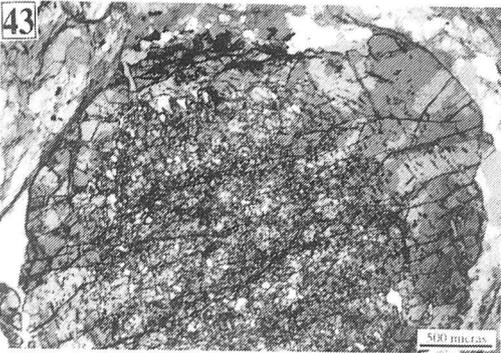
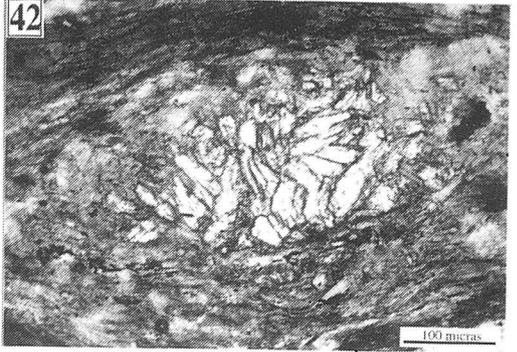
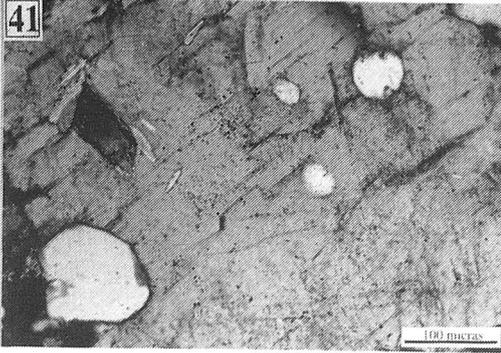


Foto 49: *Granate con la foliación interna rotada con respecto a la foliación externa, indicando un sentido de movimiento dextro en un esquisto de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 50: *Aspecto de campo de un esquisto con estaurolita y andalucita de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 51: *Cristal de estaurolita con foliación interna microplegada en un esquisto de la Unidad de Sierra Albarrana. Obsérvese que los planos axiales de los micropliegues son perpendiculares a la foliación externa.*

Foto 52: *Porfidoblasto de andalucita sincinemático con respecto a la foliación principal en un esquisto de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 53: *Porfidoblasto de andalucita crecido durante los primeros estadios de formación de una foliación de crenulación en un esquisto de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 54: *Cristal de clorita oblicuo a la foliación principal en un esquisto de la zona de la estaurolita-andalucita de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 55: *Cristales de sillimanita prismática formados a favor de fracturas de un porfidoblasto de andalucita en un esquisto de la zona de la sillimanita de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 56: *Masa de sillimanita fibrolítica formada en torno a biotita en un gneis migmatítico de la Unidad de Sierra Albarrana.*

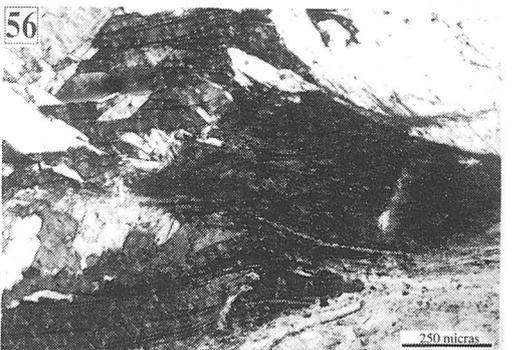
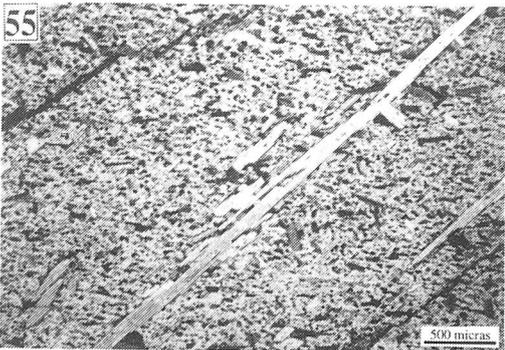
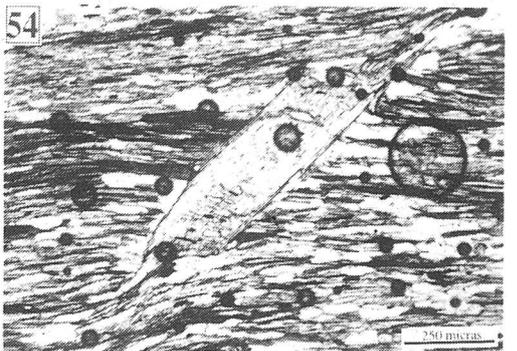
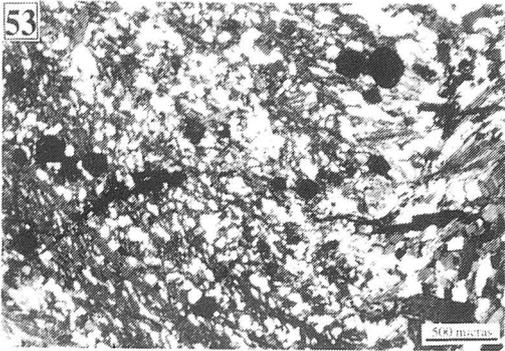
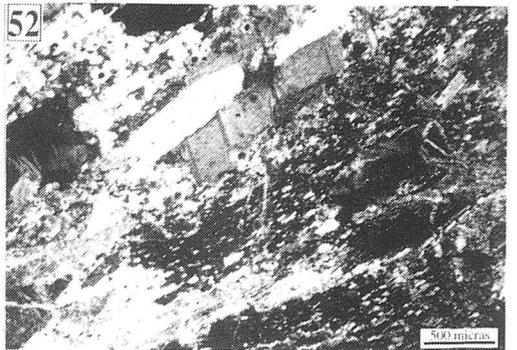
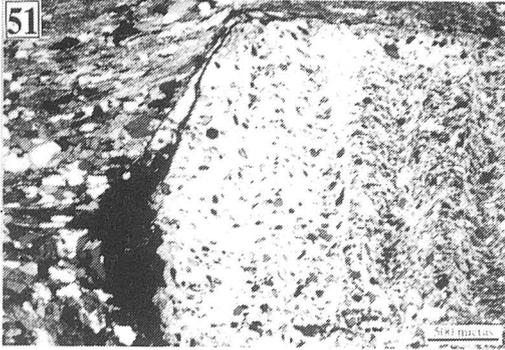
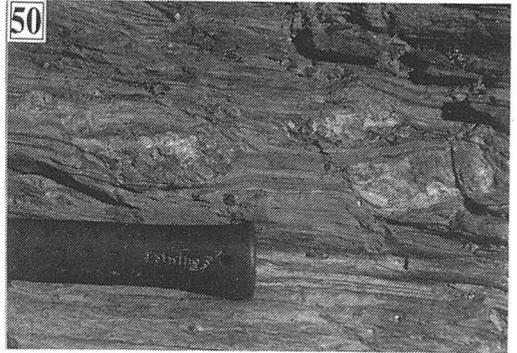
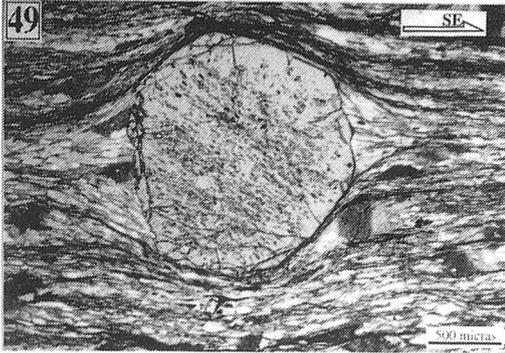
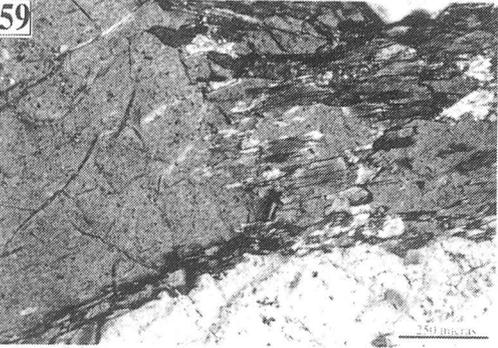
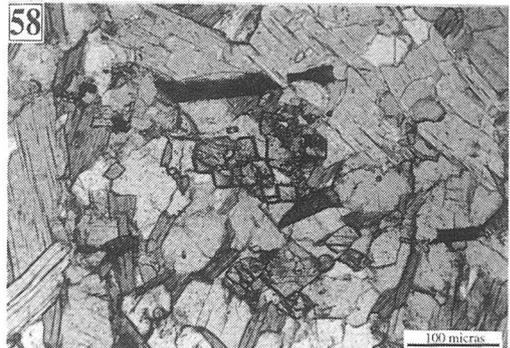
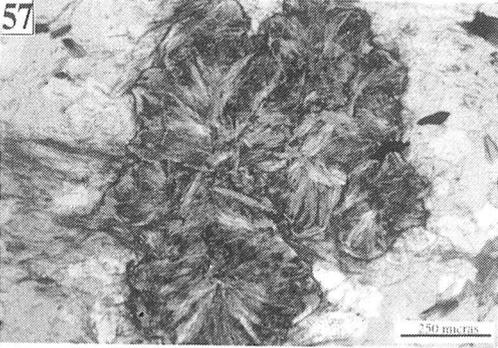


Foto 57: *Nódulo de sillimanita fibrolítica en un gneis migmatítico de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 58: *Asociación mineral constituida por biotita-feldespato potásico-sillimanita-moscovita en un esquisto intercalado en las Cuarcitas de Sierra Albarrana.*

Foto 59: *Sillimanita primática formada a partir de andalucita en una vena de segregación metamórfica de la Unidad de Sierra Albarrana.*

Foto 60: *Masa de sillimanita fibrolítica y prismática relacionada con biotita en una vena de segregación metamórfica de la Unidad de Sierra Albarrana.*



Mapa Geológico del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena en el sector de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba) - Sierra de Hornachos (Provincia de Badajoz)

Antonio Azor Pérez (1994)

Leyenda

- TC** Sedimentos terciarios y cuaternarios
- Cl** Rocas del Carbonífero inferior
- Cm** Rocas del Carbonífero medio
- GrC** Granito de la Cardenchoza
- CO** Complejo de los Ojuelos

Borde Meridional de la Zona Centroibérica

- Dv** Rocas devónicas
- Or** Rocas ordovícicas
- Cbm** Formación Villares (Cámbrico inferior-medio)
- Pc2** Formación Malcocinado (Vendense)
- Pc1** Serie Negra (Precámbrico superior); ma: Ortogneis de Mina Afortunada

Unidad Central

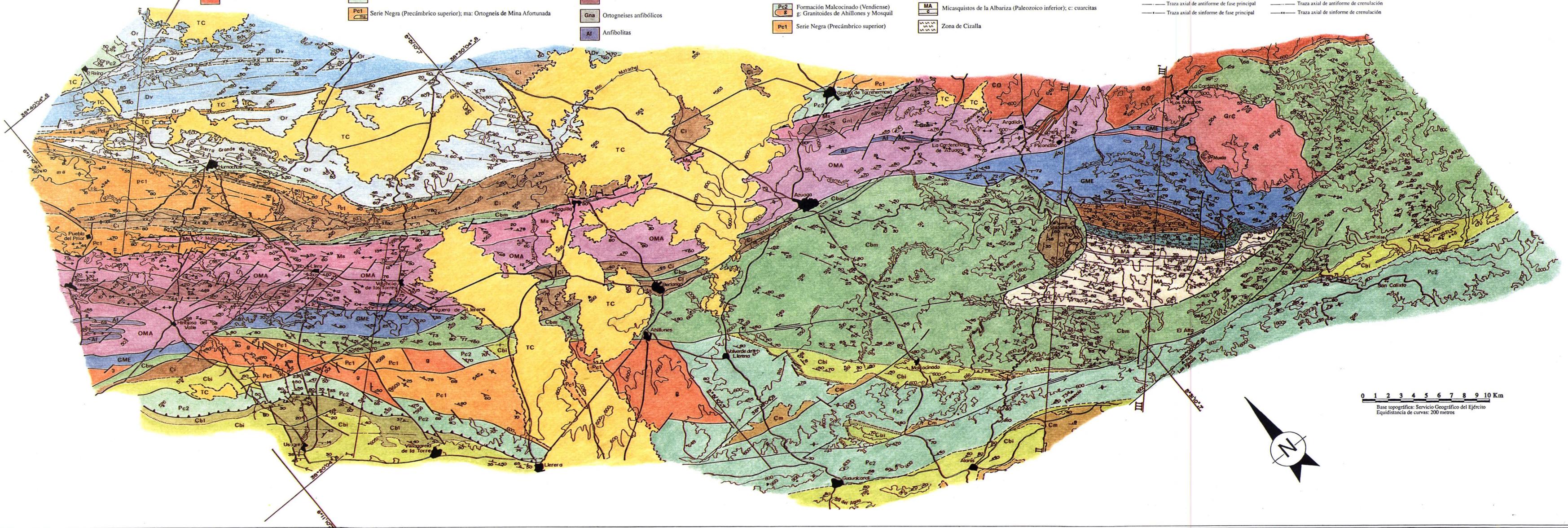
- Ms** Metasedimentos
- OMA** Ortogneis indiferenciados, metasedimentos y anfíbolitas
- Gnb** Gneises de Higuera de Llerena-Riscal
- Gnl** Ortogneis de Ribera del Fresno y Minillas
- Gna** Ortogneis anfibólicos
- Al** Anfíbolitas

Borde Septentrional de la Zona de Ossa-Morena

- Unidad de Azuaga**
 - Cbm** Formación Villares (Cámbrico inferior-medio)
 - Cbi** Formación Pedroche (Cámbrico inferior)
 - Cb1** Formación Torreárboles (Cámbrico inferior)
 - Pc2** Formación Malcocinado (Vendense)
 - g** Granitoides de Ahillones y Mosquil
 - Pc1** Serie Negra (Precámbrico superior)
- Unidad de Sierra Albarrana**
 - GEM** Gneises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas (Paleozoico inferior)
 - CA** Cuarzitas de Sierra Albarrana (Paleozoico inferior)
 - MgA** Gneises Migmatíticos y Anfíbolitas
 - MA** Micasquistos de la Albariza (Paleozoico inferior); c: cuarzitas
 - Zona de Cizalla**

Simbología

- Estratificación (So)
- Estratificación vertical
- Foliación principal (Sp)
- Foliación principal vertical
- Foliación de crenulación (Sc)
- Foliación de crenulación vertical
- Línea de intersección (Lo)
- Línea de intersección horizontal
- Línea de estiramiento (Le)
- Línea de estiramiento horizontal
- Traza axial de antifórme de fase principal
- Traza axial de sinfórme de fase principal
- Contacto concordante
- Contacto discordante
- Contacto litológico
- Contacto mecánico indiferenciado
- Falla de salto en dirección izquierdo
- Falla de salto en dirección derecho
- Falla normal
- Falla inversa
- Cabalgamiento
- Falla del Matachel
- Traza axial de antifórme de crenulación
- Traza axial de sinfórme de crenulación



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km
 Base topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
 Equidistancia de curvas: 200 metros

Cortes Geológicos

Antonio Azor Pérez (1994)

