

t 419

UNIVERSIDAD DE GRANADA  
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



UNIVERSIDAD DE GRANADA  
Facultad de Ciencias  
Fecha 23-04-97  
ENTRADA NUM. 1393

**ESTRUCTURA DEL BORDE MERIDIONAL DE LA  
ZONA CENTROIBÉRICA Y SU RELACIÓN CON EL  
CONTACTO ENTRE LAS ZONAS CENTROIBÉRICA  
Y DE OSSA-MORENA**

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA  
Nº Documento 613381556  
Nº Copia 115468084

Memoria presentada por:

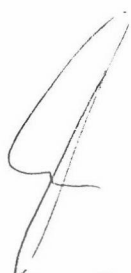
**DAVID J. MARTÍNEZ POYATOS**

para optar al Grado de Doctor en Ciencias (Geología)

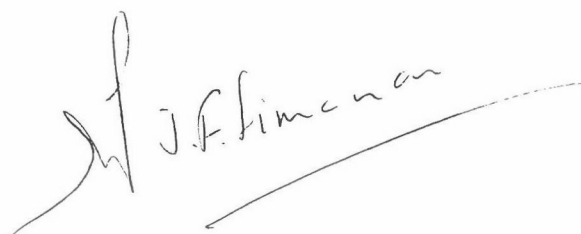
Granada, 1997

Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias (Geología) D. David Jesús Martínez Poyatos para optar al grado de Doctor en Ciencias (Geología) han sido realizados bajo nuestra dirección.

Granada, 11 de Abril de 1997



Francisco González Lodeiro  
Catedrático de Geodinámica  
Universidad de Granada



José Fernando Simancas Cabrera  
Profesor Titular de Geodinámica  
Universidad de Granada

# ÍNDICE

<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
I.1: LA CADENA VARISCA EN EL MACIZO IBÉRICO.....	1
I.2: EL LÍMITE ENTRE LAS ZONAS CENTROIBÉRICA Y DE OSSA-MORENA..	6
I.3: LA ZONA CENTROIBÉRICA.....	7
I.4: LOCALIZACIÓN DEL ÁREA ESTUDIADA.....	8
I.5: OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y PLAN DE LA MEMORIA.....	10
<b>CAPÍTULO II: LITOESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>13</b>
II.1: ZONA CENTROIBÉRICA (DOMINIO LUSITANO-ALCÚDICO).....	13
II.1.1: Introducción.....	13
II.1.2: Rocas infraordovícicas.....	13
II.1.2.1: Norte del Batolito de Los Pedroches.....	13
II.1.2.2: Sur del Batolito de Los Pedroches.....	15
II.1.3: Rocas del Ordovícico al Devónico.....	22
II.1.3.1: Norte del Batolito de Los Pedroches.....	22
II.1.3.2: Sur del Batolito de Los Pedroches.....	26
II.1.4: Rocas carboníferas.....	34
II.1.4.1: Relaciones estratigráficas entre el Carbonífero y su sustrato..	34
II.1.4.2: Carbonífero inferior de facies "Culm".....	35
II.1.4.3: Carbonífero inferior-medio de facies detrítico-carbonatada..	40
II.1.4.4: Carbonífero medio de facies continental.....	41
II.1.4.5: Carbonífero superior.....	42
II.1.4.6: Relaciones estratigráficas entre las secuencias carboníferas en el afloramiento del Guadiato.....	42
II.1.5: Rocas ígneas precarboníferas.....	44
II.1.5.1: Ortoneis de Mina Afortunada.....	44
II.1.5.2: Granitoide deformado de Palomas.....	45
II.1.5.3: Granitoide deformado de Higuera de la Serena.....	45
II.1.5.4: Granitoide deformado de El Escribano.....	46
II.1.5.5: Leucogranitos y ortoneises de El Álamo.....	47
II.1.6: Rocas ígneas carboníferas.....	47
II.1.6.1: Granito de Valsequillo.....	48
II.1.6.2: Batolito de Los Pedroches.....	48
II.2: UNIDAD CENTRAL.....	51
II.3: BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE OSSA-MORENA.....	53

II.3.1: Unidad de Azuaga.....	53
II.3.2: Unidad de Sierra Albarrana.....	53
II.4: CORRELACIÓN DE LAS FORMACIONES PREORDOVÍICAS.....	54
II.5: ROCAS POSTPALEOZOICAS.....	57

### **CAPÍTULO III: GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA**

<b>DE LA FORMACIÓN MALCOCINADO.....</b>	<b>59</b>
III.1: INTRODUCCIÓN.....	59
III.1.1: Metodología analítica.....	59
III.1.2: Antecedentes.....	61
III.2: DESCRICIÓN PETROGRÁFICA.....	62
III.3: RESULTADOS GEOQUÍMICOS.....	65
III.3.1: Elementos mayores.....	65
III.3.1.1: Contenidos.....	65
III.3.1.2: Caracterización magmática.....	70
III.3.2: Elementos traza.....	72
III.3.3: Petrogénesis: discusión.....	80
III.4: DATACIONES Rb-Sr SOBRE ROCA TOTAL.....	83

### **CAPÍTULO IV: ESTRUCTURA.....87**

IV.1: INTRODUCCIÓN.....	87
IV.1.1: Descripción general.....	87
IV.1.2: Antecedentes.....	90
IV.2: DEFORMACIONES PREVIAS A AL OROGENIA VARISCA.....	93
IV.2.1: Deformación cadomiense.....	93
IV.2.2: Discordancia intraalcudiense.....	95
IV.2.3: Discordancia sárdica.....	95
IV.3: LA ESTRUCTURA VARISCA DE LA UNIDAD PARAAUTÓCTONA.....	98
IV.3.1: Fase de plegamiento principal.....	98
Estructuras mayores.....	99
Pliegues menores.....	102
Descripción de la fábrica.....	102
Análisis de la deformación interna.....	104
IV.3.2: Pliegues posteriores a la fase de plegamiento principal.....	105
La fase de crenulación en Monterrubio de la Serena.....	105
Los pliegues de Sierra Madrona y Jándula.....	106
IV.3.3: Deformaciones asociadas al Batolito de Los Pedroches.....	108
IV.4: ESTRUCTURA VARISCA DE LA UNIDAD ALÓCTONA.....	110
IV.4.1: Fase de deformación principal.....	110

Estructuras mayores.....	111
Pliegues menores.....	117
Descripción de la fábrica.....	117
Sentido de movimiento.....	120
Análisis de la orientación cristalográfica preferente del eje <c>	
del cuarzo.....	121
Análisis de la deformación interna.....	128
Interpretación cinemática de la deformación principal.....	135
IV.4.2: La fase de crenulación.....	136
Estructuras mayores.....	136
Pliegues menores.....	139
Descripción de la fábrica.....	139
IV.5: EL CABALGAMIENTO DE LA UNIDAD ALÓCTONA SOBRE LA UNIDAD	
PARAAUTÓCTONA.....	140
IV.5.1: Introducción.....	140
IV.5.2: Rocas de falla.....	140
IV.5.3: Geometría de la superficie de cabalgamiento.....	142
Respecto del bloque de techo.....	142
Respecto del bloque de muro.....	146
IV.5.4: Cinemática.....	146
IV.5.5: Edad del cabalgamiento. Su relación con las discordancias	
intracarboníferas.....	147
IV.6: FRACTURACIÓN TARDIVARISCA.....	150
IV.6.1: Fallas paralelas a la dirección de las estructuras previas.....	150
IV.6.2: Fallas oblicuas a la dirección de las estructuras previas.....	154
IV.7: CORRELACIÓN DE LAS DEFORMACIONES EN LAS UNIDADES	
ALÓCTONA Y PARAAUTÓCTONA.....	154
<b>CAPÍTULO V: METAMORFISMO.....</b>	<b>159</b>
V.1: INTRODUCCIÓN.....	159
V.1.1: Métodos y técnicas de trabajo.....	160
V.2: METAMORFISMO PRECARBONÍFERO DE LA UNIDAD ALÓCTONA.....	163
V.2.1: El metamorfismo de grado muy bajo y bajo en el sector occidental.	
Su relación con la estructura de pliegues tumbados.....	164
V.2.2: El metamorfismo de grado bajo a medio en el sector oriental.....	171
V.2.3: Condiciones P-T.....	181
V.3: METAMORFISMO CARBONÍFERO.....	183
V.3.1: Rocas carboníferas de la unidad alóctona.....	183
V.3.2: Unidad paraautóctona.....	184

V.3.3: Geobarometría.....	189
V.3.4: Condiciones P-T.....	190
V.4: CONCLUSIONES.....	190

**CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES. LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBÉRICA.....193**

VI.1: EVOLUCIÓN PREVARISCA.....	193
VI.2: EVOLUCIÓN VARISCA.....	195
VI.2.1: Organización general del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.....	195
VI.2.2: Etapa de engrosamiento cortical.....	196
VI.2.3: Colapso extensional: la Falla del Matachel y la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches.....	198
VI.2.4: Origen de la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches.....	201
VI.2.5: Inversión de la cuenca carbonífera.....	205

BIBLIOGRAFÍA.....	207
-------------------	-----

## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

### I.1: LA CADENA VARISCA EN EL MACIZO IBÉRICO

La Cadena Varisca es el segmento europeo de un orógeno formado por la colisión de dos grandes bloques continentales (Gondwana y Laurentia-Báltica) durante el Paleozoico superior, y posteriormente desmembrado por la apertura del Océano Atlántico. En una reconstrucción de la posición de los continentes en el Pérmico, antes de la apertura de este océano, se observa (fig. I.1) la prolongación de la Cadena Varisca hacia el Sur en los Mauritánides (Oeste de África) y en los Apalaches y los Montes Ouachitas (Este de América del Norte).

La Cadena Varisca se extiende por varios afloramientos que son fundamentalmente: el Macizo Ibérico y el Macizo Armoricano (que constituyen el Arco Ibero-Armoricano; Bard et al., 1970), el Macizo Central Francés, los Macizos de la Selva Negra y el Macizo de Bohemia (fig. I.2). Al igual que en otros orógenos, la Cadena Varisca tiene una zonación transversal, pudiéndose distinguir una parte interna con rocas muy deformadas, metamorfizadas y con abundante plutonismo, limitada por dos bandas (zonas externas) afectadas únicamente por una deformación pelicular (“thin-skinned”).

El Macizo Ibérico es el único afloramiento en que se ha reconocido completa esta zonación. Varios autores han propuesto la división de este macizo en diversas zonas a partir de criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos. La primera división es la realizada por Lotze (1945), basada en la interpretación de Stille (1924) que considera la estructura, el metamorfismo y el plutonismo del Macizo Ibérico como consecuencia de la Orogenia Varisca y reconoce, además, una cierta simetría en la disposición de las zonas. Las zonas establecidas por Lotze (fig. I.3) han sido aceptadas hasta la actualidad por la mayor parte de los investigadores, con algunas modificaciones. Entre estas modificaciones destaca la propuesta por Julivert et al. (1974), que reúne las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice de Lotze en una única zona que denominan Centroibérica (fig. I.4). Destaca también la modificación realizada por Farias et al. (1987), quienes distinguen, dentro de la Zona Centroibérica, una nueva zona denominada Zona de Galicia-Tras-os-Montes (fig. I.5), en la cual engloban un conjunto de afloramientos alóctonos. Así, en el Macizo Ibérico se pueden distinguir, de Norte a Sur, las siguientes zonas: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras-os-Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Sudportuguesa.

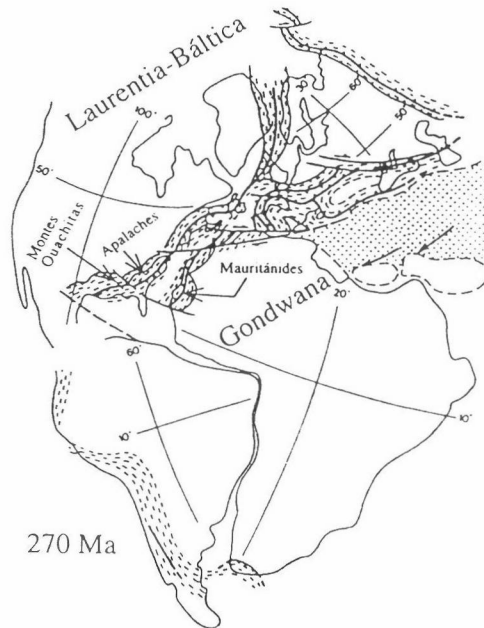


Fig. I.1: Reconstrucción de la posición de los continentes en el Pérmico en la que se puede ver la prolongación de la Cadena Varisca en los Mauritánides (África) y en los Apalaches y los Montes Ouachitas (América). Ligeramente modificada de Matte (1991).

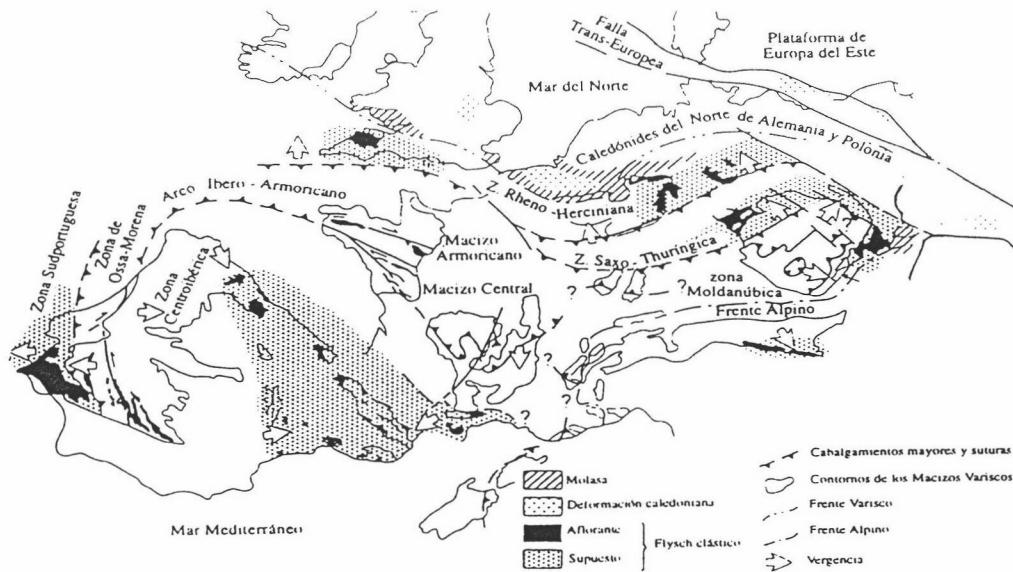


Fig. I.2: Esquema general de la Cadena Varisca según Franke (1989).



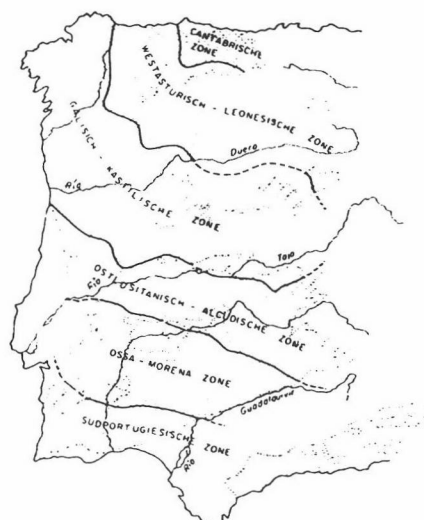


Fig. I.3: División en zonas de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico según Lotze (1945).

Las características de las Zonas Cantábrica y Sudportuguesa son las típicas de las zonas externas de un orógeno, mientras que el resto tienen los rasgos de las zonas internas (con importantes deformaciones acompañadas de metamorfismo regional y actividad magmática). La disposición de las zonas externas respecto de las internas ha permitido dividir la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico en dos ramas (Julivert y Martínez, 1983): la septentrional (constituida por las Zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica) y la meridional (Zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa). Estos autores propusieron que el límite entre ambas ramas se sitúe en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (fig. I.5). Aunque ambas ramas poseen características peculiares, tienen algunos rasgos comunes (Lotze, 1945; Julivert y Martínez, 1983):

- Las rocas carboníferas afloran abundantemente en la zona más externa de cada rama.
- Los depocentros de la sedimentación sinorogénica carbonífera migraron hacia el exterior de la cadena en tales zonas externas.
- La vergencia de las estructuras es opuesta y dirigida también hacia el exterior en ambas ramas. No obstante, en buena parte de la Zona Centroibérica la estructura no presenta una vergencia bien definida, lo que confiere cierta asimetría a estas dos ramas.
- La deformación tiene una migración temporal desde las zonas internas hacia las zonas externas de ambas ramas.

Las características de la rama septentrional se conocen bien y se dispone de un corte geológico bastante preciso de la misma (e.g. Bastida et al., 1986; Alonso et al., 1987; Martínez Catalán et al., 1990). La Zona de Galicia-Tras-os-Montes (fig. I.5) es cabalgante sobre la Zona

Centroibérica, contiene rocas de naturaleza oceánica y metamorfismo en condiciones de alta presión y alta temperatura, resultado de un proceso de subducción (Arenas et al., 1986; Arenas et al., 1995; Martínez Catalán et al., 1996).

La rama meridional de la cadena está peor conocida. La Zona Sudportuguesa está constituida exclusivamente por rocas devónicas y carboníferas, deformadas por pliegues y cabalgamientos vergentes al SO, con un metamorfismo asociado inferior al grado medio (Oliveira, 1990). En la Zona de Ossa-Morena, la secuencia de rocas prevariscas está afectada por pliegues tumbados y cabalgamientos también vergentes al SO (Vauchez, 1975), con un metamorfismo asociado de grado variable. Entre ambas zonas afloran rocas de afinidad oceánica (banda de rocas de Beja-Acebuches; Bard y Moine, 1979).

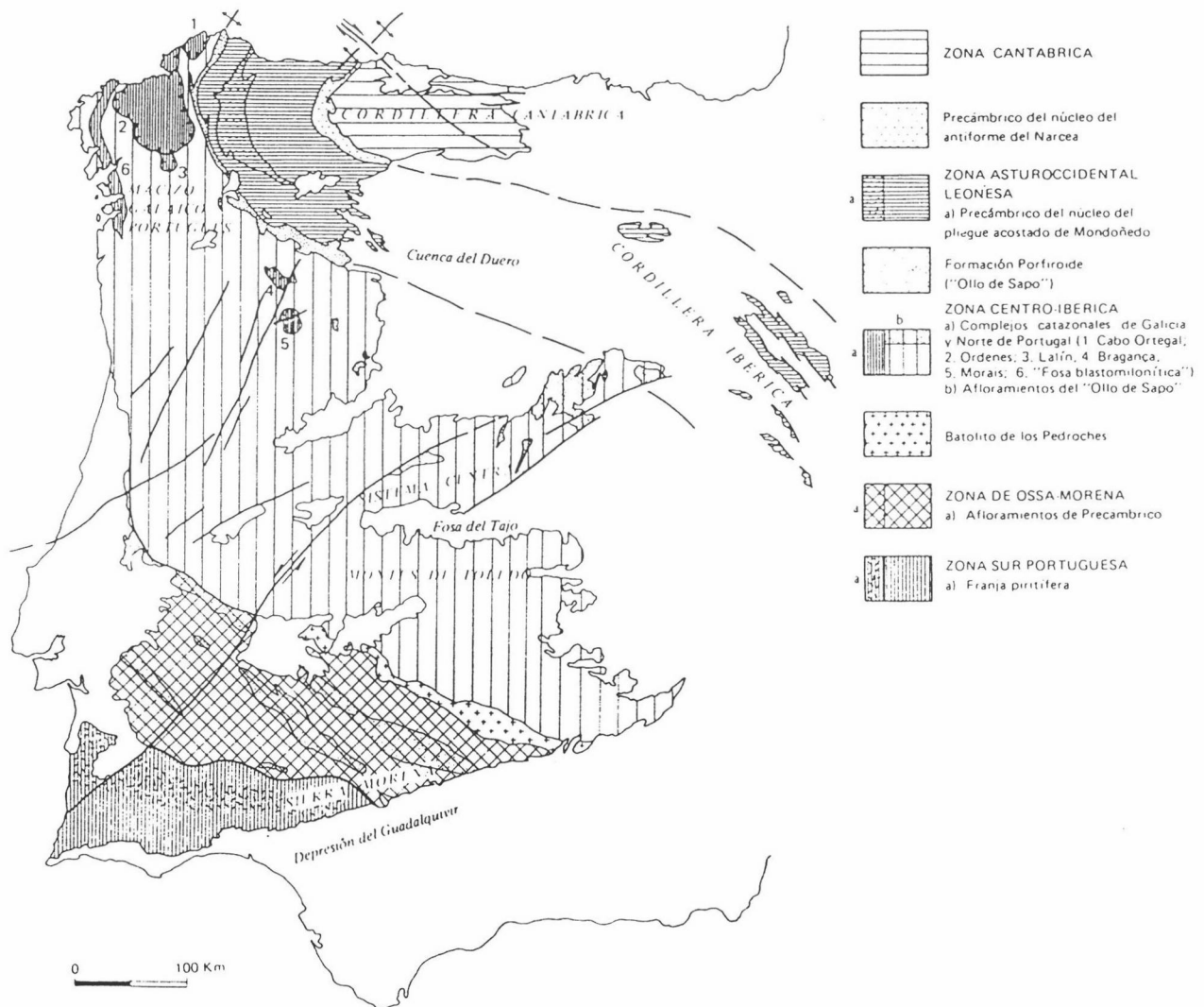


Fig. I.4: División en zonas de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico según Julivert et al. (1974).

Las posibles zonas de sutura de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico mayoritariamente aceptadas son: la zona de enraizamiento de los complejos alóctonos de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (Arenas et al., 1986; Matte, 1986 y 1991; Martínez Catalán, 1990), la “Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba” (Burg et al., 1981; Matte, 1986 y 1991; Azor et al., 1994), y el contacto entre las Zonas Sudportuguesa y de Ossa-Morena (Bard y Moine, 1979; Crespo-Blanc y Orozco, 1988 y 1991). Difícilmente aceptable es la propuesta de Ballèvre et al. (1992), quienes sitúan la sutura en medio de la Zona Centroibérica.

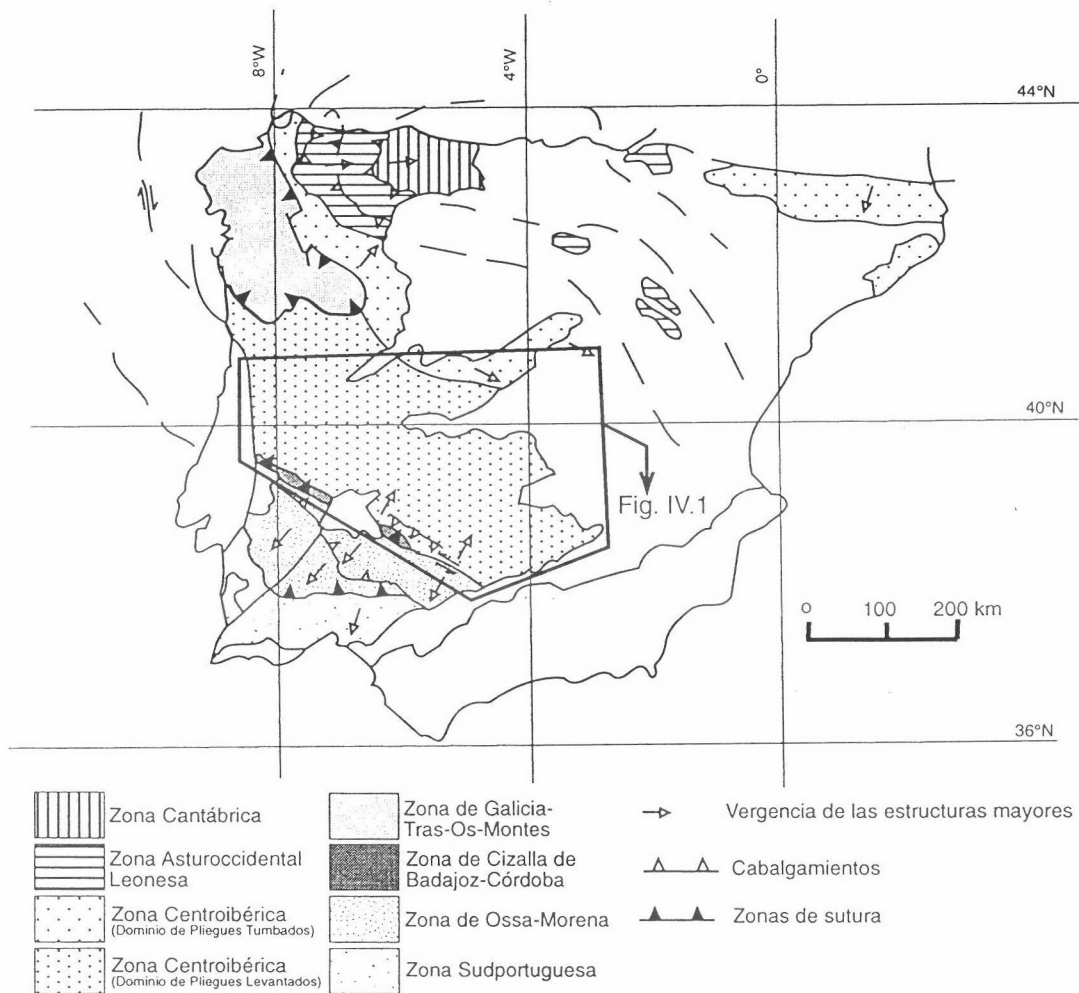


Fig. I.5: Esquema del Macizo Ibérico en el que se indica la posición de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba y la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ésta última de acuerdo con Farias et al., 1985). En la Zona Centroibérica se han distinguido el Dominio de Pliegues Tumbados y el Dominio de Pliegues Levantados (Díez Balda et al., 1990) o Dominio Lusitano-Alcúdicico.

## **I.2: EL LÍMITE ENTRE LAS ZONAS CENTROIBÉRICA Y DE OSSA-MORENA**

La mayor parte de los límites establecidos entre las zonas en que se divide el Macizo Ibérico coinciden con estructuras variscas que ponen en contacto dominios paleogeográficos paleozoicos diferentes. El único límite en el que existe una discrepancia, en lo que se refiere a su posición y a sus significados paleogeográfico y geotectónico, es el que se sitúa entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

El límite propuesto por Lotze (1945) y Julivert et al. (1974), situado a lo largo de la alineación granítica Alburquerque-Mérida-Los Pedroches (figs. I.3 y I.4), no tiene ningún significado paleogeográfico para las rocas paleozoicas pues, por una parte, las faunas y rocas del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico y Devónico al Norte y al Sur de la alineación magmática son similares (Robardet, 1976) y, por otra parte, en ambos lados las rocas del Ordovícico se encuentran discordantes sobre su sustrato. Por el contrario, el límite propuesto por Robardet (1976), Chacón y Pascual (1979) y Burg et al. (1981), situado a lo largo de la “Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba” (fig. I.5), sí tiene un significado paleogeográfico, pues separa rocas del Ordovícico, Silúrico y Devónico que pertenecen a dominios paleogeográficos diferentes (Robardet, 1976). Al Norte de la Zona de Cizalla las rocas del Ordovícico son discordantes sobre su sustrato, y al Sur las rocas del Ordovícico son concordantes sobre las rocas del Cámbrico inferior y medio.

En relación con el significado tectónico de este límite también hay diferentes interpretaciones. Para algunos autores (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1991) la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba sería una sutura finiprecámbrica reactivada como un cizallamiento dúctil izquierdo en condiciones de bajo grado durante la Orogenia Varisca; sin embargo, las rocas precámbricas situadas a ambos lados de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba son similares. Para otros autores (Burg et al., 1981; Matte, 1986) sería una sutura varisca que evolucionó a una zona de cizalla dúctil subvertical izquierda. En cuanto a la alineación granítica Alburquerque-Mérida-Los Pedroches, algunos autores la han interpretado como un cuerpo magmático intruído a favor de una falla varisca de salto en dirección izquierdo que sería la reactivación de una sutura cadomiense (Abalos y Díaz Cusi, 1995); sin embargo, a lo largo de esta alineación no se observan rocas con una evolución tectonometamórfica que justifique la existencia de dicha sutura. Por el contrario, dentro de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba existen rocas que han sufrido un metamorfismo en facies eclogitas (Matte, 1986; Abalos, 1990) de edad Silúrico (Schäfer et al., 1991).

Actualmente hay acuerdo casi unánime sobre la ubicación del límite entre las Zonas

Centroibérica y de Ossa-Morena a lo largo de la banda de intensa deformación de Badajoz-Córdoba. La evolución tectonometamórfica de este límite ha sido estudiada recientemente por Azor (1994) y Azor et al. (1994). Estos autores han distinguido un conjunto de rocas (la Unidad Central; que, en parte, equivale a la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba de Burg et al., 1981) situado entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (fig. IV.1), y han establecido que la evolución tectonometamórfica principal de estas rocas es de edad Paleozoico superior. El buzamiento original de este contacto mayor entre estas zonas es, según estos autores, hacia el NE actual, lo que sitúa la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena, y la evolución de este contacto sería la siguiente:

- Durante el Silúrico-Devónico, la Unidad Central subdujo bajo la Zona Centroibérica, provocando un metamorfismo de alta temperatura y alta presión en las rocas de la Unidad Central. En una fase avanzada de este engrosamiento cortical, la subducción tiende a bloquearse y se producen estructuras retrovergentes en el bloque de techo, con la formación de pliegues tumbados en el borde meridional de la Zona Centroibérica (Azor et al., 1994a; Martínez Poyatos et al., 1995b).
- En el Devónico superior-Carbonífero inferior, la parte trasera de la zona previamente engrosada sufre un colapso extensional. Esta extensión produce el adelgazamiento dúctil y exhumación de la Unidad Central. La Falla normal del Matachel (fig. IV.1) constituye la continuación en condiciones frágiles de esta extensión. De manera simultánea, en la parte delantera se produce el cabalgamiento de la Unidad Central sobre la Zona de Ossa-Morena.
- Posteriormente tiene lugar un acortamiento general de dirección NE-SO y se desarrollan fallas tardivariscas.

### **I.3: LA ZONA CENTROIBÉRICA**

Tomando como límite septentrional de la Zona Centroibérica la Falla de Vivero y el Sinclinal del Sil-Truchas (Martínez Catalán et al., 1992), y como límite meridional la Unidad Central (Azor, 1994), se pueden distinguir dos dominios dentro de la Zona Centroibérica (fig. I.5), uno septentrional y otro meridional. El límite entre ambos dominios es impreciso debido a las numerosas intrusiones graníticas.

El dominio septentrional está caracterizado por la existencia de extensos afloramientos de neises glandulares preordovícicos, de abundantes macizos graníticos sinorogénicos y amplias zonas con metamorfismo regional de alto grado, así como por pliegues tumbados vergentes hacia el Este y hacia el NE. Este dominio corresponde al Dominio de Pliegues Tumbados de Díez Balda et al. (1990) o al Dominio de Ollo de Sapo de Azor et al. (1992).

El dominio meridional se caracteriza en su mayor parte por la existencia de extensos afloramientos de formaciones de esquistos y de grauvacas anteriores al Ordovícico inferior, de abundantes macizos graníticos postorogénicos y de amplias zonas con metamorfismo de grado muy bajo o bajo, así como por pliegues sin una vergencia bien definida. La parte más meridional de este dominio tiene sin embargo rasgos diferentes: las rocas preordovícicas que afloran pertenecen a la “Serie Negra” y a la Formación Malcocinado, existe un metamorfismo varisco de grado muy bajo a alto, y la estructura consiste en pliegues tumbados que constituyen una unidad alóctona vergente al NE (fig. IV.1). Este dominio corresponde aproximadamente al Dominio de Pliegues Levantados de Díez Balda et al. (1990). Dado que las características estratigráficas de las sucesiones paleozoicas de este dominio son las de la Zona Lusitano-Alcúdice de Lotze (1945), se le denominará Dominio Lusitano-Alcúdice.

#### **I.4: LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA ESTUDIADA**

La parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdice se ha estudiado a lo largo de una banda de dirección NO-SE de unos 250 km de largo y unos 50 km de ancho. Comprende los sectores Noroeste de la provincia de Jaén, Norte de Córdoba, Sureste de Badajoz y Sur de Ciudad Real (fig. I.6). Este área comprende total o parcialmente 38 hojas del Mapa Topográfico de España a escala 1:50.000 (fig. I.7).

La altitud oscila entre los 200 m en el Valle del Guadalquivir y los 1.300 del vértice Estrella (en el extremo oriental del área estudiada), siendo los valores medios de 500-600 m. Los relieves más elevados corresponden a las alineaciones de sierras cuarcíticas situadas al Norte del Batolito de Los Pedroches (Sierra Madrona y Sierra de San Andrés); al Sur de este batolito, destacan los relieves cuarcíticos de la Sierra de Hornachos y los de Peraleda y Monterrubio. Las partes más accidentadas corresponden a la cuenca del Guadalquivir, debido al encajamiento de los ríos Guadalén, Guarrizas, Grande, Jándula, de las Yeguas, Arenoso, Varas, Gato, Guadalbarbo y Guadiato. Por el contrario, la parte septentrional del área estudiada, situada en la cuenca del Guadiana, es una amplia penillanura constituida por relieves alomados suaves en la que destacan algunas sierras cuarcíticas; los ríos más importantes son Guadalmez, Guadamatilla, Zújar, Guadamez, San Juan, Palomillas y Matachel.

Los accesos principales a esta región son la carretera nacional N-IV (Madrid-Cádiz) que atraviesa el área estudiada entre Santa Elena y Montoro, y las carreteras nacionales N-420 (Córdoba a Tarragona por Cuenca) entre Villa del Río y Fuencaliente, N-432 (Badajoz-Granada) entre Cerro Muriano y Berlanga, N-430 (Badajoz a Valencia por Almansa) al Norte, y N-630 (Gijón-Sevilla) al Oeste. Numerosas carreteras comarcales y locales permiten acceder



a los diferentes puntos del área estudiada.

## I.5: OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y PLAN DE LA MEMORIA

El **objetivo** fundamental de esta Tesis es establecer la estructura, cinemática y edad de las deformaciones variscas en la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico, y su relación con el contacto tectónico de primer orden que constituye el límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. También se han cubierto otros objetivos parciales de carácter estratigráfico, metamórfico y geoquímico. En síntesis, los principales objetivos han sido los siguientes:

- Establecer la secuencia de rocas en aquellos sectores en que se desconocía, y proponer una correlación de las distintas formaciones, en especial las preordovícicas.
- Confeccionar un mapa geológico de énfasis estructural. Las fuentes cartográficas que han sido de utilidad se muestran en la fig. I.7. También se han consultado la síntesis cartográfica a escala 1:200.000 de la III Fase del Proyecto Hespérica (Minas de Almadén y Arrayanes S.A., 1993) y el Mapa Geológico de Andalucía (Junta de Andalucía, 1985).
- Describir la geometría y cinemática de las estructuras mayores y menores ligadas a cada una de las fases de deformación.
- Estudiar las relaciones estratigráficas entre las rocas carboníferas y su sustrato, y entre las secuencias de rocas carboníferas, para establecer la secuencia temporal de las deformaciones.
- Establecer las relaciones metamorfismo-deformación y estudiar detalladamente el metamorfismo de grado muy bajo y bajo.
- Caracterizar geoquímicamente y datar el magmatismo finiprecámbrico-Cámbrico.

Los **métodos** empleados para la consecución de estos objetivos han sido los habituales en trabajos de geología estructural (cartografía, análisis de estructuras menores, cortes geológicos y su restitución, estudio de la microfábrica, determinación de la orientación cristalográfica preferente del cuarzo, análisis de la deformación interna...). Otros métodos, usados para objetivos de carácter metamórfico y geoquímico han sido:

- Análisis de rocas pelíticas mediante difracción de rayos X para el estudio del metamorfismo de grado muy bajo y bajo.
- Análisis químico con microsonda de electrones de los diferentes minerales en varias anfibolitas.
- Análisis químicos de roca total, mediante fluorescencia de rayos X y absorción atómica, para el estudio geoquímico del magmatismo finiprecámbrico-Cámbrico. Se han analizado elementos mayores y trazas (incluidas las tierras raras).
- Estudio radiométrico mediante el método Rb-Sr sobre roca total en varias rocas ígneas.



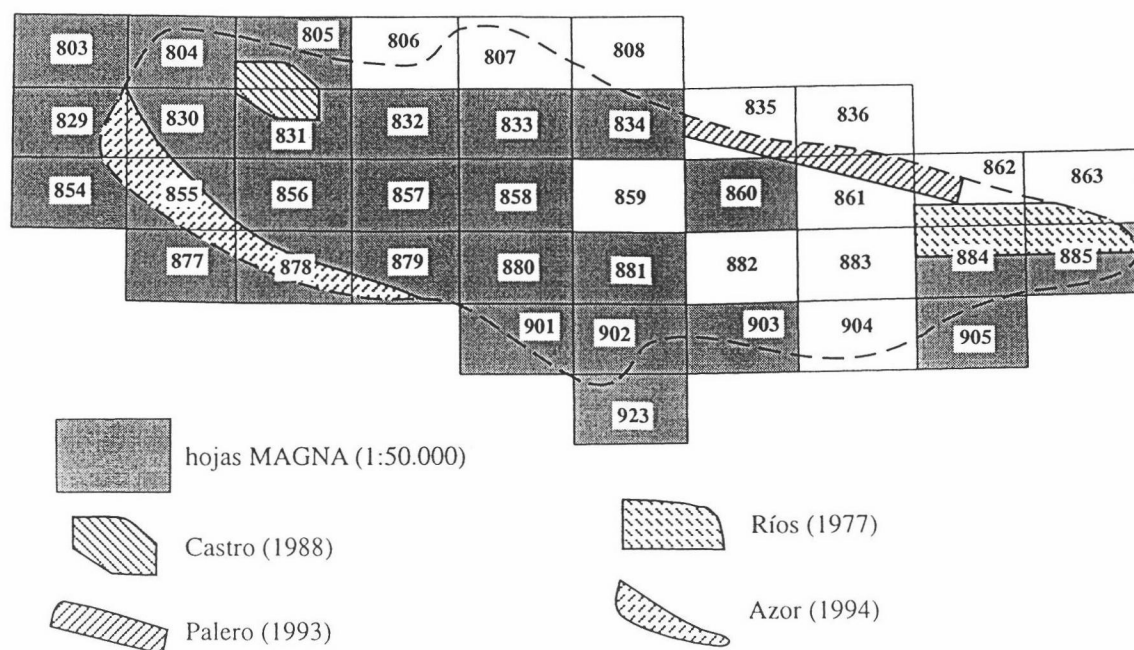


Fig. I.7: Situación del área estudiada respecto de la división del Mapa Topográfico de España a escala 1:50.000. Se indican las fuentes cartográficas que han sido de utilidad para la realización de este trabajo.

Esta **memoria** se ha dividido en seis capítulos. El primero es esta introducción. En el segundo se hace una descripción litoestratigráfica de todas las rocas que aparecen en el área estudiada; también se describen brevemente las rocas de la Unidad Central y las que aparecen en el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena. El tercer capítulo se dedica al estudio geoquímico y geocronológico del magmatismo finiprecámbrico-Cámbrico. En el cuarto capítulo se describe la estructura geológica. El quinto capítulo está dedicado al metamorfismo. En el sexto capítulo se exponen las conclusiones de esta Tesis, integrándolas en un modelo de evolución geológica de esta parte del Macizo Ibérico. A continuación se presentan las citas bibliográficas y un anexo con las coordenadas UTM de las muestras usadas. Fuera de texto acompañan a la memoria una plancha con tres cortes geológicos generales (cortes I-I', II-II' y III-III'), tres planchas con los cortes geológicos de la unidad paraautóctona (cortes 1-1' a 9-9'), cinco planchas con los cortes geológicos de la unidad alóctona (cortes A-A' a L-L'), y dos mapas geológicos, uno general del conjunto del área estudiada y otro, más detallado, de la unidad alóctona.



## CAPITULO II: LITOESTRATIGRAFIA

En este capítulo se describen las rocas de la mitad meridional del Dominio Lusitano-Alcúdicico. Las rocas que afloran en áreas adyacentes (borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena y Unidad Central) se describen muy brevemente, basándose fundamentalmente en los trabajos de autores anteriores. Una vez descritas las rocas de todo este sector del Macizo Ibérico, se propondrá una correlación de las formaciones preordovícicas que afloran en el Dominio Lusitano-Alcúdicico y en el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

### II.1: ZONA CENTROIBERICA (DOMINIO LUSITANO-ALCUDICO)

#### II.1.1: Introducción

Las rocas que forman parte de la secuencia estratigráfica se han dividido en tres grandes grupos: uno que comprende las rocas anteriores al Ordovícico; otro que incluye las rocas de edad comprendida entre el Ordovícico y el Devónico; y un tercero constituido por las rocas carboníferas. Esta división se basa en los hechos siguientes:

- En la base de los materiales ordovícicos existe una discordancia (la discordancia sárdica), situándose las rocas del Ordovícico inferior sobre distintas formaciones.
- El límite Devónico-Carbonífero es de vital importancia para comprender la evolución de las deformaciones.

Los cuerpos ígneos de suficiente entidad se describirán separadamente, estableciendo la distinción entre aquellos que son preorogénicos respecto de la Orogenia Varisca, y el resto.

#### II.1.2: Rocas infraordovícicas

##### II.1.2.1: Norte del Batolito de Los Pedroches

**Alcudiense:** Las rocas más antiguas que afloran son las correspondientes al Alcudiense (Ovtracht y Tamain, 1970; Herranz et al., 1977), también denominadas Complejo Esquisto-Grauváquico (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955), Esquistos de San Lorenzo (Richter, 1967) o Esquistos de Alcudia (Bouyx, 1970). Aunque el término "Alcudiense" no es el más adecuado (Vidal et al., 1994b), esta denominación se ha mantenido en esta memoria dado el amplio uso que tiene. En el Alcudiense se han diferenciado dos tramos, uno inferior y

otro superior, separados por una discordancia (Redlin, 1955; Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Palero, 1993; véase el apartado IV.2.2).

El afloramiento más extenso del tramo inferior, denominado **Alcudiense inferior** por Tamain (1972), está en el núcleo del Anticlinal de Alcuía y en su prolongación hacia el NO (Domo del Río Zújar). Tres afloramientos menores se sitúan en el núcleo del Antiforme de Sierra Madrona (fig. IV.7).

Este tramo está formado por una alternancia decimétrica de pizarras, pizarras arenosas y grauvacas, con intercalaciones de rocas volcánicas (espilitas y riódacitas), areniscas y conglomerados. Las pizarras están constituidas por escasos granos de cuarzo, mica blanca y plagioclasa, englobados en una abundante matriz de sericita y clorita. Las grauvacas están constituidas por fragmentos de feldespato, plagioclasa y cuarzo anguloso con golfos de corrosión, y escasa matriz de sericita y clorita. Los conglomerados, de matriz pizarrosa, tienen cantos de cuarcitas negras, cuarzo de origen volcánico, metacuarcitas, grauvacas, pizarras, micasquitos, granitos aplíticos, neises, pegmatitas y calizas.

La potencia de este tramo no se conoce, ya que no aflora su muro. Su espesor visible es de al menos 4.000 metros, aunque podría alcanzar 6.000-7.000 metros (Bouyx, 1970). En cuanto a su edad, San José et al. (1990) le atribuyeron una edad Rifeense, basándose en dos especies de acritarcos encontradas por Mitrofanov y Timofeiev (1977). Estos microfósiles fueron cuestionados por Palacios (1989) y posteriormente eliminados de los taxones de acritarcos proterozoicos (Jankausas, 1989). Más recientemente, Vidal et al. (1994a) le atribuyen una edad Vendense (o más joven) a partir de asociaciones de icnofauna.

El tramo superior o **Alcudiense superior** de Tamain (1972) aflora en el extremo oriental del Valle de Alcuía (véase el mapa geológico general). Está formado por pizarras y grauvacas con intercalaciones de conglomerados, cuarcitas y calizas. Los conglomerados tienen cantos de pizarras, grauvacas, cuarcitas blancas y cuarcitas negras. García Hidalgo (1993) divide la secuencia que aflora en el Valle de Alcuía en tres conjuntos: uno inferior, que presenta intercalaciones calcáreas (las "calizas de Hinojosas" de Bouyx, 1970); uno intermedio, compuesto por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados cuarcíticos, que tiene abundantes pistas fósiles; y otro superior, fundamentalmente conglomerático. El espesor de este tramo es, en algunos sectores, de al menos 4.000-5.000 metros (Ortega y González Lodeiro, 1986), aunque en el Valle de Alcuía no sobrepasa los 2.000 metros. La edad de estas rocas, determinada mediante pistas fósiles y microfósiles vegetales (estructuras de algas), es Vendense (medio?) superior-Cámbrico inferior (Brasier y Cowie, 1989; San José et al., 1990; García Hidalgo, 1993).

### II.1.2.2: Sur del Batolito de Los Pedroches

**Serie Negra.** Las rocas más antiguas que afloran corresponden a la denominada “Serie Negra” (Carvalhosa, 1965), que aflora extensamente en la Zona de Ossa-Morena. Esta serie está constituida por esquistos oscuros (ricos en grafito) y grauvacas, con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y algunos mármoles.

En la región estudiada esta serie aflora (fig. II.1) en tres bandas de dirección NO-SE: una desde Granja de Torrehermosa hasta Cerro Muriano, otra al Sur de Hornachos y otra, más pequeña, entre Hornachos y Puebla de la Reina. Hay dos afloramientos más: uno al Este de Peraleda del Zaucejo y otro inmediatamente al Oeste de la localidad de Valle de la Serena. En la banda situada al Sur de Hornachos, las rocas de la Serie Negra están intruidas por el Ortoneis de Mina Afortunada (fig. II.1; véase el apartado II.1.5.1), y hay algunas intercalaciones métricas de cuarcitas blanquecinas cerca del techo de la sucesión (pueden verse junto a la carretera que une Campillo de Llerena y Hornachos, cerca de esta última localidad). En la banda situada entre Granja de Torrehermosa y Cerro Muriano, hay abundantes intercalaciones de ortoneises; y en la parte más SE de esta banda, junto al río Guadiato (al Sur del Embalse de Puente Nuevo), hay numerosas rocas ígneas (riolitas, andesitas y granitos deformados).

Las rocas pelíticas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, mica blanca, clorita, biotita y ocasionalmente granate; minerales accesorios son turmalina apatito, rutilo, circón y opacos. Las cuarcitas negras tienen cuarzo, grafito, mica blanca y biotita. Las anfibolitas tienen anfíbol, plagioclasa y granate, y sus minerales accesorios son cuarzo, titanita, epidota, biotita, clorita y opacos (entre ellos, ilmenita); estas anfibolitas han sido analizadas y estudiadas con mayor detalle (véase el capítulo V). Los niveles de ortoneises intercalados en la Serie Negra son de dos tipos: leucocráticos y anfibólicos. Un buen afloramiento de ortoneises leucocráticos existe en el arroyo de San Pedro (3 km al Oeste de Fuente Obejuna; UTM 30STH853383); son ortoneises porfídicos de origen volcánico, constituidos por porfiroclastos de tamaño de grano grueso de feldespato potásico y ocasionalmente granate, y una matriz de cuarzo, mica blanca, epidota, clorita, opacos y escasa biotita. Los ortoneises anfibólicos están bien expuestos al SE de Villanueva del Rey (Neises de Doña Loba; Delgado Quesada, 1971); están compuestos por fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y anfíbol verde-amarillo (a veces azulado), y la matriz tiene cuarzo, anfíbol verde-amarillo, feldespato potásico, plagioclasa, epidota, clorita, biotita y cantidades accesorias de titanita, circón y opacos.

El espesor de la Serie Negra en el área estudiada no se conoce puesto que no aflora su muro. No obstante, a partir de los cortes geológicos realizados se puede estimar una potencia mínima de 1.500-2.000 metros.

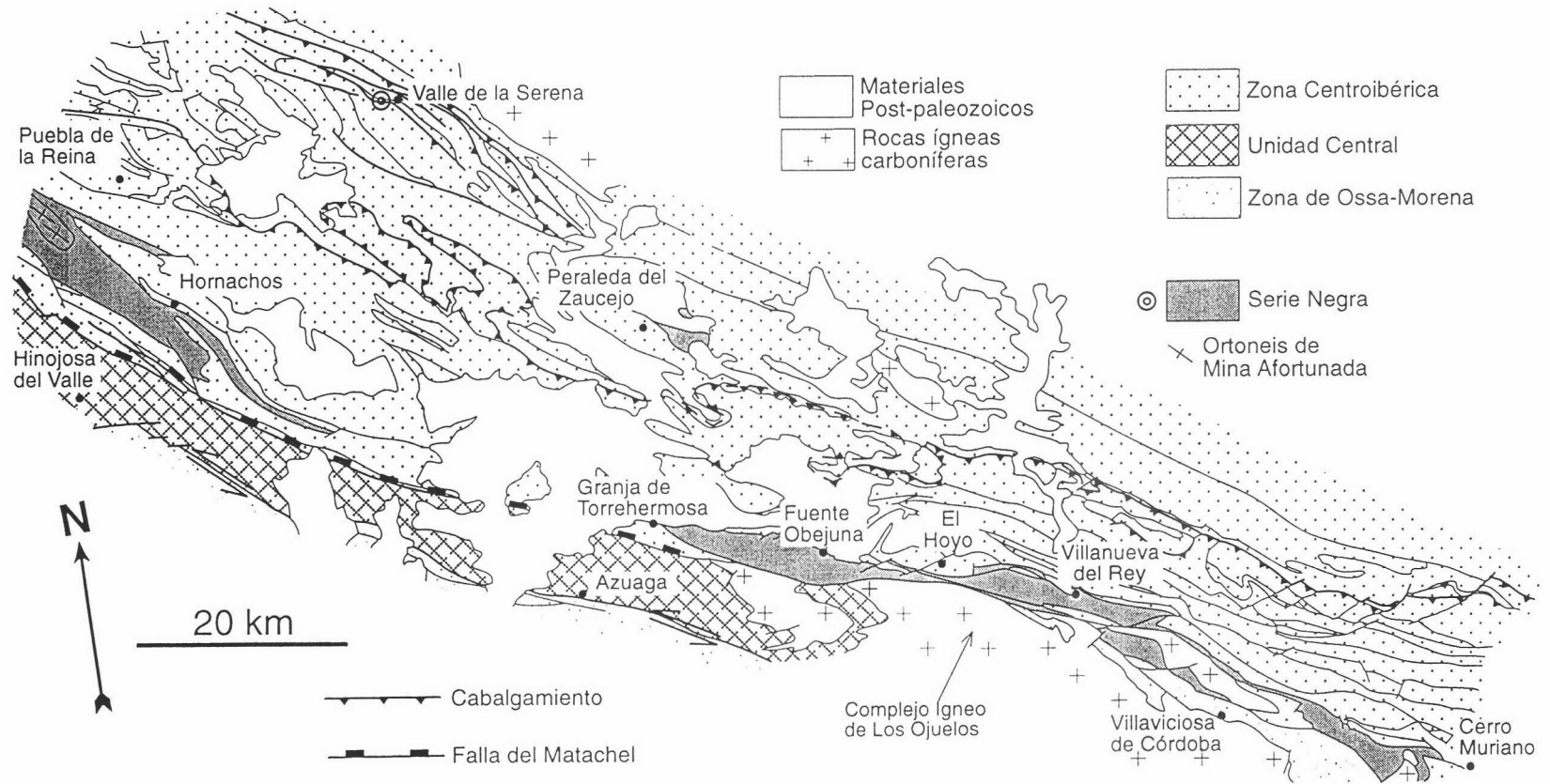


Fig. II.1: Afloramientos de la "Serie Negra" en el borde meridional de la Zona Centroibérica.

La edad de esta secuencia no se conoce con precisión y, según los autores considerados, puede ser Rifeense (Chacón et al., 1984) o Vendiense-Cámbrico inferior (Schäfer et al., 1993; Vidal et al., 1994a). Sólo existe una datación, mediante el método K-Ar sobre porfiroclastos de feldespato potásico de ortoneises leucocráticos intrusivos en la Serie Negra, de  $595 \pm 30$  Ma (Bellon et al., 1979), que probablemente corresponde a la edad del protolito granítico. En el apartado de correlación de las rocas preordovícicas (II.4) se discutirá con mayor detalle la posible edad de estas rocas.

El límite superior de la Serie Negra ha sido considerado como una discordancia a escala regional (Eguiluz, 1987; Quesada et al., 1990). La existencia de esta discordancia ha sido probada en dos localidades: en Hornachos, las relaciones entre la Serie Negra y la Formación Malcocinado (formación situada inmediatamente por encima de la Serie Negra) son de discordancia angular (Azor et al., 1992); en Peraleda del Zaucejo, debajo de las rocas del Ordovícico inferior, la Serie Negra conserva una foliación de edad finiprecámbrica (véase el apartado IV.2.1).

**Formación Malcocinado.** La Formación Malcocinado (Fricke, 1941) está situada inmediatamente por encima de la Serie Negra. Esta formación posee una variada litología, como corresponde a un conjunto de carácter volcano-sedimentario. En general, las rocas volcánicas predominan sobre las rocas detríticas. Las rocas volcánicas, que se describirán con más detalle en el capítulo III, son de carácter lávico (basaltos, basaltos andesíticos, andesitas, dacitas y riolitas) y volcanoclástico (metatobas andesíticas y riolíticas, cineritas...). Las rocas detríticas son pizarras, filitas, cuarzoesquistos, arcosas, grauvacas y conglomerados con cantos de cuarcitas negras y de rocas volcánicas; las pizarras están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, epidota, biotita, mica blanca y clorita, con apatito y opacos como minerales accesorios. También existen algunos lentejones de rocas carbonáticas. Espacial y genéticamente asociados a este conjunto volcano-sedimentario existen algunos cuerpos intrusivos de composición variable (desde granitos a gabros), con predominio de los términos intermedios (Quesada et al., 1990). Estos cuerpos (Granitoides de El Escribano, Palomas e Higuera de la Serena; fig. II.2) se describirán en el apartado II.1.5.

Las rocas antes citadas están representadas de manera desigual en varios afloramientos que describo a continuación de NO a SE (fig. II.2). El afloramiento de Puebla de la Reina está constituido fundamentalmente por pizarras y grauvacas con carbonatos y abundantes intercalaciones de tobas andesíticas y dacíticas. En el afloramiento de Hornachos, las rocas que aparecen son esquistos verdes, grauvacas y metavolcanitas ácidas. Inmediatamente al Norte de la Falla del Machel (al NO de Maguilla) aflora una estrecha banda de esquistos verdes con textura porfiroclástica, derivados de rocas andesíticas y dacíticas; de estas mismas rocas hay un

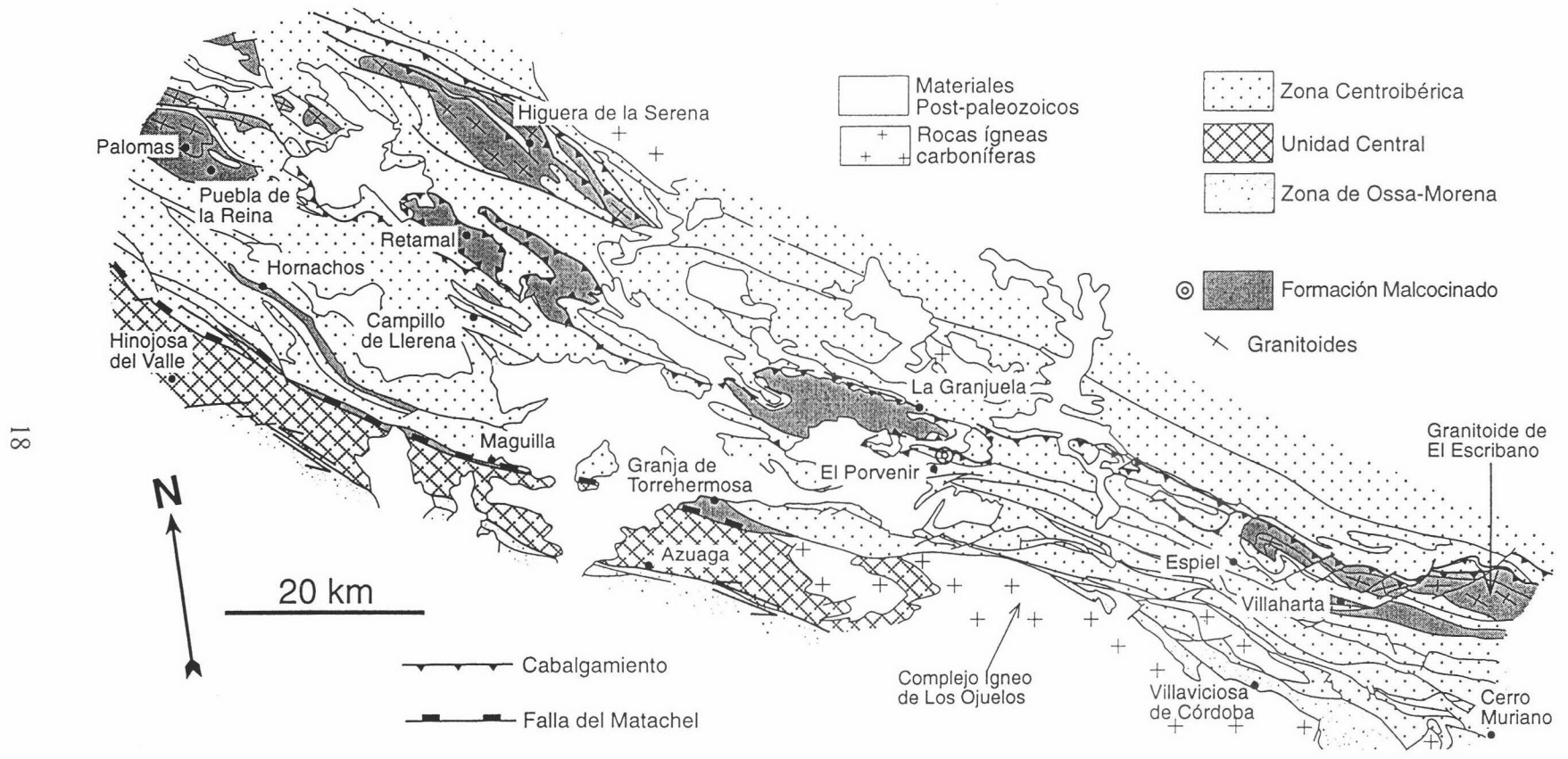


Fig. II.2: Afloramientos de la Formación Malcocinado en el borde meridional de la Zona Centroibérica.



pequeño afloramiento al NE de Campillo de Llerena. Los afloramientos que hay desde Retamal hasta La Granjuela están constituidos casi en su totalidad por rocas volcánicas básicas espilitizadas, y con carácter minoritario hay esquistos y grauvacas en los alrededores de Retamal. En Granja de Torrehermosa aflora una secuencia de esquistos y pizarras con algunos conglomerados, en la que abundan metavolcanitas de carácter andesítico y gabros anfibólicos. Al NE de El Porvenir de la Industria hay un pequeño afloramiento de filitas y tobas ácidas de grano fino, sobre las que aparecen unos 100 metros de rocas ultrabásicas serpentinizadas; de los minerales originales sólo se han reconocido algunos pequeños cristales de olivino, piroxenos (rómicos y monoclinicos) y espinela corroída. En la banda de rocas situada inmediatamente al NE del Granitoide de El Escribano, la Formación Malcocinado está compuesta por micaesquistos y cuarzoesquistos con intercalaciones de metavolcanitas ácidas y anfibolitas. Tres kilómetros al ENE de Espiel hay un pequeño afloramiento de metavolcanitas andesíticas y dacíticas con algunos niveles de calizas impuras. Desde las inmediaciones de Villaharta hacia el SE hay un conjunto de rocas, limitado por fallas tardías, atribuible también a la Formación Malcocinado; se trata de esquistos verdes miloníticos, muy cloríticos, que deben proceder de rocas volcánicas o volcanoclásticas de composición intermedia-básica.

Debido al carácter volcano-sedimentario de esta sucesión, su espesor es muy variable. No suele sobrepasar los 1.000 metros, excepto cuando existen cantidades importantes de rocas plutónicas (e.g. el Granitoide de El Escribano).

La edad de la Formación Malcocinado está comprendida entre el Vendicense superior y el Cámbrico inferior, según la escala cronoestratigráfica utilizada (e.g. Haq y Van Eysinga, 1987; Odin y Odin, 1990), y teniendo en cuenta los siguientes datos:

- La Formación Torreárboles, suprayacente a la Formación Malcocinado, es de edad Cámbrico inferior datado.
- La presencia de microfósiles de pared orgánica y de otras cianobacterias (documentada por Liñán y Palacios, 1983 y Liñán, 1984) es, según Quesada et al. (1990), característica del Vendicense medio-superior.
- Las tobas andesíticas de Puebla de la Reina, pertenecientes a la Formación Malcocinado, tienen  $534 \pm 83$  Ma (Rb-Sr sobre roca total, datos propios; véase el apartado III.4). Las edades de varios cuerpos plutónicos pertenecientes al magmatismo de esta formación son las siguientes:  $585 \pm 5$  Ma para el Granitoide de Ahillones, situado en la Zona de Ossa-Morena (U-Pb sobre circones, Schäfer et al., 1990);  $543.7 + 5.7 - 4.7$  Ma para el Granitoide del Mosquil, también situado en la Zona de Ossa-Morena (U-Pb sobre circones, Ochsner, 1993);  $576 \pm 86$  y  $532 \pm 180$  Ma para el Granitoide de Palomas (Rb-Sr sobre roca total, datos propios; véase el apartado III.4).

**Formación Torreárboles.** Sobre la formación antes descrita se apoya un conjunto de rocas de carácter detrítico denominado Formación Torreárboles (Liñán, 1978), que aflora ampliamente en la Zona de Ossa-Morena, donde puede alcanzar los 1.000 metros de espesor. Las relaciones estratigráficas entre ambas formaciones han sido descritas como discordantes al Norte de Córdoba, en la Zona de Ossa-Morena (Liñán, 1978). Está constituida por arcosas y grauvacas blancas, pizarras, cuarcitas y conglomerados con cantos de rocas de la Formación Malcocinado, cuarcitas blancas y cuarcitas negras.

En el área estudiada, esta formación aflora (fig. II.3) en una banda de dirección NO-SE en el sector Obejo-Espiel, en un pequeño afloramiento situado 7 km al ENE de Bélmez, y en una pequeña banda situada 7 km al SE de Oliva de Mérida. Las rocas dominantes son arcosas blancas, cuarcitas feldespáticas y conglomerados con cantos de cuarcitas blancas, feldespatos, granitos y cuarcitas negras. Tiene un espesor medio de 250 metros.

La edad de la Formación Torreárboles, establecida a partir de su abundante contenido en icnofauna, es Cámbrico inferior bajo (Fedonkin et al., 1983; Liñán, 1984). Algunos autores han propuesto que el límite Precámbrico-Cámbrico estaría situado en la discordancia que separa la Formación Torreárboles de la Formación Malcocinado (Fedonkin et al., 1983; Liñán, 1984; Liñán y Quesada, 1990); sin embargo, esta última formación puede ser, en parte, de edad Cámbrico inferior.

**Formación Pedroche.** Esta formación, en la que se han incluido las sucesiones carbonatadas del Cámbrico inferior definidas por Liñán (1978), se sitúa concordantemente sobre la Formación Torreárboles. Aflora en la Zona de Ossa-Morena y también se han reconocido escasos afloramientos en la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdice (Apalategui et al. 1988b y c). La constituyen calizas y dolomías con algunas intercalaciones de pizarras. Su potencia varía entre 50 y 1.000 metros (Liñán y Quesada, 1990).

En el área estudiada, esta formación apenas está representada y su espesor es de unos 100 metros. Sólo existe un pequeño afloramiento 7 km al SE de Oliva de Mérida (fig. II.3), compuesto por pizarras grises con pasadas arenosas, que más al NO, fuera del área estudiada, tiene intercalaciones de calizas estromatolíticas con mallas de algas, trilobites e hyolites que datan el Ovetiense inferior (Apalategui et al., 1988b).

En la Zona de Ossa-Morena la Formación Pedroche contiene abundante fauna de trilobites, arqueociátidos y braquiópodos del Cámbrico inferior (Liñán, 1978; Liñán y Perejón, 1981; Perejón, 1984; Liñán y Quesada, 1990).

**Formación Villares.** Concordante sobre la Formación Pedroche existe una sucesión siliciclástica constituida por una monótona sucesión de pizarras y filitas verdes con intercalaciones finas de areniscas y a veces de capas de cuarcitas de tonos claros, que Liñán

21

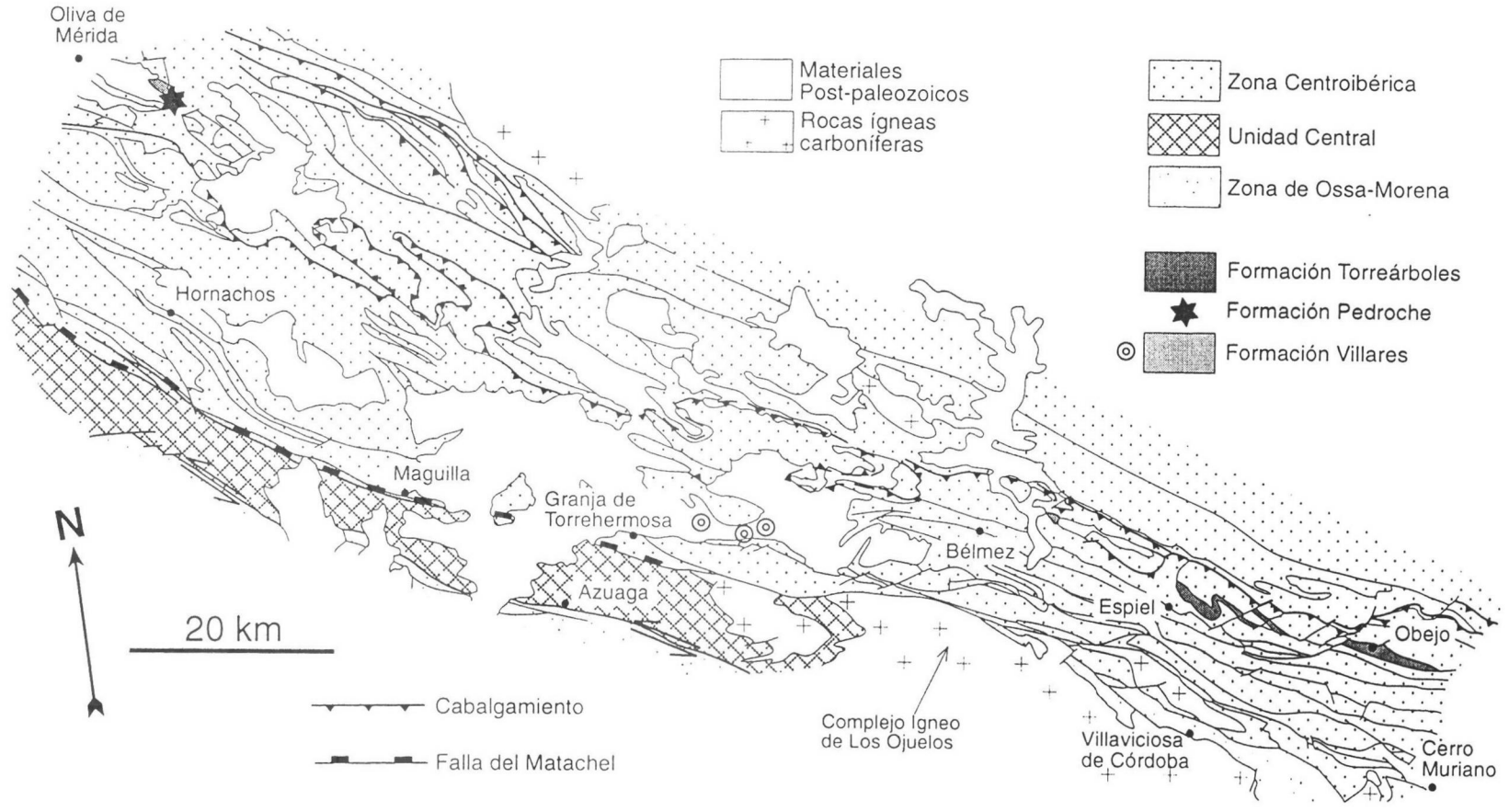


Fig. II.3: Afloramientos de las Formaciones Torreárboles, Pedroche y Villares en el borde meridional de la Zona Centroibérica.

(1978) denominó Formación Villares. Rocas correlacionables con esta formación afloran ampliamente en la Zona de Ossa-Morena, y alcanzan una potencia máxima de 3.000-4.000 metros (Azor, 1994). En el área estudiada también está representada, aunque más escasamente (fig. II.3). Aflora en una estrecha banda de dirección NO-SE, situada al NO de Maguilla. Al Este de Granja de Torrehermosa existen varios pequeños afloramientos. El mejor afloramiento de esta formación está situado al Este de Cerro Muriano, ya fuera del área estudiada.

La fauna de trilobites encontrada al Norte de Córdoba (en la Zona de Ossa-Morena) en la Formación Villares es de edad Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990).

### II.1.3: Rocas del Ordovícico al Devónico

La secuencia de rocas que representa este intervalo de tiempo no se conoce con igual detalle en los distintos sectores del área considerada en este trabajo. Así, en el extenso afloramiento que existe desde Castuera hasta el extremo oriental del área estudiada, la estratigrafía de esta secuencia se conoce con mucha precisión y numerosos autores han descrito columnas estratigráficas detalladas, con bastante fauna, correlacionables entre ellas (pe. Henke, 1926; Redlin, 1955; Almela et al., 1962; Richter, 1967; Kettel, 1968; Puschmann, 1970; Tamain, 1972; Saupé, 1973; Prost-Dame, 1980; Pardo Alonso y García Alcalde, 1996). Por el contrario, en los afloramientos situados al Sur del Batolito de Los Pedroches, el conocimiento esta secuencia es insuficiente, con la excepción de la descrita por Pérez Lorente (1979) en el Anticlinal de Peraleda, al Norte de Espiel.

Las secuencias de rocas al Norte y al Sur del Batolito de Los Pedroches tienen algunas diferencias estratigráficas (presencia o ausencia de algunos tramos litológicos) y de espesor (al Norte del Batolito de Los Pedroches, la secuencia tiene algo más de 3.000 metros, mientras que al Sur del mismo presenta un espesor menor, en general comprendido entre 1.000 y 2.000 metros; fig. II.12). Sin embargo, la fauna que poseen indica que pertenecieron a un mismo dominio paleogeográfico (Robardet, 1976).

#### II.1.3.1: Norte del Batolito de Los Pedroches

Las rocas del **Ordovícico**, discordantes (Lotze, 1956; véase el apartado IV.2.3) sobre los materiales alcudienses, han sido divididas en tres tramos (Gutiérrez Marco et al., 1990): uno inferior, arenoso, de carácter transgresivo, de edad Tremadoc-Arenig; uno intermedio, pizarroso (con intercalaciones areniscosas hacia el techo), muy fosilífero, denominado Capas

de Tristani (Gutiérrez Marco et al. 1984), de edad Llanvirn-Llandeilo; y uno superior, con areniscas y pizarras alternantes que culminan con un nivel carbonatado, de edad Caradoc-Ashgill. A continuación se describen estos tramos con mayor detalle (fig. II.4).

El **tramo inferior** comienza con un conjunto discontinuo (0-200 metros de espesor) compuesto por conglomerados cuarcíticos, areniscas y pizarras areniscosas que toman colores rojizos y morados al alterarse. Lotze (1956) lo definió como Capas Intermedias y Tamain (1972) lo denominó Formación de Base. Este último autor distinguió dos niveles, uno inferior, que denominó Conglomerado de Base, y otro superior compuesto por pizarras y arenas (Serie *Lie-de-vin*). Richter (1967) le atribuyó a esta formación una edad Cámbrico superior, pero autores posteriores y la icnofauna y fauna encontradas (Moreno et al., 1976) indican una edad Ordovícico inferior. Por encima, en transición, se sitúa la Cuarcita Armórica (Groth, 1914; Tamain, 1972), de unos 500-600 metros de espesor. Está compuesta por dos paquetes de bancos de cuarcitas blancas compactas, separados por una alternancia de cuarcitas y pizarras. Su contenido en icnofauna indica una edad Arenig (Moreno et al., 1976; Pickerill et al., 1984). Sobre la Cuarcita Armórica se sitúa una alternancia de cuarcitas y pizarras de unos 150-180 metros de espesor, que Tamain (1971) denominó Estratos de Pochico, de edad Arenig superior.

El **tramo intermedio** es predominantemente pizarroso, con algunos niveles cuarcíticos en la parte media y superior. Este tramo comienza con unos 300 metros de pizarras (Pizarras del Río, Tamain, 1972; Pizarras con "calymene", Saupé, 1973) de edad Llanvirn inferior-Llandeilo inferior.

Por encima hay unos 200 metros de cuarcitas seguidos de 70 metros de pizarras (Cuarcitas Inferiores y Pizarras Botella, respectivamente; Tamain, 1972), de edad Llandeilo. En el sector occidental (Guadalmaz), las dos unidades anteriores no están bien diferenciadas entre sí, y se reconoce un único conjunto de cuarcitas y pizarras denominado Alternancias Inferiores (Saupé, 1973).

La parte superior de este tramo está constituida por una formación cuarcítica con delgadas intercalaciones de pizarras, de unos 120-140 metros de espesor, denominada Cuarcitas de los Guindos (Henke, 1926) o Cuarcitas Botella (Carre et al., 1970) en el área de La Carolina, y Cuarcita de Canteras en el área de Guadalmaz (Almela et al., 1962). La edad de esta formación es Llandeilo superior (Gutiérrez Marco, 1986), aunque no se descarta una edad Caradoc para el techo de estas cuarcitas (Julivert y Truyols, 1983).

El **tramo superior** comienza por 20-30 metros de pizarras con delgadas intercalaciones de areniscas finas, denominadas Capas de Orthis (Henke, 1926) o Pizarras de Canteras (Tamain et al., 1969) en el área de La Carolina, y Argilitas Intermedias en el área de

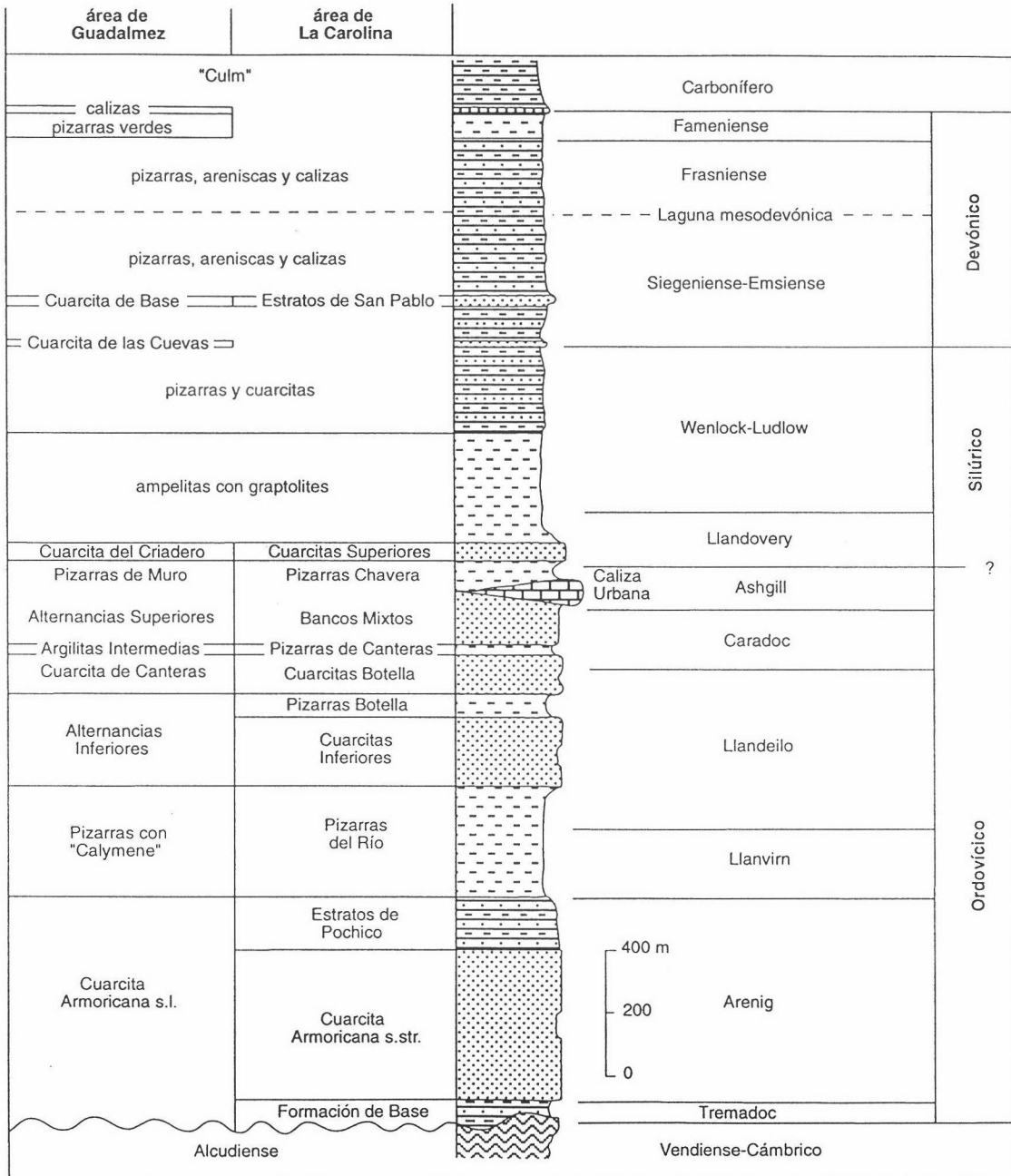


Fig. II.4: Secuencia estratigráfica de las rocas ordovícico-devónicas del Dominio Lusitano-Alcúdico al Norte del Batolito de Los Pedroches (modificada de Julivert y Truyols, 1983).

Guadalmez (Saupé, 1973). La edad de estas rocas es Caradoc inferior.

Sobre las pizarras anteriores se sitúa un conjunto de 150-200 metros formado por alternancias de pizarras y areniscas, que Tamain (1967) denominó Bancos Mixtos, y que en el área de Guadalmez se conoce como Alternancias Superiores (Saupé, 1973). Hacia el techo existe un nivel calizo (Caliza Urbana; Henke, 1926) lenticular, de 0-30 (incluso 100) metros de espesor. Este conjunto es muy fosilífero y tiene una edad Caradoc-Ashgill (Fuganti y Serpagli, 1968; Hammann, 1976; Gutiérrez Marco y Rábano, 1987).

El límite Ordovícico-**Silúrico** no está claramente establecido (véase Gutiérrez Marco et al., 1990) y parece situarse por encima de una discontinuidad estratigráfica relacionada con un evento erosivo de naturaleza glacioeustática (Robardet, 1981; Robardet y Doré, 1988). Por encima de esta discontinuidad existe un tramo pelítico de 100-110 metros de espesor denominado Pizarras Chavera (Tamain et al., 1969) o Pizarras del Castellar (Henke, 1926) en el área de La Carolina, y Pizarras de Muro (Saupé, 1973) en el área de Guadalmez. La edad de este tramo es controvertida debido a la escasez de fauna. Tamain (1972) consideró una edad Ashgill a partir de un único fósil, y Hafenrichter (1980) cita acritarcos de edad silúrica.

Por encima se sitúa un tramo cuarcítico de 40-75 metros de espesor denominado Cuarcitas Superiores (Tamain et al., 1969) o Cuarcitas del Castellar (Henke, 1926) en el área de La Carolina, y Cuarcita del Criadero (Almela et al., 1962) en el área de Guadalmez. La fauna de graptolites encontrada por Gutiérrez Marco y Pineda (1988) permite atribuirles una edad Llandovery.

Sobre las cuarcitas anteriores reposan unos 300-500 metros de pizarras negras ricas en graptolites, con lilitas y niveles volcánicos. La edad de este tramo, obtenida a partir de su contenido en graptolites, es Llandovery medio-Wenlock-Ludlow inferior (Haberfelner, 1931; Gutiérrez Marco y Pineda, 1988).

El resto de la sucesión silúrica está compuesto por unos 360-400 metros de pizarras y cuarcitas alternantes, que en el área de Almadén presenta importantes intercalaciones de rocas volcánicas (Saupé, 1971); sin embargo, en el sector de Guadalmez este volcanismo está poco desarrollado. En la mitad inferior de este tramo hay graptolites que indican una edad Wenlock-Ludlow inferior, mientras que en el techo se encuentra fauna del **Devónico** inferior (Gutiérrez Marco et al., 1990).

Intercalados en los primeros materiales devónicos, en el área de Guadalmez aparece un nivel de cuarcitas (Cuarcita de las Cuevas) de edad Gedinense (Gutiérrez Marco et al., 1990).

Sobre las pizarras y cuarcitas anteriores hay un paquete de unos 25 metros de cuarcitas con costras ferruginosas denominado Cuarcita de Base (Almela et al., 1962), de edad Siegeniense superior-Emsiense basal (Vergés, 1983). En el extremo oriental del área estudiada,

estas cuarcitas, denominadas Estratos de San Pablo (Butenweg, 1968), son bastante más potentes (400-500 metros) y tienen intercalaciones de conglomerados.

Por encima se sitúan unos 100-300 metros de pizarras, areniscas y cuarcitas de colores rojizos, con intercalaciones de calizas bioclásticas y escasos niveles de rocas volcánicas. Este tramo contiene abundante fauna de edad Siegeniense superior-Emsiense (Almela et al., 1962; Puschmann, 1970; Pardo y García Alcalde, 1984).

En todo este sector, la existencia de una laguna estratigráfica que abarca todo el Devónico medio está bien establecida (Groth, 1911; Márquez Trigero, 1961; Puschmann, 1967; Pardo y García Alcalde, 1984). La única excepción podría ser el afloramiento cuarcítico del cerro de San Pablo, situado al Sur de Aldeaquemada, donde algunos autores (e.g. Orviz et al., 1976) atribuyen la fauna encontrada al Devónico medio.

El Devónico superior está constituido, al igual que el Devónico inferior, por una sucesión detrítica, de unos 200-300 metros de espesor, formada por pizarras y areniscas con intercalaciones de calizas y algunos niveles de rocas volcánicas. Aunque en el área estudiada las intercalaciones de rocas volcánicas son escasas, en Almadén pueden llegar a superar los 500 metros de potencia. La edad de este tramo, bastante fosilífero, es Frasnense (Müller, 1929; Butenweg, 1968; Puschmann, 1970; Pardo y García Alcalde, 1984).

En la localidad de Guadalmez, sobre los materiales anteriores se encuentran 100 metros de lutitas verdes con nódulos y niveles de calizas hacia techo, de edad Fameniense (Pardo y García Alcalde, 1984). Inmediatamente por encima aparecen rocas del Carbonífero inferior de facies "Culm" (García Alcalde et al, 1984).

En el sector de La Carolina, la secuencia devónica culmina con unos esquistos areniscosos y un nivel discontinuo de cuarcitas (Cuarcitas Campana; Peran y Tamain, 1967). Estas cuarcitas fueron atribuidas al Devónico superior por Poupon y Tamain (1969), y en los esquistos areniscosos se ha encontrado fauna del Fameniense superior (Charpentier et al., 1977).

### **II.1.3.2: Sur del Batolito de Los Pedroches**

En el área situada entre el Batolito de Los Pedroches y la Unidad Central, las rocas de edad ordovícico-devónica afloran ampliamente.

La sucesión de rocas, discordante sobre las rocas infraordovícicas, suele comenzar con un nivel discontinuo de conglomerados sobre el que se sitúa un paquete de cuarcitas correlacionable con la Cuarcita Armoricana. El resto de la sucesión ordovícico-silúrica consiste en una alternancia de pizarras y cuarcitas. Ni en cartografías previas, ni en la aportada en este



trabajo, las rocas silúricas han sido diferenciadas de las ordovícicas, debido a su escasez y falta de rasgos distintivos. Por el contrario, en la región de Portalegre, que constituye la prolongación hacia el NO del área estudiada (fig. IV.1), la existencia de rocas silúricas está bien establecida (Delgado, 1908). En este trabajo sólo se ha diferenciado un afloramiento de rocas silúricas, limitado por fallas, situado al Sur de Villaharta (fig. II.6). La sucesión de rocas devónicas consta de alternancias de cuarcitas (a menudo rojizas) y pizarras versicolores con intercalaciones de calizas bioclásticas.

A continuación se describe esta secuencia de rocas en diversos sectores del área considerada, a fin de mostrar las particularidades que presenta en cada sector.

**Sector de Hornachos-Peraleda del Zaucejo.** Las rocas del Ordovícico se disponen mediante discordancia angular sobre las rocas de la Formación Malcocinado o de la Serie Negra (Azor et al, 1992). En la localidad de Hornachos, este contacto fué interpretado como una gran falla vertical (la Falla de Hornachos; Chacón et al., 1983); sin embargo, posteriormente se ha demostrado que este contacto es una discordancia angular (véase discusión en Azor, 1994). Al Este de Peraleda del Zaucejo, las rocas del Ordovícico están claramente discordantes sobre las rocas de la Serie Negra (Llopis et al., 1970).

La secuencia de rocas ordovícicas comienza con un paquete discontinuo de arcosas y conglomerados blancos, de 0-200 metros de espesor. Los conglomerados son de grano grueso, con matriz cuarcítica o arcósica y cantos redondeados de cuarcitas (mayoritariamente blancas y algunas negras), cuarzo lechoso (procedente de venas de segregación), granito y feldespatos. A este tramo se le atribuye, aunque sin fósiles, una edad Tremadoc, ya que pertenece a la secuencia de rocas suprayacente a la discordancia sárdica y está situado debajo de unas cuarcitas correlacionables con la Cuarcita Armoricana (Herranz, 1985).

Sobre el tramo anterior existe una sucesión compuesta por cuarcitas, grauvacas, arcosas y pizarras alternantes. Hacia la base de esta sucesión hay intercalados varios bancos decamétricos de ortocuarcitas blancas, que se han correlacionado con la Cuarcita Armoricana (Herranz, 1985) y que dan lugar a los mayores relieves topográficos en este sector (e.g. la Sierra de Hornachos y los cierres perianticlinales de Peraleda y Monterrubio de la Serena).

El resto de la sucesión está compuesta por pizarras, grauvacas y arcosas pardas, con algunas intercalaciones cuarcíticas. Esta sucesión aflora bien al Este de Puebla de la Reina (por la carretera que se dirige hacia Retamal) y en el extenso afloramiento de rocas ordovícicas al SE de Hornachos (e.g. por las carreteras de Valencia de las Torres o Maguilla hacia Campillo de Llerena). En esta última área, los bancos de ortocuarcitas basales son más delgados que en áreas adyacentes (e.g. en la Sierra de Hornachos), y se encuentran intercalados en una potente secuencia de pizarras.

El espesor de esta secuencia, deducido a partir de la cartografía y de los cortes geológicos realizados, es del orden de 500-1000 metros, excepto en el área al SE de Hornachos, donde los espesores deducidos llegan a sobrepasar los 2000 metros de potencia.

En esta sucesión no se han encontrado fósiles, aunque existen abundantes *skolithos*. Los icnofósiles existentes no permiten precisar más que Ordovícico inferior para esta sucesión (Herranz, 1985; Apalategui et al., 1988a). Herranz (1985) atribuye, sin datos faunísticos, parte de la sucesión al Ordovícico superior.

A excepción de un afloramiento de pizarras claras que Herranz (1985) cita unos kilómetros al Oeste de Oliva de Mérida y que Gutiérrez Marco (en Herranz, 1985; p. 683) data como silúricas, no hay rocas indudablemente silúricas.

La secuencia de rocas devónicas aflora ampliamente y está constituida por unos 500-800 metros en los que alternan pizarras y filitas versicolores y areniscas acarameladas. También existen intercalaciones de cuarcitas blancas, filitas negras (al NE de Hornachos hay un afloramiento de filitas negras que Apalategui et al., 1988a considera de edad devónica, pero que por su litología podría tratarse de rocas silúricas; UTM 29SQC575789) y algunos lentejones de calizas, que han proporcionado abundante fauna del Devónico inferior (e.g. Febrel y Saenz de Santamaría, 1964; Apalategui et al., 1988a y c) y medio (Sánchez Cela y Gabaldón, 1977b; Rodríguez y Soto, 1979; Pardo Alonso y García Alcalde, 1996).

Al igual que ocurre con el Silúrico, la existencia de rocas con fauna de edad Devónico superior sólo está documentada puntualmente:

- Febrel y Saenz de Santamaría (1964) citan, al Norte de Valsequillo, unos conglomerados ferruginosos del Devónico superior.
- Herranz (1985) describe una secuencia de conglomerados, cuarcitas blancas en bancos, areniscas ferruginosas y pizarras del Devónico superior, al Oeste de Oliva de Mérida y entre Zalamea de la Serena y Peraleda del Zaucejo.
- Racheboeuf et al. (1986) citan, también al Oeste de Oliva de Mérida, pizarras sericíticas de edad Frasnense y quizás Fameniense.

### **Sector de Espiel**

En el sector del Anticlinal de Peraleda situado al Norte de Espiel (fig. IV.7), Pérez Lorente (1979) describió las rocas del Ordovícico al Devónico con bastante precisión (fig. II.5). La secuencia de materiales que afloran es, de muro a techo, la siguiente:

- Ortocuarzitas blancas (unos 50 metros de espesor visible) con *skolithos*, correlacionables con la Cuarcita Armoricana, de edad Arenig.
- Cuarcitas del Sordo. Este tramo está formado por unos 100 metros de alternancias de pizarras oscuras y areniscas micáceas en estratos delgados. Pérez Lorente (1979) le atribuyó, sin

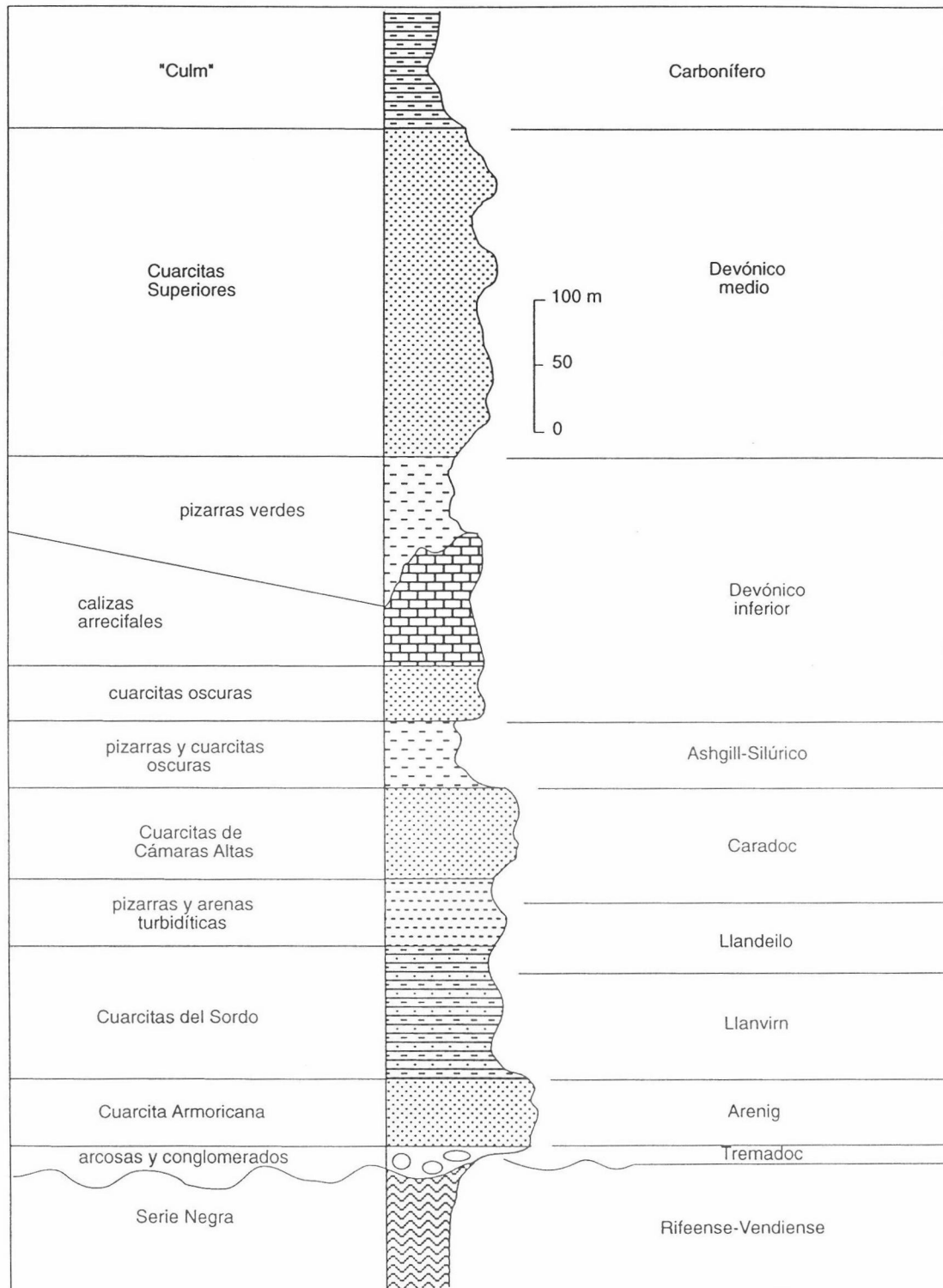


Fig. II.5: Secuencia estratigráfica de las rocas ordovícico-devónicas del Dominio Lusitano-Alcúdicico al Sur del Batolito de Los Pedroches en el sector oriental del Anticlinal de Peraleda, según Pérez Lorente (1979). Nótese el cambio de escala respecto de la fig. II.4.

fósiles, una edad Llanvirn-Llandeilo a este tramo.

- 50 metros de alternancias de pizarras y areniscas oscuras finamente estratificadas. Pérez Lorente (1979) le atribuyó una edad Llandeilo-Caradoc inferior a partir de un trilobites.

- Cuarcitas de Cámaras Altas. Este tramo, de unos 70 metros de potencia, está compuesto por capas decimétricas o métricas de areniscas que intercalan pizarras de menor espesor. A menudo existen laminaciones cruzadas, muros erosivos y bioturbación. Hacia el techo hay a veces un par de bancos de ortocuarcitas blancas, muy puras. Pérez Lorente atribuyó, sin fósiles, una edad Caradoc a este tramo.

- Alternancias de pizarras y cuarcitas de tonos oscuros, cuyo espesor varía de 0 a 100 metros. Las pizarras predominan hacia la base de la secuencia, mientras que las cuarcitas son más abundantes hacia el techo. Pérez Lorente atribuyó estas rocas al Ashgill-Silúrico, y Apalategui et al. (1985g) encontraron graptolites de edad Wenlock superior.

- 40 metros de cuarcitas oscuras en capas decimétricas, con intercalaciones centimétricas de pizarras, también oscuras. Pérez Lorente (1979) y Apalategui et al. (1985g) atribuyen, sin fósiles, una edad Devónico a estas rocas.

- Calizas arrecifales, estromatolíticas, de espesor variable (0-200 metros). La fauna de braquiópodos encontrada indica una edad Siegeniense superior o Emsiense inferior (Pérez Lorente, 1979).

- Pizarras verdes de tonos claros y de espesor variable, alcanzando un espesor máximo de 100 metros.

- Cuarcitas Superiores. Constituye el último tramo, de unos 200-300 metros de espesor, un conjunto de bancos de cuarcitas blancas que intercalan niveles de pizarras. En esta secuencia destacan varios paquetes de ortocuarcitas blancas. Los fósiles encontrados en estas rocas indican una edad Eifeliense superior-Givetense (Pérez Lorente, 1979).

Al Norte del afloramiento carbonífero del Guadiato existe una banda de rocas que discurre desde las inmediaciones de Peñarroya, pasa por el mismo pueblo de Espiel, y continúa hacia el SE inmediatamente al Sur de Obejo. Estas rocas se disponen estratigráficamente sobre las de la Formación Torreárboles o la Formación Malcocinado. Esta banda está constituida por pizarras y filitas verdes con finas intercalaciones de niveles areniscosos claros. También existen importantes intercalaciones de capas centimétricas o decimétricas de cuarcitas bandeadas (e.g. desde Espiel hasta la carretera de Bélmez a Hinojosa del Duque). Esta banda constituye parte de lo que Delgado Quesada (1971) denominó Tramos de Sierra Albarrana, La Albariza y El Encinalejo, y que Pérez Lorente (1979) atribuyó al Precámbrico. Apalategui et al. (1985a, b, f y g) le atribuyeron una edad indeterminada Precámbrico-Ordovícico. Los únicos fósiles que se conocen fueron encontrados por Maas (1958) en la prolongación hacia el SE de esta banda,

fuera del área estudiada, quien describió fauna de trilobites de edad Llandeilo. Recientemente, Gutiérrez Marco et al. (1987) han revisado el yacimiento fosilífero y, además de confirmar la edad Ordovícico medio, insisten en la fuerte afinidad paleogeográfica de la fauna encontrada con la existente en el resto de la Zona Centroibérica (Robardet, 1976).

En la base de la unidad alóctona (fig. IV.2) existen dos pequeños afloramientos de rocas cuarcíticas situados 2 km al NO y 8 km al ENE de Obejo, respectivamente. Estos afloramientos, limitados por cabalgamientos, están formados por capas decimétricas de cuarcitas con intercalaciones de pizarras. En el afloramiento oriental existen abundantes niveles con *skolithos*, que pueden reconocerse en la carretera de Obejo a Villanueva de Córdoba. Estos afloramientos fueron considerados por Apalategui et al. (1985a) como pertenecientes a la Formación Torreárboles. Sin embargo, la ausencia de arcosas blancas (típicas de la Formación Torreárboles), la abundancia de *skolithos* y el parecido litológico con las alternancias de cuarcitas y pizarras ordovícicas, me han llevado a atribuir estas rocas al Ordovícico.

En el sector de Peñarroya y su prolongación varios kilómetros hacia el NO, aflora una serie detrítica formada por areniscas rojizas, pizarras arenosas y pizarras, con abundante moscovita detrítica. Intercaladas en la serie anterior hay varios paquetes decamétricos de ortocuarcitas blancas, masivas y discontinuas, que forman alineaciones de relieves bien destacados en la topografía. Apalategui et al. (1985f) citan en estas rocas la presencia de fauna de edad devónica (posible Siegeniense) en un pequeño lentejón de caliza.

Al Sur de Villaharta (fig. II.6) existe un afloramiento, limitado por fallas, que está formado por alternancias centimétricas o decimétricas de pizarras y grauvacas oscuras, feldespáticas, inmaduras, con abundante moscovita detrítica. Existen algunas intercalaciones de lentejones de calizas bioclásticas que han proporcionado fauna de bivalvos y cefalópodos de edad Wenlock superior - Ludlow inferior (Apalategui et al., 1985b).

**Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo.** En el sector situado entre Fuente Obejuna y Cerro Muriano (fig. II.7) existen varios afloramientos alargados en dirección NO-SE, compuestos por cuarcitas y micasquistos, fundamentalmente. Estas rocas siempre aparecen estratigráficamente encima de las de la Serie Negra. Discordantemente se sitúan las rocas carboníferas del afloramiento del Guadiato. Los neises y leucogranitos de El Álamo siempre aparecen espacialmente asociados a estas rocas; serán descritos más adelante, en el apartado II.1.5.5.

Se pueden distinguir dos conjuntos litológicos: uno fundamentalmente cuarcítico, que denominaré Cuarcitas de El Hoyo (Formación Murilla; Almarza, 1976), y otro en el que predominan micasquistos muy alumínicos denominados Micasquistos de El Hoyo por Delgado Quesada (1971) (Formación Campo Alto; Almarza, 1976).

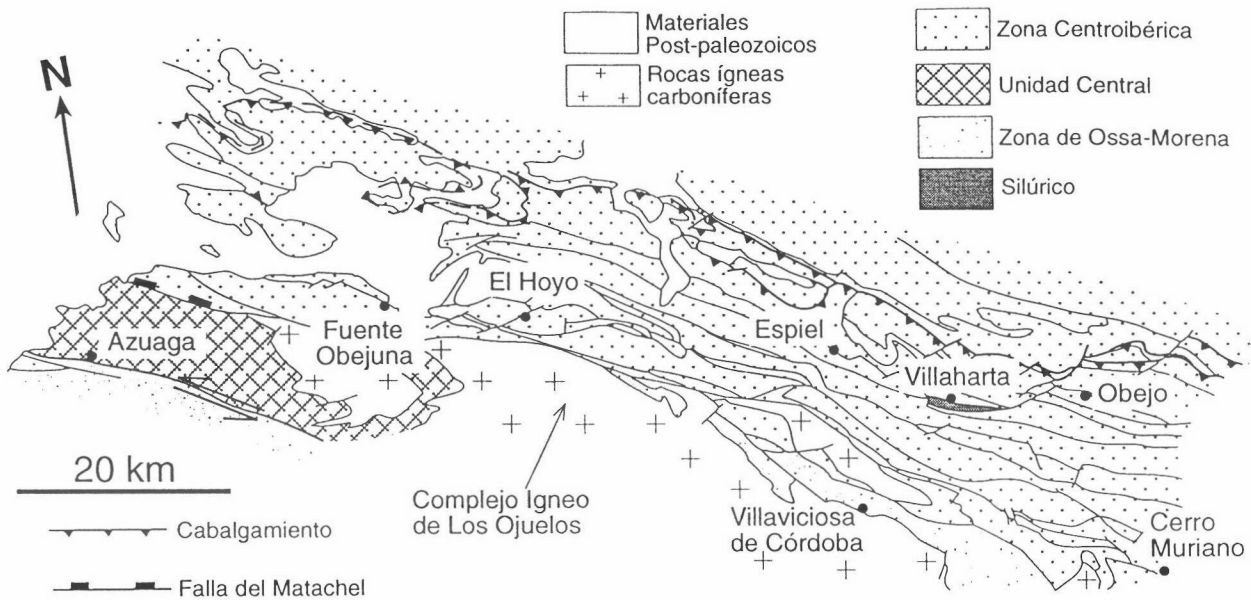


Fig. II.6: Situación del afloramiento de rocas silúricas al Sur de Villaharta.

Los mejores afloramientos de las Cuarcitas de El Hoyo están en el sector de El Hoyo-Villanueva del Rey y al Norte de Cerro Muriano. La secuencia de rocas está formada por cuarcitas feldespáticas tableadas en capas centimétricas o decimétricas, arcosas y cuarzoesquistos, con algunas intercalaciones de niveles métricos de conglomerados. Las cuarcitas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, clorita, plagioclasa y cantidades accesorias de menas opacas, turmalina y circón. Los cantos de los conglomerados son de cuarzo lechoso, probablemente procedente de venas de segregación deformadas, y la matriz de los mismos es de naturaleza arcósica. Estos conglomerados afloran bien 1 km al SO de El Hoyo, en la carretera que se dirige hacia Navalcuervo (UTM 30STH985349). El espesor de esta secuencia se estima, a partir de la cartografía y los cortes geológicos, en unos 500 metros.

En tránsito gradual con las rocas anteriores se sitúan los Micasquistos de El Hoyo. Son micasquistos satinados (muy alumínicos y ricos en moscovita) y cuarzoesquistos más o menos feldespáticos. Los micasquistos están formados por moscovita, cuarzo, plagioclasa, biotita y granate; ocasionalmente también tienen andalucita y sillimanita. Existen algunas intercalaciones métricas de anfibolitas retrogradadas a esquistos verdes; están compuestas por plagioclasa, anfíbol verde y cantidades menores de cuarzo, feldespato potásico, clorita, biotita y epidota. Estas anfibolitas pueden observarse, por ejemplo, 0.5 km al SO de El Hoyo (UTM

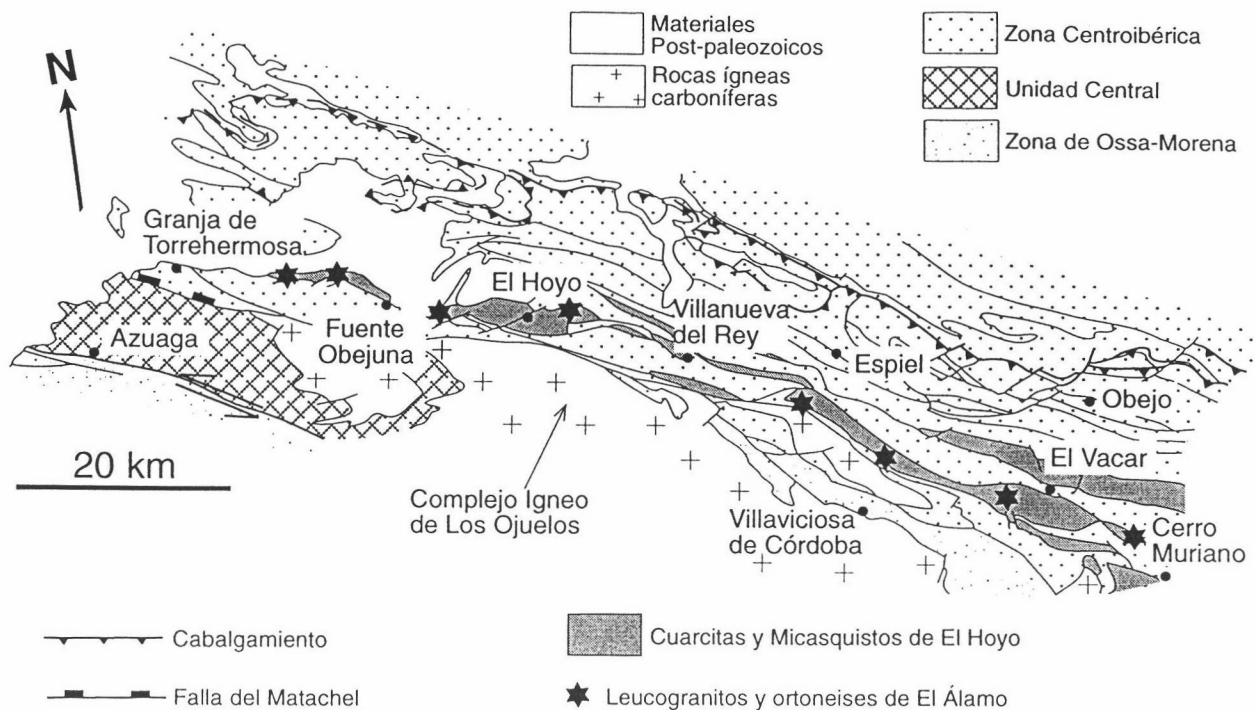


Fig. II.7: Afloramientos de las Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo en el borde meridional de la Zona Centroibérica.

30STH988356). Apalategui et al. (1985b y f) describen escasos lentejones de mármoles. En el afloramiento que hay al Sur del Embalse de Puente Nuevo, esta secuencia también tiene paraneises formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y granate; también existen algunos diferenciados leucocráticos y pegmatitas. Localmente, esta secuencia también tiene intercalaciones de escasas decenas de metros de cuarcitas (e.g. junto a la presa del Embalse de Puente Nuevo; o 2 km al SSE de El Vacar, UTM 30STH809388); en este último afloramiento, las cuarcitas están formadas por cuarzo, distena (Orozco y Pascual, 1975), sillimanita, moscovita y rutilo. El espesor visible de esta secuencia, deducido a partir de la cartografía y los cortes geológicos, es de al menos 1.000 metros.

La posición estratigráfica relativa entre los dos conjuntos anteriores (cuarcitas y micasquistos) fué objeto de discusión. El reconocimiento de campo realizado ha puesto de manifiesto que las cuarcitas están situadas estratigráficamente debajo de los micasquistos.

La edad de las Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo no se conoce ya que no se han encontrado fósiles. Algunos autores le han atribuido una edad precámbrica (e.g. Pérez Lorente, 1979; Quesada et al., 1990). Otros consideran la posibilidad de que sean del Paleozoico inferior, por correlación de las Cuarcitas de El Hoyo con la Cuarcita Armoricana (Apalategui et al., 1985d). Por nuestra parte, a estas rocas se les ha atribuido, tentativamente, una edad Ordovícico, basándose en el siguiente criterio:

Debajo de esta secuencia de cuarcitas y micasquistos, se encuentra la Serie Negra. En otros sectores del borde meridional de la Zona Centroeibérica (e.g. en Hornachos o Peraleda del Zaucejo), cuando las Formaciones Malcocinado, Torreárboles, Pedroche y Villares no están representadas, son precisamente las rocas del Ordovícico inferior las que se sitúan directamente sobre las de la Serie Negra (véase el apartado IV.2.3). Esta misma relación estratigráfica parece también aplicable para las Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo.

#### II.1.4: Rocas carboníferas

##### II.1.4.1: Relaciones estratigráficas entre el Carbonífero y su sustrato

A diferencia de la sucesión precarbonífera, la sucesión carbonífera es sin- y postorogénica respecto de la Orogenia Varisca. Precisamente debido a este carácter sinorogénico, el estudio de esta sucesión y de las relaciones existentes con su sustrato tiene gran importancia para conocer la evolución tectónica.

En el área de estudio, las rocas carboníferas son muy abundantes (fig. II.8), y abarcan casi todo el Carbonífero inferior y medio. El tipo de contacto existente entre el Carbonífero y su sustrato ha sido discutido por la mayoría de autores que han trabajado en la región (véanse por ejemplo las revisiones de Julivert, 1983 y Herranz, 1985).

Las rocas carboníferas están involucradas de manera variable en la estructura de cada sector, siendo también variables los tramos de la secuencia infrayacente sobre los que se apoyan. A continuación se relacionan los diversos materiales sobre los que yacen las rocas de la sucesión carbonífera, en los casos en que el contacto no es mecánico.

En la **unidad alóctona** (fig. IV.2), los materiales sobre los que se apoya el Carbonífero son los siguientes (fig. II.8):

- En los afloramientos situados en los alrededores de Campillo de Llerena, los sedimentos carboníferos se apoyan sobre esquistos del Devónico inferior-medio, y localmente sobre cuarcitas del Ordovícico inferior y esquistos andesíticos de la Formación Malcocinado.
- En el afloramiento del Matachel las relaciones de yacencia son también variables. En el borde Norte se apoya sobre la Serie Negra, sobre la Formación Malcocinado o sobre esquistos ordovícicos. En el borde Sur yace, de NO a SE, sobre la Serie Negra, la Formación Malcocinado y la Formación Villares.
- En los pequeños afloramientos dispersos que hay al SO de Los Blázquez, se apoya sobre rocas volcánicas básicas de la Formación Malcocinado y sobre esquistos devónicos.
- En el borde Norte del afloramiento del Guadiato descansan sobre filitas y cuarcitas de



probable edad ordovícica.

- En el área de El Hoyo-Villanueva del Rey-Embalse de Puente Nuevo-Cerro Muriano, se apoyan sobre los Micasquitos de El Hoyo.
- Por último, los afloramientos situados 6 km al Este de Villaviciosa de Córdoba y 4 km al Oeste de El Hoyo, yacen sobre rocas de la Serie Negra.

De la relación anterior queda claro que, en la unidad alóctona, las rocas del carbonífero se disponen sobre diferentes formaciones. Como se verá en los capítulos IV y V, la secuencia precarbonífera está afectada por una fase de plegamiento que generó grandes pliegues tumbados en la unidad alóctona, con un metamorfismo asociado de grado bajo a alto. Los sedimentos carboníferos no están afectados por ese plegamiento sino que se apoyan sobre distintos flancos de los pliegues tumbados, y todo el conjunto está luego plegado por pliegues levantados. Por tanto, la base de las rocas carboníferas en la unidad alóctona es una discordancia angular de primer orden.

En la **unidad paraautóctona** (fig. IV.2), por el contrario, las rocas carboníferas se apoyan sobre términos altos de la secuencia infrayacente:

- Al Norte del Batolito de Los Pedroches, las rocas de facies “Culm” yacen sobre las pizarras y areniscas del Frasnense. En el área de Guadalmez, la existencia de una laguna estratigráfica en la base del Carbonífero se ha caracterizado con bastante precisión: García Alcalde et al. (1984) han descrito una sucesión de lutitas y calizas en la que en pocos metros se pasa del Fameniense superior al Tournaisiense superior. Estas relaciones de yacencia tienen una importante excepción entre El Centenillo y Santa Elena, donde llega a faltar todo el Devónico, y la secuencia carbonífera se apoya directamente sobre las rocas silúricas (Richter, 1967).
- Al Sur del Batolito de Los Pedroches, los materiales más modernos sobre los que se apoya la secuencia del “Culm” son de edad Devónico medio (Cuarцитas Superiores de Pérez Lorente, 1979). La falta casi total de datos relativos al Devónico superior sugiere que éstos están poco representados o constituyen una secuencia condensada.

Así pues, en la unidad paraautóctona la secuencia del Carbonífero inferior se apoya sistemáticamente sobre rocas del Devónico y, excepcionalmente, sobre el Silúrico. Esto indica la existencia de un periodo erosivo poco desarrollado.

#### **II.1.4.2: Carbonífero inferior de facies “Culm”**

Las rocas de facies “Culm” (Mallada, 1898) afloran ampliamente en el área de estudio y han sido denominadas de muchas formas por numerosos autores, a menudo usando términos geográficos para los distintos afloramientos (fig. II.8): Estratos de Campana, en el sector de La

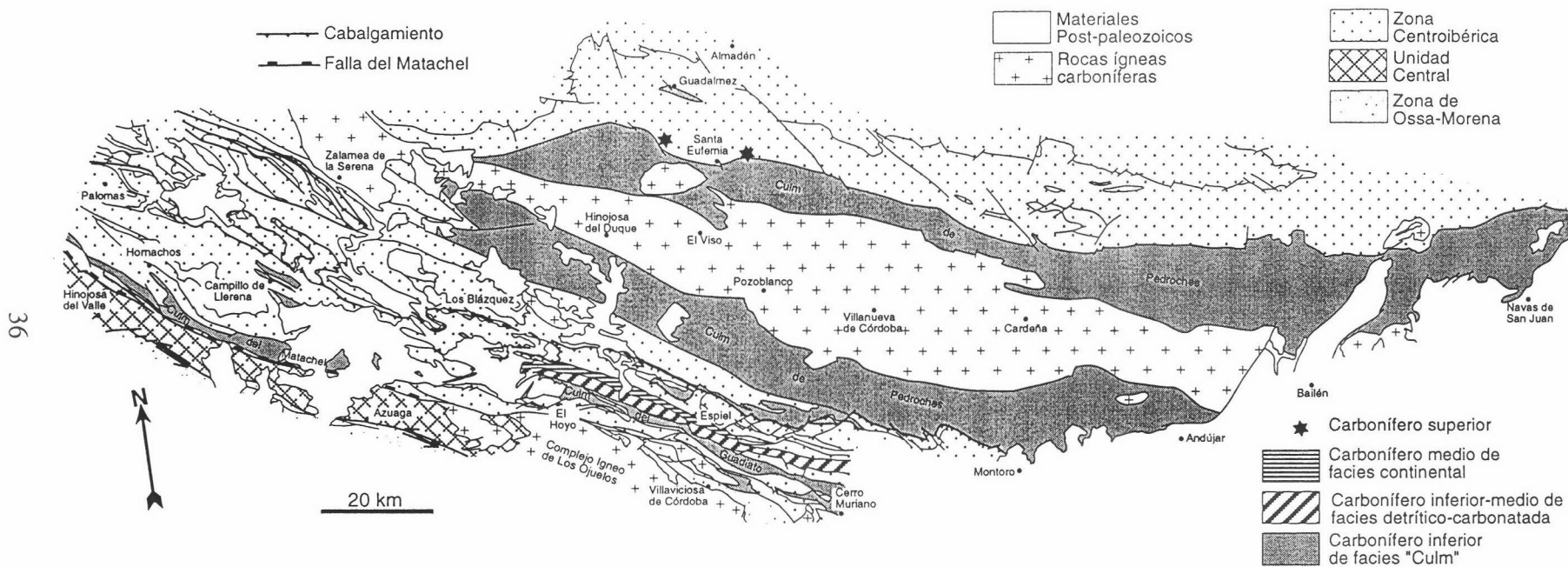


Fig. II.8: Afloramientos de rocas carboníferas en la parte meridional de la Zona Centroibérica.

36

Carolina (Henke, 1926); Culm de Los Pedroches, en los extensos afloramientos situados a los lados del Batolito del mismo nombre; Carbonífero del Matachel (Apalategui et al., 1988a); Capas de Campillo de Llerena (Ortuño, 1971); Culm del Guadiato o Culm de Alhondiguilla (Pérez Lorente, 1979); Carbonífero de Benjarafe al NO de Villaviciosa de Córdoba (Gabaldón et al., 1985).

Esta secuencia está formada fundamentalmente por pizarras y grauvacas alternantes en niveles centimétricos y decimétricos. Hacia la base de la secuencia, también existen intercalaciones de rocas volcánicas ácidas y básicas, conglomerados y calizas. Las pizarras están compuestas por cuarzo, moscovita, clorita y menas opacas. Las grauvacas incluyen también clastos de feldspatos y trozos de roca. Esta secuencia es muy potente en el afloramiento de Los Pedroches: a partir de los cortes geológicos realizados se pueden estimar potencias de más de 6.000 metros, mientras que más al SO (afloramientos del Matachel y del Guadiato) el espesor visible no sobrepasa los 1.500 metros. Tradicionalmente esta serie se ha considerado como el resultado de una sedimentación turbidítica en condiciones relativamente profundas (Pérez Lorente, 1979); otros estudios sedimentológicos indican, por el contrario, condiciones de sedimentación en zonas de plataforma somera dominada por tormentas (Gabaldón et al., 1983).

Las volcanitas ácidas son riolitas y tobas de tonos claros, compuestas por fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo corroído, y matriz muy fina de cuarzo desvitrificado, clorita, óxidos de hierro y menas opacas. Las rocas básicas son dioritas y gabros subvolcánicos y basaltos; están compuestas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol y matriz con clorita, epidota, biotita y menas opacas. En el afloramiento del Matachel, Apalategui et al. (1983b) distinguen dos episodios de carácter ácido separados por uno básico, con un espesor total de unos 300 metros. Al Sur de Bélmez, en la carretera hacia El Entredicho (UTM 30SUH056354), existen unos 75 metros de espilitas. También se han reconocido algunas diabasas de espesor métrico al Norte de Santisteban del Puerto, en el extremo oriental del área estudiada (UTM 30SVH826375).

Intercalaciones importantes de rocas volcánicas hay también al Norte de Obejo, donde existen varias coladas basálticas de varios cientos de metros de espesor y algunos diferenciados lentejonares de serpentinitas (e.g. en la carretera de Obejo a Pozoblanco, UTM 30SUH408270). Pérez Lorente (1979) también describe algunos niveles de tobas ácidas y polvos de hematites. El afloramiento de pizarras carboníferas que hay al NO de Espiel (fig. II.8) también tiene volcanitas básicas. Crousilles et al. (1976) denominaron a estos afloramientos “El alineamiento básico-ultrabásico de Varas-Guadalbarbo” y los interpretaron como una ofiolita. Sin embargo, autores posteriores (e.g. Pérez Lorente, 1979; Apalategui et

al, 1985a) consideran, como también se ha observado en el presente estudio, que las rocas básicas están interestratificadas en la serie detrítica carbonífera. Las edades radiométricas (K/Ar) obtenidas en estas espilitas son de  $348 \pm 18$  y  $334 \pm 16$  Ma (Viseense) (Crousilles y Dixsaut, 1977).

El Carbonífero de Benajarafe (Gabaldón et al., 1985) incluye todos los pequeños afloramientos de rocas sedimentarias carboníferas (areniscas y pizarras con intercalaciones de carbón) que existen en el área de Villaviciosa de Córdoba (fig. II.8). Estos afloramientos están intruidos por una gran cantidad de rocas ígneas agrupadas bajo el nombre Plutón de Los Ojuelos-La Coronada (Delgado Quesada, 1971) o, más genéricamente, 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; Pascual, 1981 y 1985; Gabaldón et al., 1985; Delgado Quesada et al., 1985; Sánchez Carretero et al., 1989b y 1990); en esta memoria se ha denominado **Complejo ígneo de Los Ojuelos**. Los autores anteriores han dividido esta actividad ígnea en cuatro ciclos magmáticos que, en orden de antigüedad, serían:

- Complejo volcánico de La Campana, formado por andesitas, dacitas, pórfidos cuarzomonzodioríticos y rocas epiclásticas; Complejo volcánico de Erillas, compuesto por riolitas, tobas, aglomerados y diques porfídicos; y Granodiorita de Buenagua, con biotita y hornblenda.
- Complejo plutónico básico-intermedio de Los Ojuelos, compuesto por varios tipos de gabros (porfídicos, con olivino y ortopiroxeno), dioritas y granodioritas.
- Plutonismo ácido de emplazamiento superficial. Este magmatismo dió lugar a los granitos de La Cardenchoza, Cañada del Gamo, Peñas Pardas y Los Arenales (este último granito constituye un cuerpo separado del resto del complejo ígneo, y se ha diferenciado en el mapa de la unidad alóctona) y diques ácidos asociados. Son granitos de tendencia alcalina, con escasos minerales melanocratos, con mineralizaciones de flúor y bario, que suelen presentar texturas porfídicas y de grano fino, y que se emplazaron en condiciones superficiales.
- Subvolcanismo básico del Alcornocal, compuesto por microgabros y diabasas de ligera tendencia alcalina.

La edad de este magmatismo está comprendida entre el Tournaisiense medio-superior y el Westfaliense (Delgado Quesada et al., 1985). Dataciones absolutas en el Granito de Los Arenales, mediante el método K/Ar sobre roca total, han dado edades de  $316 \pm 16$  Ma y  $332 \pm 17$  Ma (Bellon et al., 1979), es decir, Viseense superior-Namuriense.

Las intercalaciones de conglomerados en la secuencia de facies "Culm" son métricas o decamétricas, y aparecen con mayor frecuencia hacia la base de la secuencia. Los cantos son redondeados y de composición variada: cuarcitas blancas y negras, rocas ígneas, esquistos y

pizarras. Algunos buenos afloramientos de estos conglomerados pueden verse al Norte de Maguilla (UTM 30STH535544), en la carretera de El Vacar a Villaviciosa de Córdoba (UTM 30SUH357178) o en la pista de Andújar a El Centenillo (UTM 30SVH253447).

Los niveles de calizas son escasos, en general de espesor decimétrico o métrico y se encuentran hacia la base de la secuencia. Los mejores afloramientos están en una cantera al Este de Santa Eufemia (UTM 30SUH374736) y en la carretera de El Vacar a Villaviciosa de Córdoba (UTM 30SUH357175).

La edad Carbonífero inferior de toda esta secuencia de facies "Culm" fue puesta de manifiesto por primera vez por Carbonell (1926) y Henke (1926). Posteriormente, las asociaciones de flora y fauna han permitido precisar una edad Tournaisiense superior-Namuriense inferior para el afloramiento de Los Pedroches (e.g. Peran y Tamain, 1969; García Alcalde et al., 1984; Rodríguez Pevida et al., 1990) y Tournaisiense superior-Viseense superior para los afloramientos situados más al Sur (e.g. Ortuño, 1971; Sánchez Cela y Gabaldón, 1977a; Garrote y Broutin, 1979).

La reconstrucción paleogeográfica de la cuenca marina carbonífera durante la sedimentación de facies "Culm" (Gabaldón et al., 1985) indica la existencia de un área emergida situada en la Zona de Ossa-Morena. De SO a NE se pueden diferenciar los siguientes ambientes sedimentarios:

- En los afloramientos más meridionales del Dominio Lusitano-Alcúdico (Benjarafe, Guadiato, Matachel) los sedimentos son de carácter costero (con facies deltaicas, de "lagoon", de plataforma restringida), con notable presencia de conglomerados e incluso localmente carbón. El espesor máximo visible no sobrepasa los 1.500 metros.
- Hacia el NE, en el gran afloramiento de Los Pedroches, la sedimentación es de mar abierto, produciéndose la acumulación de hasta más de 6.000 metros de sedimentos de facies "Culm". En la Sierra de San Pedro (situada al SO de Cáceres; fig. IV.1), que constituye la prolongación hacia el NO de la región de Los Pedroches, Soldevila (1992) ha descrito una secuencia de facies "Culm", de al menos 600 metros de espesor, compuesta por rocas volcanodetríticas, calizas y pizarras.
- Hacia el NE de la región de Los Pedroches (región de Almadén), no se conocen sedimentos de este tipo. En el Sinclinal de Cáceres, que constituye la prolongación hacia el NO de la región de Almadén (fig. IV.1), las rocas del Carbonífero inferior que allí aparecen no son de facies "Culm", sino carbonatados (Tena-Dávila et al., 1982).

### II.1.4.3: Carbonífero inferior-medio de facies detrítico-carbonatada

Esta secuencia aparece en el afloramiento carbonífero del Guadiato según una banda de dirección NO-SE desde 2 km al Sur de El Porvenir de la Industria hasta el borde oriental del área estudiada (fig. II.8). Hacia el Oeste, esta banda continúa en varios afloramientos aislados hasta las inmediaciones de Cuenca. Ortuño (1971) denominó a esta secuencia Capas de la Granja de Torrehermosa.

Es una secuencia ciclotemática, de carácter parálico, y ha sido dividida (aunque con límites graduales y no muy bien definidos) en tres tramos (Apalategui et al., 1985b y g) que son, de muro a techo:

- Tramo detrítico. Está formado por unos 50-100 metros de cuarcitas, areniscas y areniscas calcáreas. Aflora al Norte del Embalse de Puente Nuevo y en Sierra Boyera (2 km al SO de Bélmez). Estas cuarcitas fueron consideradas devónicas hasta que Apalategui et al. (1985f) comprobaron su edad carbonífera mediante fauna de braquiópodos.
- Tramo detrítico-carbonatado. Está constituido por conglomerados, areniscas y pizarras con intercalaciones de calizas. Las calizas son características de esta secuencia, y han sido correlacionadas con la Caliza de Montaña (Mallada, 1880); son calizas arrecifales con crinoides y corales principalmente, de espesor muy variable. En la mayor parte de los afloramientos las calizas forman lentejones métricos o decamétricos y son minoritarias respecto de la serie detrítica; al Sur de Espiel (en las Sierras de El Castillo y La Estrella), por el contrario, las calizas son predominantes y alcanzan espesores de más de 300 metros.
- Tramo detrítico en facies continental. Está formado por al menos 300 metros de conglomerados, arenas y limos con algunos niveles de carbón y restos de plantas, de origen fluvio-deltaico (e.g. restos de troncos vegetales pueden verse 1 km al SO de Bélmez). Hacia el SE, este tramo continúa siendo de carácter marino, fundamentalmente lutítico con intercalaciones de conglomerados.

Entre Fuenteovejuna y Peñarroya existen algunos cuerpos de riolitas, no deformadas, que dan resaltes topográficos, bien visibles desde la carretera nacional. Están compuestas por fenocristales de cuarzo corroído, feldespato y biotita, y una matriz cuarzo-feldespática de grano muy fino.

La potencia total de la secuencia es de al menos 1.000 metros y su edad, determinada por numerosos autores con abundante fauna y flora, es Viseense superior-Namuriense inferior (e.g. Weisflog, 1963; Ortuño, 1971; Mamet y Martínez, 1981; Wagner, en Mamet y Martínez, 1981; Apalategui et al., 1985a). Esta edad coincide con la de los fósiles más jóvenes del afloramiento de facies "Culm" de Los Pedroches, mientras que en el afloramiento carbonífero

del Guadiato, la secuencia detrítico-carbonatada es posterior a la secuencia de facies "Culm". Es decir, mientras que en el área de Los Pedroches la sedimentación de facies "Culm" se mantuvo hasta el Namuriense inferior, en áreas situadas al SO (área del Guadiato) esta sedimentación es más somera (secuencia parálca de facies detrítico-carbonatada) durante el Viseense superior-Namuriense inferior.

Pérez Lorente (1979) cita, en los conglomerados de esta secuencia de facies detrítico-carbonatada, la presencia de cantos de pizarras procedentes del Carbonífero inferior de facies "Culm", lo que implica cierta erosión de éste durante el depósito de la aquella.

#### **II.1.4.4: Carbonífero medio de facies continental**

Esta secuencia, denominada Capas de Peñarroya por Ortuño (1971), aflora en una banda desde El Porvenir de la Industria hasta cerca de Villaharta (fig. II.8), formando parte del afloramiento carbonífero de Peñarroya-Bélmez (Parrán, 1871; Mallada, 1902; Carbonell, 1920); hacia el NO existen algunos afloramientos aislados. Se conoce relativamente bien desde el siglo pasado, debido a la existencia de niveles explotables de carbón. La base de la secuencia es, en su borde Norte, discordante sobre rocas de probable edad ordovícica que poseen deformación y metamorfismo previos a la sedimentación carbonífera.

La secuencia corresponde a depósitos continentales de carácter límnic. Ha sido dividida en dos tramos (Pérez Lorente, 1979; Apalategui et al., 1985f y g), uno inferior fundamentalmente conglomerático, y otro formado por una sucesión ciclotemática:

- El tramo conglomerático (Conglomerado de Base y Conglomerado de Espiel; Pérez Lorente, 1979) aflora a lo largo de todo el borde septentrional de esta banda. Son conglomerados gruesos, heterométricos, que forman estratos lenticulares de tamaño variable. Los cantos son de cuarcitas (blancas, rojas y negras), areniscas y pizarras. A veces se intercalan lentejones de arenas y limos. El espesor de este tramo es bastante constante (unos 50-70 metros), excepto en el sector de Espiel, donde alcanza varios cientos de metros de espesor. Este conglomerado corresponde a una sedimentación en abanicos aluviales, cuyos aportes procedían del Norte (Pérez Lorente, 1979; Andreis y Wagner, 1983)

- Sobre el conglomerado anterior hay una sucesión ciclotemática de carácter fluvio-lacustre. Por lo general, cada ciclotema consta, de muro a techo, de (Pérez Lorente, 1979):

- a) 4 metros de conglomerados gruesos con matriz arenosa y bases erosivas.
- b) 2 metros de arenas con laminaciones paralela y cruzada, y base irregular.
- c) 8 metros de limos y arcillas con laminación paralela e intercalaciones métricas de carbón, con abundantes restos de flora.

Andreis y Wagner (1983) señalan que en los conglomerados de esta secuencia hay cantos de calizas provenientes de la secuencia anterior (de facies detrítico-carbonatada).

El espesor de toda la secuencia, incluidos los conglomerados basales, se puede estimar en al menos 500 metros. Su edad, determinada a partir de la abundante flora existente, es Westfaliense B y C (Grand'Eury, 1877; Jongmans, 1951; Ortuño, 1971; Wagner, 1983) y quizás D (Dijkstra, 1955).

#### **II.1.4.5: Carbonífero superior**

Sólo existen dos pequeños afloramientos situados, respectivamente, 11 km al NO y 7 km al Este de Santa Eufemia (Mira López et al., 1987; Rodríguez Pevida et al., 1990; fig. II.8). Se trata de 1-3 metros de conglomerados de grano grueso con cantos redondeados de cuarcitas y areniscas; la matriz es grauváquica y contiene abundante cemento ferruginoso.

Los autores antes citados correlacionan estos conglomerados con otros de características similares que existen en el área de Almadén, donde han sido datados, con flora mal conservada, como Estefaniense inferior.

#### **II.1.4.6: Relaciones estratigráficas entre las secuencias carboníferas en el afloramiento del Guadiato.**

En el afloramiento carbonífero del Guadiato existen las tres secuencias sinorogénicas del Carbonífero inferior y medio previamente descritas, que son:

- El Carbonífero inferior de facies "Culm", de edad Tournaisiense superior-Viseense superior.
- El Carbonífero inferior-medio de facies detrítico-carbonatada, de edad Viseense superior-Namuriense inferior.
- El Carbonífero medio de facies continental, de edad Westfaliense.

La base de las secuencias primera (de facies "Culm") y última (Westfaliense, de facies continental) es claramente discordante sobre rocas previamente deformadas y metamorfizadas de probable edad ordovícica. Por el contrario, los límites inferior y superior de la secuencia intermedia, de facies detrítico-carbonatada, no son visibles, ya que los afloramientos de la misma están limitados por fallas. Estos límites deben deducirse a partir de observaciones indirectas:

Las tres secuencias carboníferas afloran según tres bandas cartográficas, de manera que las secuencias más jóvenes están situadas al Norte de las más antiguas (fig. II.8). En el borde SO del afloramiento del Guadiato, sobre las rocas precarboníferas se apoya la secuencia de



facies "Culm", mientras que en el borde NE, es la secuencia de facies continental (Westfaliense) la que se apoya sobre las rocas precarboníferas, de lo cual se deduce que en esta última posición (borde NE) faltan las dos secuencias carboníferas prewestfalienses. Las secuencias que faltan son bastante potentes (con un espesor total mínimo de 2.500 metros) y su omisión hacia el NE se produce en escasos kilómetros de distancia horizontal (6 km aproximadamente; fig. II.9); por tanto, tal acuñaamiento debe interpretarse como originado por erosión intracarbonífera, es decir, que los límites estratigráficos entre las tres secuencias carboníferas no son concordantes.

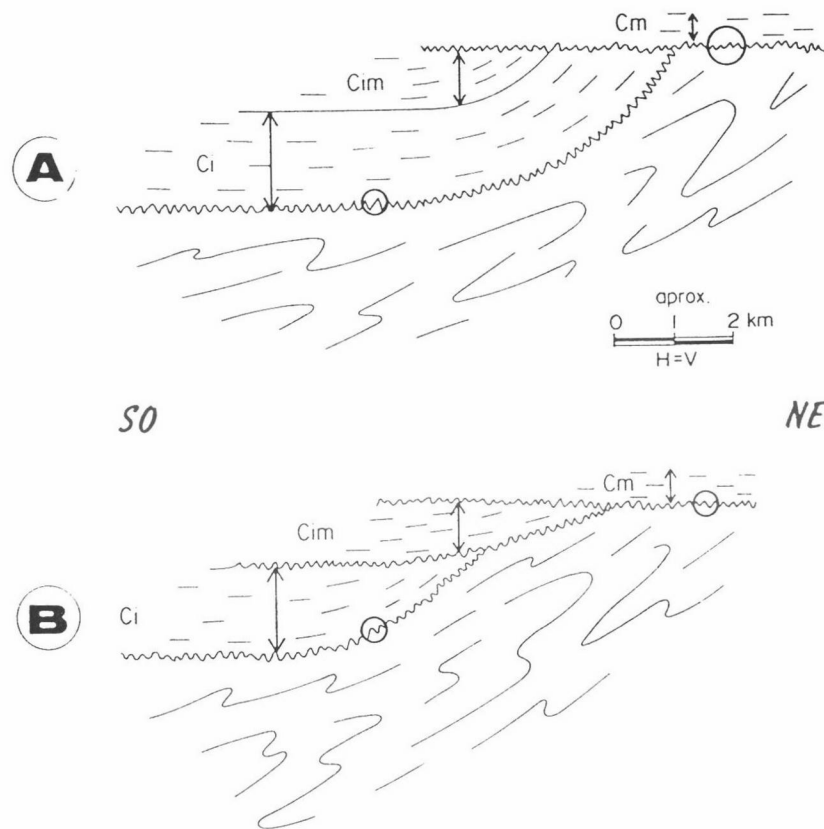


Fig. II.9: Reconstrucción de la cuenca carbonífera en el sector del Guadiato, mostrando las posibles relaciones geométricas entre los sucesivos carboníferos existentes (Ci: Carbonífero inferior de facies "Culm"; Cim: Carbonífero inferior-medio de facies detrítico-carbonatada; Cm: Carbonífero medio de facies continental). Los círculos y las flechas indican la posición aproximada en la que se observan las discordancias y las secuencias carboníferas, respectivamente. Véase discusión en el texto.

Si esta omisión se atribuye únicamente a una discordancia en la base del Westfaliense (opción A en la fig. II.9), sería necesaria una discordancia de gran ángulo, con las capas prewestfalienses casi perpendiculares a las capas westfalienses; tal ángulo no se observa. Es más razonable considerar esta erosión intracarbonífera (acuñamiento hacia el Norte de las secuencias de facies "Culm" y detrítico-carbonatada) de un modo progresivo, involucrando en el proceso a sendas discordancias (opción B en la fig. II.9): una en la base de la secuencia de facies detrítico-carbonatada y otra en la base de la secuencia continental. Esta interpretación se ve además apoyada por el hecho de que en los conglomerados de cada secuencia existen cantos provenientes de la secuencia inmediatamente infrayacente.

En cualquier caso, estos acuñamientos corresponden a discordancias sintectónicas progresivas, directamente relacionadas con la evolución tectónica en este intervalo de tiempo (véase el apartado IV.5.5).

### **II.1.5: Rocas ígneas precarboníferas**

En este apartado se describen varios cuerpos plutónicos anteriores al Carbonífero inferior. Todos ellos están afectados en mayor o menor grado por las deformaciones variscas, pudiendo considerarse en unos casos como ortoneises y en otros como granitoides deformados.

#### **II.1.5.1: Ortoneis de Mina Afortunada**

Al ONO de Hornachos (fig. II.1) existe un cuerpo granítico, alargado en dirección NO-SE, rodeado de rocas de la Serie Negra, que se denomina Ortoneis de Mina Afortunada (Chacón, 1979). Está compuesto por fenocristales de grano grueso de feldespato potásico y plagioclasa; la matriz tiene cuarzo, mica blanca, clorita y biotita, y cantidades accesorias de granate, apatito, circón y menas opacas. Con carácter minoritario existen facies aplíticas y otras ricas en biotita. Los estudios geoquímicos llevados a cabo (Ochsner, 1993; Azor, 1994) concluyen que se trata de un granito peraluminico procedente de la fusión parcial de rocas sedimentarias.

Este ortoneis fue datado por Ochsner (1993) mediante el método U-Pb sobre monacitas, obteniendo una edad de  $506.7 \pm 8.8 / - 6.6$  Ma (Cámbrico superior).

El carácter intrusivo o anatético de este cuerpo ha sido objeto de discusión. Abalos (1990) afirma que es un cuerpo anatético "in situ" relacionado con un evento metamórfico cadomiense de baja presión y alto gradiente térmico; Azor (1994) discute tal afirmación y

concluye, a partir de las relaciones de campo y del metamorfismo, que es un granitoide intrusivo en la Serie Negra deformado en condiciones de grado bajo durante la Orogenia Varisca.

#### **II.1.5.2: Granitoide deformado de Palomas**

Este granitoide aflora en el sector de Palomas (fig. II.2) y en algunos pequeños afloramientos situados al ENE. Se trata fundamentalmente de una diorita anfibólica (la composición varía de gabro a granodiorita), de tamaño de grano medio a grueso. Está compuesto por plagioclasa, hornblenda y cantidades menores de cuarzo, clorita, epidota, menas opacas y biotita; Apalategui et al. (1988c) y Almarza (1996) citan la presencia de clinopiroxeno. En el capítulo III se ofrecen datos químicos de este cuerpo plutónico.

Se sitúa siempre por debajo de las cuarcitas y conglomerados del Ordovícico inferior (que tienen cantos graníticos y de granos de feldespatos potásico), y aparece espacialmente junto a las tobas andesíticas y rocas volcanosedimentarias de la Formación Malcocinado en el afloramiento de Puebla de la Reina. Este cuerpo se considera integrado en el magmatismo que presenta la Formación Malcocinado. En este trabajo se han obtenido dos isocronas con muestras de este granito, que dan edades de  $576 \pm 86$  y  $532 \pm 180$  Ma (véase el capítulo III); aunque las isocronas obtenidas no son muy precisas, confirman que la edad de este granitoide está en concordancia con la edad Vendiciense-Cámbrico inferior que se le atribuye a la Formación Malcocinado.

#### **II.1.5.3: Granitoide deformado de Higuera de la Serena**

Este cuerpo aflora en el sector de Higuera de la Serena-Valle de la Serena a lo largo de varias bandas alargadas en dirección NO-SE (fig. II.2).

Las rocas que lo constituyen se pueden dividir en dos grupos (Apalategui et al., 1989c; Sánchez Cela y Gabaldón, 1977b), uno mayoritario formado por rocas graníticas, y otro de rocas básicas. Los granitos son porfídicos, de grano grueso, y están compuestos por feldespatos potásico (microclina), plagioclasa y cuarzo; en cantidades accesorias aparece biotita, clorita, opacos, apatito y circón. Las rocas básicas son cuarzodioritas y gabros cuarcíferos, fundamentalmente. Están compuestas por plagioclasa, anfíbol verde, escaso feldespatos potásico y, según los casos, cuarzo o clinopiroxeno. Los minerales accesorios son opacos, clorita, epidota, titanita y apatito.

Sánchez Cela y Gabaldón (1977b y 1978) consideraron que el contacto entre estas rocas

ígneas y las cuarcitas, arcosas y conglomerados circundantes (atribuidos al Devónico por los autores antes citados, y al Ordovícico inferior por Castro, 1987 y por Apalategui et al., 1988c) es gradual, por lo que propusieron la existencia de un “proceso metasomático granitizante” para explicar el origen de este granitoide. Sin embargo, todos los autores posteriores (Arriola et al., 1983; Castro, 1987; Apalategui et al., 1988c y en esta memoria) consideran que estas rocas ígneas son de edad preordovícica, ya que los conglomerados, con cantos de granito y feldespato potásico, atribuibles al Ordovícico inferior, se apoyan discordantes sobre ellas. Por tanto, este granitoide, al igual que el de Palomas, también es atribuible al magmatismo que presenta la Formación Malcocinado.

#### **II.1.5.4: Granitoide deformado de El Escribano**

Este cuerpo plutónico fué definido por Pérez Lorente (1979). Aflora en una banda de dirección NO-SE (fig. II.2) que parte del cortijo de El Escribano (al NE de Espiel) y hacia el SE continúa fuera del área estudiada. También existe otra estrecha banda situada en la base de la unidad alóctona, 8 km al NO de Espiel (véase el mapa geológico de la unidad alóctona). Su forma es tabular y tiene un espesor máximo de unos 800 metros.

En este cuerpo se han distinguido dos tipos de facies (Sánchez Carretero et al., 1989): una granodiorítica-tonalítica, que es la más abundante, compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita escasa, y como accesorios moscovita, hornblenda, apatito, circón, opacos, turmalina y titanita; la otra facies es cuarzodiorítica-diorítica y está compuesta por plagioclasa y hornblenda, con cantidades accesorias de cuarzo, biotita, opacos y titanita. También existen algunos niveles de anfibolitas, que Apalategui et al. (1985g) consideran enclaves. Estos últimos autores han reconocido también una facies granítica compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cantidades menores de biotita y moscovita; los minerales accesorios que aparecen son apatito, circón, turmalina y menas opacas.

Pérez Lorente (1979) interpretó este cuerpo como el resultado de la migmatización de los micaesquistos, cuarzoesquistos, metavolcanitas ácidas y anfibolitas atribuibles a la Formación Malcocinado, y que afloran inmediatamente al Norte del granitoide. Esta idea no ha sido corroborada posteriormente (Apalategui et al., 1985g; Sánchez Carretero et al., 1989), pues las rocas mencionadas no sobrepasan el grado medio de metamorfismo, ni se observa un paso gradual con el granitoide; más bien al contrario, este granitoide muestra relaciones intrusivas con la secuencia volcanodetrítica atribuible a la Formación Malcocinado. Por tanto, al igual que los granitoides que se acaban de describir en los apartados precedentes, el Granitoide de El Escribano también es atribuible al magmatismo que presenta la Formación Malcocinado.

Existen dos edades radiométricas (método K-Ar sobre roca total) en dos muestras de este granitoide (Bellon et al., 1979):  $452 \pm 22$  Ma (Caradoc) y  $327 \pm 16$  Ma (Viseense), que no se pueden interpretar como edades de protolitos, puesto que discordante sobre estas rocas se encuentra la Formación Torreárboles, de probada edad Cámbrico inferior.

#### **II.1.5.5: Leucogranitos y ortoneises de El Álamo**

Estas rocas afloran de manera discontinua desde Granja de Torrehermosa hasta Cerro Muriano (fig. II.7). En cada afloramiento han sido denominadas de manera distinta: en el sector de Fuenteovejuna, Ortoneis de la Sierra de las Cabras o Neis del Castaño (Pérez Lorente, 1971); al Oeste de Espiel, Granito de las Esiyas (Pérez Lorente, 1979); al Sur del Embalse de Puente Nuevo, Gneis de El Álamo (Almarza, 1976), que es donde mejor aflora.

Son rocas ácidas de emplazamiento superficial, con texturas aplítica, equigranular o porfídica a menudo borradas por la fuerte deformación dúctil que presentan. Están compuestas por fenocristales y porfiroclastos de tamaño de grano medio o grueso de feldespato potásico perfitico y cuarzo, con golfos de corrosión; la matriz, de grano fino, está compuesta también por feldespato potásico y cuarzo, con cantidades menores de plagioclasa y escasa biotita, clorita y moscovita; los minerales accesorios son circón, menas opacas, apatito y rutilo.

La edad de este leucogranito no se conoce. En los conglomerados del Carbonífero inferior de facies "Culm" del afloramiento del Guadiato hay cantos probablemente provenientes de este granito. Siempre intruye en la secuencia de Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo, preferentemente hacia la base, y está afectado por la misma deformación que tiene esta secuencia. Por ello, se le asigna tentativamente la misma edad ordovícica que se ha atribuido a las Cuarcitas y Micasquistos de El Hoyo.

#### **II.1.6: Rocas ígneas carboníferas**

Al igual que se ha hecho con las rocas ígneas precarboníferas, en este apartado se describen los cuerpos plutónicos de edad carbonífera. Estos cuerpos intruyen en la secuencia carbonífera de facies "Culm" o en materiales más antiguos. No se tratan las rocas ígneas que aparecen interestratificadas en la secuencia detrítica de facies "Culm", que ya han sido descritas en el apartado II.1.4.2. Los cuerpos intrusivos no están afectados, salvo excepciones, por ninguna deformación penetrativa.

### **II.1.6.1: El Granito de Valsequillo**

Este granito fue definido por Febrel (1963); aflora al Norte de Peñarroya e intruye en rocas ordovícico-devónicas en el núcleo del Anticlinal de Peraleda (fig. II.10).

Tiene textura equigranular con tamaño de grano grueso. Está compuesto por feldespato potásico perfitico, cuarzo, y plagioclasa en menor proporción. Los minerales accesorios son circón y apatito. Con carácter secundario hay menas opacas y clorita. Su edad no se conoce.

### **II.1.6.2: El Batolito de Los Pedroches**

El Batolito de Los Pedroches (fig. II.10) aflora casi ininterrumpidamente a lo largo de una banda de dirección NO-SE de unos 200 km, desde el sector de Linares hasta el Río Guadiana, con una anchura de 8-30 km. Forma parte de la gran alineación granítica Alburquerque-Mérida-Los Pedroches, considerada por algunos (Julivert et al., 1974) como el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

Este batolito está formado casi en su totalidad por rocas plutónicas, con existencia minoritaria de rocas volcánicas (Eguiguren, 1983; Arriola et al., 1985). Entre Zalamea de la Serena y Esparragosa de la Serena (en el extremo occidental del batolito) existe una sucesión volcanoclástica formada por tobas y epiclastitas andesíticas, y cineritas, tobas y aglomerados riolíticos, que Sánchez Carretero et al. (1990) interpretan que corresponden a un volcanismo precursor de la intrusión de los grandes cuerpos plutónicos que conformarán el Batolito de Los Pedroches.

Este batolito ha sido estudiado por numerosos autores (e.g. Martín Ramos y Rodríguez Gallego, 1975; Prost-Dame, 1980; Hertrich, 1980; Pascual, 1984; Eraso y Garrote, 1984; Arriola et al., 1985; Garrote et al., 1985; García Casco, 1986; Sánchez Pérez, 1986; Fernández Ruiz, 1987; Larrea, 1987; Carracedo, 1991; Larrea et al., 1996a y b; Aranguren et al., en prensa). Los diversos cuerpos que forman este batolito están relacionados entre sí por contactos intrusivos o transicionales, y se emplazan de forma progresiva, según la siguiente secuencia, de más antiguos a más modernos:

- Gabros, dioritas y granodioritas con ortopiroxeno. Sólo existen algunos pequeños cuerpos en los alrededores de Zalamea de la Serena (Arriola et al., 1985).
- Granodiorita de Los Pedroches, que cubre más de la mitad del área del batolito, y aflora fundamentalmente al Oeste del meridiano de Conquista. Es una roca de grano medio, localmente porfídica. Está compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita; los minerales accesorios son apatito, circón, hornblenda, rutilo, allanita y escasas menas opacas.

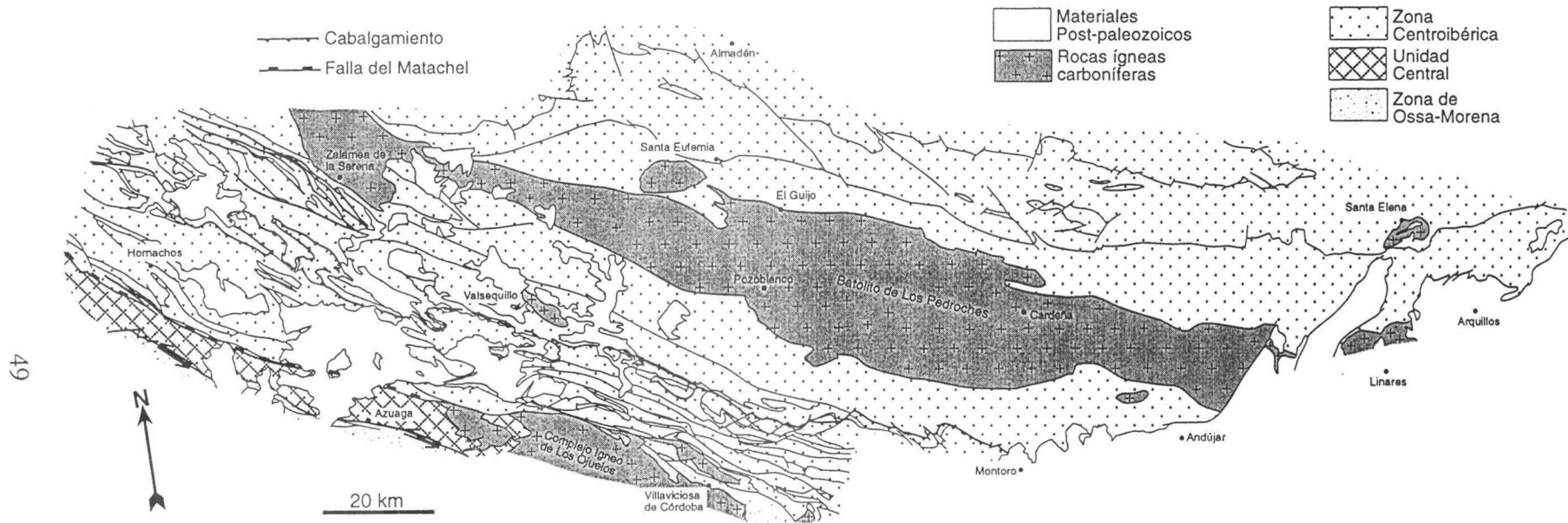


Fig. II.10: Afloramientos de rocas ígneas carboníferas en la parte meridional de la Zona Centroibérica.

Los enclaves son frecuentes, de composición tonalítica, cuarzodiorítica o diorítica y de las rocas encajantes. Asociada a esta granodiorita existe una red de diques de dirección N160°E o N-S. Esta red se sitúa en el sector de Pozoblanco-Cardena y nunca corta a los granitos porfídicos. Su composición es dacítica y traquiandesítica (Larrea et al., 1996b).

- Granitos porfídicos (de NO a SE son: Santa Eufemia, El Guijo, Cerro Mogábar, Cardena-Virgen de la Cabeza, Linares y Arquillos). Son de grano fino o grueso, con megacristales de feldespato potásico y matriz con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y a veces moscovita (de origen deutérico); los accesorios son apatito, circón, cordierita, andalucita, titanita y opacos. También en la zona central del batolito, los granitos porfídicos tienen asociada una red de diques de dirección N130-140°E, de composición riolítica.

- Leucogranitos, que afloran espacialmente asociados a los granitos porfídicos. A veces presentan textura aplítica. Están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita, cordierita y andalucita; como accesorios hay apatito y turmalina.

El plutón de Santa Elena, aunque no está cartográficamente alineado con el batolito (fig. II.10), puede considerarse también perteneciente a este complejo ígneo (Sánchez Cela y Aparicio, 1969). Posee numerosos enclaves sedimentarios e intruye a favor de un antiformal tardío (Rios, 1977). Se pueden distinguir dos tipos de rocas: granodioritas biotíticas (compuestas por plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y cantidades menores de hornblenda, moscovita, clorita, epidota, titanita, opacos, circón y apatito), que Charpentier (1976) considera similares a la granodiorita de Pedroches; y granitos moscovíticos (afloran sobre todo en el borde meridional del plutón), que Tamain (1972) asimila a los granitos aplíticos de Pedroches. Por el contrario, Larrea et al. (1995) consideran que el plutón de Santa Elena es genéticamente independiente de la asociación magmática del Batolito de Los Pedroches.

Las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches se pueden agrupar en dos conjuntos, separados por un hiato composicional (Prost-Dame, 1980; Pascual, 1984): uno granodiorítico, formado por las rocas básicas de Zalamea, la granodiorita de Pedroches y sus enclaves y la red de diques N-S, que constituye una asociación magmática de tipo I; y otro granítico, formado por los granitos porfídicos, los diques N135°E y los leucogranitos, de tipo S (García Casco, 1986). La génesis de ambas asociaciones aún es discutida: unos autores consideran que proceden de magmas distintos (Prost-Dame, 1980; García Casco y Pascual, 1987; García Casco et al., 1987a y b; Fernández Ruiz, 1987), mientras que otros plantean la existencia de una única serie magmática de variación continua (Lalieux, 1983; Tijero, 1983; Garrote et al., 1985; Eraso y Garrote, 1984; Sánchez Pérez, 1986; Carracedo, 1991).

El emplazamiento del Batolito de Los Pedroches provocó una aureola de metamorfismo



de contacto de 500-2.000 metros de anchura, que llega a alcanzar localmente la facies de corneanas piroxénicas. Las condiciones de emplazamiento se han estimado en más de 650°C y menos de 1 kbar (Sánchez Pérez, 1986; García Casco y Pascual, 1987; Donaire y Pascual, 1991).

Las edades radiométricas (K-Ar y Rb-Sr) obtenidas para el Batolito de Los Pedroches representan un intervalo de tiempo relativamente amplio, desde 350 Ma hasta 215 Ma (Penha y Arribas, 1974; Bellon et al., 1979; Lalieux, 1983; Fernández et al., 1990; Cueto et al., 1991). Para el conjunto del batolito, con los datos existentes se puede asumir una edad en torno a 290-315 Ma (Namuriense superior-Estefaniense), siendo los granitos algo posteriores a la granodiorita. Las isocronas más recientes (con el método Rb-Sr sobre roca total) dan edades de  $307 \pm 2$  Ma y  $308 \pm 6.5$  Ma (Westfaliense medio) para la granodiorita (Cueto et al., 1991 y Défalque et al., 1992 respectivamente), y  $300 \pm 6$  Ma (Westfaliense superior) para el plutón granítico de El Guijo (Fernández et al., 1990).

## II.2: UNIDAD CENTRAL

Las rocas que forman esta unidad (Azor, 1994; fig. II.11) son metasedimentos, ortoneises y anfibolitas. Los ortoneises son intrusivos en las rocas metasedimentarias y se sitúan preferentemente hacia la parte basal de la sucesión, al igual que las anfibolitas. Los metasedimentos son paraneises migmatíticos, micasquistos, metareniscas y cuarcitas de espesor centimétrico a métrico. Los ortoneises forman intercalaciones de espesor muy variable (desde centimétrico a kilométrico), y se distinguen varios tipos: ortoneises glandulares biotíticos, glandulares leucocráticos, aplíticos y anfibólicos; se han interpretado como originados durante un proceso de "rifting" cortical (Azor et al., 1995). Los niveles de anfibolitas son de espesor centimétrico a decamétrico, y se intercalan sobre todo entre los ortoneises; hay dos tipos de anfibolitas, sin granate y con granate. En este último tipo se han reconocido algunos relictos de eclogitas, lo que ha permitido establecer que estas rocas han sufrido un episodio de alta presión (Abalos et al., 1991).

Esta secuencia está limitada por fallas frágiles, y tiene un espesor visible de unos 4-5 km. Está afectada por una intensa deformación en régimen de cizallamiento dúctil, que generó una fábrica plano-linear o linear bien desarrollada. El buzamiento general de la foliación es hacia el NE (Azor, 1994).

Respecto de la edad de estas rocas, no se han encontrado fósiles en los metasedimentos. No obstante, existen varias dataciones radiométricas de los ortoneises que indican para éstos una edad Paleozoico inferior (Azor, 1994 y referencias en este trabajo; Azor et al., 1995).

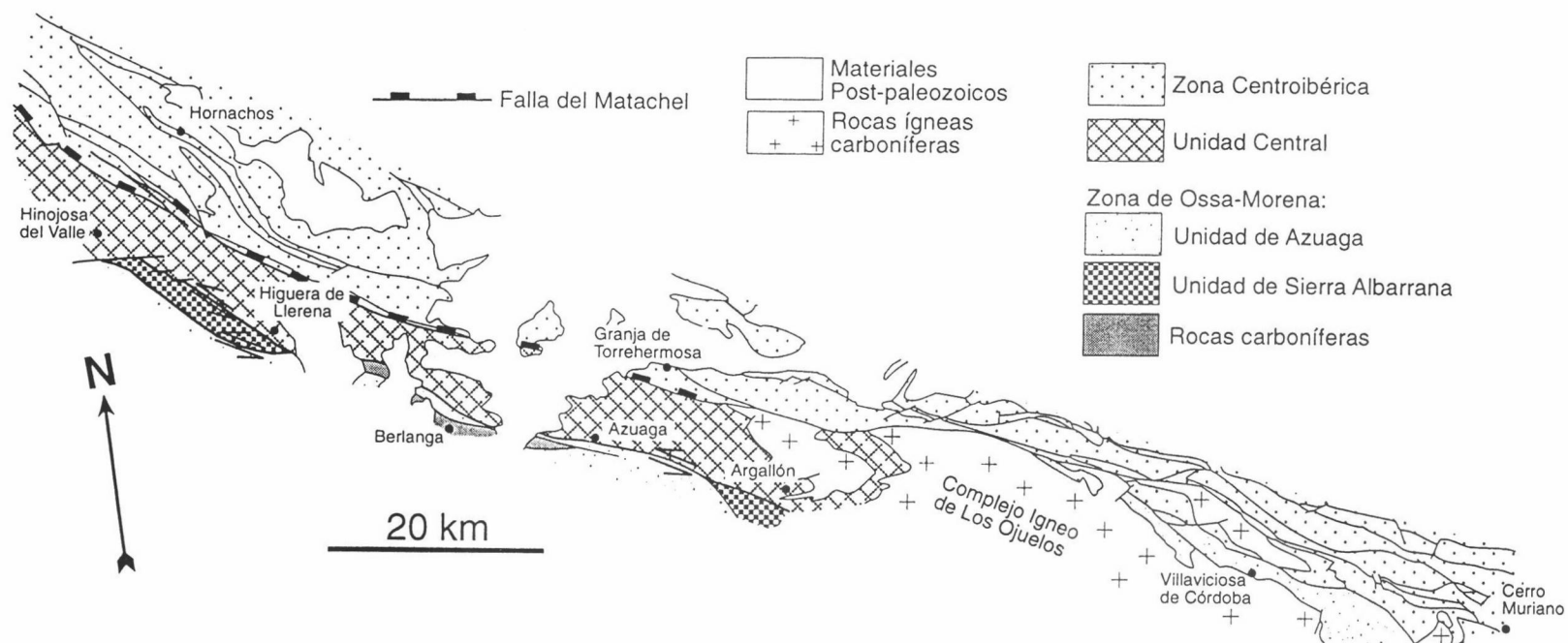


Fig. II.11: Esquema geológico de las unidades del borde NE de la Zona de Ossa-Morena.

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

### **II.3.1: Unidad de Azuaga**

En esta unidad (fig. II.11) se pueden distinguir dos secuencias de rocas: una preorogénica respecto de la Orogenia Varisca, de edad Precámbrico superior-Cámbrico; y otra sin-postorogénica, de edad Carbonífero, que no está afectada por las deformaciones dúctiles que afectan a las rocas precarboníferas (Azor, 1994).

Las rocas del Precámbrico superior-Cámbrico son las correspondientes a la Serie Negra y a las Formaciones Malcocinado, Torreárboles, Pedroche y Villares (Azor, 1994). Estas formaciones son similares a las que afloran en el Dominio Lusitano-Alcúdico, y han sido descritas en el apartado II.1.2.2.

Las rocas carboníferas afloran, al igual que en la unidad alóctona del borde meridional de la Zona Centroibérica, discordantes sobre una secuencia de rocas ya plegada. En el área estudiada aparecen los afloramientos de Benajarafe (que ya se ha descrito en el apartado II.1.4.2) y el de Berlanga.

El afloramiento de Berlanga (fig. IV.11) está en buena parte limitado por fallas que determinan su morfología alargada. Las rocas que lo forman son conglomerados y areniscas con intercalaciones de pizarras, calizas de carácter bioclástico y escasas rocas volcánicas ácidas (Apalategui et al., 1985c). El espesor visible es de unos 600-700 metros. Las pizarras contienen restos de plantas y fósiles marinos de edad Vieense superior (Quesada y Garrote, 1983).

Otros afloramientos carboníferos de la Unidad de Azuaga fuera del área estudiada son los de Valdeinfierno (con sedimentos fluvio-lacustres del Tournaisiense superior; Wagner, 1978; Wagner et al., 1983) y Guadalcanal (Westfaliense-Pérmico inferior; Broutin, 1974 y 1977; Quesada y Garrote, 1983; Apalategui et al., 1985e).

### **II.3.2: Unidad de Sierra Albarrana**

En esta unidad no afloran rocas atribuibles al Carbonífero. La secuencia de rocas, de edad Paleozoico inferior, es diferente de la del resto de la Zona de Ossa-Morena, y está afectada por metamorfismo y deformaciones dúctiles intensos. De muro a techo consta de (Azor, 1994): - Micaesquistos de La Albariza (Delgado Quesada, 1971). Este tramo está separado del resto de la sucesión por una zona de cizalla dúctil, por lo que las relaciones estratigráficas entre este tramo y el resto de la unidad no están bien establecidas. Se trata de un conjunto de unos 3.000-

4.000 metros de esquistos pardos con cristales centimétricos de estauroлита y andalucita, con algunas intercalaciones de anfibolitas (a veces granatíferas), cuarcitas blancas y metareniscas. Azor (1994) ha señalado la existencia de icnofósiles que implican una edad Vendense superior o Fanerozoico para estas rocas.

- Neises Migmatíticos y Anfibolitas (Azor, 1994). Este tramo está compuesto por unos 500-1.000 metros de neises migmatíticos blanquecinos con intercalaciones de metareniscas, esquistos, cuarcitas feldespáticas y paraanfibolitas.

- Cuarcitas de Sierra Albarrana (Delgado Quesada, 1971). Sobre el tramo anterior se sitúan cuarcitas feldespáticas blancas, en bancos centimétricos a métricos, con intercalaciones de esquistos oscuros y anfibolitas. También existen algunos cuerpos pegmatíticos. El espesor de este tramo varía entre 50 y 500 metros. La mayoría de los autores han considerado que estas cuarcitas son de edad precámbrica (e.g. Delgado Quesada 1971; Garrote et al., 1980; Quesada et al., 1990), aunque Apalategui et al. (1985d) las ha correlacionado con la Cuarcita Armoricana. Los únicos restos paleontológicos (icnofósiles) que se han encontrado permiten atribuirles una edad Cámbrico u Ordovícico (Marcos et al., 1991; Azor, 1994).

- Neises Migmatíticos, Esquistos y Metareniscas (Azor, 1994). Sobre las Cuarcitas de Sierra Albarrana se sitúa un tramo constituido por neises migmatíticos con intercalaciones de metareniscas en la parte inferior, y por esquistos y metareniscas con intercalaciones cuarcíticas en la parte media y superior. La potencia de este tramo es de unos 3.000-4.000 metros. No se han encontrado fósiles en estas rocas, pero su edad debe ser paleozoica ya que se apoyan sobre las Cuarcitas de Sierra Albarrana, de edad Paleozoico inferior.

Este tramo aparece en el mapa geológico en dos afloramientos (fig. II.11), limitados por fallas: uno al Sur de Argallón, cuya prolongación hacia el Sur constituye el mayor afloramiento de la Unidad de Sierra Albarrana; el otro afloramiento se sitúa al NO, desplazado por la Falla de Azuaga, entre Higuera de Llerena e Hinojosa del Valle.

#### II.4: CORRELACIÓN DE LAS FORMACIONES PREORDOVÍICAS

Las relaciones estratigráficas entre las sucesiones de rocas preordovícicas que afloran en el Dominio Lusitano-Alcúdico y en el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena son objeto de discusión. La principal discrepancia estriba en la posición de la Serie Negra respecto del conjunto Alcudiense.

Unos autores han propuesto que el Alcudiense inferior está discordante sobre la Serie Negra (Gonçalves, 1971; Teixeira, 1979; Herranz, 1985), basándose principalmente en la existencia de cantos de cuarcitas negras (probablemente provenientes de la Serie Negra) en los

conglomerados del Alcudiense inferior. Otros autores sostienen que entre el conjunto Alcudiense inferior-superior (sin discordancia entre ellos; Vidal et al., 1994b) y la Serie Negra existe un cambio de facies (Vidal et al., 1994a); estos últimos autores se fundamentan en las dataciones realizadas por Schäfer et al. (1993) sobre circones detríticos contenidos en rocas de la Serie Negra, que han proporcionado una edad de 565 Ma. Esta edad corresponde al Precámbrico (Odin y Odin, 1990) o al Cámbrico inferior (Haq y Van Eysinga, 1987; Harland et al., 1989), según la escala cronoestratigráfica utilizada.

De las anteriores propuestas, la más probable es la primera, por los siguientes motivos:

- La edad de los circones detríticos de la Serie Negra es incompatible con otros datos geológicos. En primer lugar, la Serie Negra no puede ser de edad Cámbrico, puesto que entre la Serie Negra y la Formación Torreárboles, que contiene icnofauna del Cámbrico inferior bajo (Fedonkin et al., 1983; Liñán, 1984), está situada la Formación Malcocinado. Entre la Serie Negra y la Formación Malcocinado existe una discordancia de importancia variable según la zona considerada, pero que registra una cierta deformación cadomiense. En segundo lugar, los 565 Ma de los circones de la Serie Negra son incompatibles con la edad de 595 Ma de los ortoneises intrusivos en la Serie Negra (Bellon et al., 1979) y con la edad de 585 Ma del Granito de Ahillones (Schäfer et al., 1990), intrusivo en la Formación Malcocinado.
- La Formación Malcocinado es correlacionable con el Alcudiense inferior. Esta correlación se basa en la existencia, en ambas formaciones, de conglomerados con cantos de cuarcitas negras y de rocas volcánicas similares. Además, suprayacentes a ambas formaciones se sitúan discordantemente formaciones detríticas con intercalaciones de calizas (que tienen icnofauna del Cámbrico inferior): sobre la Formación Malcocinado se sitúan la Formación detrítica de Torreárboles y la Formación carbonatada de Pedroche; sobre el Alcudiense inferior se sitúa el Alcudiense superior, que incluye las calizas de Hinojosas en el Valle de Alcudia, y por encima se encuentran, en los Montes de Toledo, las Calizas de Navalucillos, que tienen arqueociatos del Cámbrico inferior, y han sido correlacionadas con la Formación Pedroche (Zamarreño, 1978). Con respecto a las relaciones entre el Alcudiense inferior y superior, la existencia de una discordancia angular entre ambos conjuntos sólo ha sido cuestionada por Vidal et al. (1994b), mientras que son muchos los autores que la han descrito en numerosos afloramientos (e.g. Redlin, 1955; Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Palero, 1993; véase el apartado IV.2.2).

La argumentación anterior permite proponer un esquema de correlación entre las formaciones preordovícicas que afloran en el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena y en el Dominio Lusitano-Alcúdic, tanto al Sur como al Norte del Batolito de Los Pedroches (fig. II.12).

Según esta correlación, las rocas más antiguas que afloran son las de la Serie Negra, a la que se puede atribuir una edad Rifeense-Vendiense, sin más precisiones. Estas rocas han sufrido, aunque no con carácter general, deformación y metamorfismo (véanse los capítulos IV y V) relacionados con un evento finiprecámbrico o cadomiense.

Sobre la Serie Negra se apoyan discordantes las formaciones volcanodetríticas de Malcocinado en el borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena y al Sur del Batolito de Los Pedroches en el Dominio Lusitano-Alcúdico, y probablemente el Alcudiense inferior en el resto del dominio. A estas formaciones se les puede atribuir una edad Vendiense, con las siguientes matizaciones:

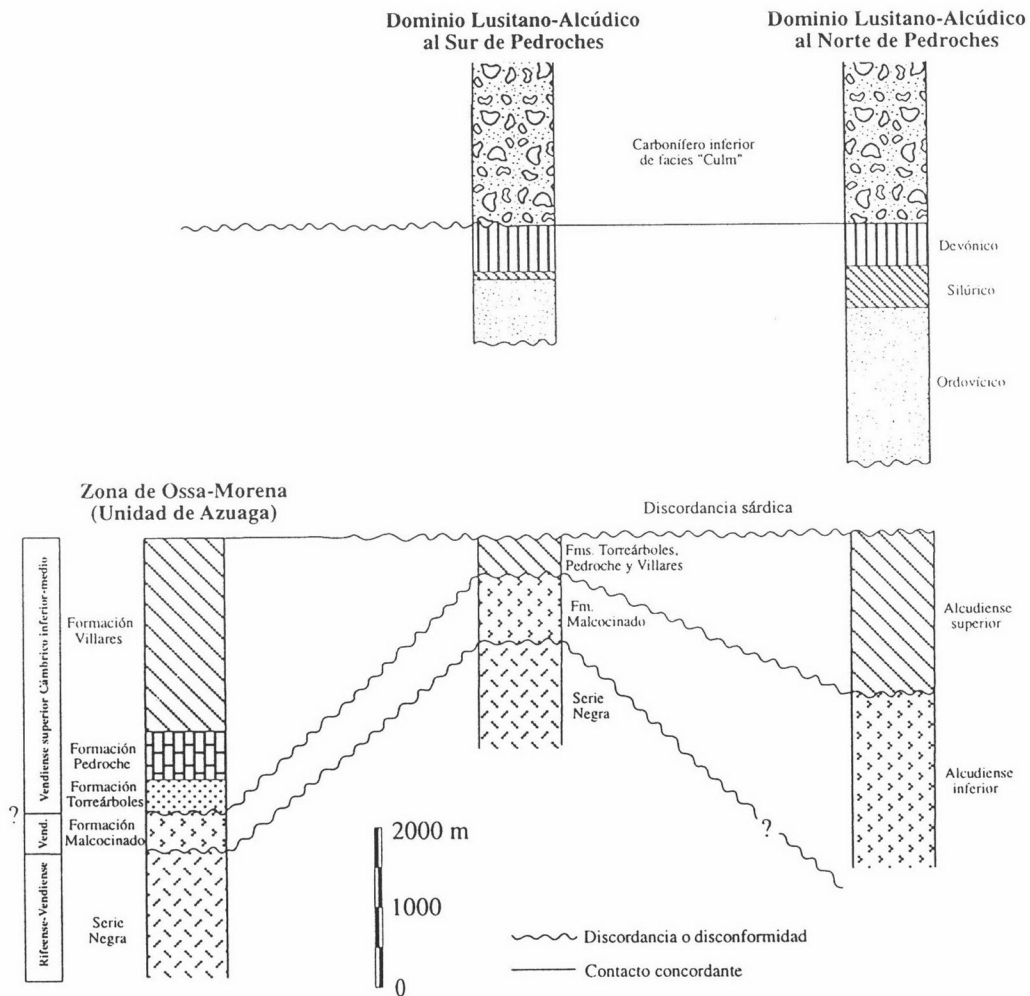


Fig. II.12: Propuesta de correlación de las series estratigráficas de la Zona de Ossa-Morena y del Dominio Lusitano-Alcúdico.

- Las asociaciones de icnofauna del Alcudiense inferior, aunque son típicas del Vendiente, también pueden encontrarse en un Paleozoico temprano (Vidal et al., 1994a).
- Los microfósiles de pared orgánica y las cianobacterias encontradas en la Formación Malcocinado (Liñán y Palacios, 1983; Liñán, 1984) son característicos del Vendiente medio-superior (Quesada et al., 1990). No obstante, las edades radiométricas de algunos granitoides intrusivos en esta formación, en torno a 540 Ma, pueden ser consideradas como claramente cámbricas, sea cual sea la escala cronoestratigráfica utilizada.

Sobre las formaciones anteriores se sitúan, discordantemente, las formaciones Torreárboles y Pedroche (en la Zona de Ossa-Morena y al Sur del Batolito de Los Pedroches en el Dominio Lusitano-Alcúdico) y el Alcudiense superior (al Norte del Batolito de Los Pedroches). La edad de estas formaciones es Vendiente terminal-Cámbrico inferior, aunque a este respecto también hay que realizar algunas matizaciones:

- La icnofauna de la Formación Torreárboles es claramente del Cámbrico inferior (Fedonkin et al., 1983; Liñán, 1984), y no se han encontrado restos más antiguos.
- Aunque en la parte alta del Alcudiense superior existe icnofauna que alcanza el Cámbrico inferior (García Hidalgo, 1993), buena parte del conjunto es de edad Vendiente (e.g. Brasier y Cowie, 1989; San José et al., 1990).

Como puede apreciarse, en el esquema propuesto existe un aparente diacronismo entre algunas de las formaciones correlacionadas entre sí. Hay que tener en cuenta que esta propuesta de correlación está basada en similitudes litológicas y relaciones de yacencia entre las sucesiones implicadas, y que no existen asociaciones faunísticas concretas de edad bien establecida. Las edades atribuidas a estas formaciones (sobre todo a las infracámbricas), a partir de los estudios paleontológicos de diversos autores, están basadas fundamentalmente en icnofauna, cuyo valor bioestratigráfico no permite realizar grandes precisiones de edad.

## II.5: ROCAS POSTPALEOZOICAS

Las rocas postpaleozoicas que afloran en el área estudiada se pueden dividir en cuatro conjuntos: Triásico, Mioceno, rañas pliocuaternarias y sedimentos de fondo de valle y suelos cuaternarios. Estas rocas se disponen prácticamente horizontales y en discordancia sobre el zócalo paleozoico arrasado y peneplanizado.

En el mapa geológico general se han diferenciado las rocas triásicas del resto. En el mapa geológico de la unidad alóctona no afloran las rocas triásicas, y se han diferenciado los sedimentos de fondo de valle y los suelos cuaternarios, del resto de rocas postpaleozoicas.

La sucesión de rocas triásicas aflora desde las inmediaciones de Montoro y se prolonga

hacia el Este, fuera del área estudiada. Azcárate et al. (1977 Linares) han diferenciado los siguientes tramos de muro a techo:

- Facies de base (10-20 metros) compuesta por conglomerados y areniscas de colores rojizos, con un suave buzamiento hacia el Sur.
- Facies arcillo-arenosa (100-200 metros) compuesta por lutitas rojas o verdes, con algunas intercalaciones areniscosas hacia la base.
- Facies arenoso-carbonatada (50 metros) compuesta por una alternancia de areniscas, argilitas y niveles centimétricos de margocalizas y dolomías micríticas.

Los mismos autores atribuyen estas rocas de facies germánicas al Buntsandstein (los dos primeros tramos) y al Muschelkalk (el tercer tramo).

Las rocas miocenas afloran en la depresión del Guadalquivir. Se apoyan mediante disconformidad sobre los materiales triásicos, y mediante discordancia sobre el zócalo paleozoico allí donde los materiales triásicos no se sedimentaron o fueron erosionados.

Azcárate et al. (1977) han diferenciado tres tramos que de muro a techo son:

- Tramo inferior transgresivo, formado por unos 20 metros de brechas, conglomerados y microconglomerados que pasan hacia techo a arenas y areniscas con cemento carbonatado.
- Tramo medio formado por 200 metros de margas y margoarcillas.
- Tramo terminal formado por calizas impuras y areniscosas con intercalaciones margosas.

La edad de esta secuencia, determinada mediante macro y microfauna por los autores anteriores, es Mioceno medio y superior.

Las rañas pliocuaternarias afloran irregularmente repartidas sobre la mitad occidental del área estudiada. Son sedimentos continentales constituidos por arcillas rojas que engloban cantos redondeados fundamentalmente cuarcíticos. Su potencia no sobrepasa unas decenas de metros.

Los sedimentos de fondo de valle están constituidos por limos, arenas y gravas cuarcíticas. Afloran en terrazas fluviales y en la llanura de inundación de los ríos actuales más importantes (e.g. Guadalquivir, Zújar, Guadiato, Guadalmez).

En el sector de Fuenteovejuna-Villanueva del Rey se han diferenciado varios afloramientos de suelos aluviales (Apalategui et al., 1985f). Están constituidos por limos y arenas; estos suelos alcanzan su mayor desarrollo sobre rocas neísicas de la Serie Negra.



## CAPÍTULO III: GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA FORMACIÓN MALCOCINADO

### III.1: INTRODUCCIÓN

Este capítulo se dedica al estudio de las rocas ígneas generadas durante la actividad magmática que existió en el Precámbrico terminal-Cámbrico inferior. Estas rocas ígneas, junto con otras de naturaleza sedimentaria y volcanosedimentaria, constituyen la Formación Malcocinado, cuyas características generales se han mostrado en el apartado II.1.2.2. Además del estudio geoquímico, también se han realizado tres dataciones radiométricas mediante el método Rb-Sr sobre roca total. Todo el trabajo analítico se ha realizado en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, con la colaboración de la Dra. P. Montero y el Profesor F. Bea.

#### III.1.1: Metodología analítica

El estudio geoquímico se ha basado en 23 muestras de roca. Cada muestra está constituida por entre 5 y 10 kilogramos de roca, dependiendo del tamaño de grano de los minerales. Después de un lavado, se utilizó una machacadora con mandíbulas de acero endurecido que disgrega la roca en fragmentos de aproximadamente 1 centímetro. Estas mandíbulas producen contaminación de Cr en las muestras. A continuación se utilizó un molino de anillos excéntricos de carburo de tungsteno, obteniendo el polvo analítico (de tamaño de grano menor de 25 micras). El molino de anillos produce contaminación de W y Co.

Los **elementos mayores** (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn, P) se determinaron mediante fluorescencia de rayos X sobre perlas preparadas por fusión con tetraborato de Li. El equipo utilizado fue un espectrómetro secuencial automático modelo PHILIPS PW 1410. Los resultados analíticos se expresan como % en peso del óxido correspondiente a cada elemento. Durante el análisis se pierden los volátiles (H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> principalmente), que se contabilizan como P.C. (pérdida por calcinación). La precisión analítica es de  $\pm 1.5\%$  relativo para concentraciones mayores del 1%, y de  $\pm 5\%$  relativo para concentraciones en torno al 0.1%.

Los **elementos traza** determinados han sido: Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Mo, Sn, Tl, Pb, U, Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Estos elementos se determinaron mediante un espectrómetro de masas con fuente de ionización por antorcha de plasma acoplada inductivamente (ICP-MS)

modelo PERKIN ELMER Sciex- Elan 5000. Las muestras se atacaron en un reactor a presión dentro de un horno microondas con una mezcla 2:3 de  $\text{HNO}_3$  + HF durante 2 horas. Después de sucesivas evaporaciones a sequedad y redisoluciones con  $\text{HNO}_3$ , las muestras se han diluido en 100 ml. de  $\text{HNO}_3$  4%. Como patrones internos se han usado Rh y Re. La precisión estimada es mejor que  $\pm 2\%$  relativo para concentraciones de analito de 10 ppm, y  $\pm 5\%$  relativo para concentraciones de 1 ppm. Los resultados analíticos se expresan en ppm de cada elemento.

Para las dataciones Rb-Sr se han utilizado 14 muestras, algunas de ellas también usadas en el estudio geoquímico. A continuación se describen los métodos analíticos empleados.

Para la determinación de las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  se tomó 0.1 g. de cada muestra, que se atacaron de la misma manera que la indicada para los elementos traza. Se han utilizado exclusivamente reactivos ultralimpios obtenidos mediante destilación “sub-boiling” de ácidos calidad “Suprapur”. Las determinaciones se han realizado con el mismo espectrómetro de masas usado para los elementos traza.

De cada muestra se han realizado tres replicados; como patrones internos se han usado Re y Rh, y como patrones externos rocas naturales. La reproductibilidad es mejor de  $\pm 1.2\%$  relativo ( $2\sigma$ ).

Para la determinación de las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se tomó 0.1 g. de cada muestra, que se atacaron con una mezcla de  $\text{HNO}_3$  + HF (destilados “sub-boiling”) en un reactor de teflón a presión durante 48 horas. Después de sucesivas evaporaciones, el residuo se redissuelve en 5 ml. de HCl 2.5N. Uno de ellos se eluye en columnas de resinas de cambio iónico BIO-RAD AG50.X8 200-400 mesh. La fracción resultante que contiene Sr se evapora y el residuo se carga en un filamento de Re para ser analizado en el espectrómetro.

Las determinaciones instrumentales se han realizado en un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica (TIMS) modelo FINNIGAN MAT 262 con multicolector (7 Faraday Cups) variable y RPQ. Las medidas se han realizado en modo estático.

El error instrumental se ha calculado sobre 25 medidas diferentes a lo largo de 2 años del standard internacional NBS-9876. La reproductibilidad para las 25 medidas es de  $\pm 0.0018\%$  relativo ( $2\sigma$ ). El error global del laboratorio se ha calculado a partir de 20 medidas del standard en polvo WS-E, correspondientes a otros tantos ataques a lo largo de varios meses; la reproductibilidad sobre estos 20 análisis es  $\pm 0.003\%$  relativo ( $2\sigma$ ).

Las **isocronas** se han calculado con el modelo 3 de York (1969), que considera que la dispersión de los puntos sobre la recta de regresión calculada, además de deberse a errores analíticos, procede de la alteración de las muestras o de que la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial no era constante (es decir, el magma no era 100% homogéneo). En el modelo 3 no se calcula el parámetro MSWD (“Mean Squares of Weighted Deviates”); este parámetro sólo se usa cuando

la isocrona se calcula con el modelo 1 de York (1969), que considera las muestras perfectas y la dispersión sólo procede del error analítico. No obstante, dado que en los estudios geocronológicos este parámetro es una buena estimación de la dispersión de los puntos sobre la recta de regresión calculada, en la descripción de las isocronas se indicará el valor del MSWD calculado con el modelo 1 de York (1969).

Los cálculos se han realizado mediante el programa ISOPLOT V (Ludwig, 1992).

### III.1.2: Antecedentes

Los únicos trabajos previos que han aportado datos geoquímicos sobre rocas ígneas de la Formación Malcocinado son los de Sánchez Carretero et al. (1989), Ochsner (1993) y Almarza (1996).

Sánchez Carretero et al. (1989) describen las rocas de la Formación Malcocinado y analizan los elementos mayores de varias rocas volcánicas y algunos granitoides (entre ellos, el de El Escribano). Estos autores concluyen que se trata de un magmatismo calcoalcalino, y proponen la existencia de un arco volcánico asociado a una zona de subducción finiprecámbrica situada al Norte de la Zona de Ossa-Morena y que buzará hacia el Sur.

Ochsner (1993) ha analizado elementos mayores, traza y tierras raras de los Granitoides de Ahillones y el Mosquil (situados en la Zona de Ossa-Morena), y establece cierta afinidad con los granitos formados en una zona de subducción.

Almarza (1996) analiza elementos mayores y traza de rocas atribuibles a la Formación Malcocinado, y establece distintas series magmáticas para cada grupo de rocas:

- El Granitoide deformado de Palomas correspondería a una serie toleítica que evoluciona inicialmente hacia trondjemitas, pero que por contaminación cortical deriva finalmente en términos calcoalcalinos.
- En las rocas volcánicas de Puebla de la Reina reconoce el bajo contenido en  $K_2O$  y muestra una cierta tendencia trondjemítica, aunque luego afirma que se trata de rocas de tipo toleítico.
- El Granitoide deformado de Higuera de la Serena tiene, por el contrario, alto contenido en  $K_2O$ , lo que según este autor sugiere cierta tendencia shoshonítica. También afirma que este granitoide procede de la mezcla de dos magmas distintos, uno granítico-granodiorítico y otro cuarzdiorítico-monzonítico.

En resumen, este autor concluye que todas estas rocas fueron generadas en un orógeno de colisión, con probable participación de corteza oceánica.

En relación con los trabajos geocronológicos previos, existen dos dataciones en granitoides de la Formación Malcocinado de la Zona de Ossa-Morena:  $585 \pm 5$  Ma para el

Granitoide de Ahillones (U-Pb sobre circones; Schäfer et al., 1990), y 543 + 5.7 - 4.7 Ma para el Granitoide del Mosquil (U-Pb sobre circones; Ochsner, 1993).

### III.2: DESCRICIÓN PETROGRÁFICA

El muestreo realizado de las rocas ígneas de la Formación Malcocinado comprende tanto rocas volcánicas como plutónicas procedentes de la parte meridional de la Zona Centroibérica (18 muestras) y en menor medida de la parte septentrional de la Zona de Ossa-Morena (5 muestras). El metamorfismo regional que afectó a estas rocas es de grado muy bajo o bajo; los minerales metamórficos más abundantes son clorita, epidota, calcita y tremolita. Salvo algunas excepciones, las rocas muestreadas están afectadas por escasa o nula deformación.

Las 23 muestras recogidas se pueden agrupar, a partir de su procedencia, del siguiente modo: 5 proceden del área de Usagre (situada en la Zona de Ossa-Morena), y el resto son de la Zona Centroibérica (fig. III.1): 6 de Puebla de la Reina, 4 de Palomas, 4 de El Retamal; las 4 muestras restantes proceden de otros afloramientos (2 del Norte de Llera, 1 de Hornachos y 1 de Granja de Torrehermosa).

a) Usagre: (muestras 155 a 159; estas muestras están situadas 4 km al NE de Usagre; coordenadas UTM en el anexo de situación de muestras).

- Las muestras 155, 158 y 159 son andesitas / andesitas basálticas con textura holocristalina inequigranular porfídica seriada con fenocristales de tamaño de grano medio y matriz fina o muy fina. Los fenocristales son plagioclasas hipidiomorfas parcialmente alteradas a sericita, epidota y calcita; pueden llegar a constituir el 40% de la roca. La muestra 155 también tiene algunos fenocristales de anfíbol (probablemente tremolita). La matriz está constituida por un agregado de plagioclasa, clorita, epidota, menas opacas (2%; 10% en la muestra 159), calcita y óxidos de hierro.

- La muestra 156 es un gabro con textura equigranular de tamaño de grano fino compuesto por un 40% de cristales de anfíbol de grano medio-fino, transformados a un agregado de clorita, posiblemente tremolita y epidota, rodeados por una matriz alterada con plagioclasa, clorita, epidota, probablemente tremolita y menas xenomorfas.

- La muestra 157 es una toba filítica, de origen epiclástico, con textura porfiroclástica esquistosa con clastos de grano fino y matriz muy fina. Los clastos son trozos de roca (compuestos por cuarzo, feldespato, epidota, clorita, menas y óxidos) y trozos de plagioclasa, anfíbol, menas opacas, cuarzo, feldespato y epidota. La matriz, alterada, está compuesta por clorita y cantidades menores de epidota, cuarzo, menas opacas y óxidos de hierro.

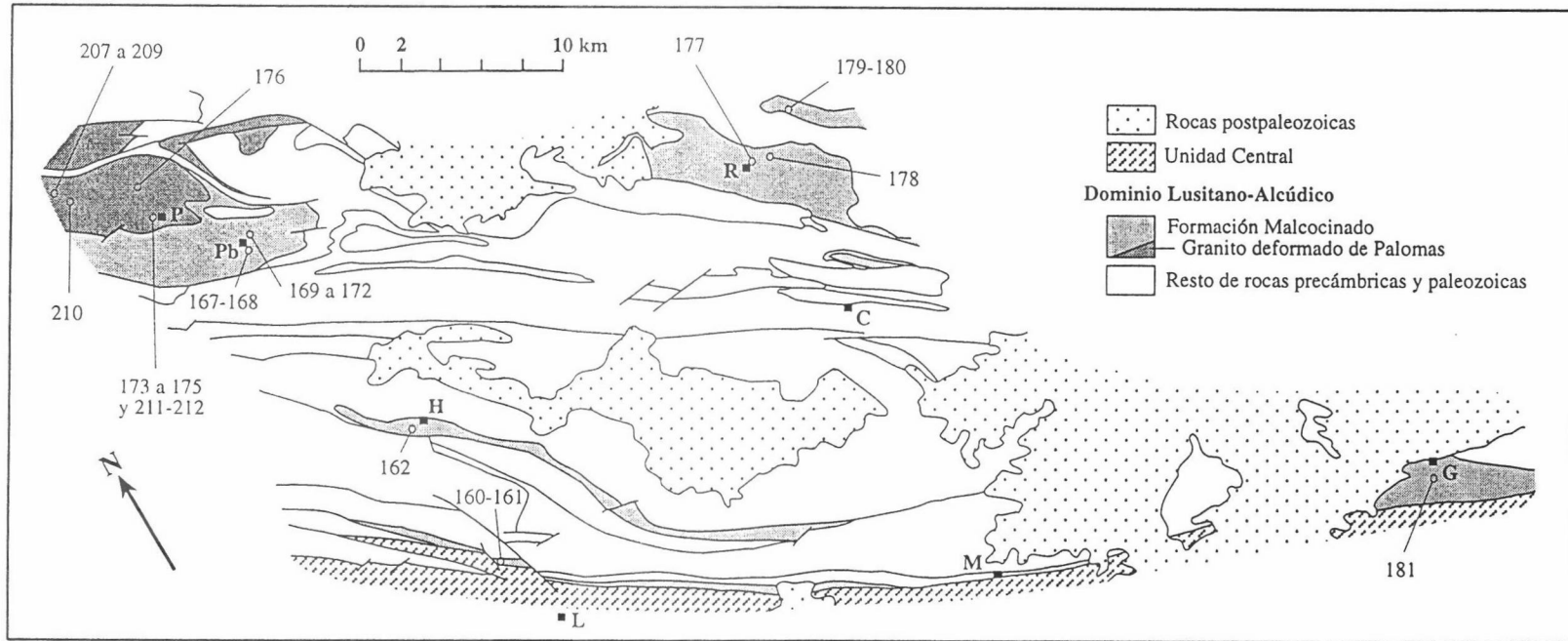


Figura III.1. Mapa geológico esquemático del Dominio Lusitano-Alcúdico en el sector de Hornachos. Se indica la posición de las muestras utilizadas en el estudio geoquímico y geocronológico de la Formación Malcocinado. C: Campillo de Llerena; G: Granja de Torrehermosa; H: Hornachos; L: Llera; M: Maguilla; P: Palomas; Pb: Puebla de la Reina; R: Retamal.

b) Puebla de la Reina: (muestras 167 a 172; fig. III.1). Son tobas andesíticas con caracteres que indican un origen piroclástico (trozos de roca centimétricos-decimétricos, aplastados y con formas flameadas, texturas soldadas...). Tienen textura inequigranular porfídica seriada con fenocristales de grano grueso-medio y matriz fina-muy fina. Los fenocristales (15-30%) son de plagioclasa (y quizás feldespatos potásicos en escasa proporción) idiomorfa o hipidiomorfa, que presentan un grado muy variable de alteración a sericita y sobretodo a epidota y calcita. La matriz suele estar constituida por plagioclasa y, sobre todo, por un agregado secundario de cuarzo, epidota, calcita, clorita, menas opacas y óxidos.

c) Palomas: (muestras 173 a 176; fig. III.1). Estas muestras proceden del Granitoide deformado de Palomas, que es uno de los cuerpos intrusivos de la Formación Malcocinado. Composicionalmente son dioritas anfibólicas, aunque varían desde gabros (muestra 175) a granodioritas (muestra 176). Tienen textura holocristalina equigranular de tamaño de grano medio-grueso. Las fases mayoritarias son plagioclasa (40%) subidiomorfa, a veces zonada, parcialmente sericitizada, hornblenda (10-60%) verde-marrón hipidiomorfa, más o menos cloritizada o epidotizada. Cantidades importantes de cuarzo intersticial xenomorfo (hasta 45% en la muestra 176) pueden aparecer en los términos más ácidos. Los minerales accesorios son menas opacas idiomorfas, corroídas (1-2%) y ocasionalmente biotita (0.5% en la muestra 173). Apalategui et al. (1988c) y Almarza (1996) citan la presencia de clinopiroxeno en las facies más básicas.

Las muestras 207 a 212 (fig. III.1) sólo se han utilizado en el estudio geocronológico. Sus características petrográficas son similares a las de las muestras precedentes.

d) Retamal: (muestras 177 a 180; fig. III.1).

- Las muestras 177 y 178 son basaltos con textura holocristalina inequigranular porfídica con fenocristales de grano medio-grueso y matriz fina-muy fina. Los fenocristales (5%) son de plagioclasa subidiomorfa algo sericitizada. La matriz está formada por un agregado de plagioclasa acicular y piroxeno granular (de tipo augita) en proporciones similares y menas opacas en cantidades accesorias. Minerales secundarios son óxidos y calcita amigdalares.

- La muestra 179 es un basalto (con estructuras "pillow") de textura holocristalina inequigranular porfídica de grano medio-fino y matriz vesicular. Los fenocristales (7%) son de olivino idiomorfo y están completamente transformados a serpentina, óxidos y algunas menas opacas. La matriz está compuesta por plagioclasa acicular (con crecimiento en cola de golondrina) y posiblemente actinolita secundaria.

- La muestra 180 es un gabro con textura equigranular de grano medio-grueso, constituido por plagioclasa (40%) idiomorfa algo sericitizada, piroxeno (40%) augítico xenomorfo, magnetita (3%) esquelética y fases secundarias intersticiales (17%, clorita y calcita).

e) Otros afloramientos: - La muestra 160 (fig. III.1) es una dacita con textura inequigranular porfídica seriada con fenocristales de grano medio-grueso y matriz fina, foliada. Los fenocristales (25%) son de plagioclasa hipidiomorfa, con los bordes corroídos. La matriz tiene feldespato potásico y cuarzo mayoritarios y en proporciones similares, clorita férrica (7%), menas (0.5%, idiomorfas e intersticiales) y apatito.

- La muestra 161 (fig. III.1) es una andesita basáltica con textura inequigranular porfídica seriada con fenocristales de grano medio y matriz fina, foliada. Los fenocristales son de plagioclasa (50%; xenomorfa, con anfíbol incluido, parcialmente epidotizada) y anfíbol (40%; hornblenda y actinolita-tremolita, parcialmente alterados a biotita-clorita). La matriz, además de plagioclasa y anfíbol, tiene cuarzo granular (5%), menas opacas minoritarias y epidota secundaria.

- La muestra 162 (fig. III.1) es un leucogranito subvolcánico con textura inequigranular porfídica seriada con fenocristales de grano medio-grueso y matriz fina-media. Los fenocristales (xenomorfos y corroídos) son de plagioclasa (de grano medio-grueso) y feldespato potásico (perítico, de grano medio-fino); pueden observarse coronas de crecimiento de feldespato potásico sobre cristales de plagioclasa. La matriz tiene feldespato potásico, cuarzo granular y escasas menas opacas y biotita.

- La muestra 181 (fig. III.1) es un gabro anfibólico con textura equigranular de grano medio-grueso. Está constituido por plagioclasa (40%) xenomorfa bastante alterada, anfíboles (40%) de tipo hornblenda y actinolita, magnetita (5%) esquelética y clorita secundaria intersticial.

### III.3: RESULTADOS GEOQUÍMICOS

#### III.3.1: Elementos mayores

##### III.3.1.1: Contenidos

Los resultados de los análisis químicos de los elementos mayores se recogen en la tabla III.1, excepto los de la muestra 178 que han sido eliminados debido a error analítico. Los minerales normativos (CIPW) calculados con estos análisis están indicados en la tabla III.2.

La clasificación SiO<sub>2</sub>-álcalis (Le Maitre et al., 1989) de las rocas muestreadas (fig. III.2) pone de manifiesto la existencia de una serie completa desde basaltos hasta riolitas o de sus equivalentes plutónicos; algunas rocas intermedias presentan cierta tendencia traquítica.

Los contenidos en óxidos (% en peso) de los elementos mayores y su variación respecto de la sílice se muestran en los diagramas de la figura III.3 (Harker, 1909). TiO<sub>2</sub> oscila

Tabla III.1. Análisis químicos (elementos mayores) de rocas ígneas de la Formación Malcocinado, P.C.: pérdida por calcinación. Mg#: número de magnesio. I.S.A.: índice de saturación en alúmina. La muestra 178 ha sido eliminada debido a error analítico.

muestras		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.C.	Total	Mg#	I.S.A.
Usagre	155 andesita	60.86	0.59	15.36	5.31	0.10	2.11	2.54	6.24	0.93	0.17	3.58	97.52	0.41	0.97
	156 gabro	50.20	0.96	15.70	8.81	0.12	7.46	8.97	2.78	0.80	0.15	2.73	98.67	0.54	0.72
	157 andes-basalt.	54.32	0.76	14.32	8.17	0.12	9.33	4.85	3.54	0.25	0.14	3.75	99.55	0.64	0.96
	158 andes-basalt.	56.20	0.76	16.06	7.31	0.12	2.54	8.22	4.85	0.09	0.16	4.12	100.42	0.36	0.70
	159 andes-basalt.	55.71	1.00	18.01	8.15	0.09	3.10	4.10	5.00	1.24	0.17	3.00	99.57	0.39	1.06
Puebla de la Reina	167 dacita	64.01	0.73	15.81	5.43	0.10	1.33	4.27	4.05	2.07	0.28	1.66	99.73	0.31	0.95
	168 andes-basalt.	56.02	0.77	14.61	7.80	0.09	4.62	6.91	2.92	0.56	0.32	4.48	99.09	0.48	0.81
	169 basalto	47.62	0.87	18.14	9.11	0.30	5.56	6.94	4.16	0.48	0.24	4.73	98.15	0.46	0.91
	170 basalto	43.14	1.16	19.20	11.58	0.17	4.55	13.85	1.21	0.13	0.27	3.97	99.23	0.34	0.70
	171 basalto	48.06	0.84	17.25	7.15	0.07	2.89	11.74	3.07	0.87	0.16	6.54	98.64	0.36	0.63
Palomas	172 basalto	48.98	0.94	20.63	10.84	0.06	3.70	7.21	1.54	1.86	0.07	3.40	99.23	0.32	1.17
	173 diorita	52.45	1.09	17.68	9.64	0.13	4.03	7.22	3.44	1.38	0.14	1.65	98.84	0.40	0.87
	174 diorita	54.48	0.99	17.20	9.30	0.12	3.40	6.63	3.35	1.57	0.12	1.76	98.92	0.37	0.89
	175 gabro	48.30	0.54	15.28	9.10	0.13	10.40	9.40	1.95	1.49	0.08	2.33	98.99	0.61	0.70
	176 granodiorita	64.79	0.46	16.42	4.76	0.09	1.48	3.92	4.29	1.42	0.16	1.83	99.61	0.37	1.04
Retamal	177 basalto	47.86	1.70	16.20	10.08	0.15	6.15	9.76	3.76	0.27	0.16	2.01	98.09	0.46	0.67
	179 basalto	46.82	1.25	15.11	10.50	0.12	9.47	9.17	2.81	0.10	0.14	2.98	98.45	0.56	0.71
	180 gabro	47.50	1.60	14.91	11.55	0.19	6.85	6.29	3.93	0.22	0.17	5.20	98.41	0.45	0.82
otros	160 dacita	68.29	0.52	15.22	2.52	0.05	1.35	1.85	6.41	0.64	0.17	1.82	98.85	0.50	1.04
	161 andes-basalt.	51.45	1.06	18.76	8.08	0.13	6.53	3.05	5.76	0.75	0.29	3.64	99.49	0.58	1.18
	162 riolita	77.56	0.25	13.24	1.32	0.01	0.07	0.58	6.28	0.35	0.02	0.77	100.44	0.10	1.13
	181 gabro	48.96	2.06	15.27	11.15	0.16	6.98	8.06	3.38	0.72	0.25	2.20	99.18	0.46	0.73



Tabla III.2. Mineralogía normativas (CIPW) de rocas ígneas de la Formación Malcocinado. Símbolos minerales según Kretz (1983).

muestras		Qtz	Crn	Or	Ab	An	Ne	Lct	Acm	Di	Opx	Ol	Ilm	Mag	Ap
155	andesita	10.60	0.00	5.86	56.32	11.90	0.00	0.00	0.00	0.30	12.59	0.00	1.19	0.82	0.43
156	gabro	0.00	0.00	4.96	24.67	29.46	0.00	0.00	0.00	13.28	22.36	1.64	1.92	1.34	0.36
157	andes-basalt.	4.50	0.00	1.55	31.50	23.62	0.00	0.00	0.00	0.59	35.12	0.00	1.52	1.25	0.35
158	andes-basalt.	6.65	0.00	0.55	42.92	22.78	0.00	0.00	0.00	15.72	8.37	0.00	1.51	1.11	0.39
159	andes-basalt.	4.66	1.48	7.62	44.10	20.04	0.00	0.00	0.00	0.00	18.47	0.00	1.97	1.23	0.43
167	dacita	19.76	0.00	12.53	35.11	19.30	0.00	0.00	0.00	0.46	9.93	0.00	1.43	0.81	0.67
168	andes-basalt.	14.00	0.00	3.49	26.34	26.72	0.00	0.00	0.00	6.22	19.67	0.00	1.55	1.20	0.80
169	basalto	0.00	0.00	3.04	38.01	31.76	0.00	0.00	0.00	3.06	3.76	16.54	1.79	1.43	0.62
170	basalto	0.00	0.00	0.82	10.90	49.40	0.00	0.00	0.00	18.07	8.77	7.24	2.34	1.78	0.67
171	basalto	0.00	0.00	5.63	28.39	33.58	0.00	0.00	0.00	24.14	3.66	1.31	1.75	1.13	0.41
172	basalto	6.20	3.32	11.58	13.70	37.23	0.00	0.00	0.00	0.00	24.26	0.00	1.88	1.66	0.16
173	diorita	2.02	0.00	8.45	30.25	29.81	0.00	0.00	0.00	5.35	20.19	0.00	2.14	1.45	0.34
174	diorita	6.01	0.00	9.62	29.45	28.28	0.00	0.00	0.00	4.20	18.79	0.00	1.95	1.40	0.30
175	gabro	0.00	0.00	9.20	17.17	29.80	0.00	0.00	0.00	14.81	10.35	16.02	1.07	1.38	0.19
176	granodiorita	22.02	1.09	8.62	37.32	18.92	0.00	0.00	0.00	0.00	10.06	0.00	0.90	0.71	0.38
177	basalto	0.00	0.00	1.66	32.35	27.88	0.57	0.00	0.00	17.94	0.00	14.27	3.39	1.54	0.40
179	basalto	0.00	0.00	0.62	25.12	29.97	0.00	0.00	0.00	13.97	10.12	15.74	2.52	1.61	0.34
180	gabro	0.00	0.00	1.42	36.08	24.28	0.00	0.00	0.00	6.86	13.60	12.21	3.29	1.82	0.44
160	dacita	22.51	1.05	3.90	56.05	8.34	0.00	0.00	0.00	0.00	6.33	0.00	1.02	0.38	0.42
161	andes-basalt.	0.00	3.79	4.65	51.24	13.94	0.00	0.00	0.00	0.00	8.65	13.65	2.12	1.23	0.72
162	riolita	37.89	1.52	2.08	53.38	2.79	0.00	0.00	0.00	0.00	1.63	0.00	0.47	0.19	0.04
181	gabro	0.00	0.00	4.46	29.77	25.37	0.00	0.00	0.00	11.95	13.27	8.82	4.08	1.68	0.60

entre 0.5-2% y presenta, en promedio, una disminución (de 1.5 a 0.5%) al aumentar el contenido en sílice (de 45 a 70%). Los contenidos en alúmina oscilan entre 14-20% y apenas se observa variación (si acaso un leve descenso) respecto de la sílice. FeO(t) también disminuye claramente (de 10 a 2%) desde los términos básicos a los ácidos. El contenido en MnO oscila entre 0.05-0.20% y muestra una pequeña disminución al aumentar la sílice. CaO también disminuye claramente desde 10% (para 45% de SiO<sub>2</sub>) hasta 2% (para 70% de SiO<sub>2</sub>). Na<sub>2</sub>O oscila entre 1.5-6.5% y muestra una clara tendencia creciente, en valores medios, de 2 a 6%. K<sub>2</sub>O no presenta variación respecto del contenido en sílice, oscilando entre 0-2%. Por último, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, que tampoco varía con la sílice, oscila entre 0.05-0.30%.

En síntesis, se observan contenidos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relativamente altos y una proporción relativa de los óxidos alcalinos Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O alta (≈4). El número de magnesio MgO# (cociente entre MgO y MgO+FeO) oscila entre 0.3-0.6 y no se observa correlación con el contenido en sílice. Por el contrario, el índice de saturación en alúmina (ISA: cociente entre las proporciones molares de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) varía entre 0.6-1.2 y sí que presenta una clara tendencia creciente al aumentar SiO<sub>2</sub>. Este último rasgo puede indicar que se produjo fraccionamiento de anfíbol durante la evolución magmática (Cathworn y Brown, 1976; Zen, 1986).

Los contenidos de los elementos mayores son similares en las muestras procedentes de la Zona Centroibérica o de la Zona de Ossa-Morena (fig. III.3).

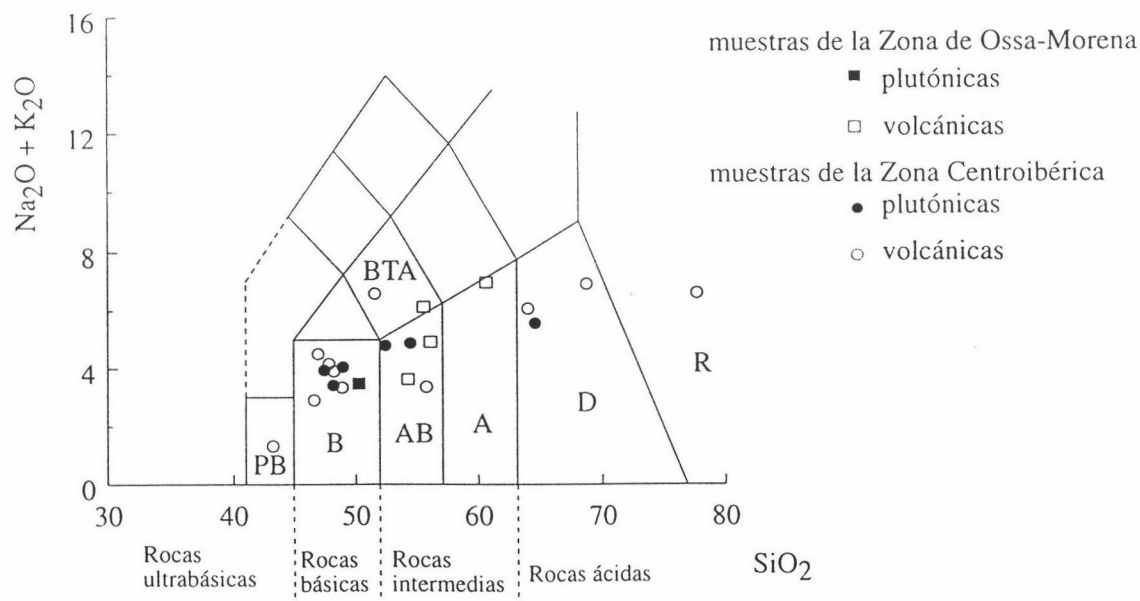


Figura III.2. Proyección de las muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama SiO<sub>2</sub>-álcalis (Le Maitre et al., 1989). R: riolitas; D: dacitas; A: andesitas; AB: andesitas basálticas; B: basaltos; PB: picrobasaltos; BTA: basaltos traquiandesíticos.

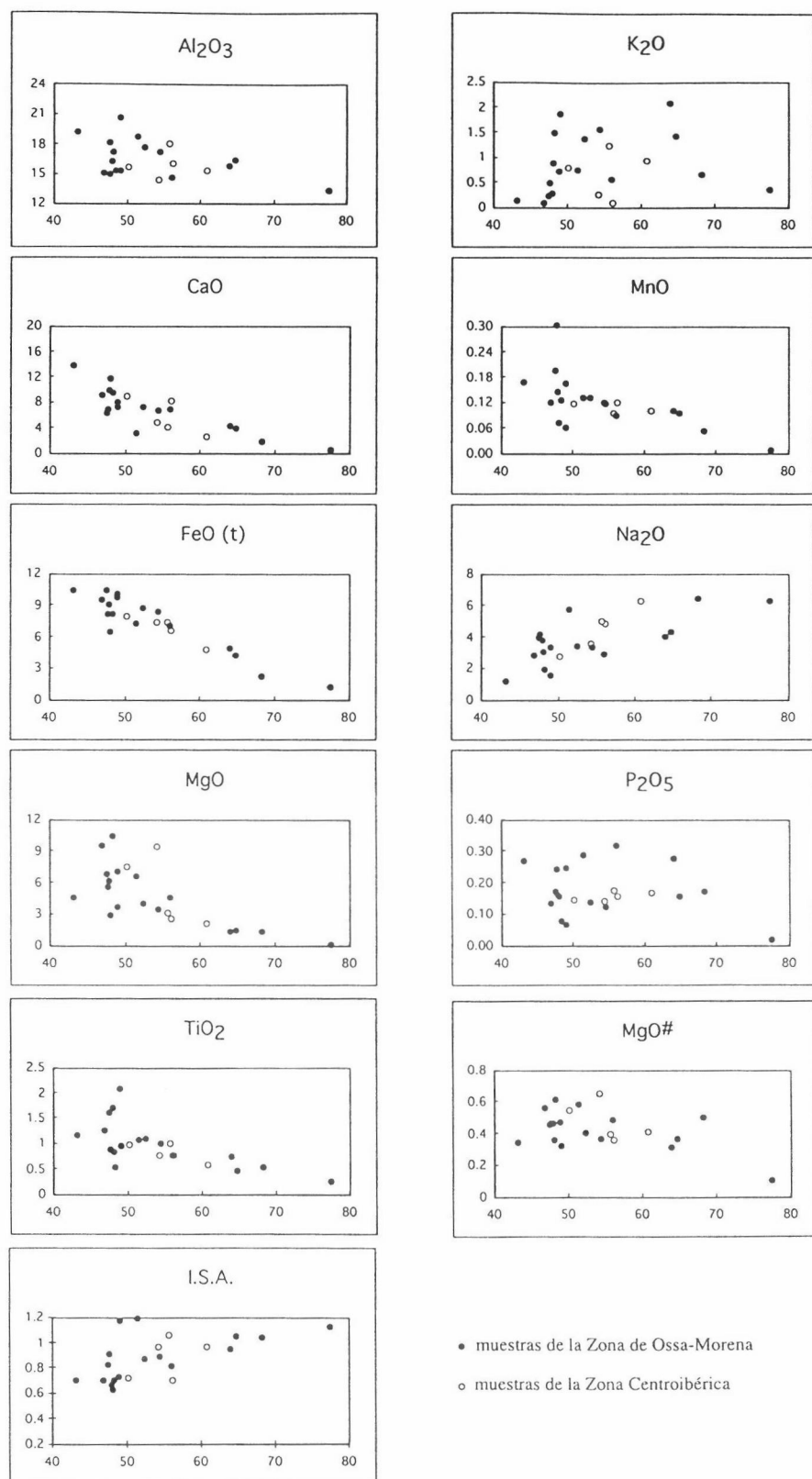


Figura III.3. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en diagramas de variación de los óxidos de los elementos mayores, MgO# e I.S.A. respecto de la sílice (Harker, 1909).

### III.3.1.2: Caracterización magmática

Una primera discriminación del tipo del conjunto de rocas magmáticas muestreadas se ha realizado mediante el diagrama AFM (fig. III.4). Este diagrama muestra, tal y como pusieron de manifiesto Sánchez Carretero et al. (1989), que la “suite” magmática de la Formación Malcocinado tiene un carácter claramente calcoalcalino, pero no determina qué tipo de magmatismo calcoalcalino dió lugar a estas rocas.

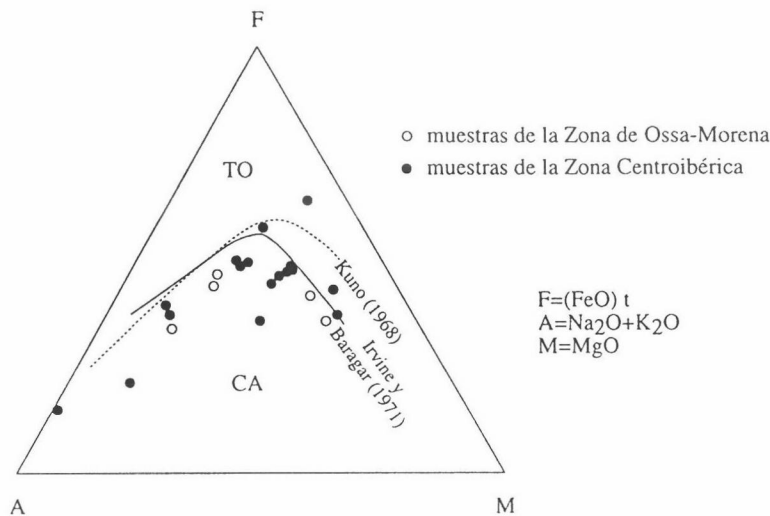


Figura III.4. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama AFM de discriminación de series magmáticas. TO: series toleíticas; CA: series calcoalcalinas.

El alto contenido en Na<sub>2</sub>O (y CaO) respecto de K<sub>2</sub>O es un indicio de que podemos encontrarnos ante una serie del tipo TTD (Trondjemita-Tonalita-Dacita). Esta caracterización se realiza con el diagrama K-Na-Ca (fig. III.5), que discrimina bien entre una serie calcoalcalina normal y una tendencia trondjemítica (TTD). En efecto, las rocas de la Formación Malcocinado exhiben una tendencia de diferenciación continua entre los extremos Na y Ca, y es evidente el bajo contenido de K en esta “suite” magmática (fig. III.5). Almarza (1996), con muestras procedentes de las andesitas de Puebla de la Reina y del Granitoide de Palomas, ha sugerido también que este magmatismo es, al menos en parte, trondjemítico.

El diagrama de clasificación para rocas granitoides de Barker (1979), basado en las proporciones de An-Ab-Or normativos (CIPW), también constituye un argumento del carácter TTD de estas rocas. La proyección de las muestras intermedias y ácidas se sitúa en los campos de las tonalitas y trondjemitas (fig. III.6). Aunque el número de muestras proyectadas es escaso, ninguna de ellas se sitúa en los campos de proyección de los granitos o granodioritas, lo que confirma el carácter TTD de las rocas muestreadas.

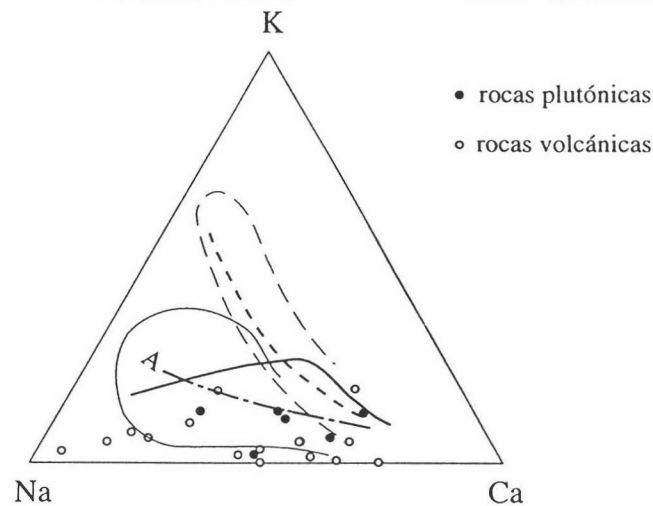


Figura III.5. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama K-Na-Ca. Línea gruesa discontinua: tendencia calcoalcalina (Nickhols y Allen, 1953); línea gruesa continua: tendencia trondjemítica (Barker et al., 1981); línea A: tendencia correspondiente a la "suite" de rocas TTD del Arcaico, que se considera que representa fundidos parciales de corteza oceánica subducida. La línea fina continua engloba el campo de las TTD, y la línea fina discontinua engloba las series calcoalcalinas de arco de islas (Defant y Drummond, 1993).

Algunos autores (Orville, 1963; Drummond et al., 1986) han propuesto, para algunos casos concretos, un intercambio K-Na de origen metasomático (e.g. durante un metamorfismo en facies de esquistos verdes) que puede dar lugar a composiciones del tipo TTD. Pese al metamorfismo sufrido por la Formación Malcocinado y la posible movilidad de los álcalis, los siguientes argumentos permiten rechazar una hipótesis metasomática:

- Existe una buena correlación en la variación  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ , mientras que esto no ocurre con  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  ni con  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  (fig. III.3).
- Las rocas muestreadas tienen contenidos importantes de An normativa (tabla III.2). Por el contrario, cuando se produce este tipo de metasomatismo las rocas se empobrecen extraordinariamente en CaO, y suelen dar contenidos muy bajos de An normativa.
- El diagrama K-Na-Ca, lejos de mostrar una serie de intercambio K-Na, establece una serie trondjemítica Na-Ca bastante continua (fig. III.5).

El contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  puede utilizarse para subdividir las series TTD en dos subgrupos (Barker, 1979). En general se consideran series TTD con alto Al cuando  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ , y series TTD con bajo Al cuando  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$ . Esta distinción está establecida para rocas con un contenido en  $\text{SiO}_2$  en torno al 70%. En las muestras analizadas, aunque existen rocas ácidas, la mayoría de ellas son básicas e intermedias, por lo que en sentido estricto no queda claro si el magmatismo de este estudio es de un subgrupo, del otro o de ambos. De todos modos, el contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de la mayoría de las muestras oscila entre 14-20% (fig. III.3), valores que pueden considerarse elevados.

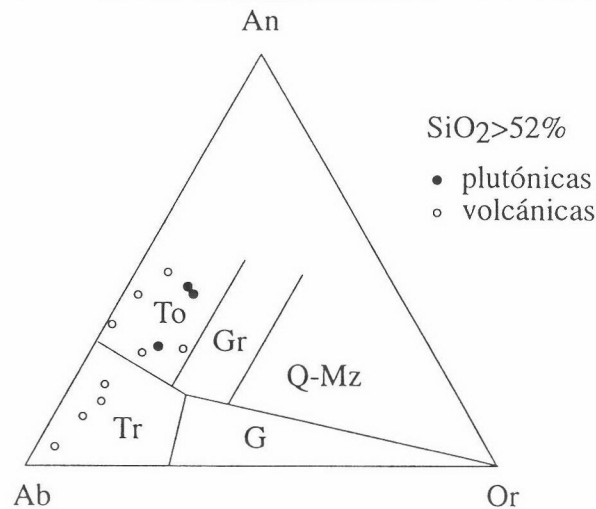


Figura III.6. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama de clasificación de rocas graníticas basado en las proporciones de An-Ab-Or normativos (CIPW) (Barker, 1979). Tr: trondjemitas; To: tonalitas; Gr: granodioritas; Q-Mz: cuarzomonzonitas; G: granitos.

Experimentalmente, fundidos de composición similar a la de las series TTD con alto Al pueden generarse por la extracción inicial de anfíbol a presiones de 5-10 kbar (Holloway y Burnham, 1972; Helz, 1976; Ellis y Thompson, 1986), mientras que experimentos de fusión parcial de rocas anfíbolíticas a menos de 3 kbar (Beard y Lofgren, 1989) generan líquidos de composición similar a la de las series TTD con bajo Al y plagioclasa+piroxeno refractarios. En el caso de las rocas ígneas de la Formación Malcocinado, el elevado contenido en  $Al_2O_3$  indica, por comparación con estos experimentos, que en el fundido se produjo extracción o fraccionamiento de anfíbol a presiones relativamente altas.

### III.3.2: Elementos traza

Los resultados de los análisis químicos de los elementos traza y las tierras raras se muestran en las tablas III.3 y III.4.

El carácter calcoalcalino del magmatismo de la Formación Malcocinado también puede mostrarse mediante diagramas de discriminación tectónica que utilizan elementos traza considerados inmóviles. Por ejemplo, en el diagrama ternario Y-La-Nb (Cabanis y Lecolle, 1989), las muestras se proyectan en el campo de los basaltos de arco volcánico (fig. III.7); en particular, la mayoría se proyectan en el subcampo de los basaltos calcoalcalinos.

Los dos subgrupos de series TTD (con alto y bajo Al) considerados en el anterior apartado, poseen unas características de elementos traza bien diferentes (Drummond y Defant, 1990), que son el resultado de procesos petrogenéticos distintos:

a) Las series TTD con bajo Al se caracterizan por tener contenidos en Sr bajos (<200 ppm),

Tabla III.3. Análisis químicos (elementos traza) de rocas ígneas de la Formación Malcojinado.

muestras	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
155 andesita	29.96	1.05	0.73	1.38	171.96	902.65	9.57	66.74	0.00	26.28	4.36	11.95	87.10
156 gabbro	28.67	21.82	0.63	0.79	337.82	275.69	31.45	211.26	270.81	35.09	63.21	47.68	199.21
157 andes-basalt.	36.70	7.39	0.33	1.02	442.10	167.27	24.62	126.33	445.51	38.65	70.43	16.72	147.67
158 andes-basalt.	16.48	3.00	0.39	0.94	453.01	60.53	20.74	109.50	0.00	31.23	3.67	1.32	72.07
159 andes-basalt.	27.66	23.43	1.60	1.17	325.05	342.10	22.81	104.50	0.00	24.13	6.12	0.23	86.19
167 gabbro	5.19	45.40	0.70	1.17	385.71	481.03	12.51	0.00	0.00	31.62	1.57	1.78	62.64
168 andes-basalt.	18.01	11.33	0.31	0.82	214.01	216.64	24.89	116.70	3.80	43.16	16.89	4.20	75.10
169 basalto	33.00	9.85	0.29	0.64	359.43	257.87	35.11	254.95	72.04	47.60	38.50	0.44	105.23
170 basalto	24.06	2.82	0.30	0.90	332.58	48.69	36.62	298.57	4.87	46.85	15.40	126.80	103.92
171 basalto	21.90	11.44	0.24	0.80	363.51	464.33	23.19	100.74	0.00	32.52	16.27	15.10	161.83
172 basalto	37.92	24.27	0.61	0.67	283.21	473.04	34.86	65.65	85.82	42.53	67.91	0.48	81.68
173 diorita	11.83	34.56	0.85	0.85	389.46	405.93	28.83	218.52	0.00	50.26	5.09	23.18	80.10
174 diorita	10.13	40.34	0.98	0.85	395.72	397.49	24.06	202.60	0.00	50.02	2.33	23.85	79.92
175 gabbro	14.46	40.36	0.80	0.54	243.28	339.39	32.31	150.14	660.00	60.59	168.27	41.86	89.41
176 granodiorita	5.92	25.99	0.56	1.03	439.46	583.26	4.49	11.76	0.00	58.47	3.56	1.25	48.01
177 basalto	10.09	6.19	0.69	0.62	241.09	82.83	42.46	344.68	230.06	58.39	83.95	92.30	81.30
178 basalto	5.03	1.03	0.37	0.51	150.27	11.50	38.76	319.20	113.71	51.69	94.38	76.70	113.55
179 basalto	27.44	1.79	0.65	0.65	223.32	88.02	31.61	225.10	704.60	66.15	370.62	73.80	101.30
180 gabbro	55.72	4.95	0.49	0.94	223.27	157.82	52.89	306.88	224.10	48.11	70.23	42.52	65.68
160 gabbro	12.19	13.77	0.67	1.57	370.48	153.38	4.61	42.70	0.00	48.70	20.22	68.93	151.20
161 andes-basalt.	25.42	22.76	1.03	1.46	438.75	331.68	22.10	232.60	0.00	35.61	32.55	74.11	87.75
162 roлита	22.78	1.73	0.75	3.23	108.03	32.12	3.41	0.00	0.00	60.78	1.56	2.57	28.00
181 gabbro	10.08	21.47	0.56	1.21	232.18	223.79	32.00	256.49	101.31	49.07	101.29	19.19	48.78

muestras	Ga	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	Mo	Sn	Tl	Pb	U	Th	Rb/Sr	K/Rb
155 andesita	17.19	15.66	4.69	0.59	132.68	3.38	2.28	1.60	0.06	0.98	2.48	3.94	0.01	7379.55
156 gabbro	17.02	21.92	3.06	0.29	73.98	1.86	1.57	2.34	0.11	37.37	0.97	1.72	0.06	303.98
157 andes-basalt.	15.19	21.68	4.27	0.38	85.12	2.09	1.46	2.00	0.03	8.94	1.37	2.66	0.02	279.58
158 andes-basalt.	16.89	25.76	2.61	0.37	76.55	2.04	2.47	1.48	0.00	8.92	1.35	2.29	0.01	246.10
159 andes-basalt.	20.03	25.57	5.30	0.51	109.71	2.87	1.69	1.74	0.19	6.41	1.59	3.64	0.07	437.85
167 dacita	16.53	26.33	2.79	0.37	56.25	1.34	3.15	1.41	0.20	0.77	1.54	4.26	0.12	378.47
168 andes-basalt.	11.56	30.48	1.21	0.29	57.86	1.44	2.38	0.99	0.09	0.00	0.60	1.87	0.05	406.77
169 basalto	16.43	25.66	0.71	0.24	33.62	0.78	1.71	1.05	0.07	0.00	0.59	1.73	0.03	402.19
170 basalto	24.91	34.15	3.09	0.38	69.44	1.92	2.36	1.49	0.00	1.22	0.86	3.04	0.01	382.81
171 basalto	16.17	21.74	2.64	0.26	45.63	1.02	2.04	6.04	0.23	5.25	0.68	2.07	0.03	632.23
172 basalto	18.93	12.85	0.75	0.24	17.24	0.36	2.10	1.01	0.26	0.00	0.44	1.60	0.09	635.80
173 diorita	18.19	20.96	2.97	0.42	24.25	1.00	2.65	1.17	0.14	2.41	0.81	2.75	0.09	330.72
174 diorita	17.19	17.28	1.94	0.38	28.23	0.97	3.36	1.05	0.16	2.56	0.91	3.14	0.10	322.70
175 gabbro	12.77	12.43	0.20	0.23	25.00	0.77	1.65	0.77	0.14	4.88	0.55	0.97	0.17	307.07
176 granodiorita	14.64	5.58	1.55	0.41	45.44	1.23	6.11	0.66	0.15	2.19	0.75	3.27	0.06	453.52
177 basalto	17.45	37.04	1.59	0.29	89.69	2.34	1.50	1.38	0.00	0.00	0.14	0.31	0.03	359.16
178 basalto	17.07	39.79	1.16	0.27	92.53	2.52	1.38	1.39	0.00	0.00	0.93	0.31	0.01	451.32
179 basalto	16.81	25.13	3.05	0.38	90.99	2.20	1.63	1.20	0.00	0.00	0.44	1.29	0.01	458.85
180 gabbro	17.66	36.23	4.20	0.40	105.71	2.55	1.31	1.30	0.00	0.00	0.27	0.89	0.02	372.44
160 dacita	18.90	6.38	2.31	0.36	72.49	2.13	4.27	2.02	0.12	9.06	1.24	2.64	0.04	385.21
161 andes-basalt.	21.77	20.04	4.26	0.40	2.91	0.13	1.45	1.42	0.07	0.00	0.36	3.01	0.05	272.86
162 roлита	18.77	12.41	4.31	0.77	196.55	6.96	8.07	2.78	0.04	0.00	2.44	8.22	0.02	1689.07
181 gabbro	18.05	46.40	2.26	0.35	157.86	3.99	1.17	2.53	0.07	0.00	0.50	2.05	0.09	279.99

Tabla III.4. Análisis químicos (tierras raras) de rocas ígneas de la Formación Malcocinado. En la última fila se muestran los valores condriticos usados para la normalización de los espectros (Anders y Ebihara, 1982).

muestras		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Yb
Usagre	155 andesita	10.48	27.61	3.03	11.51	2.61	0.64	2.63	0.40	2.52	0.59	1.78	0.29	1.99	0.32	5.26
	156 gabro	10.14	22.06	3.08	13.12	3.42	1.11	3.29	0.56	3.60	0.81	2.11	0.32	1.98	0.30	5.11
	157 andes-basalt.	14.71	31.75	4.19	17.22	3.84	1.18	3.52	0.58	3.49	0.78	2.08	0.32	2.04	0.30	7.21
	158 andes-basalt.	11.99	25.46	3.38	14.00	3.50	1.20	3.74	0.62	3.89	0.90	2.56	0.37	2.48	0.39	4.83
	159 andes-basalt.	16.03	35.13	4.44	17.83	4.23	1.29	4.26	0.68	4.13	0.93	2.72	0.38	2.55	0.40	6.27
Puebla de la Reina	167 dacita	23.50	47.79	6.12	25.46	5.53	1.91	5.33	0.78	4.27	0.95	2.66	0.37	2.41	0.35	9.75
	168 andes-basalt.	15.96	34.01	4.56	19.87	4.83	1.52	5.04	0.78	4.66	1.03	2.89	0.38	2.43	0.36	6.56
	169 basalto	12.22	23.55	3.62	15.79	4.00	1.48	3.98	0.65	3.92	0.86	2.46	0.35	2.29	0.35	5.33
	170 basalto	17.74	39.90	5.46	24.10	5.92	2.05	5.75	0.93	5.56	1.22	3.49	0.50	3.18	0.46	5.58
	171 basalto	11.15	28.67	3.59	15.72	3.87	1.27	3.41	0.58	3.65	0.81	2.10	0.32	2.07	0.28	5.37
	172 basalto	5.44	17.76	2.24	9.79	2.71	1.05	2.55	0.41	2.51	0.52	1.30	0.18	1.04	0.15	5.24
Palomas	173 diorita	15.89	32.83	4.17	16.08	3.60	1.36	3.68	0.57	3.34	0.74	2.09	0.30	2.01	0.31	7.90
	174 diorita	13.84	26.32	3.26	12.82	3.04	1.21	2.96	0.48	2.84	0.63	1.74	0.26	1.71	0.26	8.07
	175 gabro	5.90	13.35	1.75	6.80	1.95	0.77	1.95	0.32	2.02	0.46	1.20	0.18	1.16	0.19	5.10
	176 granodiorita	12.87	23.33	2.67	9.32	1.69	1.10	1.65	0.21	1.05	0.22	0.55	0.09	0.57	0.10	22.42
Retamal	177 basalto	3.60	10.97	2.13	10.53	3.87	1.57	4.94	0.86	5.82	1.32	3.84	0.54	3.63	0.54	0.99
	178 basalto	3.17	10.08	2.08	10.59	3.89	1.72	5.23	0.90	6.17	1.41	4.19	0.63	3.86	0.58	0.82
	179 basalto	6.59	16.15	2.43	10.56	3.08	1.21	3.30	0.60	4.00	0.90	2.55	0.37	2.45	0.37	2.69
	180 gabro	8.94	20.62	3.08	13.74	4.03	1.62	4.52	0.83	5.65	1.26	3.83	0.55	3.70	0.58	2.42
otros	160 dacita	14.57	31.85	4.08	16.63	3.22	0.91	2.38	0.29	1.26	0.22	0.50	0.07	0.45	0.05	32.16
	161 andes-basalt.	23.52	49.89	6.04	23.95	4.85	1.64	4.68	0.65	3.50	0.71	1.95	0.27	1.77	0.27	13.26
	162 riolita	8.77	22.62	3.35	13.40	3.60	0.37	3.01	0.51	2.71	0.58	1.63	0.25	1.77	0.27	4.97
	181 gabro	11.76	30.20	4.64	21.42	6.28	2.29	6.69	1.20	7.51	1.66	4.85	0.64	4.34	0.63	2.71
condrito		0.24	0.62	0.09	0.46	0.15	0.06	0.20	0.04	0.25	0.06	0.16	0.03	0.16	0.03	



ligero enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE), anomalía negativa de Eu y espectros de tierras raras pesadas (HREE) planos (Barker y Arth, 1976). Estos rasgos geoquímicos sugieren un origen por diferenciación a baja presión o fusión parcial de una fuente basáltica, con importante fraccionamiento de plagioclasa y piroxeno, mientras que granate y anfíbol no están involucrados en la petrogénesis (Drummond y Defant, 1990).

b) Las series TTD con alto Al típicamente poseen alto Sr (>300 ppm, alcanzando incluso contenidos de hasta 2000 ppm), Rb/Sr<0.15, enriquecimiento de LREE y empobrecimiento de HREE (con ratios La/Yb>20), sin anomalía de Eu o con anomalía ligeramente positiva o ligeramente negativa, Y<15-18 ppm, Sr/Y>20-40, K/Rb moderado o bajo (en general, <550), Nb bajo (<10-11 ppm) y Sc<10 ppm (Drummond y Defant, 1990; Defant y Drummond, 1993).

Estos rasgos geoquímicos son típicos de las series TTD con alto Al del Arcaico (Condie, 1981), que constituyen una gran parte del volumen de corteza continental generada al final de ese Eón (Armstrong, 1981) y del magmatismo denominado adakítico, de composición similar al del Arcaico, pero de edad Cenozoica (Defant y Drummond, 1990).

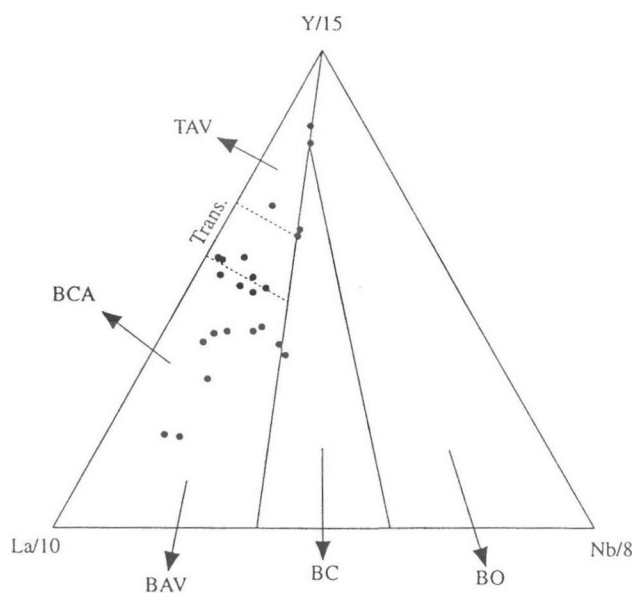


Figura III.7. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). BAV: basaltos de arco volcánico; BCA: basaltos calcoalcalinos; TAV: toleítas de arco volcánico; BC: basaltos continentales; BO: basaltos oceánicos.

Los principales modelos experimentales de este subgrupo (series TTD con alto Al) incluyen fraccionamiento o fusión parcial de una fuente basáltica en condiciones de alta presión (anfíbolitas o eclogitas, >10 kbar), dejando un componente restítico con anfíbol y/o granate (e.g. Rapp et al., 1991; Rapp y Watson, 1995). La fuente del magma puede ser:

- Corteza oceánica joven (<25 Ma.) subducida (Green y Ringwood, 1968) y metamorfozada en facies anfíbolitas o eclogitas (Defant y Drummond, 1990).
- Corteza continental inferior engrosada (50-70 km de espesor), de composición básica, con granate (Atherton y Petford, 1993).
- Magma parental basáltico, derivado del manto, que sufre un proceso de asimilación y cristalización fraccionada a través de una corteza continental inferior básica con granate (Feeley y Hacker, 1995).

c) BADR: Una última "suite" magmática a tener en cuenta en este trabajo es la denominada BADR (basalto, andesita, dacita y riolita). Los principales rasgos geoquímicos son: serie calcoalcalina normal (trend Ca-K, sin influencia sódica),  $Al_2O_3$  alto (>15%),  $Na_2O > K_2O$ ,  $La/Yb < 20$ ,  $Sr/Y < 40$ ,  $Y > 15$  ppm (Drummond y Defant, 1990; Drummond et al., 1996).

Esta "suite" corresponde a la mayoría de las rocas ígneas que se forman en el arco volcánico de una zona de subducción mediante el proceso, comúnmente aceptado, de fusión parcial (vía hidratación) de la cuña mantélica situada sobre la placa litosférica que subduce (Gill, 1981), y posterior diferenciación por asimilación-cristalización fraccionada en la corteza suprayacente, de naturaleza oceánica en el caso de un arco de islas y continental en el caso de un arco volcánico del tipo Andes. No tienen fases de alta presión (anfíbol y/o granate) restíticas en la fuente o fraccionadas, sino más bien una evolución magmática en la que están involucrados la plagioclasa y el piroxeno (Drummond y Defant, 1990; Beard, 1995).

Realizada esta introducción, a continuación se presentan los rasgos geoquímicos, basados en elementos traza, de la Formación Malcocinado y su relación con los modelos petrogenéticos que se acaban de exponer.

Sr/Y-Y: El contenido en Y de las muestras estudiadas es alto, en general >12 ppm, mientras que el Sr suele ser relativamente bajo (<400 ppm). La razón Sr/Y es, por tanto, baja ( $\leq 20$ ). El diagrama Sr/Y frente a Y (fig. III.8) es muy utilizado en la caracterización de series TTD con alto Al y adakitas (Defant y Drummond, 1990), frente al grupo denominado TTD ricas en Yb (que incluye las series TTD con bajo Al y BADR; Drummond et al., 1996). Las muestras de la Formación Malcocinado se proyectan claramente (excepto las muestras 160 y 176) en el campo de este último grupo (TTD ricas en Yb), con un progresivo descenso de Sr/Y al aumentar Y, indicando así la participación de cantidades importantes de plagioclasa  $\pm$  piroxeno durante una cristalización fraccionada a baja presión (Defant y Drummond, 1993). Por el contrario, los

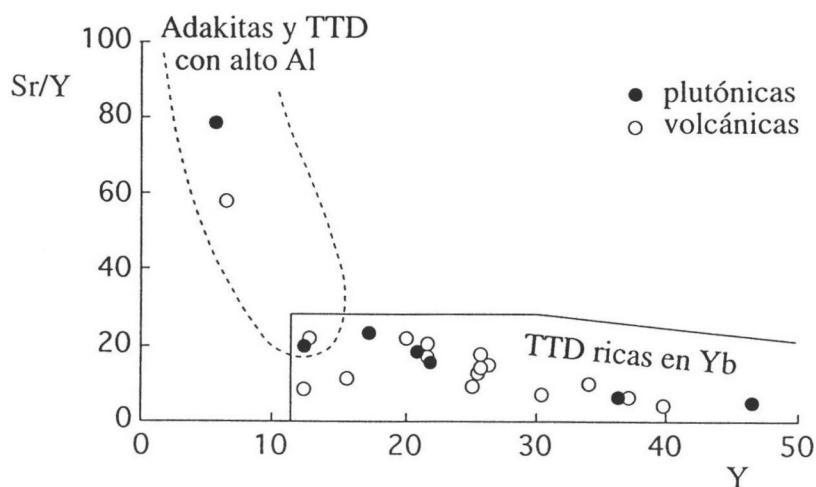


Figura III.8. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama Sr/Y frente a Y (ppm) de las rocas muestreadas. El campo de proyección de TTD ricas en Yb incluye TTD con bajo Al y BADR (Drummond et al., 1996).

modelos de fusión parcial de un basalto a alta presión dan series trondjemíticas con enriquecimiento de Sr (debido a la inestabilidad de la plagioclasa en la fuente) y escaso Y (asociado a granate restítico) (Drummond et al., 1996), que pudiera ser el caso de las muestras 160 y 176.

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Yb: La relación entre estos elementos fué utilizada por Arth (1979) para proponer la subdivisión de las series TTD. Así, una cristalización temprana o el carácter restítico de anfíbol y granate en condiciones de alta presión produce empobrecimiento de Yb (y en general de HREE), con altos contenidos de Al (Kay, 1978; Martin, 1986). En nuestro caso (fig. III.9), a pesar de haber alto contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, el Yb presenta valores elevados (en general >1) y la proyección de las muestras concuerda bastante bien con la recopilación de andesitas, dacitas y riolitas (ADR de la fig. III.9) de arcos volcánicos y arcos de islas realizada por Drummond et al. (1996), y con modelos petrogenéticos basados en la extracción o diferenciación a baja presión de plagioclasa+piroxeno (Beard, 1995).

REE: El estudio de los elementos de las tierras raras también constituye uno de los pilares básicos en la discriminación petrogenética de series TTD. La mayoría de las muestras estudiadas tienen espectros con ligero enriquecimiento de LREE, anomalía de Eu nula o ligeramente positiva y HREE con forma plana o ligeramente descendente (fig. III.10). También se observa (e.g. en las muestras de Palomas y Usagre) una cierta forma cóncava hacia arriba. Estos rasgos generales del espectro se explican bien mediante fraccionamiento o carácter restítico de anfíbol y plagioclasa (Arth y Barker, 1976; Drummond y Defant, 1990). Las muestras 155 y 162 difieren un poco del patrón anterior en la medida en que presentan anomalía negativa de Eu. A este respecto conviene apuntar que anomalías de Eu claramente negativas se

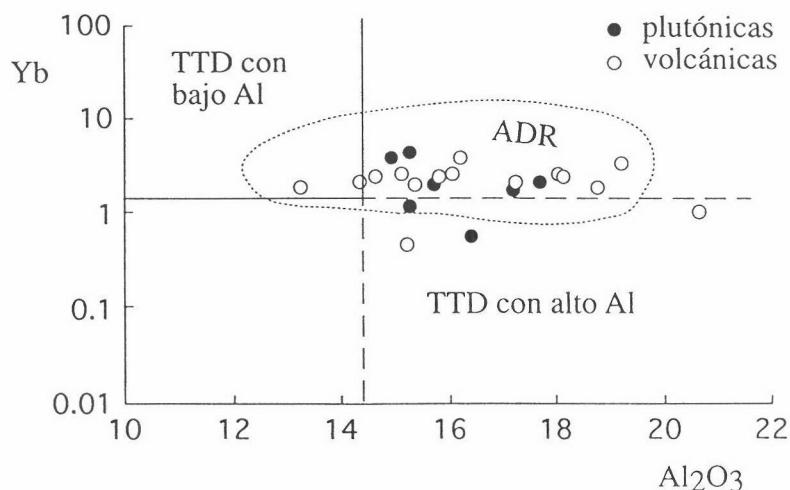


Figura III.9. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama Yb (ppm) - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% en peso) propuesto por Arth (1979) para la subdivisión de TTD. El campo ADR se ha delimitado a partir de la recopilación de rocas de arco volcánico y arco de islas realizada por Drummond et al. (1996).

producen por fraccionamiento de plagioclasa, mientras que lo contrario puede ocurrir cuando lo que se extrae del líquido es anfíbol, clinopiroxeno o granate (Drummond y Defant, 1990). En nuestro caso, que presenta plagioclasa y anfíbol fraccionados o restíticos, el carácter anómalo del Eu en uno u otro sentido puede ser el resultado del cociente plagioclasa/anfíbol fraccionados, ya que en magmas calcoalcalinos estos dos minerales tienen comportamientos opuestos frente al Eu (Bea, 1996). Las muestras 177 y 178 también difieren del patrón general; tienen un ligero empobrecimiento de LREE.

La razón LREE/HREE es un rasgo clave, junto a Y y Sc, para identificar la posible participación de granate en una serie TTD con alto Al (Drummond et al., 1996). Cuando esto ocurre, la razón La/Yb es muy alta (>20) debido a la fuerte afinidad del granate por HREE. En el caso de la Formación Malcocinado (fig. III.11), el contenido en Yb es relativamente alto y la razón La/Yb muy baja (normalmente <8; tabla III.4). Las muestras 160 y 176 muestran, excepcionalmente, un fraccionamiento LREE/HREE elevado (figs. III.10 y III.11), lo que permite presumir la existencia de granate restítico en la fuente, tal y como sugieren también los contenidos de Sr y Y.

**Sc:** El contenido de Sc es alto (en general >20 ppm; tabla III.3), lo que también elimina la posible existencia de granate en la fuente. Las muestras 160 y 176 tienen Sc ≈ 4 ppm; esto confirma, junto con el bajo contenido de Y y la elevada razón La/Yb, la participación de granate en estas dos muestras.

**Rb/Sr, K/Rb:** Rb/Sr bajo (<0.15) y K/Rb bajo o moderado (en general <550) son razones que aparecen en magmatismos TTD con alto Al donde el anfíbol es restítico o extraído del líquido (Drummond y Defant, 1990). En la Formación Malcocinado (tabla III.3) la razón Rb/Sr es, en

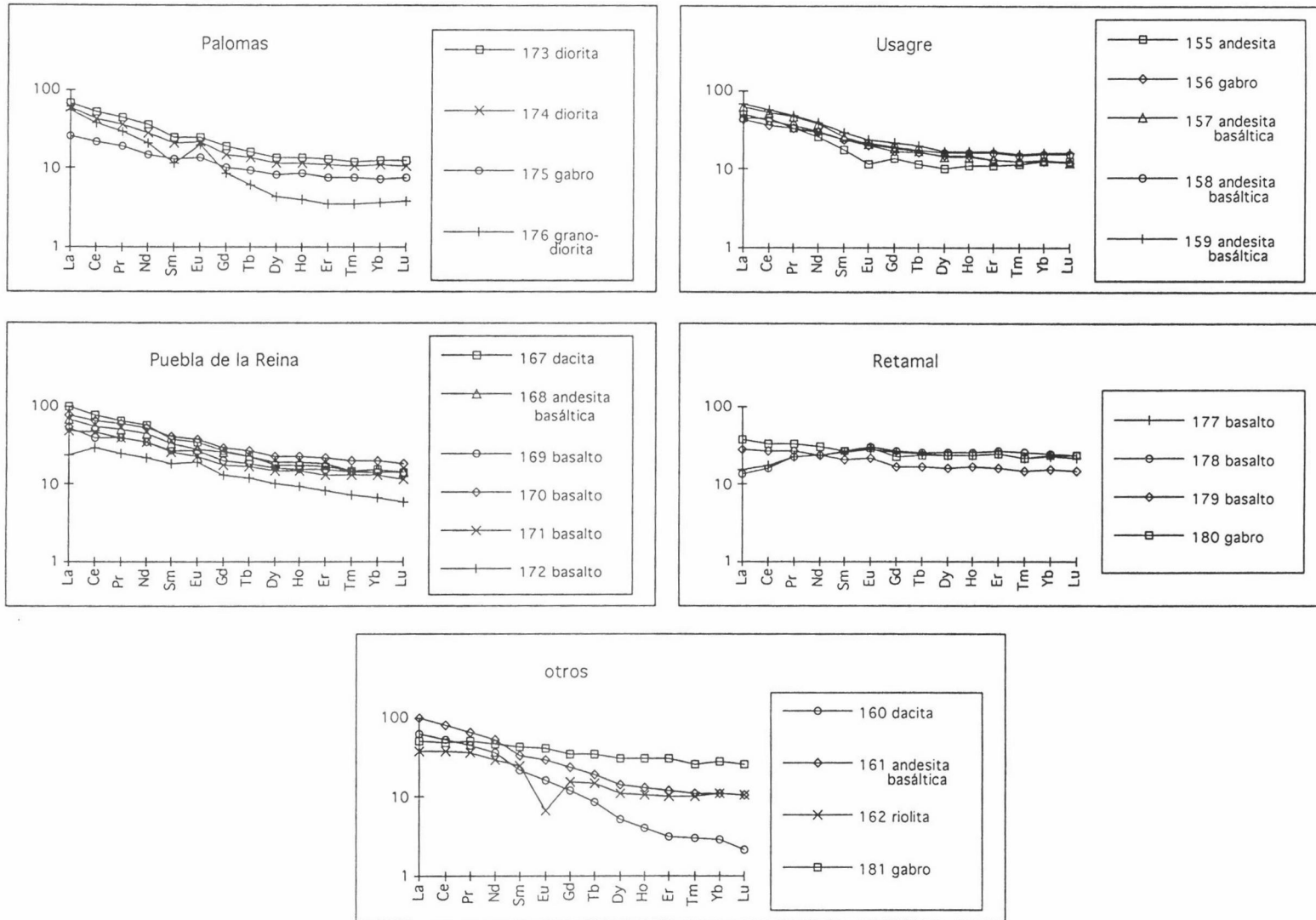


Figura III.10. Espectros normalizados de las tierras raras de muestras de la Formación Malcocinado. Los valores condriticos usados en la normalización se muestran en la tabla III.4.

general, muy baja (0.005-0.1); la razón K/Rb también es baja ( $\approx 250-450$ ), excepto en las muestras 155 y 162 (probablemente debido a alteración).

Nb: Concentraciones bajas en Nb (<10-11 ppm) son típicas de los arcos volcánicos actuales. Este empobrecimiento es probablemente producido por rutilo, magnetita o ilmenita restícticos; Drummond y Defant (1990) consideran que puede deberse también a su afinidad por el anfíbol (y quizás granate). Este argumento es perfectamente aplicable a las rocas ígneas de la Formación Malcocinado, que tienen contenidos de Nb < 4 ppm (tabla III.3) y anfíbol fraccionado o restíctico en la fuente.

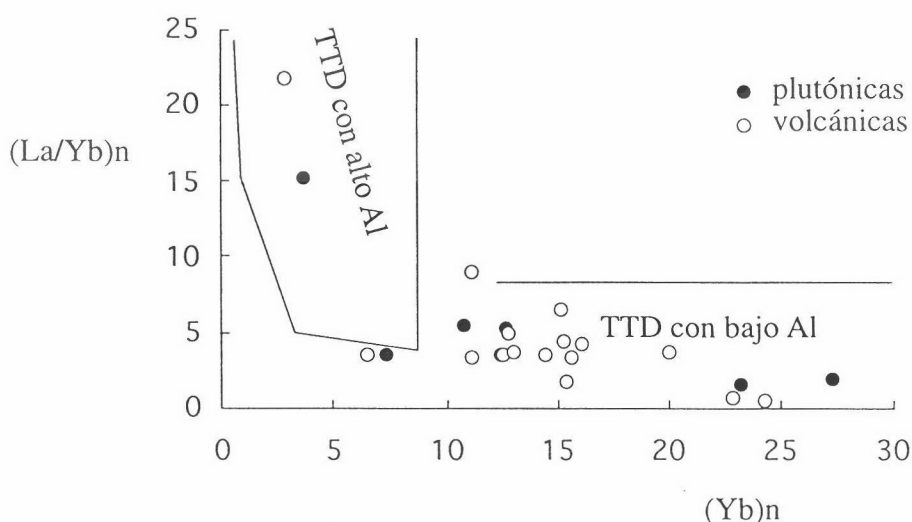


Figura III.11. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en el diagrama (La/Yb)<sub>n</sub> frente a (Yb)<sub>n</sub>, normalizados a los valores condriticos. Campos de proyección según Drummond y Defant (1990).

### III.3.3: Petrogénesis: discusión

El estudio de los elementos mayores de las rocas ígneas que aparecen en la Formación Malcocinado establece un magmatismo calcoalcalino de tipo trondjemítico (con alto contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O y escaso K<sub>2</sub>O), probablemente del grupo TTD con alto Al. La elevada razón Na/K parece ser una característica original, en vez de tratarse de la consecuencia de algún proceso metasomático secundario.

Este quimismo es parecido al de otras "suites" magmáticas de arco volcánico que han sido clasificadas como TTD con alto Al, adakitas o BADR. La petrografía de las rocas estudiadas es similar, a grandes rasgos, a la de las adakitas (Defant y Drummond, 1990): plagioclasa es una fase siempre presente, acompañada normalmente de anfíbol ± piroxeno. Sin embargo, la Formación Malcocinado posee algunas características particulares:

- Los contenidos de CaO y, sobre todo MgO, son relativamente altos respecto de los que

contienen TTD y BADR. En el caso de un magmatismo adakítico, estos contenidos anormalmente altos se han explicado por interacción y contaminación de un fundido TTD (originado por fusión parcial de una corteza basáltica en subducción) con la cuña mantélica suprayacente (Kay, 1978). Drummond et al. (1996) argumentan que los contenidos de Cr y Ni (que son elementos muy sensitivos a la fraccionación por fases ferromagnesianas precoces) pueden utilizarse para identificar esta interacción de un magma adakítico a su paso por el manto. Desafortunadamente, el contenido de estos elementos en este estudio es muy variable (tabla III.3) y no permite evaluar este proceso.

- Las adakitas tienen carácter intermedio-ácido ( $\text{SiO}_2 > 60\%$ ) y no suelen estar acompañadas de basaltos o andesitas basálticas (Defant y Drummond, 1990). Sin embargo, en la Formación Malcocinado están representados (al menos en el área estudiada) todos los términos, desde basaltos a riolitas, lo cual es un rasgo más frecuente y común en series magmáticas del tipo BADR normales. De todos modos, la ausencia de rocas básicas en las adakitas es sólo una particularidad, que no excluye este origen aunque aquéllas aparezcan representadas en la "suite". De hecho, existen ejemplos de batolitos, con quimismo similar al de la Formación Malcocinado, derivados de una litosfera oceánica subducida y que presentan también un amplio espectro composicional (e.g. Bea et al., 1997 en prensa).

El estudio de los elementos traza y tierras raras ofrece unos resultados dispares. Las relaciones Sr-Y y Yb- $\text{Al}_2\text{O}_3$  indican que se trata de un magmatismo de tipo BADR normal (originado por hidratación de la cuña mantélica), de arco volcánico, formado por un proceso de cristalización fraccionada ( $\pm$  asimilación) de plagioclasa y piroxeno a baja presión, sin participación de fases a alta presión (granate o anfíbol), excepto las muestras 160 y 176, que sí tienen este último rasgo.

Las tierras raras indican fraccionamiento de anfíbol y plagioclasa. El carácter restítico en la fuente o fraccionamiento del anfíbol se ve corroborado también por el alto contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , escaso Nb, relaciones altas de Rb/Sr, K/Rb e ISA creciente al aumentar el contenido de  $\text{SiO}_2$ . El contenido de Y, Sc y la razón LREE/HREE no indican, excepto en las muestras 160 y 176, que exista granate restítico en la fuente. Estos datos demuestran que la fuente magmática o el magma parental durante el proceso de fraccionamiento se encontraba en condiciones metamórficas del grado de las anfibolitas y quizás, en el límite del campo de estabilidad del granate. Estas condiciones petrogenéticas son comunes en las series magmáticas TTD con alto Al y en las adakitas.

En conjunto, los elementos traza permiten establecer un magmatismo calcoalcalino de arco volcánico producido por fusión parcial de corteza oceánica o corteza continental engrosada metamorfizada en facies anfibolitas, que generó un líquido trondjemítico rico en Al con anfíbol

restítico y quizás granate. Posteriormente, este líquido sufrió diferenciación con cristalización fraccionada de plagioclasa y piroxeno para dar lugar a una "suite" magmática BADR de arco volcánico.

Comparación con fundidos experimentales: El quimismo de la Formación Malcocinado también puede compararse con los resultados de fusión parcial y cristalización experimentales. Por ejemplo, Rapp y Watson (1995) realizaron experimentos de fusión parcial de varios basaltos toleíticos, con olivino normativo y metamorfizados en facies anfibolitas, a 1000-1150°C y 8-32 kbar. El resultado fueron líquidos trondjemíticos ricos en Al, con una composición parecida a la de las rocas de la Formación Malcocinado. Un análisis comparativo más detallado permite apuntar:

- Además de composiciones ácidas e intermedias, en los fundidos experimentales aparecen también (como ocurre en la Formación Malcocinado) contenidos de SiO<sub>2</sub> bajos (50-60%).
- Los diagramas de variación de los distintos óxidos se correlacionan bien con los de la Formación Malcocinado.
- Cuantitativamente, la mejor correlación se produce cuando la roca de partida es un basalto toleítico pobre en K. La correlación no es tan buena cuando se trata de un basalto rico en Al y pobre en K, que da fundidos con algo más de Na<sub>2</sub>O y algo menos de CaO y MgO que en la Formación Malcocinado, o en el caso de una anfibolita migmatítica pobre en K, con fundidos algo pobres en K<sub>2</sub>O respecto de la Formación Malcocinado. Mayores diferencias se encuentran en el caso de un basalto rico en álcalis, que genera fundidos con más K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O, y menos CaO y MgO que en la Formación Malcocinado.
- Todos los experimentos realizados entre 16 y 32 kbar dieron fundidos con granate (entre otros minerales) restítico, excepto los realizados a 8 kbar; a esta presión, las fases estables con el fundido fueron plagioclasa, anfíbol, piroxeno ± magnetita, ilmenita y olivino. En el caso de la Formación Malcocinado, el estudio de los elementos traza sugiere que el fundido se generó en condiciones de estabilidad del anfíbol y quizás del granate. Estas condiciones de estabilidad en la fuente magmática corresponden a unas condiciones intermedias entre los experimentos realizados a 8 kbar (anfíbol estable) y los realizados a 16 kbar (granate estable).

En general, estos experimentos muestran que se pueden generar líquidos y fases restíticas similares a las que dieron lugar al magmatismo de la Formación Malcocinado, a partir de la fusión parcial (1000°C, 8-16 kbar) de rocas basálticas metamorfizadas en condiciones de facies anfibolitas. No obstante, el valor de las comparaciones con este tipo de experimentos es puramente orientativo y debe utilizarse con precaución, ya que los resultados de estos experimentos, para unas determinadas condiciones de presión y temperatura, están fuertemente influenciados por la composición química y sobre todo modal de la roca de partida usada en el



experimento.

Por último, cabe plantearse una discusión sobre el origen del fundido parcial, que puede ser corteza oceánica (hipótesis adakítica) o corteza inferior engrosada (con o sin participación de una cuña mantélica infrayacente), también de composición basáltica, pero continental. Los datos de isótopos de Sr calculados (véase el apartado III.4) indican relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.7038 (andesitas de Puebla de la Reina), 0.7051 y 0.7045 (Granitoide deformado de Palomas). Estas bajas relaciones isotópicas son más características de protolitos mantélicos o de corteza oceánica, y permiten descartar un protolito de corteza continental para las rocas estudiadas, excepto si la corteza inferior se formó por un proceso de “underplating”, en cuyo caso las relaciones isotópicas iniciales serían idénticas a las producidas por fusión de corteza oceánica subducida. La existencia de varias relaciones isotópicas iniciales distintas indica que el magma que originó estas rocas no era 100% homogéneo.

También pueden considerarse otros argumentos, aunque no muy sólidos y basados en elementos móviles (Drummond et al, 1996):

- Contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$  y Rb bajos (<3% y <60 ppm, respectivamente) son característicos de un origen adakítico, mientras que los ejemplos de fusión parcial de corteza engrosada (o de cuña mantélica con posterior interacción con esa corteza) alcanzan contenidos de hasta 4% y 200 ppm, respectivamente. En la Formación Malcocinado, estos contenidos son <2% (fig. III.3) y <45 ppm (tabla III.3) respectivamente, sugiriendo por tanto un origen adakítico.
- Otro argumento discriminativo que utilizan Drummond et al. (1996) es el diagrama de Barker (1979). Así, en la recopilación realizada por estos autores, las muestras adakíticas se proyectan preferentemente en los campos tonalítico y trondjemítico (tal y como ocurre también con la Formación Malcocinado; fig. III.6), mientras que si el magma deriva de o está mezclado con corteza continental inferior, se proyectarían más bien en los campos granítico y granodiorítico.

En resumen, los argumentos anteriores, junto con la posibilidad de explicar los altos contenidos en CaO y sobre todo MgO mediante interacción del fundido con una cuña mantélica suprayacente a la zona de subducción, se decantan por la hipótesis adakítica.

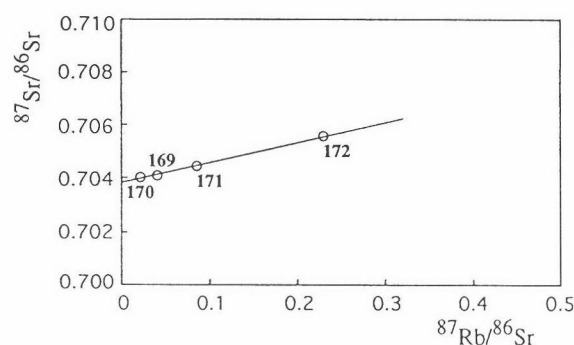
#### III.4: DATACIONES Rb-Sr SOBRE ROCA TOTAL

Se han realizado tres dataciones absolutas: una en las andesitas de Puebla de la Reina y las dos restantes en el Granitoide deformado de Palomas (fig. III.1). Los resultados se muestran en la tabla III.5 y en la figura III.12.

La calidad de las edades obtenidas no es muy buena, debido a que el número de puntos en cada isocrona es escaso, y fundamentalmente a que la dispersión de los valores  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

Tabla III.5. Cantidades elementales de Rb y Sr y relaciones  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras utilizadas en el cálculo de las isocronas.

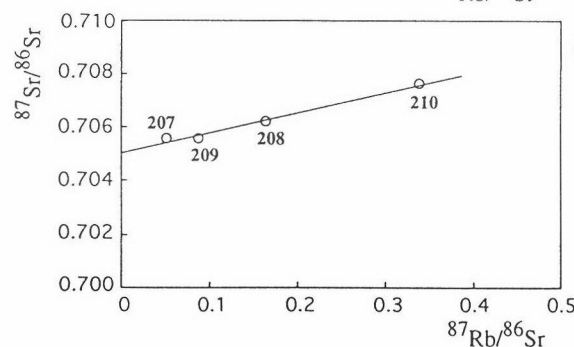
	muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Puebla de la Reina	169	5.35	393.40	0.039	0.704108
	170	2.71	363.55	0.022	0.704052
	171	10.98	378.49	0.084	0.704468
	172	25.29	318.60	0.230	0.705602
Palomas	207	9.38	534.20	0.051	0.705568
	208	31.34	553.45	0.164	0.706235
	209	14.12	475.09	0.086	0.705596
	210	44.39	378.86	0.339	0.707662
Palomas	173	32.26	371.74	0.251	0.706482
	174	39.55	389.90	0.293	0.706880
	175	38.54	229.07	0.487	0.708458
	176	33.17	456.81	0.210	0.706131
	211	42.36	396.70	0.309	0.706818
	212	32.09	272.65	0.249	0.706630



Andesitas de Puebla de la Reina

Edad:  $534 \pm 83$  Ma

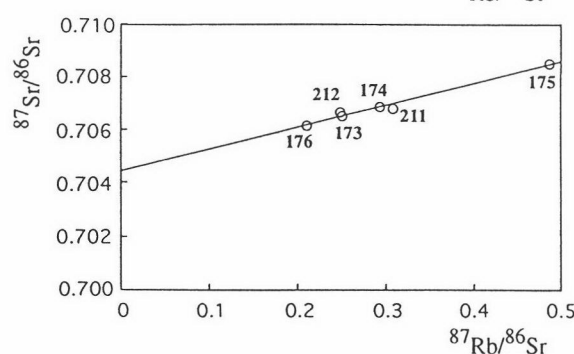
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703845 \pm 0.000080$



Granitoide deformado de Palomas

Edad:  $532 \pm 180$  Ma

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.705052 \pm 0.000258$



Granitoide deformado de Palomas

Edad:  $576 \pm 86$  Ma

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704454 \pm 0.000175$

Figura III.12. Proyección de muestras de la Formación Malcocinado en diagramas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ .

(eje de abscisas en la fig. III.12) es muy pequeña (de 0 a 0.5). Este hecho conduce a que los modelos numéricos del cálculo de isocronas (en este caso, el modelo 3 de York, 1969) introduzcan un error elevado en la edad obtenida.

Las muestras de andesitas de Puebla de la Reina indican una edad de  $534 \pm 83$  Ma (para un nivel de confianza del 95%). El parámetro MSWD es de 3.76. La relación isotópica inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  es de  $0.703845 \pm 0.000080$  ( $2\sigma$ ).

Las muestras del Granitoide deformado de Palomas se han subdividido en dos grupos, procedentes de distintos afloramientos (fig. III.1). Las edades obtenidas son:

-  $532 \pm 180$  Ma (para un nivel de confianza del 95%). MSWD=32.1.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705052 \pm 0.000258$  ( $2\sigma$ ).

-  $576 \pm 86$  Ma (para un nivel de confianza del 95%). MSWD=4.89.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704454 \pm 0.000175$  ( $2\sigma$ ).

Estas isocronas, aunque no permiten precisar con exactitud la edad de la Formación Malcocinado, no están en desacuerdo con la edad determinada mediante ichnofauna y otros datos radiométricos, y confirman una edad comprendida entre el Vendioso y el Cámbrico inferior (véanse los apartados II.1.2.2 y II.4).



## CAPÍTULO IV: ESTRUCTURA

### IV.1: INTRODUCCIÓN

En este capítulo se aborda la descripción de la estructura de la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdicico (Zona Centroibérica). Este Dominio corresponde, como se dijo en el capítulo I, al Dominio de Pliegues Levantados de Díez Balda et al. (1990) (figs. I.5 y IV.1); su borde meridional es la Falla del Matachel (Azor, 1994; fig. IV.2) que lo pone en contacto con la Unidad Central (límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena). La Falla del Matachel es una falla “normal” de bajo ángulo con buzamiento hacia el NE y salto con fuerte componente izquierda. El hiato metamórfico asociado a esta falla ha sido estimado en 10 kbar (Azor, 1994), lo que implica un salto vertical de unos 30 km. Esta extensión influyó directamente, como se discutirá en el capítulo VI, en la importante sedimentación sinorogénica carbonífera (“Culm” de Los Pedroches) que se desarrolló en la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdicico.

#### IV.1.1: Descripción general

La estructura varisca del Dominio Lusitano-Alcúdicico se caracteriza por grandes pliegues de dirección NO-SE levantados o ligeramente vergentes hacia el SO. El trazado cartográfico de estos pliegues está bien definido por las cuarcitas del Ordovícico inferior. Este trazado pone de manifiesto la existencia de sinclinales estrechos y alargados en cuyos núcleos afloran rocas del Ordovícico al Carbonífero, y de amplios anticlinales en cuyos núcleos afloran extensamente rocas infraordovícicas, en especial las pertenecientes al Alcudiense (fig. IV.1). Los pliegues se producen durante la fase principal de deformación, y asociados a ellos hay un clivaje que se desarrolla principalmente en las capas pizarrosas y que por lo general no penetra en las capas de cuarcitas. El metamorfismo regional asociado con esta deformación es de presiones intermedias y, en la mayor parte del dominio, de grado muy bajo o bajo, siendo la recristalización escasa; sólo en la parte septentrional del dominio se llegan a alcanzar condiciones de almandino + estauroлита (Díez Balda, 1986). El mecanismo de formación de estos pliegues pudo ser simplemente un acortamiento horizontal perpendicular a la dirección de las estructuras; sin embargo, la existencia de foliación transecta en ambos flancos de algunos pliegues sugiere una cierta componente de cizalla simple asociada a movimientos transcurrentes (Aller et al., 1986; Dias y Ribeiro, 1991a y b).

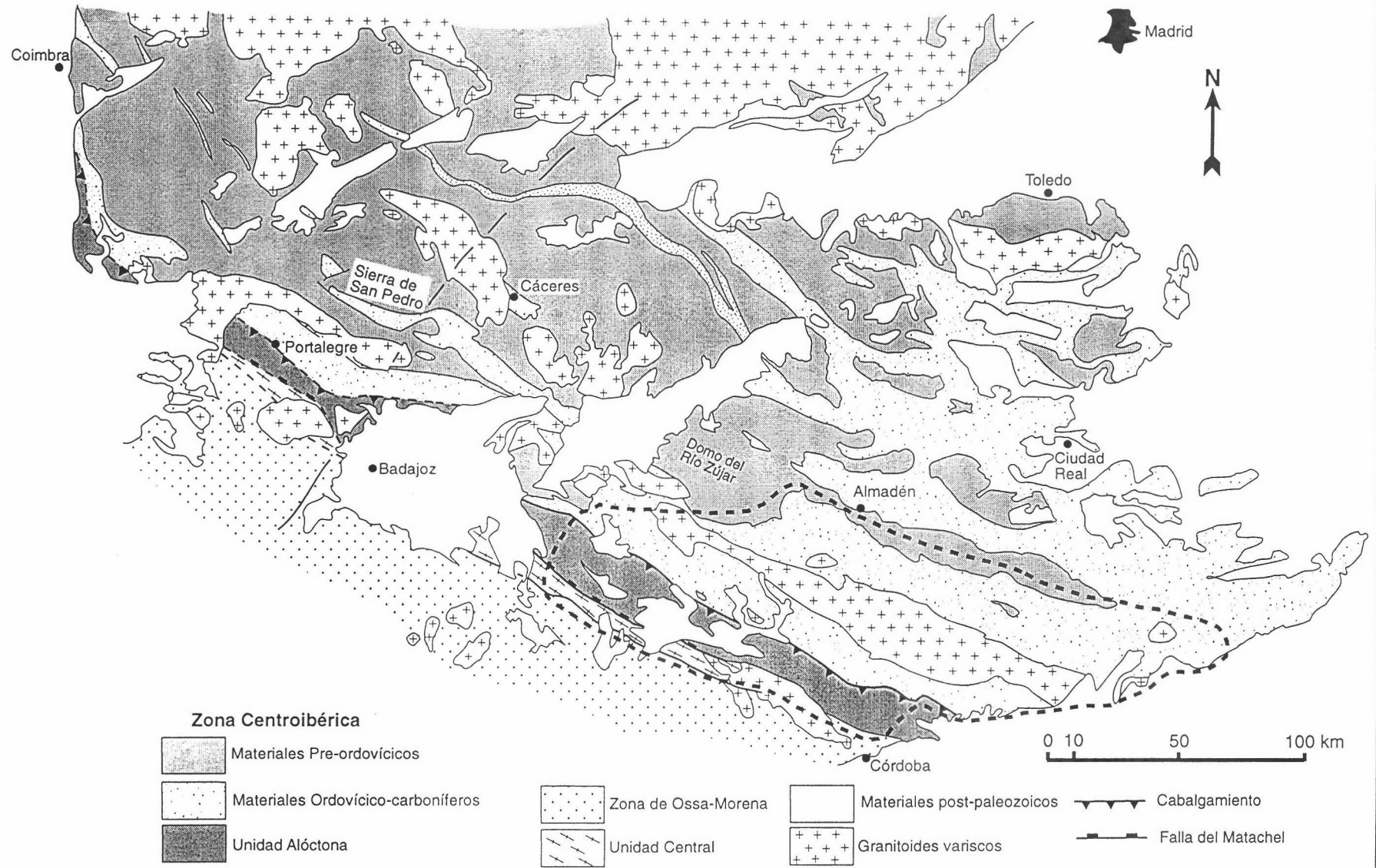


Fig. IV.1: Mapa geológico de la parte meridional de la Zona Centroibérica y su límite con la Zona de Ossa-Morena. Se indica el área estudiada en este trabajo (fig. IV.2).

En la parte septentrional del dominio, Díez Balda (1986) ha descrito dos fases de deformación posteriores a la primera o principal: la segunda fase está caracterizada por zonas de cizalla subhorizontales, que afloran en los núcleos de antiformes levantados abiertos formados durante la tercera fase.

Durante la segunda fase se desarrollaron estructuras típicas de zonas de cizalla dúctiles (pliegues fuertemente asimétricos, pliegues en vaina, estructuras S-C en rocas graníticas) que llevan asociadas una foliación subhorizontal y lineación de estiramiento. El metamorfismo regional durante esta fase cambió de presiones intermedias a presiones bajas (de tipo Barrowiense) con blastesis de cordierita, andalucita y, en las zonas más profundas, sillimanita. El cizallamiento tiene movimiento del bloque de techo hacia el SE y se interpreta que se formó asociado a un colapso extensional sinorogénico (Díez Balda et al., 1995).

En la tercera fase de deformación se formaron pliegues levantados abiertos de dirección NO-SE, con varias decenas de kilómetros de longitud de onda y escasa amplitud, a los que en ocasiones se asocia un clivaje de crenulación grosero de plano axial. También existen algunas zonas de cizalla dúctiles, subverticales, de dirección comprendida entre N70°E y N130°E, con movimiento lateral izquierdo, que originan rotaciones y desviaciones de los pliegues principales respecto de su dirección regional NO-SE (Díez Balda et al., 1990).

En la parte meridional del dominio, concretamente entre Toledo y el Batolito de Los Pedroches, los pliegues principales están afectados por una deformación posterior que produce cambios en su orientación y morfología, dando lugar a formas en domos y cubetas (fig. IV.1), que han sido descritas por Roiz (1979). La causa de estas formas aún no está bien establecida: en algunos casos como son los de los sinclinales de Guadalmez y Almadén, que tienen terminaciones periclinales con formas marcadamente digitadas, se han explicado no como consecuencia de una interferencia de pliegues sino mediante el desarrollo de pliegues cónicos simultáneos al plegamiento principal, que tienden a converger hacia el punto de inflexión de la traza axial del pliegue mayor (Martínez Ríus, en Julivert et al., 1983; Vergés, en Julivert et al., 1983). Otros autores, sin embargo, las han interpretado como el resultado de la rotación y deformación de los pliegues principales por cizallas dúctiles verticales de salto en dirección (Ortega, 1986).

En la parte más meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico existe una unidad alóctona (fig. IV.1), con pliegues tumbados vergentes al NE y con un metamorfismo asociado de grado mayor que el del resto del dominio. Aunque la existencia de alguna de estas características ha sido citada por algunos autores, no es hasta el presente trabajo cuando se hace un reconocimiento completo de la geometría de las estructuras y de su magnitud, cinemática y secuencia temporal.

Así pues, en el Dominio Lusitano-Alcúdico se distinguen dos unidades, una alóctona localizada en el borde SO del mismo, y otra paraautóctona que constituye el resto del dominio (fig. IV.2), ambas separadas por un cabalgamiento. A continuación se exponen brevemente las **deformaciones variscas** más importantes reconocidas en estas unidades, en el área estudiada.

En la unidad paraautóctona existe una fase de plegamiento principal que afecta a las rocas del Carbonífero inferior y que da lugar a pliegues levantados, sobre los que se superponen pliegues de gran radio en algunos sectores.

En la unidad alóctona se reconocen dos fases de plegamiento, una principal que no afecta a las rocas del Carbonífero inferior y en la que se generan grandes pliegues tumbados vergentes al NE con un cizallamiento dúctil asociado, y otra de crenulación que afecta a las rocas del Carbonífero inferior y medio y que da lugar a pliegues levantados.

El cabalgamiento que separa ambas unidades corta a los pliegues tumbados, y está plegado por pliegues levantados.

#### **IV.1.2: Antecedentes**

A continuación se resumen los trabajos previos más importantes sobre la estructura del borde meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico. Las referencias a trabajos sobre cuestiones específicas se irán haciendo oportunamente a lo largo del texto.

La estructura de pliegues levantados comprendida entre el Anticlinal de Alcadia y el Batolito de Los Pedroches ha sido estudiada por diversos autores: en el sector occidental (área de Almadén-Guadalmez) destacan los trabajos de Almela et al. (1962) y Saupe (1973). Martínez Ríos (en Julivert et al., 1983) describió la terminación periclinal digitada del extremo occidental del Sinclinal de Guadalmez. En algunos mapas geológicos del plan Magna (Mira et al., 1987; Rodríguez et al., 1990) se describe además una crenulación subhorizontal en los materiales carboníferos situados al Norte del Batolito de Los Pedroches, y se infiere la existencia de un cabalgamiento vergente al Sur cerca del contacto entre las rocas ordovícico-devónicas y el Carbonífero inferior de Pedroches en el sector de Santa Eufemia-San Benito. El sector central (área de Fuencaliente) fue estudiado por Redlin (1955), reconociendo la discordancia entre el Alcudiense inferior y el superior. En el sector oriental (área de La Carolina) destacan las tesis doctorales de Richter (1967), Tamain (1972) y Ríos (1977); estos autores describieron fallas inversas vergentes al Sur asociadas a los pliegues principales. Ríos y Ríos (1974) describieron el Anticlinal de Sierra Madrona al Sur de Aldeaquemada, considerándolo posterior a la fase de plegamiento principal.



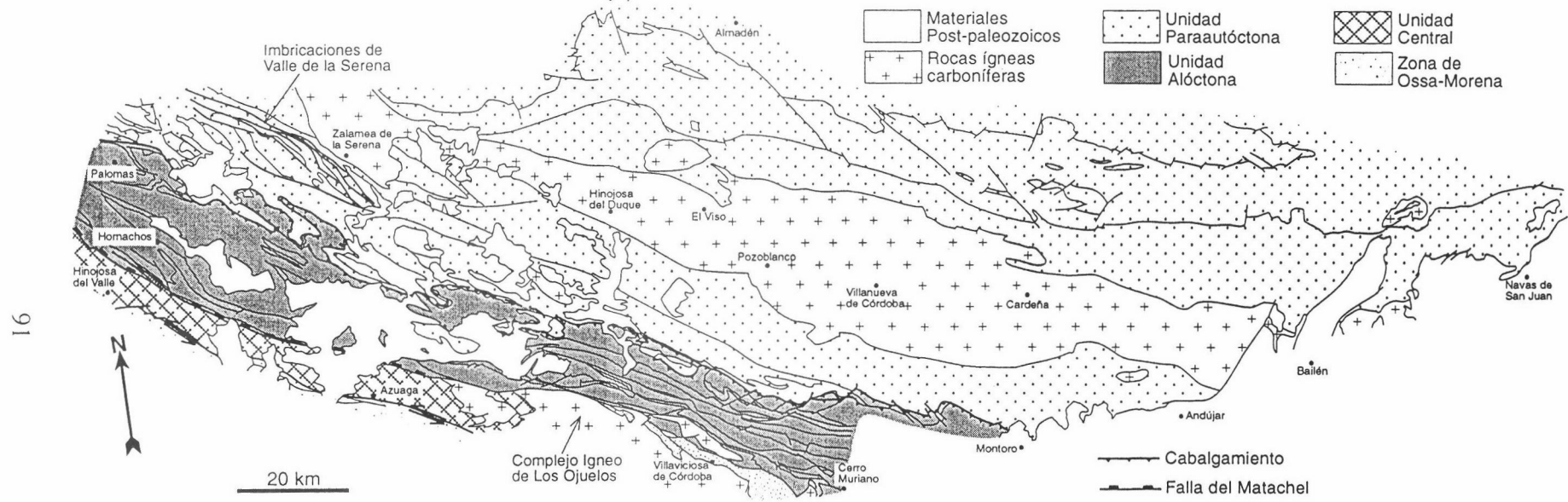


Fig. IV.2: Mapa geológico del área estudiada. En el Dominio Lusitano-Alcúdice se han distinguido las unidades alóctona y parautoctóna.

Márquez (1961) y Sánchez Cela y Gabaldón (1978) describieron los extensos afloramientos de Carbonífero inferior situados a ambos lados del Batolito de Los Pedroches y los denominaron “sinclinorio de Pedroches”;

Al Sur del Batolito de Los Pedroches, la mayoría de los autores ha abordado sus investigaciones partiendo de una división o compartimentación en **dominios** (Chacón et al., 1974; Delgado Quesada et al., 1977; Apalategui et al., 1985d y 1990). Estos dominios estarían separados entre sí por importantes fallas y se caracterizarían por presentar evoluciones estratigráficas, tectónicas y metamórficas distintas. En la figura IV.3 se reproduce la división realizada por Delgado Quesada et al. (1977) para la parte meridional de la Zona Centroibérica y la parte septentrional de la Zona de Ossa-Morena. Esta división en dominios se ha mantenido, con algunas modificaciones, durante la realización de la cartografía para el plan Magna (Apalategui et al., 1983a y b, 1985a, b, c, e, f y g, 1988a, b y c; Arriola et al., 1983). Así, por ejemplo, en el dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina estos autores diferenciaron dos unidades, una alóctona denominada Unidad de Obejo-Espiel, meridional, “compuesta por rocas evolucionadas, sobre todo precámbricas, afines a la Zona de Ossa-Morena”, y otra autóctona “compuesta por rocas con afinidad a la Zona Centroibérica y poco evolucionadas”, separadas por un cabalgamiento vergente al Norte. Aunque la Unidad de Obejo-Espiel coincide en parte con la unidad alóctona de esta Tesis, los criterios utilizados para su definición en ambos casos son bien diferentes. El cabalgamiento que se sitúa entre ambas unidades fue descrito al Norte de Peñarroya por Apalategui y Pérez Lorente (1983), que lo consideraron como el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

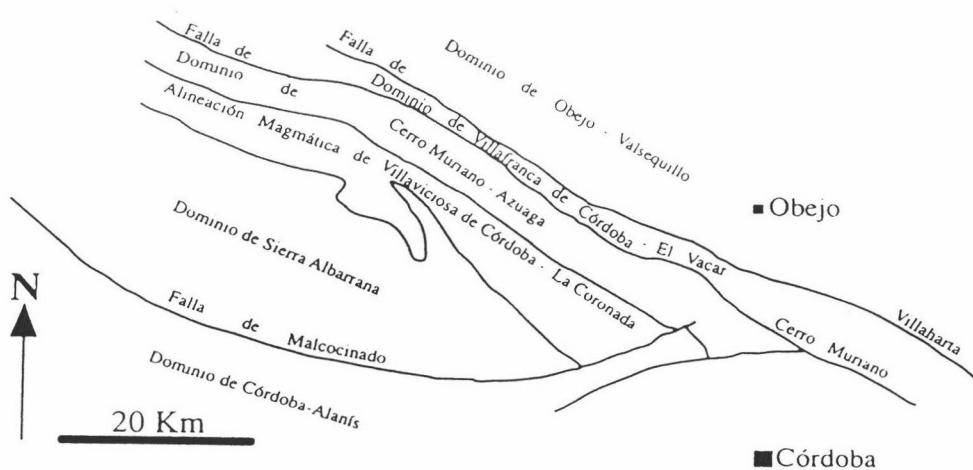


Fig. IV.3: División en dominios propuesta por Delgado Quesada et al. (1977) para la parte central y septentrional de la Zona de Ossa-Morena y para la parte meridional de la Zona Centroibérica.

El uso de dominios en esta región, tal y como lo definieron los autores anteriores, presenta importantes inconvenientes (véase una discusión más completa en Azor, 1994). Por lo que se refiere al área estudiada, la división en dominios que aparece en la figura IV.3 es rechazable por las siguientes razones:

- Las sucesiones estratigráficas de varios dominios son similares.
- La Falla de Hornachos-Villaharta, que supuestamente limitaría los Dominios Obejo-Valsequillo y Villafranca de Córdoba-El Vacar, es una falla tardía al SE de Villaharta. En el sector de Hornachos no existe tal falla, y la continuidad entre ambos dominios es muy clara.
- El Dominio de Azuaga-Cerro Muriano englobaría tanto rocas de la Unidad Central como de la Zona Centroibérica.

La existencia de pliegues tumbados en el borde meridional de la Zona Centroibérica ha sido puesta de manifiesto, en casos aislados, en la cartografía del plan Magna. Por ejemplo, Apalategui et al. (1988c) indican que el cierre periclinal de Puebla de la Reina es una “cabeza buzante”.

Castro (1987) realizó un estudio de la estructura en el sector de Valle de la Serena-Higuera de la Serena, y describió las escamas tectónicas que allí aparecen; tal vez son estas estructuras las que también refieren Apalategui et al. (1990). Abalos y Equiluz (1991) describieron la estructura de la Sierra de Hornachos como un dúplex de tipo “strike-slip”, interpretación que no ha sido confirmada en esta Tesis.

## IV.2: DEFORMACIONES PREVIAS A LA OROGENIA VARISCA

### IV.2.1: Deformación cadomiense

En el núcleo del Anticlinal de Peraleda (fig. II.1 y IV.7), las rocas de la Serie Negra afloran discordantes bajo conglomerados y cuarcitas del Ordovícico inferior. Esta discordancia angular ya fue puesta de manifiesto por Llopis et al. (1970) y por Capdevila et al. (1971); se caracteriza por la existencia de niveles de conglomerados del Ordovícico inferior con cantos de cuarcitas negras, y por un contraste de deformación y metamorfismo.

En los esquistos de la Serie Negra hay una foliación de tipo esquistosidad que no se observa en las rocas ordovícicas suprayacentes (cortes F-F' y II-II'). Esta foliación está definida por la orientación de los minerales micáceos en los niveles pelíticos (moscovita, clorita y biotita) y de algunos “ribbons” de cuarzo; los “ribbons” están recristalizados y presentan textura poligonal. El metamorfismo asociado a esta foliación es de grado bajo (biotita). La foliación está microplegada por pliegues de crenulación levantados de dirección NO-SE, que

tienen asociado un clivaje de crenulación de espaciado milimétrico, sin recristalización apreciable.

En las rocas del Ordovícico inferior la única foliación que se reconoce en los niveles pelíticos es un clivaje grosero de espaciado milimétrico a centimétrico, sin recristalización apreciable. En las cuarcitas esta foliación corresponde a una partición de espaciado centimétrico a decimétrico y en los conglomerados raramente se observa foliación alguna. Este clivaje tiene una orientación NO-SE, está vertical y es paralelo al plano axial del Anticlinal de Peraleda.

Dada la similitud en las características y en la orientación del clivaje de las rocas ordovícicas y del clivaje de crenulación de las rocas de la Serie Negra, es bastante razonable atribuirles a la misma fase de deformación.

La edad de la foliación de la Serie Negra en Peraleda, obtenida sobre un concentrado de moscovitas mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , es de  $550 \pm 10$  Ma (Blatrix y Burg, 1981). Esta edad puede considerarse como la edad de la deformación cadomiense (finiprecámbrica) en esta parte del Macizo Ibérico.

En otros sitios, son las rocas de la Formación Malcocinado las que se sitúan sobre la Serie Negra. La relación entre estos dos conjuntos es de discordancia, y se ha venido asumiendo que la discordancia es angular y separa dos ciclos orogénicos (Eguiluz, 1987; Quesada et al., 1990); sin embargo, sólo en Hornachos se ha demostrado el carácter angular entre estas dos formaciones (Azor et al., 1992).

En las rocas de la Serie Negra de la unidad alóctona también existen algunos indicios de la existencia de una deformación finiprecámbrica: Azor (1994) ha descrito charnelas desenraizadas preservadas en los dominios cuarzosos de esquistos de la Serie Negra al SO de Hornachos. En esquistos anfibólicos de la Serie Negra al SE de El Hoyo, se observa que la foliación de plano axial de los pliegues tumbados variscos que existen en la unidad alóctona es, en algún caso, de crenulación, ya que pliega a una foliación previa (definida por cristales de biotita y anfíbol). La interpretación de estas microestructuras es ambigua, ya que puede tratarse realmente de una foliación cadomiense (correlacionable con la de la Serie Negra en Peraleda), o corresponder a una foliación precoz formada durante el cizallamiento dúctil que existe asociado a los pliegues tumbados variscos. Un argumento a favor de esta última hipótesis es que en los Micasquistos de El Hoyo, a los que se ha atribuido una edad Paleozoico inferior (véase el apartado II.1.3.2), también se ha encontrado una foliación microplegada y preservada en microlitones rodeados por la foliación de plano axial de los pliegues tumbados.

En conclusión, existen datos estructurales que apuntan la existencia de una deformación cadomiense en esta parte del Macizo Ibérico, probablemente acompañada de un magmatismo importante (el magmatismo que presenta la Formación Malcocinado; véase el capítulo III). Esta

deformación sólo se ha conservado allí donde las deformaciones variscas han sido de poca intensidad (e.g. en el Anticlinal de Peraleda).

#### **IV.2.2: Discordancia intraalcudiense**

La existencia de relaciones angulares entre el Alcudiense inferior y el superior ha sido puesta de manifiesto en muchos sectores del Dominio Lusitano-Alcúdico (e.g. Redlin, 1955; Bouyx, 1970; Crespo y Rey, 1971; Ortega y González Lodeiro, 1986; Palero, 1993), por lo que su desarrollo regional parece probado. Sin embargo, Vidal et al. (1994b) han cuestionado su importancia y opinan que no es regional ni representa un hiato significativo.

En el área estudiada, esta discordancia se ha reconocido en el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia, 12 km al Este de Solana del Pino, en el paraje El Chorrillo (fig. IV.4). Realizando un corte por la carretera que discurre junto al Río Montoro se observa de Norte a Sur (fig. IV.5):

- La estratificación y la foliación de las rocas del Alcudiense inferior (pizarras y grauvacas alternantes en capas centimétricas) están orientadas E-O buzando  $80^\circ$  hacia el Norte. La lineación de intersección está subvertical (hunde  $80^\circ$  hacia  $N10^\circ E$ ).
- Las capas del Alcudiense superior (pizarras y areniscas laminadas con niveles de conglomerados, que hacia la base intercalan un nivel cuarcítico de varios metros de espesor) tienen una dirección E-O y buzando  $40^\circ$  hacia el Sur, con la lineación de intersección subhorizontal.

Estas diferencias en la orientación de la lineación de intersección (fuertemente inclinada en el Alcudiense inferior y subhorizontal en el Alcudiense superior) son bastante sistemáticas, y su análisis ha permitido establecer la discordancia intraalcudiense en numerosos sectores de la mitad meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico (e.g. Ortega y González Lodeiro, 1986; Palero, 1993), y demostrar que las capas del Alcudiense inferior estaban inclinadas cuando se sedimentó el Alcudiense superior. Según Ortega y González Lodeiro (1986), la inclinación de las capas inferiores fue debida a un plegamiento suave, sin desarrollo de foliación ni metamorfismo.

#### **IV.2.3: Discordancia sárdica**

La existencia de una discordancia entre las rocas ordovícicas y su sustrato se ha reconocido en toda la Zona Centroibérica, y se conoce erróneamente con el nombre de discordancia sárdica, pues la verdadera discordancia sárdica está situada en el Ordovícico

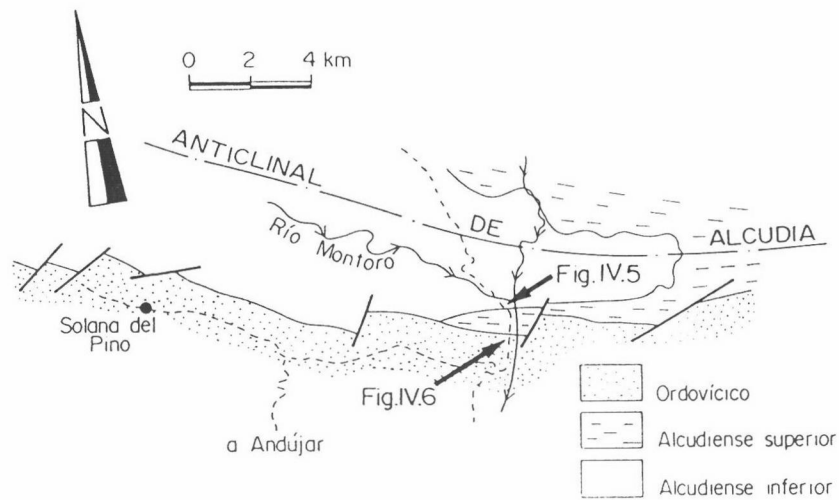


Fig. IV.4: Mapa geológico del paraje El Chorrillo indicando la posición donde se han observado las discordancias intraalcudiense (Fig. IV.5) y sárdica (Fig. IV.6).

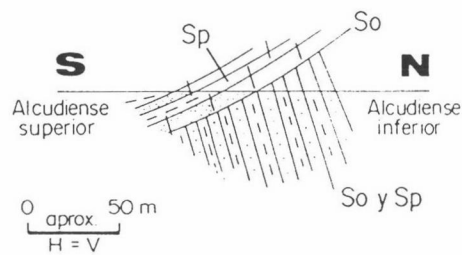


Fig. IV.5: Corte geológico por el río Montoro al Este de Solana del Pino, que ilustra la discordancia intraalcudiense. Situación en Fig. IV.4.

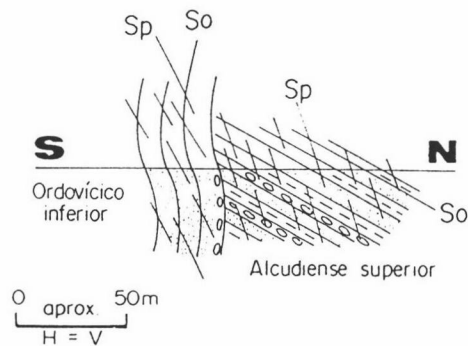


Fig. IV.6: Corte geológico por el río Montoro al Este de Solana del Pino, que ilustra la discordancia sárdica. Situación en Fig. IV.4. Nótese el aparente cambio de vergencia estructural a ambos lados de la discordancia.

medio-superior (Hammann et al., 1982; Pillola y Gutiérrez Marco, 1988). Esta discordancia fue puesta de manifiesto por primera vez por Lotze (1956) en los Montes de Toledo, quien propuso que se trata de dos discordancias situadas a muro (fase Toledánica) y techo (fase Ibérica) de las Capas Intermedias (o Formación de Base; Tamain, 1972). Lotze consideró las Capas Intermedias de edad Cámbrico superior, pero posteriormente se ha establecido su edad Tremadoc (Moreno et al., 1976). Esta sucesión está formada fundamentalmente por conglomerados y areniscas, y tiene forma lenticular. Actualmente se acepta que la discordancia superior (Ibérica) sólo corresponde a una disconformidad situada en la base de la Cuarcita Armoricana (Julivert y Truyols, 1983), mientras que la discordancia en la base de la formación conglomerática es la más importante y la que está relacionada con los movimientos sárdicos, que generaron estructuras de plegamiento sin foliación ni metamorfismo asociados (Díez Balda et al., 1990). La geometría de los pliegues sárdicos ha sido descrita por algunos autores en diversos sectores del Dominio Lusitano-Alcúdico. Según Oen Ing Soen (1970) son pliegues de dirección N-S a NE-SO. Ribeiro (1974) sugirió que se trata de pliegues en caja de dirección E-O a NE-SO, con un flanco subhorizontal amplio y el otro subvertical y corto. Roda (1986) describió pliegues angulares de dirección NE-SO, plano axial vertical, ángulo entre flancos de 70-120°, longitud de onda de 100 metros y amplitud de 30 metros, con un desarrollo incipiente de foliación.

En el área estudiada, el carácter angular de la discordancia sárdica ha sido descrito en el Anticlinal de Alcudia (Redlin, 1955; Richter, 1967), en Hornachos (Azor et al., 1992) y en el Anticlinal de Peraleda (Llopis et al., 1970; Capdevila et al., 1971). En este último afloramiento, la discordancia que se observa incluye la deformación sárdica y otra anterior finiprecámbrica o cadomiense (véase el apartado IV.2.1).

En el flanco meridional del Anticlinal de Alcudia se ha reconocido esta discordancia entre los materiales del Alcudiense superior y los del Ordovícico inferior. El afloramiento en cuestión está situado en el paraje El Chorrillo, a lo largo de la garganta que el Río Montoro ha excavado al pasar de los materiales alcudienses a los ordovícicos, 12 km al Este de Solana del Pino (fig. IV.4). A lo largo de la carretera que discurre por la ladera Oeste de esta garganta, realizando un corte de Norte a Sur, se observa (fig. IV.6):

- El Alcudiense superior, compuesto por pizarras y grauvacas alternantes con intercalaciones de niveles de conglomerados (con cantos de pizarras, cuarcitas blancas y algunas cuarcitas negras), tiene una dirección N120°E y buza 30° hacia el Norte. La foliación tiene la misma dirección y buza 70° hacia el Norte, indicando una aparente vergencia hacia el Sur. La lineación de intersección está subhorizontal.
- En las rocas del Ordovícico inferior (bancos de Cuarcita Armoricana que hacia la base

intercalan varios metros de conglomerados) la estratificación tiene una dirección N110°E y está subvertical. Se observa una incipiente foliación (clivaje grosero o simplemente partición) de dirección N120°E buzando 60° hacia el Norte, indicando vergencia al Norte. La lineación de intersección hunde 20° hacia N110°E.

A escala cartográfica, la discordancia sárdica es bastante evidente en toda la Zona Centroibérica, ya que las rocas del Ordovícico inferior se apoyan sobre diversas formaciones infrayacentes.

Al Sur del Batolito de Los Pedroches se observa que las rocas del Ordovícico se apoyan sobre cualquiera de las formaciones que constituyen su sustrato: en Puebla de la Reina lo hacen sobre la Formación Malcocinado, en Hornachos sobre la Formación Malcocinado o la Serie Negra, en Peraleda sobre la Serie Negra, en Granja de Torrehermosa sobre la Formación Malcocinado, en el sector de El Hoyo-Cerro Muriano sobre la Serie Negra, en el sector de Espiel-Obejo sobre el Granito deformado de El Escribano (que pertenece a la Formación Malcocinado) o sobre la Formación Torreárboles, y al Este de Cerro Muriano (fuera del área estudiada) sobre la Formación Villares. Por tanto, en el área estudiada también se observa la discordancia sárdica a escala cartográfica, y en la serie de cortes geológicos H-H' a L-L' se ha supuesto que es esta discordancia la que hace desaparecer hacia el SO las formaciones preordovícicas.

### IV.3: ESTRUCTURA VARISCA DE LA UNIDAD PARAAUTÓCTONA

#### IV.3.1: Fase de plegamiento principal

La fase de plegamiento principal en la unidad paraautóctona se produjo en condiciones de metamorfismo inferiores al grado bajo. A partir del estudio realizado mediante difracción de rayos X (véase el capítulo V), se han establecido condiciones de diagénesis o anquizona inferior (en torno a 200-350°C). Las paragénesis observadas están formadas por cuarzo + plagioclasa + moscovita ± clorita ± caolinita ± pirofilita ± interestratificado moscovita/paragonita. El gradiente de presiones, obtenido a partir del parámetro  $b_0$  de la mica blanca, está en el límite bajo-medio; la presión mínima deducida está en torno a 1-2 kbar (véase el capítulo V).

Los pliegues formados durante la fase de plegamiento principal en la unidad paraautóctona afectan a las rocas del Carbonífero de facies "Culm", cuya edad más joven es Namuriense inferior en el afloramiento de Los Pedroches. Las rocas del Estefaniense inferior que afloran en el área estudiada (fig. II.8) no están deformadas, y se disponen discordantes



sobre rocas ordovícico-devónicas previamente plegadas (Mira López et al., 1987; Rodríguez Pevida et al., 1990). Además, la blastesis en las corneanas que rodean al Batolito de Los Pedroches (de edad  $\approx 300$  Ma, es decir, el límite Westfaliense-Estefaniense) es posterior a la foliación principal (Carracedo, 1991). Por tanto, la edad de esta fase de plegamiento está comprendida entre el Namuriense inferior y el Westfaliense terminal. En el apartado IV.7 se tratará este tema con mayor detalle.

**Estructuras mayores.** En la unidad paraautóctona se pueden distinguir de Norte a Sur los siguientes pliegues de primer orden (fig. IV.7; cortes 1-1' a 9-9'), formados durante la fase de deformación principal:

- Anticlinal de Alcudia.
- Sinclinal de Guadalmez.
- Anticlinal de Monterrubio.
- Anticlinal de Peraleda.

El Anticlinal de Alcudia se extiende a lo largo de más de 160 km desde la región de Aldeaquemada hasta Capilla. Hacia el NO existe una interferencia de pliegues que da lugar al Domo del Río Zújar (fig. IV.1). En el núcleo de este pliegue afloran rocas alcudienses; el contacto de estas rocas con las ordovícicas describe un cierre perianticlinal con inmersión hacia el Este en el área de San Lorenzo de Calatrava.

Este anticlinal es un pliegue cilíndrico de dirección N110°E, con ligera vergencia hacia el Sur (su plano axial buza fuertemente hacia el Norte) y eje subhorizontal o con una suave inclinación hacia el SE; el flanco septentrional buza 40-60° hacia el Norte, mientras que el flanco meridional es vertical o ligeramente inverso.

El Sinclinal de Guadalmez se extiende paralelamente al pliegue anterior desde la región de Aldeaquemada hasta Peñalsordo. Es un pliegue cilíndrico, tiene ligera vergencia hacia el Sur (su plano axial buza 60-70° hacia el Norte), y su línea de charnela es subhorizontal, con ligeros cabeceos tanto hacia el SE como hacia el NO; estos cambios de inclinación de la línea de charnela hacen que a lo largo de su trazado se desarrollen pequeñas cubetas alargadas en cuyo núcleo afloran rocas silúricas, devónicas y carboníferas.

El flanco meridional de este sinclinal está afectado por pliegues posteriores de plano axial vertical (el Antiforme de Sierra Madrona y el Sinforme del Jándula; véase el apartado IV.3.2).

En su extremo occidental, este pliegue tiene una terminación periclinal con forma marcadamente digitada (véase el mapa geológico general), que ha sido explicada mediante el desarrollo de pliegues cónicos que tienden a converger hacia el punto de inflexión de la traza axial del pliegue mayor (Martínez Ríus, en Julivert et al., 1983). Esta estructura también puede



ser el resultado de un ligero acortamiento en la dirección NO-SE, es decir, paralelo a la dirección de las estructuras principales, que habría dado lugar a las formas de interferencia en domos y cubetas como las que se observan en la parte SE del Dominio Lusitano-Alcúdic (fig. IV.1).

El Anticlinal de Monterrubio está situado al Sur del Batolito de Los Pedroches, y se extiende a lo largo de 60 km desde Esparragosa de la Serena hasta Villanueva del Duque, donde está cortado por el batolito. Su trazado es paralelo a las estructuras anteriores. Este anticlinal es levantado o presenta ligera vergencia al NE (su plano axial está vertical o fuertemente inclinado hacia el SO), con el eje subhorizontal. El flanco meridional buza 40-50° hacia el SO, y el flanco septentrional está algo más levantado.

Entre el Anticlinal de Monterrubio y el Anticlinal de Peraleda hay una fractura tardivarisca (la Falla de La Canaleja; véase el apartado IV.6.1) que omite el sinclinal existente entre ambos.

El Anticlinal de Peraleda se extiende a lo largo de 140 km desde Oliva de Mérida hasta el Sur de La Canaleja, con una dirección N120°E. En su núcleo aflora la Serie Negra al Este de Peraleda del Zaucejo y la Formación Malcocinado en el sector de Oliva de Mérida.

Es un pliegue cilíndrico, con plano axial subvertical, excepto en la parte más occidental donde buza fuerte al SO. El eje es subhorizontal, excepto en el sector de La Canaleja donde hunde 30° hacia el SE, lo que provoca el cierre perianticlinal de las rocas devónicas. Los flancos tienen buzamientos medios (40-60°) hacia el NE y hacia el SO.

La estructura del "Culm" de Los Pedroches. Al Norte del Batolito de Los Pedroches, entre Azuel y Baños de La Encina (fig. IV.7), existe un anticlinal levantado, bastante apretado (con ángulo entre flancos de 10-20°; corte 2-2') desarrollado en las rocas del Carbonífero inferior. La traza axial de este pliegue, de dirección N100°E, queda cortada hacia el Oeste por el Batolito de Los Pedroches. En el resto del "Culm" de Los Pedroches al Norte del Batolito, la vergencia estructural es hacia el SO.

Al SE del Anticlinal de Monterrubio, la estructura del gran afloramiento de rocas carboníferas entre el Batolito de Los Pedroches y la Falla de La Canaleja consiste en pliegues con dimensiones de escasos kilómetros. Son pliegues con plano axial vertical o fuertemente buzante hacia el Sur o hacia el Norte. En la mitad oriental de este afloramiento destaca un anticlinal de dimensiones algo mayores al resto de los pliegues; está situado inmediatamente al Sur del Batolito de Los Pedroches, y hacia el Este debe estar cortado por el batolito, ya que en un corte realizado desde Andújar hacia el NE la vergencia estructural es hacia el Norte. En el mapa geológico general sólo se han representado las trazas axiales más representativas; en algunos casos estas trazas axiales no se correlacionan bien entre los diversos cortes geológicos

realizados, de donde se deduce que la continuidad lateral de estos pliegues es limitada y se producen relevos entre ellos (fig. IV.7).

Otras estructuras de menor envergadura formadas durante la fase de plegamiento principal son dos pliegues ligeramente vergentes al Sur entre Cabeza del Buey y Belalcázar (fig. IV.7; corte 9-9'): un anticlinal en cuyo núcleo afloran las rocas del Paleozoico inferior y un sinclinal en las rocas carboníferas. Hacia el Oeste estos pliegues están cortados por fallas tardías; hacia el Este su desarrollo es bastante más limitado, y podrían correlacionarse con los dos pliegues menores reconocidos en el flanco meridional del Sinclinal de Guadalmez junto a la localidad de Santa Eufemia (corte 8-8').

En conclusión, la fase de deformación principal originó en la unidad paraautóctona una serie de pliegues levantados o ligeramente vergentes hacia el SO o hacia el NE. En esta serie de pliegues cabe destacar los siguientes rasgos:

- Entre el Anticlinal de Monterrubio y el Anticlinal de Peraleda falta el sinclinal correspondiente, que está omitido por la Falla de la Canaleja.
- La vergencia estructural a ambos lados del Batolito de Los Pedroches es hacia el Sur en su parte septentrional y hacia el Norte en su parte meridional. Es decir, el batolito está intruido en una gran estructura anticlinal formada durante la fase de deformación principal (cortes 2-2', 3-3', 8-8' y 9-9'; fig. IV.10), y no en una estructura sinclinal ("sinclinorio de Pedroches") tal y como había sido considerado por autores previos (Márquez, 1961; Sánchez Cela y Gabaldón, 1978). En este contexto, los anticlinales de Monterrubio (corte 9-9') y el que hay entre Azuel y Baños de La Encina (corte 2-2') deben ser considerados como pliegues menores pertenecientes al gran anticlinal en cuyo núcleo intruye el Batolito de Los Pedroches.

**Pliegues menores.** Los pliegues menores asociados a esta fase de deformación son en general de escala métrica-decamétrica, paralelos a los pliegues mayores. Según el ángulo entre flancos, varían desde pliegues abiertos a cerrados. Los pliegues en las capas competentes apenas presentan engrosamiento de charnela, y son de las clases 1B y 1C de Ramsay (1967). La forma de las superficies plegadas corresponde a los tipos 2B, 2C, 2D, 3B, 3C, 3D, 4B, 4C y 4D de Hudleston (1973).

**Descripción de la fábrica.** Asociada a estos pliegues hay una foliación de plano axial. No se ha observado lineación de estiramiento. La linearidad que habitualmente se reconoce es la lineación de intersección entre los planos de la estratificación y de la foliación.

La foliación (fig. IV.8) tiene una dirección media N90-140°E y buzamiento vertical (o fuertemente buzante hacia el NE o hacia el SO), excepto entre el Sinclinal de Guadalmez y el Batolito de Los Pedroches (fig. IV.7); en este último sector la foliación está afectada por pliegues posteriores, lo que hace que aparezca también en posiciones tendidas (fig. IV.8).

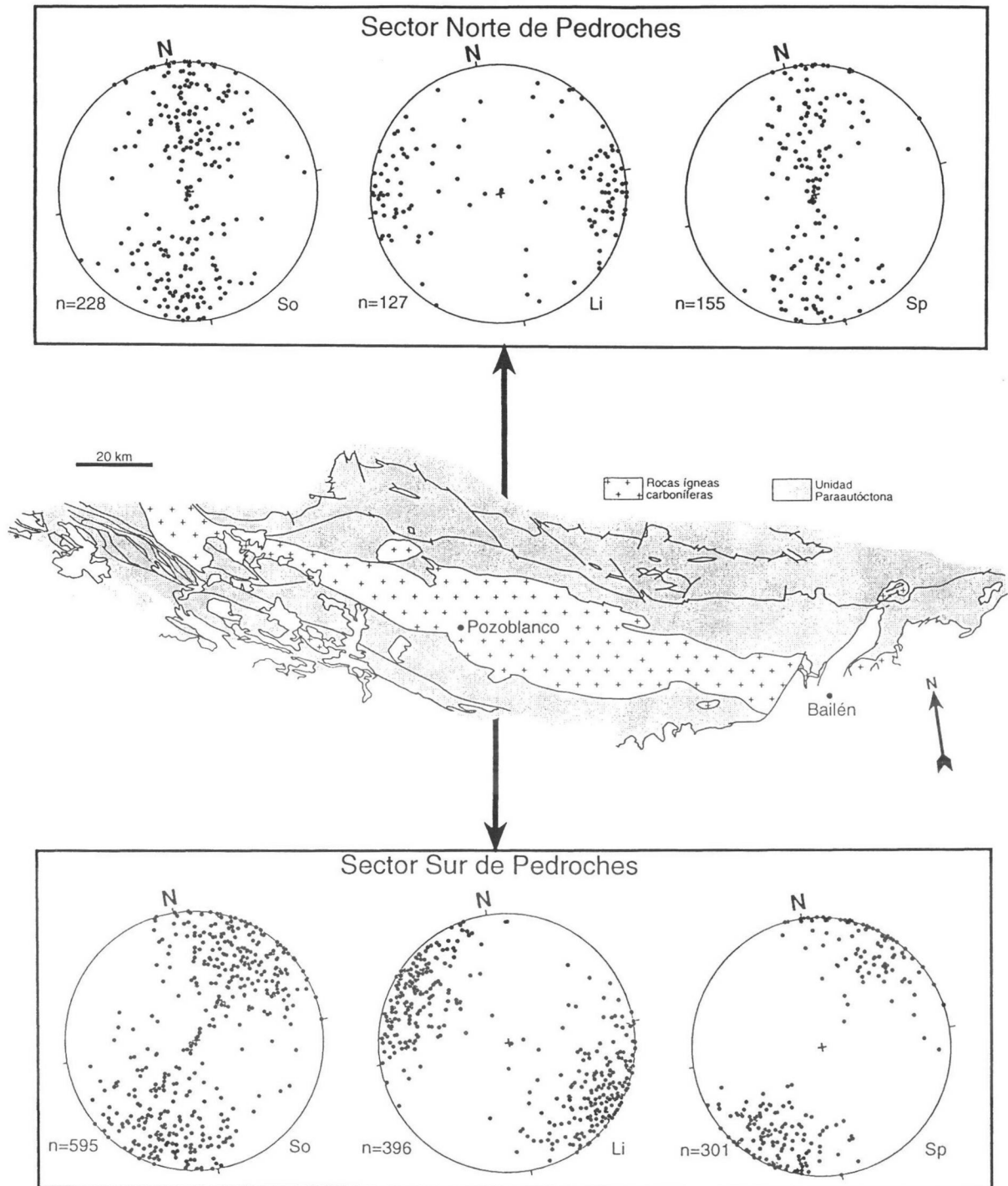


Fig. IV.8: Mapa geológico de la unidad parautoctóna con diagramas de orientación de la estratificación (So), foliación principal (Sp) y lineación de intersección (Li). Proyección equiareal, hemisferio inferior. En cada diagrama se indica el número de datos (n).

La foliación tiene características diferentes según la litología. En las cuarcitas no se suele desarrollar ningún tipo de foliación; sólo en algunos casos se ha observado un clivaje grosero de espaciado centimétrico a decimétrico. En los conglomerados del Ordovícico inferior puede aparecer un clivaje grosero definido por la orientación preferente de forma de los cantos y los granos de cuarzo. En los materiales pelíticos la foliación es un clivaje pizarroso definido por la orientación de las micas y por finas fracturas o venillas rellenas de óxidos de hierro y minerales micáceos. La intensidad de este clivaje pizarroso es muy variable, desde su prácticamente inexistencia hasta enmascarar completamente a la estratificación. En secuencias con alternancias de distintas litologías es frecuente observar el diferente desarrollo de la foliación así como fenómenos de refracción.

En las pizarras del "Culm" a veces se observa típicamente una partición "en lápices", resultado de la intersección entre la estratificación y la foliación.

La lineación de intersección (fig. IV.8) es paralela a los ejes de los pliegues y tiene una orientación N90-140°E. Su inclinación es en general suave (<30°) y compatible con los cierres periclinales que se observan en la cartografía.

**Análisis de la deformación interna.** En la unidad paraautóctona se han realizado medidas de la deformación interna en cuatro afloramientos. Las medidas se han tomado en secciones paralelas a los planos principales del elipsoide de deformación finita (XY, XZ e YZ); sólo en un afloramiento se ha podido establecer el valor K [ $K = \log(X/Y) / \log(Y/Z)$ ]. Las técnicas usadas han sido la media armónica (Lisle, 1977), el método Rf/φ (Dunnet, 1969; Lisle, 1985; Ramsay y Huber, 1983) y el método de Fry (Fry, 1979; Ramsay y Huber, 1983) sobre cantos cuarcíticos en conglomerados. En la tabla IV.1 se indican los resultados obtenidos, y en la fig. IV.9 se muestran algunos de los gráficos obtenidos.

Los afloramientos 15 y 16 (situación en fig. IV.19) corresponden a conglomerados de tamaño de grano medio del Ordovícico inferior. Se han obtenido valores de la relación X/Y de 1.2 y 1.3 (tabla IV.1 y fig. IV.9).

Tabla IV.1. Datos de la deformación interna de la unidad paraautóctona.

Afloramiento*	X/Z	X/Y	Y/Z	técnicas	Nº marcadores	Valor de K
15		1.2		R	51	
16		1.3		R	107	
Per	1.44	1.03	1.41	H	97	0.1
V-P		1		R,F	175	

\*Situación en figs. IV.18 y IV.19.

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

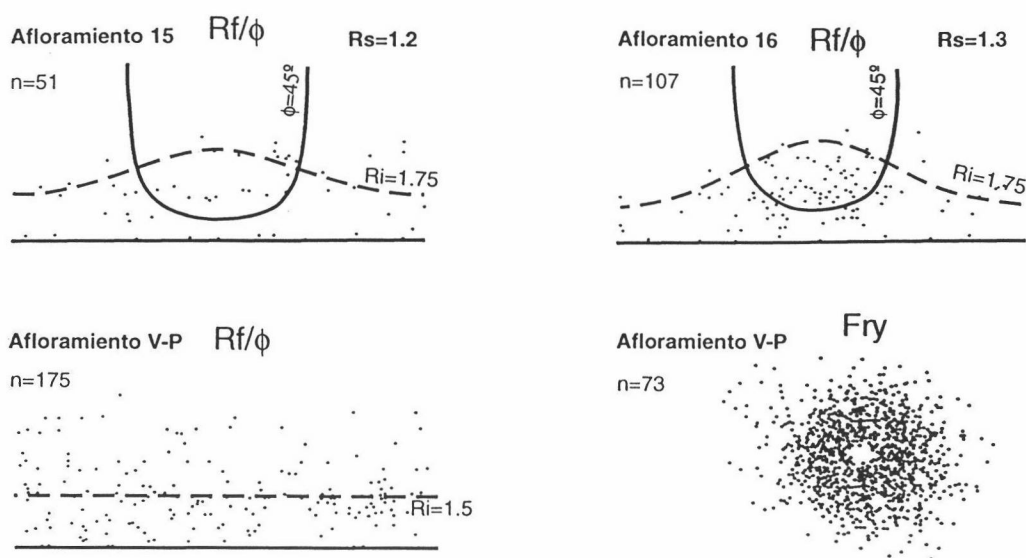


Fig. IV.9: Ejemplos de gráficos de la deformación interna en la unidad paraautoctona. Todos los diagramas corresponden a secciones XY.

El afloramiento “Per” está situado 6 km al ESE de Peraleda del Zaucejo (fig. IV.18), y corresponde a conglomerados de tamaño de grano grueso, también del Ordovícico inferior. El valor de  $X/Y$  está en torno a la unidad, y los valores de  $X/Z$  e  $Y/Z$  en torno a 1.4 (tabla IV.1). El valor calculado del parámetro  $K$  del elipsoide de deformación finita es de 0.1 (fig. IV.21).

El afloramiento “V-P” está situado en el cierre periclinal de las rocas devónicas del Anticlinal de Peraleda, en la carretera de Villaharta a Pozoblanco (fig. IV.18). Se trata de un nivel de conglomerados de tamaño de grano medio. La media armónica es de 1.5, valor éste que corresponde al alargamiento inicial de los cantos, ya que con los métodos gráficos (métodos  $Rf/\phi$  y de Fry) no se detecta ninguna deformación (fig. IV.9).

En resumen, los datos existentes (baja relación  $X/Y$ , existencia de un clivaje pizarroso en los materiales pelíticos y ausencia de lineación de estiramiento) permiten concluir que la fase de deformación principal se produjo en el campo del aplastamiento (Flinn, 1965).

### IV.3.2. Pliegues posteriores a la fase de plegamiento principal

**La fase de crenulación en Monterrubio de la Serena.** En el área comprendida entre el Anticlinal de Monterrubio y el Batolito de Los Pedroches (fig. IV.7) existe un clivaje de crenulación con lineación de intersección asociada y pliegues de pequeña escala, que afecta a las estructuras previas.

El clivaje tiene una dirección  $N110-125^\circ E$  y buza fuerte hacia el Norte ( $70-80^\circ$ ). En las

cuarcitas precarboníferas del núcleo del Anticlinal de Monterrubio, el clivaje es una partición de espaciado centimétrico a decimétrico, que es plano axial de pliegues abiertos ligeramente vergentes al Sur con longitud de onda decimétrica a decamétrica. En las pizarras carboníferas es un clivaje de crenulación grosero de espaciado milimétrico a centimétrico, que es plano axial de micropliegues de longitud de onda milimétrica a centimétrica.

La lineación de intersección entre el clivaje de crenulación y la estratificación tiene una dirección N125-135°E; es subhorizontal o hunde suave (<30°) hacia el NO o hacia el SE. En los casos en que el clivaje de crenulación es ligeramente oblicuo a la foliación principal, se observan pliegues de la lineación de intersección de la fase de plegamiento principal.

**Los pliegues de Sierra Madrona y Jándula.** El flanco meridional del Sinclinal de Guadalmez está afectado por pliegues homoaxiales de plano axial subvertical. Estos pliegues son, de Norte a Sur, el Antiforme de Sierra Madrona (Redlin, 1955) y el Sinforme del Jándula (fig. IV.7). Estos pliegues no desarrollan ningún tipo de foliación ni lineación de estiramiento. Su orientación es paralela a los pliegues de la fase de plegamiento principal. Son claramente posteriores a estos últimos, ya que pliegan a la foliación principal; este hecho ya fue puesto de manifiesto por Ríos y Ríos (1974) en el Antiforme de Sierra Madrona al Sur de Aldeaquemada.

El Antiforme de Sierra Madrona (fig. IV.7; cortes 1-1', 2-2', 3-3', 4-4' y 8-8') se extiende a lo largo de 160 km desde el Sur de Aldeaquemada hasta las inmediaciones de Cabeza del Buey. En la mayor parte de su recorrido discurre por rocas ordovícicas y en algunos puntos, al Norte de Fuencaliente y al NO de Santa Eufemia, llegan a aflorar en su núcleo rocas del Alcudiense inferior.

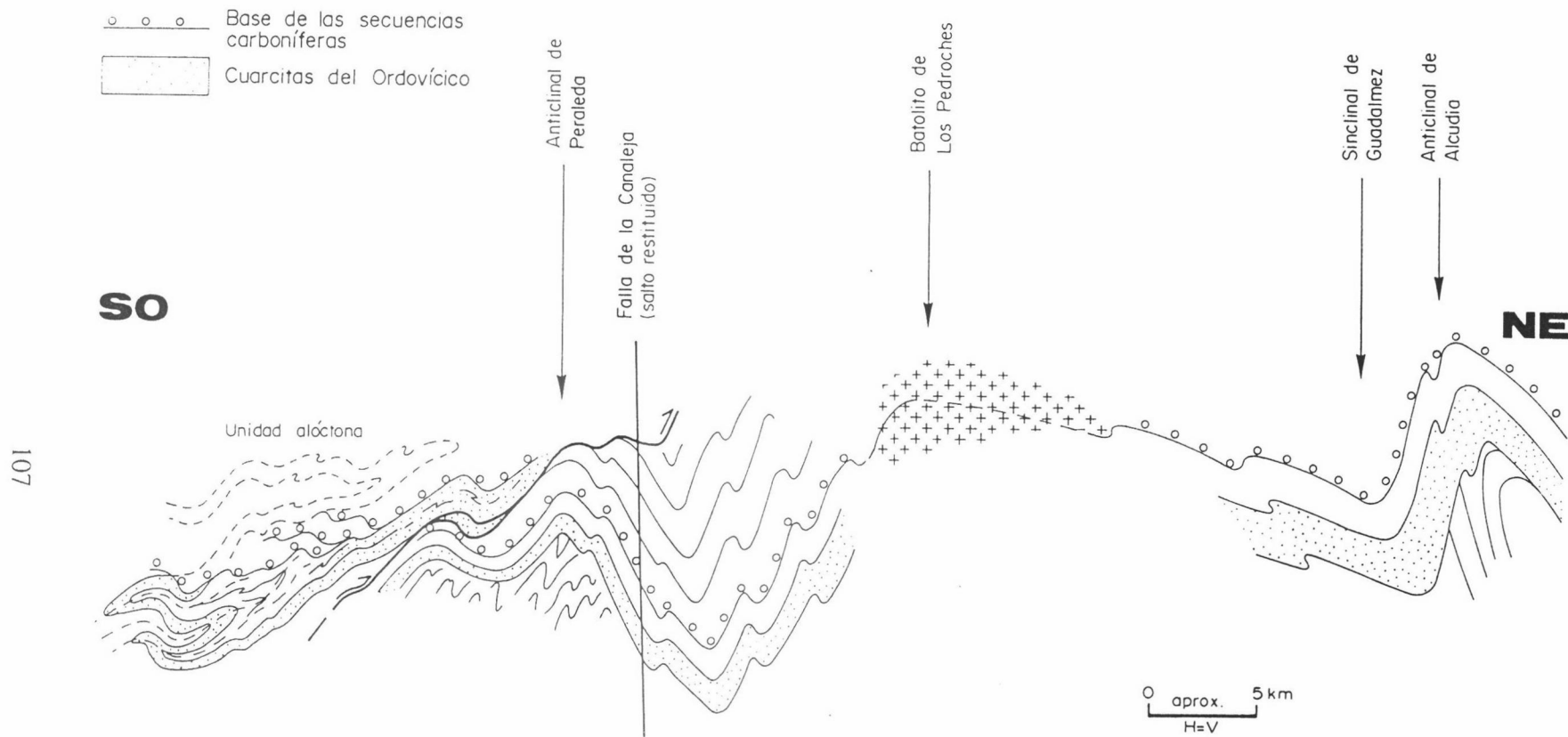
Este pliegue tiene morfología cilíndrica, con flancos de buzamiento medio (30-50°) y eje subhorizontal. En el sector de Santa Elena, el plutón del mismo nombre está situado en el núcleo de esta estructura antiformal (corte 1-1'), por lo que probablemente intruyó a favor de ésta (Ríos, 1977).

El Sinforme del Jándula (fig. IV.7; cortes 2-2', 3-3', 4-4' y 8-8') se extiende a lo largo de 120 km desde el Norte de Baños de La Encina hasta el Sur de Santa Eufemia, coincidiendo con el afloramiento septentrional del "Culm" de Los Pedroches.

La morfología de este sinforme es más compleja que la del Antiforme de Sierra Madrona. Mientras que en algunas secciones tiene una geometría cilíndrica relativamente simple (e.g. en el corte 2-2'), a veces presenta una zona de charnela bastante compleja, con numerosos pliegues menores (corte 3-3').

El ángulo entre flancos de este sinforme varía de Este a Oeste: en el corte 2-2' es de unos 80°; en el corte 8-8' este ángulo es de unos 140°, y más al Oeste (corte 9-9') el pliegue ya no se reconoce .





107

Fig. IV.10: Corte geológico esquemático de la unidad paraautóctona, una vez restauradas las deformaciones posteriores a la fase de plegamiento principal.

En la figura IV.10 se ha representado un corte geológico esquemático de la unidad paraautóctona, en el que se han restituido las deformaciones posteriores a la fase de plegamiento principal. En este esquema se observa que los buzamientos de los flancos de los pliegues situados al Sur del Batolito de Los Pedroches son elevados, mientras que los flancos meridionales de los sinclinales situados al Norte del batolito tienen buzamientos suaves hacia el NE. Este hecho probablemente determinó la posición de los pliegues posteriores. En efecto, los pliegues de Sierra Madrona y Jándula se desarrollaron sobre el flanco meridional del Sinclinal de Guadalmez. En el resto de la unidad paraautóctona (flanco meridional del Anticlinal de Alcudia y al Sur del Batolito de Los Pedroches) los pliegues de la fase de plegamiento principal dieron lugar a estructuras más levantadas, poco propicias para su posterior replegamiento, y probablemente sólo sufrieron un débil reapretamiento.

#### IV.3.3. Deformaciones asociadas al Batolito de Los Pedroches

El contacto entre el Batolito de Los Pedroches y las rocas encajantes es en su mayor parte intrusivo.

Aranguren et al. (en prensa) han realizado un estudio de la estructura interna del batolito mediante el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética. La foliación magnética tiene en general buzamientos bajos. La disposición más tendida de esta foliación corresponde a la parte central del batolito, mientras que en el tercio occidental buza más de  $35^\circ$  hacia los bordes y dibuja formas en domos. Los plutones graníticos tienen foliaciones magnéticas bastante tendidas y también dibujan formas en domos. En conjunto, estos autores proponen que la Granodiorita de Los Pedroches tiene la forma de un lacolito dispuesto subhorizontalmente, formado por varios plutones coalescentes. Esta forma de domo o cúpula sugiere que la estructura de las rocas encajantes situadas por encima del batolito tiene la forma de un amplio antiforme muy abierto (cortes 2-2', 3-3' y 8-8').

En la mayor parte del borde Sur del batolito, la foliación magnética buza, según los autores anteriores, más de  $35^\circ$  hacia el SO. Este dato contrasta con la afirmación de estos mismos autores de que el borde Sur del batolito buza suavemente ( $30^\circ$ ) hacia el Sur, y concuerda mejor con los datos que se exponen a continuación.

El buzamiento de los bordes del batolito es difícil de ver y, en general, se ha considerado que es subparalelo al de las rocas encajantes, allí donde la dirección del contacto es subparalela a la dirección de la estructura del encajante (véanse los cortes 2-2', 3-3', 5-5', 6-6', 7-7', 8-8' y 9-9'). Así, el borde Sur del batolito es subvertical o buza fuerte ( $>60^\circ$ ) hacia el SO o hacia el NE, lo que concuerda bien con el buzamiento de la foliación magnética ( $>35^\circ$ ) de las

rocas del batolito junto a este borde. El borde Norte buza siempre hacia el NE; excepto en el extremo oriental (al Norte de Linares; corte 1-1'), donde las rocas encajantes buzan sistemáticamente hacia el Sur, indicando que en este sector las rocas graníticas se disponen sobre las rocas encajantes. En general, el borde Norte tiene buzamientos menores que el borde Sur.

En el borde Norte del batolito, junto a la localidad de Conquista, se ha reconocido un cizallamiento dúctil (zona de cizalla de Conquista; Carracedo et al., 1994) de 1 km de espesor, paralelo al contacto entre el batolito y las rocas encajantes (corte 4-4'). Las rocas graníticas tienen fábrica plano-linear, definida por la orientación preferente de los cristales de plagioclasa y biotita. La foliación tiene una dirección N115°E y buza 60° hacia el Norte. La lineación de estiramiento (marcada por la orientación preferente de los cristales de plagioclasa y biotita) hunde 50° hacia N60°E. En secciones XZ (perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación) se observan estructuras S-C (formadas en condiciones de estabilidad de la biotita) de espaciado milimétrico a centimétrico que indican un sentido de movimiento de techo hacia el NE. Por tanto, se trata de un cizallamiento simple con componente normal dextrorsa. En las metapelitas carboníferas, sobre el plano de la foliación principal existe una orientación mineral de cristales de biotita en la dirección N50°E; esta orientación mineral también se ha observado en las corneanas al NE de El Viso; en las rocas metapelíticas carboníferas no se han observado estructuras asimétricas indicativas de deformación por cizallamiento simple. Según Aranguren et al. (en prensa) este cizallamiento sólo afecta a la granodiorita de Los Pedroches, no a los plutones graníticos posteriores, indicando así que esta deformación dúctil es anterior a la total cristalización del batolito. Estos mismos autores sostienen que este cizallamiento evidencia que el emplazamiento del conjunto del batolito se produjo a lo largo de una zona de cizalla transtensiva dextrorsa, aunque la cizalla que se observa es más bien de magnitud modesta.

En las rocas encajantes situadas al Norte del Batolito de Los Pedroches, existe un clivaje de crenulación de bajo buzamiento que se observa preferentemente cerca del contacto con el batolito. Este clivaje lleva asociados pliegues milimétricos a centimétricos que pliegan a la foliación principal. La dirección de este clivaje coincide con la del contacto con el batolito (e.g. al NO de Baños de La Encina; véase el mapa geológico general). El buzamiento es bajo (en general <40°), tanto hacia el Norte como hacia el Sur. Estos pliegues son en general homoaxiales con los de la fase principal de plegamiento, aunque a veces se observa que los pliegues de crenulación pliegan a la lineación de intersección entre la foliación principal y la estratificación.

Las relaciones temporales entre la blastesis mineral debida a la intrusión del batolito y esta crenulación han sido puestas de manifiesto por diversos autores (e.g. Carracedo, 1991).

Así, la blastesis producida durante la intrusión de la granodiorita es posterior a la foliación principal, y anterior a la crenulación de bajo buzamiento; sin embargo, la blastesis producida durante la intrusión de los plutones graníticos (posteriores a la granodiorita) es sin-postcinemática respecto de la crenulación (Mira et al., 1987; Rodríguez et al., 1990; Carracedo, 1991). Estas relaciones temporales blastesis-deformación, junto con la relación espacial existente entre la crenulación y el borde Norte del batolito, permiten establecer que el emplazamiento del conjunto del batolito es posttectónico respecto de la foliación principal, y que la crenulación de bajo buzamiento está relacionada con la intrusión (quizás forzada) de los magmas graníticos tardíos.

#### IV.4. ESTRUCTURA VARISCA DE LA UNIDAD ALÓCTONA

La unidad alóctona (fig. IV.2) aflora a lo largo de todo el borde SO del Dominio Lusitano-Alcúdico. En la mitad occidental del área estudiada (al Oeste de La Coronada), la unidad alóctona está separada de la Unidad Central mediante la falla normal-izquierda del Matachel; al Este de La Coronada, la Unidad Central queda oculta por el Complejo ígneo de Los Ojuelos y por fallas tardías. Aún más al SE, estas fallas tardías ponen directamente en contacto la unidad alóctona del Dominio Lusitano-Alcúdico con rocas de la Unidad de Azuaga (Zona de Ossa-Morena). El límite NE de la unidad alóctona es un cabalgamiento que la superpone sobre la unidad paraautóctona.

En la unidad alóctona se han reconocido varias deformaciones sucesivas: pliegues tumbados con cizallamiento simple dúctil (fase de deformación principal), un cabalgamiento en la base de la unidad, pliegues levantados (fase de crenulación) y fallas tardías. Excepto la deformación de la fase principal, todas las deformaciones afectan a las rocas del Carbonífero inferior y medio.

##### IV.4.1. Fase de deformación principal

En la fase de deformación principal se forman grandes pliegues isoclinales tumbados sinquistosos de dirección NO-SE y vergentes hacia el NE, cuyos ejes están por lo general subhorizontales. Asociado a estos pliegues, existe un cizallamiento simple dúctil de dirección NO-SE.

Esta deformación se produjo en condiciones metamórficas variables en el área estudiada, bajo un gradiente de presiones medio o en el límite bajo-medio.

En la mitad occidental de la estructura (sector de Hornachos) el grado metamórfico es

bajo o muy bajo. Se ha realizado un estudio de este metamorfismo mediante difracción de rayos X, diferenciando el flanco inverso y los flancos normales (véase el capítulo V). En el flanco inverso se alcanzan las condiciones de epizona (facies de los esquistos verdes), mientras que en los flancos normales no se sobrepasan las condiciones de anquizona.

Hacia el SE, el metamorfismo aumenta progresivamente hasta alcanzar las condiciones de grado medio (andalucita + sillimanita) en el sector del Embalse de Puente Nuevo-Cerro Muriano. En el capítulo V se tratará este tema con mayor detalle.

La edad de esta deformación está comprendida entre el Devónico medio y el Tournaisiense superior. Las rocas del Devónico medio están deformadas por los pliegues tumbados, mientras que las rocas del Carbonífero inferior de facies "Culm" se encuentran discordantes sobre ellos, y sólo están afectadas por las deformaciones posteriores. La Falla normal del Matachel es posterior a los pliegues tumbados y, en parte, como se verá en el capítulo VI, previa al inicio de la sedimentación de facies "Culm".

**Estructuras mayores.** Se han reconocido dos pliegues tumbados de primer orden (con un flanco inverso de 15 km de longitud) que son, de arriba a abajo, el Anticlinal de Puebla de la Reina y el Sinclinal de Hornachos. En el flanco normal del Sinclinal de Hornachos, cerca de la charnela del sinclinal, existen pliegues de menor orden, que presentan importancia creciente de NO a SE: en el sector de Hornachos no aparecen; entre Maguilla y Campillo de Llerena existen varios pliegues menores de tamaño hectométrico; desde Granja de Torrehermosa hasta el extremo oriental del área estudiada se ha diferenciado un pliegue menor (el Anticlinal de El Hoyo) con un flanco inverso de 3-5 km de longitud (fig. IV.11).

La cartografía de estos pliegues se muestra en la figura IV.12. Gran parte de esta estructura queda oculta bajo los afloramientos carboníferos y de rocas postpaleozoicas, y está cortada por varias fallas tardivariscas, en especial en la mitad SE de la unidad alóctona. Esto, junto con la disposición subhorizontal de los ejes de los pliegues, condiciona el escaso reflejo de los mismos en la cartografía, y dificulta su correlación entre los diversos sectores donde afloran. No obstante, como se verá más adelante, existen varios argumentos que han permitido proponer la correlación de los pliegues tumbados en el conjunto de la unidad alóctona.

La geometría de los pliegues tumbados está representada en los cortes geológicos A-A' a L-L'. El plano axial de estos pliegues, restituyendo a la horizontal la base de las rocas carboníferas (discordantes sobre ellos), queda en posición tendida o suavemente buzante hacia el SO (y localmente hacia el NE); estas suaves ondulaciones se han deducido a partir de las relaciones de yacencia que existen en la base de las rocas carboníferas, que se apoyan sobre distintos términos de la secuencia de pliegues tumbados. El origen de estas suaves ondulaciones es incierto: puede que el plano axial de los pliegues tumbados no fuera

perfectamente plano, o que se produjera un suave plegamiento de los mismos antes de la sedimentación carbonífera. Conviene adelantar que en los cortes restaurados, aunque se ha dibujado la posición del cabalgamiento basal de la unidad alóctona, este cabalgamiento se produce esencialmente después de la sedimentación del Carbonífero inferior.

A continuación se describe esta secuencia de pliegues tumbados en los cortes geológicos y en la cartografía, en sentido descendente y de NO a SE (véanse la fig. IV.12, el mapa geológico de la unidad alóctona y los cortes A-A' a L-L', tanto los reales como los restaurados).

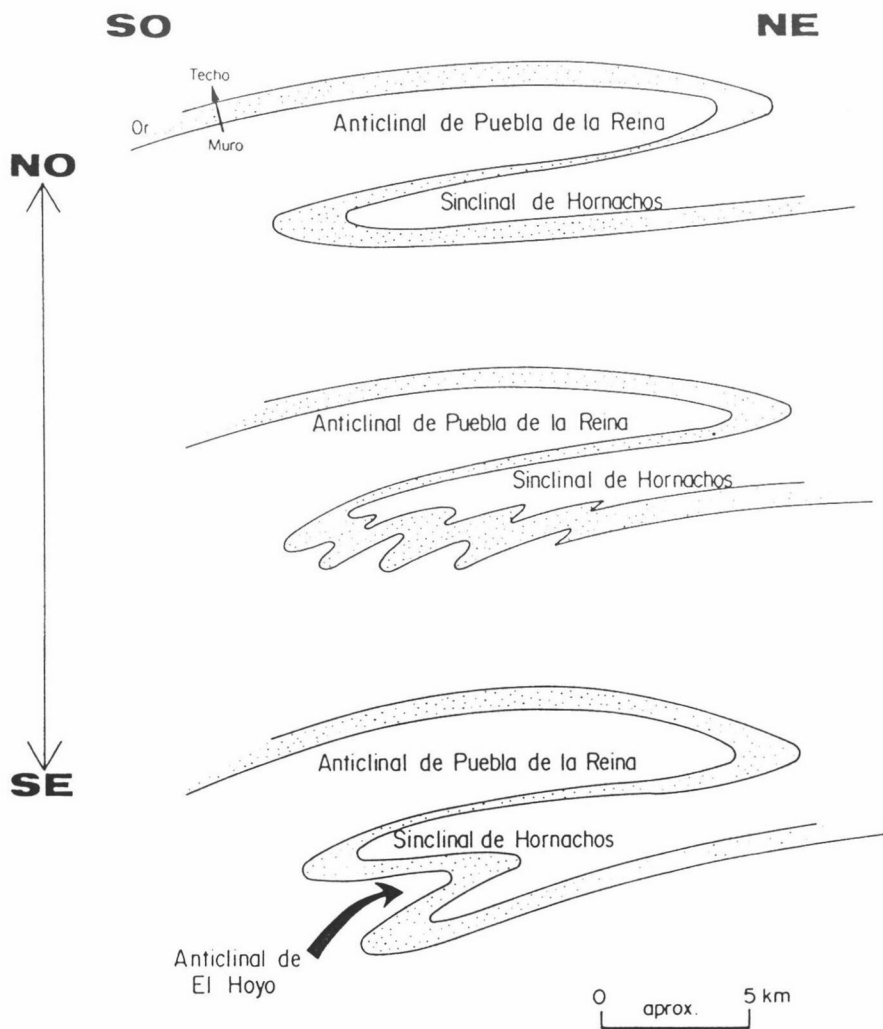


Fig. IV.11: Esquema de los pliegues tumbados de la unidad alóctona, que muestra la evolución de la geometría de los mismos en la dirección NO-SE.

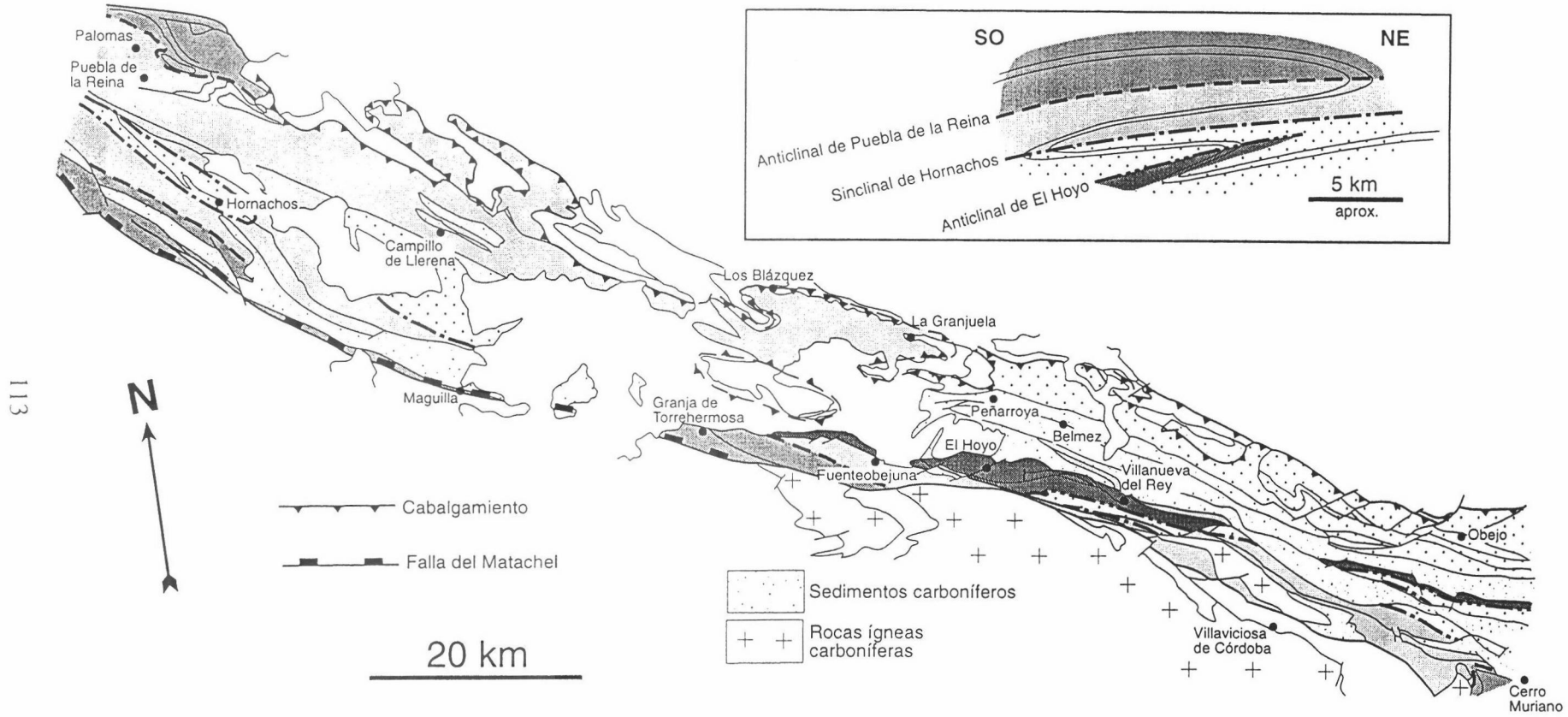


Fig. IV.12: Cartografía de los pliegues tumbados de la unidad alóctona.

El flanco normal del Anticlinal de Puebla de la Reina aflora al NE de la localidad del mismo nombre, donde este anticlinal se muestra como una “cabeza buzante” con núcleo en rocas de la Formación Malcocinado, rodeado por cuarcitas y pizarras del Ordovícico inferior (corte A-A’). En el corte B-B’ también se ha dibujado (por encima de la topografía actual) este cierre anticlinal, en una posición equivalente a la que ocupa en el corte A-A’. Tres kilómetros al ESE de Palomas, en el flanco normal de este anticlinal, existe un isleto de rocas del Ordovícico inferior que se apoya sobre rocas de la Formación Malcocinado, y que constituye un pliegue menor de escala decamétrica, vergente al NE.

El afloramiento de la Serie Negra situado al SO de Hornachos es un anticlinal que se prolonga hacia el SE debajo de los materiales carboníferos del Matachel. Al Sur de este afloramiento carbonífero, entre el Embalse de Los Molinos y Maguilla, las rocas de las Formaciones Malcocinado y Villares dibujan un pliegue menor en el flanco normal de este anticlinal (cortes B-B’ a E-E’). Es evidente la correlación entre este anticlinal mayor y el que aparece como una “cabeza buzante” en Puebla de la Reina, ya que el flanco inverso es el mismo.

Hacia el Este, en el sector comprendido entre Granja de Torrehermosa y Fuente Obejuna, las rocas de la Formación Malcocinado se apoyan sobre las de la Serie Negra, siendo la vergencia estructural hacia el Norte (corte G-G’). Se trata, por tanto, de un flanco normal que, razonablemente, se puede considerar el mismo que aflora en el sector del Embalse de Los Molinos-Maguilla, ya que se trata de la misma banda cartográfica, parcialmente cubierta por rocas carboníferas y postpaleozoicas desde Maguilla hasta Granja de Torrehermosa (compárese el extremo meridional de los cortes restaurados E-E’ y G-G’). De esta observación se establece que el flanco normal que aflora entre Granja de Torrehermosa y Fuente Obejuna es el flanco normal del Anticlinal de Puebla de la Reina.

En el extremo SE de la unidad alóctona (sector de Cerro Muriano) vuelve a aflorar un anticlinal tumbado, con núcleo en rocas de la Serie Negra, plegado por un antiforme y un sinforme posteriores. El flanco normal de este anticlinal aflora inmediatamente al Oeste de Cerro Muriano, donde las cuarcitas ordovícicas se apoyan sobre la Serie Negra, siendo la vergencia estructural hacia el Norte. Este flanco normal corresponde también al flanco normal del Anticlinal de Puebla de la Reina, ya que el flanco inverso infrayacente a ambos es el mismo.

El flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina aflora en buena parte de la mitad occidental de la unidad alóctona (fig. IV.12; cortes A-A’ a G-G’). La secuencia estratigráfica está invertida, siendo frecuente observar en el núcleo de sinformes posteriores que, por ejemplo, las rocas ordovícicas se apoyan sobre las devónicas. En algunos sectores de este flanco inverso se ha observado que la secuencia de rocas está fuertemente adelgazada. Esto se



ha podido comprobar en cortes en los que afloran de manera continua rocas de la Formación Malcocinado y del Ordovícico al Devónico; en estos casos, la secuencia de rocas del Ordovícico-Silúrico tiene menor espesor que en sectores adyacentes. Así, al NE de Campillo de Llerena se observa que las rocas del Ordovícico-Silúrico apenas alcanzan el centenar de metros de espesor (cortes C-C', D-D' y E-E'), y al SO de Puebla de la Reina estas rocas llegan a desaparecer por completo (corte A-A'). La longitud de este flanco inverso, en la dirección SO-NE, es de unos 15 km; a esta longitud hay que añadirle el acortamiento producido por los pliegues posteriores ( $\approx 20-30\%$ ).

Al SE del recubrimiento postpaleozoico que hay al Norte de Granja de Torrehermosa, el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina aparece en tres bandas cartográficas: una aflora desde Fuente Obejuna hasta cerca de Cerro Muriano, la otra desde la presa del Embalse de Sierra Boyera hasta la cola del Embalse de Puente Nuevo, y la tercera al Este de este último embalse. Una característica común a estas bandas en flanco inverso es que tienen encima, discordantes, rocas del Carbonífero inferior de facies "Culm", por lo que deben ocupar posiciones equivalentes en la secuencia de pliegues tumbados (cortes I-I', J-J' y L-L').

En la primera de estas bandas se observa que las rocas de la Serie Negra se apoyan sobre las Cuarcitas y Micasquitos de El Hoyo, siendo la vergencia estructural hacia el Sur. En el sector de esta banda situado al Sur del Embalse de Puente Nuevo, las Cuarcitas de El Hoyo no aparecen, situándose las rocas de la Serie Negra directamente sobre los Micasquitos de El Hoyo (cortes K-K' y L-L'); esta omisión es debida probablemente al cizallamiento dúctil que afecta a los pliegues tumbados, ya que al Oeste de este embalse se observa cómo las cuarcitas van desapareciendo al pasar del flanco normal infrayacente al flanco inverso que se está describiendo.

Las otras dos bandas del flanco inverso están constituidas exclusivamente por Micasquitos de El Hoyo, con vergencia estructural hacia el Sur.

El flanco normal del Sinclinal de Hornachos aflora en el núcleo de dos antiformes de la fase de crenulación, situados uno en Hornachos y el otro entre Campillo de Llerena y Maguilla. En Hornachos, la charnela del sinclinal puede verse en panorámica en las cuarcitas ordovícicas de la Sierra de Hornachos. El flanco normal infrayacente aflora justo en el pueblo de Hornachos, con las cuarcitas ordovícicas situadas encima de las rocas de la Formación Malcocinado, y con vergencia estructural hacia el Norte (cortes A-A' y B-B'). En Campillo de Llerena-Maguilla, el paso de la charnela del Sinclinal de Hornachos al flanco normal infrayacente presenta una gran cantidad de pliegues menores de escala hectométrica (fig. IV.11; cortes C-C', D-D' y E-E').

Hacia el SE, el Sinclinal de Hornachos aparece en el núcleo de la alineación de cuarcitas

ordovícicas que hay al Sur de Villanueva del Rey; en el borde Norte de esta alineación se observa claramente el flanco normal del sinclinal: las cuarcitas se apoyan sobre la Serie Negra, con vergencia estructural hacia el Norte (corte J-J'). Hacia el NO, este sinclinal queda omitido por la falla normal de Fuente Obejuna (véase el apartado IV.6.1); hacia el SE, está desplazado por una falla (de dirección E-O y salto con componente izquierda), y continúa al Sur del Embalse de Puente Nuevo (cortes K-K' y L-L').

Desde Granja de Torrehermosa hasta el extremo oriental del área estudiada, en el flanco normal del Sinclinal de Hornachos, cerca de esta charnela sinclinal, se ha reconocido un pliegue menor denominado Anticlinal de El Hoyo, con un flanco inverso de 3-5 km de longitud (fig. IV.11).

El Anticlinal de El Hoyo se sitúa al Sur de Villanueva del Rey (corte J-J') y al Este del Embalse de Puente Nuevo (corte L-L').

El flanco inverso de este anticlinal aflora en El Hoyo a favor de un antiforme de la fase de crenulación. Hacia el NO, el afloramiento de Cuarcitas de El Hoyo y Ortoneises de El Álamo que hay al Norte de Fuente Obejuna probablemente corresponde a este mismo flanco inverso (corte G-G'), ya que se trata de la prolongación hacia el NO de la banda cartográfica que hay en El Hoyo. Hacia el SE, desplazado por fallas con salto de componente izquierda, el flanco inverso de este anticlinal continúa hacia Villanueva del Rey, donde se puede observar que las cuarcitas ordovícicas describen un cierre periantiformal, rodeadas por rocas de la Serie Negra. Este flanco inverso vuelve a aparecer junto al borde Norte de la banda de Cuarcitas y Micaesquistos de El Hoyo que hay al Este del Embalse de Puente Nuevo (corte L-L').

Al Norte del afloramiento carbonífero del Guadiato, la banda de rocas (Formaciones Malcocinado, Torreárboles y rocas del Ordovícico) que hay entre Peñarroya y Obejo (fig. IV.12) corresponde a un flanco normal (cortes H-H' a L-L'), que se puede correlacionar con el flanco normal del Sinclinal de Hornachos, por debajo del flanco inverso del Anticlinal de El Hoyo (fig. IV.11). Esta correlación se basa en las relaciones angulares existentes entre las rocas carboníferas del afloramiento del Guadiato y los pliegues tumbados infrayacentes. En los casos en los que se observan las relaciones entre la estratificación de las rocas carboníferas y la foliación de los pliegues tumbados (e.g. entre Peñarroya y Espiel, o al Este del Embalse de Puente Nuevo), ambos buzanan hacia el SO, y la foliación de los pliegues tumbados buza más que la estratificación de las rocas carboníferas; esto significa que, cuando se depositaron los sedimentos carboníferos del afloramiento del Guadiato, el plano axial de los pliegues tumbados infrayacentes buza hacia el SO (fig. IV.13), lo cual implica que, de SO a NE, las rocas carboníferas se apoyan sobre términos cada vez más bajos de la secuencia de pliegues tumbados. El razonamiento anterior sólo es válido si la estratificación de las rocas carboníferas

es esencialmente paralela a la discordancia existente en su base, lo que parece razonable ya que las rocas carboníferas se apoyan sobre una superficie de enrasamiento y peneplanización generalizados de la estructura previa, en la que los relieves residuales debieron ser poco importantes.

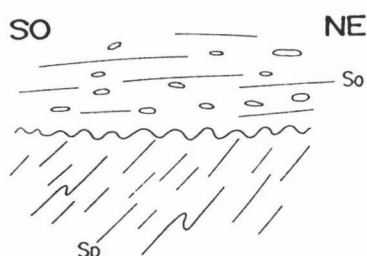


Fig. IV.13: Relaciones angulares existentes entre la foliación de los pliegues tumbados (Sp) y la estratificación de las rocas carboníferas (So) en el sector del Guadiato.

En el sector situado al Norte de Peñarroya-Bélmez, las pizarras ordovícicas de este flanco normal tienen continuos cambios de vergencia estructural, sugiriendo la proximidad de una zona de charnela de un pliegue mayor (corte H-H'). Este pliegue mayor es probablemente el Sinclinal de Hornachos (situado inmediatamente por encima), ya que hacia el NO (en el sector de Los Blázquez-La Granjuela), afloran rocas de la Formación Malcocinado pertenecientes al flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina (compárense los cortes G-G' y H-H').

**Pliegues menores.** Los pliegues menores asociados a esta fase de deformación son de tamaño centimétrico a decamétrico, paralelos a los pliegues mayores. Los pliegues son apretados o isoclinales, con ángulo entre flancos bajo ( $<30^\circ$ ). Su forma corresponde a los tipos 4B, 4C, 4D, 5B, 5C y 5D de la clasificación de Hudleston (1973). Muestran un engrosamiento de charnela apreciable, y pertenecen a las clases 2 y 3 de Ramsay (1967).

**Descripción de la fábrica.** La fase de deformación principal tiene asociada una fábrica planar o, en la mayoría de los casos, plano-linear. La fábrica planar es una foliación (esquistosidad o clivaje pizarroso) que es plano axial de los pliegues tumbados. La fábrica plano-linear posee una lineación de estiramiento que es paralela a la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación. Ambas lineaciones son paralelas a los ejes de los pliegues.

La foliación tiene una dirección N100-160°E; su buzamiento es variable, ya que está plegada por los pliegues de la fase de crenulación (fig. IV.14). La lineación tiene una dirección N100-160°E y, en general, tiene una inclinación baja hacia el NO o hacia el SE; sin embargo, en el sector de Fuente Obejuna-Cerro Muriano, al Sur del afloramiento carbonífero del

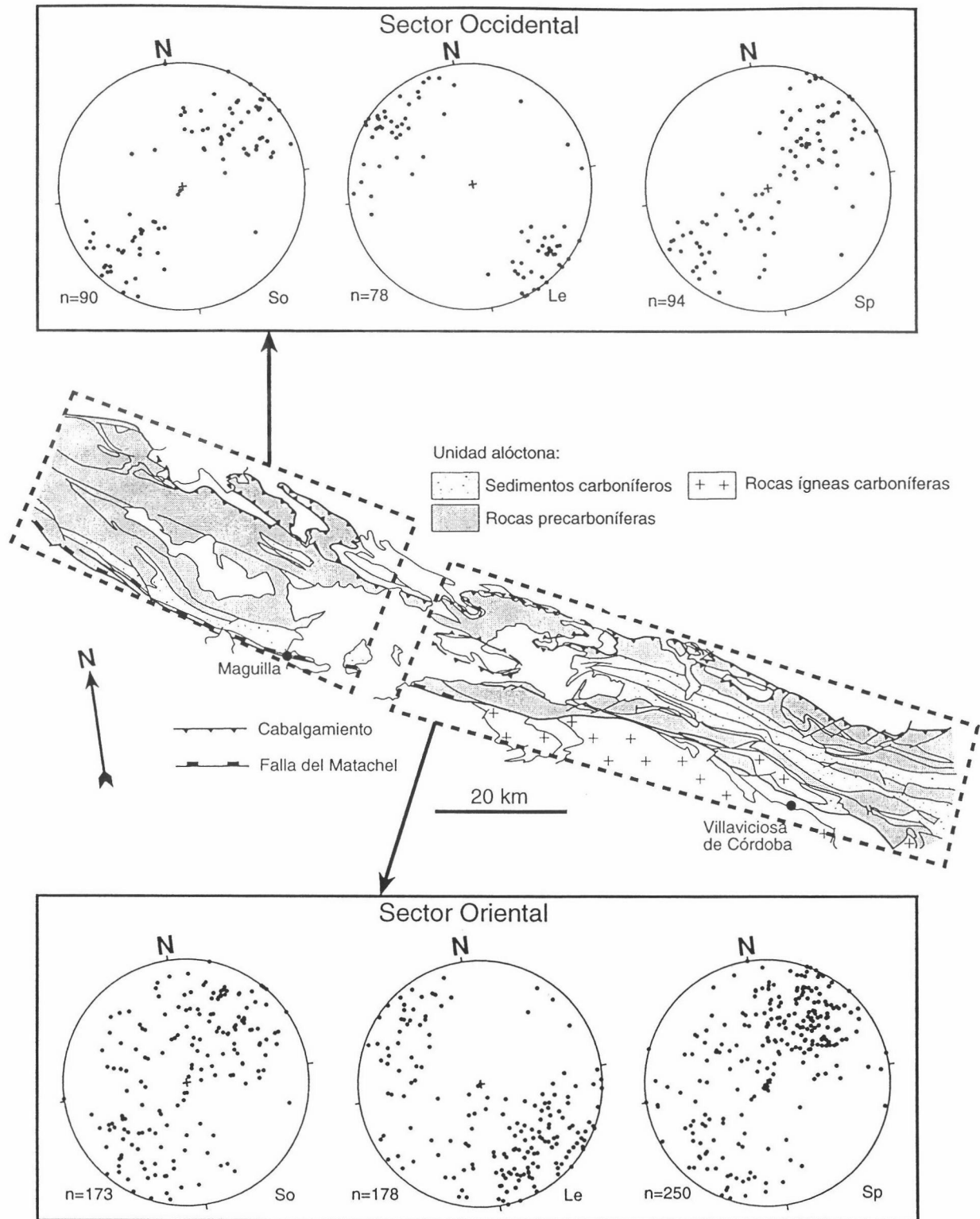


Fig. IV.14: Mapa geológico de la unidad alóctona con diagramas de orientación de la estratificación (So), foliación principal (Sp) y la lineación de estiramiento (Le) de las rocas precarboníferas. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Para cada diagrama se indica el número de datos (n).

Guadiato, la lineación se inclina preferentemente de manera moderada hacia el SE (fig. IV.14). Localmente, la lineación también puede presentar inclinaciones elevadas hacia el NO y hacia el SE cuando está plegada no coaxialmente por los pliegues posteriores.

La foliación es una esquistosidad en la mayoría de los casos, y un clivaje pizarroso cuando apenas existe recristalización mineral. En algunos casos esta foliación tiene carácter milonítico, con fuerte reducción del tamaño de grano en rocas cuarcíticas y neísicas.

En la mitad NO de la unidad alóctona se ha observado, de manera cualitativa, que la intensidad y penetratividad de la foliación es mayor en el flanco inverso que en los normales. Así, en el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina, la foliación está bien desarrollada; por el contrario, en los flancos normales que afloran al NE de Puebla de la Reina y al Sur de Campillo de Llerena, la foliación se presenta sólo de manera incipiente. Esta observación también se ve corroborada, como se verá más adelante, por los estudios de la deformación interna y del metamorfismo realizados en este sector. Hacia el SE, la intensidad de la foliación y del metamorfismo aumentan de manera generalizada, y no se ha apreciado este tipo de diferencias.

En las rocas metapelíticas la foliación está definida por la orientación preferente de los filosilicatos y “ribbons” de cuarzo (a menudo recristalizados y poligonizados), y por finas alternancias de dominios ricos en minerales micáceos y dominios ricos en cuarzo. En las rocas cuarcíticas, la foliación está marcada por la orientación de grandes “ribbons” de cuarzo y de los cristales de mica que aparecen entre ellos. En los conglomerados, la foliación está definida por el aplastamiento de los cantos y por la orientación preferente de forma de los granos de la matriz. En las volcanitas de la Formación Malcocinado, la foliación está marcada por el aplastamiento de los trozos de roca y la orientación de los anfíboles y los minerales micáceos de la matriz. En los ortoneises y granitoides deformados, la foliación está definida por “ribbons” de cuarzo, minerales micáceos y anfíboles, y por la elongación de los porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa con sombras y colas de presión. En las anfibolitas la foliación está definida por la orientación del anfíbol y la biotita.

En rocas de la Serie Negra y en los Micasquitos de El Hoyo se han encontrado algunas evidencias de que esta foliación principal (plano axial de los pliegues tumbados) no es la primera que tienen estas rocas. En el caso de la Serie Negra, esta foliación previa había sido interpretada como originada durante una deformación finiprecámbrica o cadomiense (Azor, 1994), cuya existencia ha sido probada en Peraleda del Zaucejo (véase el apartado IV.2.1). Sin embargo, la presencia de una foliación previa también en los Micasquitos de El Hoyo (atribuidos al Ordovícico; véase el apartado II.1.3.2), sugiere más bien que se trata de una foliación varisca, que se habría formado en un estadio precoz durante el desarrollo de la fábrica

plano-linear y cizallamiento dúctil asociados a los pliegues tumbados.

La lineación de estiramiento consiste en una lineación marcada por la orientación preferente y alineamiento de minerales en el plano de la foliación: en las rocas metapelíticas son los minerales micáceos y los “ribbons” y granos de cuarzo alargados; en las rocas cuarcíticas son los “ribbons” de cuarzo; en los conglomerados es el alargamiento de los cantos y de los granos de la matriz; en las volcanitas de la Formación Malcocinado son la elongación de trozos de roca y las sombras y colas de presión de porfidoclastos. En los ortoneises y granitoides deformados son los “ribbons” de cuarzo, el anfíbol y las sombras y colas de presión de porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa; en las anfibolitas son los anfíboles.

Esta lineación, además de una orientación mineral, también corresponde a un estiramiento real de la roca en la misma dirección (véase más adelante el análisis de la deformación interna).

En algunos casos, la fábrica linear está muy bien desarrollada y puede llegar a predominar sobre la fábrica planar, confiriéndole a la roca un aspecto de “l-tectonita” muy marcado. Esto ocurre cuando el cizallamiento dúctil asociado a los pliegues tumbados es particularmente intenso, especialmente en los flancos inversos (e.g. en las alineaciones de cuarcitas ordovícicas que hay al SO de Los Blázquez, o en El Hoyo).

**Sentido de movimiento.** En secciones XZ (perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación de estiramiento) existen estructuras asimétricas indicativas de deformación en régimen no coaxial.

A escala mesoscópica (a simple vista o con ayuda de una lupa) las estructuras asimétricas son colas asimétricas en porfidoclastos de feldespatos (Simpson y Schmid, 1983; Passchier y Simpson, 1986) y estructuras S-C de tipo I y de tipo II (Berthé et al., 1979; Lister y Snoke, 1984). Buenos afloramientos de estas estructuras pueden verse en los ortoneises de Mina Afortunada y El Álamo, en las tobas andesíticas de la Formación Malcocinado junto a la localidad de Hornachos, y en las intercalaciones de ortoneises leucocráticos y anfibólicos de la Serie Negra al SE de Villanueva del Rey. Todas estas estructuras mesoscópicas son coherentes entre sí e indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SE, una vez restaurada la foliación principal (que queda en posición subhorizontal) deshaciendo los pliegues levantados posteriores. El sentido de movimiento es el mismo, tanto en los flancos normales como en los inversos de los pliegues tumbados.

A escala microscópica se observan, además, las siguientes estructuras asimétricas: peces de mica (Lister y Snoke, 1984), dirección de subjuntas oblicua a la foliación en “ribbons” de cuarzo (Bouchez y Pécher, 1976; Brunel, 1980). En los casos en que los subgranos de los “ribbons” evolucionan a cristales independientes, su elongación oblicua a la foliación (debido a

nuevos incrementos de la deformación no coaxial) también constituye un criterio asimétrico. La distribución asimétrica de los ejes  $\langle c \rangle$  del cuarzo respecto de la foliación (véase más abajo) también permite deducir el sentido de cizallamiento (Bouchez et al., 1983; Passchier, 1983). Estas microestructuras se observan en rocas neísicas, esquistos y cuarcitas. Los sentidos de cizallamiento deducidos al microscopio son variables, indicando movimiento del bloque de techo tanto hacia el SE como hacia el NO; no obstante, la mayoría de ellos (2/3 aproximadamente) indican movimiento del bloque de techo hacia el SE, lo que es consistente con el sentido deducido a partir de los criterios mesoscópicos.

En conclusión, todo el conjunto de estructuras asimétricas indican que los pliegues tumbados se formaron durante un proceso que incluye una componente importante de cizallamiento dúctil simple heterogéneo. La dirección de dicho cizallamiento (marcada por la lineación de estiramiento) es paralela a los ejes de los pliegues tumbados, y su sentido de movimiento es de bloque de techo hacia el SE.

**Análisis de la orientación cristalográfica preferente del eje  $\langle c \rangle$  del cuarzo.** Se ha estudiado una serie de fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  del cuarzo de milonitas para obtener información acerca de los sistemas activos de deslizamiento intracrystalino, del régimen de deformación (coaxial o no coaxial), y del tipo de elipsoide de deformación finita producidos en la fase de deformación principal de la unidad alóctona.

La distribución de los ejes  $\langle c \rangle$  del cuarzo, respecto de las direcciones principales del elipsoide de deformación finita (X, Y, Z), aporta información sobre los sistemas de deslizamiento intracrystalino que fueron activos durante la deformación. Estos sistemas de deslizamiento se activan a temperaturas crecientes, según el siguiente orden (Nicolas y Poirier, 1976; Bouchez y Pécher, 1981; Gapais, 1989): sistema basal en las direcciones cristalográficas  $\langle a \rangle$  (que da lugar a fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  con máximos en torno a Z); sistema romboédrico en las direcciones  $\langle a \rangle$  (con máximos intermedios entre Z e Y); sistema prismático en las direcciones  $\langle a \rangle$  (con máximos en Y); y sistema prismático en la dirección cristalográfica  $\langle c \rangle$  (que da lugar a fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  con máximos en torno a X).

Los sistemas de deslizamiento en las direcciones  $\langle a \rangle$  se activan a temperaturas relativamente bajas (250-500°C; e.g. Bouchez y Pécher, 1981), mientras que el sistema prismático en la dirección  $\langle c \rangle$  lo hace a temperaturas bastante altas (650-800°C; Lister y Dornsiepen, 1982; Bouchez et al., 1984 y 1985; Blumenfeld et al., 1986; Gapais y Barbarin, 1986; Mainprice et al., 1986; Garbutt y Teyssier, 1991). Recientemente, Okudaira et al. (1995) han estimado que la activación de sistema prismático en la dirección  $\langle c \rangle$  comienza a 550-600°C. Además de la temperatura, otros factores (presencia de fluidos, velocidad de deformación) pueden influir sobre los sistemas de deslizamiento activos (Hobbs, 1985).

La asimetría de las fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  del cuarzo y de la dirección de subjuntas respecto del plano de la foliación permite deducir el sentido de cizallamiento en el caso de un régimen de deformación no coaxial (Bouchez y Pécher, 1976; Brunel, 1980; Bouchez et al., 1983; Passchier, 1983).

El tipo de fábrica de ejes  $\langle c \rangle$  también es indicativo del tipo de elipsoide de deformación finita (Law et al., 1984; Gapais y Cobbold, 1987; Law, 1990). Así, fábricas con dos círculos menores centrados en Z son indicativos de elipsoides del tipo  $K=0$  (aplastamiento); guirnalda simples o dobles cercanas al plano YZ son típicas de elipsoides del tipo  $K \geq 1$ ; y dos círculos menores centrados en X indican elipsoides del tipo  $K=\infty$  (constricción).

Se ha estudiado un total de 24 fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  del cuarzo en secciones XZ: 12 en cuarcitas ordovícicas (fig. IV.15) y 12 en ortoneises de la Serie Negra (fig. IV.16). De estas muestras, se han usado 6 cuarcitas y 11 ortoneises para medir la dirección de las subjuntas respecto de la foliación, también en secciones XZ (fig. IV.17).

En las cuarcitas, el cuarzo presenta diversas microtexturas, según el grado de deformación y recristalización sufridos. Lo más frecuente es que el cuarzo forme "ribbons" elongados según la foliación, que pueden ser monocristalinos o policristalinos. Los "ribbons" monocristalinos tienen textura en mortero y presentan fuerte extinción ondulante y numerosas subjuntas; los contactos entre ellos son suturados, en los que puede observarse formación de pequeños granos nuevos, redondeados y libres de deformación. Los "ribbons" policristalinos proceden de la recristalización dinámica de los monocristalinos, y están constituidos por granos de cuarzo de pequeño tamaño, equidimensionales o algo alargados, con bordes que pueden ser suturados o rectilíneos, con desarrollo de puntos triples a  $120^\circ$ ; la elongación de estos nuevos granos es en la mayoría de los casos paralela a la foliación, pero también pueden observarse orientaciones preferentes de forma de los granos oblicuas a la foliación; esta oblicuidad indica que la deformación es no coaxial, y permite deducir el sentido de movimiento. En los casos en los que existen niveles ricos en micas alternantes con niveles ricos en cuarzo, se observa que en los niveles ricos en micas los granos de cuarzo son más pequeños, menos elongados y presentan menos deformación que en los niveles pobres en micas, donde el cuarzo es de mayor tamaño y forma "ribbons". Las muestras D-19, D-20, D-21 y D-58 corresponden a cuarcitas microconglomeráticas muy deformadas, con los bordes de los cantos suturados y con formación de granos nuevos; no obstante, aún se conserva el perfil original (detrítico) de muchos granos, lo que ha permitido su uso para el análisis cuantitativo de la deformación interna.

Las fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  del cuarzo muestran concentraciones a lo largo de guirnalda en el plano YZ (fig. IV.15). Las guirnalda son simples o dobles (formando un ángulo entre sí



de 30-50°) y casi siempre están incompletas. La posición de los máximos varía de unas muestras a otras, y en ningún caso se han encontrado ejes  $\langle c \rangle$  en torno a X. Los máximos se encuentran situados en torno a Z, en posiciones intermedias entre Z e Y, y en torno a Y, indicando que los sistemas activos de deslizamiento intracrystalino fueron el basal, el romboédrico y el prismático en las direcciones cristalográficas  $\langle a \rangle$ . El sistema basal está presente en todas las fábricas; los otros dos sistemas aparecen a menudo, pero no siempre.

En los diagramas de dirección de subjunatas realizados en las cuarcitas (fig. IV.17) se observa que la mayoría de ellas forman un alto ángulo ( $>60^\circ$ ) con respecto de la dirección de la foliación (y de la lineación de estiramiento). Teniendo en cuenta que los ejes  $\langle c \rangle$  también forman altos ángulos con respecto a X, ello sugiere que se trata de subjunatas prismáticas, compatibles con los sistemas de deslizamiento en las direcciones  $\langle a \rangle$ .

Los sentidos de cizallamiento deducidos a partir de la asimetría de las fábricas y de los diagramas de subjunatas son coherentes en ambos tipos de diagramas, pero difieren de unas muestras a otras. Por ejemplo, las muestras D-38, D-52, D-127 y D-141 indican movimiento del bloque de techo hacia el SE, mientras que en las muestras D-58 y D-136 el sentido deducido es el contrario (techo hacia el NO). En el resto de las muestras no se observa una asimetría clara.

La distribución de los ejes  $\langle c \rangle$  en guirnaldas simples y dobles (aunque frecuentemente incompletas) es compatible con los elipsoides de deformación del tipo  $K \geq 1$  calculados en el análisis de la deformación interna (véase más adelante).

En los ortoneises, el cuarzo se presenta como granos dispersos entre los feldespatos y micas de la matriz, y formando "ribbons" paralelos a la foliación. Los granos de la matriz suelen estar poco deformados; tienen ligera elongación según la foliación, bordes suturados y algunas subjunatas. Los "ribbons" son policristalinos, y los cristales que los componen están más recrystalizados y son de mayor tamaño que los de la matriz; también tienen cierta elongación según la foliación, bordes suturados y subjunatas. Cuando estos "ribbons" tienen una recrystalización más importante, los granos son equidimensionales, con bordes netos y textura poligonal.

Las fábricas de ejes  $\langle c \rangle$  de los ortoneises (fig. IV.16) son más irregulares que las de las cuarcitas, debido a las distorsiones locales que los grandes porfidoclastos de feldespato potásico generan a su alrededor (Lister y Price, 1977). Las fábricas obtenidas se pueden dividir en dos grupos. El primer grupo (muestras AA-361, D-27, D-35, D-36, D-55 y D-146) tiene características similares a las de las cuarcitas, y el segundo grupo (muestras AA-357, AA-358, AA-359, AA-360, D-26 y D-37) posee algunos rasgos particulares.

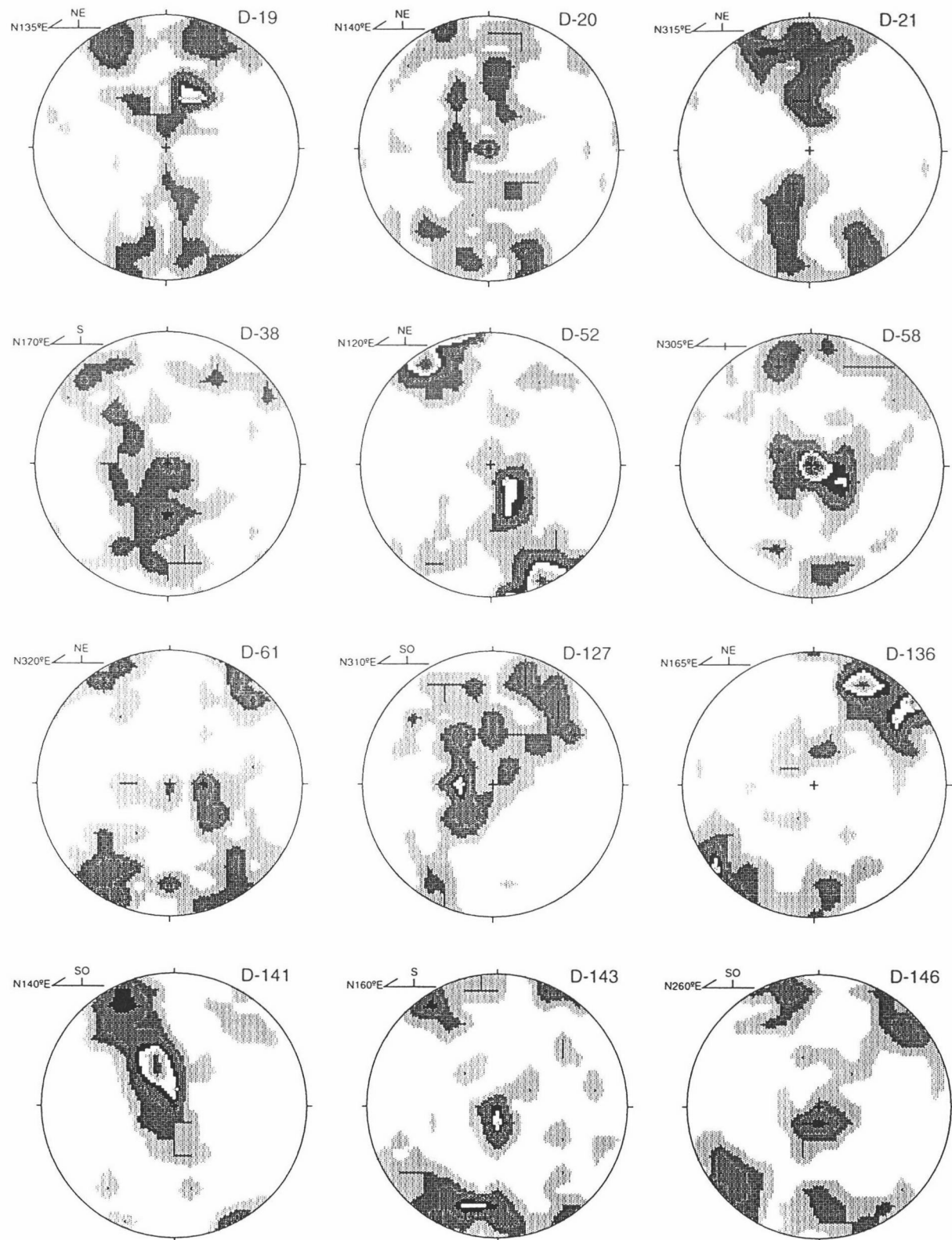


Fig. IV.15: Fábricas de ejes C de cuarzo en cuarcitas. Proyección equiareal, hemisferio inferior, 150 datos por diagrama. Contornos de 1 en 1% por 1% de área. En cada diagrama se indica la sigla de la muestra, la orientación de la lineación de estiramiento (línea horizontal del diagrama) y la posición del techo estructural (parte superior del diagrama).

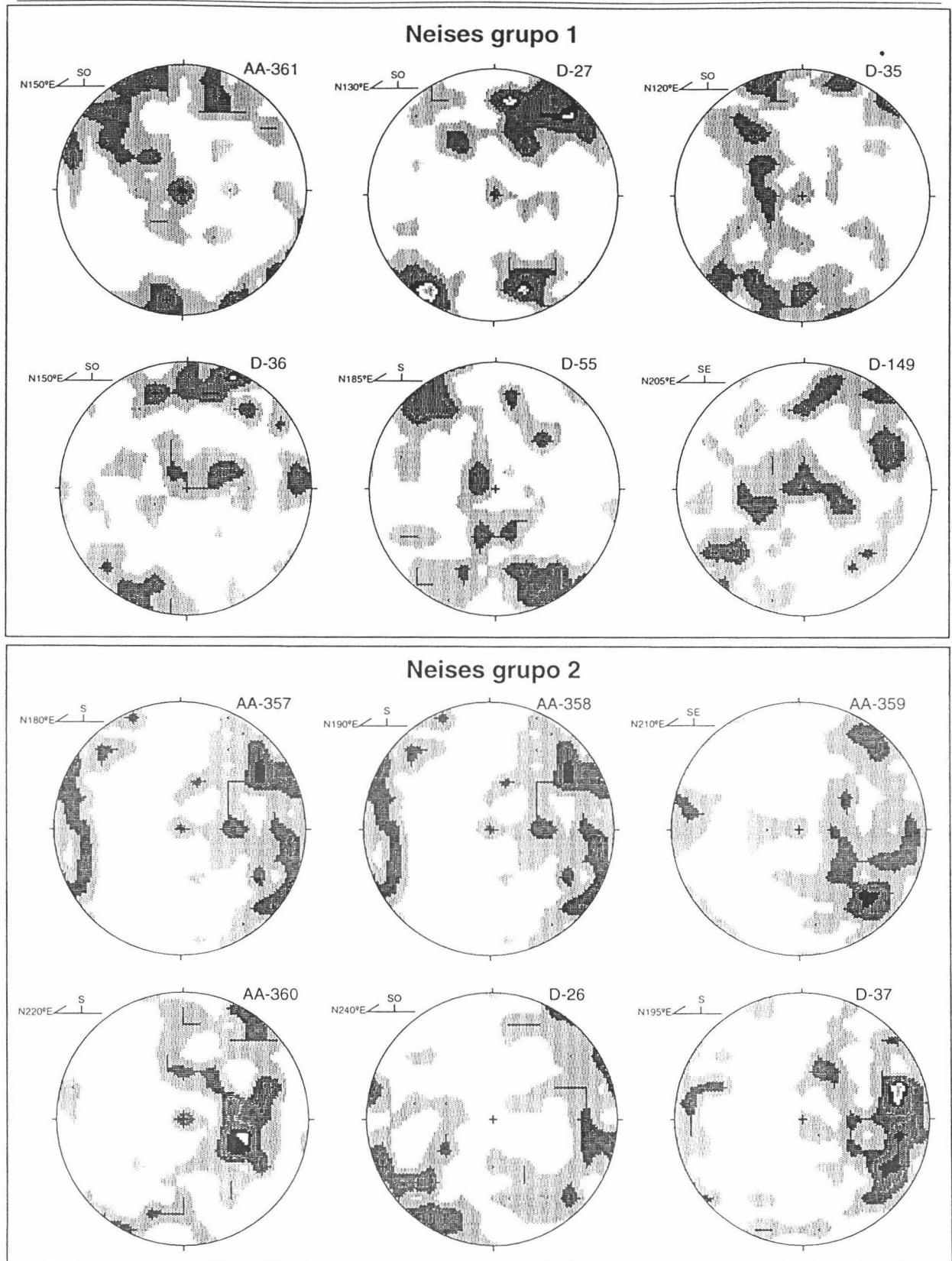


Fig. IV.16: Fábricas de ejes C de cuarzo en neises. Proyección equiareal, hemisferio inferior, 150 datos por diagrama, excepto para la muestra AA-359 con 248 medidas. Contornos de 1 en 1% por 1% de área. En cada diagrama se indica la sigla de la muestra, la orientación de la lineación de estiramiento (línea horizontal del diagrama) y la posición del techo estructural (parte superior del diagrama).

Las muestras del primer grupo tienen la lineación de estiramiento en posición subhorizontal o con inclinación suave. Las fábricas presentan máximos en torno a Z (sistema basal en las direcciones <a>) y, en menor medida, en posiciones intermedias entre Z e Y (sistema romboédrico en las direcciones <a>) y en torno a Y (sistema prismático en las direcciones <a>). Algunas fábricas también tienen, con carácter minoritario, algunos ejes <c> próximos a X. La dirección de las subjuntas forma, en general, altos ángulos con la dirección de la foliación y de la lineación de estiramiento (fig. IV.17). Ello sugiere que se trata de subjuntas prismáticas, ya que la mayoría de los ejes <c> forma también altos ángulos respecto de X. La naturaleza prismática de las subjuntas es compatible con los sistemas activos de deslizamiento deducidos, que son mayoritariamente en las direcciones cristalográficas <a>. La asimetría de las fábricas y de los diagramas de subjuntas ofrece resultados dispares: las muestras AA-361 y D-55 sugieren movimiento del bloque de techo hacia el SE; D-27 y D-36 indican el sentido opuesto.

Las muestras del segundo grupo tienen la lineación de estiramiento según la línea de máxima pendiente de la foliación. Todas ellas proceden de un afloramiento situado en el arroyo de San Pedro (3 km al Oeste de Fuente Obejuna; UTM 30STH853383). Las fábricas tienen máximos de ejes <c> en torno a la lineación de estiramiento (indicativas de deformación a alta temperatura) y, en menor proporción, también hay algunos máximos en torno a Y. Los mecanismos responsables de la orientación preferente de los ejes <c> del cuarzo en torno a X son objeto de discusión. Algunos autores sostienen que es debida a la activación del sistema de deslizamiento prismático en la dirección cristalográfica <c>, con lo que cabría esperar que existan subjuntas basales (Bouchez et al., 1985; Mainprice et al., 1986). Otros autores (Gapais y Barbarin, 1986; Tommasi et al., 1994) consideran que esta orientación preferente en milonitas es consecuencia del crecimiento orientado y migración de borde de grano, controlados por difusión en estado sólido a alta temperatura. Estos últimos autores argumentan que, en estos casos, los granos de cuarzo no presentan subjuntas basales, y hay evidencias de que han sido activos los mecanismos de migración en el borde de los granos (recristalización importante, formas poligonales, bordes interpenetrados). En nuestro caso, como puede observarse en los diagramas de la fig. IV.17, la dirección de las subjuntas forma ángulos bajos con la lineación de estiramiento, indicando que no se trata de subjuntas basales, sino prismáticas. Esto, junto con la microtextura que tiene el cuarzo (bordes suturados, "ribbons" con textura poligonal), sugiere que la orientación preferente de los ejes <c> del cuarzo en estas muestras (con máximos en torno a X) se debe al crecimiento orientado que proponen los últimos autores mencionados, y no al sistema de deslizamiento intracrystalino prismático en la dirección cristalográfica <c>. Respecto del sentido de cizallamiento en este grupo de muestras,

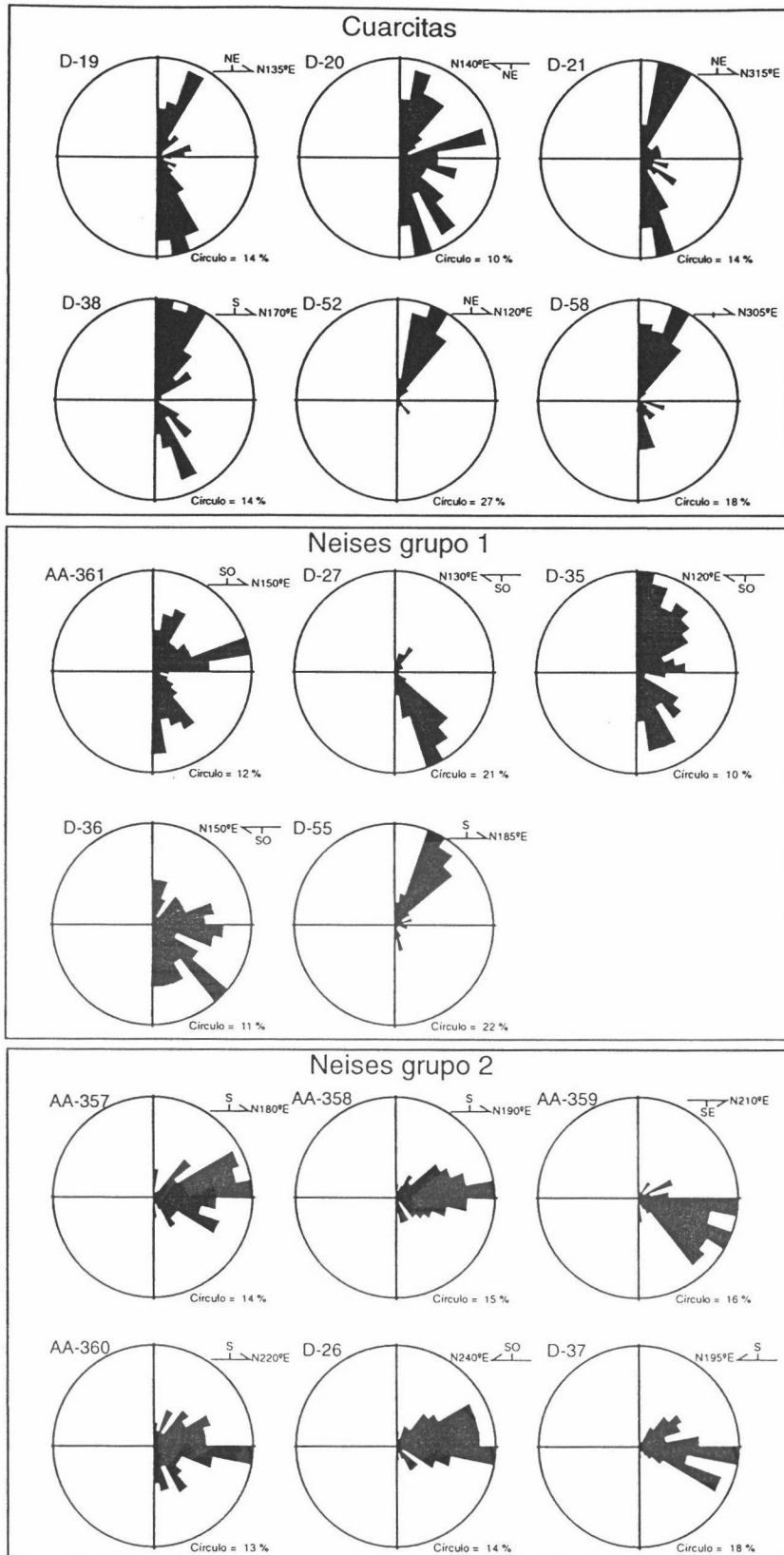


Fig. IV.17: Diagramas de dirección de subjuntas en "ribbons" de cuarzo. Proyección equiareal, hemisferio inferior, 100 datos por diagrama. Se indica la orientación la lineación de estiramiento (línea horizontal en cada diagrama).

los criterios vistos al microscopio (S-C, colas asimétricas en porfidoclastos feldespáticos, peces de mica) indican todos movimiento del bloque de techo hacia el NE; las fábricas y diagramas de subjuntas indican movimiento de techo hacia el NE (muestras AA-358 y AA-359) y hacia el SO (muestras D-26 y D-37).

La relación entre los dos grupos de fábricas en ortoneises que se acaban de describir no ha podido ser establecida en este trabajo. Ambos grupos coexisten en el mismo afloramiento; las características de la foliación y de la lineación de estiramiento son similares, y sólo difieren en la orientación de esta última.

**Análisis de la deformación interna.** En las rocas deformadas por los pliegues tumbados se han realizado medidas de la deformación en 22 afloramientos (figs. IV.18 y IV.19). Este estudio se ha llevado a cabo con el fin de caracterizar el tipo de elipsoide de deformación finita asociado a la fase de deformación principal y su relación geométrica con los pliegues tumbados. También se ha tratado de identificar la existencia de gradientes de deformación entre los distintos flancos de los pliegues tumbados, tal y como sugieren otros rasgos de la estructura (intensidad de la foliación, grado de metamorfismo). A fin de que los valores obtenidos correspondan a la fase de deformación principal, se han evitado aquellos afloramientos en los que la fase de crenulación está bien desarrollada, y se han realizado medidas sólo donde la fase de crenulación se manifiesta como pliegues abiertos y sin desarrollo de clivaje.

Los marcadores usados han sido los siguientes: porfidoclastos de feldespato potásico en el Ortoneis de Mina Afortunada (afloramiento nº 4), piroclastos de tobas de la Formación Malcocinado (afloramientos nº 1, 8, 9, 10, 11, 14 y D-152), conglomerados de la Formación Malcocinado (afloramiento Mc-257), conglomerados de la Formación Torreárboles (afloramiento Tr-501), conglomerados del Ordovícico, tanto a visu como al microscopio (afloramientos nº 2, 3, 7, 12, 13, D-19, D-20, D-21, D-58 y Or-Hy), secciones de *Skolithos* en las rocas ordovícicas (afloramiento 6) y nódulos mineralizados en las pizarras del Devónico (afloramiento 5).

Los métodos usados han sido la media armónica (Lisle, 1977), el método  $Rf/\phi$  (Dunnet, 1969; Lisle, 1985; Ramsay y Huber, 1983) y el método de Fry (Fry, 1979; Ramsay y Huber, 1983). También se ha medido el acortamiento en la dirección de Z de una vena cuarzofeldespática en el Ortoneis de Mina Afortunada. En la fig. IV.20 se muestran varios ejemplos de elipses de deformación calculadas con los métodos  $Rf/\phi$  y de Fry.

Los valores obtenidos se muestran en la tabla IV.2. En algunos afloramientos sólo se ha podido obtener una de las elipses principales, y en otros se ha conseguido calcular el elipsoide de deformación finita. En la discusión de los resultados, los valores obtenidos en los



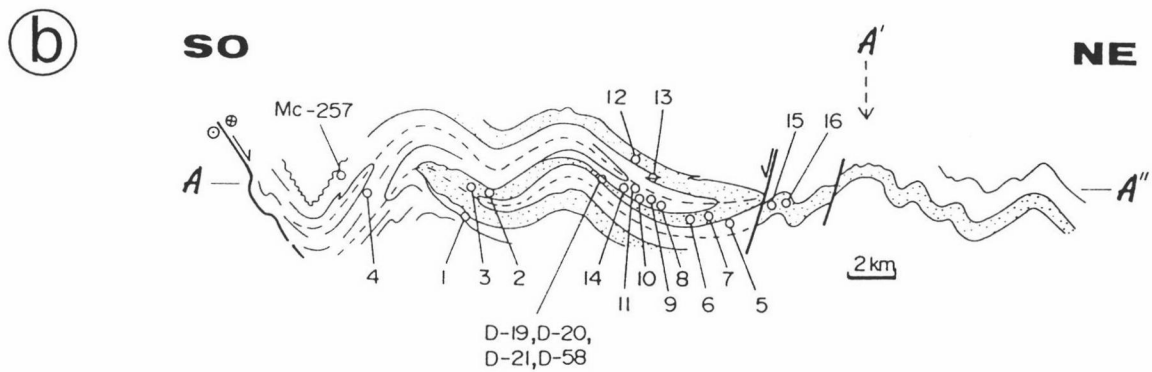
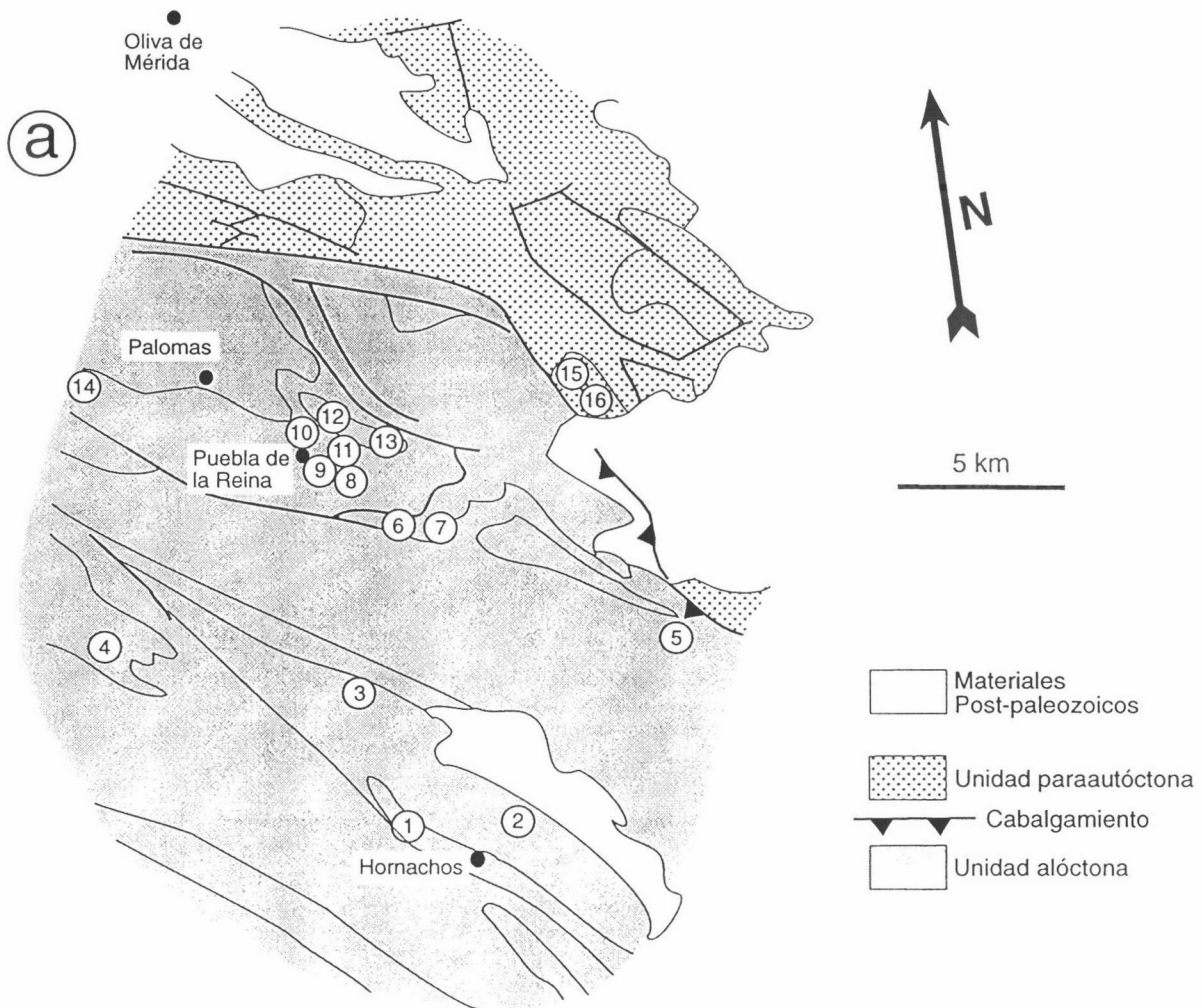


Fig. IV.19: a: situación de los afloramientos del sector de Hornachos en los que se han realizado medidas de la deformación interna. b: posición aproximada en corte geológico.



afloramientos Or-Hy y Tr-501 deben tenerse en cuenta con precaución. Los cantos de los conglomerados del afloramiento Or-Hy están constituidos exclusivamente por cuarzo lechoso, por lo que existen ciertas dudas sobre su origen (pueden ser realmente cantos sedimentarios, o tratarse de segregaciones de cuarzo estiradas durante la deformación principal); estas dudas están sostenidas adicionalmente por la incongruencia que existe entre la deformación que presentan los cantos y la fábrica de la matriz: mientras que la relación X/Y de los cantos es bastante baja (1.4), en la matriz arcósica que los engloba es bien visible, en el plano de la foliación (XY), una marcada lineación mineral definida por la orientación de los granos de cuarzo y feldespato, lo que sugiere un estiramiento relativamente importante en la dirección de X. En el caso de los conglomerados del afloramiento Tr-501, los valores de la deformación finita que presentan los tres planos principales del elipsoide son incompatibles entre si, ya que con cada pareja de planos principales se obtienen elipsoides bastante distintos (fig. IV.21).

Tabla IV.2. Datos de la deformación interna de la unidad alóctona.

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
D-19	2.8 (2)			H	107 (177)	
D-20	2.8 (2.1)	2.8 (1.9)	1.2	H	264 (355)	6
D-21	3.5 (2.5)			H	91 (128)	
D-58	3.5	2.5	1.1	H	235	6
D-152	2.9	1.9	2.2	H	37	0.8
Mc-257	2.4	1.6	1.8	H	61	0.8
Or-Hy	2.6	1.4	2.5	H, R	680	0.4
Tr-501	3.1-4.4	3-3.2	2.5-2.8	H, R	660	0.6-3

\*Situación en figs. IV.18 y IV.19.

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

Además de las observaciones en los dos afloramientos anteriores, conviene advertir lo siguiente. Los conglomerados del afloramiento Mc-257 son silíceos, tienen sombras de presión y están inmersos en una matriz de naturaleza pelítico-grauváquica, de donde se deduce que los cantos no registran toda la deformación; por ello, los valores de deformación finita obtenidos deben considerarse mínimos; no obstante, aunque los conglomerados no registren la intensidad total de la deformación, sí registran el tipo de deformación, por lo que el tipo de elipsoide calculado con los conglomerados debe ser equivalente al real. En las muestras D-19, D-20 y D-21 se han realizado dos tipos de medidas: uno usando todos los granos de cuarzo visibles

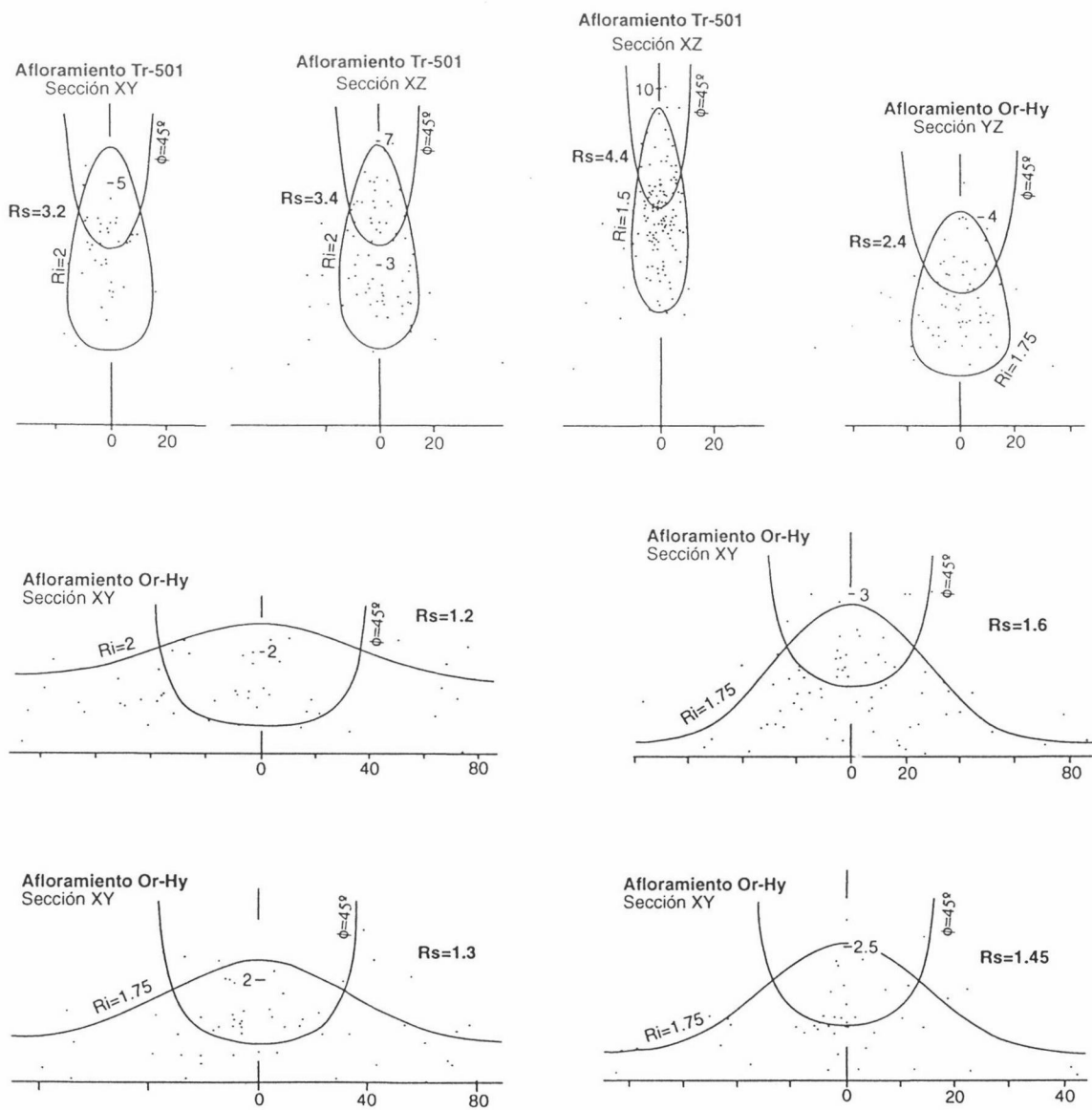


Fig. IV.20: Ejemplos de gráficos Rf/φ de la deformación interna en la unidad alóctona.

(valores entre paréntesis en la tabla IV.2), y otro (más real) usando sólo los granos no bloqueados durante la deformación; los granos bloqueados se han identificado por poseer formas redondeadas, grandes sombras de presión e inexistencia de deformación interna (no tienen apenas extinción ondulante, ni subjuntas indicativas de deformación por deslizamiento intracristalino...).

Los elipsoides de deformación finita obtenidos (tabla IV.2) tienen valores de K que varían en promedio entre 0.8 y 6 [ $K = \log(X/Y) / \log(Y/Z)$ ]; el valor de K obtenido en los conglomerados del afloramiento Or-Hy es relativamente bajo (0.4), aunque, como se ha indicado anteriormente, el dato es poco fiable. Estos elipsoides se proyectan en el diagrama de Flinn (fig. IV.21) en los campos de la deformación plana y de la constricción. Asumiendo que durante la deformación no se ha producido cambio de volumen, estos elipsoides indican los siguientes incrementos de longitud en la dirección de los ejes principales: estiramiento del 50 al 120% según el eje X, estiramiento o acortamiento de hasta el 25% según el eje Y, y acortamiento del 35 al 55% según el eje Z. De estos valores se puede destacar el estiramiento existente en la dirección de X, que es paralela a la lineación de estiramiento de las rocas y a los ejes de los pliegues tumbados. Este estiramiento según X y los valores de K obtenidos (0.8-6) son compatibles con un cizallamiento simple paralelo a los ejes de los pliegues tumbados, durante la fase de deformación principal.

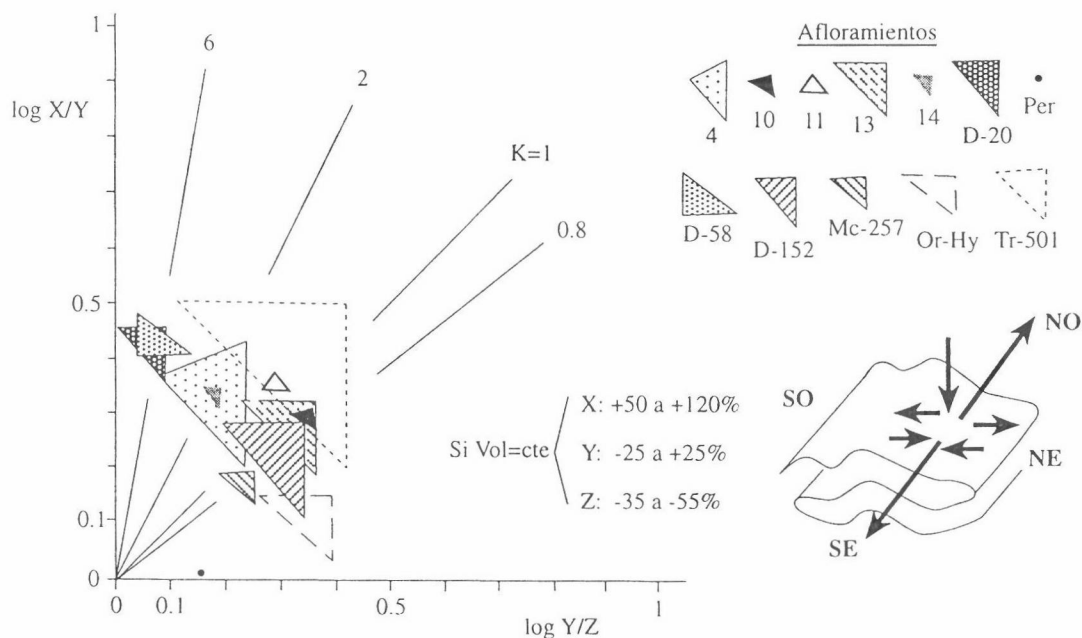


Fig. IV.21: Proyección en el diagrama de Flinn de los datos de deformación interna. Todos los afloramientos corresponden a la unidad alóctona excepto el afloramiento "Per", que corresponde a la unidad para autóctona.

Con respecto a la existencia de gradientes de deformación a lo largo de toda la estructura de pliegues tumbados, los datos disponibles no ofrecen resultados concluyentes, debido a la ausencia de marcadores en la mitad oriental. No obstante, algunas observaciones pueden realizarse, basadas fundamentalmente en datos de la mitad occidental de esta estructura (fig. IV.22). En el flanco normal del Anticlinal de Puebla de la Reina (afloramientos n° 12, 13 y Mc-257) la relación  $X/Y$  varía entre 1.6 y 2, mientras que en el flanco inverso de este anticlinal (afloramientos n° 2 al 11, 14, D-19, D-20, D-21 y D-58), esta relación es mayor (2-3.2). La relación  $X/Z$  también refleja estas diferencias en la intensidad de la deformación interna: en el flanco normal varía entre 2.1 y 2.4, y en el flanco inverso varía entre 2.8 y 5; una excepción a esto último es el afloramiento n° 13 ( $X/Z=3.6-5$ ), que corresponde a un flanco inverso de un pliegue menor desarrollado en el flanco normal del Anticlinal de Puebla de la Reina.

Los datos anteriores ponen de manifiesto que, al menos en la mitad occidental de la estructura de pliegues tumbados, existe un gradiente de deformación interna entre el flanco normal y el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina, siendo mayor la deformación en el flanco inverso. La falta de datos del flanco normal del Sinclinal de Hornachos impide establecer con mayor claridad este gradiente. Las diferencias anteriormente descritas están corroboradas por otras características en las que también hay diferencias. Así, el desarrollo de la fábrica plano-linear (véase el apartado de descripción de la fábrica) y la cristalinidad y el grado de metamorfismo (véase el capítulo V) son más intensos en el flanco inverso que en los flancos normales. Todos estos datos sugieren que, al menos en la mitad occidental de esta estructura, el cizallamiento simple asociado a los pliegues tumbados fué especialmente intenso en el flanco inverso de los mismos.

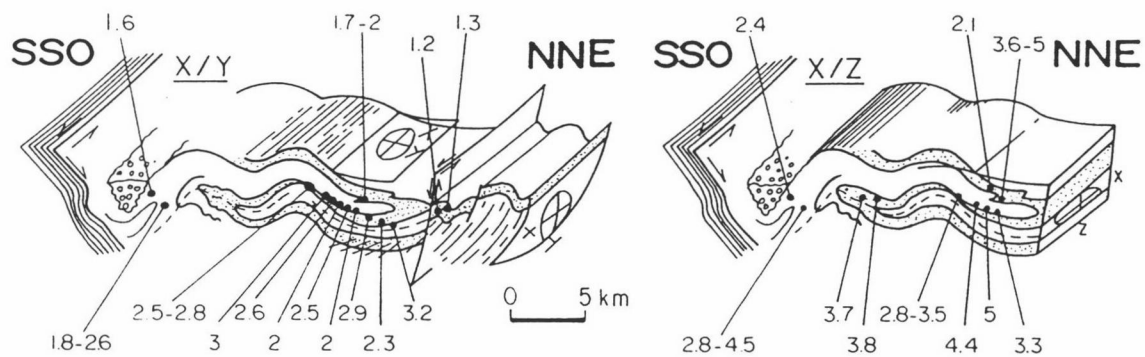


Fig. IV.22: Esquema en tres dimensiones de la estructura en el sector de Hornachos modificado de Azor et al. (1994a). Se indican los valores de las razones áxicas medidos en secciones XY (izquierda) e YZ (derecha).

Hacia el SE, la intensidad de la foliación y del metamorfismo aumentan de forma generalizada, y el escaso número de datos disponibles de la deformación interna no permite establecer conclusiones. En el flanco normal del Sinclinal de Hornachos entre Peñarroya y Obejo, la distribución de la deformación parece ser bastante heterogénea, reconociéndose algunos sectores donde las rocas están fuertemente deformadas y tienen texturas miloníticas (e.g. en la banda de rocas de la Formación Malcocinado que hay al Sur de Obejo). Tal parece ser el caso del afloramiento Tr-501 (fig. IV.18), en el que, aunque el elipsoide calculado tiene un grado de incertidumbre amplio (fig. IV.21), las medidas realizadas indican un aplastamiento importante perpendicular a Z ( $X/Z=3.1-3.4$ ;  $Y/Z=2.5-2.8$ ) y un estiramiento elevado según X ( $X/Y=3-3.2$ ).

La muestra D-152 (fig. IV.18) corresponde a una posición intermedia entre el flanco normal del Sinclinal de Hornachos y el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina. La deformación que presenta ( $X/Y=1.9$ ;  $X/Z=2.9$ ;  $K=0.8$ ) está en torno a los valores mínimos de deformación existentes en dicho flanco inverso.

El afloramiento Or-Hy (fig. IV.18) corresponde al flanco inverso del Anticlinal de El Hoyo. Las medidas realizadas indican una deformación dominada por el aplastamiento ( $K=0.4$ ). Sin embargo, como se indicó anteriormente, es posible que la deformación de los marcadores utilizados no se corresponda con la deformación real, y que exista también estiramiento según X, tal y como sugiere la importante lineación mineral de las rocas en este sector.

**Interpretación cinemática de la deformación principal.** Los pliegues tumbados tienen una lineación de estiramiento de dirección NO-SE, es decir, paralela a los ejes de los mismos. Este tipo de estructuras han sido explicadas de dos maneras diferentes: mediante un plegamiento desarrollado por cizalla pura con importante carga litostática y sin confinamiento lateral (Watkinson, 1975), o mediante un plegamiento asociado a un cizallamiento simple (Lacassin y Mattauer, 1985; Malavieille, 1987).

En la primera hipótesis, los experimentos de Watkinson (1975) dieron como resultado pliegues levantados, lo que es incompatible con la estructura tumbada descrita en esta memoria. Además, en nuestro caso no hay argumentos regionales para explicar la falta de confinamiento lateral, y existen numerosas estructuras asimétricas que sugieren una componente de cizallamiento simple durante la deformación. Por todo ello parece más adecuado interpretar que los pliegues tumbados se desarrollaron en relación con un cizallamiento simple.

La geometría de los pliegues tumbados indica un acortamiento en la dirección SO-NE de al menos 15 km, distancia que corresponde a la longitud del flanco inverso mayor (flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina); sin embargo, debe tenerse en cuenta también la

existencia de una traslación mediante cizallamiento dúctil en la dirección de la lineación de estiramiento (NO-SE). De acuerdo con la interpretación de otros autores para estructuras similares a la aquí descrita (Lacassin y Mattauer, 1985; Malavieille, 1987), puede considerarse que la dirección de desplazamiento principal durante la formación de estos pliegues debió ser la de la lineación de estiramiento. Para explicar el desarrollo de estos pliegues parece necesario que en su nucleación los ejes tuviesen una orientación similar a la actual, amplificándose los pliegues durante el cizallamiento dúctil heterogéneo (que se localiza en algunas bandas de la estructura, fundamentalmente en los flancos inversos). Dicha nucleación pudo deberse a una disposición inicial de las capas respecto al plano de cizalla tal que la intersección entre ambos planos fuese subparalela a la dirección de movimiento (Malavieille, 1987), o quizás a un acortamiento transversal simultáneo con el cizallamiento.

El sentido de movimiento del cizallamiento dúctil, deducido a partir de los criterios asimétricos más fiables (los de escala mesoscópica), indica movimiento del bloque de techo hacia el SE. A escala microscópica también se encuentran criterios que indican el sentido opuesto (techo hacia el NO) y que se interpretan como conjugados del cizallamiento principal.

#### IV.4.2. Fase de crenulación

La fase de crenulación de la unidad alóctona dió lugar a pliegues levantados de dirección NO-SE. En las rocas precarboníferas (ya deformadas por los pliegues tumbados), esta fase desarrolló una crenulación, mientras que en las rocas carboníferas esta fase es la única deformación penetrativa que se reconoce.

La fase de crenulación se produjo en condiciones metamórficas de grado muy bajo, con escasa recristalización mineral. El estudio mediante difracción de rayos X realizado en rocas del Carbonífero inferior (que no sufrieron deformación ni metamorfismo previos) muestra la presencia de moscovita + clorita  $\pm$  caolinita, y la cristalinidad de la mica blanca indica condiciones de la anquizona media (véase el capítulo V).

La edad de esta fase de deformación es posterior al Westaliense B-C, puesto que las rocas de esta edad que hay en el afloramiento del Guadiato están afectadas por estos pliegues. En el apartado IV.7 se tratará este tema con mayor detalle.

**Estructuras mayores.** Las estructuras mayores producidas durante esta fase de deformación son pliegues levantados abiertos de escala hectométrica a kilométrica (cortes A-A' a L-L'). La mayor parte de los cierres cartográficos que se observan en la unidad alóctona corresponden a esta fase de plegamiento. Los afloramientos de las rocas carboníferas se sitúan en el núcleo de sinformes (e.g. afloramientos del Matachel, Campillo o Guadiato; fig. IV.23);

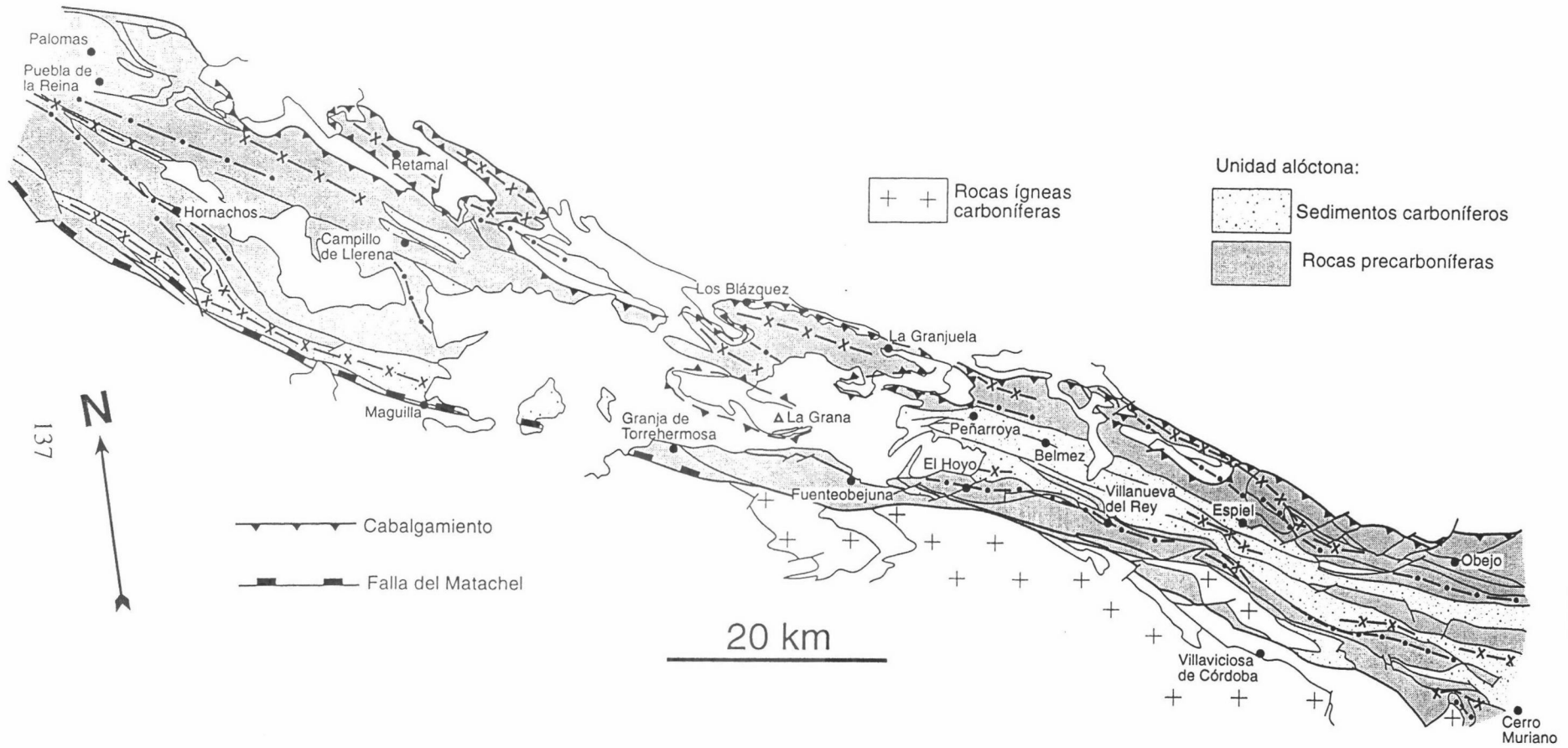


Fig. IV.23: Trazas axiales de los pliegues de la fase de crenulación en la unidad alóctona.

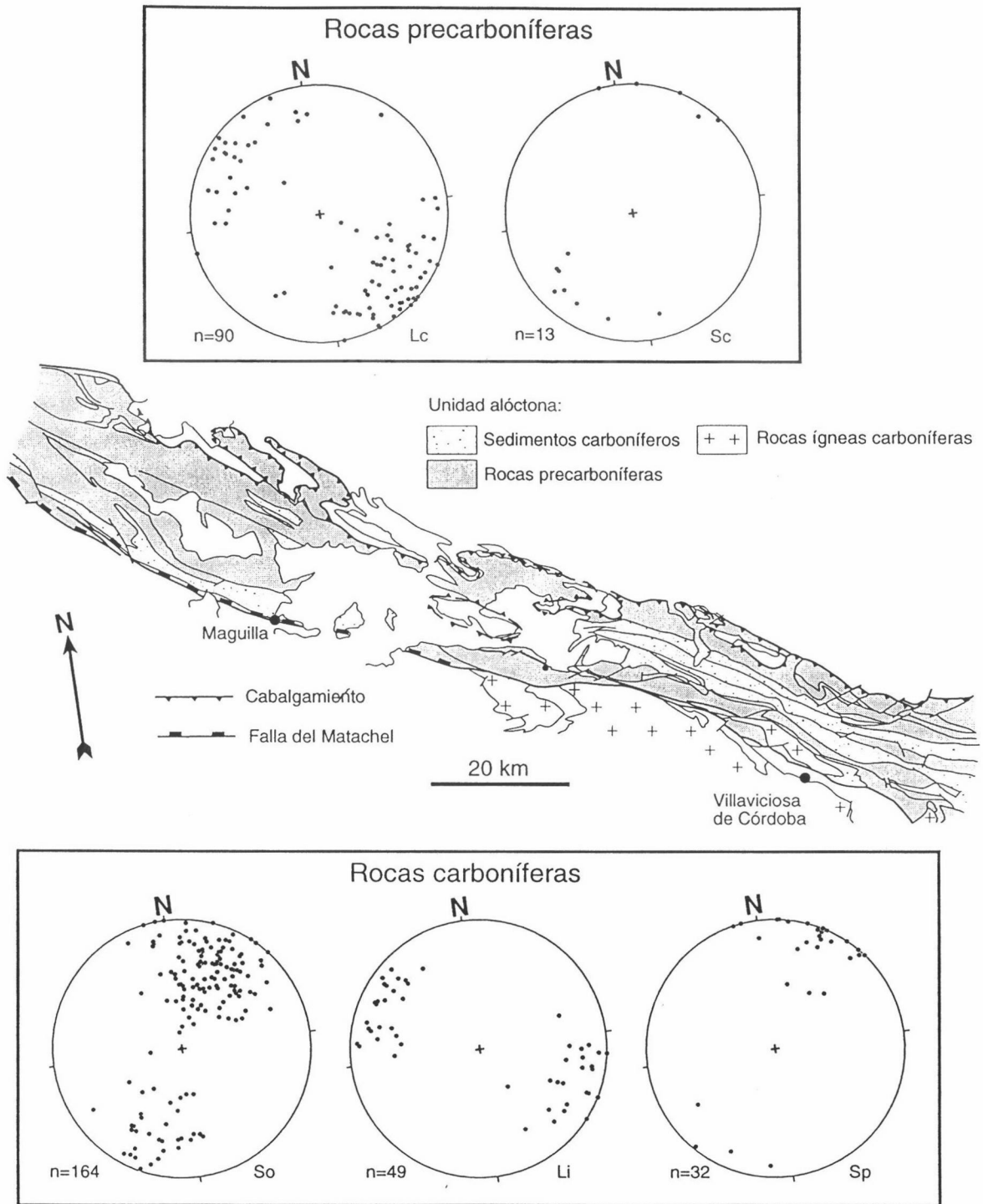


Fig. IV.24: Mapa geológico de la unidad alóctona con diagramas de orientación de la estratificación (So), foliación principal (Sp) y lineación de intersección (Li) en las rocas carboníferas; también se representan la foliación de crenulación (Sc) y la lineación de crenulación (Lc) en las rocas precarboníferas. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Para cada diagrama se indica el número de datos (n).



los afloramientos de las partes más bajas de la secuencia de pliegues tumbados se sitúan, por el contrario, en el núcleo de antiformes (e.g. el flanco normal del Sinclinal de Hornachos en esta misma localidad o al Sur de Campillo; fig. IV.23). También existen varias ventanas o semiventanas tectónicas de la unidad para autóctona que afloran a favor de algunos de estos antiformes de la fase de crenulación (e.g. en el sector del Retamal, Sierra de La Grana, Peñarroya o al NO de Espiel; fig. IV.23).

La dirección de estos pliegues es aproximadamente coaxial con la de los pliegues tumbados, el plano axial es subvertical y el eje es subhorizontal, lo que origina interferencias de tipo 3 de Ramsay (1967) en los cortes geológicos.

**Pliegues menores.** Los pliegues menores de la fase de crenulación son de escala milimétrica a decamétrica, paralelos a los pliegues mayores. El ángulo entre flancos es muy variable, siendo los pliegues desde apretados hasta abiertos. No presentan engrosamiento de charnela. Pertenecen a los tipos 2B, 2C, 2D, 3B, 3C y 3D de Hudleston (1973) y a las clases 1B y 1C de Ramsay (1967). En las rocas precarboníferas, cuando estos pliegues son ligeramente oblicuos a los pliegues tumbados, se puede observar cómo la lineación de estiramiento asociada a estos últimos está plegada por los pliegues de la fase de crenulación.

**Descripción de la fábrica.** La fábrica asociada a los pliegues de esta fase es planar. No se observa en ningún caso lineación de estiramiento. En las rocas precarboníferas, la foliación es un clivaje de crenulación de espaciado milimétrico, de dirección N110-150°E, vertical o con buzamientos fuertes (>70°) hacia el NE o hacia el SO (fig. IV.24). Este clivaje de crenulación sólo se desarrolla en las rocas pelíticas. La lineación de intersección entre el clivaje y la estratificación es paralela a los ejes de los pliegues de esta fase (fig. IV.24), y a menudo se manifiesta como un microplegado milimétrico (lineación de crenulación).

En las rocas pelíticas del Carbonífero inferior, la foliación es un clivaje pizarroso con una lineación de intersección asociada, con la misma orientación que la de las rocas precarboníferas (fig. IV.24). A veces se desarrolla una partición “en lápices” paralela a los ejes de los pliegues, de manera similar a la que se observa en las pizarras carboníferas del afloramiento de Los Pedroches.

## **IV.5. EL CABALGAMIENTO DE LA UNIDAD ALÓCTONA SOBRE LA UNIDAD PARAAUTÓCTONA**

### **IV.5.1. Introducción**

La base de la unidad alóctona es un cabalgamiento que la superpone sobre la unidad paraautóctona. La parte frontal de este cabalgamiento se extiende desde las proximidades de Palomas al NO, donde queda enmascarada por una falla subvertical, hasta Montoro en el extremo SE; en gran parte de su recorrido se ciñe al flanco meridional del Anticlinal de Peraleda (fig. IV.7). En la mitad SE del frente del cabalgamiento, existen varios “horses” (fig. IV.25; cortes I-I’, J-J’ y L-L’) constituidos por rocas paleozoicas poco deformadas, que sólo tienen una débil foliación subvertical (clivaje pizarroso en las pelitas) y escaso metamorfismo; estos rasgos son típicos de las rocas de la unidad paraautóctona. Por ello, cabe considerar que estos “horses” han sido transportados desde una posición no muy lejana de la unidad paraautóctona situada inmediatamente debajo, hasta su posición actual. El cabalgamiento principal (responsable de la mayor parte del desplazamiento) es el que se sitúa por encima de estos horses, ya que superpone una gran lámina o manto de rocas bastante deformadas (que han sufrido plegamiento y metamorfismo previos importantes) sobre un conjunto (incluidos los “horses” frontales) muy poco deformado.

Dentro de la unidad paraautóctona, en el sector de Valle de la Serena, existe un sistema imbricado de fallas inversas que he denominado Imbricaciones de Valle de la Serena (fig. IV.2; corte general I-I’). Las características de este sistema imbricado han llevado a considerarlo, como se verá más adelante, perteneciente al mismo sistema de cabalgamientos existente en la base de la unidad alóctona.

### **IV.5.2. Rocas de falla**

En el cabalgamiento basal de la unidad alóctona y “horses” asociados, las rocas de falla son de carácter frágil. Su espesor oscila entre escasos metros y varias decenas de metros, siendo el segundo caso lo más frecuente. Las rocas de falla son cataclasitas poco cohesivas y brechas s.l., con tamaño de grano de los fragmentos variable (desde harinas hasta brechas de falla s.str.). También es frecuente observar planos de falla estriados y foliación sigmoidal en relación con falsas estructuras S-C.

En las Imbricaciones de Valle de la Serena, las rocas de falla son de carácter semifrágil o dúctil-frágil, formando bandas de cizalla métricas a decamétricas. En estas bandas de cizalla

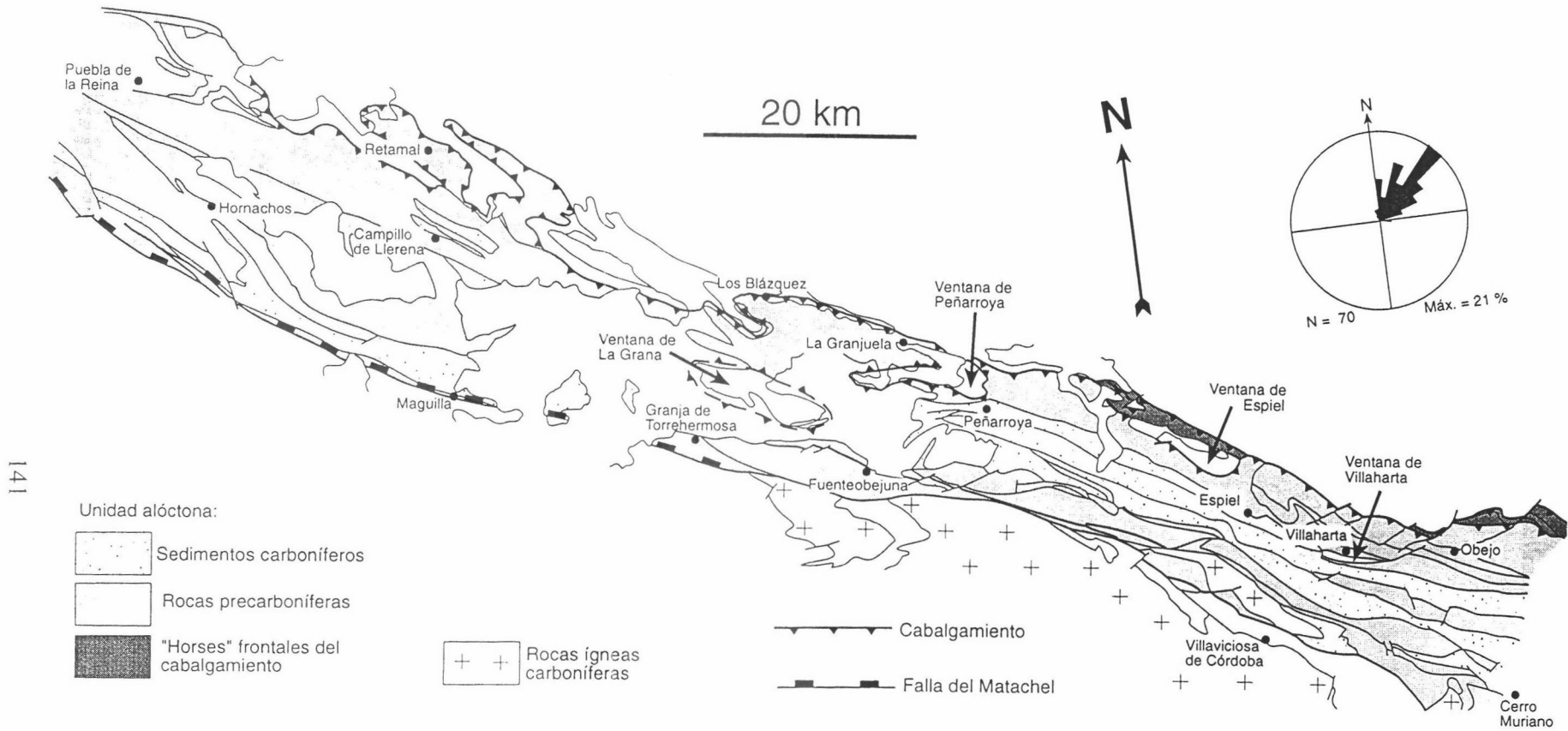


Fig. IV.25: Mapa geológico en el que se destacan el trazado del cabalgamiento basal de la unidad alóctona, los "horses" situados en el frente del mismo, y las ventanas tectónicas de la unidad para autóctona. En el diagrama adjunto se ha proyectado la dirección de las estrías asociadas a este cabalgamiento.

existe una foliación cataclástica o milonítica y a veces una lineación de estiramiento. La foliación está marcada por planos de discontinuidad rellenos de óxidos, por la orientación y el aplastamiento del cuarzo (tanto en granos como en venas de segregación), y por la orientación de los feldespatos y los minerales micáceos. La lineación de estiramiento está definida por la orientación de los feldespatos y por el estiramiento del cuarzo (tanto en los granos de las rocas como formando fibras estiradas en venas de segregación paralelas a la foliación). En las bandas de cizalla existen estructuras S-C, foliación sigmoidal en relación con falsas estructuras S-C y planos de falla estriados (las estrías son paralelas a la lineación de estiramiento).

Este carácter dúctil-frágil de las fallas de las Imbricaciones de Valle de la Serena sugiere que no forman parte de la fracturación tardivarisca, sino que debieron producirse durante una etapa más temprana de la evolución tectónica de la unidad paraautóctona. Como se verá más adelante, la cinemática de estas imbricaciones es compatible con la del cabalgamiento basal de la unidad alóctona, lo que induce a pensar que ambos podrían estar genéticamente relacionados, siendo las imbricaciones el frente hoy visible de un cabalgamiento menor e infrayacente respecto del cabalgamiento basal de la unidad alóctona (corte general I-I').

#### IV.5.3. Geometría de la superficie de cabalgamiento

El cabalgamiento basal de la unidad alóctona aflora en el área estudiada a lo largo de unos 140 km, desde el sector de Puebla de la Reina (donde está oculto por una falla tardivarisca) hasta el sector de Obejo (fig. IV.25). En la parte central de la estructura, el cabalgamiento está parcialmente cubierto por sedimentos terciarios y cuaternarios.

**Geometría respecto del bloque de techo.** En su parte frontal, el cabalgamiento se sitúa bajo distintos tramos de la secuencia de pliegues tumbados (fig. IV.12), lo que permite diferenciar rellanos y rampas laterales en la dirección NO-SE:

- En la mitad occidental de la estructura, el cabalgamiento coincide con un rellano situado en el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina. En el sector de Retamal, este flanco inverso está constituido por rocas de la Formación Malcocinado, bajo las que existen algunos jirones de ortocuarcitas ordovícicas con escasa potencia y afloramiento discontinuo a causa del cizallamiento dúctil y del cabalgamiento frágil (cortes C-C' y D-D'). Hacia el SE, en el sector de Los Blázquez-La Granjuela, sólo aparecen rocas básicas de la Formación Malcocinado, muy brechificadas debido probablemente a la escasa profundidad a la que se encuentra el cabalgamiento (corte G-G'). Inmediatamente al Sur de La Granjuela, estudios de geofísica eléctrica (Moya Mejías et al., 1984) han puesto de manifiesto que el contacto entre las rocas básicas brechificadas y las cuarcitas devónicas infrayacentes, ya pertenecientes a la unidad

paraautóctona, está situado a menos de 200 metros de metros de profundidad.

- Hacia el SE (entre La Granjuela y Peñarroya), el cabalgamiento desciende desde el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina hasta el flanco normal del Sinclinal de Hornachos (que aflora en la banda de rocas entre Peñarroya y Obejo; fig. IV.12). Esta rampa lateral del bloque de techo puede observarse comparando los cortes G-G' y H-H'.

- Entre Peñarroya y Espiel, el frente del cabalgamiento es un rellano constituido por pizarras y cuarcitas de probable edad ordovícica bajo las que existen algunos afloramientos discontinuos de rocas de las Formaciones Malcocinado (incluido el Granitoide de El Escribano) y Torreárboles (véase el mapa geológico de la unidad alóctona). Las rocas anteriores están afectadas por la deformación que dió lugar a los pliegues tumbados. Por debajo están situados algunos de los "horses" de rocas cuarcíticas poco deformadas (fig. IV.25; cortes I-I' y J-J') descritos en el apartado IV.5.1.

- Al Norte de Espiel, existe una nueva rampa de techo descendente hacia el SE. La cartografía de este sector presenta cierta complejidad debido a los pliegues de la fase de crenulación en la unidad alóctona, y a la existencia de una escama que diverge lateralmente desde el propio cabalgamiento. En la fig. IV.26 se muestra un esquema cartográfico de este sector y varios cortes geológicos que ilustran la estructura del mismo. En el corte 8-8', paralelo a las estructuras principales, se observa la geometría de la escama lateral, que superpone hacia el NO parte de la unidad alóctona sobre sí misma, con un salto que se ha estimado en unos 1.5-2 km. Esta escama puede explicarse como el resultado de un pequeño acortamiento en la dirección NO-SE, paralelo a las estructuras principales, consecuencia de un confinamiento lateral de la unidad alóctona durante el avance del cabalgamiento en este sector. En el corte 8-8', una vez restaurada esta escama, puede observarse perfectamente la rampa del bloque de techo del cabalgamiento principal, que desciende hacia el SE desde la base de las pizarras y cuarcitas de probable edad ordovícica hasta las rocas atribuibles a la Formación Malcocinado que hay debajo del Granitoide de El Escribano.

- Desde el sector de Espiel hasta el borde oriental del área estudiada, el cabalgamiento no corta de forma significativa a la estructura suprayacente, y vuelven a aparecer varios "horses" que contienen rocas ordovícico-silúricas, devónicas y carboníferas poco deformadas (fig. IV.25; corte L-L').

La geometría del cabalgamiento con respecto al bloque de techo en la dirección SO-NE es de descenso hacia el SO. Este descenso hacia el SO se deduce de la siguiente observación en la mitad occidental de la unidad alóctona (cortes A-A' a E-E'): en el sector del Retamal, el cabalgamiento se sitúa en el flanco inverso el Anticlinal de Puebla de la Reina; sin embargo, al SO del Retamal aflora el flanco normal infrayacente sin que se observe el cabalgamiento, que

debe encontrarse más abajo.

En la mitad oriental de la unidad alóctona, el frente del cabalgamiento se sitúa en el flanco normal del Sinclinal de Hornachos, y hacia el SO no vuelve a aflorar. En los cortes geológicos restaurados de la unidad alóctona (cortes H-H' a L-L'), la posición del cabalgamiento forma un cierto ángulo de ascenso ( $\approx 15-30^\circ$ ) respecto de la horizontal (base del Carbonífero discordante sobre los pliegues tumbados), siendo la relación entre el cabalgamiento y las rocas suprayacentes esencialmente de rellano.

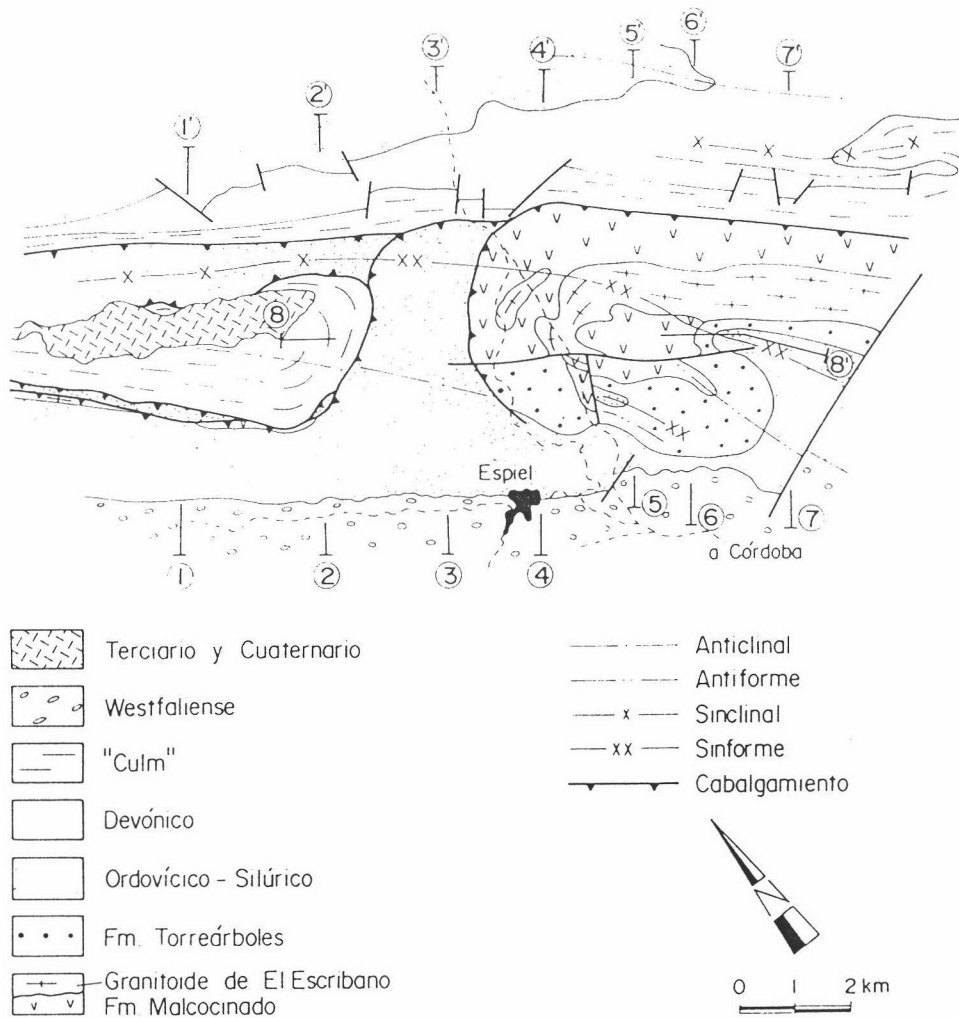


Fig. IV.26: Mapa y cortes geológicos del sector de Espiel.

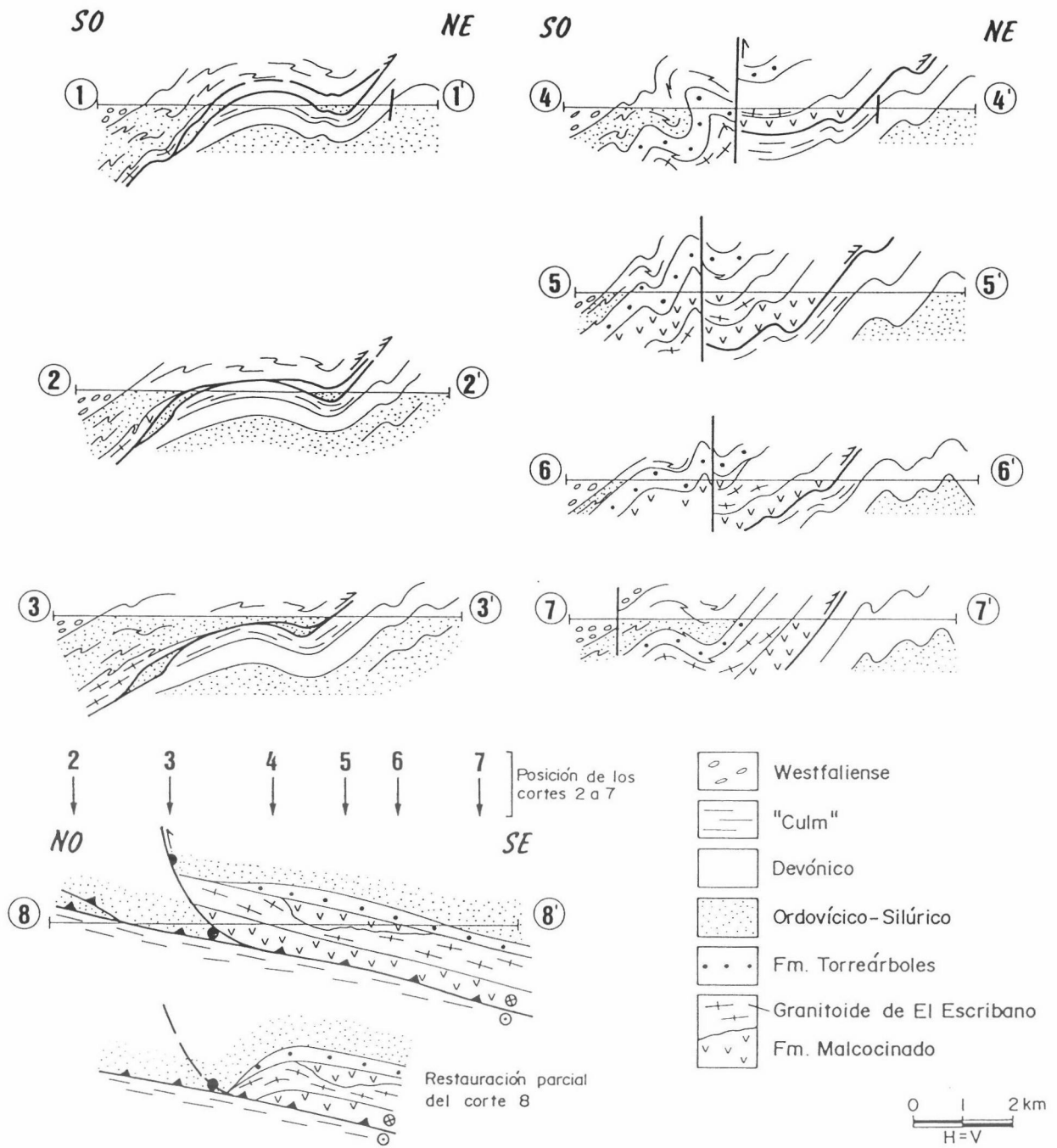


Fig. IV.26 (continuación)

**Geometría respecto del bloque de muro.** En la dirección NO-SE, el frente del cabalgamiento es ligeramente ascendente hacia el SE respecto del bloque de muro: desde Retamal hasta Peñarroya se sitúa sobre rocas devónicas, y desde Peñarroya hacia el SE lo hace sobre términos cada vez más altos de la sucesión del Carbonífero inferior.

En la dirección SO-NE se puede deducir un suave ascenso hacia el NE, a partir de la distribución de las ventanas tectónicas que existen en la mitad oriental de la unidad alóctona (fig. IV.25). De NE a SO, el cabalgamiento se apoya sobre los siguientes términos de la secuencia paleozoica de rocas de la unidad paraautóctona:

- En el frente y en las ventanas tectónicas al NO de Espiel, sobre rocas devónicas o carboníferas.
- En la ventana tectónica de Peñarroya, sobre rocas devónicas.
- En Villaharta, sobre rocas silúricas (véase el apartado II.1.3.2). La atribución de este afloramiento (que está limitado por fallas tardivariscas) a la unidad paraautóctona se debe al grado de evolución tectonometamórfica que tienen estas rocas pelíticas: la deformación es escasa (sólo presentan pliegues levantados abiertos), no tienen foliación ni evidencias de recristalización o blastesis mineral. Estos rasgos no son compatibles con los de las rocas precarboníferas de la unidad alóctona. Además, estas rocas aparecen en la continuación hacia el Oeste de un antiforme de la fase de crenulación (corte L-L').
- En la Sierra de La Grana, la unidad alóctona se apoya sobre rocas ordovícico-silúricas o devónicas.

En conjunto, se observa que hacia el NE el cabalgamiento asciende respecto del bloque de muro desde la secuencia ordovícica (en la Sierra de la Grana) hasta la secuencia del Carbonífero inferior (en el frente del cabalgamiento).

#### **IV.5.4. Cinemática**

La dirección de movimiento del cabalgamiento basal de la unidad alóctona se ha determinado a partir de las numerosas estrías que existen en planos de falla y en falsas estructuras S-C. La dirección de las estrías varía entre N-S y N90°E, y la mayoría de ellas se concentra en la dirección N45°E (fig. IV.25).

El sentido de movimiento se ha deducido de la geometría de la foliación sigmoidal asociada con falsas estructuras S-C, e indica movimiento del bloque de techo hacia el NE. Este sentido de movimiento es perfectamente compatible con la geometría ascendente del cabalgamiento hacia el NE, tanto respecto del bloque de techo como del de muro.

El salto total de este cabalgamiento no se conoce. La máxima superposición tectónica



que se observa en la cartografía es de unos 12 km, que es la distancia que hay entre la ventana tectónica de la Sierra de La Grana y el frente del cabalgamiento. No obstante, el salto es probablemente mayor, si tenemos en cuenta las características de las rocas que pone en contacto: el cabalgamiento superpone un conjunto de rocas deformadas y metamorizadas en un nivel estructural de condiciones dúctiles (con pliegues tumbados, cizallamiento dúctil y metamorfismo), sobre una secuencia de rocas subhorizontal que (como se verá en el apartado IV.7) aún no había sufrido ningún tipo de deformación tectónica varisca.

La cinemática de las Imbricaciones de Valle de la Serena se ha deducido a partir de las estructuras lineares (lineación de estiramiento y estrias de falla) y asimétricas (estructuras S-C, colas asimétricas en cantos, feldespatos y venas de cuarzo, foliación sigmoidal), que indican un régimen de movimiento inverso y sinistorsó (techo hacia el Este).

El salto en buzamiento del conjunto de estas imbricaciones se ha estimado, a partir del corte general I-I', en unos 9 km.

#### **IV.5.5. Edad del cabalgamiento. Su relación con las discordancias intracarboníferas**

El cabalgamiento basal de la unidad alóctona es esencialmente posterior al Carbonífero inferior, ya que en la ventana tectónica que hay al NO de Espiel y en el frente del cabalgamiento, éste corta y se superpone sobre rocas del Carbonífero inferior de facies "Culm".

Por otro lado, el cabalgamiento está plegado por la fase de plegamiento principal de la unidad paraautoctona (véanse por ejemplo los cortes C-C' y J-J'). La edad de este plegamiento es probablemente Westfaliense superior (véase el apartado IV.7).

Los datos anteriores indican que el cabalgamiento debió producirse esencialmente durante el Carbonífero medio. Esta edad es precisamente la de los sedimentos sinorogénicos de facies detrítico-carbonatada (parálitos) y de facies continental (límnicos) que hay en el afloramiento del Guadiato. Tal y como se argumentó en el apartado II.1.4.6, estos sedimentos están separados entre sí y del Carbonífero inferior de facies "Culm" por dos discordancias (una segura y otra probable), con una geometría de discordancias progresivas (opción B en la figura II.9).

Existen dos mecanismos principales de formación de discordancias progresivas: mediante sedimentación simultánea con un plegamiento (e.g. Riba et al., 1976; Anadón et al., 1986), o mediante procesos de erosión / sedimentación en un bloque de techo de cabalgamientos con una geometría de rampas y rellanos (e.g. Steidmann y Schmitt, 1988). En el caso que nos ocupa, las discordancias intracarboníferas del Guadiato pueden explicarse con

el segundo mecanismo, puesto que la edad de los sedimentos coincide con la del cabalgamiento, y la posición relativa de ambos es adecuada, pues los sedimentos parálicos y límnicos son más modernos en la dirección de avance del cabalgamiento, que está situado por debajo de los mismos (véase por ejemplo el corte H-H' en que han sido restauradas las fallas tardías). A continuación se propone un modelo evolutivo que relaciona parte del avance del cabalgamiento, con hipotéticas rampas y rellanos, con los sedimentos y discordancias intracarboníferos (fig. IV.27).

Como se ha dicho anteriormente, el cabalgamiento es esencialmente posterior al Carbonífero inferior de facies "Culm", que se depositó discordante sobre la estructura de la unidad alóctona previamente peneplanizada (estadio 1 de la fig. IV.27). Al desarrollarse el cabalgamiento durante el Viseense superior, una rampa frontal (A) origina el levantamiento y el desmantelamiento del Carbonífero inferior de facies "Culm" que queda por encima del nivel de erosión (estadio 2).

A continuación (Viseense superior-Namuriense inferior), las condiciones de erosión pasan a ser de sedimentación (estadios 3 y 4), a causa de un ascenso del nivel del mar, o por subsidencia debida a la carga de rocas que genera el cabalgamiento. Esta sedimentación es marino-costera, de carácter detrítico-carbonatada, y hacia techo pasa a ser continental (fluvio-deltaica), lo que indica una tendencia hacia la colmatación de la cuenca sedimentaria (estadio 4).

El transporte de esa cuenca carbonífera la lleva a otra rampa frontal (B), situada al NE de la anterior, lo cual provoca la emersión y erosión de parte de las rocas recién sedimentadas (estadio 5).

Durante el Westfaliense, el área ya se encuentra completamente emergida, aunque puede producirse sedimentación en facies continental en sectores relativamente deprimidos. Tal es el caso de la sedimentación límnic que se produce en la depresión que se forma entre la rampa (B) y una tercera rampa frontal (estadio 6). Esta última rampa es la que asciende sobre los sedimentos del Carbonífero inferior de facies "Culm" de la unidad paraautóctona, y es la responsable del levantamiento y erosión del frente de la unidad alóctona, que suministra los aportes para la formación de los abanicos aluviales existentes en el borde Norte de la cuenca. Además de estos aportes provenientes del Norte, también los hay del Sur, pues existen cantos provenientes del Carbonífero inferior-medio de facies detrítico-carbonatada.

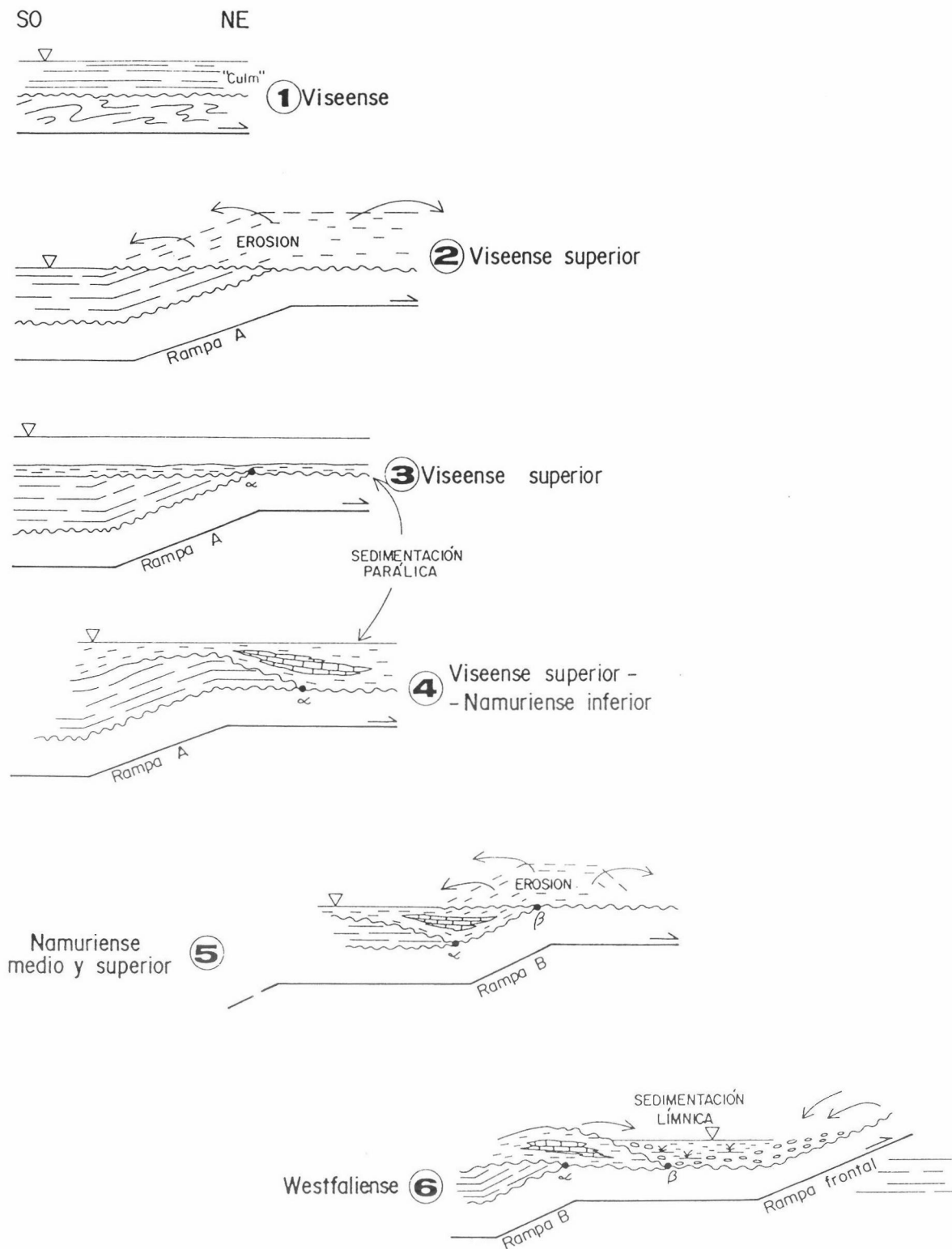


Fig. IV.27: Modelo evolutivo propuesto para relacionar el avance del cabalgamiento basal de la unidad alóctona con las secciones y discordancias intracarboníferas del afloramiento del Guadiato.

## IV.6. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA

En todo el área estudiada del borde meridional de la Zona Centroibérica existe una importante fracturación, responsable de buena parte de la forma cartográfica de los afloramientos. La mayoría de estas fallas tienen movimiento con componente izquierda, y forman parte de la fracturación tardivarisca de salto en dirección izquierdo que existe a lo largo de todo el límite entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica (Jackson y Sanderson, 1992). Algunas de las fallas tardivariscas más importantes de este límite son las Fallas de Azuaga y de Higuera de Llerena, que constituyen el borde meridional de la Unidad Central (fig. IV.2). En el límite entre las Zonas de Ossa Morena y Sudportuguesa también se ha reconocido una evolución tardivarisca similar (e.g. Simancas, 1983). Estos dos límites constituyen dos suturas variscas, con deformación y metamorfismo importantes, por lo que parece lógico que sea precisamente en estas dos bandas de debilidad cortical donde se localice la evolución tardivarisca frágil posterior. A continuación se describen las fallas o sistemas de fallas más importantes que se han reconocido en el área estudiada.

### IV.6.1. Fallas paralelas a la dirección de las estructuras previas

**Sistema de fallas inversas del Guadiato.** En la mitad oriental de la unidad alóctona existen varias fallas inversas vergentes al NE, de gran longitud, con dirección media N115°E y buzamiento de 60-80° hacia el Sur. Estas fallas (fig. IV.28) enmascaran notablemente la estructura de la unidad alóctona en este sector (cortes H-H' a L-L'). Las zonas de falla tienen una potencia de varias decenas de metros; están constituidas por harinas y brechas de falla, con abundantes planos de cizalla estriados y foliación sigmoidal (falsas estructuras S-C) con buzamientos fuertes hacia el Sur. También existen pliegues "kink" con orientaciones diversas.

La orientación de las estrías es próxima a la dirección de buzamiento de los planos de falla. La foliación sigmoidal indica levantamiento del bloque meridional. Estas mismas estructuras también se observan en planta, y en estos casos la mayoría de ellas indica movimiento lateral izquierdo.

La componente en buzamiento del salto de estas fallas se ha estimado en los cortes geológicos a partir de la posición que ocupan en cada bloque la discordancia basal del Carbonífero y la estructura de pliegues tumbados infrayacente. El salto vertical así obtenido es de 1-2 km, excepto para la falla más meridional (cortes G-G', H-H' e I-I') que desplaza hasta 5 km en buzamiento la estructura previa.

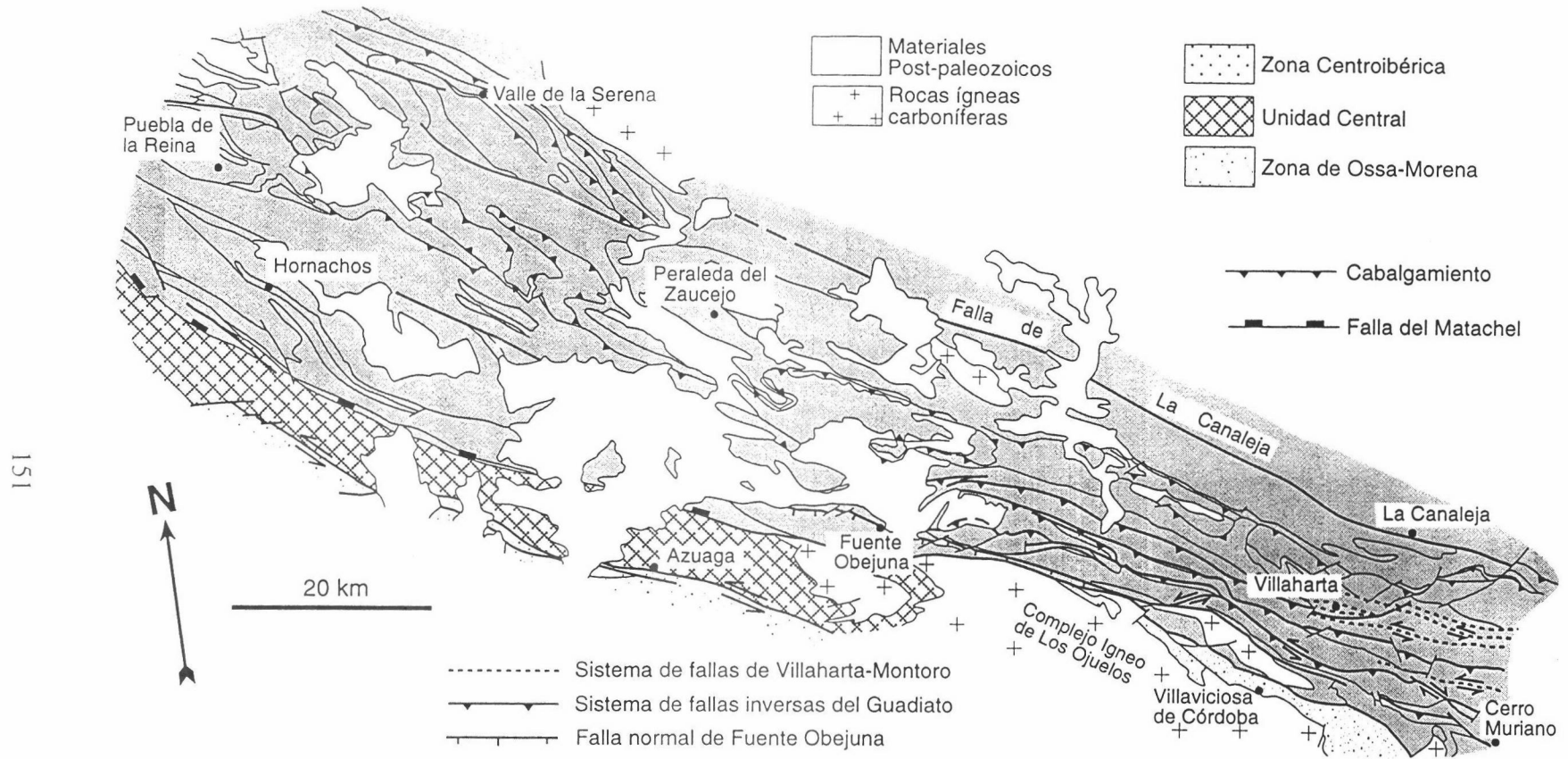


Fig. IV.28: Mapa geológico del borde meridional de la Zona Centroibérica, con indicación de las fallas tardivariscas principales.

El desplazamiento lateral de estas fallas no se ha podido estimar. Por ello, los cortes geológicos en los que existen estas fallas (G-G' a L-L') no son estrictamente restaurables, ya que varios segmentos de un mismo corte pueden corresponder a diferentes transversales. En la cartografía, este movimiento lateral izquierdo puede verse en el sector de El Hoyo-Villanueva del Rey, donde varias fallas de dirección E-O desplazan los afloramientos cuarcíticos.

El acortamiento en la dirección SO-NE de este sistema de fallas inversas se puede considerar como la evolución, en condiciones frágiles, de los pliegues levantados de dirección NO-SE de la fase de crenulación de la unidad alóctona. Las intrusiones tardías del Complejo ígneo de Los Ojuelos también pudieron contribuir a este acortamiento, puesto que estas fallas se encuentran situadas precisamente al NE de este complejo ígneo. En efecto, en el mapa geológico general se observa que, al NE de este complejo, la unidad alóctona muestra cierto "estrangulamiento", que posiblemente corresponde al acortamiento que producen las fallas inversas del sistema del Guadiato. El movimiento lateral mayoritariamente izquierdo que tienen estas fallas puede interpretarse como la transición entre la situación anterior, de acortamiento SO-NE, y el régimen lateral izquierdo que predomina en la deformación tardivarisca de la rama meridional del Macizo Ibérico.

**La Falla normal de Fuente Obejuna.** Esta falla (fig. IV.28) tiene una dirección N115°E y una longitud de unos 35 km. La zona de falla puede observarse 3 km al ONO de Fuente Obejuna. Está constituida por varias decenas de metros de brechas y cataclasitas foliadas. En el Ortoneis de El Álamo, esta cataclasis da lugar a una reducción y homogeneización del tamaño de grano de los cristales de las rocas, dándole un aspecto de granulación generalizada. La foliación cataclástica tiene una dirección paralela a la falla, y un buzamiento de 60-70° hacia el Sur.

El sentido de movimiento es de hundimiento del bloque meridional (falla normal). En las rocas de falla no se han encontrado criterios indicativos de sentido de movimiento; éste ha sido deducido por la omisión que esta falla produce en la secuencia de pliegues tumbados: en la transversal de El Hoyo (corte H-H'), esta falla pone en contacto el flanco inverso del Anticlinal de Puebla de la Reina (al Sur) con el flanco inverso del Anticlinal de El Hoyo (al Norte) (fig. IV.12). El salto en buzamiento estimado en esta transversal (corte H-H') es de 3.5 km. Este salto va disminuyendo hacia el SE: en la transversal de Villanueva del Rey (corte J-J') ya no se detecta omisión de los pliegues tumbados y se ha estimado un salto en buzamiento en torno a 1 km.

Hacia el SE, la Falla de Fuente Obejuna converge con la falla que limita por el Norte al Complejo ígneo de Los Ojuelos, cuyo sentido de movimiento es también de hundimiento del bloque meridional.

**Falla de La Canaleja.** Este accidente tiene una dirección N120°E y una longitud aproximada de 100 km. Se extiende desde la apófisis que el Batolito de Los Pedroches tiene al Sur de Esparragosa de la Serena, pasa junto al Cortijo de La Canaleja, y continúa hacia el SE fuera del área estudiada (fig. IV.28). La zona de falla tiene entre varios metros y escasas decenas de metros de espesor. Está constituida por brechas y harinas de falla, con fragmentos de roca de tamaño variable (milimétricos a decimétricos). Puede verse, por ejemplo, en la carretera de Obejo a La Canaleja, o en la carretera de Espiel a Alcaracejos.

No se observan planos de falla ni cualquier estructura indicativa del buzamiento, por lo que se ha considerado como una falla vertical.

Esta falla pone en contacto, en la mayor parte de su recorrido, rocas ordovícico-devónicas del flanco septentrional del Anticlinal de Peraleda, junto a rocas del Carbonífero inferior de facies "Culm" con vergencia estructural mayoritaria hacia el Norte (cortes 5-5' a 9-9'), por lo que su movimiento es de hundimiento del bloque septentrional. El salto en buzamiento se ha podido establecer en el corte 9-9', donde existe un nivel guía (el contacto Devónico-Carbonífero) cuya posición a ambos lados de la falla puede situarse con relativa seguridad; el salto en buzamiento medido es de casi 5 km. Hacia el SE, el salto no se conoce, aunque debe ser mayor ya que en esta dirección las rocas carboníferas buzan más y nunca aparecen rocas devónicas inmediatamente al Sur del Batolito de Los Pedroches.

**Sistema de fallas de Villaharta-Montoro.** En el sector de la unidad alóctona situado entre Villaharta y Obejo (fig. IV.28), existe un importante sistema de fallas de dirección N110°E, que se continúa hacia el SE hasta la región de Montoro, fuera del área estudiada.

Las zonas de falla tienen un espesor variable, y pueden llegar a alcanzar varios cientos de metros de espesor. Están constituidas por brechas y harinas de falla cortadas por planos estriados de orientación muy variable. También se observan falsas estructuras S-C, como son almendras de falla, foliación sigmoidal, y pliegues "kink" de orientación muy variable. No se han encontrado criterios que indiquen buzamiento de estas fallas, por lo que se han considerado verticales (corte L-L').

El sentido de movimiento deducido para algunas de estas fallas, a partir de las falsas estructuras S-C y los pliegues "kink", tiene componente de salto en dirección izquierdo. La componente de salto en buzamiento es variable: en unos casos hunde el bloque Norte y en otros hunde el bloque Sur (corte L-L').

**Otras fallas.** En algunos mapas geológicos del plan Magna (Mira et al., 1987; Rodríguez et al., 1990) se ha inferido la existencia de un cabalgamiento vergente hacia el Sur cerca del contacto entre las rocas ordovícico-devónicas y las del Carbonífero inferior de Pedroches, en el sector de Santa Eufemia-San Benito. Sin embargo, en el reconocimiento de

campo realizado no se ha detectado tal accidente, ni ningún argumento para proponer su existencia. Por otro lado, algo más hacia el NO sí existe una fractura cerca del contacto Devónico-Carbonífero (Pardo Alonso, 1995); esta fractura (corte 9-9') tiene una dirección N75°E y produce crenulaciones y pliegues "kink" en las rocas del Carbonífero inferior.

#### **IV.6.2. Fallas oblicuas a la dirección de las estructuras previas**

En el área estudiada existen numerosas fallas oblicuas a todas las estructuras previas. En general, estas fallas tienen pocos kilómetros de longitud, tienen componente de salto en dirección y desplazan a todos los contactos previos. La mayoría de ellas se pueden agrupar en dos sistemas, uno dextrorso de dirección N160°E que está bien desarrollado en el sector de Guadalmez, y otro sinistrorso de dirección N70°E que tiene su máxima expresión en el sector de Espiel-Obejo. Todas estas fallas son compatibles con un acortamiento NE-SO y se pueden considerar pertenecientes a la deformación frágil tardivarisca.

En el sector de Andújar-La Carolina existen algunas fallas de dirección N40°E que afectan a las rocas miocenas, por lo que deben relacionarse con la Orogenia Alpina.

#### **IV.7. CORRELACIÓN DE LAS DEFORMACIONES EN LAS UNIDADES ALÓCTONA Y PARAAUTÓCTONA**

De acuerdo con la descripción de la estructura varisca realizada en los apartados precedentes, en el borde meridional de la Zona Centroibérica existen dos unidades afectadas por varias fases de plegamiento y separadas por un cabalgamiento. En la unidad alóctona existen pliegues tumbados vergentes al NE (fase de deformación principal) previos a la sedimentación del Carbonífero inferior, y replegados por pliegues levantados (fase de crenulación) que afectan al cabalgamiento y a las rocas del Carbonífero inferior y medio. En la unidad paraautóctona existen pliegues levantados (fase de plegamiento principal) que afectan tanto a las rocas precarboníferas como a las del Carbonífero inferior, y pliegues levantados abiertos posteriores. Por otro lado, los pliegues de la fase de crenulación de la unidad alóctona y los de la fase de plegamiento principal de la unidad paraautóctona tienen la misma orientación y el mismo estilo de plegamiento: en ambos casos se trata de pliegues con plano axial fuertemente buzante, en general poco apretados, con dirección NO-SE y ejes subhorizontales, y con una foliación de plano axial desarrollada sólo en las pelitas. Además, antiformes y sinformes de la unidad alóctona coinciden respectivamente con anticlinales y sinclinales de la unidad paraautóctona, como puede observarse en los sectores de Retamal y al Norte de Espiel.



De las observaciones anteriores se infiere que la fase de deformación que originó los pliegues principales de la unidad paraautóctona es la misma que originó los pliegues de crenulación de la unidad alóctona (tabla IV.3). La edad de esta fase de plegamiento puede precisarse a partir de los siguientes datos:

- Los sedimentos continentales (de edad Westfaliense B-C) que hay en el afloramiento del Guadiato están deformados por los pliegues.
- El metamorfismo de contacto producido por la intrusión del Batolito de Los Pedroches ( $\approx 300$  Ma, límite Westfaliense-Estefaniense) es posterior a la foliación principal de las rocas encajantes (Carracedo, 1991).

Así pues, la edad de los pliegues levantados en la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico es Westfaliense superior.

Tabla IV.3. Correlación de las deformaciones de las unidades alóctona y paraautóctona.

Edad	Unidad alóctona		Unidad paraautóctona	
	Deformación	Registro estratigráfico	Deformación	Registro estratigráfico
Dev. medio-sup. Carb inf	pliegues tumbados (fase principal)			Lagunas estratigráficas
Carb. inf.-medio	cabalgamiento	Discordancias intracarb.	cabalgamiento	
Westfaliense superior	pliegues levantados (fase de crenulación)		pliegues levantados (fase principal)	
Carb. sup.			pliegues levantados (fase de crenulación)	
Fracturación tardívarisca				

La cuestión ahora es si se detecta en la unidad paraautóctona alguna repercusión de la deformación que originó los pliegues tumbados de la unidad alóctona. A fin de responder a esta pregunta, consideremos los siguientes argumentos:

- a) En la unidad paraautóctona, los pliegues y la foliación de la fase principal en las rocas carboníferas son los mismos que se detectan en la secuencia paleozoica infrayacente. Sin embargo, este hecho no descarta la posible existencia de una discordancia angular en la base del Carbonífero inferior. Para estudiar esta cuestión, se han proyectado medidas de la orientación de ejes de pliegues y de la lineación de intersección en las rocas carboníferas y ordovícico-devónicas, separadamente. Los diagramas obtenidos para diversos sectores de la unidad paraautóctona se muestran en la fig. IV.29. Se observa que la orientación y la dispersión de las lineaciones en el Carbonífero y en los materiales infrayacentes son similares en cada sector.
- b) Como ya se indicó en el apartado II.1.4.1, las relaciones estratigráficas entre las rocas carboníferas y su sustrato son bien diferentes en ambas unidades. En la unidad alóctona, las rocas del Carbonífero inferior y medio (Tournaisiense superior-Westfaliense B-C) se apoyan

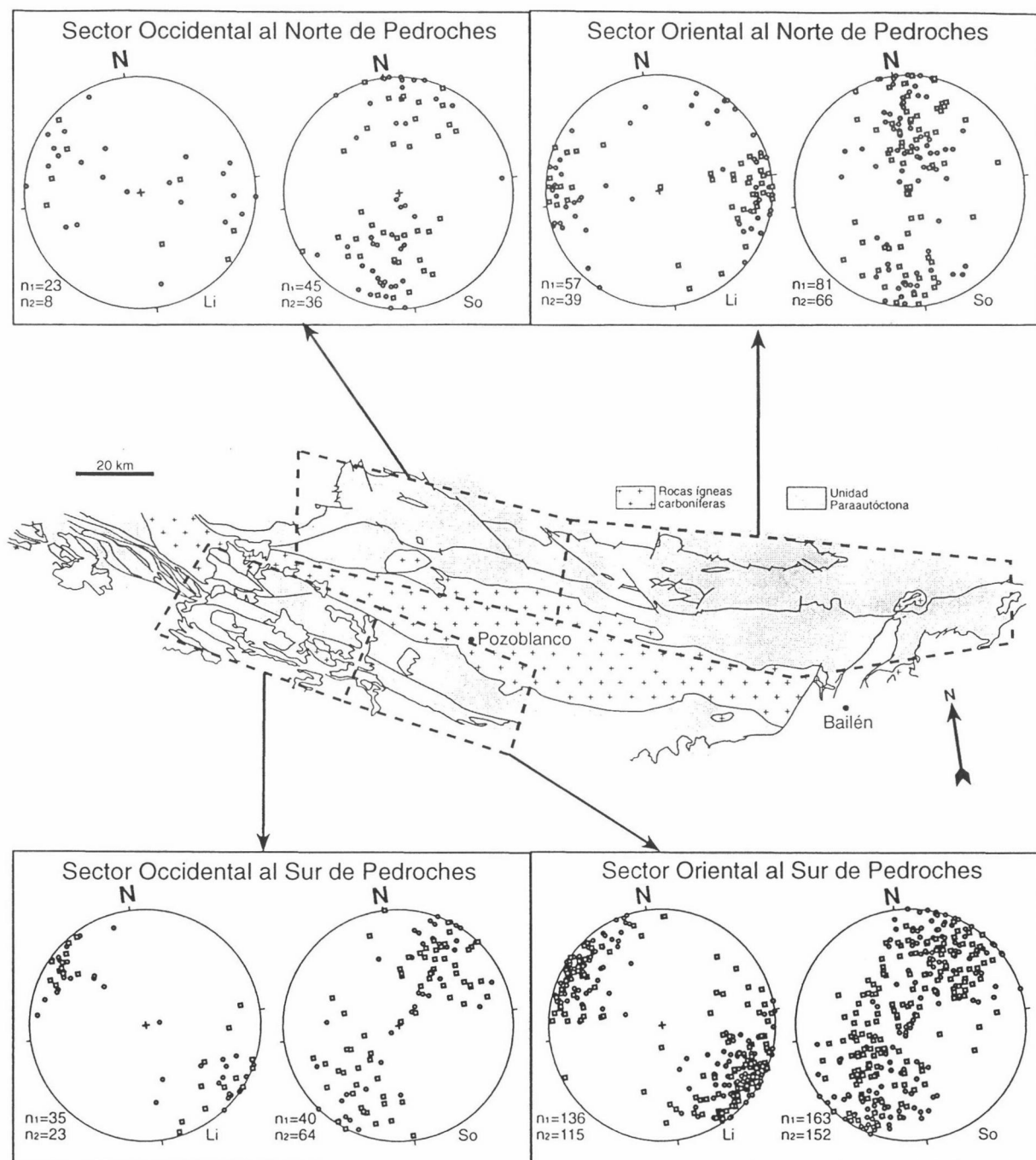
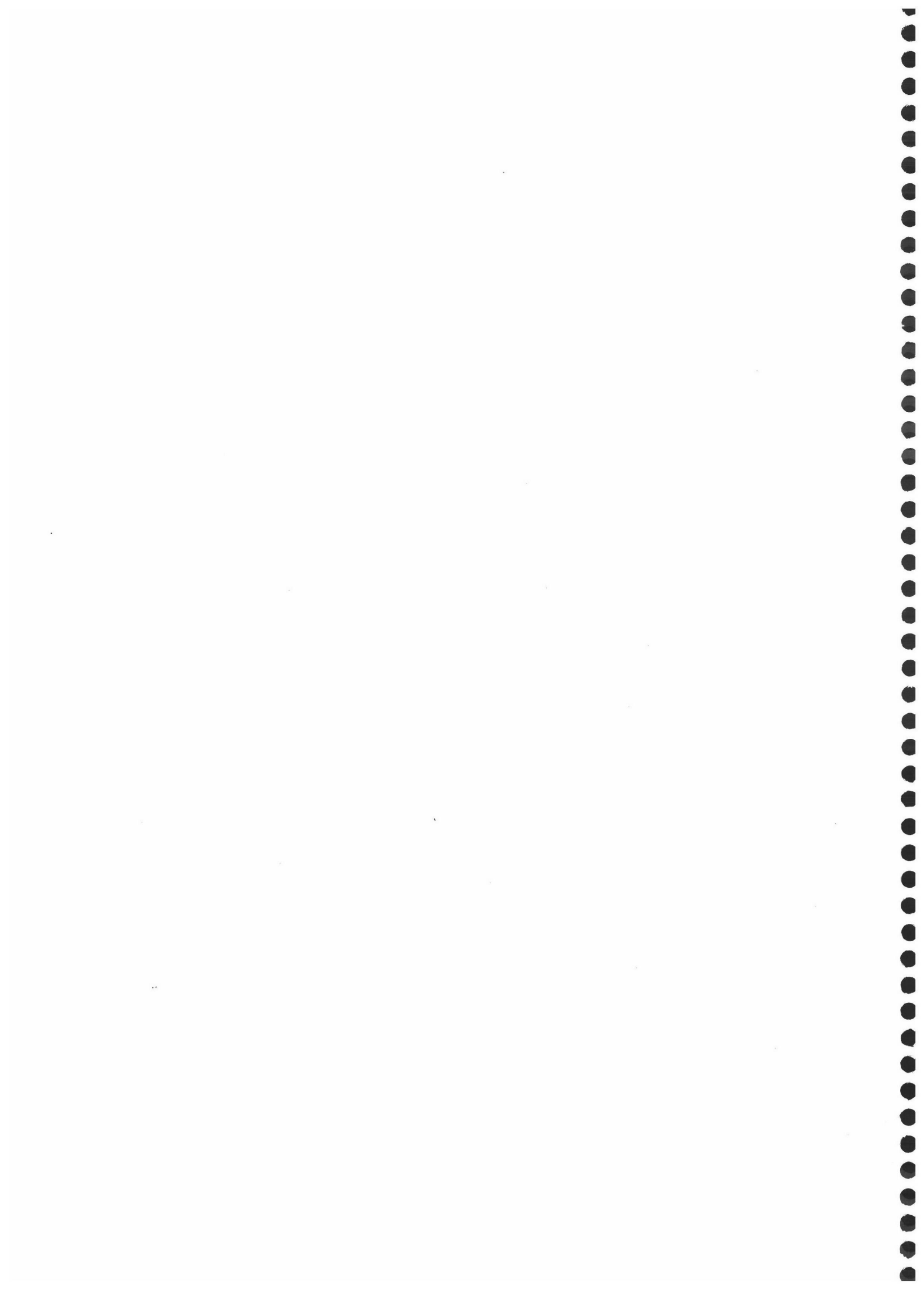


Fig. IV.29: Mapa geológico de la unidad paraautóctona con diagramas de orientación de la estratificación (So) y la lineación de intersección (Li) en las rocas carboníferas (círculos) y en las rocas ordovícico-devónicas (cuadrados). Proyección equiareal, hemisferio inferior. En cada diagrama se indica el número de datos ( $n_1$  para las rocas carboníferas y  $n_2$  para las rocas ordovícico-devónicas).

mediante discordancia angular sobre cualquiera de las formaciones que constituyen su sustrato; esta discordancia es de primer orden, ya que incluye una deformación y un metamorfismo importantes, que no se observan en las rocas carboníferas. Por el contrario, en la unidad paraautóctona, las rocas del Carbonífero inferior (Tournaisiense superior-Namuriense A) se apoyan sistemáticamente sobre términos altos (Devónico y excepcionalmente Silúrico) de la secuencia de rocas infrayacente; al Norte del Batolito de Los Pecroches existe una laguna estratigráfica en el Devónico medio prácticamente generalizada y casi nunca está representado el Fameniense, y al Sur del batolito apenas están representados el Devónico superior y en parte el Devónico medio. En el área de Guadalmez, la laguna estratigráfica existente en el límite Devónico-Carbonífero abarca sólo el Tournaisiense inferior y medio.

Por tanto, el análisis de lineaciones de intersección no detecta la existencia de una discordancia angular en la base del Carbonífero de la unidad paraautóctona; si ésta existe es de muy bajo ángulo, o bien la intersección de la estratificación con el plano de discordancia es paralela a los ejes de los pliegues medidos. Las lagunas estratigráficas existentes en el periodo Devónico medio-Carbonífero inferior en la unidad paraautóctona podrían ser la consecuencia de la deformación que originó los pliegues tumbados (tabla IV.3).



## CAPÍTULO V: METAMORFISMO

### V.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describe el metamorfismo sufrido por las rocas del borde meridional de la Zona Centroibérica, desarrollado fundamentalmente durante las dos fases principales de deformación varisca. En ambos casos, el metamorfismo asociado es esencialmente sincinemático respecto de estas deformaciones, produciéndose recristalización y/o formación de nuevos minerales según la foliación asociada a los pliegues.

Así, en la unidad alóctona existe un primer metamorfismo varisco (que se denominará metamorfismo precarbonífero) asociado a los pliegues tumbados, y cuya intensidad varía desde el grado muy bajo al grado medio. Bellon et al. (1979) realizaron una datación radiométrica mediante el método K-Ar sobre un concentrado de moscovitas de un micasquisto de esta unidad junto a Cerro Muriano. La edad obtenida por estos autores ( $474 \pm 24$  Ma, Ordovícico medio) es incompatible con la edad de los pliegues tumbados, que son posteriores al Devónico inferior-medio y anteriores a la sedimentación carbonífera.

Posteriormente, durante la formación de los pliegues levantados se produce un metamorfismo, que se denominará metamorfismo carbonífero, en el que apenas se sobrepasaron las condiciones del grado muy bajo. Este metamorfismo se observa en la unidad paraautóctona y en las rocas carboníferas de la unidad alóctona. Su edad es Westfaliense superior (edad de los pliegues levantados; véase el apartado IV.7).

Además del metamorfismo varisco, en algunos sectores se conserva un **metamorfismo finiprecámbrico**. Esto sucede en afloramientos de la Serie Negra de la unidad paraautóctona, donde las deformaciones y el metamorfismo variscos han sido de muy poca intensidad.

En el núcleo del Anticlinal de Peraleda (véase el apartado IV.2.1), las rocas de la Serie Negra tienen una foliación principal que no se observa en las rocas ordovícicas suprayacentes. La paragénesis con más minerales en las rocas metapelíticas está formada por cuarzo, moscovita, clorita y biotita, que definen la foliación principal. Esta paragénesis indica una temperatura de 400-450°C. No existen datos sobre la presión de este metamorfismo. Quesada y Munhá (1990) y Dallmeyer y Quesada (1992) han citado la existencia de granate y estauroлита en metapelitas que atribuyen a la Serie Negra en la prolongación hacia el NO del Anticlinal de Peraleda, fuera del área estudiada.

La edad de este metamorfismo ha sido establecida a partir de varias dataciones

radiométricas mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre concentrados de minerales metamórficos:  $550 \pm 10$  Ma sobre moscovitas en esquistos de Peraleda (Blatrix y Burg, 1981) y  $\approx 550$ -560 Ma sobre hornblendas y moscovitas en anfibolitas y esquistos en la prolongación hacia el NO de este anticlinal (Dallmeyer y Quesada, 1992). Estas edades corresponden, según la escala cronoestratigráfica considerada, al Precámbrico terminal o al Cámbrico inferior.

### V.1.1: Métodos y técnicas de trabajo

En el estudio realizado para caracterizar el metamorfismo varisco, se han seguido varios métodos. Además del uso del microscopio petrográfico para la identificación de minerales y el estudio de su relación con la deformación, se han realizado análisis mediante difracción de rayos X y mediante microsonda de electrones.

El análisis de rocas pelíticas por **difracción de rayos X** permite identificar minerales que mediante microscopía óptica no son fácilmente identificables o diferenciables entre ellos, como es el caso de: moscovita, paragonita, pirofilita, caolinita, interestratificados de filosilicatos... Además, permite obtener parámetros cristalográficos (en especial la cristalinidad de la ilita) muy útiles en el estudio de áreas afectadas por metamorfismo de grado muy bajo o bajo.

Se ha procurado tomar muestras lo más homogéneas posible desde el punto de vista de su composición y en general de tipo pelítico. Se han seleccionado afloramientos sin signos evidentes de alteración meteórica y las muestras se han tomado alejadas de fracturas o diaclasas, desechando las rocas más superficiales del afloramiento.

Tras un lavado y limpieza de pátinas, óxidos y mineralizaciones en fracturas y venas, se desagregaron las muestras hasta pasar por un tamiz grosero ( $<2$  mm), se prepararon agregados orientados de la muestra total y se separó la fracción  $<2$   $\mu\text{m}$ , de acuerdo con las recomendaciones del "IGCP 294 IC working group" (Kisch, 1991).

Las muestras fueron analizadas con un difractómetro de rayos X Phillips PW 1710, perteneciente al Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, equipado con un monocromador de grafito y rendija de divergencia automática, usando radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Del estudio de los diagramas de difracción resultantes, se han obtenido los siguientes tipos de datos:

a) Identificación de los minerales presentes en cada muestra a partir de sus reflexiones características. Todos los minerales identificados se han clasificado cualitativamente por orden de abundancia, en función de la intensidad relativa de sus reflexiones. En el caso de reflexiones de mala calidad (picos múltiples, mal definidos...) se ha considerado que pueden corresponder

a minerales alterados o presentes en escasa proporción.

b) Medidas de cristalinidad de la illita. Se han realizado medidas del índice de cristalinidad (IC, anchura del pico a la mitad de su altura; Kübler, 1968) para las reflexiones correspondientes a los espaciados reticulares de 10 y 5Å de la mica blanca. Las medidas a 5Å se han realizado siguiendo la sugerencia de Nieto y Sánchez Navas (1994), que consideran que cuando la reflexión a 10Å no puede utilizarse (debido a la presencia de micas sódicas que se solapan con el pico de la mica potásica y lo ensanchan), la cristalinidad medida en la reflexión a 5Å constituye una buena aproximación al valor del IC medido de forma estándar (con el pico a 10Å). En nuestro caso, se han presentado varias posibilidades a la hora de elegir una u otra reflexión, siempre ante la presencia de micas sódicas (paragonita o interstratificados de moscovita/paragonita):

- Si los picos de moscovita y paragonita a 10Å están separados en el diagrama de difracción, la paragonita no afecta a las medidas y por tanto el pico a 10Å es perfectamente válido para medir la cristalinidad.

- Si ambos picos aparecen solapados a 10Å y separados a 5Å, conviene utilizar el pico a 5Å, que no está influenciado por la paragonita.

- Cuando ambos picos aparecen solapados a 10 y 5Å, cabe establecer dos casos: si el pico a 10Å es más ancho (IC mayor) que a 5Å, quiere decir que la paragonita no afecta a la medida de la cristalinidad, y se puede usar el pico a 10Å. Si ocurre lo contrario, la cristalinidad está afectada por las micas sódicas y no debe medirse, en ninguna de las dos reflexiones.

La intensidad de las reflexiones sobre las que se mide la cristalinidad también hay que tenerla en cuenta. Así, el IC de una muestra medido en picos débiles (<400 cuentas) sólo se ha tenido en cuenta cuando el valor obtenido es coherente con los resultados del grupo de muestras al que pertenece.

Los valores de cristalinidad obtenidos han sido recalculados a la escala internacional de índice de cristalinidades (CIS, "crystallinity index standard"; Warr y Rice, 1994) mediante la ecuación  $x(\text{datos propios}) = 0.674 \cdot \text{CIS} + 0.052$ , obtenida en nuestro laboratorio con las muestras estándar internacionales proporcionadas por Warr y Rice (Nieto y Sánchez Navas, 1994). Utilizando esta escala estándar, los límites de la anquizona son los tradicionales de Kübler (1968) de 0.25 y  $0.42^\circ 2\theta$  (Warr y Rice, 1994). Valores menores de 0.25 caracterizan la epizona (correlacionable con el grado bajo de metamorfismo o facies de esquistos verdes; Kisch, 1987) y mayores de 0.42, la diagénesis. Cuantitativamente, el rango térmico de la anquizona (determinado a partir de estudios de inclusiones fluidas en los Alpes y de su correlación grosera con la facies de prehnita-pumpellita en metabasitas) es de 200-250°C a 300-350°C, aunque el IC no puede ser considerado como un auténtico geotermómetro (Frey, 1987;

Kisch, 1987).

Conviene indicar que en el estudio mediante difracción de rayos X realizado, el grado metamórfico asignado a cada grupo de muestras tiene en cuenta, no sólo el IC de la illita, sino también otros datos de interés (en especial las paragénesis minerales). Esta puntualización es necesaria ya que el concepto de anquizona está definido únicamente a partir del IC de la illita (Kübler, 1968). Se utiliza aquí el término anquizona, en sentido amplio, para designar un metamorfismo de grado inferior a la facies de esquistos verdes, independientemente del medio por el cual se haya establecido.

El contenido de micas detríticas en las rocas muestreadas puede evaluarse comparando la cristalinidad obtenida para la fracción de roca total y para la  $<2 \mu\text{m}$  (el propósito de separar esta fracción fina es el de eliminar las micas detríticas, que en general tienen un tamaño mayor).

c) Estimación cualitativa sobre la existencia de los politipos 1Md (característico de menor temperatura) y  $2M_1$  (característico de mayor temperatura) de la illita. Cuando la reflexión a  $2.5\text{\AA}$  (presente en ambos politipos) es mucho más intensa que la reflexión a  $2.8\text{\AA}$  (que sólo aparece en el politipo  $2M_1$ ; Maxwell y Hower, 1967), puede considerarse que, además del politipo  $2M_1$ , puede también existir una proporción significativa del politipo 1Md. Estudios experimentales muestran que la reacción progradada  $1M \rightarrow 2M$  se produce a  $200\text{-}350^\circ\text{C}$  ( $\approx$ anquizona) y  $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 2 \text{ kbar}$  (Frey, 1987).

d) Espaciados basales de moscovita y clorita. Se han realizado medidas precisas de los espaciados basales de moscovita y clorita, utilizando para ello un agregado de la fracción  $<2 \mu\text{m}$  con cuarzo  $<2 \mu\text{m}$  añadido como estándar interno. Los espaciados basales de estos filosilicatos están relacionados con algunas de sus características composicionales (Guidotti et al., 1992; Rausell-Colom et al., 1991; Nieto, en prensa). El espaciado basal de la mica blanca está relacionado, en principio, con la sustitución paragonítica Na/K, reflejando así la temperatura de formación aproximada. Sin embargo, en determinadas circunstancias, el espaciado basal puede estar ampliamente afectado por otros factores como, por ejemplo, el contenido fengítico de la mica (Guidotti, 1984; Guidotti et al., 1992).

e)  $B_0$  de la mica blanca. El parámetro  $b_0$  de la mica blanca se ha obtenido usando trozos de roca cortados perpendicularmente a la foliación. Tal orientación de la muestra elimina las interferencias que otros picos puedan producir sobre la reflexión (060) de la mica blanca (Sassi y Scolari, 1974; Guidotti y Sassi, 1986; Frey, 1987). Como estándar interno se ha usado la reflexión del cuarzo en el ángulo  $59.96^\circ 2\theta$  (tras una calibración iterativa con los picos del cuarzo a  $20.56$  y  $26.66^\circ 2\theta$ ). El parámetro  $b_0$  se ha calculado midiendo la diferencia de espaciado entre estos picos [(060) de la mica blanca y el correspondiente a  $59.96^\circ 2\theta$  del cuarzo]



localizados mediante la rutina MAX del difractoro Phillips, que busca la intensidad máxima del pico a partir de la medida de intensidades a intervalos regulares muy pequeños.

El parámetro  $b_0$  de la mica blanca depende del grado de fengitización [ $Al^{IV}$ ,  $Al^{VI} \rightarrow Si^{IV}$ ,  $(Fe+Mg)^{VI}$ ], que está a su vez relacionado con las condiciones barométricas existentes durante la formación/recristalización de las micas presentes en la roca. Así, se puede establecer una relación semicuantitativa entre el parámetro  $b_0$  y el gradiente de presión: valores de  $b_0$  menores de 9.000 son típicos de metamorfismo de baja presión, y mayores de 9.040 de metamorfismo de alta presión (fig. V.5; Guidotti y Sassi, 1986).

No obstante, la relación directa entre las condiciones barométricas y el grado de fengitización de la mica blanca no es inmediata. Esto es debido a que, en la mayoría de los casos, el conjunto de las fases minerales en las rocas estudiadas no constituye asociaciones limitantes, lo cual significa que, para unas determinadas condiciones de presión y temperatura, el grado de fengitización de la mica blanca depende también de la composición de la roca (Guidotti, 1984).

Se han realizado también análisis de la composición química de minerales en anfibolitas con una **microsonda de electrones** modelo CAMEBAX SX50 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Las condiciones analíticas fueron de 20 kV de potencial de aceleración, 20 nA de corriente de sonda y 7  $\mu m$  de diámetro del haz de electrones. Como patrones se usaron óxidos sintéticos ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $MnTiO_4$  y  $MgO$ ) y silicatos (albita, ortoclasa y wollastonita). Todos los elementos fueron detectados usando la radiación  $K\alpha$ . A los resultados obtenidos se les aplicó la corrección PAP, directamente incorporada a la rutina de cálculo de la microsonda.

Con los análisis químicos de los minerales se han aplicado varios geotermómetros y geobarómetros. Los cálculos han sido realizados con el programa PTMAFIC 2.0 (Soto y Soto, 1993).

## V.2. METAMORFISMO PRECARBONÍFERO DE LA UNIDAD ALÓCTONA

El grado de metamorfismo alcanzado por las rocas que forman los pliegues tumbados varía a lo largo de la estructura desde el grado muy bajo hasta el grado medio. Las características de este metamorfismo se van a describir separadamente en la mitad occidental y en la mitad oriental de la unidad alóctona, separadas por el recubrimiento postpaleozoico que hay en la parte central de la misma. El metamorfismo en la mitad occidental no sobrepasa el grado bajo. Hacia el SE, en la mitad oriental, el metamorfismo es más intenso, en general de

grado medio, y localmente se alcanzan condiciones de grado alto.

### **V.2.1. El metamorfismo de grado muy bajo y bajo en el sector occidental. Su relación con la estructura de pliegues tumbados**

Las **asociaciones minerales** que se reconocen ópticamente en las rocas metapelíticas están formadas por cuarzo + plagioclasa + moscovita  $\pm$  clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  granate. Mediante difracción de rayos X se han identificado también paragonita, pirofilita, interestratificados de moscovita/paragonita y cloritoide (la existencia de este último mineral al Norte de Hornachos ya fue puesta de manifiesto por Apalategui et al., 1988a). Todos estos minerales son sincinemáticos con respecto a la foliación principal; el granate se presenta a veces como grandes porfidoblastos subidiomorfos, corroídos y con sombras de presión, lo que sugiere una blastesis previa a la foliación principal.

La distribución areal de las paragénesis indica un aumento de temperatura de NE a SO (fig. V.1). En efecto, las paragénesis de mayor temperatura (las que incluyen biotita  $\pm$  granate) sólo aparecen en las rocas situadas al SO de Hornachos, mientras que al NE de esta localidad apenas se alcanzan las condiciones de estabilidad del cloritoide (véase más adelante).

También se han reconocido diferencias en la intensidad del metamorfismo entre los flancos normales y el flanco inverso situado entre ambos. Se han estudiado 24 muestras de metapelitas mediante difracción de rayos X, de las cuales 7 corresponden a los flancos normales y 17 al flanco inverso (fig. V.2). Los resultados se muestran en la tabla V.1 y en la fig. V.3. En este sector, las micas detríticas están reequilibradas durante el metamorfismo, ya que el índice de cristalinidad de la illita (IC) obtenido con la roca total es parecido al obtenido con la fracción  $<2 \mu\text{m}$  (la diferencia media del IC obtenido en ambas fracciones es de sólo 0.05).

En las muestras de los flancos normales se observa la paragénesis cuarzo + plagioclasa + moscovita  $\pm$  clorita. La clorita a veces es escasa y está parcialmente alterada (en los diagramas de difracción este mineral presenta picos anchos y mal definidos, y espaciados y/o relaciones de intensidades de las reflexiones basales anormales). El valor medio del IC de la illita es de 0.27 (0.23 para la roca total). Además del politipo 2M, aparece también el de menor temperatura (1Md). Estos datos son representativos de un grado metamórfico de anquizona profunda.

En las muestras procedentes del flanco inverso, las paragénesis identificadas son bastante variadas y tienen varios minerales índice: además de moscovita  $\pm$  clorita, existe paragonita, cloritoide, pirofilita e interestratificados de moscovita/paragonita. El IC es de 0.21 para la roca total y 0.26 (límite anquizona-epizona) para la fracción  $<2 \mu\text{m}$ ; sin embargo, la

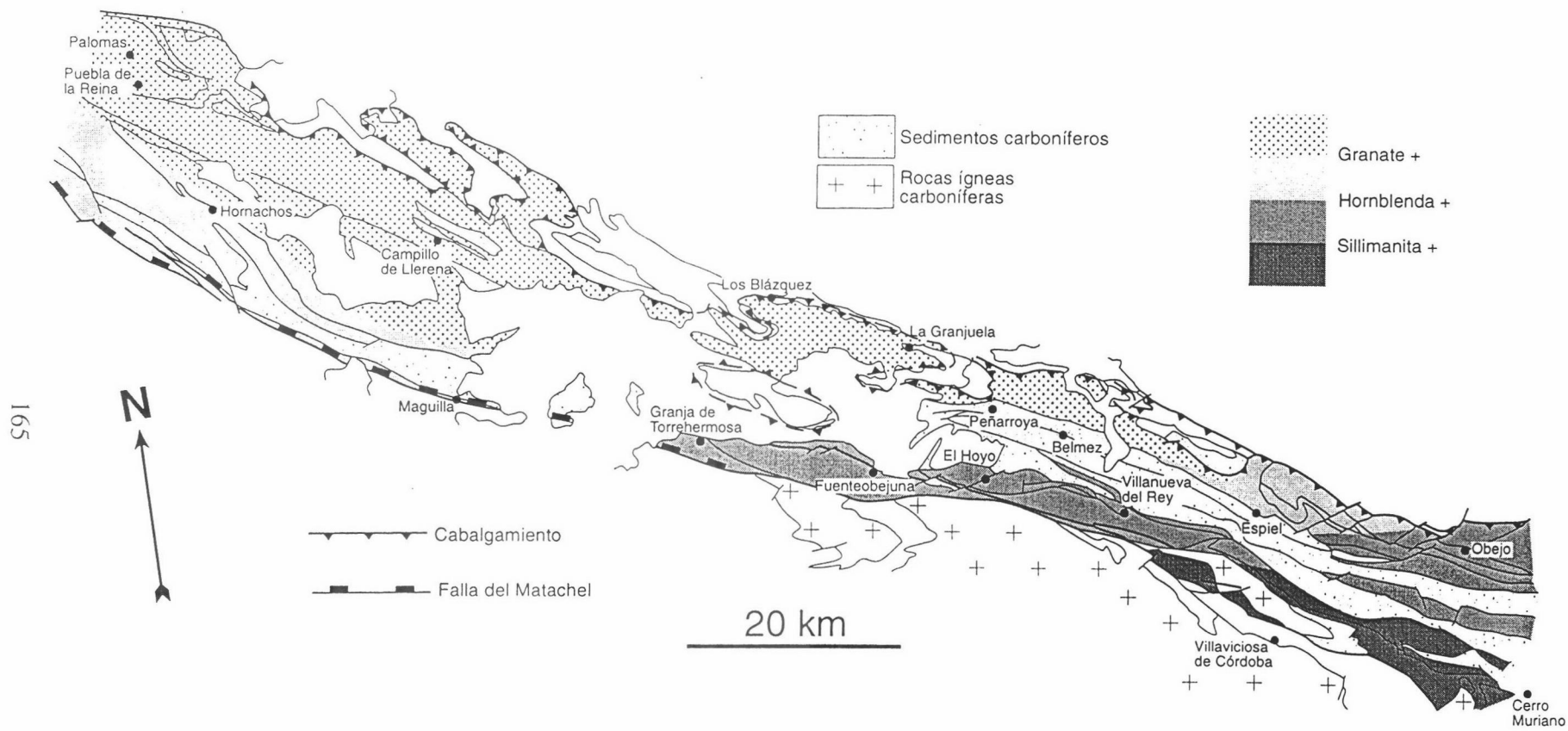


Fig. V.1: Posición aproximada de algunas isogradas del metamorfismo varisco precarbonífero de la unidad alóctona.

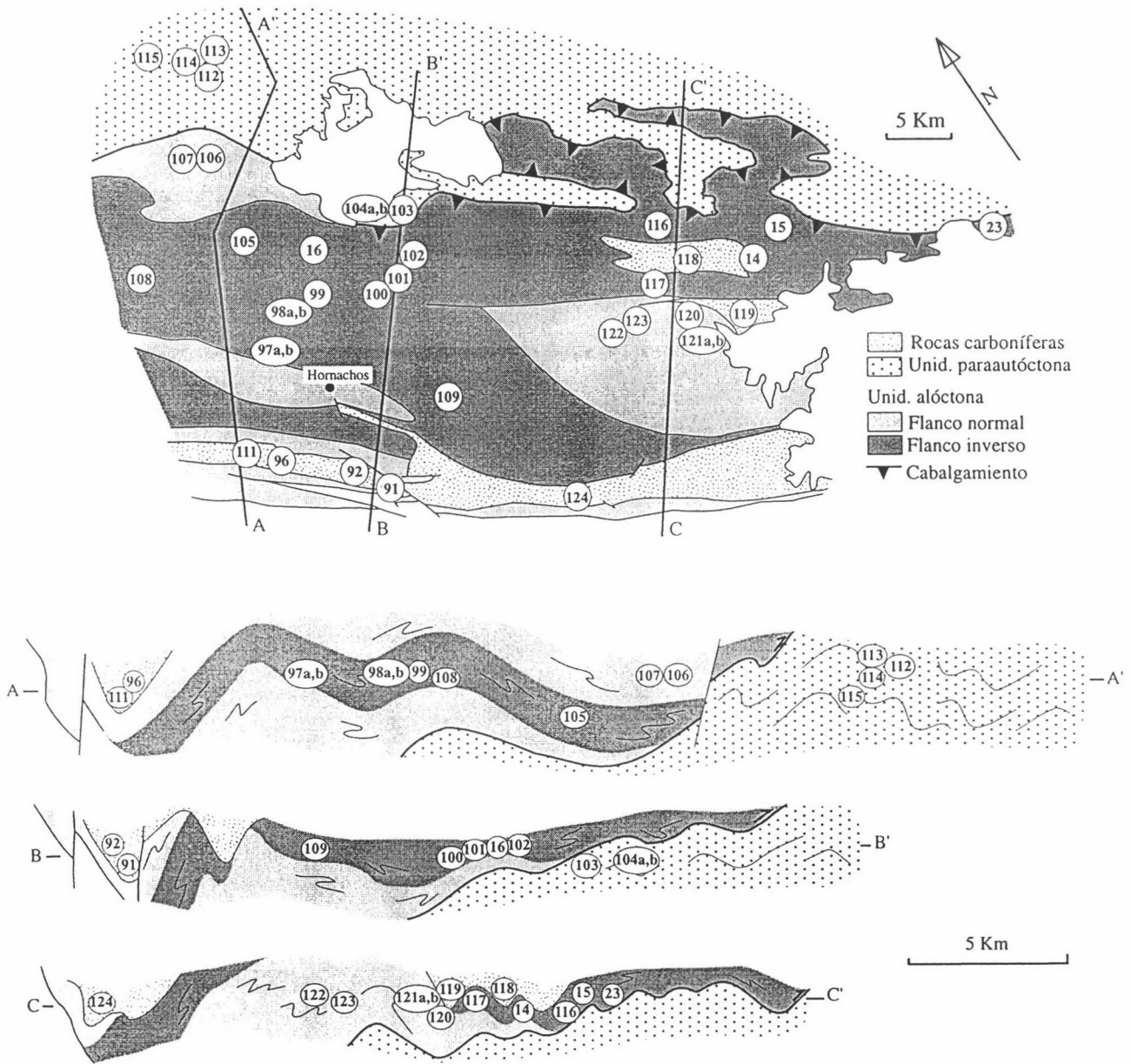


Fig. V.2: Mapa y cortes geológicos del sector de Hornachos con la situación de las muestras estudiadas mediante difracción de rayos X.

Metamorfismo

Tabla V.1. Minerales característicos y parámetros cristalográficos de las muestras del sector de Hornachos.

HORNACHOS Muestra	min.s característicos (1)							cristalinidad ilita (2)		espaciados basales			
	Ms	Chl	Pg	Cld	Prl	Kln	MP	r. total	<2µm	Ms	Chl	Kln	bo (Ms)
Flanco normal (unidad alóctona)													
106	•	•						0,19		10,025	14,17		8,992
107	•	x						0,28	0,29	9,979			9,018
120	•	x						0,25	0,23	9,992			
121a	•	•						0,20	0,22	9,997	14,12		9,004
121b	•	•						0,20	0,23	9,999	14,11		
122	•	x						0,25	0,35	9,976			9,013
123	•							0,26	0,31	9,996			9,003
Media								0,23	0,27	9,995	14,13		9,006
Desv. estándar								0,03	0,05	0,015	0,03		0,009
Flanco inverso (unidad alóctona)													
14	•	•	•	•				0,18		9,994	14,17		
15	•	•						0,19	0,25	10,000	14,15		
16	•	o	•	•				0,20	0,31	10,018			8,988
23	•					x		0,20	0,23	9,995		7,16	
97a	•	•				x	o	0,20	0,28	9,976	14,14		
97b	•	•				x	o	0,19	0,28	9,985	14,16		
98a	•					x		0,25	0,25	10,002		7,14	
98b	•					x		0,22	0,22	10,002		7,16	8,994
99	•	•						0,19	0,26	9,989	14,16		9,005
100	•	x						0,19	0,29	9,996			8,995
101	•	•						0,20	0,26	9,987	14,20		8,994
102	•		•			x		0,20		10,000		7,15	
105	•							0,22	0,25	9,970			9,025
108	•	•	•					0,20	0,20	9,997	14,16		9,038
109	•					x		0,25	0,26	10,001		7,16	9,017
116	•	o			•	x	•			10,030			
117	•	x				x		0,26	0,26	10,016			8,986
Media								0,21	0,26	9,998	14,16	7,15	9,005
Desv. estándar								0,02	0,03	0,014	0,02	0,01	0,017
Unidad paraautóctona													
103	•					•	o	0,29	0,34	10,013		7,16	
104a	•			•	•	•		0,41	0,61	10,012		7,15	
104b	•			•	•	•		0,35	0,50	10,015		7,16	
112	•					•		0,34	0,28	10,010		7,16	
113	•					•	•	0,47	0,49	10,012		7,14	8,967
114	•					•		0,37	0,41	10,014		7,14	8,992
115	•	•						0,29	0,26	9,961	14,14		9,025
Media								0,36	0,41	10,005		7,15	8,995
Desv. estándar								0,06	0,12	0,018		0,01	0,024
Sedimentos Carboníferos (discordantes sobre la unidad alóctona)													
91	•							0,34	0,32	9,979			
92	•	x						0,26	0,29	10,002	14,14		9,005
96	•	•						0,23	0,26	10,000	14,16		9,007
111	•	x						0,25	0,28	10,002			9,005
118	•	•				o		0,44	0,53	10,008	14,16		8,996
119	•	•						0,29	0,23	9,997	14,16		9,010
124	•	x				o		0,26	0,28	10,009			9,004
Media								0,30	0,31	10,000	14,15		9,004
Desv. estándar								0,07	0,09	0,009	0,01		0,004

(1) Símbolos minerales según Kretz (1983).

MP: interestratificado Ms/Pg

(2) Los datos en cursiva corresponden a la reflexión de 5 Å.

•: abundante

o: escaso

x: posiblemente de alteración meteórica o afectado por la misma

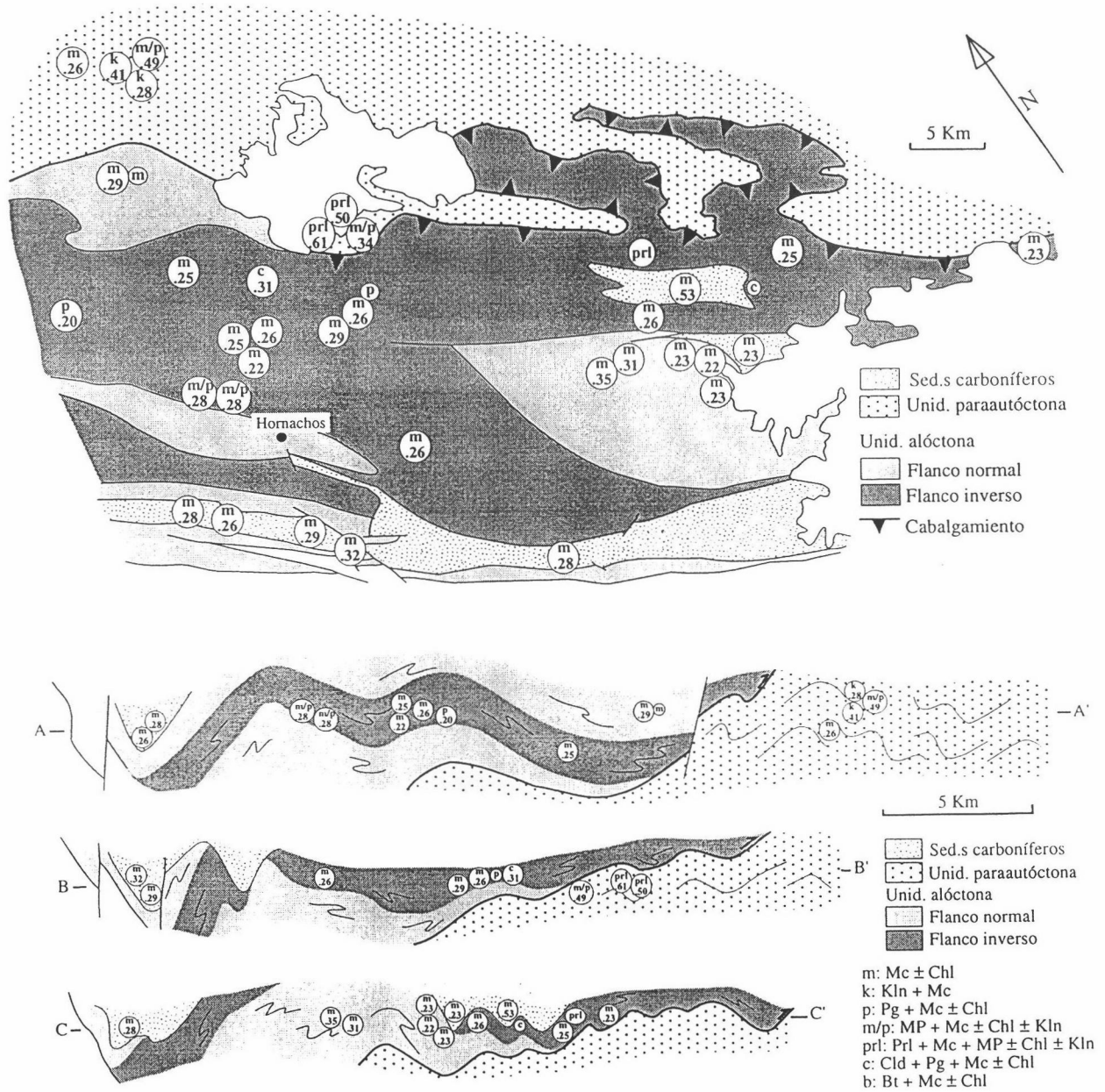


Fig. V.3: Mapa y cortes geológicos del sector de Hornachos. La situación de los cortes se encuentra en la fig. V.2. Se indican la paragénesis mineral y el IC de cada muestra. Símbolos minerales según Kretz (1983).

existencia de cloritoide indica que el grado metamórfico es claramente epizonal (correlacionable con el grado bajo de metamorfismo o facies de esquistos verdes; Kisch, 1987). La presencia de pirofilita y cloritoide (aunque no en la misma muestra) puede ser indicativa de que nos encontramos en el límite inferior del campo de estabilidad del cloritoide, definido por la reacción



si bien existen también otras reacciones de aparición del cloritoide. Sólo aparece el politipo de ilita de alta temperatura (2M). También se ha identificado caolinita (mineral típico de procesos sedimentarios), que no puede ser paragénetica con el resto de minerales metamórficos situados en el flanco inverso; por ello, se ha considerado que este mineral se formó durante un proceso de retrometamorfismo o alteración posterior al clímax metamórfico.

Las diferencias que se acaban de exponer se han resumido en la tabla V.2. Estas diferencias, aunque pequeñas, son coherentes con las detectadas en el estudio de la estructura, donde se ha puesto de manifiesto que la intensidad de la foliación y de la deformación interna son mayores en el flanco inverso de los pliegues tumbados. Así, el cizallamiento dúctil que se observa en el flanco inverso se produjo en condiciones metamórficas ligeramente más severas (facies de esquistos verdes con desarrollo de cloritoide en algunas muestras), quizás como consecuencia de un mecanismo de "shear heating" (e.g. Scholz, 1980), o simplemente porque la deformación favorece la circulación de fluidos. En los flancos normales, por el contrario, el cizallamiento es más débil y sólo se alcanza la anquizona profunda.

En conjunto, los datos anteriores permiten estimar que la fase de deformación principal en la mitad occidental de la unidad alóctona se produjo en unas condiciones térmicas de 300°C (anquizona profunda) a 450°C (paragénesis con granate).

Tabla V.2. Resumen de los resultados del estudio del metamorfismo mediante en el sector de Hornachos.

	Paragénesis#	Cristalinidad ilita†	Politipos ilita	Grado metamórfico	bo†
Flanco normal	Mc±Chl	0.27 (0.05)	1Md, 2M	anquizona profunda	9.006 (0.009)
Flanco inverso	Mc±Chl±MP ±Pg±Cld±Prl	0.26 (0.03)	2M	límite anq./epiz— —epizona	9.005 (0.017)

#Por orden de abundancia, además de cuarzo y cantidades menores de feldespato potásico, plagioclasa, hematites, goetita y calcita.

†Valor medio (desviación estándar).

Respecto a las **condiciones de presión**, las paragénesis desarrolladas no permiten estimar este dato. La ausencia de paragénesis típicas de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura indica presiones bajas o intermedias. En el estudio mediante difracción de rayos X se ha determinado el parámetro  $b_0$  de la mica blanca (tabla V.1). Los valores obtenidos se correlacionan relativamente bien con el espaciado basal de la mica blanca (fig. V.4), lo que indica que el espaciado basal está fundamentalmente controlado por el grado de fengitización y que la influencia de la sustitución paragonítica ( $K \rightarrow Na$ ) es secundaria. Los valores obtenidos del parámetro  $b_0$  son relativamente bajos (valor medio de 9.005; desviación estándar de 0.015), e indican un gradiente de presión de intermedio a bajo (Guidotti y Sassi, 1986). De una manera semicuantitativa, considerando que la temperatura alcanzada por las rocas estudiadas está en torno a 300-450°C (anquizona profunda a epizona), se pueden establecer unas presiones mínimas de 2-4 kbar (fig. V.5).

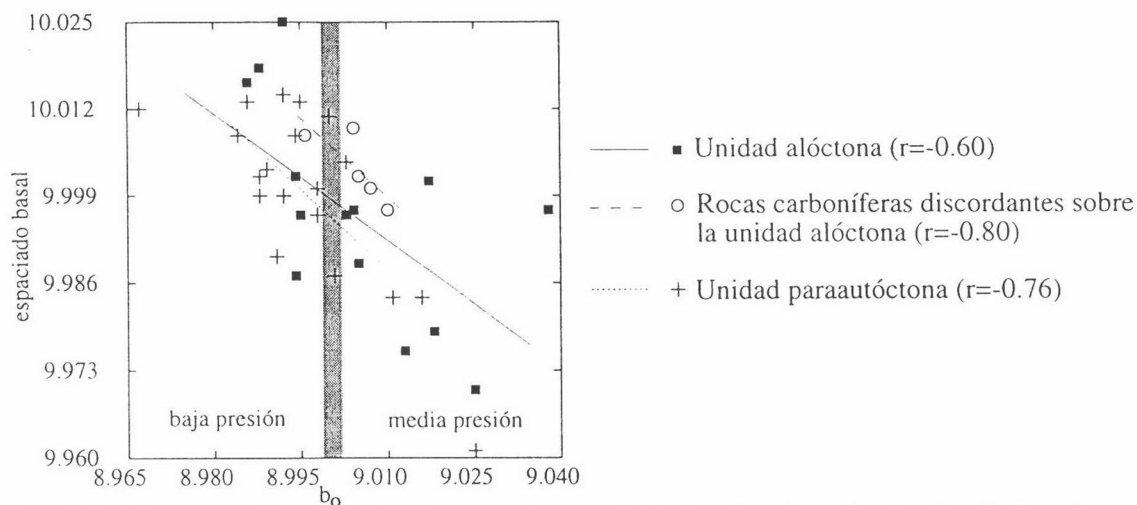


Fig. V.4: Diagrama de correlación entre el espaciado basal y el parámetro  $b_0$  de la mica blanca.

López Munguira et al. (1991) realizaron un estudio de los filosilicatos de metapelitas de la Serie Negra al Sur de Hornachos. Estos autores obtuvieron, a partir del IC, que las temperaturas alcanzadas corresponden a la facies de esquistos verdes, lo cual es coherente con las paragénesis observadas. Las condiciones de presión las estimaron a partir de cálculos geobarométricos y del parámetro  $b_0$  (con valores comprendidos entre 8.988 y 9.015, que son similares a los que se presentan en esta memoria), y concluyeron que las presiones fueron de unos 5 kbar. Abalos (1990) aplicó geotermómetros (granate-biotita y granate-fengita) y geobarómetros (granate-moscovita-biotita-plagioclasa) en rocas de la Serie Negra y del Ortoneis de Mina Afortunada, y obtuvo condiciones de 400-500°C y 5-6 kb para la formación de las paragénesis desarrolladas durante la foliación principal.



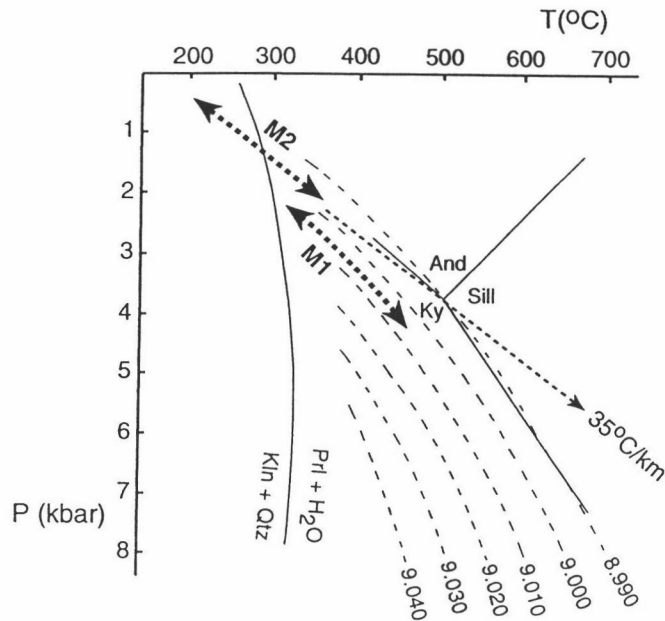


Fig. V.5. Proyección de los valores del parámetro  $b_0$  de la mica blanca en un diagrama P-T (tomado de Guidotti y Sassi, 1986). M1 y M2 corresponden al metamorfismo precarbonífero y carbonífero, respectivamente. Se indican las reacciones  $\text{And} = \text{Ky} = \text{Sill}$  (Holdaway, 1971) y  $\text{Kln} + \text{Qtz} = \text{Prl} + \text{H}_2\text{O}$  (Frey, 1987).

#### IV.2.2. El metamorfismo de grado bajo a medio en el sector oriental

Las **asociaciones minerales** que se reconocen en las rocas metapelíticas precarboníferas de la mitad oriental de la unidad alóctona contienen cuarzo + plagioclasa + moscovita + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  granate  $\pm$  andalucita  $\pm$  distena  $\pm$  sillimanita. Estas asociaciones minerales indican condiciones de metamorfismo que varían desde el grado bajo al grado medio. La distribución con la que aparecen estas asociaciones indica un aumento del grado metamórfico de NO a SE y de NE a SO (fig. V.1), que se describe a continuación.

Al Norte del afloramiento carbonífero del Guadiato, en las rocas metapelíticas se observa cuarzo + plagioclasa + moscovita + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  granate, con aumento hacia el SE de la intensidad del metamorfismo. Entre Peñarroya y Espiel no se sobrepasan las condiciones de moscovita  $\pm$  clorita; en Espiel se observa blastesis incipiente de granate; y en el sector de Obejo aparecen con frecuencia biotita y granate. En el afloramiento de rocas atribuibles a la Formación Malcocinado situado al SE de Villaharta (fig. II.2), el intenso cizallamiento dúctil que se observa se produjo en condiciones de facies esquistos verdes, con desarrollo de moscovita + clorita + epidota  $\pm$  biotita (también se observan pseudomorfos de ¿granate? transformados a epidota). En el afloramiento de rocas atribuibles a la Formación Malcocinado

situado al Norte del Granitoide de El Escribano (fig. II.2) se alcanzan condiciones de facies anfibolitas, con desarrollo de biotita + granate en las metapelitas, y plagioclasa + anfíbol hornbléndico en las intercalaciones de metabasitas al NE de Obejo. En el afloramiento de Cuarcitas y Micaesquistos de El Hoyo que hay al NE de El Vacar (fig. II.7), se reconocen asociaciones con biotita y granate.

Al Sur del afloramiento carbonífero del Guadiato también se observa un incremento de la temperatura de NO a SE. Desde Granja de Torrehermosa hasta el Embalse de Puente Nuevo, las metapelitas tienen cuarzo + plagioclasa + moscovita + clorita + biotita (a veces roja) ± granate. Desde este embalse hacia el SE, en los Micasquistos de El Hoyo se encuentran las paragénesis de mayor temperatura (fig. V.1): además de los minerales anteriores, existe andalucita, sillimanita y distena; también se desarrollan localmente pegmatitas metamórficas, paraneises y diferenciados leucocráticos, que sugieren que en algunos puntos se alcanzan las condiciones de fusión parcial. Pascual (1985) ha descrito también feldespatos potásico formado como resultado de la desestabilización de la moscovita. Estas evidencias apuntan a que localmente pudieron alcanzarse condiciones de grado alto.

La andalucita se forma grandes porfidoblastos (de hasta 1 cm) sincinemáticos con la foliación principal, con inclusiones de granate idiomorfo, biotita e ilmenita; a veces los porfidoblastos de andalucita desarrollan coronas de moscovita. La moscovita también forma a menudo grandes porfidoblastos (de hasta 1 cm) sin-post-cinemáticos respecto de la foliación principal, con inclusiones de biotita y sillimanita. Los porfidoblastos de granate (de hasta varios mm) unas veces son sincinemáticos con la foliación principal, y otras veces su blastesis es en parte previa, como lo indica el hecho de que estén fuertemente corroídos y tengan sombras de presión. La sillimanita puede ser fibrolítica o prismática, y se ha observado incluida en porfidoblastos de moscovita y reemplazando a la andalucita; este último rasgo es indicativo de una evolución progradada con aumento de la temperatura. La distena sólo se ha reconocido en un afloramiento (UTM 30STH809388) de cuarcitas intercaladas en los Micasquistos de El Hoyo; estas cuarcitas tienen cuarzo, moscovita, sillimanita prismática y distena (paralelos a la foliación principal), rutilo y menas opacas; la existencia de distena en estas cuarcitas ya fue puesta de manifiesto por Orozco y Pascual (1975).

En los ortoneises leucocráticos intrusivos en la Serie Negra se observan moscovita, clorita, biotita, epidota y granate (este último mineral forma grandes porfidoclastos corroídos y con sombras de presión); los ortoneises anfibólicos contienen anfíbol hornbléndico, plagioclasa, epidota y biotita.

En las anfibolitas intercaladas en la Serie Negra se encuentran paragénesis con plagioclasa + hornblenda ± epidota ± biotita ± granate ± cuarzo ± titanita ± menas opacas. Las

anfíbolitas granatíferas afloran desde Fuente Obejuna hasta Cerro Muriano. Pascual (1985) ha descrito análisis minerales de relictos de granate y clinopiroxeno en las anfíbolitas del sector de Cerro Muriano, que en su opinión se habrían formado durante un metamorfismo de facies granulitas; sin embargo, Abalos (1990) considera que estos minerales, dado su elevado contenido en calcio, corresponden más bien a rocas calcosilicatadas con granate y clinopiroxeno que a granulitas máficas.

Se ha estudiado la **composición química de minerales** en tres muestras de **anfíbolitas granatíferas** intercaladas en la Serie Negra que aflora junto a Fuente Obejuna (UTM en anexo de situación de muestras). Estas anfíbolitas tienen fábrica plano-linear, son de grano grueso y textura nematogranoporfidoblástica. Su composición mineralógica es la siguiente: porfidoblastos hipidiomorfos de granate con tamaño de hasta 0.5 cm y abundantes inclusiones de todos los demás minerales presentes (lo que demuestra que son paragenéticos); la matriz está compuesta principalmente por plagioclasa y anfíboles de tamaño de grano medio o grueso; en menor cantidad hay cuarzo, titanita, zoisita, clinozoisita, micas muy alteradas, ilmenita (casi siempre alterada) entre otras menas metálicas alteradas. No se ha encontrado piroxeno. Las metapelitas que aparecen en este sector desarrollan paragénesis con biotita  $\pm$  granate, y no se han encontrado minerales de mayor grado metamórfico (estauroлита, distena, sillimanita...).

A continuación se describe la composición química de los minerales analizados:

- Granates (tabla V.3): son almandinos con participación cálcica importante. No tienen cantidades destacables de  $Fe^{3+}$ ; éstas se han estimado mediante el método de Droop (1987). Los términos extremos tienen los siguientes porcentajes: almandino  $51\pm 3\%$ , grosularia  $38\pm 5\%$ , piropero  $9\pm 1\%$  y espesartina  $2\pm 2\%$ . Se ha realizado un perfil de borde a borde en un granate (fig. V.6) y no se han encontrado variaciones sistemáticas, excepto una disminución del contenido en espesartina desde el centro hacia los bordes.
- Plagioclasas (tabla V.4): son andesinas u oligoclasas con contenidos de ortosa menores del 2%. Su composición varía desde 34-40% An para las plagioclasas incluidas en los granates, 32-44% An para las que rodean los granates y 25-48% An para las de la matriz. También se han realizado algunos perfiles en cristales zonados de la matriz, observándose zonación inversa (más An hacia los bordes).
- Anfíboles (tabla V.5 y fig. V.7): se han normalizado a una fórmula estructural con 23 oxígenos y 13 cationes sin tener en cuenta Na+K+Ca; este método del cálculo de la fórmula estructural es el más adecuado, ya que sitúa correctamente los cationes en sus posiciones correspondientes de la estructura del anfíbol [posiciones T1 y T2 (tetraédricas), M2, M1-M3 y M4 (metálicas o octaédricas) y A (alcalinas)] sin presentar excesos ni defectos. La cantidad de

Tabla V.3. Análisis químicos de granates de anfibolitas

Muestra	D-31	D-31	D-31	D-31	D-31	D-31	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'
Nº análisis	5	30	38	44	72	73	95	100	104	111	122	125	140	143	148	153	165	184
				borde	borde	centro				borde	borde	centro	borde	borde			centro	
MgO	2,34	2,32	2,44	2,37	2,34	2,32	1,94	2,14	2,07	2,17	2,27	2,46	2,07	2,11	1,97	1,98	1,86	2,12
SiO <sub>2</sub>	37,30	37,05	37,59	37,27	37,60	37,43	37,39	37,50	37,41	37,38	37,74	37,55	37,88	37,93	37,78	37,71	37,63	37,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,26	21,28	21,31	21,40	21,45	21,21	21,45	21,20	21,43	21,36	21,46	21,21	21,43	21,39	21,46	21,33	21,38	21,31
FeO	24,38	24,26	24,14	23,94	23,33	23,72	22,88	23,21	23,03	23,92	23,39	24,61	23,20	22,73	23,10	22,28	22,54	24,14
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,25	0,09	0,24	0,15	0,25	0,07	0,23	0,18	0,11	0,10	0,18	0,06	0,09	0,13	0,11	0,14	0,21
MnO	0,68	0,51	0,65	0,47	0,43	1,04	0,78	1,87	0,81	1,18	0,62	1,73	0,84	0,51	0,62	0,75	0,71	1,10
CaO	13,72	14,27	13,75	14,52	14,47	13,82	15,45	13,75	14,98	14,07	14,63	12,21	14,74	15,50	15,25	15,83	15,88	14,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,11	0,14	0,09	0,08	0,08	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	99,95	100,07	100,11	100,34	99,86	99,90	100,02	99,93	99,96	100,21	100,24	100,00	100,23	100,28	100,34	100,04	100,16	100,87
	fórmula en base a 12 oxígenos																	
Mg	0,275	0,274	0,287	0,279	0,275	0,273	0,228	0,252	0,244	0,255	0,266	0,290	0,243	0,246	0,230	0,232	0,218	0,248
Si	2,950	2,931	2,962	2,935	2,962	2,958	2,950	2,965	2,952	2,951	2,965	2,970	2,976	2,974	2,967	2,967	2,961	2,961
Al	1,982	1,984	1,979	1,986	1,991	1,976	1,995	1,976	1,993	1,987	1,987	1,977	1,985	1,977	1,986	1,978	1,982	1,970
Fe <sup>2+</sup>	1,467	1,423	1,473	1,409	1,446	1,452	1,361	1,432	1,391	1,430	1,426	1,534	1,439	1,392	1,411	1,348	1,364	1,455
Fe <sup>3+</sup>	0,147	0,181	0,118	0,168	0,092	0,116	0,148	0,102	0,129	0,149	0,110	0,094	0,086	0,099	0,106	0,118	0,119	0,128
Ti	0,011	0,015	0,005	0,014	0,009	0,015	0,004	0,014	0,011	0,007	0,006	0,011	0,004	0,005	0,008	0,007	0,008	0,012
Mn	0,045	0,034	0,044	0,031	0,029	0,070	0,052	0,125	0,054	0,079	0,041	0,116	0,056	0,034	0,041	0,050	0,047	0,073
Ca	1,163	1,210	1,161	1,226	1,221	1,170	1,306	1,164	1,267	1,190	1,231	1,035	1,240	1,303	1,283	1,335	1,339	1,193
Cr	0,002	0,007	0,008	0,006	0,005	0,005	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	0,005	0,002	0,001	0,002	0,000	0,004	0,003	0,001	0,004	0,001	0,003	0,003	0,000	0,002	0,004	0,004	0,000	0,002
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Total Cat	8,049	8,061	8,039	8,056	8,031	8,039	8,050	8,034	8,043	8,050	8,037	8,031	8,029	8,033	8,035	8,040	8,040	8,043
Almand	0,521	0,514	0,516	0,507	0,502	0,509	0,488	0,499	0,493	0,509	0,500	0,530	0,498	0,485	0,494	0,476	0,480	0,511
Piropo	0,089	0,088	0,093	0,090	0,090	0,089	0,074	0,082	0,079	0,082	0,087	0,095	0,079	0,080	0,075	0,075	0,071	0,080
Gros+Andr	0,376	0,387	0,377	0,394	0,399	0,380	0,422	0,379	0,411	0,383	0,400	0,337	0,405	0,424	0,418	0,433	0,434	0,385
Espesart	0,015	0,011	0,014	0,010	0,009	0,023	0,017	0,041	0,017	0,025	0,013	0,038	0,018	0,011	0,013	0,016	0,015	0,024

Fe<sup>3+</sup> se ha calculado mediante balance de cargas para una fórmula estructural con 23 oxígenos.

Ópticamente los anfíboles son hornblendas con pleocroismo marrón-verde-amarillo, si bien alrededor de los granates presentan a menudo tonalidades azuladas; sin embargo, en su composición no se detecta ninguna variación en estos anfíboles. De acuerdo con la clasificación de Leake (1978), los anfíboles analizados son del grupo de los anfíboles cálcicos, y se clasifican como anfíboles pargasíticos ( $(Na+K)_A > 0.50$ ): hornblendas pargasíticas ferrosas, pargasitas ferrosas, hornblendas edeníticas y ferro-pargasitas (por orden de abundancia); y como anfíboles tchermakíticos ( $(Na+K)_A < 0.50$ ): hornblendas ferro-tchermakíticas, ferro-hornblendas, hornblendas tchermakíticas, magnesio-hornblendas y ferro-tchermakitas (por orden de abundancia). La cantidad de Si es típicamente algo menor en los anfíboles pargasíticos que en los tchermakíticos. La relación  $mg\# [=Mg/(Mg+Fe^{2+})]$  oscila entre 0.3 y 0.6. No se observan diferencias sistemáticas de composición entre los anfíboles incluidos en los granates, los que los rodean y los de la matriz.

- Ilmenita: sólo se ha analizado un cristal incluido en un granate de la muestra D-32'. Tiene un contenido en MnO del 2.8%.

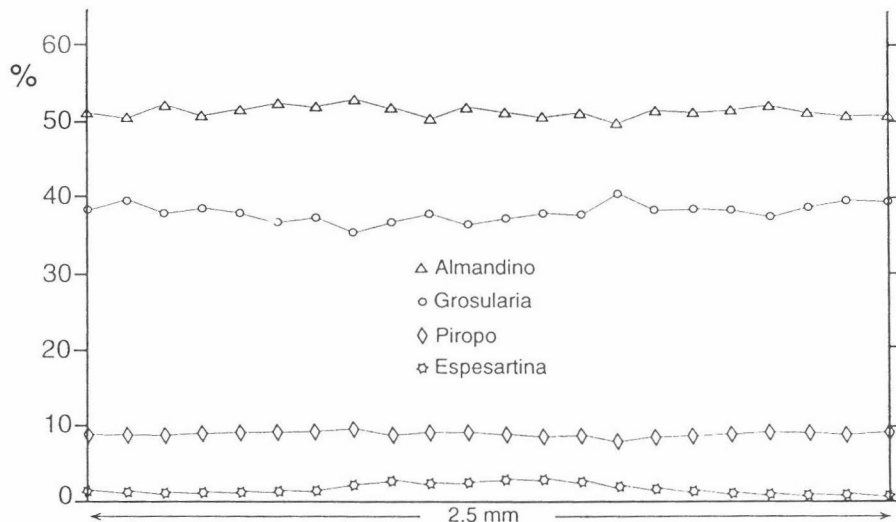


Fig. V.6: Perfil químico de borde a borde de un granate de la muestra D-31.

Tabla V.4. Análisis químicos de plagioclasas de anfibolitas

Muestra	D-31	D-31	D-31	D-31	D-31	D-31	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'						
Nº análisis	3	14	21	39	60	82	90	94	106	131	132	133	135	136	157	170	179	180						
										centro		borde	centro	borde										
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
SiO <sub>2</sub>	57,90	57,10	58,52	57,65	59,88	59,44	56,91	56,40	59,81	62,11	60,24	59,16	59,04	57,14	60,42	55,91	61,78	60,42	60,42					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,13	26,57	24,94	26,10	24,72	24,79	26,61	26,67	24,49	23,52	24,63	25,66	25,48	26,50	24,62	27,49	24,16	24,56	24,56					
FeO	0,19	0,15	0,46	0,16	0,14	0,17	0,15	0,15	0,08	0,05	0,11	0,17	0,11	0,22	0,09	0,20	0,16	0,12	0,12					
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01					
MnO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01					
CaO	8,11	8,56	6,98	8,41	6,51	6,65	8,88	8,99	6,42	4,94	6,44	7,37	7,46	8,67	5,97	9,91	5,61	6,46	6,46					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00					
Na <sub>2</sub> O	6,94	7,00	7,59	6,91	8,04	7,97	6,66	6,65	7,95	8,90	7,86	7,48	7,58	6,89	8,00	5,90	8,52	7,22	7,22					
K <sub>2</sub> O	0,26	0,09	0,27	0,15	0,11	0,12	0,15	0,12	0,27	0,12	0,26	0,09	0,06	0,09	0,33	0,11	0,07	0,30	0,30					
Total	99,55	99,48	98,80	99,43	99,44	99,14	99,36	99,02	99,05	99,67	99,58	99,97	99,76	99,54	99,42	99,54	100,35	99,10	99,10					
										fórmula en base a 8 oxígenos														
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Si	2,606	2,576	2,651	2,599	2,684	2,675	2,572	2,560	2,691	2,762	2,695	2,643	2,644	2,577	2,703	2,527	2,734	2,708	2,708	2,708				
Al	1,386	1,413	1,332	1,387	1,306	1,315	1,417	1,426	1,299	1,233	1,299	1,351	1,345	1,409	1,298	1,464	1,260	1,297	1,297	1,297				
Fe	0,007	0,006	0,018	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,003	0,002	0,004	0,006	0,004	0,008	0,003	0,007	0,006	0,004	0,004	0,004				
Ti	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	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001				
Ca	0,391	0,414	0,339	0,406	0,313	0,320	0,430	0,437	0,309	0,235	0,309	0,353	0,358	0,419	0,286	0,480	0,266	0,310	0,310	0,310				
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000				
Na	0,606	0,612	0,667	0,604	0,699	0,696	0,584	0,585	0,694	0,767	0,682	0,648	0,658	0,603	0,694	0,517	0,731	0,627	0,627	0,627				
K	0,015	0,005	0,016	0,008	0,006	0,007	0,008	0,007	0,015	0,007	0,015	0,005	0,004	0,005	0,019	0,006	0,004	0,017	0,017	0,017				
Total Cat	5,011	5,027	5,023	5,013	5,015	5,019	5,016	5,023	5,013	5,008	5,004	5,008	5,014	5,022	5,004	5,002	5,003	4,965	4,965	4,965				

Tabla V.5. Análisis químicos de anfíboles de anfibolitas

Muestra	D-31	D-31	D-31	D-31	D-31	D-31	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'	D-32'	
Nº análisis	8	34	42	49	69	71	96	98	113	114	121	134	138	141	158	172	175	178	
SiO <sub>2</sub>	43,73	41,70	41,64	41,29	43,28	46,54	43,07	41,77	42,25	41,64	40,90	43,10	40,98	42,51	44,24	43,31	44,00	42,47	
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,78	0,71	0,87	0,68	0,78	0,78	0,90	0,84	0,96	0,91	0,81	0,69	0,75	0,66	0,83	0,86	0,92	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,10	13,76	13,05	14,32	12,18	7,39	12,17	13,27	13,30	12,12	14,41	13,03	13,69	13,51	10,97	11,31	13,00	12,99	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,22	0,12	0,06	0,09	0,13	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01	0,03	
FeO	21,39	17,85	19,68	16,85	16,45	17,93	18,65	20,92	18,54	22,78	19,56	17,01	21,32	18,28	19,31	19,73	17,88	17,57	
MgO	7,38	8,11	7,39	9,03	9,67	10,45	8,03	6,27	7,96	5,77	7,03	9,58	6,05	8,06	8,42	8,00	8,64	9,13	
MnO	0,18	0,13	0,14	0,06	0,13	0,17	0,29	0,37	0,30	0,43	0,23	0,14	0,38	0,27	0,25	0,33	0,26	0,17	
CaO	12,06	12,03	12,15	12,41	12,32	12,30	12,01	11,58	11,86	11,49	12,00	11,92	12,01	12,05	12,14	11,84	11,86	11,64	
Na <sub>2</sub> O	1,10	1,39	1,32	1,46	1,15	0,77	1,13	1,27	1,36	1,33	1,44	1,37	1,34	1,35	1,12	1,08	1,33	1,35	
K <sub>2</sub> O	0,88	1,08	1,03	1,22	1,02	0,61	0,70	0,76	0,77	0,61	0,81	0,75	0,70	0,66	0,49	0,61	0,65	0,73	
Total	97,29	97,04	97,23	97,56	96,98	97,06	96,85	97,11	97,19	97,13	97,31	97,71	97,18	97,48	97,62	97,05	98,48	97,00	
fórmula en base a 23 oxígenos y 13 cationes (total cationes menos Na+K+Ca)																			
Si	6,685	6,318	6,350	6,208	6,504	6,982	6,523	6,369	6,372	6,394	6,209	6,389	6,280	6,385	6,642	6,549	6,498	6,350	
Ti	0,055	0,088	0,081	0,098	0,077	0,088	0,089	0,103	0,095	0,111	0,104	0,090	0,080	0,085	0,074	0,094	0,096	0,103	
Al	1,820	2,458	2,346	2,538	2,158	1,307	2,173	2,386	2,364	2,194	2,580	2,277	2,473	2,392	1,942	2,016	2,264	2,290	
Cr	0,000	0,027	0,015	0,007	0,011	0,015	0,002	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,003	0,005	0,002	0,000	0,001	0,003	
Fe <sub>3+</sub>	0,253	0,180	0,216	0,187	0,167	0,242	0,236	0,362	0,320	0,501	0,305	0,442	0,326	0,266	0,298	0,427	0,293	0,538	
Fe <sub>2+</sub>	2,482	2,082	2,294	1,931	1,900	2,007	2,127	2,306	2,019	2,425	2,179	1,667	2,406	2,030	2,127	2,068	1,916	1,659	
Mg	1,682	1,831	1,680	2,024	2,166	2,336	1,812	1,425	1,790	1,320	1,590	2,116	1,382	1,804	1,884	1,803	1,901	2,035	
Mn	0,023	0,017	0,018	0,007	0,017	0,022	0,038	0,047	0,038	0,055	0,029	0,018	0,049	0,034	0,031	0,042	0,032	0,021	
Ca	1,975	1,953	1,985	1,999	1,984	1,977	1,950	1,892	1,916	1,891	1,953	1,894	1,972	1,940	1,953	1,918	1,877	1,865	
Na	0,325	0,408	0,390	0,426	0,335	0,223	0,331	0,375	0,399	0,394	0,423	0,392	0,392	0,326	0,317	0,379	0,392	0,392	
K	0,172	0,209	0,200	0,233	0,196	0,117	0,134	0,147	0,148	0,120	0,157	0,142	0,138	0,127	0,093	0,117	0,122	0,140	
mq*	0,404	0,468	0,423	0,512	0,533	0,538	0,460	0,382	0,470	0,353	0,422	0,559	0,365	0,470	0,470	0,466	0,498	0,551	
Posiciones estructurales de los cationes																			
Si(T)	6,685	6,318	6,350	6,208	6,504	6,982	6,523	6,369	6,372	6,394	6,209	6,389	6,280	6,385	6,642	6,549	6,498	6,350	
Al(T)	1,315	1,682	1,650	1,792	1,496	1,018	1,477	1,631	1,628	1,606	1,791	1,611	1,720	1,615	1,358	1,451	1,502	1,650	
Al(O)	0,505	0,775	0,696	0,746	0,662	0,289	0,696	0,755	0,737	0,587	0,789	0,666	0,753	0,777	0,584	0,565	0,762	0,641	
Cr(O)	0,000	0,027	0,015	0,007	0,011	0,015	0,002	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,003	0,005	0,002	0,000	0,001	0,003	
Ti(O)	0,055	0,088	0,081	0,098	0,077	0,088	0,089	0,103	0,095	0,111	0,104	0,090	0,080	0,085	0,074	0,094	0,096	0,103	
Fe <sub>3+</sub> (O)	0,253	0,180	0,216	0,187	0,167	0,242	0,236	0,362	0,320	0,501	0,305	0,442	0,326	0,266	0,298	0,427	0,293	0,538	
Mg(O)	1,682	1,831	1,680	2,024	2,166	2,336	1,812	1,425	1,790	1,320	1,590	2,116	1,382	1,804	1,884	1,803	1,901	2,035	
Mg(M4)	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	
Fe <sub>2+</sub> (O)	2,482	2,082	2,294	1,931	1,900	2,007	2,127	2,306	2,019	2,425	2,179	1,667	2,406	2,030	2,127	2,068	1,916	1,659	
Fe <sub>2+</sub> (M4)	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	
Mn(O)	0,023	0,017	0,018	0,007	0,017	0,022	0,038	0,047	0,038	0,055	0,029	0,018	0,049	0,034	0,031	0,042	0,032	0,021	
Mn(M4)	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(M4)	1,975	1,953	1,985	1,999	1,984	1,977	1,950	1,892	1,916	1,891	1,953	1,894	1,972	1,940	1,953	1,918	1,877	1,865	
Na(M4)	0,025	0,047	0,015	0,001	0,016	0,023	0,050	0,108	0,084	0,109	0,047	0,106	0,028	0,060	0,047	0,082	0,123	0,135	
Na(A)	0,300	0,361	0,375	0,425	0,320	0,200	0,280	0,266	0,315	0,285	0,375	0,286	0,369	0,331	0,280	0,235	0,256	0,256	
K(A)	0,172	0,209	0,200	0,233	0,196	0,117	0,134	0,147	0,148	0,120	0,157	0,142	0,138	0,127	0,093	0,117	0,122	0,140	
Total T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
O (M1-M2-M3)	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
O (M4)	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Total A	0,471	0,570	0,575	0,658	0,516	0,317	0,414	0,414	0,463	0,405	0,532	0,428	0,506	0,458	0,373	0,352	0,378	0,396	

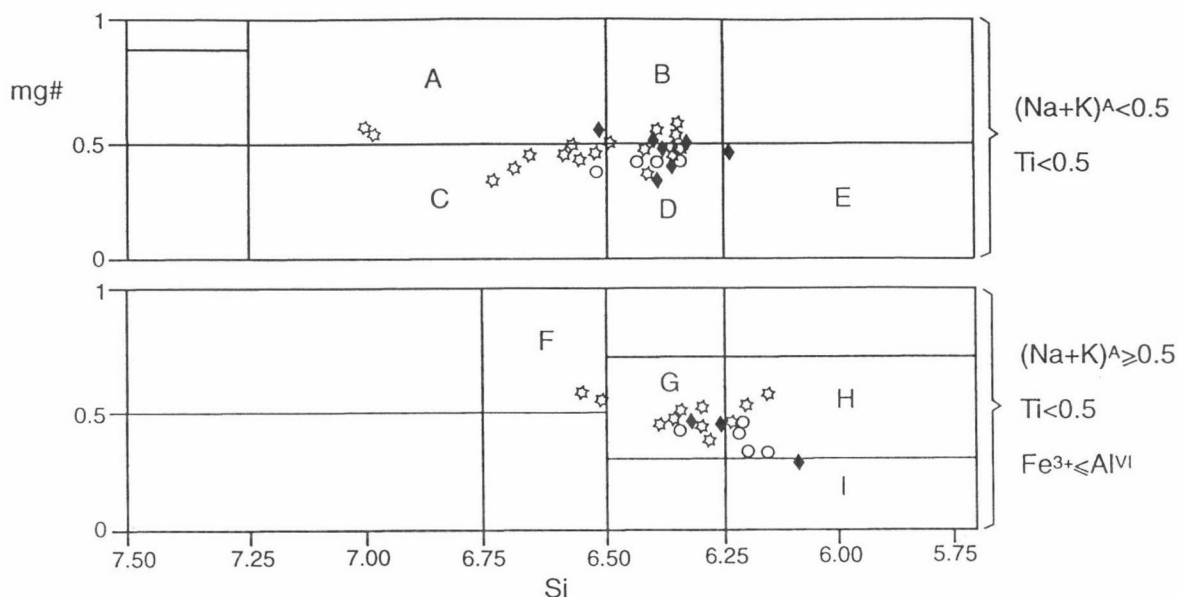


Fig.V.7: Proyección de los anfíboles analizados en el diagrama de clasificación de Leake (1878). Rombos: anfíboles incluidos en los porfidoblastos de granate; círculos: anfíboles en los bordes de granate; estrellas: anfíboles en la matriz. A: campo de la magnesio-hornblenda; B: campo de la hornblenda tschermakítica; C: campo de la ferro-hornblenda; D: campo de la hornblenda ferro-tschermakítica; E: campo de la ferro-tschermakita; F: campo de la hornblenda edenítica; G: campo de la hornblenda pargasítica ferrosa; H: campo de la pargasita ferrosa; I: campo de la ferro-pargasita.

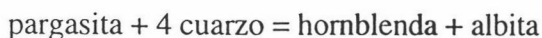
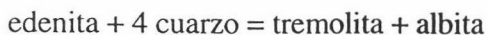
Se han realizado **cálculos geotermobarométricos** con los análisis de minerales de las anfibolitas granatíferas que se acaban de describir. Estos cálculos se han realizado con el programa PTMAFIC 2.0, desarrollado por Soto y Soto (1993).

Existe cierta garantía de que la asociación de minerales de estas rocas está en equilibrio, puesto que los porfidoblastos de granate incluyen al resto de fases minerales, y éstas se observan con contactos mutuos en los bordes de los granates y en la matriz. Para realizar los cálculos se han tomado en cada caso parejas o tríos de granos minerales que se observan con contactos mutuos entre sí.

Con la calibración de Graham y Powell (1984) del intercambio Fe-Mg en el par anfíbol + granate, se obtienen temperaturas de  $830 \pm 200^\circ\text{C}$ . El rango de temperaturas obtenido es muy grande (desde  $645$  hasta  $1020^\circ\text{C}$ ), siendo la composición de las fases relativamente homogénea; esta variación tampoco guarda relación con la posición de los anfíboles respecto a la de los granates (incluidos en éstos, en sus bordes o en la matriz). Usando la calibración de Perchuk et al. (1985) se obtiene también un intervalo de temperaturas bastante amplio, si bien los valores son significativamente menores (aproximadamente  $200^\circ\text{C}$  menos):  $610 \pm 150^\circ\text{C}$ .



Blundy y Holland (1990) utilizaron los intercambios (Na-hueco)<sup>A</sup> y (Al-Si)<sup>T1</sup> para calibrar las siguientes reacciones en la asociación anfíbol + plagioclasa:



La precisión de este geotermómetro es de  $\pm 75^\circ\text{C}$  y posee una ligera dependencia de la presión ( $\approx -16^\circ\text{C}/\text{kbar}$ ). En nuestro caso, este geotermómetro da temperaturas también muy elevadas:  $770 \pm 100^\circ\text{C}$  para una presión de 5 kbar, y  $720 \pm 100^\circ\text{C}$  para una presión de 8 kbar. Tampoco se observan variaciones de temperatura derivadas de la posición de los anfíboles y plagioclasas respecto de los granates (incluidos en ellos o no).

La dependencia de la temperatura del intercambio Fe-Mn entre granate e ilmenita fue puesta de manifiesto por Kress et al. (1985) y calibrada por Pownceby et al. (1987a y b, 1991). Estas calibraciones dan (utilizando el único grano de ilmenita analizado en el interior de un granate) resultados totalmente incongruentes y desprovistos de cualquier significado geológico. Cabe atribuir este hecho a los inconvenientes que presenta este método: alta difusividad del Fe y del Mn en la ilmenita (lo que puede modificar la proporción Fe/Mn durante la retrogradación), insuficiente precisión en la determinación del Mn, o la fuerte influencia de la fracción molar del Ca en el granate en el intercambio Fe-Mn entre el granate y la ilmenita.

El geobarómetro denominado GRIPS está basado en la calibración de Bohlen y Liotta (1986) de la reacción

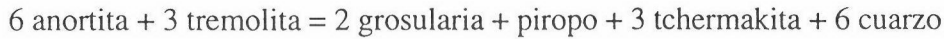


Su dependencia con la temperatura es de 1 kbar/100°C. Este geobarómetro puede aplicarse aun no existiendo rutilo o ilmenita en la asociación mineral; en tales casos, con la ausencia de rutilo obtendríamos una presión máxima, y con la ausencia de ilmenita la presión sería mínima. En nuestro caso, se obtienen presiones de 12-14 kbar para temperaturas de 600-650°C, que corresponden a presiones máximas, ya que no se ha observado rutilo.

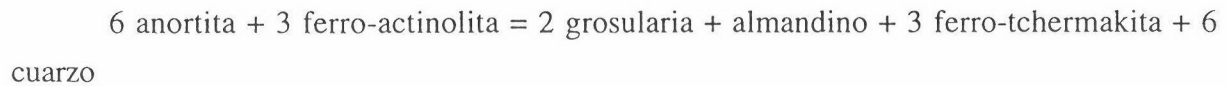
La influencia de la presión sobre el contenido de Al en el anfíbol ha sido calibrada empíricamente por Hammarstrom y Zen (1986), quienes consideraron un margen de error de  $\pm 3$  kbar, y por Hollister et al. (1987), quienes consideraron un margen de error de  $\pm 1$  kbar. Johnson y Rutherford (1989) calibraron este geobarómetro experimentalmente. Aunque todas estas calibraciones están realizadas para rocas ígneas, su uso en rocas metamórficas puede darnos una orientación de la presión de la paragénesis en cuestión. Los resultados obtenidos utilizando los anfíboles analizados son de  $7.7 \pm 3$  kbar para la primera calibración y  $8.3 \pm 1.5$  kbar para la segunda. Con la calibración de Johnson y Rutherford (1989) se obtienen  $6.3 \pm 1$  kbar (valor medio),  $6.9 \pm 1$  kbar (valor máximo), y  $5.8 \pm 1$  kbar (valor mínimo). En ningún caso se observan variaciones sistemáticas según la posición del anfíbol respecto de los

porfidoblastos de granate.

El último geobarómetro utilizado es el denominado GHPS (granate + hornblenda + plagioclasa + cuarzo). Fue calibrado empíricamente por Kohn y Spear (1990) utilizando la reacción



para el término magnésico, y



para el término ferroso. Los cálculos realizados con este geobarómetro proporcionan presiones de  $10.5 \pm 1.5$  kbar y de  $10.0 \pm 1.5$  kbar para los términos magnésico y ferroso respectivamente, para una temperatura de  $600^\circ\text{C}$ . Tampoco se observan variaciones sistemáticas de la presión respecto de la posición de las fases en relación a los porfidoblastos de granate.

En la tabla V.6 se muestra un resumen de los cálculos geotermobarométricos realizados. Una primera observación que se desprende de esta tabla es la amplia disparidad de los resultados que se obtienen con los distintos métodos aplicados, especialmente en los geotermómetros, lo cual crea bastante incertidumbre a la hora de estimar la fiabilidad de los distintos métodos. Además, incluso usando el mismo método, el intervalo de variación que se obtiene con cada pareja o trío de granos minerales es elevado respecto de la escasa variabilidad composicional que presentan las fases minerales.

Existen además una serie de limitaciones inherentes a los propios métodos utilizados, lo que contribuye también a poner en duda los resultados obtenidos. Estas limitaciones surgen del uso del anfíbol en los cálculos geotermobarométricos, ya que muchas de las características de este grupo mineral no son aún bien conocidas (e.g. propiedades termodinámicas, métodos de cálculo de actividades de elementos...) y las estimaciones que se realizan influyen de manera importante en los cálculos posteriores (e.g. métodos de cálculo de la fórmula estructural, estimaciones del  $\text{Fe}^{3+}$  a partir de análisis mediante microsonda electrónica...).

Por último, hay que tener en cuenta la incoherencia que existe entre los resultados que se acaban de presentar (tabla V.6) y otros datos. La temperatura que se obtiene con los geotermómetros utilizados (con valores medios entre  $600$  y más de  $800^\circ\text{C}$ ) es demasiado elevada, teniendo en cuenta la paragénesis que se observa en las metapelitas cercanas (compuesta por cuarzo + plagioclasa + moscovita + clorita + biotita  $\pm$  granate). La presión más fiable obtenida ( $\approx 10$  kbar con el geobarómetro GHPS) también es bastante elevada, si tenemos en cuenta que las anfíbolitas no tienen rutilo (sino ilmenita y titanita), y que más hacia el SE las metapelitas tienen paragénesis con andalucita.

En conclusión, con el estudio geotermobarométrico que se ha realizado no ha sido

Tabla V.6. Resultados de los cálculos geotermobarométricos

MÉTODO	valor medio $\pm$ intervalo de variación
<b>Anfíbol + granate</b> Graham y Powell (1984) Perchuk et al. (1985)	T = 830 $\pm$ 200°C T = 610 $\pm$ 150°C
<b>Anfíbol + plagioclasa</b> Blundy y Holland (1990)	T = 770 $\pm$ 100°C (para 5 kbar) T = 720 $\pm$ 100°C (para 8 kbar)
<b>Granate + ilmenita</b> Pownceby et al. (1987a,b) Pownceby et al. (1991)	- -
<b>Grt + Rt + Ilm + Pl + Qtz</b> Bohlen y Liotta (1986)	P $\leq$ 12-14 kbar (para 600-650°C)
<b>Al en anfíbol</b> Hammarstrom y Zen (1986) Hollister et al. (1987) Johnson y Rutherford (1989)	P = 7.7 $\pm$ 3 kbar P = 8.3 $\pm$ 1.5 kbar P = 6.3 $\pm$ 1 kbar
<b>Grt + Hbl + Pl + Qtz</b> Kohn y Spear (1990) (Fe) Kohn y Spear (1990) (Mg)	P = 10.0 $\pm$ 1.5 kbar (para 600°C) P = 10.5 $\pm$ 1.5 kbar (para 600°C)

posible establecer unas condiciones coherentes de presión y temperatura (con unos márgenes de error aceptables) para el desarrollo de la paragénesis que se observa en las anfibolitas granatíferas muestreadas.

### V.2.3. Condiciones P-T

Como se ha visto en los apartados precedentes, el metamorfismo precarbonífero en la unidad alóctona presenta un importante aumento de temperatura de NO a SE, paralelo a las estructuras de la fase principal: en el sector occidental no se sobrepasa el grado bajo, y en el sector oriental se alcanzan condiciones del grado medio (fig. V.1). Por ello, se han construido dos trayectorias P-T (fig. V.8), cada una representativa de uno de estos sectores. Estas trayectorias se han diseñado suponiendo una evolución temporal en el sentido de las agujas del reloj (de manera similar a la trayectoria más común en orógenos de colisión; England y Thompson, 1984; Thompson y England, 1984; Thompson y Ridley, 1987), puesto que no hay datos para establecer si los picos térmico y bórico coinciden o no en el tiempo.

En la **trayectoria del sector occidental**, la presión máxima se ha estimado en unos

4-5 kbar, de acuerdo con los cálculos de Abalos (1990), López Munguira et al. (1991) y los datos propios sobre el parámetro  $b_0$  de la mica blanca. La temperatura máxima se ha estimado en unos 450°C, a partir de las paragénesis de las metapelitas (biotita ± granate).

En la **trayectoria del sector oriental**, la presión tiene un límite máximo de 4-5 kbar, que viene establecido por la existencia de paragénesis con andalucita + sillimanita; esta presión es además congruente con la estimada para el sector occidental. Respecto a la temperatura, son varias las observaciones a tener en cuenta:

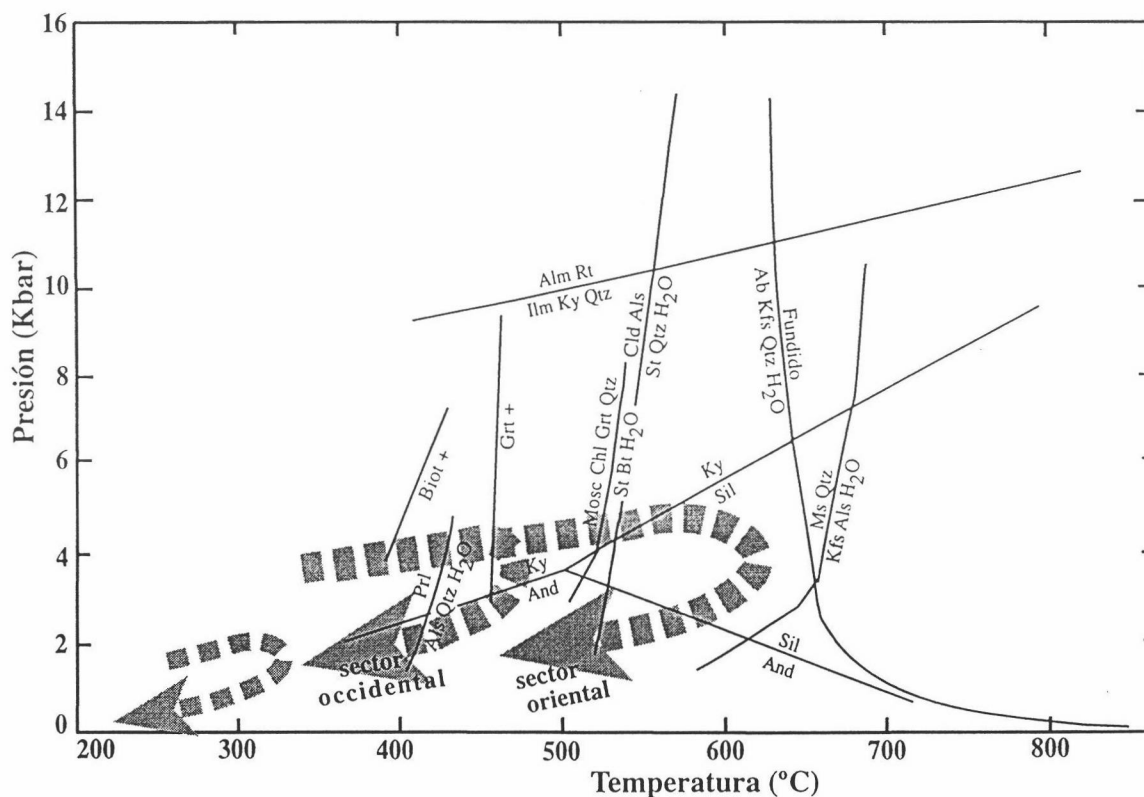


Fig. V.8. Trayectorias P-T durante el metamorfismo precarbonífero (trayectorias gruesas) y carbonífero (trayectoria fina). Se indican las siguientes reacciones: And = Ky = Sil (Holdaway, 1971); Bt+, Grt+, (Yardley, 1989); Pl = Als + Qtz + H<sub>2</sub>O (Kerrick, 1968); Cld + Als = St + Qtz + H<sub>2</sub>O (Richardson, 1968; Rao y Johannes, 1979); Alm + Rt = Ilm + Ky + Qtz (Bohlen et al., 1983); Ab + Kfs + Qtz + H<sub>2</sub>O = fundido (Luth et al., 1964); Ms + Chl + Grt + Qtz = St + Bt + H<sub>2</sub>O y Ms + Qtz = Kfs + Als + H<sub>2</sub>O (Pattison y Tracy, 1991). Abreviaturas minerales según Kretz (1983).

- Parte de la trayectoria progradada se ha establecido a partir del reemplazamiento de andalucita por sillimanita. Esta reacción se produce en condiciones de presión cercanas a las del punto triple de los polimorfos de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , puesto que la sillimanita coexiste localmente con la distena.

- La temperatura máxima puede estimarse en unos  $600^\circ\text{C}$ . Esta temperatura es congruente con la parte alta de la facies anfibolitas que se observa en las metabasitas (anfibolitas con granate). El desarrollo local de paraneises, pegmatitas y diferenciados leucocráticos sugiere que en algunos puntos se llegan a alcanzar las condiciones de fusión parcial ( $\approx 650^\circ\text{C}$  en presencia de  $\text{H}_2\text{O}$ ). Pascual (1985) ha descrito porfidoblastos de moscovita con reacción parcial a feldespatos potásicos, lo que también indicaría una temperatura en torno a  $650^\circ\text{C}$ ; no obstante, si se produjo desestabilización de la moscovita debió ser sólo puntualmente, puesto que uno de los rasgos más llamativos de todo este sector es la gran abundancia de moscovita en los esquistos.

### V.3. METAMORFISMO CARBONÍFERO

La fase de plegamiento principal en la unidad paraautóctona (y en las rocas carboníferas discordantes sobre los pliegues tumbados de la unidad alóctona) sólo produjo recristalización de los filosilicatos de las rocas metapelíticas en condiciones metamórficas inferiores al grado bajo. Se ha realizado un estudio de este metamorfismo mediante difracción de rayos X sobre muestras pelíticas en varios sectores.

#### V.3.1.: Rocas carboníferas de la unidad alóctona

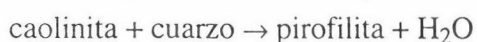
Se han estudiado 7 muestras procedentes de los afloramientos del Carbonífero inferior del sector de Hornachos (afloramientos del Matachel y de Campillo; figs. II.8 y V.2). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla V.1 y en la fig. V.3.

Las muestras estudiadas tienen una paragénesis compuesta por moscovita  $\pm$  clorita (a veces alterada); ocasionalmente también hay escasa caolinita. El índice de cristalinidad (IC) medio de la illita es de 0.31 (0.30 para la roca total); aparecen ambos politipos (1Md y 2M). Estos datos indican un metamorfismo de grado anquizona media. No obstante, conviene señalar que en estos afloramientos existen importantes intercalaciones de rocas volcánicas ácidas y básicas, por lo que cabe la posibilidad de que la cristalinidad de la illita esté condicionada por el efecto térmico (anterior al metamorfismo regional) inducido por tales intercalaciones ígneas.

### V.3.2: Unidad paraautóctona

Sector de Hornachos: Se han estudiado 7 muestras procedentes de la unidad paraautóctona al NE de Hornachos (fig. V.2). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla V.1 y en la fig. V.3.

La paragénesis identificada contiene caolinita + moscovita  $\pm$  interestratificado de moscovita/paragonita  $\pm$  pirofilita. El IC es de 0.41 (0.36 para la roca total), y están presentes ambos politipos (1Md y 2M). Estos datos permiten establecer el grado metamórfico de estas rocas en el límite diagénesis-anquizona o anquizona inferior. Más exactamente, la coexistencia de caolinita con pirofilita indica que nos encontramos en el límite inferior del campo de estabilidad de la pirofilita, definido por la reacción:



que se produce en unas condiciones estimadas en 260-310° C y <8 kbar, aunque la temperatura podría ser algo menor si  $P_{\text{H}_2\text{O}} < 1$  (Frey, 1987).

Todas las muestras de este grupo proceden de rocas de edad devónica excépto la 115, que pertenece al Cámbrico. Esta muestra presenta un metamorfismo algo mayor (IC en torno al límite anquizona-epizona, no tiene caolinita y sí clorita), que podría explicarse en términos de su mayor carga de rocas, aunque el hecho de disponer de una sola muestra no permite establecer conclusiones definitivas.

Sector de Espiel: Se han estudiado 28 muestras procedentes del Anticlinal de Peraleda al NE de Espiel (fig. V.9). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla V.7 y en la fig. V.10.

En este sector, la existencia de micas detríticas no reequilibradas durante el metamorfismo es evidente, ya que las diferencias del IC obtenido con la roca total y con la fracción <2  $\mu\text{m}$  son grandes (sobre todo en las rocas precarboníferas, donde la diferencia es del orden de 0.20).

Los datos obtenidos indican que en este sector la unidad paraautóctona no sobrepasó condiciones propias de la diagénesis: paragénesis con moscovita  $\pm$  clorita (a menudo interestratificada con fases hinchables propias de condiciones diagenéticas)  $\pm$  caolinita; ocasionalmente, también hay escasos interestratificados de moscovita/paragonita. La cristalinidad es bastante baja (IC=0.50) y existen ambos politipos (1Md y 2M).

En la unidad paraautóctona no existe discordancia en la base del Carbonífero (véase el apartado IV.7), por lo que no cabría esperar salto metamórfico entre las rocas carboníferas y las precarboníferas. Sin embargo, se ha detectado un salto metamórfico que, paradójicamente, es de tipo inverso. En efecto:

- En las rocas precarboníferas, la caolinita (que ocasionalmente también coexiste con pirofilita) predomina sobre la clorita, y la cristalinidad de la illita es menor (IC=0.59). En algunos

diagramas de difracción existen reflexiones correspondientes a espaciados muy grandes ( $>10 \text{ \AA}$ ), que pueden ser debidas a interestratificados ilita/esmectita o simplemente a alteraciones. Estas muestras fueron tratadas con etilen-glycol, y las muestras 73 y 75 mostraron fases hinchables de ilita/esmectita (con un patrón de estratificación de tipo R3 o ISII, es decir, tres capas de ilita por cada una de esmectita).

- En las rocas carboníferas, la clorita es mucho más abundante que la caolinita, la cristalinidad de la ilita es mayor ( $IC=0.43$ ) y no se observan indicios de interestratificados I/S.

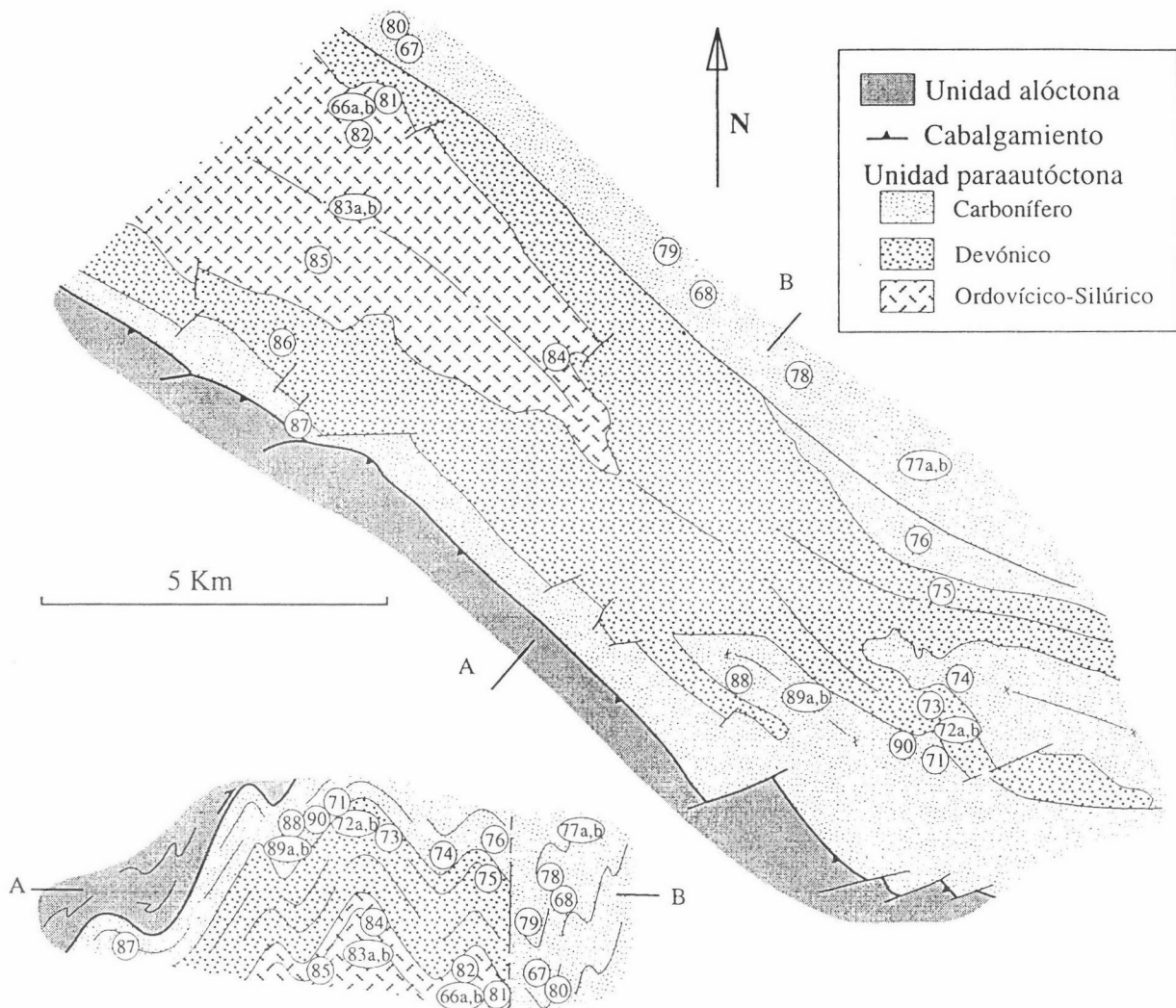


Fig. V.9: Mapa y corte geológico de la unidad parautoctona al NE de Espiel con la situación de las muestras estudiadas mediante difracción de rayos X.

Tabla V.7. Minerales característicos y parámetros cristalográficos de las muestras de los sectores de Espiel y Monterrubio.

ESPIEL	min.s caract.					cristalinidad ilita		espaciados basales				
	Muestra	Ms	Chl	Kln	Prl	MP	r. total	<2 $\mu$ m	Ms	Chl	Kln	bo
Rocas precarboníferas												
66a	•	x					0,31	0,40	10,010			
66b	•	x					0,35	0,55	10,013			
72a	•	•	•				0,44	0,59	10,007		7,16	
72b	•	•	•				0,31	0,52	10,000	14,13	7,16	
73	•		•					1,05	9,999		7,16	8,988
75	•		•				0,55	0,44	10,003		7,14	8,989
81	•	x	•				0,28	0,47	10,004			9,003
82	•	x					0,41	0,59	9,987			9,001
83a	•		•				0,47	0,64	9,984		7,16	9,011
83b	•		•				0,46	0,55	9,984		7,16	9,016
84	•	x					0,49	0,65	10,013			8,995
85	•	x	•	•	o				10,006		7,16	
86	•	x			o				9,990			8,991
Media							0,41	<b>0,59</b>	10,000		7,16	8,999
Desv. estándar							0,09	0,16	0,010		0,01	0,020
Rocas carboníferas												
67	•	•					0,38	0,47	10,011	14,15		9,000
68	•	o					0,28	0,32	10,002			8,988
71	•	o					0,37	0,41	9,999	14,14		8,992
74	•	•	•				0,37	0,59	10,000		7,16	8,998
76	•	•	•				0,34	0,34	9,991			
77a	•	•					0,40	0,46	10,008	14,11		8,984
77b	•	•			o		0,37	0,49	10,008	14,14		8,994
78	•	•					0,32	0,32	9,981	14,15		
79	•	x	•		o		0,35	0,41	10,013			8,986
80	•	•			o		0,29	0,37	10,010	14,12		
87	•	x	o						9,983			
88	•	•					0,37	0,43	10,005	14,11		
89a	•	x					0,38	0,43	9,993	14,13		
89b	•	•					0,37	0,47	9,986	14,13		
90	•	x					0,34	0,52	9,996	14,10		8,998
Media							0,35	<b>0,43</b>	9,999	14,13		8,992
Desv. estándar							0,03	0,07	0,010	0,02		0,006
MONTERRUBIO												
Muestra	min.s caract.				cristalinidad ilita		espaciados basales					
	Ms	Chl	Pg	MP	r. total	<2 $\mu$ m	Ms	Chl				
Rocas precarboníferas												
70a	•	•	•	•	0,26	0,26	9,990	14,11				
70b	•	•	•	•	0,20	0,22	9,996	14,13				
Rocas carboníferas												
69a	•	•			0,22	0,22	9,999	14,12				
69b	•	•			0,28	0,22	10,001	14,13				

•: abundante

o: escaso

x: cloritas con fases hinchables interestratificadas



De las diferencias anteriores se deduce que las rocas precarboníferas sufrieron condiciones de metamorfismo típicamente diagenéticas, mientras que las rocas carboníferas alcanzaron el límite diagénesis-anquizona. Varias razones pueden ser la causa de estas diferencias paradójicas:

- La naturaleza más pelítica de las rocas carboníferas puede ser la causa de que en ellas se encuentre un mayor desarrollo de clivaje y sea más intensa la deformación interna. Estos factores pueden favorecer el aumento de la cristalinidad (Kisch, 1987), probablemente por una mayor penetración de fluidos.
- En las pizarras carboníferas de este sector existen algunos niveles basálticos intercalados (a veces de varios cientos de metros de espesor), capaces de inducir un calentamiento que pudo provocar la mayor cristalinidad observada.

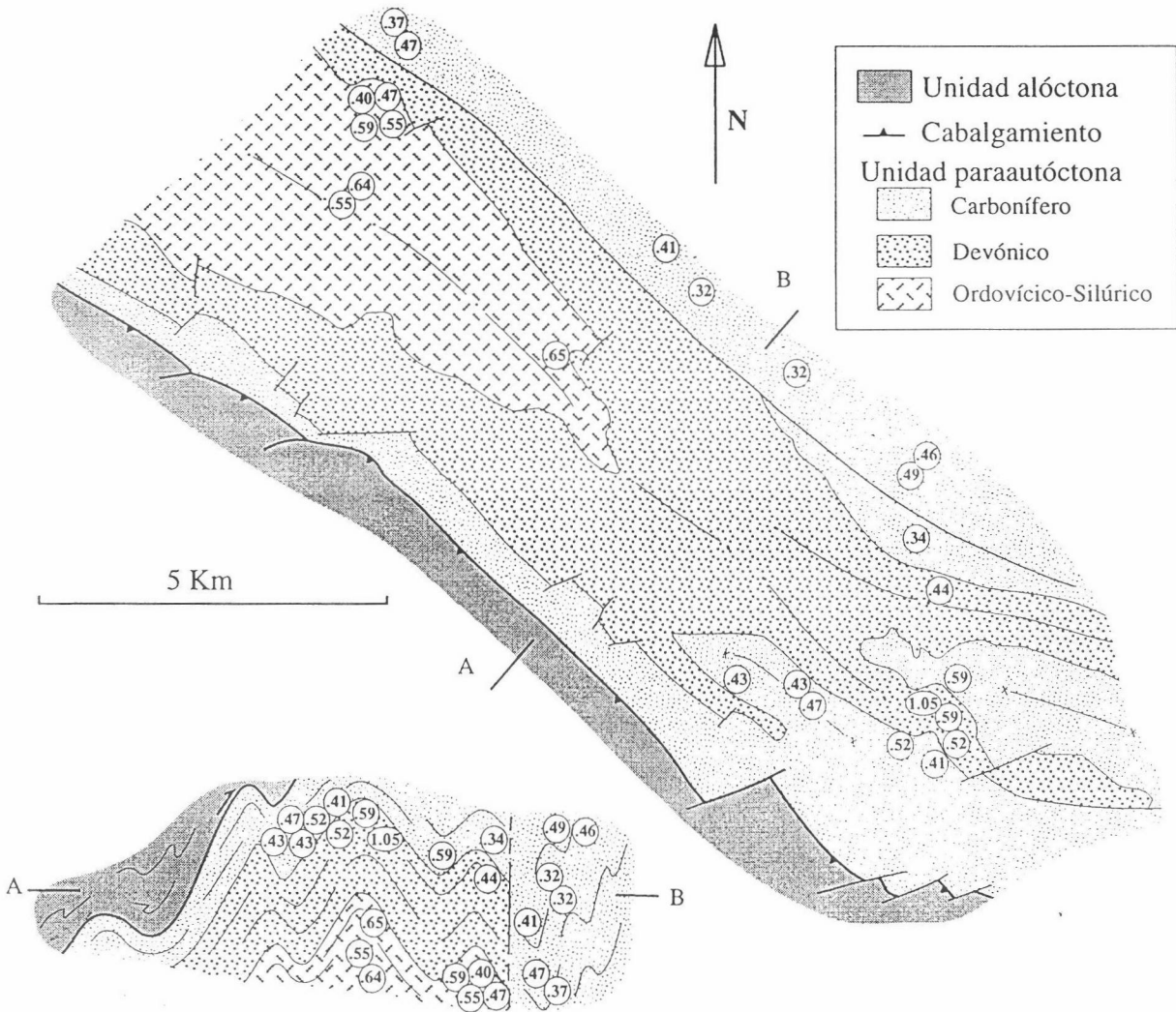


Fig V.10: Mapa y corte geológico de la unidad paraautoctóna al NE de Espiel. Se indica el IC de cada muestra.

Sector de Monterrubio: Se han estudiado 4 muestras procedentes del Anticlinal de Monterrubio en un corte a lo largo del Río Zújar (UTM en anexo de situación de muestras). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla V.7. En este sector no se observan diferencias de cristalinidad entre la roca total y la fracción menor de 2  $\mu\text{m}$ , por lo que la influencia de micas detríticas es nula.

Los datos obtenidos a partir del análisis de rayos X indican que el grado metamórfico alcanzó la epizona inferior: la paragénesis mineral está compuesta de moscovita + clorita (en los materiales precarboníferos hay también paragonita e interestratificados moscovita/paragonita), el IC medio es de 0.23 y sólo existe el politipo de mayor temperatura (2M).

El mayor grado metamórfico alcanzado en este sector de la unidad paraautóctona puede deberse al desarrollo local de una crenulación posterior a la fase principal de plegamiento (véase el apartado IV.3.2), o a su cercanía al Batolito de Los Pedroches. Esta última posibilidad se estudia a continuación con mayor profundidad.

Influencia del Batolito de Los Pedroches: El Batolito de Los Pedroches está situado varios kilómetros al NE de los sectores muestreados en la unidad paraautóctona. Este batolito tiene una aureola de metamorfismo de contacto cartografiable de 500-2000 metros de anchura, con paragénesis que normalmente incluyen biotita, andalucita y cordierita. Sin embargo, puede definirse otra aureola de contacto "no visible", bastante más ancha que la anterior, en la que sólo se produce recristalización de las micas existentes, sin neoformación apreciable de minerales nuevos. Tal aureola de contacto sólo puede detectarse a partir de datos de difracción de rayos X.

En nuestro caso, se han considerado las muestras de los sectores de Espiel y Monterrubio, relativamente cercanas al batolito. Así, comparando el IC frente a la distancia al batolito (fig. V.11), se observan un progresivo aumento de la cristalinidad de la ilita (línea continua en la fig. V.11; coeficiente de correlación  $r=0.7$ ), así como una homogeneización de la misma (líneas discontinuas) al acercarnos al batolito. Ambos datos son significativos de la influencia de esta intrusión granítica. El efecto más patente que produce el progresivo desarrollo del metamorfismo es la homogeneidad (fig. 7.3 en Kisch, 1987); de hecho, la mayor dispersión de cristalinidad existente lejos del batolito (fig. V.11) es la causante de que el coeficiente de correlación no sea mejor.

Efectos térmicos similares producidos por rocas ígneas, perceptibles sólo a partir de una disminución progresiva del IC, se han descrito en las pizarras en las que intruye el Granito de Monchique (situado en la Zona Sudportuguesa) (Nieto, com. pers.) y en las rocas detríticas de la Unidad de Alconera (situada en la Zona de Ossa-Morena) (López-Munguira et al., enviado).

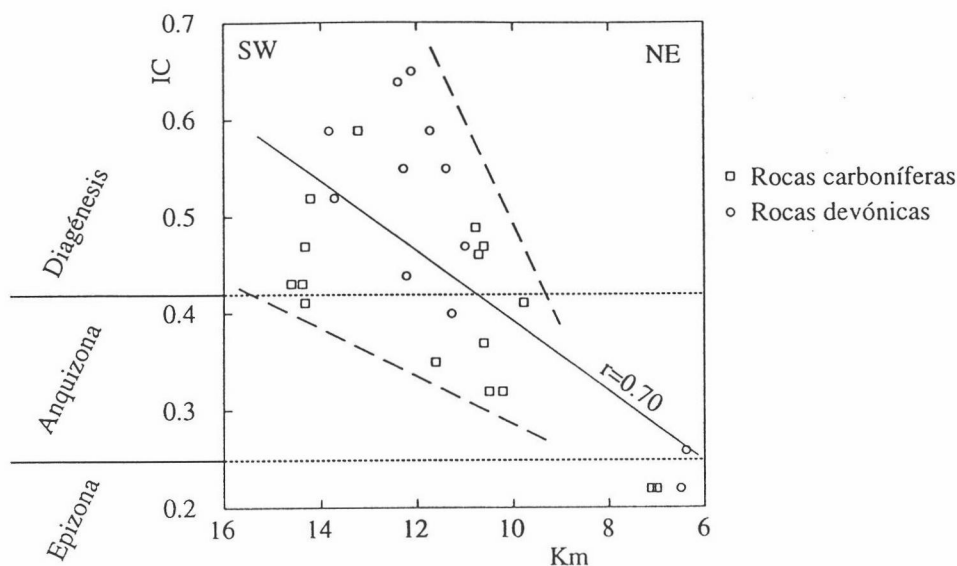


Fig V.11: Diagrama IC-distancia al Batolito de los Pedroches (situado a 6 km del borde derecho de la figura). La línea continua muestra la correlación lineal entre ambas variables, mientras que las líneas discontinuas ilustran la homogeneización progresiva del IC al acercarse al Batolito.

### V.3.3: Geobarometría

Respecto a las condiciones de presión del metamorfismo varisco, apenas existen datos de autores previos, y las paragénesis desarrolladas no proporcionan información en este sentido.

Se ha calculado el parámetro  $b_0$  de la mica blanca en las muestras de la unidad paraautóctona de los sectores de Hornachos y Espiel (tablas V.7 y V.8), y de las rocas carboníferas de la unidad alóctona (tabla V.1). Al igual que en el resto de rocas muestreadas, los valores obtenidos se correlacionan relativamente bien con el espaciado basal de la mica blanca (fig. V.4), indicando así que el espaciado basal está fundamentalmente controlado por el grado de fengitización, siendo secundaria la influencia de la sustitución paragonítica.

Los valores obtenidos del parámetro  $b_0$  son bajos (valor medio de 8.998; desviación estándar de 0.011), e indican un gradiente de presiones bajo, cercano al límite con el gradiente de presiones intermedio (Guidotti y Sassi, 1986). Estos valores de  $b_0$  son, en promedio, algo menores que los obtenidos para el metamorfismo precarbonífero.

De manera semicuantitativa, considerando que la temperatura alcanzada durante el metamorfismo carbonífero no fué mayor de 300-350°C (diagénesis a anquizona inferior; tabla V.8), se pueden establecer unas presiones mínimas de 1-2 kbar (fig. V.5).

Tabla V.8. Resumen de los resultados del estudio del metamorfismo mediante rayos X en la unidad paraautóctona

		Paragénesis#	Cristalinidad ilita†	Politipos ilita	Grado metamórfico	$b_0$ †
Carbonífero discordante sobre la unidad alóctona		Mc+Chl±Kln	0.31 (0.09)	1Md, 2M	anquizona	9.004 (0.004)
Unidad paraautóctona	Hornachos	Mc+Kln±MP±Prl±Chl	0.41 (0.12)	1Md, 2M	anq. inferior"	8.995 (0.024)
	Espiel	Mc±Chl±Kln±MP	0.50 (0.14)	1Md, 2M	diagénesis	8.996 (0.009)
	Monterrubio	Mc+Chl±Pg±MP	0.23 (0.02)	2M	epiz. inferior"	-

#Por orden de abundancia, además de cuarzo y cantidades menores de feldespato, plagioclasa, hematites, goetita y calcita.

†Valor medio (desviación estándar).

López Munguira estudió el parámetro  $b_0$  en metapelitas del Alcudiense al Norte de Castuera, y obtuvo valores representativos de un gradiente de presiones intermedio ( $b_0 \approx 9.020$ ). No obstante, estos mismos autores también obtienen valores menores de  $b_0$  en otros afloramientos del Alcudiense situados más al NO, y concluyen que estas diferencias de  $b_0$  se deben probablemente a la ausencia de asociaciones limitantes en estas rocas, que es la causa de que el grado de fengitización de la mica blanca (y por tanto el parámetro  $b_0$ ) no dependa únicamente de las condiciones metamórficas, sino también de la composición de la roca.

#### V.3.4: Condiciones P-T

Con las condiciones de presión y temperatura establecidas para el metamorfismo carbonífero durante el desarrollo de los pliegues levantados ( $\approx 200-350^\circ\text{C}$ , 1-2 kbar), se ha construido una trayectoria P-T (fig. V.8). Esta trayectoria se ha diseñado con una geometría similar a las trayectorias del metamorfismo precarbonífero, es decir, suponiendo una evolución temporal en el sentido de las agujas del reloj.

#### V.4: CONCLUSIONES

En el área estudiada se han diferenciado dos fases de metamorfismo regional: uno precarbonífero relacionado con los pliegues tumbados y el cizallamiento dúctil en la unidad alóctona, y otro carbonífero relacionado con la fase de pliegues levantados que afecta a todas las rocas preestefanienses.

El **metamorfismo precarbonífero** se produjo en condiciones de temperatura variable (desde la anchizona profunda hasta el grado medio;  $\leq 650^\circ\text{C}$ ). La distribución de las paragénesis de este metamorfismo indica que las isograsas son oblicuas a los pliegues tumbados (fig. V.1). La distribución general del metamorfismo puede resumirse como sigue:

- En la mitad occidental de la unidad alóctona, el grado metamórfico es muy bajo a bajo. Este grado aumenta de NE a SO, localizándose las paragénesis de mayor grado (biotita ± granate) al SO de Hornachos. También se ha reconocido un grado metamórfico ligeramente mayor en el flanco inverso (epizona con desarrollo local de cloritoide) que en los flancos normales (anquizona profunda); este rasgo es relacionable con la mayor cantidad de deformación interna y la intensidad de la foliación milonítica que existen en el flanco inverso.

- En la mitad oriental de la unidad alóctona el metamorfismo aumenta progresivamente hacia el SE. Al Norte del afloramiento carbonífero del Guadiato las paragénesis en las metapelitas varían desde moscovita ± clorita (al NO) hasta biotita ± granate, con metamorfismo de facies anfibolitas en las metabasitas (al SE). Al Sur del afloramiento carbonífero del Guadiato, las metabasitas tienen metamorfismo de facies anfibolitas ± granate, y en las metapelitas las paragénesis varían desde biotita ± granate (al NO) hasta biotita + granate + sillimanita (al SE).

Las condiciones de presión durante este metamorfismo fueron intermedias a bajas ( $\approx 4-5$  kbar). Esta presión equivale a una carga de rocas de unos 12-15 km. Esto sugiere que la secuencia de pliegues tumbados debió estar constituida por más pliegues que los actualmente existentes debajo de la discordancia basal del Carbonífero, y que fueron desmantelados por la erosión que dió lugar a esta discordancia.

Las rocas carboníferas no registran este metamorfismo, por lo que la discordancia que existe en la base del Carbonífero, además de ser una importante discordancia tectónica, corta a las isogradas del metamorfismo precarbonífero.

El **metamorfismo carbonífero** asociado a la fase de pliegues levantados (fase principal en la unidad paraautóctona y fase de crenulación en la unidad alóctona) se produjo en condiciones de presión baja (1-2 kbar) y temperaturas típicas de la diagénesis o la anchizona ( $< 300-350^{\circ}\text{C}$ ). Se ha constatado, mediante la cristalinidad de la illita, la influencia térmica del Batolito de Los Pedroches a distancias bastante mayores a las que normalmente se observa la aureola de metamorfismo de contacto. Por otro lado, el volcanismo sinsedimentario carbonífero parece que influyó apreciablemente en la cristalinidad de los sedimentos carboníferos.



## CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES. LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL BORDE MERIDIONAL DE LA ZONA CENTROIBÉRICA

### VI.1: EVOLUCIÓN PREVARISCA

La parte meridional de la Zona Centroibérica está afectada por varias deformaciones prevariscas (cadomiense, intraalcudiense y sárdica), que están reflejadas en sendas discordancias: la deformación cadomiense produjo la discordancia que existe entre la “Serie Negra” y la Formación Malcocinado, la deformación intraalcudiense produjo la discordancia intraalcudiense, y la deformación sárdica produjo la discordancia de la base del Ordovícico.

Las únicas evidencias que existen sobre la **Orogenia Cadomiense** son el magmatismo de la Formación Malcocinado, la foliación y el metamorfismo de grado bajo de las rocas de la Serie Negra, y la discordancia entre la Serie Negra y la Formación Malcocinado.

La deformación cadomiense produjo en las rocas de la Serie Negra una foliación con un metamorfismo asociado de grado bajo, evidencias que sólo se han reconocido en Peraleda, donde la deformación varisca ha sido poco intensa. La discordancia angular que existe entre la Serie Negra y la Formación Malcocinado sólo ha sido puesta de manifiesto en Hornachos

En el borde meridional de la Zona Centroibérica y en la Zona de Ossa-Morena existe un importante magmatismo de edad Precámbrico terminal-Cámbrico inferior, representado en el complejo volcanosedimentario y rocas plutónicas asociadas que constituyen la Formación Malcocinado. Este magmatismo varía desde ácido a básico, tiene un contenido alto en Al y Na y bajo en K, es de carácter calcoalcalino y de tendencia trondjemítica. El estudio geoquímico realizado también ha puesto de manifiesto que este magmatismo procede de la fusión parcial (en condiciones de estabilidad del anfíbol y quizás del granate;  $\approx 8-16$  kbar) de una fuente de composición basáltica, y una evolución magmática posterior que incluye diferenciación o fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa a baja presión. Este magmatismo es, en parte, bastante parecido al de otras “suites” magmáticas trondjemíticas denominadas “TTD con alto Al”, formadas por fusión parcial de una corteza oceánica subducida (magmatismo adakítico, que interacciona durante su ascenso con la cuña de manto suprayacente a la zona de subducción) o de una corteza continental inferior engrosada (con o sin participación del manto infrayacente). En cualquier caso, todos los modelos petrogenéticos para magmatismos similares al de la Formación Malcocinado indican una génesis en un contexto orogénico, ya sea de subducción o de colisión continental que produce engrosamiento cortical. La edad de la Formación Malcocinado indica que este magmatismo está probablemente relacionado con un evento orogénico cadomiense.

La Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba ha sido considerada por varios autores como una sutura perteneciente a la Orogenia Cadomiense (Abalos, 1990; Abalos et al., 1991; Quesada, 1991). Recientemente, Abalos y Díaz Cusi (1995) han sugerido que la sutura cadomiense se ubicaría en la Alineación Magmática Albuquerque-Los Pedroches. Los siguientes argumentos permiten rechazar ambas hipótesis:

- La deformación y metamorfismo principales son de edad varisca. En efecto, los ortoneises intrusivos en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba son de edad Paleozoico inferior, y están afectados por la misma deformación que la de las rocas en las que intruyen. La evolución tectonometamórfica principal del borde septentrional de la Zona de Ossa-Morena y del borde meridional de la Zona Centroibérica es de edad varisca.

- Las rocas del Precámbrico-Cámbrico inferior que afloran a ambos lados de la Zona de Cizalla (la Serie Negra y la Formación Malcocinado) son las mismas.

- Respecto de la propuesta de Abalos y Díaz Cusi (1995), carece de datos que la soporten. El único dato de interés (no mencionado por los autores citados) es que la Serie Negra no aflora al Norte de dicha alineación, siendo las rocas alcudienses las que aparecen discordantes bajo las rocas del Ordovícico inferior. Sin embargo, en esta Tesis se propone que la Serie Negra y el Alcudiense no son unidades estratigráficas equivalentes en el tiempo, sino que la Serie Negra estaría situada discordante o disconforme por debajo de las rocas alcudienses.

La afirmación anterior está basada fundamentalmente en la existencia de cantos de cuarcitas negras en conglomerados del Alcudiense inferior, y en la posible correlación entre el Alcudiense inferior y la Formación Malcocinado, discordante sobre la Serie Negra. Esta propuesta de correlación entre el Alcudiense inferior y la Formación Malcocinado se basa en la similitud de sus litologías, pues ambos son conjuntos estratigráficos de carácter volcanosedimentario, y en que suprayacentes a ambos se sitúan discordantemente formaciones detríticas y carbonatadas con icnofauna del Cámbrico inferior: sobre la Formación Malcocinado se sitúan las Formaciones Torreárboles, Pedroche y Villares, y sobre el Alcudiense inferior se sitúan el Alcudiense superior y formaciones carbonatadas cámbricas.

Según la propuesta de correlación anterior, la **discordancia intraalcudiense** no correspondería a la deformación cadomiense, ya que ésta estaría situada más abajo (entre la Serie Negra y el Alcudiense inferior). La discordancia intraalcudiense se ha reconocido en un afloramiento en el Anticlinal de Alcudia; al igual que en otros sectores del Dominio Lusitano-Alcudico, esta discordancia se caracteriza por la diferente disposición de la lineación de intersección a ambos lados de la misma (fuertemente inclinada en el Alcudiense inferior y subhorizontal en el Alcudiense superior). La deformación que produjo la inclinación de las capas del Alcudiense inferior, antes de la sedimentación del Alcudiense superior, no desarrolló



foliación ni metamorfismo.

Por el momento, teniendo en cuenta el conjunto de datos que se acaba de exponer, es imposible precisar la importancia de una orogenia finiprecámbrica en el SO de la Península Ibérica.

La **discordancia sárdica**, rasgo típico de la Zona Centroibérica, también ha sido reconocida en un afloramiento del flanco meridional del Anticlinal de Alcudia, donde las relaciones angulares entre el Ordovícico inferior y el Alcudiense superior producen un aparente cambio de la vergencia estructural de los pliegues variscos posteriores. La deformación asociada a esta discordancia no desarrolló foliación ni metamorfismo.

## VI.2: EVOLUCIÓN VARISCA

La tabla VI.1 es un resumen de los principales eventos registrados en el borde meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico. En los párrafos siguientes se desarrolla el modo en que esta sucesión de eventos se inserta en la evolución del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena.

Tabla VI.1: Correlación de las deformaciones variscas y registro estratigráfico de las mismas en las unidades alóctona y paraautóctona de la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico.

Edad	Unidad alóctona		Unidad paraautóctona	
	Evento	Registro estratigráfico	Evento	Registro estratigráfico
Dev. medio-sup.	pliegues tumbados (fase principal)			Lagunas estratigráficas
Dev. sup.-Tourn.	erosión	Discordancia basal carb.	erosión?	
Tourn. sup.-Vis.	Extensión Matachel	Sed. "Culm"	Extensión Matachel	Sed. "Culm"
Vis. Sup.-Westf. medio	cabalgamiento	Discordancias intracarb.	cabalgamiento	Sed. "Culm" (hasta Nam. inf)
Westf. sup.	pliegues rectos (fase de crenulación)		pliegues rectos (fase principal)	
Carb. sup.			pliegues rectos (fase de crenulación)	
Fracturación tardivarisca				

### VI.2.1: Organización general de límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena

En el límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena aflora un conjunto de rocas, que constituye la Unidad Central definida por Azor (1994) y Azor et al. (1994b), que posee características litológicas y metamórficas particulares y distintivas del resto de rocas de la región. Las rocas de esta unidad han sufrido un metamorfismo de alta presión ( $\geq 15$  kbar;

Matte, 1986; Abalos, 1990) de edad Silúrico (Schäfer et al., 1991). El buzamiento de las rocas de esta unidad es hacia el NE.

La vergencia y edad de las estructuras formadas durante la evolución de este límite es centrífuga:

- En la Zona de Ossa-Morena, la secuencia de rocas preorogénica, de edad Precámbrico-Devónico medio, está deformada por pliegues tumbados y cabalgamientos vergentes al SO (Vauchez, 1975); la edad de esta deformación es Devónico inferior en el borde NE de esta zona y Devónico medio-superior en su borde SO (Martínez Poyatos et al., 1995a). Por encima se encuentran discordantes rocas de edad Devónico superior-Carbonífero inferior, y todo el conjunto está afectado por pliegues levantados.
- En la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico, tal y como se establece en esta Tesis, existe una unidad alóctona con pliegues tumbados vergentes hacia el NE, previos a la sedimentación carbonífera. Hacia el NE, en el resto del Dominio Lusitano-Alcúdico, la primera deformación penetrativa que se reconoce son pliegues levantados posteriores al Carbonífero inferior.

#### VI.2.2: Etapa de engrosamiento cortical

Durante el Silúrico-Devónico, y como consecuencia de la convergencia entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena, tiene lugar la subducción de la Unidad Central bajo la Zona Centroibérica (fig. VI.1a; Azor, 1994; Azor et al., 1994b). Esta subducción produce un metamorfismo de alta presión y alta temperatura en las rocas de la Unidad Central, que alcanzaron una profundidad de unos 40 km. La edad de este metamorfismo indica que la subducción continuó hasta el Silúrico superior o Devónico inferior.

Durante el Devónico medio-superior se desarrollaron en el bloque de techo (borde meridional de la Zona Centroibérica) pliegues tumbados vergentes al NE con un cizallamiento dúctil heterogéneo asociado, y en el bloque de muro (Zona de Ossa-Morena) pliegues tumbados y cabalgamientos vergentes al SO (fig. VI.1b)

En la unidad alóctona del borde meridional de la Zona Centroibérica se han reconocido dos pliegues tumbados mayores de dirección NO-SE, vergentes al NE, con un flanco inverso de 15 km de longitud. Asociado a estos pliegues existe un cizallamiento dúctil con dirección de movimiento paralela a los ejes de los pliegues y sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SE (fig. VI.1b). Estas estructuras afectan al Devónico inferior-medio y son anteriores al Carbonífero inferior, que se apoya discordante sobre ellas.

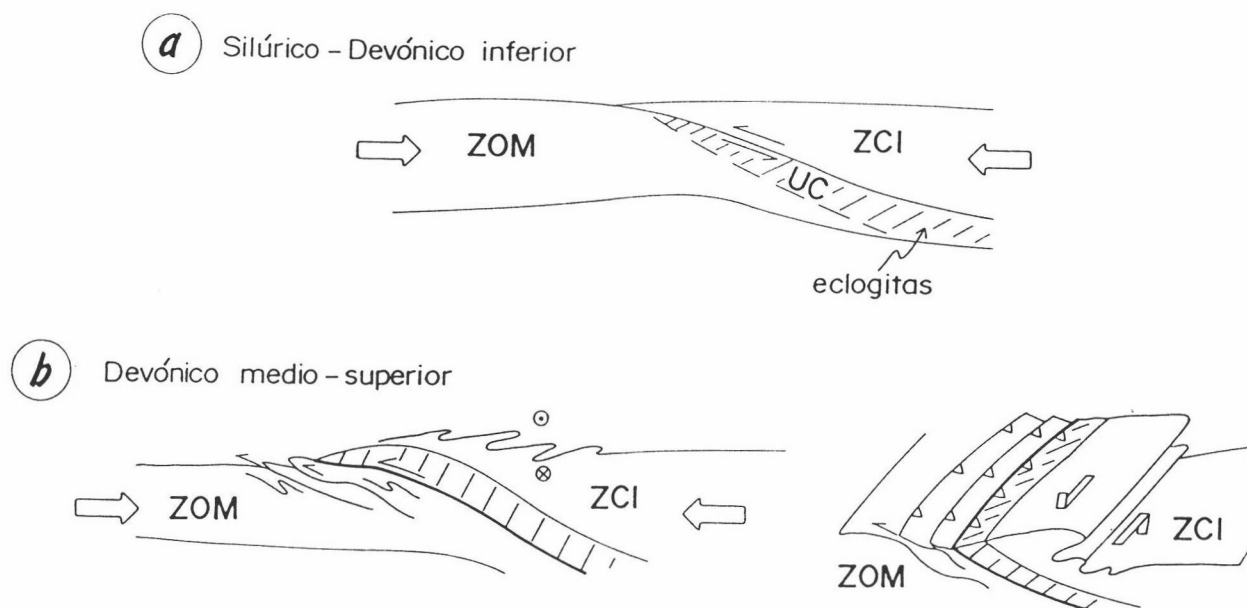


Fig. VI.1: Modelo de evolución del límite entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica durante el Silúrico-Devónico.

La intensa deformación que dió lugar a los pliegues tumbados apenas tuvo repercusión en sectores del Dominio Lusitano-Alcúdico situados más hacia el NE, en lo que será la unidad paraautóctona, donde sólo se reconocen lagunas estratigráficas durante el Devónico medio al Carbonífero inferior (fig. VI.2).

Los pliegues tumbados y el cizallamiento se produjeron en unas condiciones de temperatura que varían desde el grado muy bajo hasta el grado medio ( $\leq 650^{\circ}\text{C}$ ), con un aumento de la temperatura de Norte a Sur que es oblicuo a los pliegues tumbados. Aunque este metamorfismo es sincinemático respecto de los pliegues tumbados, las isogradas no están plegadas por ellos, por lo que debe considerarse sin- a postcinemático. Las condiciones de presión son de unos 4-5 kbar. Esta carga debió ser ejercida por la propia pila de pliegues tumbados, que fué después parcialmente erosionada (fig. VI.2).

Como ya se ha indicado, esta deformación del borde meridional de la Zona Centroibérica se sitúa en el bloque de techo de una estructura mayor, por lo que constituiría una zona relativamente elevada y sujeta a erosión. Esta erosión es la responsable del desmantelamiento de parte de la pila de pliegues tumbados, generando así la discordancia angular entre las rocas sedimentarias del Carbonífero inferior y su sustrato (fig. VI.2).

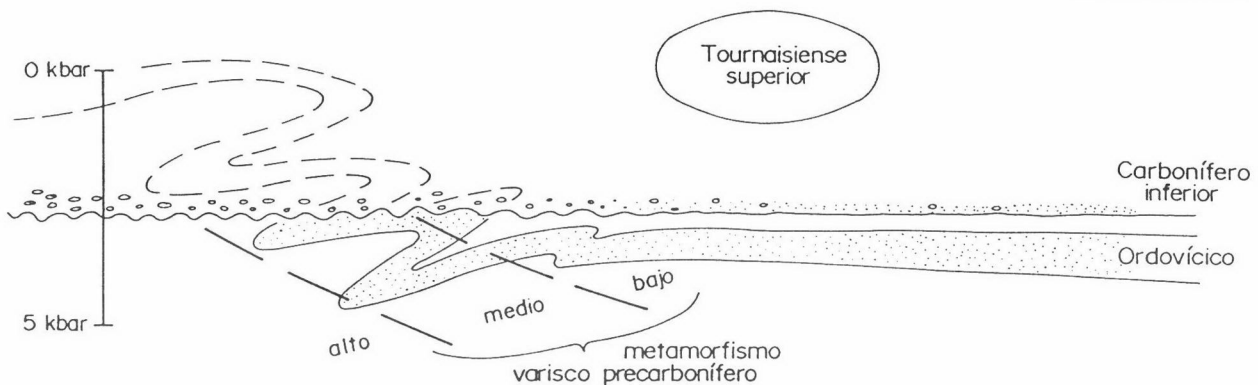


Fig. VI.2: Corte geológico esquemático del borde meridional de la Zona Centroibérica tras la erosión de parte de la pila de pliegues tumbados y al inicio de la sedimentación carbonífera.

### VI.2.3: Colapso extensional: la Falla del Matachel y la cuenca carbonífera de Guatiato-Pedroches

La subducción intracontinental de la Zona de Ossa-Morena se desarrolló, a partir de un determinado momento, simultáneamente con un colapso extensional en el bloque de techo formado por la Unidad Central y la Zona Centroibérica, lo que permitió la exhumación hacia la superficie de las rocas de la Unidad Central metamorizadas en facies eclogitas (fig. VI.3). El cabalgamiento de la Unidad Central sobre la Zona de Ossa-Morena no aflora debido a la fracturación tardivarisca (Fallas de Azuaga e Higuera de Llerena). Las pruebas de este colapso son (Azor et al., 1994b):

- a) El contraste metamórfico que existe entre el pico bórico de la Unidad Central y de la Zona Centroibérica ( $\approx 10$  kbar más en la Unidad Central).
- b) La evolución retrogradante del cizallamiento que afecta a la Unidad Central, que finalmente desarrolla un contacto frágil con la Zona Centroibérica representado por la Falla del Matachel. Las edades del metamorfismo asociado al cizallamiento oscilan entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior (Blatrix y Burg, 1981; García Casquero et al., 1988; Dallmeyer y Quesada, 1992).

Esta evolución orogénica es similar a la que ha sido puesta de manifiesto en el Himalaya (Burg et al., 1984; Burchfield et al., 1992) y que ha sido reproducida experimentalmente por Chemenda et al. (1995). La originalidad de la evolución del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena es la dominante componente lateral izquierda del cizallamiento que afecta a la Unidad Central (fig. VI.3).

El contraste metamórfico, de unos 10 kbar, que existe entre el borde meridional de la Zona Centroibérica y la Unidad Central, permite estimar el salto vertical de la Falla del Matachel

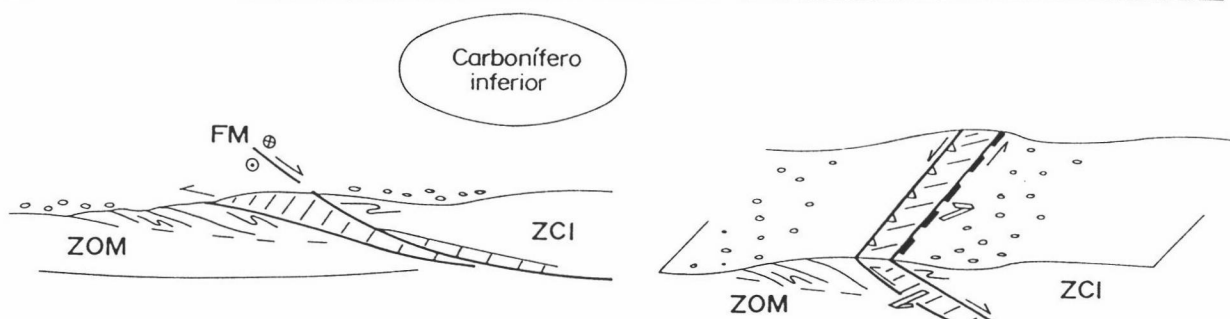


Fig. VI.3: Modelo de evolución del límite entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica durante el Carbonífero inferior.

en unos 30 km. Por tanto, esta falla es una estructura cortical de primera magnitud, que ha tenido un efecto fundamental en la evolución del borde meridional de la Zona Centroibérica: es la causa de **la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches** y del abundante magmatismo carbonífero que se desarrolla.

En la parte meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico se produjo durante el Carbonífero inferior una abundante sedimentación sinorogénica de facies "Culm", cuya máxima expresión es el afloramiento de Pedroches. La comprensión de esta importante sedimentación en el contexto de la evolución varisca de esta parte del Macizo Ibérico hasta ahora no había sido satisfactoria.

Desafortunadamente, falta un estudio estratigráfico de detalle que abarque la geometría, la edad y la evolución de la sedimentación de la cuenca carbonífera de facies "Culm" de Guadiato-Pedroches. En todo caso, los grandes rasgos de la cuenca (dimensiones y espesores aproximados) pueden establecerse con cierta certeza (fig. VI.4):

a) La parte SO de la cuenca corresponde principalmente a los afloramientos del Matachel, Guadiato y Benajarafe; estos afloramientos tienen sedimentos con facies costeras (deltaicas, de "lagoon", de plataforma restringida), con un área emergida que estaría situada al SO (Gabaldón et al., 1985). El espesor máximo visible en estos afloramientos es de unos 1.500 metros; razonablemente, se puede estimar una potencia total de unos 2 km para esta parte de la cuenca. La anchura de la misma se puede estimar en unos 30 km, que aproximadamente es la anchura del área en la que aparecen estos afloramientos, una vez eliminadas las deformaciones posteriores a la sedimentación carbonífera.

b) En el afloramiento de Los Pedroches la sedimentación es de mar abierto. A partir de los cortes geológicos realizados, se han obtenido espesores mínimos de hasta más de 6.000 metros; razonablemente, se puede estimar una potencia total de unos 6-7 km para esta parte de la cuenca. Su anchura se puede estimar, tras restaurar los pliegues carboníferos, en unos 60 km.

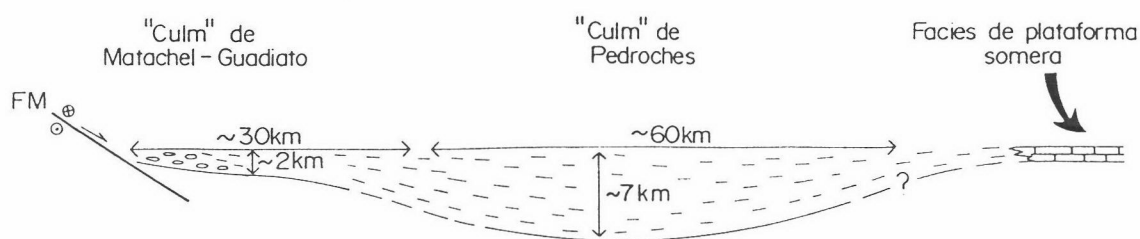


Fig. VI.4: Reconstrucción de la anchura y espesores aproximados de la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches.

c) El borde NE de la cuenca no se conoce, ya que hacia el NE de la región de Los Pedroches no afloran rocas de facies "Culm". En el Sinclinal de Cáceres (que aproximadamente constituye la prolongación hacia el NO del Sinclinal de Almadén; fig. IV.1), las rocas del Carbonífero inferior son calizas de plataforma somera.

En conjunto, la anchura total de la cuenca en la dirección SO-NE puede estimarse en al menos 90 km, con un espesor máximo de unos 6-7 km (fig. VI.4).

Las edades de los sedimentos de facies "Culm" van desde el Tournaisiense superior hasta el Namuriense inferior. Durante el Tournaisiense superior-Viseense superior, toda la cuenca es subsidente (con sedimentación de facies "Culm"). Durante el Viseense superior-Namuriense inferior, el área de Pedroches sigue subsidiendo, mientras que la parte SO de la cuenca (Guadiato) sufre acortamiento (con sedimentación de facies parálicas debido a la somerización que induce el cabalgamiento basal de la unidad alóctona).

En el Dominio Lusitano-Alcúdico existe un importante **magmatismo** de edad Carbonífero inferior y medio, con profusión de rocas básicas, concentrado en el borde meridional de la Zona Centroibérica y en su límite con la Zona de Ossa-Morena. Este magmatismo se puede agrupar en dos conjuntos:

- a) Volcanismo predominantemente básico, sinsedimentario con las rocas de facies "Culm". Por ejemplo: 300 metros de volcanitas ácidas y básicas en el afloramiento del Matachel; 75 metros de espilitas en el afloramiento del Guadiato; y sobre todo, varias coladas de basaltos (con lentejones de serpentinitas) de varios cientos de metros de potencia cada una, en el área de Varas-Guadalbarbo.
- b) Plutonismo ácido y básico (plutones ácidos y básicos del Complejo ígneo de Los Ojuelos, Batolito de Los Pedroches). Este plutonismo es ligeramente posterior e intruye en las rocas del "Culm" (e.g. 316 y 332 Ma para el Granito de Los Arenales, perteneciente al Complejo ígneo de Los Ojuelos;  $\approx$ 300 Ma para el Batolito de Los Pedroches).

Cabe destacar que la abundancia de rocas básicas indica que debió existir fusión parcial en el manto.

#### **VI.2.4: Origen de la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches.**

El modelo que a continuación se presenta pretende demostrar que es posible relacionar de forma semicuantitativa la formación de la cuenca carbonífera, el magmatismo del Carbonífero inferior y medio y la Falla del Matachel. Los datos fundamentales que configuran el modelo son:

- La Falla del Matachel es una falla de primer orden, con un salto en buzamiento de unos 30 km (y un salto lateral izquierdo mucho mayor), que buza hacia el NE; por tanto, es un contacto que debe afectar a toda la corteza.
- La cuenca de Guadiato-Pedroches tiene una anchura mínima de unos 90 km, y en ella se alcanzan espesores máximos de sedimentos de unos 6-7 km.
- En los afloramientos de la cuenca situados más al SO se encuentran facies proximales, lo que sugiere que el borde meridional de la cuenca estaba próximo al afloramiento de la Falla del Matachel.
- La banda meridional (Matachel-Guadiato) alcanzó una potencia máxima de sedimentos de algo menos de 2 km en el período Tournaisiense superior-Viseense superior. En el Viseense superior, esta parte de la cuenca se invirtió, empezando a desarrollarse el cabalgamiento basal de la unidad alóctona. Por el contrario, al Norte de la banda Matachel-Guadiato, la potencia de sedimentos fué mayor (hasta 6-7 km), en parte porque la subsidencia continuó hasta el Namuriense inferior.
- Al mismo tiempo que se desarrolla la cuenca carbonífera, existe un abundante magmatismo ácido y básico. Esto prueba la existencia de una anomalía térmica en la que está implicado el manto.

Por otro lado, la mencionada abundancia de magmatismo justifica que en el modelo se asuma equilibrio isostático de flotación, considerando despreciable la respuesta flexural.

Se asume que, previamente al funcionamiento de la Falla del Matachel, había una corteza engrosada a causa del cabalgamiento de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena (fig. VI.5a). El punto de partida es un modelo de corteza basado en la consideración anterior, con un manto litosférico de potencia uniforme (fig. VI.5b).

A fin de reproducir la subsidencia de la cuenca, resulta imprescindible un moderado adelgazamiento del manto litosférico, al modo como se muestra en las figuras VI.5b y c; por el contrario, manteniendo el espesor del manto litosférico, resulta siempre una subsidencia excesiva en la banda Matachel-Guadiato, y un borde meridional de la cuenca muy desplazado hacia el SO. Esta modesta intrusión astenosférica pudo ser la causa decisiva del colapso gravitatorio representado por la Falla del Matachel, en colaboración con el engrosamiento

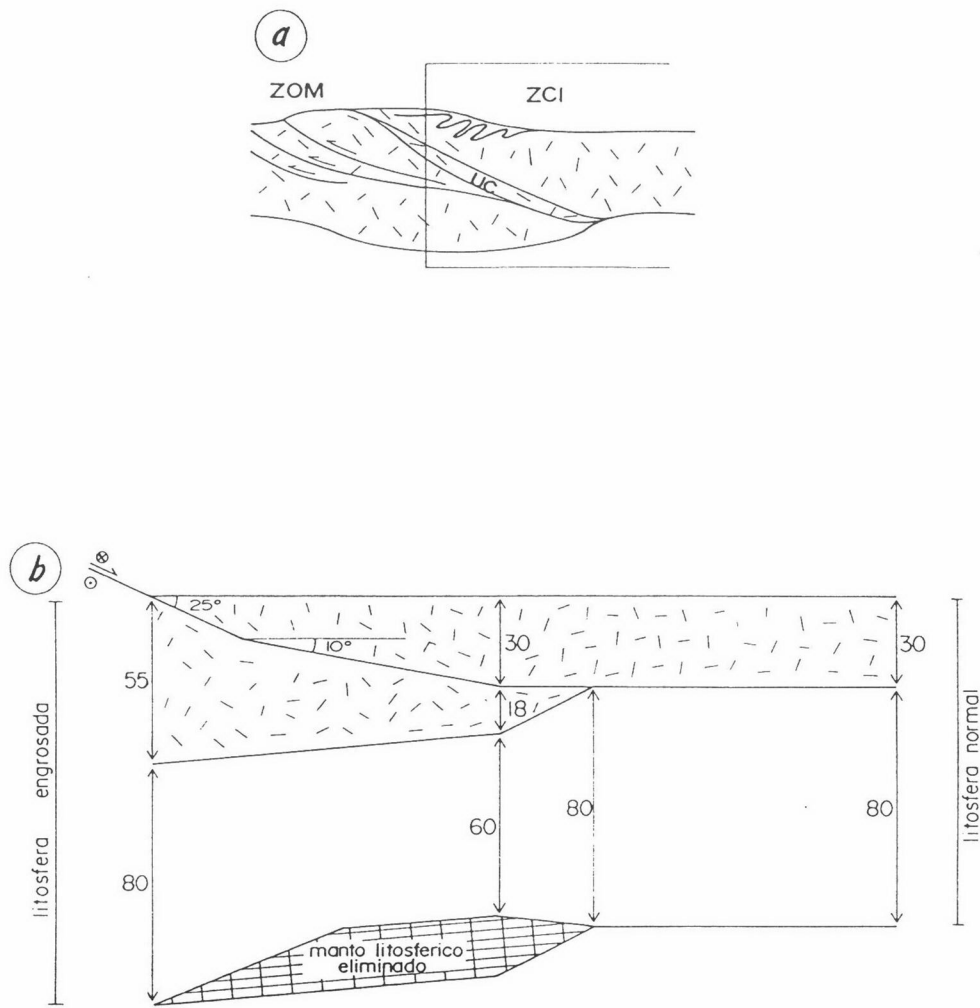


Fig. VI.5: Modelo para la formación de la cuenca carbonífera de Guadiato-Pedroches. a: Punto de partida, con una corteza engrosada tras la suturación continental entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica. b: Idem, cuantificando las dimensiones de la litosfera y el reemplazamiento de manto litosférico por manto astenosférico, a fin de modelizar la subsidencia de la cuenca Guadiato-Pedroches. c: Relieve y subsidencia que se generan en el modelo propuesto, tras la extensión de la falla normal del Matachel. d: Esquema general de la litosfera integrando el magmatismo carbonífero de la región.



(C)

SO-NE

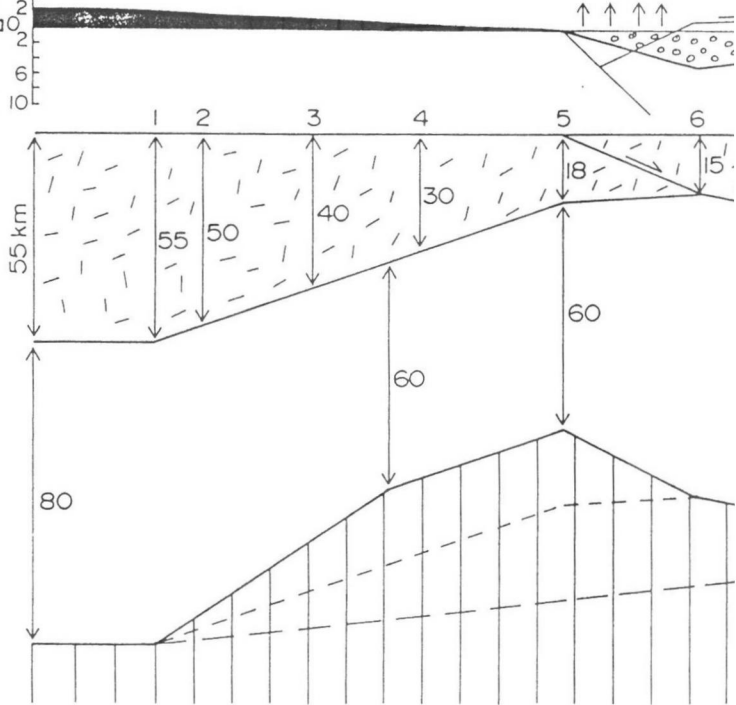
0 50km

(+) 10  
6  
2  
0  
2  
6  
10  
(-)

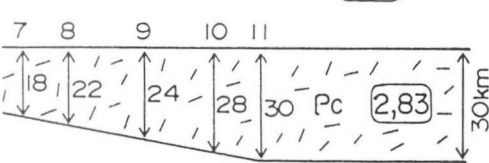
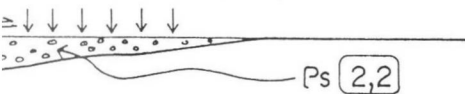
escala  
vertical  
realizada  
(x2)

Levantamiento a partir  
del Viseense superior

203

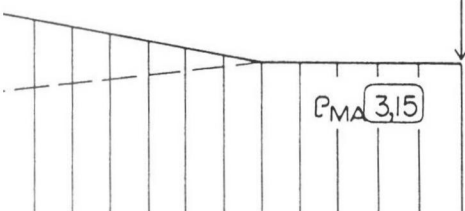


Hundimiento adicional durante  
Viseense superior - Namuriense  
inferior (subsistencia térmica)

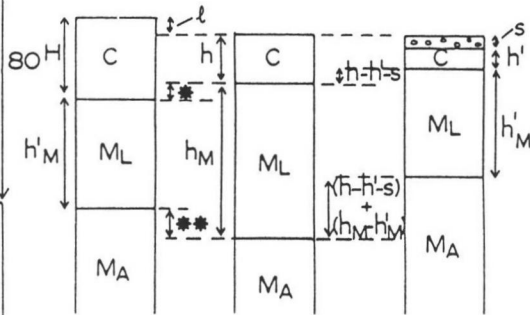


- 1 ——— + 2,5 km
- 2 ——— + 2,2 "
- 3 ——— + 1,7 "
- 4 ——— + 1,1 "
- 5 ——— - 0,4 "
- 6 ——— - 5,0 "
- 7 ——— - 4,0 "
- 8 ——— - 2,7 "
- 9 ——— - 2,0 "
- 10 ——— - 0,7 "
- 11 ——— - 0,0 "

$P_M$  3,32



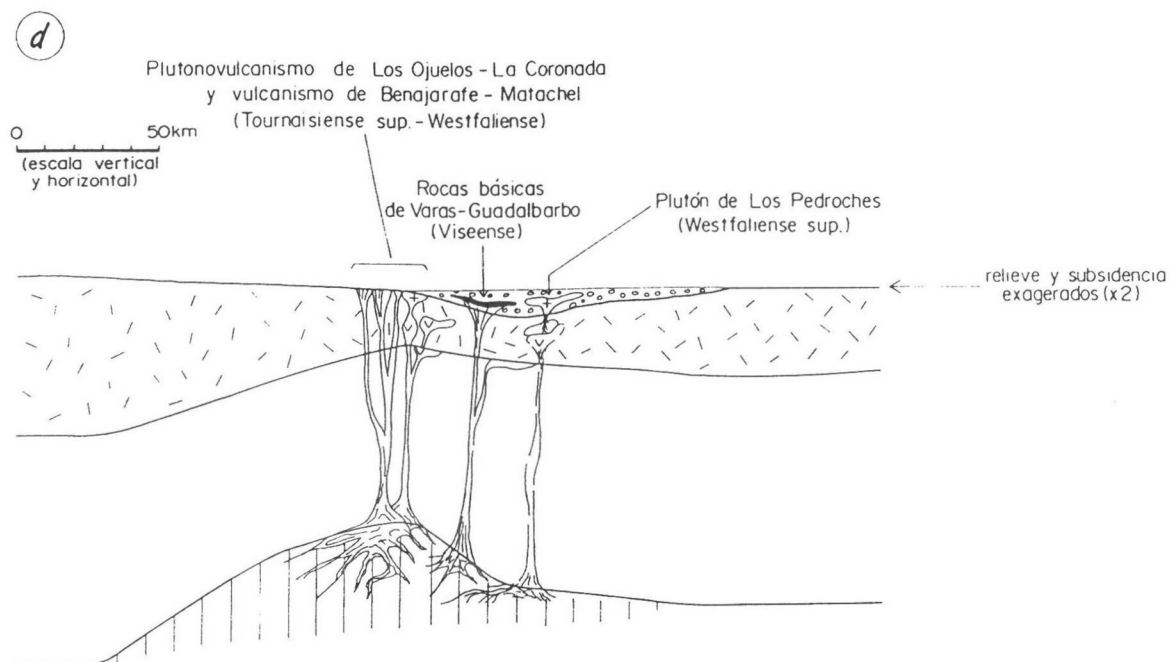
Columnas y ecuaciones de equilibrio:



- \*  $H-h-l$
- \*\*  $h_M-h'_M-(H-h-l)$

Si  $h_M = h'_M$ :  
 $h \rho_c = h' \rho_c + (h - h' - S) \rho_{MA} + S \rho_S$  (corteza adelgazada)  
 $H \rho_c = h \rho_c + (H - h - l) \rho_{MA}$  (corteza engrosada)

Si  $h_M > h'_M$ :  
 $h \rho_c + h_M \rho_M = S \rho_S + h' \rho_c + h'_M \rho_M + [(h - h' - S) + (h_M - h'_M)] \rho_{MA}$  (corteza adelgazada)  
 $h \rho_c + h_M \rho_M = H \rho_c + h'_M \rho_M + [h_M - h'_M - (H - h - l)] \rho_{MA}$  (corteza engrosada)



cortical. La erosión (remoción convectiva) de la base de una litosfera engrosada es un fenómeno que ha sido propuesto y justificado teóricamente por otros autores (Houseman et al., 1981; Platt y England, 1994): la litosfera es considerada una capa de conductividad térmica que limita con el manto convectivo, y sólo cuando la litosfera está engrosada puede su parte inferior verse envuelta en la convección, hasta que se reestablezca la potencia que estabiliza el límite térmico.

En la figura VI.5c se muestran el relieve y la subsidencia que se derivan del modelo litosférico. Para el relieve no hay ninguna restricción cuantitativa (sólo se sabe que el relieve existía). Los valores de subsidencia son aceptablemente concordantes con las potencias de sedimentos, sobre todo si se tiene en cuenta que el modelo pretende representar la situación en el Viseense superior, que es cuando se interrumpe la subsidencia en la banda meridional de la cuenca debido al cabalgamiento basal de la unidad alóctona, y que hasta el Namuriense inferior aún hubo subsidencia en el resto de la cuenca (subsidencia térmica y carga generada por el cabalgamiento).

Finalmente, la figura VI.5d es una representación general en la que se integra de forma cualitativa el magmatismo de edad carbonífero inferior, considerándolo como una consecuencia de la intrusión astenosférica; así, los fenómenos geológicos acaecidos en esta región durante el Carbonífero inferior quedan relacionados de forma coherente.

### VI.2.5: Inversión de la cuenca carbonífera

Durante el Viseense superior-Westfaliense medio se desarrolla, junto al borde meridional del Dominio Lusitano-Alcúdico, un cabalgamiento frágil vergente hacia el NE, que superpone la unidad alóctona (rocas previamente deformadas con pliegues tumbados discordantes bajo los sedimentos del Carbonífero inferior de facies "Culm") sobre la unidad paraautóctona (que aún no ha registrado ninguna deformación penetrativa, disponiéndose los sedimentos carboníferos esencialmente concordantes sobre las rocas previas). Por debajo del cabalgamiento principal se ven involucrados varios "horses" con rocas de la unidad paraautóctona. La sedimentación parálica y límnic y las discordancias sinorogénicas que hay en el afloramiento del Guadiato se relacionan con el avance de este cabalgamiento según rellanos y rampas. En el interior de la unidad paraautóctona, algunos accidentes (Imbricaciones de Valle de la Serena) pueden estar relacionados con esta tectónica de cabalgamientos hacia el NE.



Fig. VI.6: Corte geológico esquemático del borde meridional de la Zona Centroibérica durante el Carbonífero medio, que muestra la inversión de la cuenca carbonífera, iniciada en el cabalgamiento de la unidad alóctona sobre la unidad paraautóctona y seguida del plegamiento de toda la estructura. Aunque se indica la posición del Batolito de los Pedroches su intrusión es esencialmente posterior al plegamiento principal de la unidad paraautóctona.

Durante el Westfaliense superior tiene lugar un reapretamiento de dirección SO-NE que da lugar a un tren de pliegues levantados o ligeramente vergentes hacia el SO que afectan a todas las estructuras anteriores (fig. VI.6). Estos pliegues son la primera deformación penetrativa en la unidad paraautóctona y en las rocas carboníferas de la unidad alóctona, mientras que en las rocas precarboníferas de esta última unidad corresponden a un plegamiento de crenulación. Las condiciones metamórficas fueron inferiores al grado bajo (diagénesis-anquizona; <300-350°C) y con poca carga (1-2 kbar, correspondientes al propio peso de las rocas carboníferas).

En la unidad paraautóctona, después del plegamiento principal, se desarrollan pliegues abiertos tardíos y crenulaciones quizás relacionadas con la intrusión del Batolito de Los Pedroches.

La deformación final tardivarisca en esta parte del Macizo Ibérico es una fracturación transpresiva que evoluciona desde un acortamiento SO-NE hasta una situación transcurrente izquierda. Esta deformación frágil se concentra en los límites entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena, y entre esta última y la Zona Sudportuguesa.

## BIBLIOGRAFIA

- 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. y Díaz Cusi J. 1995. Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: a case on continental lithosphere deformation. *Tectonics*, **14**, 1021-1040.
- 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., 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.
- Aller J., Bastida F., Ortega E. y Pérez Estaún A., 1986. Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén. *Bol. Geol. Min. Inst. Geol. Min. Esp.* **97**, 608-621.
- Almarza J., 1996. *Petrología y geoquímica de los yacimientos de uranio del Sureste de Badajoz*. Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 349 pp.
- Almela A., Alvarado M., Coma J., Felgueroso C. y Quintero I., 1962. Estudio geológico de l región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **73**, 195-327.
- Alonso J.L., Arboleya 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.
- Armstrong R.L., 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **A301**, 443-472.
- Anadón P., Cabrera L., Colombo F., Marzo M. y Riba O., 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). *Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 259-271.
- Andreis R.R. y Wagner R.H., 1983. Estudio de abanicos aluviales en el norte de la cuenca Wesfaliense B de Peñarroya-Bélmex (Córdoba). En: *Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula*. (M.J. Lemos de Sousa eds.), 172-227.
- 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 N° 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., Delgado Quesada M., Roldán F. y Sánchez Carretero R., 1985b. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 901 (Villaviciosa de Córdoba) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 66 pp.
- Apalategui O., Borrero J.D., Eguiluz L., Roldán F., Garrote A., Higuera P., Liñán E. y Palacios T., 1985c. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 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., 1985d. 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., 1985e. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 899 (Guadalcanal) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 47 pp.
- Apalategui O., Contreras F. y Fernández J. (en prensa) *Mapa de la hoja N° 858 (El Viso) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- 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 N° 877 (Llerena) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 77 pp.
- Apalategui O., Garrote A., Roldán F. J. y Sánchez Carretero R., 1985f. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 879 (Peñarroya-Pueblonuevo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 62 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., Jorquera A., Villalobos M. y Sánchez Carretero A., 1988b. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 803 (Almendrajejo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 79 pp.
- Apalategui I.O. y Pérez-Lorente F., 1983. Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro Ibérica. El dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Studia Geologica Salmanticensis*, **18**, 193-200.
- Apalategui O., Pérez Lorente F., Roldán F. e Higuera P., 1985g. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 880 (Espiel) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 58 pp.
- Apalategui O., Villalobos M., Jorquera A., Eguiluz L. y Sánchez Carretero A., 1988c. *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.
- Arenas R., Gil Ibarguchi 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.
- Arenas R., Rubio F.J., Díaz F. y Martínez J. R., 1995. High-pressure micro-inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): Evidence of subduction and syn-collisional decompression, *J. Metamorph. Geol.*, **13**, 141-164.
- Armengot J., Pérez Domínguez H., Ramirez J. y Castelló R., 1973. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 903 (Montoro) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 32 pp.
- 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.
- Arriola A., Eguiguren E. y Garrote A., 1985. El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena (Badajoz) V *Reun. GOM, Temas Geol. Min.*, 19-28.
- Arth J.G., 1979. Some trace elements in trondhjemites - their implications to magma genesis and paleotectonics setting. In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* (Barker F, Ed), Elsevier, New York, 123-132.
- Arth J.G. y Barker F., 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, **4**, 534-536.
- Atherton M.P. y Petford N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, **362**, 144-146.
- Azcárate E.J., Esnaola J. M. y Maldonado M., 1977. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 905 (Linares) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 35 pp.
- Azor A., 1994. *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 295 pp.
- Azor A., Bea F., González Lodeiro F. y Simancas J.F., 1995. Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena/Central Iberian contact (Variscan Belt, south-west Iberian Peninsula). *Geologische Rundschau*, **84**, 375-383.
- 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., 1992. 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., 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 vulcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el eje magmático La Coronada-Villaviciosa de Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, **89**, 431-437.
- Balleve M., Paris M. y Robardet M., 1992. Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque: une

- confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 315, II: 1783-1789.
- 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.
- Barker F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* (Barker F, Ed), Elsevier, New York, 1-12.
- Barker F. y Arth J.G., 1976. Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.
- 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., 1996. Residence of Rb, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37(3), 521-552.
- Bea F., Corretgé L.G. y Fershtater G. (en prensa). A systematic typology of granitoid rocks from major element composition. *Geol. Soc. Amer. Bull.*
- Bea F., Fershtater G., Montero P., Smirnov V. y Zin'kova E., 1997 (en prensa). Generation and evolution of subduction-related batholiths from the Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian Orogen. *Tectonophysics*.
- Beard J.S., 1995. Experimental, geological, and geochemical constraints on the origins of low-K silicic magmas in oceanic arcs. *J. Geoph. Res.*, 100B8, 15593-15600.
- Beard J.S. y Lofgren G.E., 1989. Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. *Science*, 244, 195-197.
- Bellon H., Blachère H., Crousilles M., Deloche Ch., Dixsaut Ch., Hertricot B., Prost-Dame U., Rossi Ph., Simon D. & Tamain G., 1979. Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomovariscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, 21(2), 113-120.
- 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.
- 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.
- Blundy J.D. y Holland T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224
- Bohlen S.R. y Liotta J.J., 1986. A Barometer for Garnet Amphibolites and Garnet Granulites. *J. Petrology*, 27, 1025-1034.
- 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., 1976. Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayen. *Bull. Soc. Geol. France*, 18(6), 1377-1385.
- 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.
- Bouyx E., 1970. Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263.
- Brasier M.D. & Cowie J.W., 1989. Other areas: North-west Canada; California, Nevada, and Mexico; Morocco, Spain, and France. En: *The Precambrian-Cambrian Boundary* (J.W. Cowie & M.D. Brasier eds.). Oxford Univ. Press, Monographs on Geol. and Geophysics, 12, 105-114.
- 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., 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. *Geol. Soc. Amer., 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.
- Butenweg P., 1968. Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien). Münsters. *Forsch. z. Geol. u. Paläont.*, **6**, 1-125
- Cabanis B. y Lecolle M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et / ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie II*, **309**, 2023-2029.
- 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.
- Carbonell A., 1926. Nuevos antecedentes acerca de la prolongación oriental de la cuenca de Bélmez. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **41**, 279-309.
- Carbonell A., 1926. Notas sobre los yacimientos de Archaeocytidos de la Sierra de Córdoba y deducción para el análisis tectónico. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **47**(3), 311-315.
- Carracedo M., 1991. *Contribución al estudio del batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 443pp.
- Carracedo M., Larrea F.J., Aranguren A., Cuevas J. y Tubía J.M., 1994. La falla de conquista: una zona de cizalla dúctil transtensiva asociada al emplazamiento del batolito de los Pedroches. *XVI Reunión de Xeología e Minería*, Laxe, 51-54.
- Carré D., Henry J.L., Poupon G. y Tamain G., 1970. Les Quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena. *Bull. Soc. Géol. France* (7<sup>a</sup> ser.), **12**, 774-785.
- Carrington da Costa J., 1950. Noticia sobre una carta geológica de Buçao, de Nery Delgado. *Serv. Geol. Portugal*.
- 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 Orviz F., 1976. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 884 (La Carolina) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 45 pp.
- Castro A., 1987. Los granitoides deformados de la banda del Guadamez (La Serena, Badajoz). En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Libro homenaje a L.C. García de Figuerola* (Bea F., Carnicero A., Gonzalo J. C., López M. y Rodríguez M.D. eds.). 43-426.
- Condie K.C., 1981. Archean Greenstone Belt. Elsevier, New York, 434 p.
- Contreras F., Apalategui O., Flores P. (en prensa) *Mapa de la hoja N° 857 (Valsequillo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- Crespo-Blanc A. y Orozco M., 1988. The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary 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.
- Crespo V. y Rey de la Rosa, 1971. Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *IGME*, **82**(6), 512-515.
- Chacón J., 1979. *Estudio geológico del sector central del Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 728 pp.
- 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., Oliveira V., Ribeiro A. y Oliveira J.T., 1983. La estructura de la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos* (J.A. Comba eds.), IGME, Madrid, **1**, 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.
- Charpentier J.L., 1976. *Géologie et Métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén-Espagne)*. Thèse Univ. Paris-Sud. 270pp.
- Charpentier J.L., Lethiers F. y Tamain G., 1977. Les "Schistes Aquisgrana" à Ostracodes du Dévonien supérieur-terminal en Sierra Morena orientale (Espagne). *Ann. Soc. Géol. Nord*. T.XCVI-XCVII (1976-1977)
- Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J. y Bokun A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **132**, 225-232.
- 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.
- Défalque G., Demaiffe D., Dumont P. y Lalieux Ph., 1992. Le batholite de "Los Pedroches" (Sierra Morena): études cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et métallogénique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **115**, 77-89.
- Defant M.J. y Drummond M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- Defant M.J. y Drummond M.S., 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, **21**, 547-550.
- Delgado J.F.N., 1908. Systeme Silurique de Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Comm. Serv. Geol. Portugal*, 1-245.
- 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-Villaciosa de Córdoba en su mitad oriental, Zona de Ossa-Morena. 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. *Temas Geol. Min.*, 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.
- Días R. y Ribeiro A., 1991a. A kinematic approach to the strain distribution in the Valongo Anticline (Variscan autochthon of Centro Iberian Zone). III Congreso Nacional de Geología. Coimbra, Resumos.
- Días R. y Ribeiro A., 1991b. Finite strain analysis in a transpressive regime (Variscan autochthon, northeast Portugal). *Tectonophysics*, **191**, 389-397.
- Díez Balda M.A., 1986. El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Edic. Univ. Salamanca*, 1-162.
- Díez Balda M. A., Martínez Catalán J. R. y Ayarza P., 1995. Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *J. Struct. Geol.*, **17**(2), 163-182.
- Díez-Balda M.A., Vegas R. y González Lodeiro F., 1990. Structure in the Central-Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 172-188.
- Dijkstra S.J., 1955. Megasporas carboníferas españolas y su empleo en la correlación estratigráfica. *Estudios Geol.*, **11**, 277-354.
- Donaire T. y Pascual E., 1991. Paragénesis metamórficas de contacto en xenolitos de la granodiorita de Los Pedroches (Córdoba, España): evidencia de emplazamiento a alta temperatura. *Geogaceta*, **10**, 90-93.
- Droop G.T.R., 1987. A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Min. Mag.*, **51**, 431-435.
- Drummond M.S. y Defant M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geoph. Res.*, **95**, 21503-21521.
- Drummond M.S., Defant M.J. y Kepezhinskas P.K., 1996. The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **87**, 205-215
- Drummond M.S., Ragland P.C. y Wesolowski D., 1986. An example of trondhjemite genesis by means of alkali metasomatism: Rockford Granite, Alabama Appalachians. *Contr. Min. Geol.*, **93**, 98-113.
- Dunnet D., 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**, 117-136.
- Eguiguren E., 1983. *El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena*

- (Badajoz). Tesis de Licenciatura Univ. País Vasco. 63pp.
- Eguiluz L., 1987. *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 694 pp.
- Ellis D.J. y Thompson A.B., 1986. Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess  $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$  system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *J. Petrol.*, **27**, 91-121.
- 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.
- Eraso A. y Garrote A., 1984. El batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardeña, Córdoba. *Rev. Lab. Xeol. de Laxe*, **8**, 235-246.
- 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.
- Febrel T., 1963. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 857(Valsequillo) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 109 pp
- Febrel T. y Saenz de Santa María J., 1964. El Devoniano al S. del Batolito de Los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz (Nota preliminar de las Hojas N° 856 (Maguilla) y N° 857(Valsequillo)). *Not. Com. IGME*, **73**, 51-60.
- 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.
- Feeley T.C. y Hacker M.D., 1995. Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from Volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *J. Geol.*, **103**, 213-225.
- Fernández Ruiz, 1987. *Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y el plutón de El Guijo (Batolito de los Pedroches, Córdoba, España)*. Tesis de Licenciatura Univ. Oviedo, 118.
- Fernández F.J., Cueto L.A. Larrea L.J. y Quesad C., 1990. El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **15**, 89-103.
- Flinn D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, **102**, 36-45.
- Frey M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. En: *Low temperature metamorphism* (Frey M. eds.). Blackie, Glasgow, 9-58.
- 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.
- Fuganti A. y Serpagli E., 1968. Geological remarks on Urbana Limestone evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **87**, 511-521.
- Gabaldón V., Garrote A. y Quesada C., 1983. Las Cuencas de Valdeinfierno y Benajafefe (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 Reñión del Grupo de Ossa-Morena, *Temas Geológico Mineros*, IGME, Madrid, 101-137.
- 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.
- Garbutt J.M. y Teyssier C., 1991. Prism  $\langle c \rangle$  slip in the quartzites of the Oakhursts Mylonite Belt, California. *J. Struct. Geol.* **13**, 657-666.
- García Alcalde J.L., Arbizu M.A., Pardo Alonso M.V. y García López S., 1984. El límite Devónico-Carbonífero en el área de Guadalmez-Santa Eufemia (Provs. de Ciudad Real y

- Córdoba, Sierra Morena, España). *I Congr. Geol. España*, **1**, 421-430.
- García Casco A., 1986. *Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del plutón Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada. 303pp.
- García Casco A., y Pascual E., 1987. El plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epional de tipo S. *Geogaceta*, **2**, 56-59
- García Casco A., Pascual E. y Castro A., 1987a. La asociación magmática del batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización. *Geogaceta*, **2**, 59-61
- García Casco A., Pascual E. y Fenoll P., 1987b. Petrology of a cordierite-bearing monzogranite and leucogranite pluto of "Los Pedroches" batholit, Hercynian Massif, Spain. Granites and their surrounding. *Soc. Ital. Mineral Petrol.* 100-101.
- 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.
- García Hidalgo J.F., 1993. Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcuía y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *Geogaceta*, **14**, 57-59.
- Garrote A. y Broutin J., 1979. Le bassin tournaisien de Benajazafe (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 Cardenosa (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.
- Garrote A., Sánchez Carretero R. y Tijero F., 1985. El batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. *V Reun. GOM, Temas Geol. Min.*, 29-39.
- Gill J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York, 390 p.
- Gonçalves F., 1971. Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **18**, 62 pp.
- 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.
- Grand'Eury C., 1877. Flore carbonifère du Département de la Loire et du centre de la France. *Mem. Acad. Sc. Paris*, **2**, 1-624.
- Green T.H. Y Ringwood E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Min. Petrol.*, **18**, 105-162.
- Groth J., 1911. Sur le Primaire de la Sierra Morena. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **150**, 231-232.
- Groth J., 1914. La Sierra Morena. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **158**, 1722-1724
- Grousilles M. y Dixout Chr., 1967. L'association ophiolitique varisque du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). Thèse 3<sup>er</sup> cycle, Orsay, 289 pp.
- Grousilles M., Dixout Chr., Henry B. y Tamain G., 1976. L'alignement basique-ultrabásique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **283**, 1141-1143.
- Guidotti C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. En: *Mics* (Bailey S.W. eds.), *Reviews in Mineralogy 13*, Min. Soc. Am., 357-467.
- Guidotti C.V., Mazzoli C., Sassi F.P. y Blencoe J.G., 1992. Compositional controls on the cell dimensions of 2M<sub>1</sub> muscovite and paragonite. *Eur. J. Min.*, **4**, 283-297.
- Guidotti C.V. y Sassi F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b<sub>0</sub> data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **153**, 363-380.
- Gutiérrez Marco J.C., 1986. *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Uni. Complut. Madrid, 701 pp.
- Gutiérrez Marco J.C., Apalategui O. y Rábano I., 1987. Fósiles ordovícicos del NO de Adamuz (Córdoba): aportación paleobiogeográfica a la concepción del límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena durante el Paleozoico. *Geogaceta*, **3**, 22-24.
- Gutiérrez Marco J.C. y Pineda A., 1988. Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). *II Congr. Geol. España, Granada*, **1**, 91-94.
- Gutiérrez Marco J.C. y Rábano I., 1987. Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. Min.*, **98**(5), 647-669.

- Gutiérrez Marco J.C., Rábano I., Prieto M. y Martín J., 1984. Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, **9**, 287-319.
- Gutiérrez Marco J.C., San José M.A. de y Pieren A. P., 1990. Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy of the Central-Iberian Zone. In R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 160-171.
- Haberfelner E., 1931. Eine revision der Graptolithen der Sierra Morena (Spanien). *Abh. Senck. Natur. Ges.*, **43**(2).
- Hafenrichter M., 1980. The lower upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**(1), 138-148.
- Hammann W., 1976. The Ordovician of the Iberian Peninsula. In: M.G. Basset (Ed.): *The Ordovician System*. Proc. Pal. Ass. Symp. Birminham, 387-409.
- Hammann W., Robardet M., Romano M., Gil Cid M.D., Gutiérrez Marco J.D., Herranz P., Marcos A., Martín J., Peláez J.R., Pérez Estaún A., Prieto M., Rábano I., San José M.A. de, Truyols J., Vegas R., Vilas L., Vilas E. y Villena J., 1982. The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS Publ.*, **11**, 1-47.
- Hammarstrom J. M. y Zen E-an., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. mineral*, **71**, 1297-1313
- Haq B.V. y Van Eysinga F.W.B., 1987. *Geological Time Table*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Harker A., (1909). The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Harland W.B., Armstrong R. L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G. y Smith D. H., 1989. *A geological time scale*. Cambridge Univ. Press, 263 pp.
- Helz R.T., 1976. Phase relations of basalt in their melting ranges at  $P_{H_2O} = 5$  Kb, II, Melt composition. *J. Petrol.*, **17**, 139-193.
- Henke W., 1926. Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Mit einer palaeontologische Mitteilung von A. Born. *Abh. Senckenberg. Naturf. Gesells*, **39**(2), 185-204.
- Herranz P., 1985. El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 1220 pp.
- Herranz P., de San José M.A. & Vilas L., 1977. Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. *Estudios Geol.*, **33**(4): 327-342.
- Hertrich B., 1980. *Étude géologique et minière de la région d'Azuel-Conquista, Cordoue (Espagne)*. Thèse 3<sup>er</sup> cycle Univ. Paris-Sud.
- 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.
- Holloway J.R. y Burnham C.W., 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, **13**, 1-29.
- Houseman G.A., McKenzie D P. y Molnar P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.* **86**, 6115-6132.
- Hudleston P.J., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, **16**, 1-46.
- Insúa M., Carvajal A., Apalategui J., Huerta J. y Matía G. (en prensa) *Mapa de la hoja N° 803 (Castuera) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Insúa M., Palero F., Delgado M. y Frenández J. (en prensa) *Mapa de la hoja N° 860 (Fuencaliente) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Jackson P. y Sanderson D.J., 1992. Scaling of faults displacements from the Badajoz-Cordoba shear zone, SW Spain. *Tectonophysics*, **210**, 179-190.
- Jankauskas T.V., 1989. *Precambrian Microfossils of the USSR*. Akad. Nauk SSSR, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, 191 pp.
- Johnson M.C. y Rutheford M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California.) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Jongmans W.J., 1951. Las floras carboníferas de España. *Estudios Geol.*, **7**, 281-330.

- Julivert M., 1983. El Carbonífero: evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis herciniana. En: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M.Ríos* (J.A. Comba eds.), IGME, Madrid, **1**, 311-337.
- Julivert M., Fontboté J.M., Ribeiro A. y Nabais Conde L.E., 1974. *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: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M.Ríos* (J.A. Comba eds.), IGME, Madrid, **1**, 612-630.
- Julivert M. y Truyols J., 1983. El Ordovícico en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M.Ríos* (J.A. Comba eds.) IGME, Madrid, **1**, 192-246.
- Julivert M., Vegas J.M. Roiz y Martínez Rius A., 1983. La estructura de la parte SE de la Zona Centroibérica, con metamorfismo de bajo grado. En: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M.Ríos* (J.A. Comba eds.), IGME, Madrid, **1**, 477-489.
- Kay R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *J. Volc. Geotherm Res.*, **4**, 117-132.
- Kettel D., 1968. Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien). Münsters. *Forsch. Geol. Paläont.*, **8**, 1-159.
- Kisch H.J., 1987. Correlation between indicators of low-grade metamorphism. In: Frey M (Ed.) *Low temperature metamorphism*. Blackie, Glasgow, 227-300.
- Kisch H.J., 1991. Illite "crystallinity": recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples. *Jour. Met. Geol.*, **9**, 665-670.
- Kohn J. y Spear F.S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Mineral.*, **75**, 89-96
- Kress V.C., Bohlen S.R. y Lindsley D.H., 1985. Experimental calibration of the Fe-Mn exchange between coexisting garnet and ilmenite. *EOS (Trans. Am. Geophys.Un.)*, **66**, 388.
- Kübler B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. du Centre de Recherches de Pau-SNPA*, **2**, 385-397.
- Lacassin R. y Mattauer M., 1985. Kilometer scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. *Nature*, **316**, 739-742.
- Lalieux P., 1982-1983. *Etude pétrologique et géochimique du batholite de Los Pedroches (Sierra Morena, Espagne)*. Thèse 3<sup>er</sup> cycle Univ. Bruxelles, 36 pp.
- Larrea F., 1987. *Estudio geológico del Batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza (Andújar, Jaén)*. Tesis de Licenciatura Univ. País Vasco, 259.
- Larrea F., Carracedo M., Ortega L. y Gil Ibarguchi J., 1995. El stock de Santa Elena (Jaén): una intrusión genéticamente independiente de la asociación magmática del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **20**, 151-156.
- Larrea F., Carracedo M., Ortega L., Gil Ibarguchi J. y Alonso A., 1996a. Procesos de hibridación mantélico-cortical implicados en la génesis del plutón granodierítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España). *Geogaceta*, **20**(3), 582-585.
- Larrea F., Carracedo M., Yusta I., Ortega L. y Gil Ibarguchi J., 1996b. Los diques traquiandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España). *Geogaceta*, **20**(3), 586-589.
- Larrea F., Cueto L.A., Fernández J. y Quesada C.(en prensa) *Mapa de la hoja N° 881 (Villanueva de Córdoba) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- 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.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmidt R, Sorensen H, Streckeisen A, Woolley A.R. y Zanettin B., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- 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. 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. 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.
- 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 Rf/ρ method*. Pergamon Press, Oxford, 99pp.
- 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 Price G.P., 1977. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, **49**, 37-78.
- Lister G.S. y Snoke A.W., 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- 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.
- Lotze F., 1956. Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.
- 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.
- 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.
- Maas R., 1958. *Stratigraphie und Tektonik im Raum Nordöstlich von Cordoba*. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Münster, 201 pp.
- 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.
- Malavieille J., 1987. Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a Cordilleran Metamorphic Core Complex (Raft River Mountains, northwestern Utah). *Tectonics*, **6**, 423-448.
- Mallada L., 1898. Explicación del Mapa Geológico de España, t.III, Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. España*, **21**, 1-405.
- Mallada L., 1902. Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Bélmez. *Bol. Com. Map. Geol. España*, **26**, 1-80.
- Mamet B. y Martínez C., 1981. Late Vissean microfossils of the Las Caleras Bajas limestone. (Córdoba, Spain). *Rev. Esp. Micropaleont.*, **13**(1), 05-118.
- 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.
- Márquez Triguero E., 1961. Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalmez. Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte N del Valle de Los Pedroches. *Est. Geol.*, **17**(3-4), 187-201.
- Martin H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- Martín Ramos J.D. y Rodríguez Gallegos M., 1975. Petrología del borde norte del batolito de Los Pedroches, Venta de Azuel (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, **83**(3), 301-308.
- 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., Arenas R., Díaz F., Rubio F.J., Abatí J. y Marquínez J., 1996. Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal unit of the Ordenes Complex, Galicia NW Spain. *Tectonics*, **15**(1), 106-121.
- 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 Catalán J.R., Pérez Estaún A., Bastida F., Pulgar J.A. y A. Marcos, 1992. La Zona Asturoccidental-Leonesa: estructura. En Gutiérrez Marco, J.C., J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): *Paleozoico inferior de Iberoamérica*. Publ. Univ. Extremadura, 463-468.
- Martínez Poyatos D., Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F., 1995a. Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa-Morena/Central Iberian contact (southwest Iberian Massif). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, série IIa, 609-615.
- Martínez Poyatos D., Simancas J. F., A. Azor y González Lodeiro F., 1995b. 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.
- 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.
- Maxwell y Hower, 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Am. Min.*, **52**, 843-857.
- Mira López M., Santiago L. y Ortega E., 1987. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 834 (San Benito) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 51 pp.
- Mitrofanov F.P. y Timofeev B.V., 1977. *Première étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Leningrad: Institute of Precambrian Geology and Geochronology, 2 pp.
- Moreno F., Vegas R. & Marcos A., 1976. Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdecasas (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Asturica*, **20**(1), 8-16.
- Moya Mejías J.L., Pulido Bosch A. y Díaz Ucha E., 1984. Estudio de acuíferos en rocas ígneas y metamórficas mediante sondeos y calicatas eléctricas. Aplicación al Valle de La Granjuela (Córdoba). *I Congreso Español de Geología*, **4**, 261-275.
- Müller W., 1929. Die Fauna der Frasn-Stufe bei Almadén (Sierra Morena, Spanien). *Abh. Senck. Naturf. Ges.*, **41**(5), 243-282.
- Nicolas A. y Poirier J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley, London, 444 pp.
- Nieto F. y Sánchez Navas A., 1994. A comparative XRD and TEM study of the physical meaning of the white mica "crystallinity" index. *Eur. J. Min.*, **6**, 611-621.
- 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.
- Odin G.S. y Odin C., 1990. Echelle numérique des temps géologiques, mise en jour 1990. *Géochronique*, **35**, 12-21.
- Odriozola J., Peón A. y Vargas I., 1983. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 854 (Zafra) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 57 pp.
- Oen Ing Soen, 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min. Inst. Geol. Min. Esp.* **81**, 271-298.
- Okudaira T., Takeshita T., Hara y Jun-ichi A., 1995. A new estimated of the conditions for transition from basal <a> to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**, 31-46.
- 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.
- Orozco M. y Pascual E., 1975. Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España). *Cuad. Geol.*, **6**, 5-13
- Ortega E. y González Lodeiro F., 1986. La discordancia intra-alcudiense en el dominio meridional de la Zona CentroIbérica. *Breviora Geol. Asturica*, **27**, 27-32.
- Ortuño M.G., 1971. Middle Westfalian strata in South-West Spain. *Comte Rendu 6e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif. (Sheffield, 1967)*, **3**, 1275-1292.
- Orville P.M., 1963. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. J. Sci.*, **261**, 210-237.
- Orvz F., Castelló R. y Martínez del Olmo W., 1976. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 885 (Santisteban del Puerto) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 41 pp.
- Ovtracht A. y Tamain G., 1970. Tectonique en Sierra Morena (Espagne). *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris (Ser. D)*, **270**, 2634-2636



- Palacios T., 1989. Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región central de la Península Ibérica). *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*, 3.
- Palero F.J., 1993. Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudi y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Geol. Min.*, **104**, 3-18.
- Pardo M.V., 1995. El Devónico al sur de Cabeza de Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España). *Geogaceta* **17**, 12-15.
- Pardo M.V. y García Alcalde J. L., 1984. Biostratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. Geol.*, **14**, 79-120.
- Pardo M.V. y García Alcalde J. L., 1996. El Devónico de la Zona Centroibérica. *Rev. Esp. Paleont.*, N° **Extraordinario**, 72-81.
- Parran M., 1871. Aperçu géologique du bassin de Bélmez (Andalusie). *Bull. Soc. Géol. France (2<sup>a</sup> ser)*, **29**, 15-25.
- 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., 1984. El batolito de Los Pedroches en el sector Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. *Mem. Not. Univ. Coimbra*, **97**, 39-50.
- Pascual E., 1985. El complejo anular del S de Villaviciosa de Córdoba (Córdoba, España): datos petrológicos y geoquímicos y relaciones con otras rocas ígneas del área. V Reunión del GOM. *Temas Geol. Min.*, 8-89.
- 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. y Simpson C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- Penha M. y Arribas A., 1974. Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min.*, **85**(3), 271-273.
- Peran M. y Tamain G., 1967. La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris, sér. A*, **265**, 844-847.
- Perchuk L.L., Aranovic L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrent'eva I. V., Gerasimov V.Y.V., Fred'kin V.V., Kitsul V.Y., Karsakov L.P. y Bernikov N.V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan Shiel, eastern Siberia, USSR. *I Metamorphology Geol.*, **3**, 265-310.
- Perejón A., 1984. Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Iber.*, **9**, 213-265.
- Pérez Lorente F., 1971. *Estudio geológico de la Sierra de Los Santos (El Hoyo, Sierra Morena, Córdoba)*. Tesis de Licenciatura, Mem. Ined.
- 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.
- Pillola G.L. y Gutiérrez Marco J.C., 1988. Graptolites du Tremadoc du Sud-ouest de la Sardaigne (Italie). *Geobios*, **21**(5), 553-565.
- Pickerill R.K., Romano M. y Meléndez B., 1984. Arenig trace fossil from the Salamanca area, western Spain. *Geol. J.*, **19**, 249-269.
- Platt J.P. y England P.C., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountains belts: Thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.* **294**, 307-336.
- Poupon G. y Tamain G., 1969. Les "Quartzites Campana" et le Néo-Devonien Est-Marianique (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **268**, 475-478.
- Pownceby M.I., Wall V.J. y O'Neill H.S.C., 1987a. 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., 1987b. Errata. Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contr. Miner. Petrol.*, **97**, 539.
- 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.
- Prost-Dame V., 1980. *Geologie et géologie de la région de Castuera (Badajoz, Espagne)*. Thèse 3<sup>er</sup> cycle Univ. Paris-Sud, 286pp.
- Puschmann H., 1967. Zum Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). *Geol. Rundsch.*, **56**, 528-542.
- Puschmann H., 1970. Eine Palaeogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **120**, 107-118.
- 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 Garrote A., 1983. *Carboniferous geology of the Sierra Morena*. 10<sup>th</sup> International Carboniferous Congress, Guidebook of field trip D, 104 pp.
- Racheboeuf P.R., Lethiers F., Babin C., Rolfe W.D.I. y Marez E., 1986. Les faunes du Dévonien supérieur d'Alange (province de Badajoz. Sud-Ouest de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, 12-13(1-2), 37-47.
- Ramírez J., Castelló R. y Armengot J., 1973. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 923 (Córdoba) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 42 pp.
- Rapp R.P. y Watson E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *J. Petrol.*, 36, 891-931.
- Rapp R.P., Watson E.B. y Miller C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Prec. Res.*, 51, 1-25.
- Rausell-Colom J.A., Wiewióra A. y Matesanz E., 1991. Relationship between composition and  $d_{001}$  for chlorite. *Am. Min.*, 76, 1373-1379.
- Redlin K., 1955. Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Naturwiss. Fak.Univ. Münster*, 1-192.
- Riba O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sediment. Geol.*, 15, 213-233.
- Ribeiro A., 1974. Contribution a l'étude tectonique de Tras Os Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Port. Nova Serie*. Lisboa, 1-168.
- Richter P., 1967. Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andres (östliche Sierra Morena, Spanien). *Münsters. Forsch. z. Geol. u. Palaeont.*, 3, 1-144.
- Ríos L. y Ríos S., 1974. Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al S de Despeñaperros, prov. de Jaén. *Bol. Geol. Min.*, 85, 525-527
- Ríos S., 1977. *Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena-Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Madrid, 1-271.
- Robardet M., 1976. L'originalité du segment hercynien sub-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans lo Nord de la Province de Séville (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, série D*, 283, 999-1002.
- Robardet M., 1981. Late Ordovician tikkites in the Iberian Peninsula. In Hamberg, M.J. & W.B. Harland (Eds.): *Earth pre-Pleistocene glacial record*. Canbrige Univ. Press, 585-589.
- Robardet M. y Doré F., 1988. The late Ordovician dynamic formations from southwestern Europe: North Gondwana glaciomarine deposits.
- Roda J., 1986. Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del Rio Salor (Cáceres). *Geogaceta, Soc. Geol. Esp.* 1, 13-15.
- Rodríguez-García S. y Soto F., 1979. Nuevos datos sobre los corales rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso. *Est. Geol.*, 35, 345-354.
- Rodríguez Pevida L., Mira M. y Ortega E., 1990. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 833 (Hinojosa del Duque) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 57 pp.
- Roiz J.M., 1979. *La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrica superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid, 1-254
- Sánchez Cela V y Aparicio A. 1969-70. Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares. *Bol. Geol. Min.* 80(4).
- 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.
- Sánchez Cela V. y Gabaldón V., 1978. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 832 (Monterrubio de la Serena) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 29 pp.
- Sánchez Pérez J.M., 1986. *Contribución a la mineralogía, petrología y geoquímica del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco*. Tesis de Licenciatura Univ. País Vasco,

176pp.

San José M.C. de, Pieren A. P., J.F. García Hidalgo, L. Vilas, P. Herranz, J.R. Peláez y A. Perejón, 1990. Ante-Ordovician Stratigraphy of the Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer & E. Martínez García eds.). Springer Verlag, Berlin-Heidelberg: 147-159.

Sassi F.P. y Scolari A., 1974. The  $b_0$  value of the potassium white micas as a barometer indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *Contr. Min. Petrol.*, **45**, 143-152.

Saupe F., 1971. La série ordovicienne et Silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. In: *Colloque Ordovicien-Silurien Brest, Mem. B. R. G. M.*, **73**, 355-365

Saupe F., 1973. La géologie gisement de mercure d'Almadén. *Sciences de la terre*, **29**, 1-342.

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 Eguliz 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.

Scholz C.H., 1980. Shear heating and the state of stress on faults. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6174-6184.

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.

Soldevilla J., 1992. *Estudio geológico-estructural de los materiales precámbricos y paleozoicos entre la sierra de San Pedro y la depresión del Guadiana (provincias de Cáceres y Badajoz). Sector límite entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena*. Tesis Doctoral Univ. Autónoma Barcelona: 1-274.

Soto J.I. y Soto V.M., 1995. PTMAFIC: software packaged for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. *Computers & Geosciences*, **21**(5), 619-652.

Steidtmann JR y Schmitt J.G., 1988. Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned thrust terrains. En: *New perspectives in basin analysis* (Kleinspehn K. y Paola C. eds.), Springer-Verlag, New York, 353-366.

Stille, H., 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, 443 pp.

Tamain G., 1971. L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne. *Mém. B. R. G. M.*, **73** (Colloque Ordovicien-Silurien Brest 1971), 403-416.

Tamain G., 1972. *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 870 pp.

Teixeira C. 1955. *Notas sobre Geología de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*. Emp. Lit. Flumiense, Lisboa, 50 pp.

Teixeira, C., 1979. Le Précambrien portugais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, **56**: 228-230.

Tena-Dávila Ruiz M., Corretge L.G., Granados L., Gil Gil D., Gutiérrez, J. C., Ruiz García, C. y Barón J.M<sup>a</sup>, 1982. *Mapa y memoria explicativa de la hoja N° 704 (Cáceres) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 53 pp.

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.

Tijero F., 1983. *El batolito de los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba (Córdoba)*. Tesis de Licenciatura Univ. País Vasco, 66pp

Tommasi A., Vauchez A., Fernandes L.A.D. y Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, **13**.

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.

Vergés J., 1983. Estudio del complejo vulcano-sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del sinclinal de Almadén (Ciudad Real). En: *Geología de*

España, *Libro Jubilar de J.M.Ríos* (J.A. Comba eds.), IGME, Madrid, 3, (Contribuciones sobre temas generales).

Vidal G., Jensen S. y Palacios T., 1994a. Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian strata in central Spain. *Geol. Mag.*, **131**, 169-179.

Vidal G., Palacios T., Gámez-Vintaned J. A., Díez Balda M.A. y Grants S., 1994b. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geol. Mag.*, **131**(6), 729-765.

Warr L.N. y Rice H.N., 1994. Interlaboratory standarization and calibration of clay mineral "crystallinity" and crystallite size data. *Jour. Met. Geol.*, **12**, 141-152.

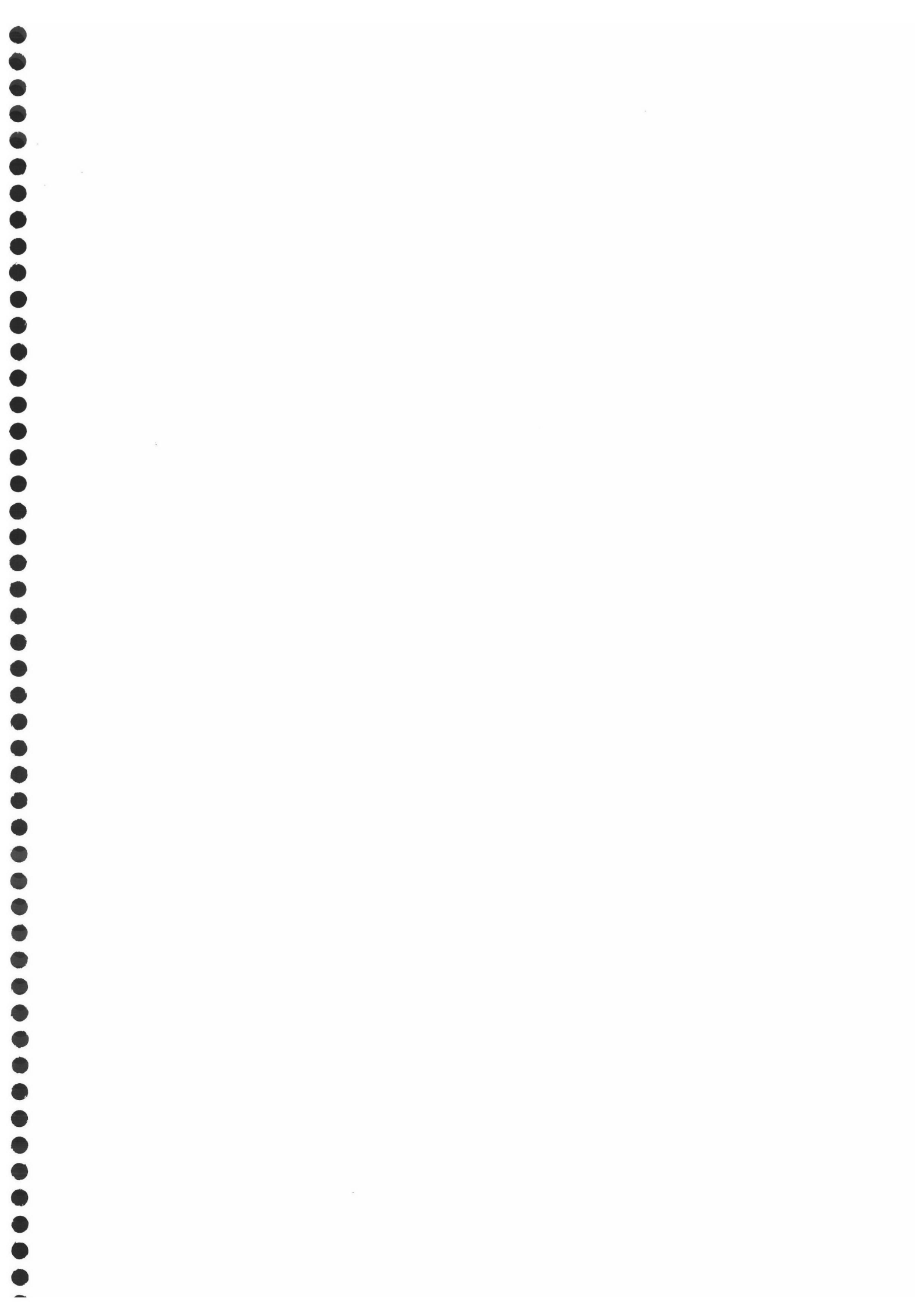
Watkinson A.J., 1975. Multilayer folds initiated in bulk plain strain, with the axis of no change perpendicular to the layering. *Tectonophysics*, **28**, T7-T11.

Weisflog J. D., 1963. Stratigraphie des Untercarbons in der Mulde von Belmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien). *Tesis Heidelberg*.

York D., 1969. Least squares fitting of a straing line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, **5**, 320-324.

Zamarreño I., 1978. Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico en España. En: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*, tomo homenaje a I. Parga Pondal, ed. Del Castro (La Coruña), 287-311.

Zen E-An 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.*, **27**, 1095-1117.



## ANEXO DE SITUACIÓN DE MUESTRAS

Muestras para el estudio geoquímico y geocronológico

SIGLA	HOJA 1:50000	COORD. U.T.M.
D-155	USAGRE	29S QC 509 519
D-156	USAGRE	29S QC 511 521
D-157	USAGRE	29S QC 515 525
D-158	USAGRE	29S QC 515 525
D-159	USAGRE	29S QC 515 525
D-160	USAGRE	29S QC 555 640
D-161	USAGRE	29S QC 555 640
D-162	HORNACHOS	29S QC 546 717
D-164	HORNACHOS	29S QC 523 834
D-168	HORNACHOS	29S QC 523 834
D-169	HORNACHOS	29S QC 528 839
D-170	HORNACHOS	29S QC 528 839
D-171	HORNACHOS	29S QC 528 839
D-172	HORNACHOS	29S QC 528 839
D-173	OLIVA DE MERIDA	29S QC 491 866
D-174	OLIVA DE MERIDA	29S QC 491 866
D-175	OLIVA DE MERIDA	29S QC 491 866
D-176	OLIVA DE MERIDA	29S QC 490 885
D-177	ZALAMEA DE LA SERENA	30S TH 531 739
D-178	ZALAMEA DE LA SERENA	30S TH 541 737
D-179	ZALAMEA DE LA SERENA	30S TH 564 751
D-180	ZALAMEA DE LA SERENA	30S TH 564 751
D-181	AZUAGA	30S TH 728 425
D-207	OLIVA DE MERIDA	29S QC 453 905
D-208	OLIVA DE MERIDA	29S QC 453 905
D-209	OLIVA DE MERIDA	29S QC 453 905

D-210	OLIVA DE MERIDA	29S QC 462 893
D-211	OLIVA DE MERIDA	29S QC 491 865
D-212	OLIVA DE MERIDA	29S QC 491 865

Muestras para el estudio mediante difracción de rayos X

SIGLA	HOJA 1:50000	COORD. U.T.M.
D-14	MAGUILLA	30S TH 555 646
D-15	MAGUILLA	30S TH 613 635
D-16	HORNACHOS	29S QC 575 789
D-23	MAGUILLA	30S TH 725 560
D-66a	ESPIEL	30S UH 271 377
D-66b	ESPIEL	30S UH 271 377
D-67	ESPIEL	30S UH 277 385
D-68	ESPIEL	30S UH 316 349
D-69a	MONTERRUBIO DE LA SERENA	30S TH 908 694
D-69b	MONTERRUBIO DE LA SERENA	30S TH 908 694
D-70a	MONTERRUBIO DE LA SERENA	30S TH 904 691
D-70b	MONTERRUBIO DE LA SERENA	30S TH 904 691
D-71	ESPIEL	30S UH 351 284
D-72a	ESPIEL	30S UH 351 288
D-72b	ESPIEL	30S UH 351 288
D-73	ESPIEL	30S UH 350 290
D-74	ESPIEL	30S UH 355 291
D-75	ESPIEL	30S UH 352 306
D-76	ESPIEL	30S UH 346 317
D-77a	ESPIEL	30S UH 348 327
D-77b	ESPIEL	30S UH 348 327
D-78	ESPIEL	30S UH 332 336
D-79	ESPIEL	30S UH 311 358
D-80	ESPIEL	30S UH 274 389
D-81	ESPIEL	30S UH 274 378

D-55	ESPIEL	30S UH 132 291
D-58	VALSEQUILLO	30S TH 830 488
D-61	ESPIEL	30S UH 176 348
D-127	ESPIEL	30S UH 210 319
D-136	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S UH 002 360
D-141	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 975 370
D-143	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S UH 024 349
D-146	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 862 410
D-149	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 934 365
AA-357	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 852 381
AA-358	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 853 382
AA-359	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 953 383
AA-360	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 853 383
AA-361	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 854 384

Afloramientos del análisis de la deformación interna

SIGLA	HOJA 1:50000	COORD. U.T.M.
1	HORNACHOS	29S QC 547 723
2	HORNACHOS	30S TH 394 721
3	HORNACHOS	29S QC 518 780
4	HORNACHOS	29S QC 453 812
5	HORNACHOS	30S TH 405 758
6	HORNACHOS	29S QC 554 822
7	HORNACHOS	29S QC 558 818
8	HORNACHOS	29S QC 529 827
9	HORNACHOS	29S QC 524 835
10	HORNACHOS	29S QC 526 841
11	HORNACHOS	29S QC 533 831
12	OLIVA DE MERIDA	29S QC 522 855
13	OLIVA DE MERIDA	29S QC 536 847
14	OLIVA DE MERIDA	29S QC 457 867



15	OLIVA DE MERIDA	29S QC 599 854
16	OLIVA DE MERIDA	29S QC 601 847
D-19	VALSEQUILLO	30S TH 801 503
D-20	MAGUILLA	30S TH 795 507
D-21	VASSEQUILLO	30S TH 806 502
D-58	VALSEQUILLO	30S TH 830 488
Per	VALSEQUILLO	30S TH 824 597
V-P	ESPIEL	30S UH 351 290
Mc-257	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 809 388
Or-Hy	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 985 349
Tr-501	ESPIEL	30S UH 302 264
D-152	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 976 446

Muestras de anfíbolitas analizadas con microsonda electrónica

SIGLA	HOJA 1:50000	COORD. U.T.M.
D-31	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 872 387
D-32	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 885 375
D-32'	PEÑARROYA-PUEBLONUEVO	30S TH 885 375

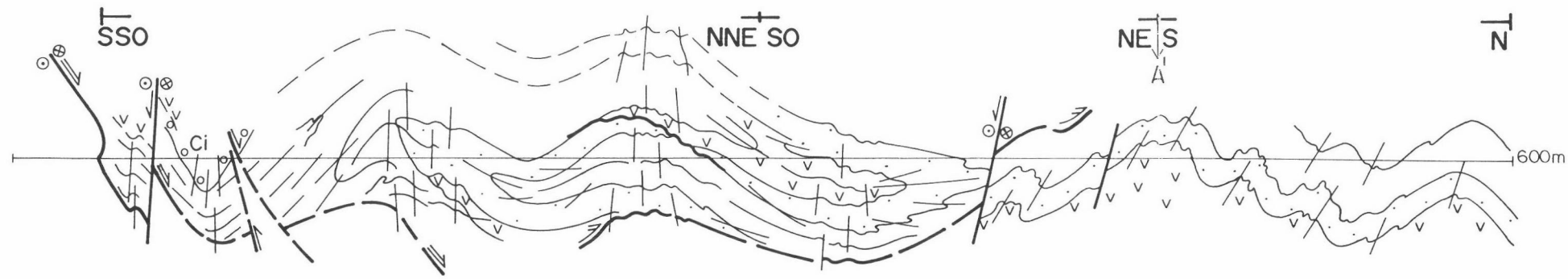


Biblioteca Universitaria de Granada

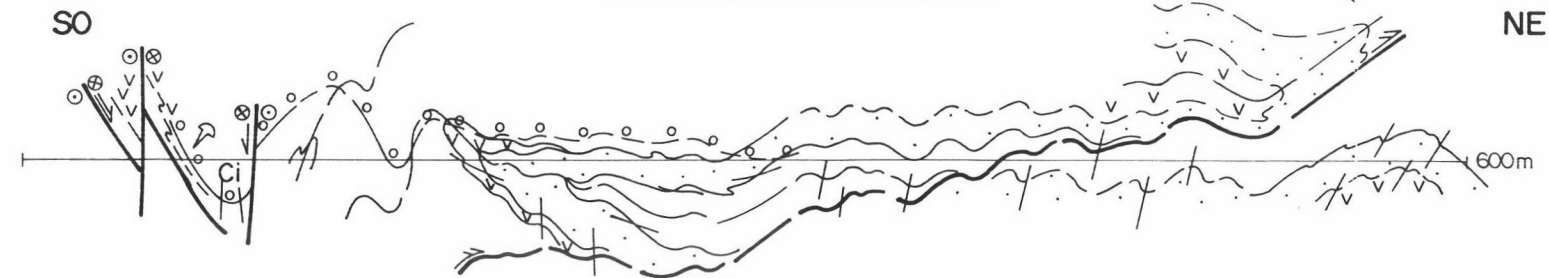


01052994

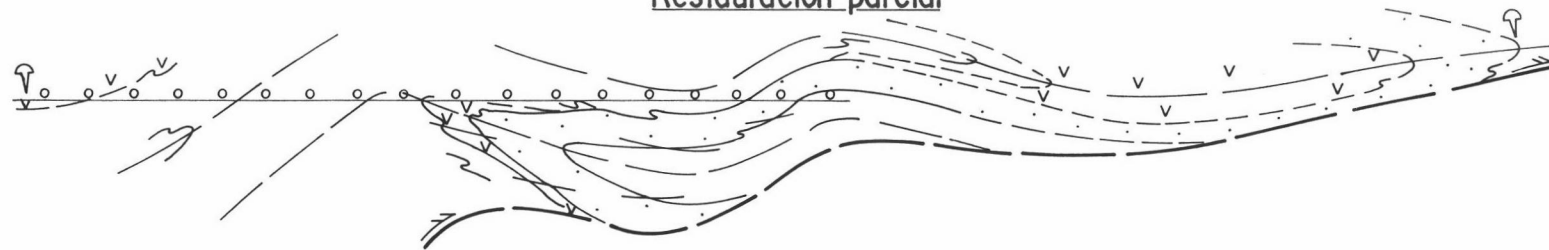
### CORTE GEOLÓGICO A-A'-A''



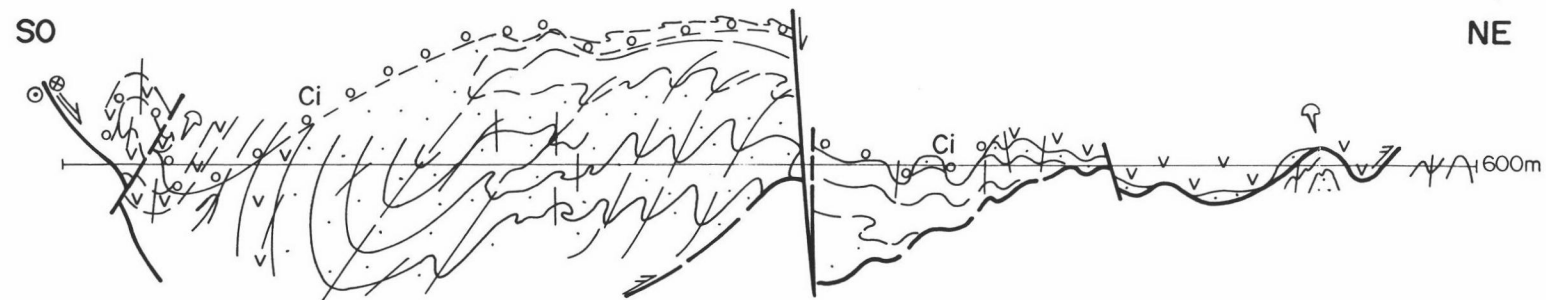
### CORTE GEOLÓGICO B-B'



#### Restauración parcial



### CORTE GEOLÓGICO C-C'



#### Restauración parcial



## CORTES GEOLÓGICOS DE LA UNIDAD ALÓCTONA

(su situación se encuentra en el mapa de la unidad alóctona)

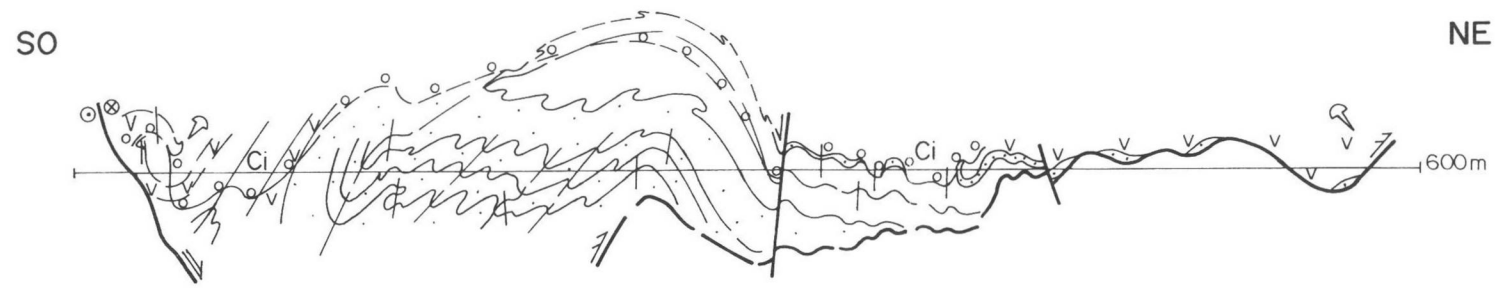
#### Leyenda

- Cm Conglomerados, areniscas, pizarras y niveles carbonosos (Westfaliense)
- Cim Conglomerados, areniscas, pizarras y calizas (Viseense superior-Namuriense)
- Ci Pizarras y areniscas de facies "Culm" (Carbonífero inferior)
- Cuarzitas, pizarras y calizas (Devónico)
- Orm Orm: micaesquistos y cuarzoesquistos
- Or Or: Cuarzitas y esquistos
- Pizarras y areniscas (Fm. Villares: Cámbrico inferior-medio)
- Areniscas y conglomerados (Fm. Torreárboles: Cámbrico inferior)
- Rocas volcánicas, grauvacas y esquistos (Fm. Malcocinado: Vendicense-Cámbrico?)
- Granito de El Escribano
- Esquistos y pizarras oscuros, anfibolitas, ortoneises y cuarzitas negras (Serie Negra: Rifeense-Vendicense)
- Falla izquierda-normal del Matachel
- Cabalgamiento basal de la unidad alóctona
- + + Complejo ígneo de Los Ojuelos

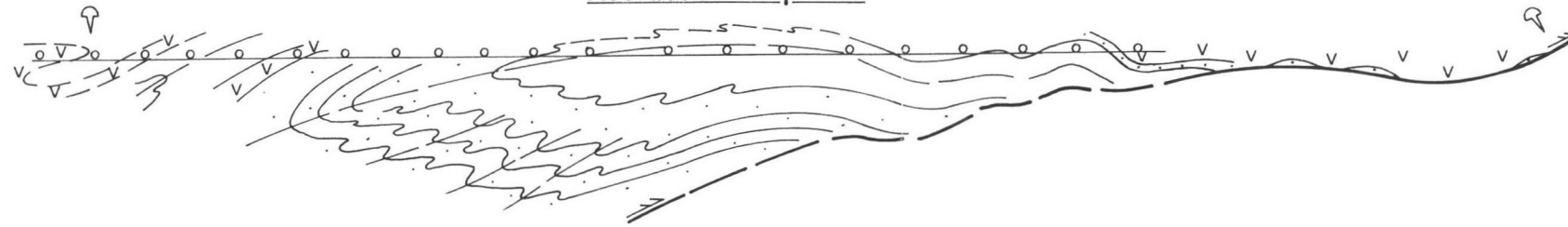
(Ordovícico-Silúrico)

0 km 5  
H=V

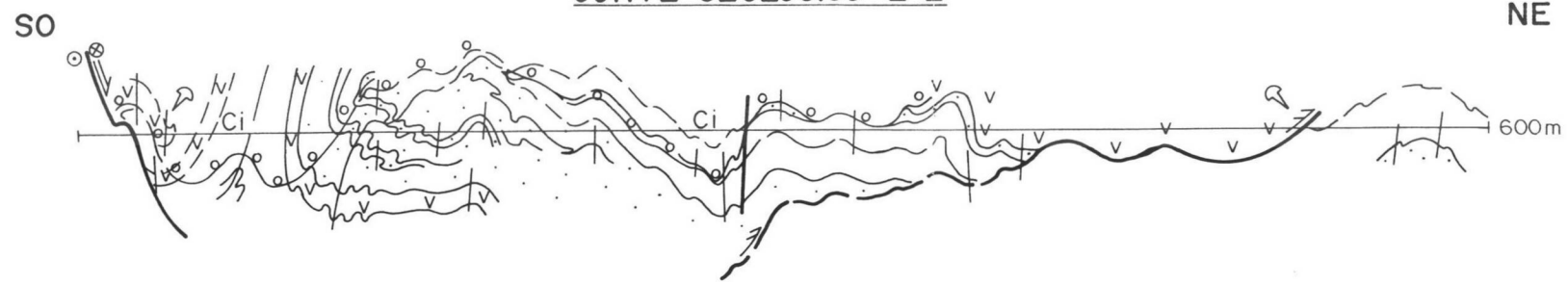
CORTE GEOLÓGICO D-D'



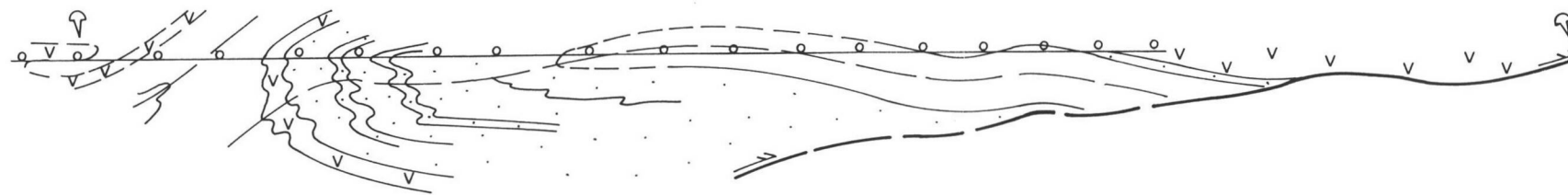
Restauración parcial



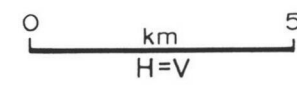
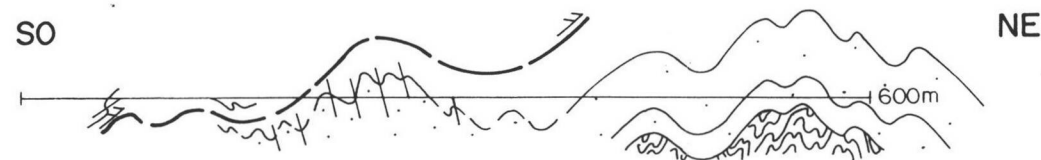
CORTE GEOLÓGICO E-E'



Restauración parcial

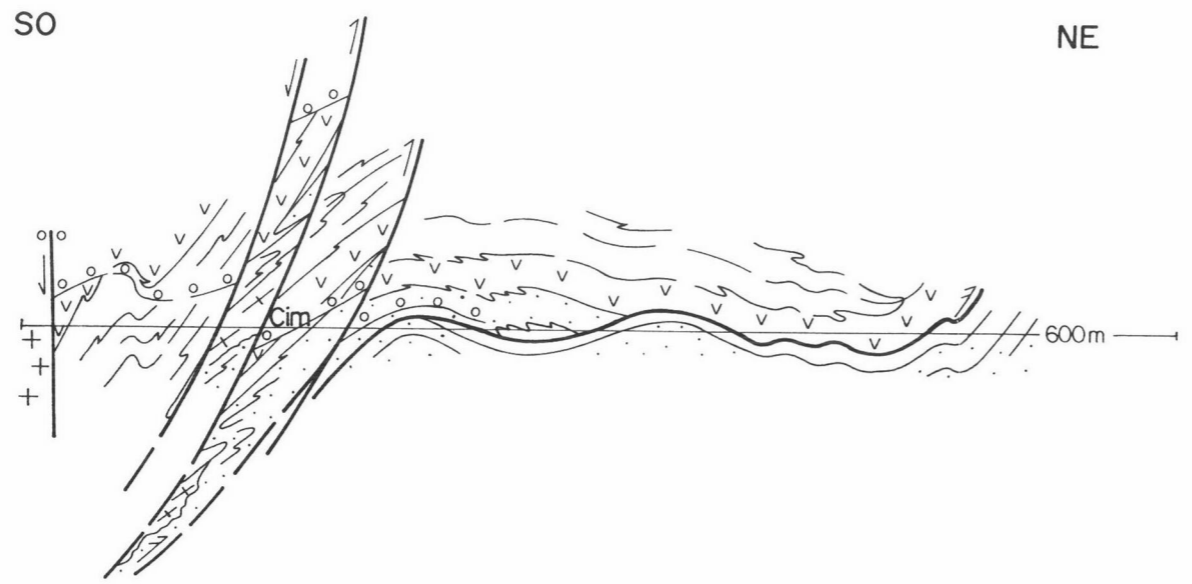


CORTE GEOLÓGICO F-F'

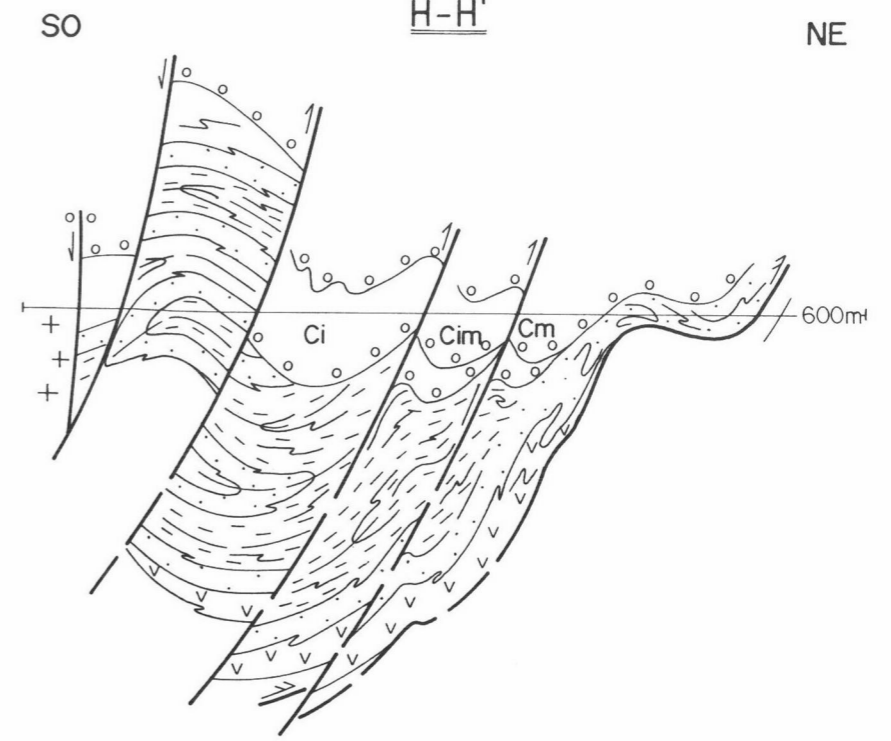


CORTES GEOLÓGICOS

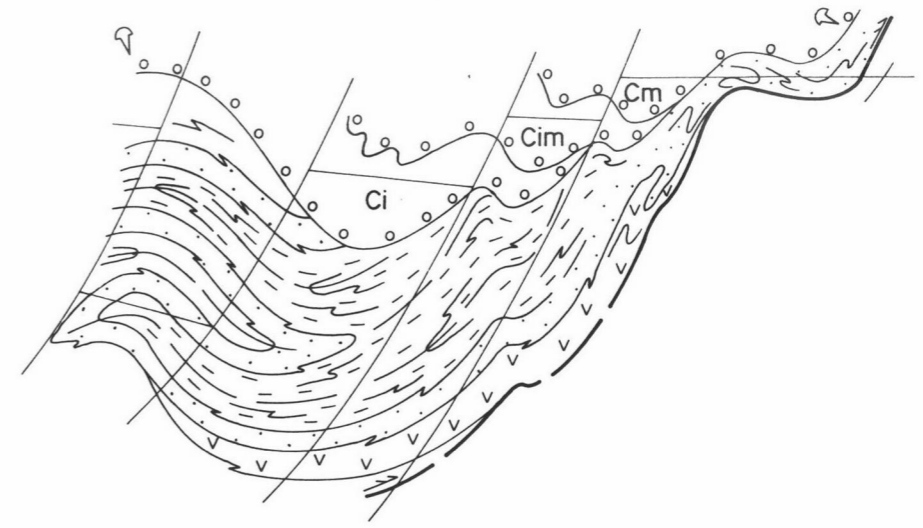
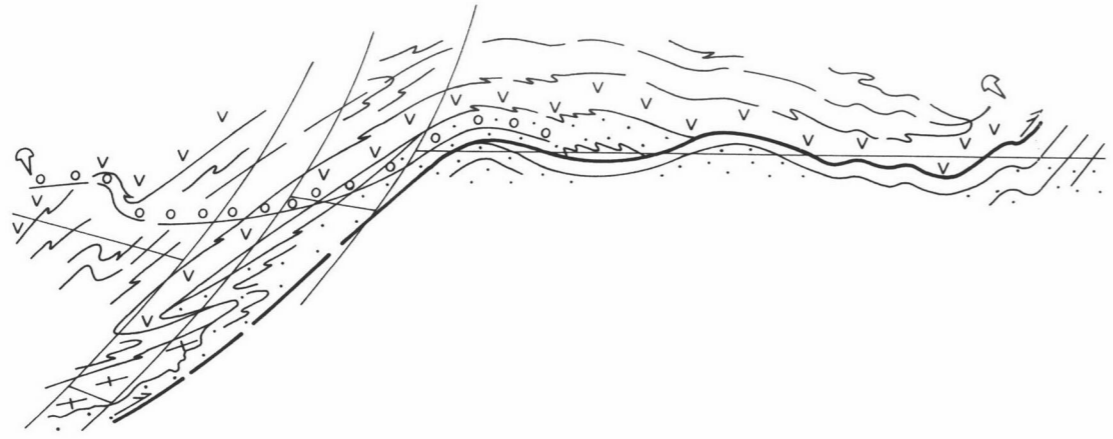
G-G'



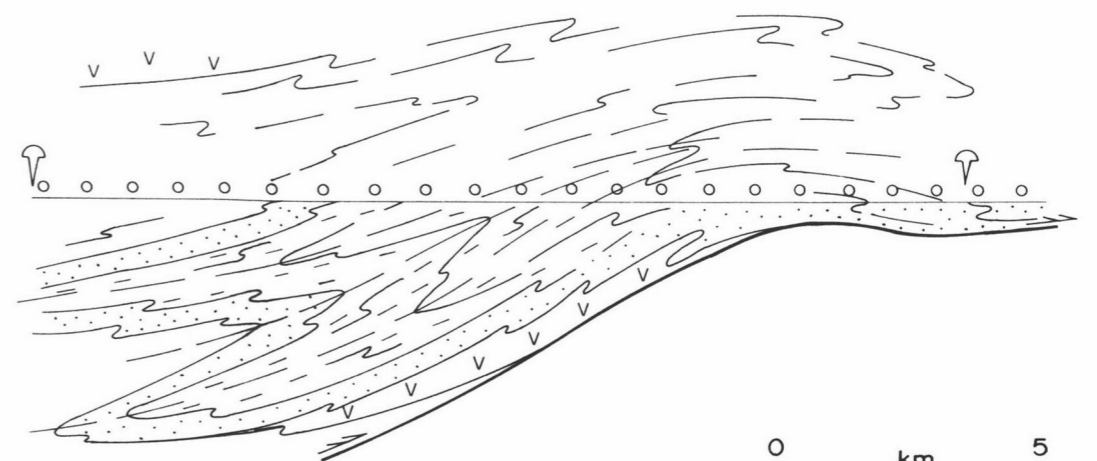
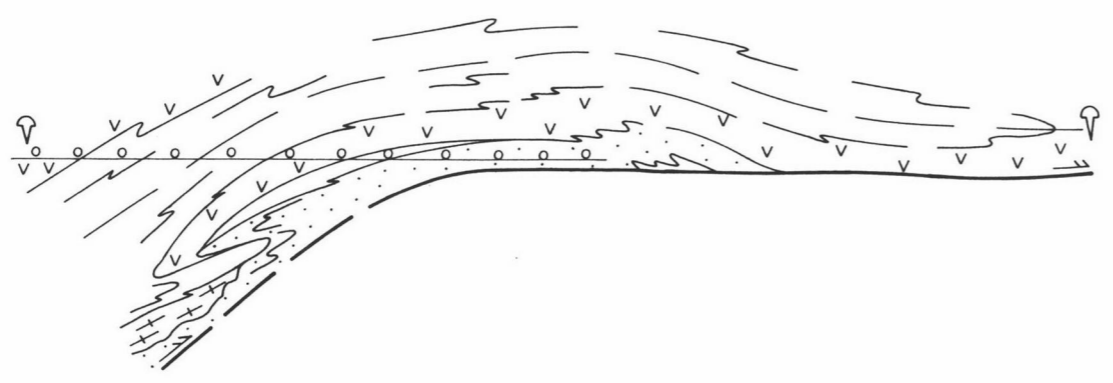
H-H'

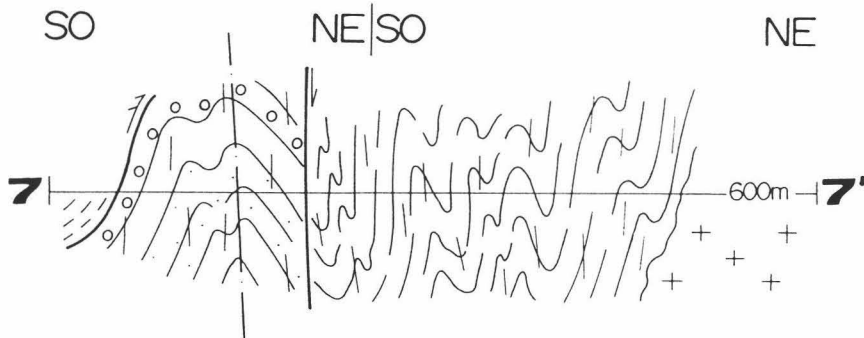
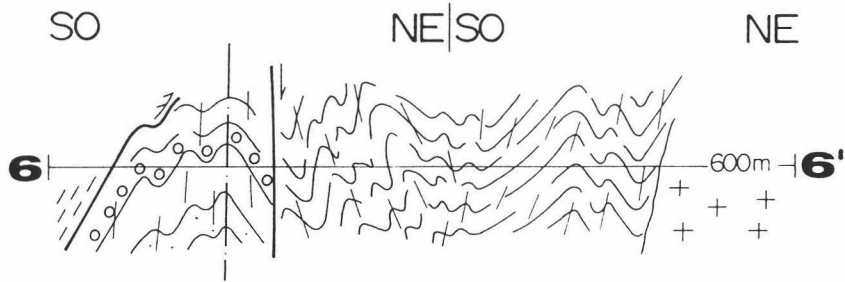
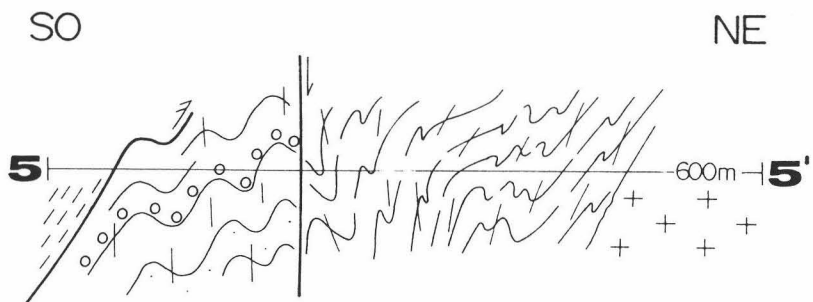
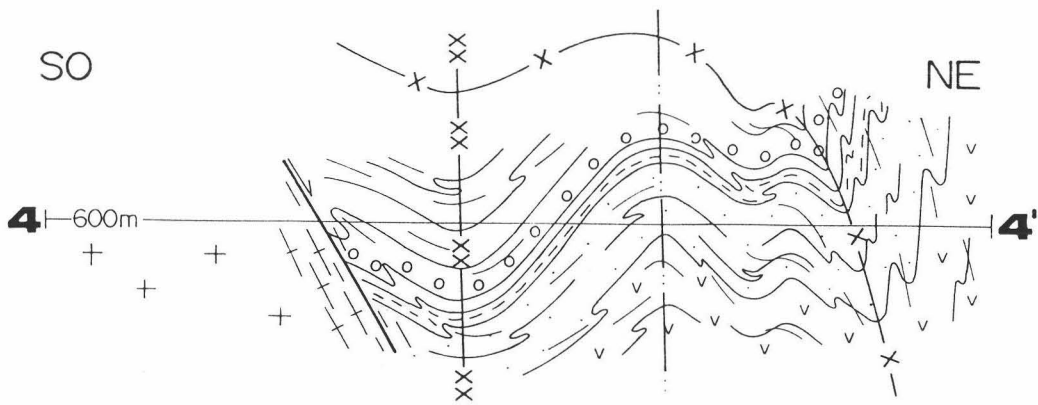


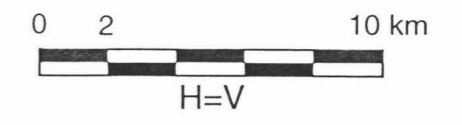
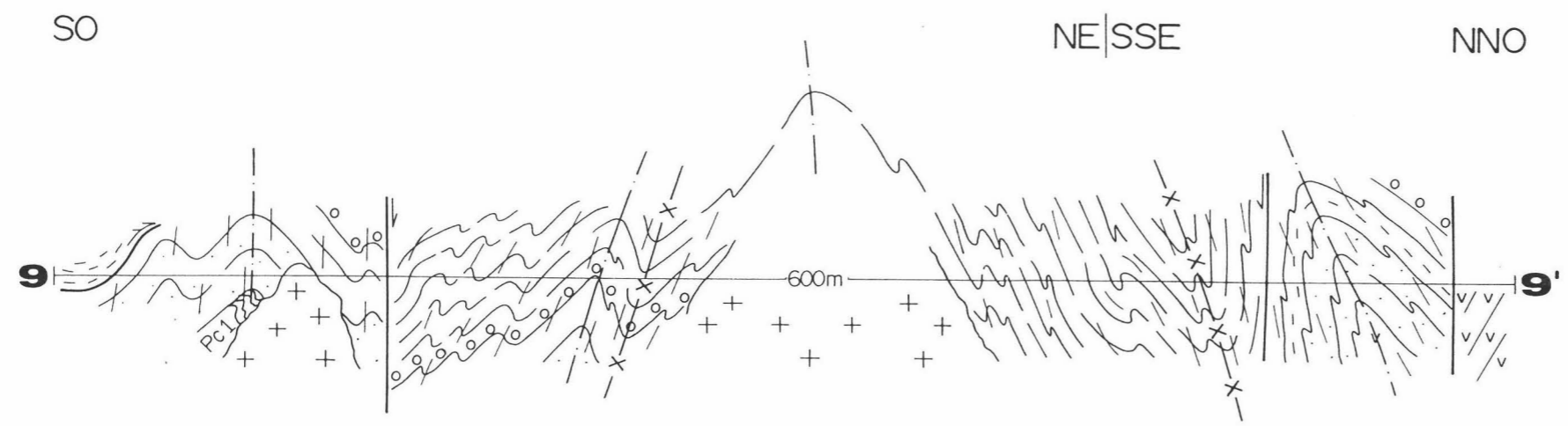
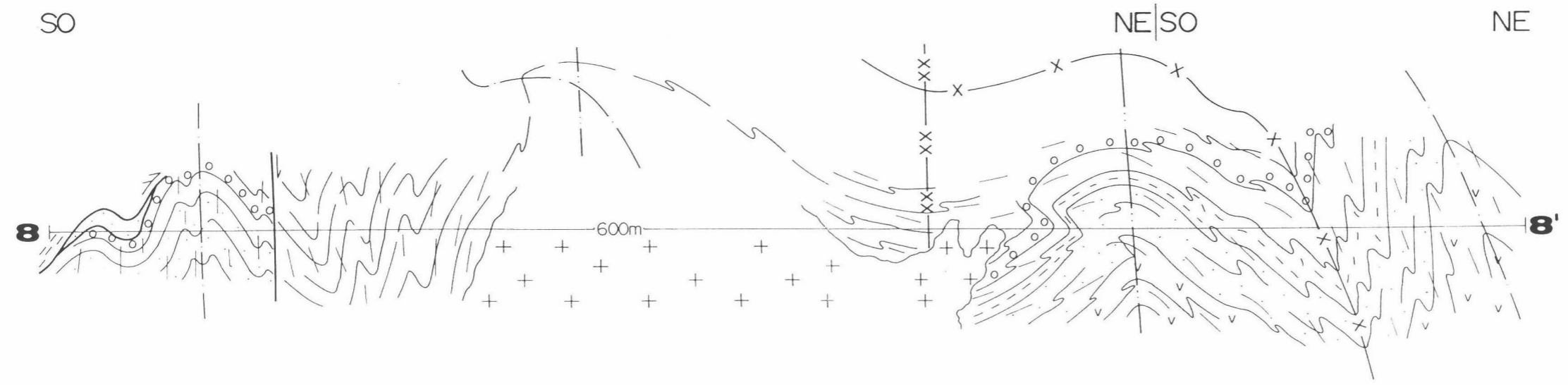
Restauración de las Fallas Tardías



Restauración de los Pliegues Rectos

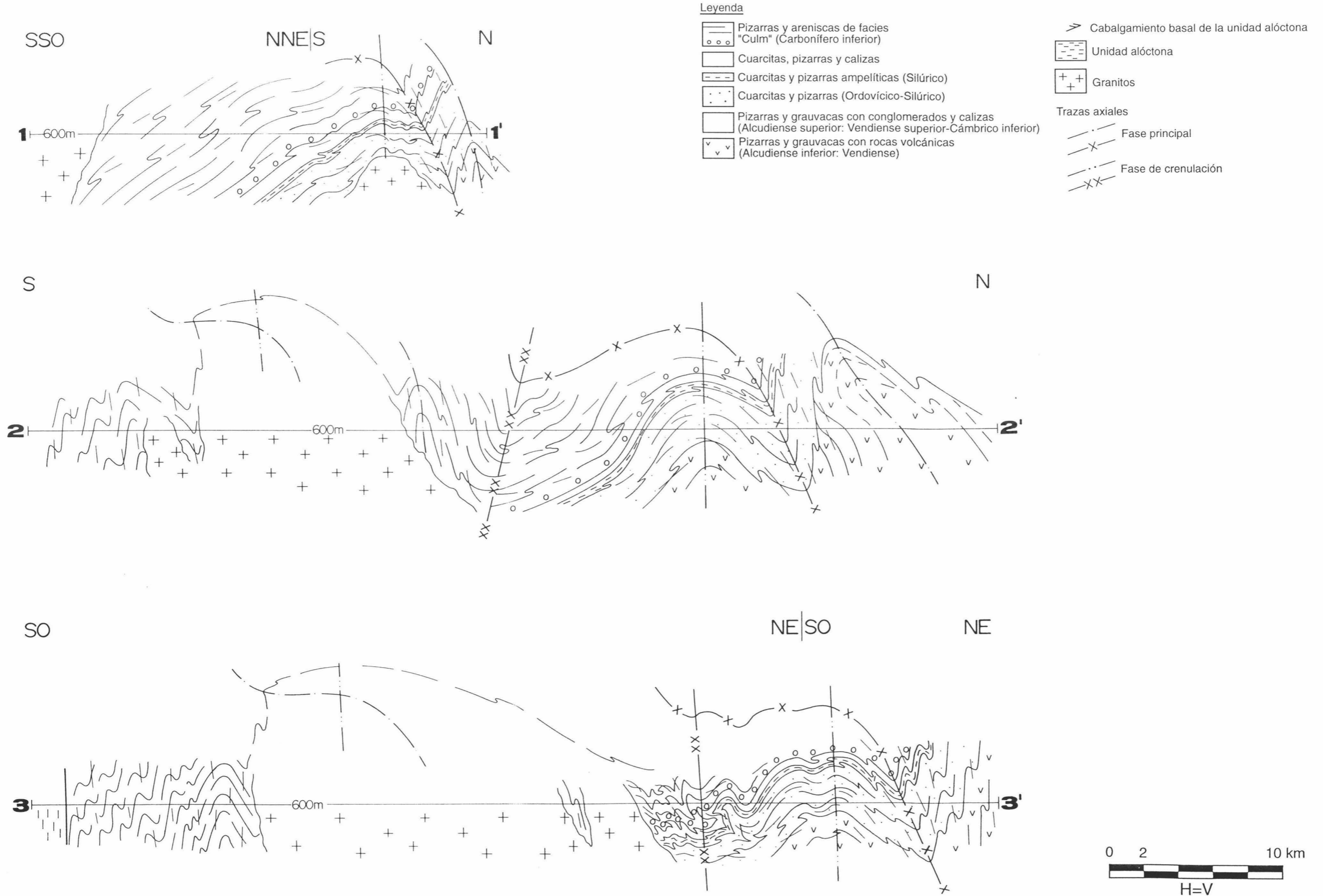






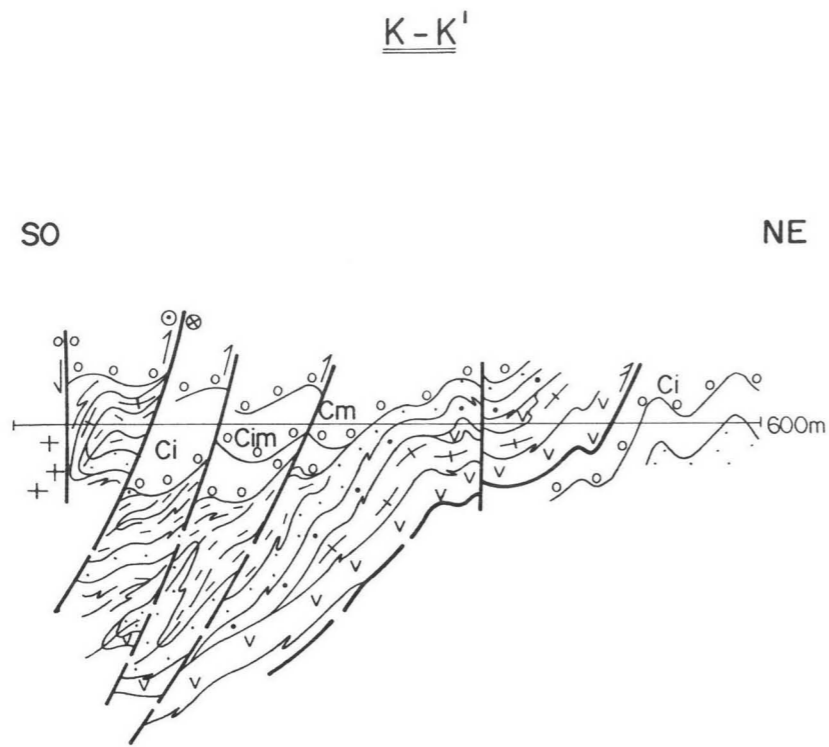
# CORTES GEOLÓGICOS DE LA UNIDAD PARAAUTOCTONA

(situación en fig. IV.7)

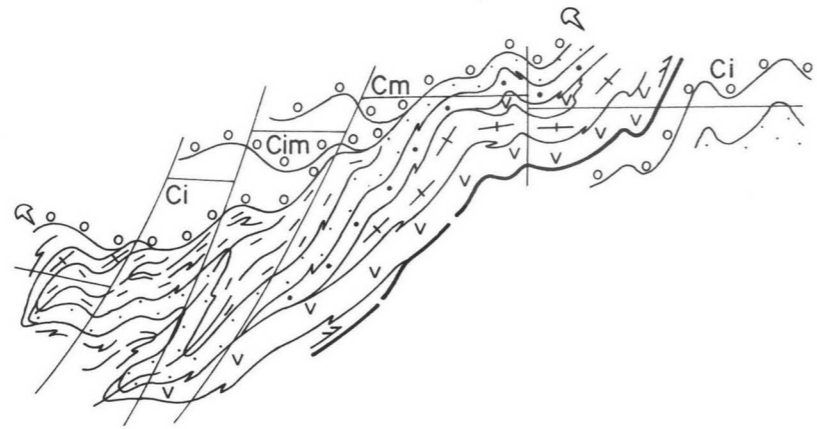




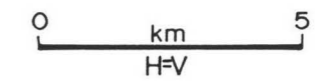
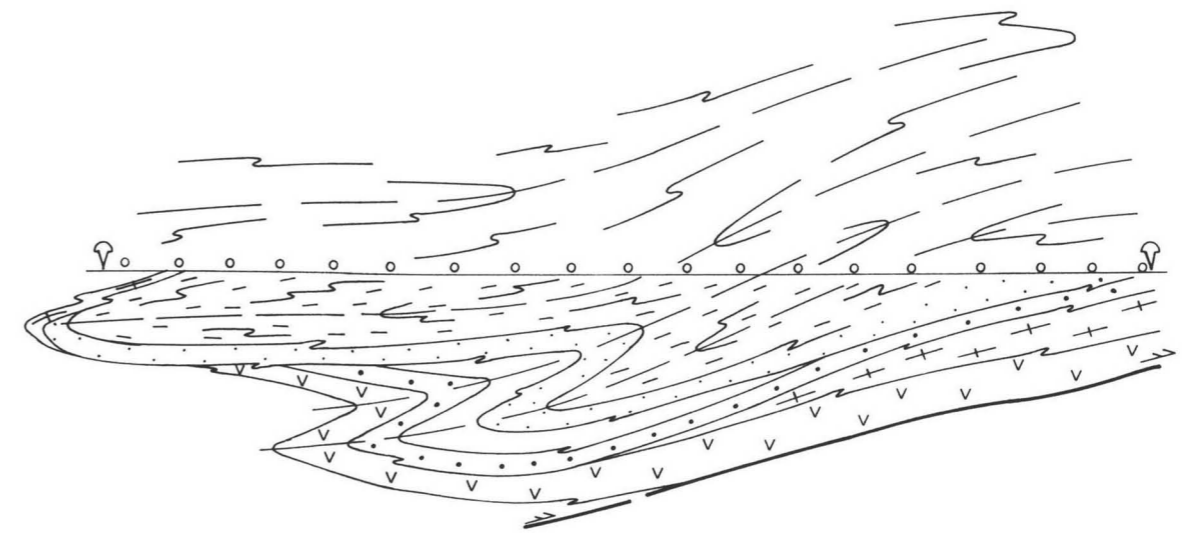
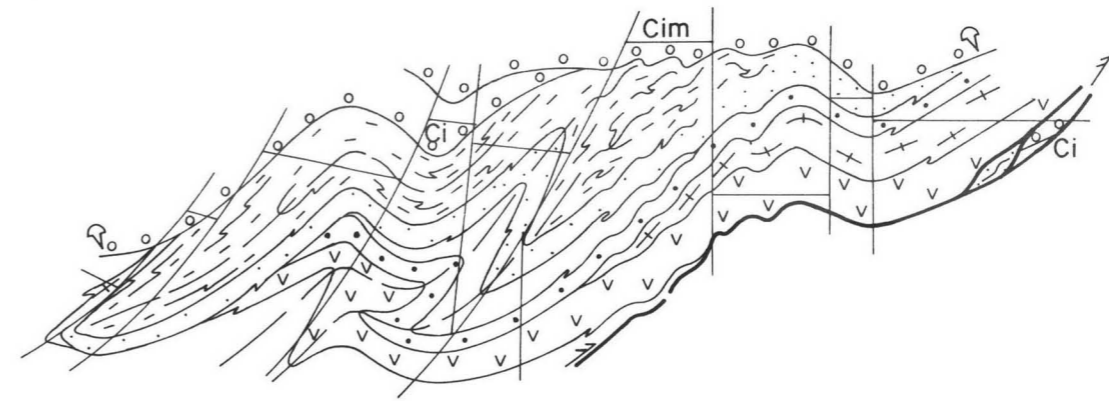
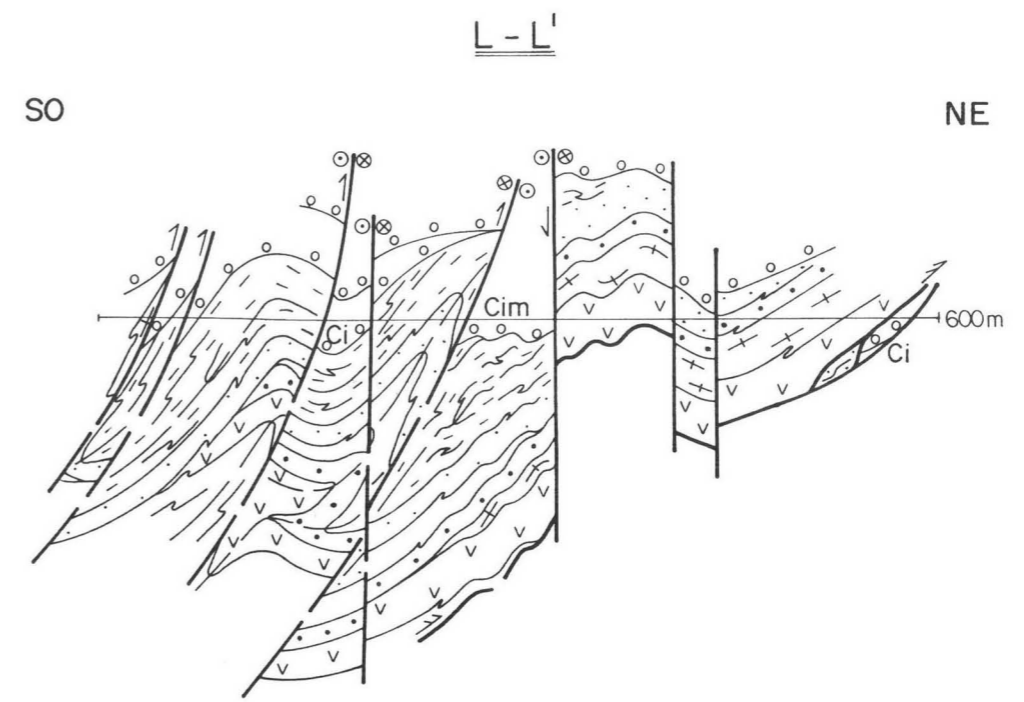
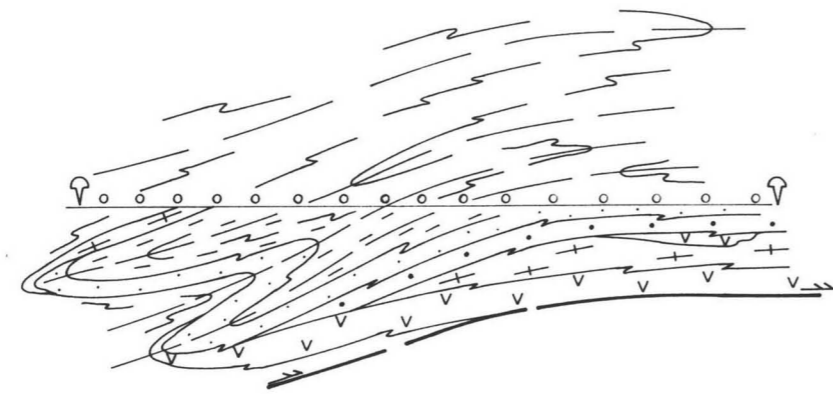
CORTES GEOLÓGICOS



Restauración de las Fallas Tardías



Restauración de los Pliegues Rectos



# MAPA GEOLÓGICO DE LA UNIDAD ALÓCTONA DEL DOMINIO LUSITANO-ALCÚDICO (ZONA CENTROIBÉRICA)

Por David Jesús Martínez Poyatos (1997)

## Rocas post-paleozoicas

- O** Limos, arenas y conglomerados de fondo de valle (Cuaternario)
- TO** Arcillas, areniscas y conglomerados (Terciario-Cuaternario)

## Unidad Central

- UC** Metasedimentos, ortoneises y anfíbolitas

## Rocas ígneas carboníferas

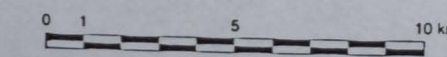
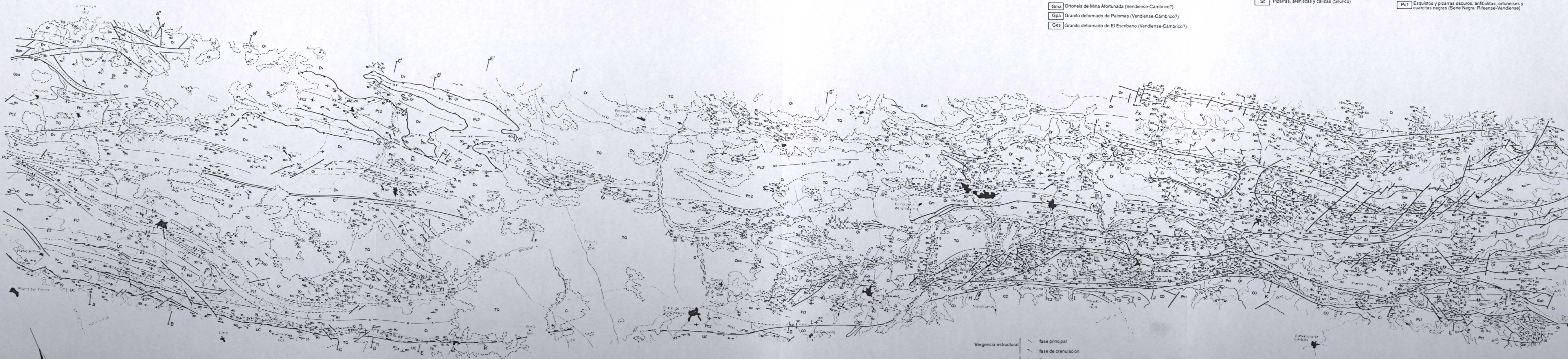
- Gva** Granito de Valsequillo
- Gar** Granito de los Arenales
- CO** Complejo de los Ojuelos

## Rocas ígneas pre-carboníferas

- Gat** Leucogranitos y ortoneises de El Álamo (Ordovícico?)
- Gma** Ortoneises de Mina Alortunada (Vendense-Cámbrico?)
- Gpa** Granito deformado de Palomas (Vendense-Cámbrico?)
- Ges** Granito deformado de El Escribano (Vendense-Cámbrico?)

## Zona Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdic)

- Cm** Conglomerados, areniscas, pizarras y niveles carbonosos (Westfaliense)
- Cim** Conglomerados, areniscas, pizarras y calizas (Viseense superior-Namuriense)
- Cl** Pizarras y areniscas de facies "Culm" (Carbonífero inferior)
- Dv** Cuarcitas, pizarras y calizas (Devónico)
- St** Pizarras, areniscas y calizas (Silúrico)
- Or** micaesquistos y cuarzoesquistos (Ordovícico)
- Orm** Or: Cuarcitas y esquistos
- Cbm** Pizarras y areniscas (Fm. Villares: Cámbrico inferior-medio)
- Cb1** Areniscas y conglomerados (Fm. Torreárboles: Cámbrico inferior)
- Pc2** Rocas volcánicas, grauwacas y esquistos (Fm. Malcocinado: Vendense-Cámbrico?)
- Pc1** Esquistos y pizarras oscuras, anfíbolitas, ortoneises y cuarcitas negras (Serie Negra: Rifeense-Vendense)



Base topográfica. Servicio Geográfico del Ejército  
Equidistancia entre curvas: 200 metros

- Contacto concordante o intrusivo
- - - Contacto disconforme
- · - · - Contacto discordante
- Falta
- Falta de salto en dirección
- Falta normal
- Falta izquierda-normal del Matachel
- Falta inversa
- Cabalgamiento

- Vergencia estructural ↘ fase principal
- ↙ fase de crenulación
- Lineación de intersección y ejes de pliegues ↘ fase principal
- ↙ fase de crenulación
- Lineación de estiramiento ↘
- Estrías de falla ↘
- Estratificación ↘
- Foliación principal ↘
- Foliación de crenulación ↘

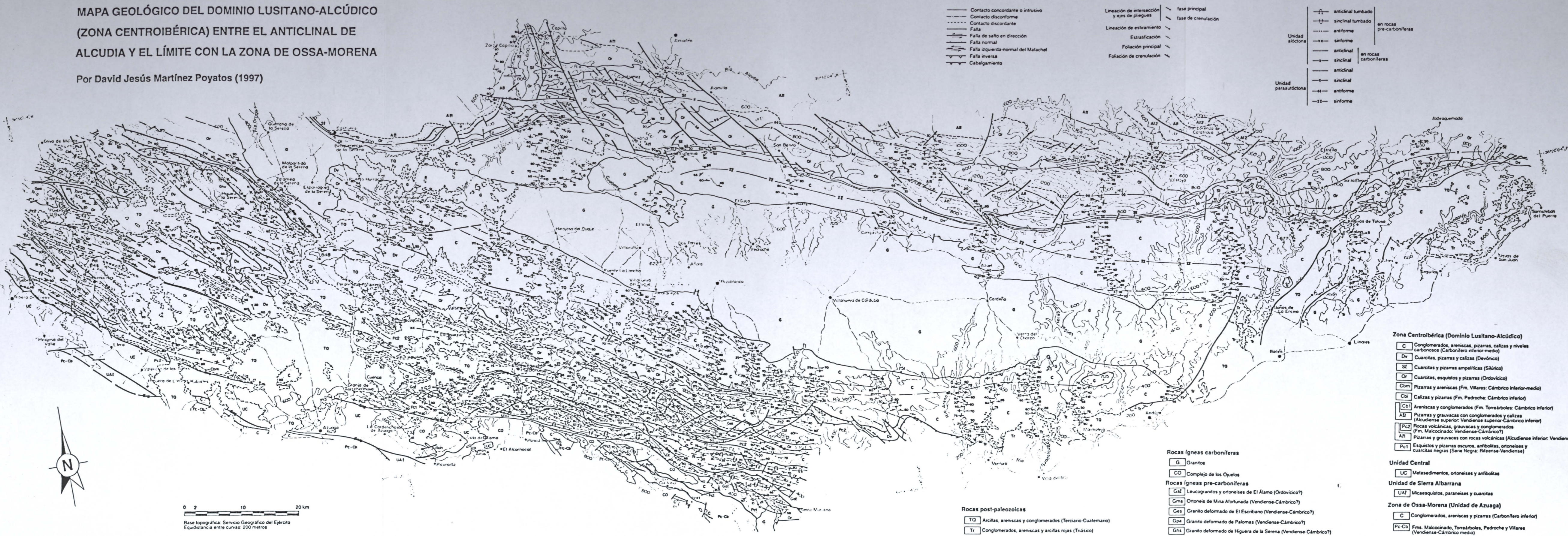
- anticlinal tumbado
  - sinclinal tumbado
  - antifoma
  - sinfoma
  - anticlinal
  - sinclinal
  - anticlinal
  - sinclinal
- en rocas pre-carboníferas
- en rocas carboníferas

Unidad alóctona

Unidad paraalóctona

**MAPA GEOLÓGICO DEL DOMINIO LUSITANO-ALCÚDICO  
(ZONA CENTROIBÉRICA) ENTRE EL ANTICLINAL DE  
ALCUDIA Y EL LÍMITE CON LA ZONA DE OSSA-MORENA**

Por David Jesús Martínez Poyatos (1997)



- |       |                                     |   |                     |   |                    |
|-------|-------------------------------------|---|---------------------|---|--------------------|
| —     | Contacto concordante o intrusivo    | — | fase principal      | ⌒ | anticlinal tumbado |
| - - - | Contacto discordante                | — | fase de crenulación | ∩ | sincinal tumbado   |
| —     | Contacto discordante                | — |                     | — | antiforme          |
| —     | Falla                               | — |                     | — | sinforme           |
| —     | Falla de salto en dirección         | — |                     | — | anticlinal         |
| —     | Falla normal                        | — |                     | — | sincinal           |
| —     | Falla izquierda-normal del Matachel | — |                     | — | antiforme          |
| —     | Falla inversa                       | — |                     | — | sinforme           |
| —     | Cabalgamiento                       | — |                     | — | anticlinal         |
| —     |                                     | — |                     | — | sincinal           |
| —     |                                     | — |                     | — | antiforme          |
| —     |                                     | — |                     | — | sinforme           |

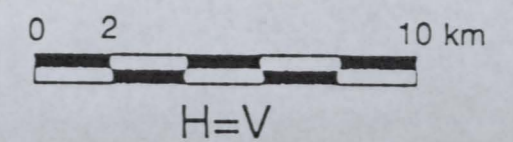
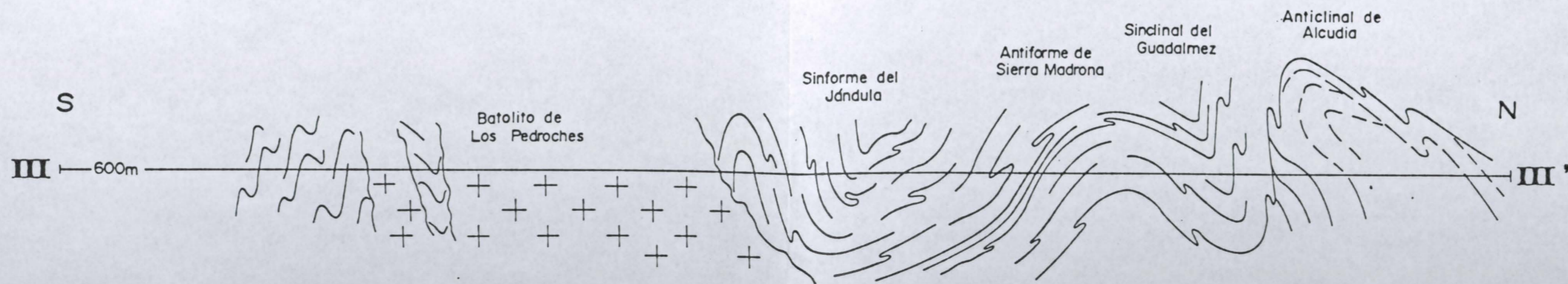
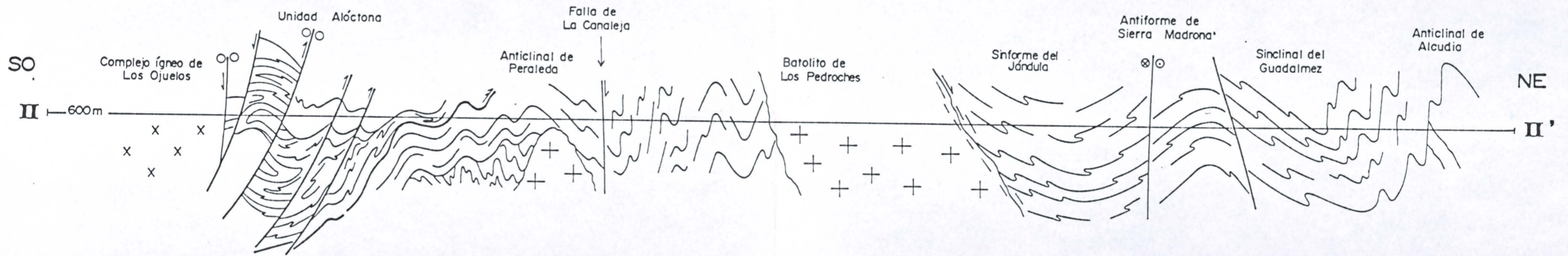
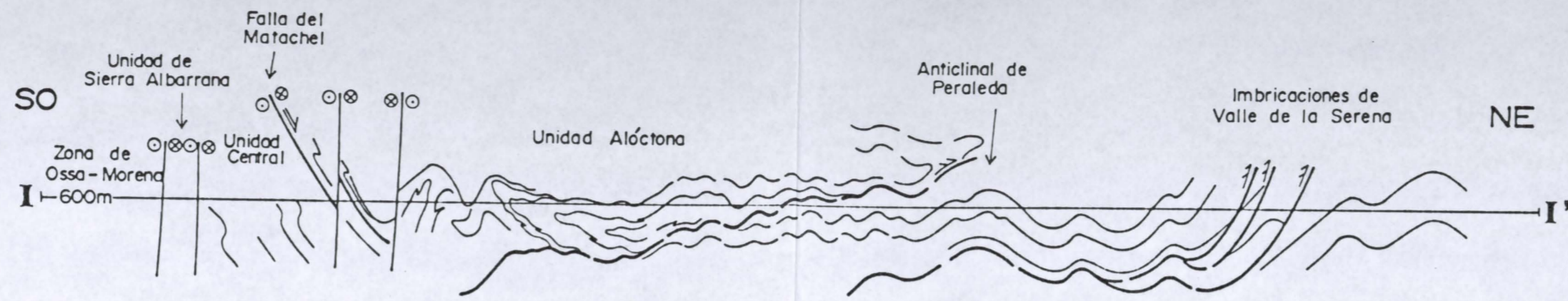
0 2 10 20 km  
Base topográfica: Servicio Geográfico del Ejército  
Ecuidistancia entre curvas: 200 metros

- Zona Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdic)**
- C Conglomerados, areniscas, pizarras, calizas y niveles carbonosos (Carbonífero inferior-medio)
  - Dv Cuarzitas, pizarras y calizas (Devónico)
  - St Cuarzitas y pizarras ampliticas (Silúrico)
  - Or Cuarzitas, esquistos y pizarras (Ordovícico)
  - Cbm Pizarras y areniscas (Fm. Villares: Cámbrico inferior-medio)
  - Cbi Calizas y pizarras (Fm. Pedroche: Cámbrico inferior)
  - Cb1 Areniscas y conglomerados (Fm. Torreárboles: Cámbrico inferior)
  - A2 Pizarras y grauwacas con conglomerados y calizas (Alcudense superior: Vendense superior-Cámbrico inferior)
  - Pc2 Rocas volcánicas, grauwacas y conglomerados (Fm. Malcocinado: Vendense-Cámbrico?)
  - A1 Pizarras y grauwacas con rocas volcánicas (Alcudense inferior: Vendense)
  - Pc1 Esquistos y pizarras oscuras, anfibolitas, ortoneises y cuarzitas negras (Sene Negra: Rifeense-Vendense)
- Rocas ígneas carboníferas**
- G Granitos
  - CO Complejo de los Ojeos
- Rocas ígneas pre-carboníferas**
- Gal Leucogranitos y ortoneises de El Álamo (Ordovícico?)
  - Gma Ortoneises de Mina Alortunada (Vendense-Cámbrico?)
  - Ges Granito deformado de El Escribano (Vendense-Cámbrico?)
  - Gpa Granito deformado de Palomas (Vendense-Cámbrico?)
  - Ghs Granito deformado de Higuera de la Serena (Vendense-Cámbrico?)
- Rocas post-paleozoicas**
- TQ Arcillas, areniscas y conglomerados (Terciario-Cuaternario)
  - Tr Conglomerados, areniscas y arcillas rojas (Triásico)
- Unidad Central**
- UC Metasedimentos, ortoneises y anfibolitas
- Unidad de Sierra Albarrana**
- UAI Micasquistos, paragneises y cuarzitas
- Zona de Ossa-Morena (Unidad de Azuaga)**
- C Conglomerados, areniscas y pizarras (Carbonífero inferior)
  - Pc-Cb Fms. Malcocinado, Torreárboles, Pedroche y Villares (Vendense-Cámbrico medio)

# CORTES GEOLÓGICOS

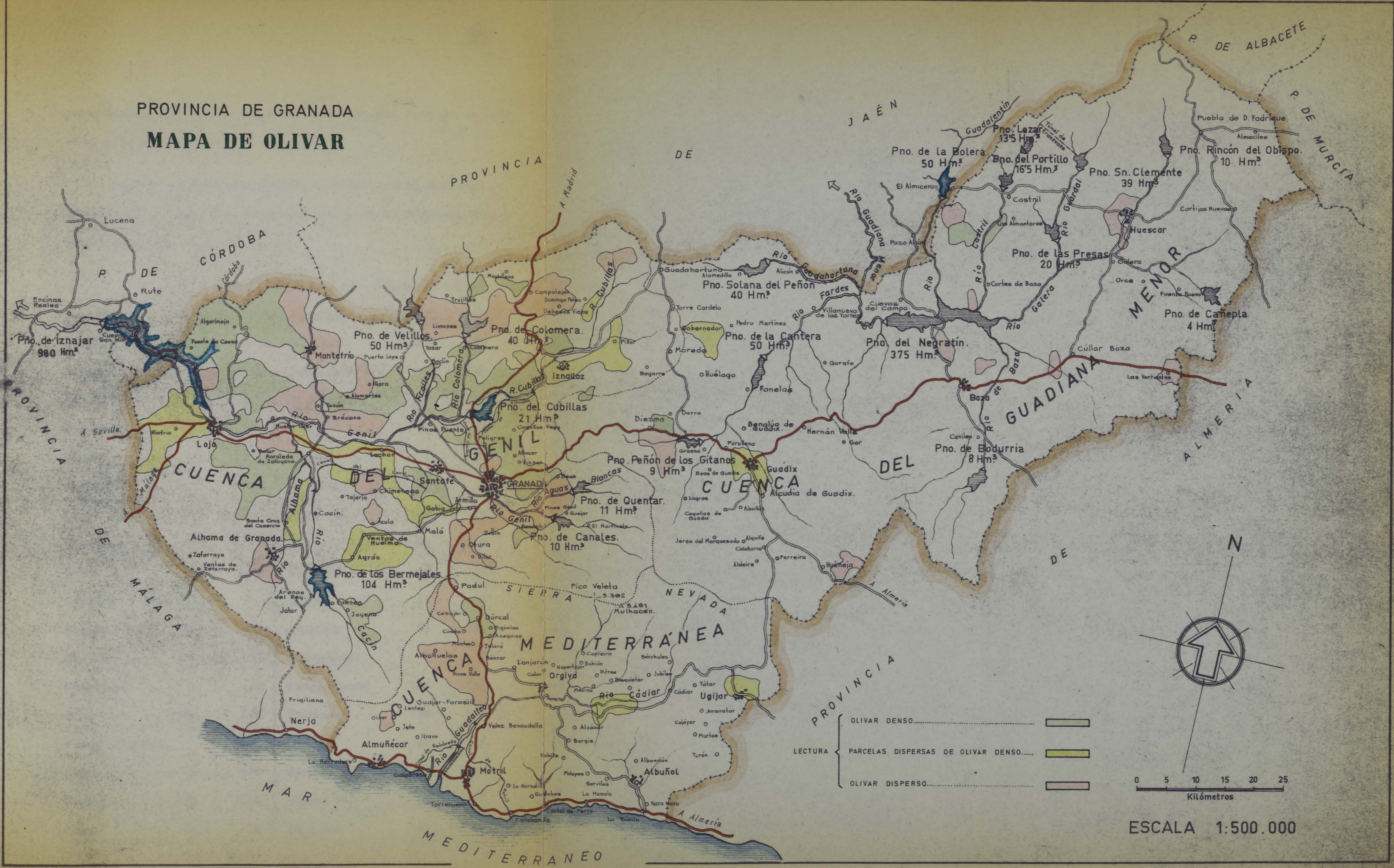
Por David Jesús Martínez Poyatos (1997)

(La situación de los cortes se encuentra en el mapa geológico general)





# PROVINCIA DE GRANADA MAPA DE OLIVAR



- LECTURA
- OLIVAR DENSO.....
  - PARCELAS DISPERSAS DE OLIVAR DENSO.....
  - OLIVAR DISPERSO.....



