

# La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): Distribución, génesis y significado tectónico

A. GIL IMAZ y A. POCOVI JUAN

Departamento de Geología. Fac. de Ciencias. Universidad de Zaragoza.  
Pza. San Francisco S/N. 50009-ZARAGOZA.

**Resumen:** En este trabajo se estudia la esquistosidad alpina desarrollada en las rocas triásicas y jurásicas del sector NW de la Cadena Ibérica Oriental. Se ha realizado un análisis microscópico de la anisotropía con el doble objetivo de caracterizarla morfológicamente y establecer los mecanismos involucrados en su génesis. Se han diferenciado cuatro tipos morfológicos de esquistosidad con un grado creciente de penetratividad: esquistosidad grosera, esquistosidad grosera en dominios, esquistosidad pizarrosa en dominios y esquistosidad pizarrosa. En la formación de la esquistosidad han intervenido de manera muy importante la recrystalización orientada de filosilicatos (en las limolitas y margas afectadas por metamorfismo de bajo grado) y la disolución por presión (en las rocas calcáreas). La cartografía de las variaciones de orientación de la esquistosidad a lo largo de toda la zona (mapa de trayectorias de esquistosidad) muestra una distribución espacial compatible con el funcionamiento de dos fallas sinistral de dirección NW-SE (típicamente ibérica) que, en la zona del desarrollo de la esquistosidad, presentan extremos compresivos. A partir de las relaciones genéticas entre la esquistosidad y los pliegues de escala cartográfica, se han identificado estructuras pre, sin y postesquistosas. La disposición actual de la esquistosidad, inferida a partir de estas relaciones, es el resultado de la evolución de la dirección de acortamiento regional desde una posición ENE-WSW hasta otra N-S. El análisis de las relaciones entre la esquistosidad y las fases minerales asociadas al metamorfismo de edad cretácica, que afecta a rocas del Jurásico superior y Cretácico inferior en "facies Weald", permite establecer la condición pre, sin y postesquistosa del evento térmico. Estos datos ponen de manifiesto que la esquistosidad estudiada responde a una etapa tectónica intracretácica asociada a deformación dúctil.

**Palabras clave:** Cadena Ibérica Oriental, Sierra del Moncayo, Esquistosidad alpina, Mapa de trayectorias de esquistosidad, Modelo tectónico.

**Abstract:** In this paper the alpine cleavage developed in Triassic and Jurassic rocks of the north-western sector of the Eastern Iberian Chain is studied. From the microscopic study four morphologic types of cleavage have been distinguished: rough cleavage, domained rough cleavage, domained slaty cleavage and slaty cleavage. The deformation mechanisms operating in the foliation development are mainly two: oriented recrystalization of phyllosilicates (in pelites and marls affected by low grade metamorphism) and pressure solution (essentially in the calcareous terms). Mapping of the cleavage directional variations has shown the presence of just one tectonic anisotropy. The cartographic distribution of this cleavage is compatible with a deflection model of the principal stress trajectories related with the NW-SE faults sinistral movement. The relationship between cleavage and cartographic folds, in detail, has permitted to recognize pre, sin and post-cleavage structures. The actual disposition of the alpine cleavage domain in this NW sector of the Eastern Iberian Chain is the result of the evolution of the regional shortening direction from a ENE-WSW to N-S position. The relationships between cleavage and the minerals associated to the cretaceous metamorphism development in the Upper Jurassic-Early Cretaceous rocks (Weald facies) shows the pre, sin and post-tectonic character of the thermal event. This data indicate that the studied cleavage was developed during an intracretaceous tectonic stage associated to ductil deformation.

**Key words:** Eastern Iberian Chain, Sierra del Moncayo, Alpine cleavage, Tectonic foliation map, Tectonic model.

Gil Imaz, A. y Pocoví Juan, A. (1994): La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo). Distribución, génesis y significado tectónico. *Revista Geológica de España*, 7 (1-2): 91-113.

La existencia de esquistosidad<sup>1</sup> de edad alpina en la Cordillera Ibérica ha sido citada anteriormente en algunos trabajos (Richter, 1930; Gutiérrez y Gilsanz, 1974; Simón, 1984). Por lo que respecta a la región estudiada en este trabajo destaca el de Guiraud (1983), de índole tectosedimentario y los de Gil Imaz *et al.* (1990), Pérez Lorente (1990) y Gil Imaz y Pocoví (1991) que pro-

fundizan en aspectos microscópicos, descriptivos y de análisis de la deformación finita, respectivamente.

La región estudiada se localiza en el extremo más noroccidental de la Cadena Ibérica Oriental incluyendo desde la Sierra del Moncayo, al SE, hasta las primeras estribaciones de las Sierras de Cameros al NW (fig. 1). Queda limitada hacia el SW por la terminación periclinal del anticlinal de núcleo Paleozoico de la Sierra del Tablado (Richter, 1930) y su prolongación en los materiales mesozoicos de la Sierra del Madero. Por el NE

<sup>1</sup> Esquistosidad se utiliza en este trabajo como término genérico para definir cualquier anisotropía plana penetrativa debida a deformación.

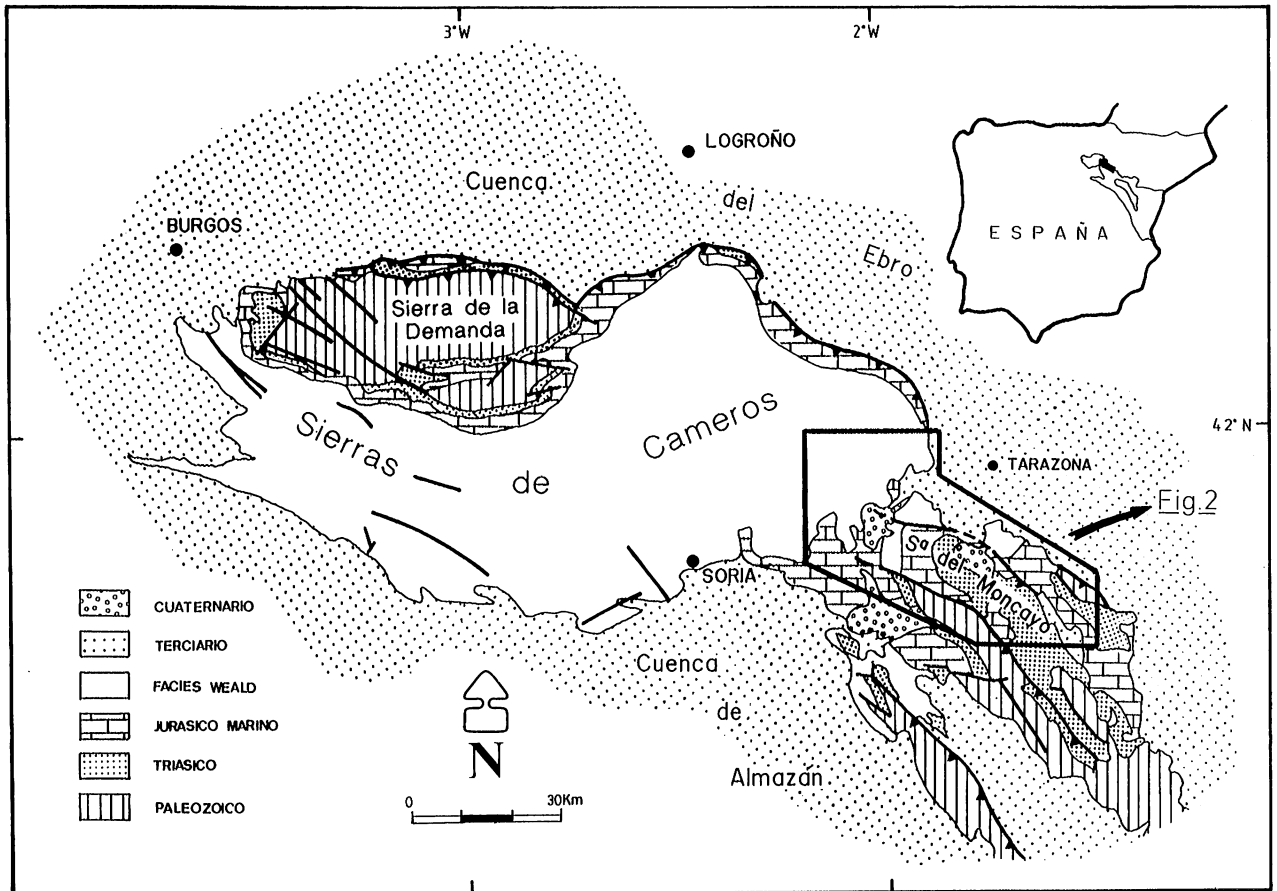


Figura 1.- Localización del área estudiada en el contexto de la Cordillera Ibérica.

esta zona presenta un límite discordante con los depósitos terciarios de la depresión del Ebro. El límite SE lo forma la terminación periclinal del anticlinal de Tabuenca. Hacia el NW la zona enlaza, como ya se ha indicado, con el conjunto de las Sierras de Cameros (fig.2). Por consiguiente, puede decirse que esta región constituye el enlace entre dos unidades geológicas del Sistema Ibérico con características estructurales y estratigráficas particulares: la Cadena Ibérica Oriental y el conjunto Cameros-Demanda. La primera presenta una dirección de alineamiento estructural NW-SE y una serie mesozoica continua (desde el Trías hasta el Cretácico superior) similar a la del resto de la Cordillera. En cambio la Sierra de Cameros presenta un alineamiento estructural de dirección ENE-WSW y una serie de mesozoica incompleta (sin representación del Cretácico superior) con una cobertera wealdiense de más de 8 Km de potencia (Guiraud, 1983).

Los materiales mesozoicos (fundamentalmente las rocas del Jurásico superior en "facies Weald") de esta región están afectados por el metamorfismo de bajo grado y de edad cretácica que caracteriza a la cuenca de Cameros (Guiraud, 1983; Golberg *et al.*, 1988; Mata *et al.*, 1990, Casquet *et al.*, 1992). Este metamorfismo fue interpretado, en primer lugar, por Guiraud (1983) como dinamo-térmico y sincrónico al relleno de la cuenca cretácica. Posteriormente Casquet *et al.*, (1992) lo consideran de carácter hidrotermal y posterior al depósito de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior en "facies Weald".

En lo referente a la deformación dúctil, en esta región se ha desarrollado una esquistosidad de carácter

"regional", no limitada a una determinada litología o estructura, cuya delimitación, descripción e interpretación estructural constituyen los principales objetivos de este trabajo. La litología favorable de las formaciones triásicas y jurásicas, la gran potencia de la serie wealdiense (más de 8 Km en la zona central de la cuenca y más de 2 Km visibles en los alrededores de la Sierra del Moncayo) y las condiciones térmicas, que a su vez han controlado la aparición del metamorfismo, han sido determinantes en el desarrollo de la esquistosidad.

### Litoestratigrafía de las rocas con esquistosidad

Desde el punto de vista litoestratigráfico los materiales, del ciclo alpino, afectados por la esquistosidad poseen una edad comprendida entre el Trías inferior, en "facies Buntsandstein", (Garrido y Villena, 1977; Arribas, 1985) y el Jurásico superior en "facies Weald" (Beuther, 1966; Tischer, 1966).

Los únicos materiales triásicos afectados por la esquistosidad pertenecen al Grupo detrítico de las "facies buntsandstein" (Arribas, 1985). Se localizan en la ladera oriental de la Sierra del Moncayo, a lo largo de una banda que se extiende desde el sur de Litago hasta el paraje de las Peñas de Herrera (al sur de Añón), (fig. 2). Se trata de alternancias de areniscas y lutitas aleuríticas rojas. La potencia de esta unidad puede llegar a superar los 600 m. Los materiales en "facies Muschelkalk", representados por la parte alta del Grupo detrítico y por el Grupo carbonatado (Arribas, 1985), y el

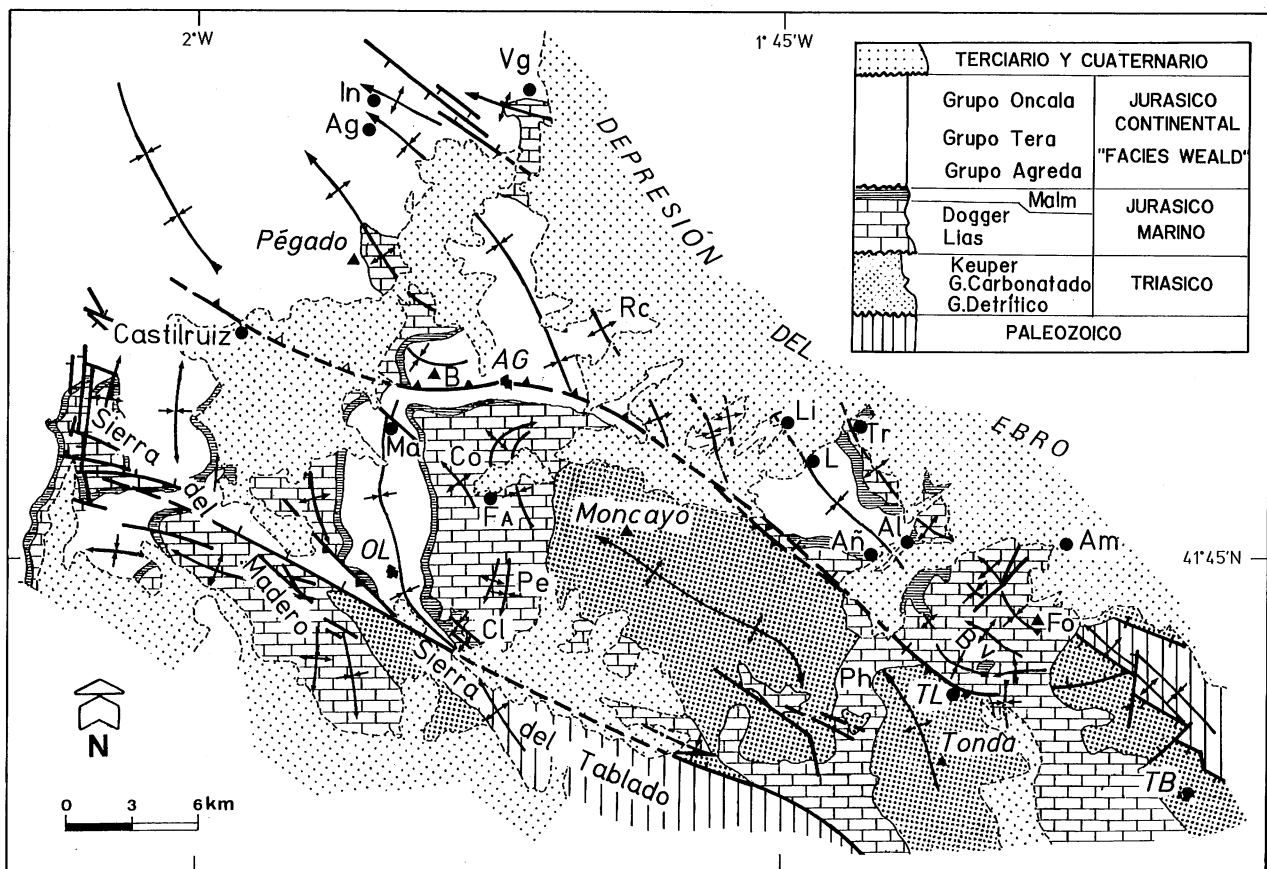


Figura 2.- Mapa geológico de la zona estudiada. Vg: Valdegutur; In: Inestrillas; Ag: Aguilar; AG: Agreda; OL: Olvega; B: Cerro de San Blas; Rc: Rio Cailes; Li: Lituénigo; Tr: Trasmoz; L: Litago; Añ: Añón; Al: Alcalá de Moncayo; Am: Ambel; Fo: Fuente del Ojo; BV: Barranco de Valdelegua; Ma: Muro de Agreda; Co: El Cortado; Fa: Fuentes de Agreda; Pe: Las Pedrizas; Cl: Cuesta Labarga; Ph: Peñas de Herrera; TL: Talamantes; TB: Tabuenca.

Keuper, únicamente aflorante al SE del Cerro Tonda y al N de Tabuenca (San Roman, 1990), no están afectados por la esquistosidad.

El Jurásico marino se dispone discordante indistintamente sobre materiales en "facies Buntsandstein o Muschelkalck" de los macizos triásicos del Tablado, Moncayo y Tabuenca (fig. 2). Su potencia varía desde los 800 m en la parte oriental de la Sierra del Moncayo hasta los más de 1000 m en la occidental. Las formaciones liásicas afectadas por la esquistosidad presentan características litológicas similares a las del resto de la cordillera (Goy et al., 1976; Lardies et al., 1987). Están constituidas por calizas estratificadas en bancos de 10 a 50 cm (Fm Cuevas Labradas) a las que siguen alternancias de niveles de calizas nodulosas de 10 a 30 cm y margas de 10 cm a 1m (Grupo Ablanquejo). La potencia del Lías varía desde los 300 m del sector oriental del Moncayo a los más de 500 m del sector occidental. El Dogger marino de esta región presenta claras diferencias respecto al resto de la Cordillera Ibérica en función de su localización en la parte oriental u occidental de la Sierra del Moncayo. En el sector oriental se identifican dos tramos con características litológicas específicas. El primero está constituido por calizas micríticas y margas calcareas y el segundo por calizas bioclásticas dolomíticas (Lardies et al., 1987). En la región occidental el Dogger está constituido por calizas biomicríticas, margas, calizas

arenosas y limolitas (Dragastan et al., 1987; Wilde, 1988, 1990). En ambos casos, a pesar de las diferencias señaladas, la potencia del Jurásico medio es de unos 300 m. Los términos superiores del Jurásico marino constan, de base a techo, de biomicritas con esponjas (Fm Yátova) y margas bioclásticas con areniscas (Fm Aldealpozo) de edad Oxfordiense, y margas bituminosas (Fm Sot de Chera) y calizas coralinas en estratos de hasta 2 m de potencia (Fm Torrecilla en Cameros) de edad Kimmeridgiense. El conjunto del Malm marino tiene una potencia variable entre los 150 m del sector oriental del Moncayo y los 80 m del sector occidental. Las cuatro formaciones definidas se agrupan en dos secuencias deposicionales con edades Oxfordiense y Kimmeridgiense respectivamente (Alonso et al., 1987; Alonso y Mas, 1989, 1990; Aurell, 1990).

Los materiales más modernos afectados por la esquistosidad pertenecen al Jurásico superior en "facies Weald" que, desde el punto de vista geológico, forman parte del conjunto sedimentario de la cuenca de Cameros. En la zona estudiada únicamente está representada la parte inferior de la serie wealdense (Grupo Agreda, Grupo Tera y la parte inferior del Grupo Oncala) (fig. 2). El primero está constituido por microconglomerados cuarcíticos, areniscas y, localmente, calizas lacustres (Gómez y Meléndez, 1990). El Grupo Tera (Beuther, 1966; Tischer, 1966) está representado por areniscas

cas, lutitas y calizas lacustres (dominantes hacia el techo de la unidad). Por último la parte inferior del Grupo Oncala en esta zona comprende la Fm Magaña (Guiraud, 1983). Está formada por calizas lacustres, margas y limolitas. En el sector de la Sierra del Pégado la potencia máxima, visible, de los materiales wealdenses supera los 2.000 m.

### Descripción de la esquistosidad a escala microscópica

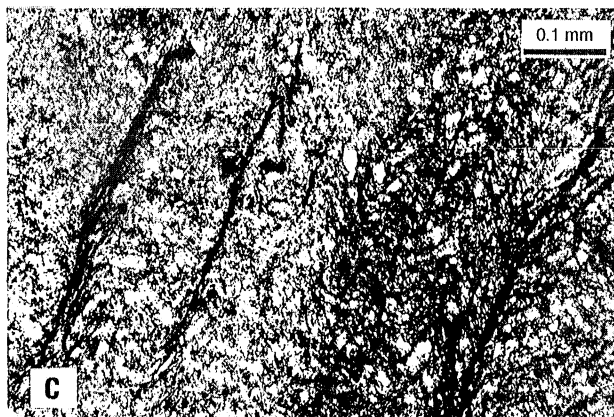
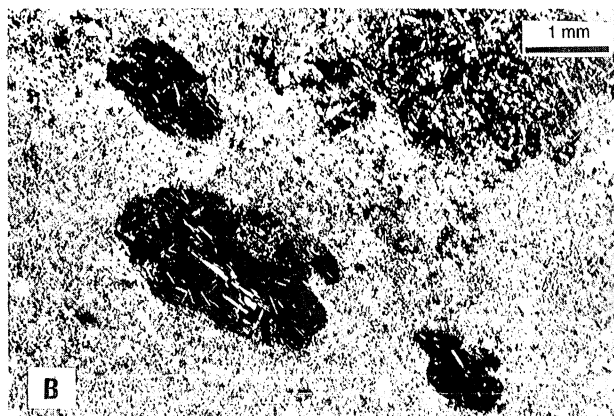
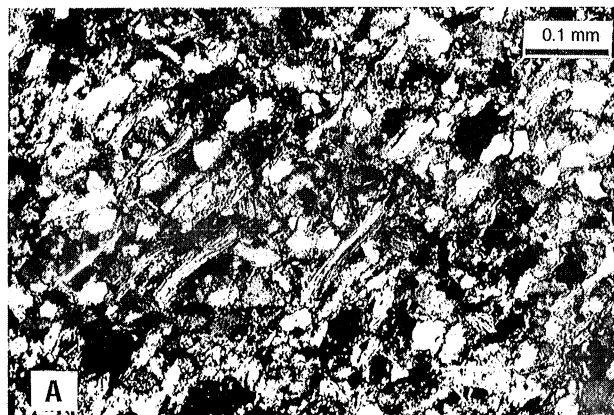
Bajo el microscopio los elementos que definen la esquistosidad presentan grados variables de orientación que han permitido establecer cuatro tipos morfológicos de esquistosidad independientemente de las características litológicas de los materiales y de la intensidad de la deformación tectónica. Los parámetros morfológicos empleados para la caracterización de cada tipo se resumen en: a) grado de orientación general de los componentes de la roca (grado de anisotropía), b) presencia de zonas con una orientación preferente de los componentes de la roca (bandas de esquistosidad), c) espaciado de las bandas, d) grado de orientación de los filosilicatos laminares, independientemente de su tamaño, (en rocas detríticas) y e) el tipo morfológico de las mallas estilolíticas (en las rocas predominantemente carbonatadas).

#### *Esquistosidad grosera*

Viene definida por una fábrica ligeramente anisótropa determinada por un cierto alineamiento de algunos componentes texturales de la roca. En este tipo no llegan a diferenciarse bandas de esquistosidad. En las areniscas y limolitas la orientación de la fábrica viene marcada por filosilicatos de distinto tamaño con un grado de orientación bajo que se acomodan al contorno de granos detríticos más resistentes (fig. 3A). En las limolitas y margas, afectadas por metamorfismo de bajo grado, la dirección de orientación preferente está definida por el alineamiento de los ejes mayores de nódulos cloríticos deformados (fig. 3B). En los microconglomerados con un bajo porcentaje de matriz arenosa la fábrica presenta siempre características de esquistosidad grosera quedando materializada por fracturas rectilíneas con un desarrollo discontinuo. En las rocas carbonatadas, la ligera orientación de la fábrica queda determinada por la presencia de superficies aisladas de disolución, de carácter discontinuo, que dan lugar a mallas irregulares (fig. 3C).

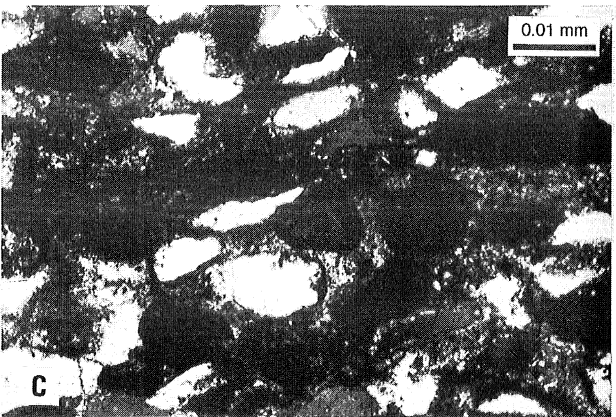
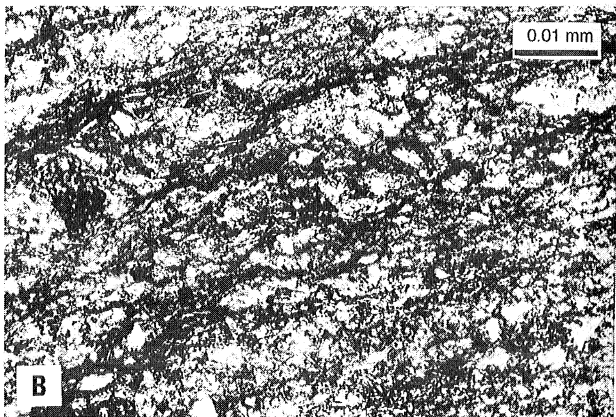
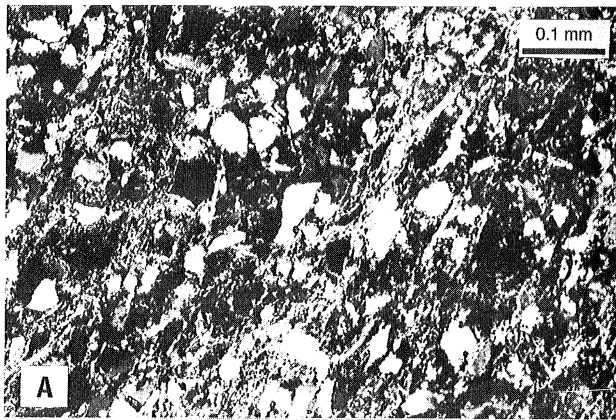
#### *Esquistosidad grosera en dominios*

Al igual que en el caso anterior, en este tipo de esquistosidad la fábrica presenta un grado de anisotropía bajo. En este tipo se diferencian bandas de esquistosidad que presentan un desarrollo poco continuo y una distribución heterogénea por toda la roca. Entre las bandas el grado de orientación de los elementos de la roca (microlitos) es mínimo. Este tipo de fábrica se corresponde con el "rough cleavage" definido por Gray (1978) para rocas detríticas. En las areniscas y li-



**Figura 3.-** Esquistosidad grosera. Aspectos microscópicos. A: Filosilicatos orientados en una arenisca (nícoles cruzados). Flanco sur del anticlinal sinesisquitoso del Pégado. Grupo Tera. B: Nódulos cloríticos orientados en una limolita (nícoles cruzados). Muestra tomada al sur de la localidad de Los Fayos. Grupo Oncala. C: Superficies estilolíticas en una caliza (nícoles paralelos). Proximidades de Talamantes. Dogger.

molitas la característica común es la orientación y concentración de filosilicatos en las zonas de contacto con los granos más gruesos, configurando estrechas franjas discontinuas (bandas de esquistosidad). En los microlitos, enriquecidos en granos de cuarzo y otros elementos detríticos, la orientación es escasa y está definida por filosilicatos aislados. La alternancia de bandas y microlitos a lo largo de toda la roca da lugar a un bandeo mineralógico (fig. 4A). Al igual que en el caso anterior, la presencia de nódulos cloríticos define la dirección de anisotropía en las limolitas y margas afectadas por metamorfismo. En las calizas este tipo de es-



**Figura 4.-** Esquistosidad grosera en dominios. Aspectos microscópicos. A: Bandedo mineralógico en una arenisca (nícoles cruzados). Proximidades de Agreda. Grupo Tera. B: Malla irregular de superficies estilolíticas en una caliza (nícoles paralelos). Muestra tomada al sur de Alcalá de Moncayo. Fm Torrecilla. C: Granos de cuarzo inequidimensionales con evidencias de recrystalización orientada en una caliza arenosa (nícoles cruzados). Muestra perteneciente al tránsito Dogger-Malm del sector occidental del Moncayo (Cuesta Labarga).

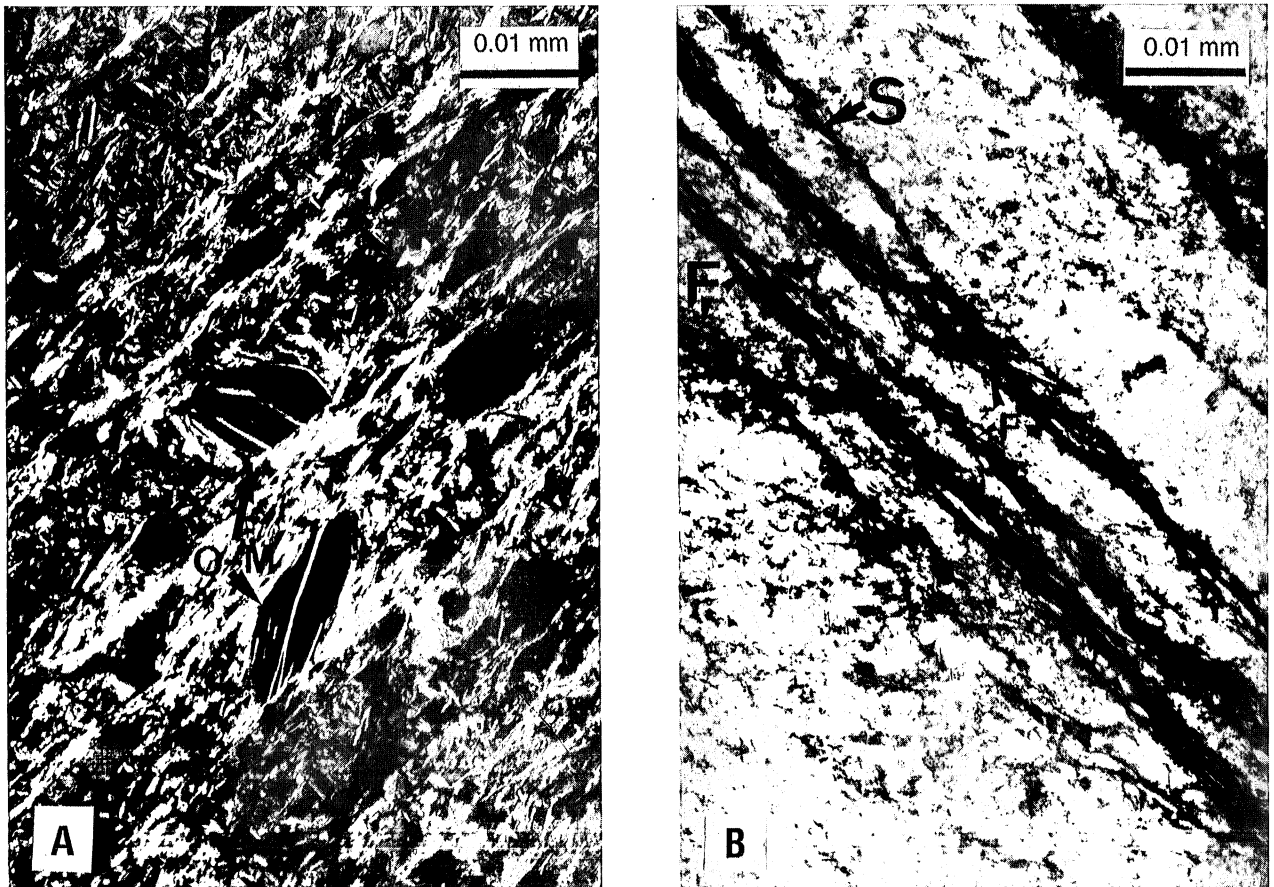
quistosidad se reconoce por la presencia de bandas discontinuas repartidas de forma heterogénea por la roca. Están constituidas por una concentración de superficies de disolución irregulares y mal definidas que dan lugar a mallas irregulares en dominios (fig.4B). En las calizas arenosas, además de las superficies de disolución, las bandas de esquistosidad están constituidas por granos de cuarzo inequidimensionales recrystalizados (fig.4C).

### *Esquistosidad pizarrosa en dominios*

La fábrica de las rocas con esquistosidad pizarrosa en dominios presenta un carácter sensiblemente más anisótropo y homogéneo que en los dos casos anteriores. Las bandas de esquistosidad presentan un desarrollo más uniforme y continuo, con un espaciado entre ellas menor que en el caso anterior. La orientación de los elementos de la roca no se restringe a las bandas de esquistosidad, observándose también en el interior de los microlitos. En las limolitas y margas la anisotropía está materializada por bandas continuas de filosilicatos recrystalizados de tamaño variable. El mayor contenido relativo de elementos detríticos permite diferenciar las bandas de los microlitos (fig. 5A). Este bandedo mineralógico constituye un rasgo más generalizado que en las rocas con esquistosidad grosera en dominios. Además de los nódulos cloríticos, presentes en las margas y limolitas con metamorfismo, están también presentes zonas abrigadas de clorita y cuarzo, asociadas a cristales aislados de piritita, que materializan la dirección de estiramiento en la roca. En las calizas, las bandas de esquistosidad se caracterizan por presentar una concentración de superficies de disolución y una mayor continuidad de éstas a lo largo de toda la roca; tienen una distribución más homogénea, dando lugar a mallas regulares (fig. 5B). En este tipo de fábrica es posible observar una relación directa entre el tamaño y abundancia de la fracción detrítica y el espaciado y la morfología de las superficies de disolución.

### *Esquistosidad pizarrosa*

Constituye la fábrica más penetrativa en la cual resulta difícil diferenciar las bandas de esquistosidad de los microlitos mediante el microscopio petrográfico. Los espaciados entre las bandas son mínimos (< 0.01 mm) frente a un grado muy elevado de orientación de los elementos de la roca. En las rocas limosas y margosas afectadas por metamorfismo, los filosilicatos recrystalizados, con un grado de orientación muy elevado, constituyen los elementos que de forma exclusiva materializan la esquistosidad (fig. 6A). Los granos de cuarzo recrystalizados (en las limolitas y margas limosas) y los granos y agregados lenticulares de carbonato (en las margas) orientados según la esquistosidad, contribuyen de forma secundaria a materializar la anisotropía. En ambos tipos de rocas, además de los nódulos cloríticos estirados, son frecuentes las zonas abrigadas de clorita y cuarzo (fig. 6A). Estos elementos de la fábrica tectónica son visibles a escala de afloramiento y permiten identificar la lineación de estiramiento en el campo. En las calizas, la esquistosidad queda definida por mallas densas constituidas por superficies de disolución con un desarrollo uniforme y continuo (espaciado constante) a lo largo de toda la roca (fig. 6B). En las calizas arenosas estas mallas presentan, en sección, morfologías anastomosadas que son el resultado de la presencia de granos detríticos de cuarzo en torno a los cuales se adaptan las superficies de disolución adquiriendo formas típicamente onduladas. En detalle se observa como estos granos detríticos desarrollan zonas abrigadas de carbonato, frecuentemente curvas, que re-



**Figura 5.-** Esquistosidad pizarrosa en dominios. Aspectos microscópicos. A: Bandedo mineralógico en una limolita. Observar la deformación intracristalina de los agregados de clorita-moscovita (C-M) (nícoles cruzados). Flanco suroccidental del sinclinal sinesquistoso de Aguilar al NE de Agreda. Grupo Oncala. B: Detalle de una banda de esquistosidad en una caliza arenosa, donde los filosilicatos recrystalizados (F) se disponen paralelamente a las superficies de disolución (S) (nícoles cruzados). Proximidades de la Fuente del Ojo (al sur de la localidad de Ambel), Dogger.

flejan una cierta componente rotacional del proceso de deformación (fig. 6C). Al igual que en el caso anterior se observa una relación directa entre el tamaño y abundancia de la fracción detrítica y el espaciado y la morfología de las superficies de disolución. Un tipo particular de esquistosidad pizarrosa se observa en las calizas microesparfíticas. En estas rocas, con una gran homogeneidad composicional y textural, la anisotropía queda definida por la orientación preferente de granos y agregados lenticulares de carbonato (fig. 6D).

### Mecanismos de formación de la esquistosidad

En el desarrollo de la esquistosidad han intervenido diversos mecanismos cuya importancia relativa en cada tipo de roca se ha determinado a partir de la presencia de los rasgos microestructurales ligados a cada uno de ellos.

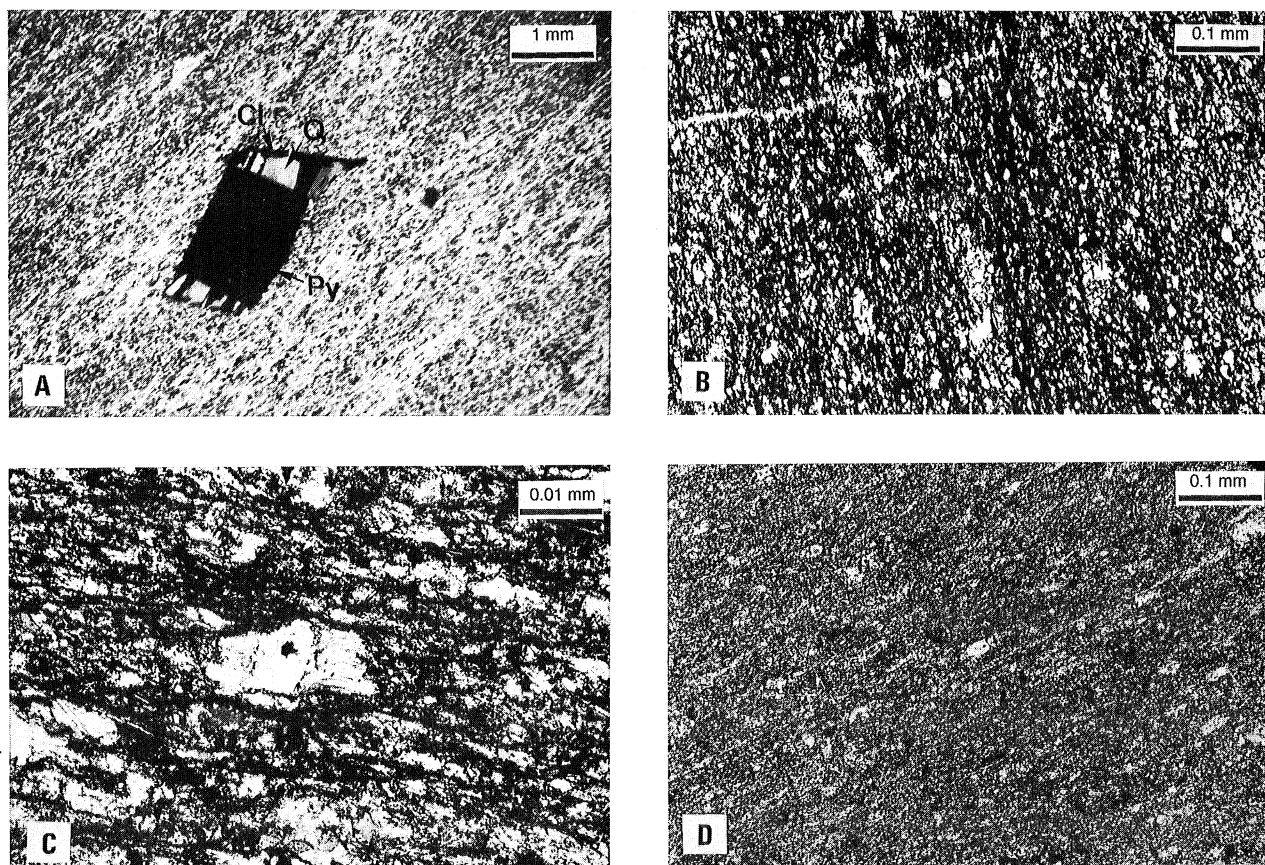
#### *Recristalización orientada de filosilicatos*

La recristalización orientada de filosilicatos constituye el mecanismo más efectivo en el desarrollo de la esquistosidad en las limolitas y en las margas afectadas por metamorfismo regional de bajo grado. Los filosilicatos recrystalizados según la dirección de máximo estiramiento constituyen el rasgo microestructural princi-

pal asociado a este mecanismo (figs. 5A y 6A). El grado de homogeneidad de la fábrica de las rocas con una importante contribución de este mecanismo depende, de una forma directa, de la uniformidad del tamaño de grano. La recrystalización orientada de filosilicatos no se produce de forma aislada, sino conjuntamente con otros mecanismos tales como la disolución por presión. Los ejemplos más claros son, por un lado, la asociación de superficies de disolución y filosilicatos orientados paralelamente a ellas (fig. 5B) y, por otro, las zonas abrigadas compuestas por filosilicatos laminares (cloritas) procedentes de la disolución por presión de filosilicatos de la matriz (fig. 6A).

#### *Disolución por presión*

La disolución por presión constituye el mecanismo fundamental involucrado en el desarrollo de la esquistosidad de las rocas carbonatadas. Los rasgos microestructurales que materializan la anisotropía de las rocas son las superficies de disolución. Se constata que mientras el grado de desarrollo de las superficies es una característica difícilmente controlable al depender de varios parámetros (características composicionales y texturales de la roca, presión de fluidos, intensidad de deformación, etc.), su morfología y, sobre todo, el espaciado entre los planos están relacionados con el tamaño de grano de la fracción detrítica y su abundancia



**Figura 6.-** Esquistosidad pizarrosa. Aspectos microscópicos. A: Orientación preferente de filosilicatos recristalizados en una limolita clorítica. Observar las zonas abrigadas de clorita (Cl) y cuarzo (Q), desarrolladas alrededor de un cristal pretectónico de pirita (Py), procedentes de la disolución por presión de componentes cuarzo-filosilicatados de la matriz (nícoles cruzados). Proximidades de la localidad de Inestrillas. Grupo Oncala. B: Malla densa de superficies estilolíticas en una caliza (nícoles paralelos). Añon. Malm marino. C: Detalle de zonas abrigadas curvas de carbonato en torno a cristales detríticos de cuarzo en una caliza arcillosa (nícoles paralelos). Añon. Malm marino. D: Orientación preferente de granos y agregados de carbonato en una caliza microesparfítica (nícoles cruzados). Muestra perteneciente al tránsito Dogger-Malm del sector occidental del Moncayo (charnela del anticlinal postesquistoso de El Cortado).

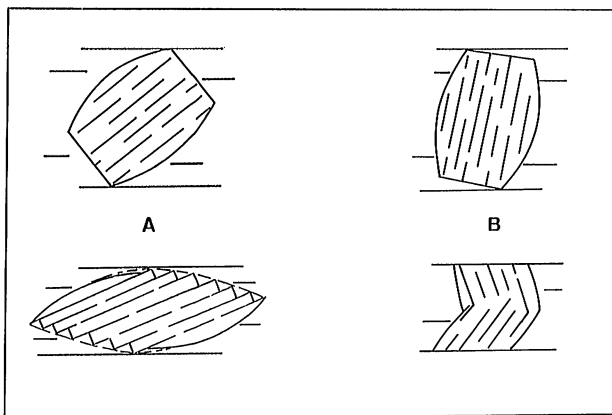
en la roca. De este modo, la menor abundancia y el menor tamaño de ésta van asociados a menores espaciados, morfologías más rectilíneas y desarrollo más continuo de las superficies; es decir, a fábricas más homogéneas. Al igual que en el caso de la recristalización orientada de filosilicatos, la disolución por presión en calizas no constituye un mecanismo aislado. La coexistencia de superficies de disolución con zonas abrigadas y la presencia de granos y agregados lenticulares de carbonato paralelos a la esquistosidad constituyen dos claros ejemplos. En el primer caso, la disolución selectiva por presión (responsable de la concentración de residuos insolubles y de la presencia de granos detríticos cortados por los propios planos de esquistosidad) va acompañada de la recristalización orientada de carbonato en las zonas abrigadas de cristales pretectónicos (fig. 6C). En el segundo caso, la disolución por presión supone una pérdida progresiva de la forma equidimensional de los granos y agregados de la matriz que da lugar a una forma más o menos lenticular relacionada con la geometría de la deformación (Cluzel, 1978) (fig. 6D). Un segundo rasgo microestructural ligado a la disolución por presión es la diferenciación mineral. Este rasgo está ligado al proceso de disolución selectiva de los componentes cuarzo-filosilicatados, por lo que es característico de rocas de-

tríticas. Viene definido por bandas irregulares que imprimen un carácter zonal a la fábrica de las rocas. Otros rasgos ligados a la disolución por presión, pero que no definen la anisotropía, son los granos detríticos y restos bioclásticos cortados por superficies de esquistosidad.

#### *Rotación mecánica de filosilicatos*

A excepción de algunas rocas detríticas en las que este mecanismo da lugar a fábricas groseras, la rotación mecánica de filosilicatos en sus dos modalidades (como cuerpos rígidos incluidos en una matriz viscosa o por medio del deslizamiento intracrystalino a favor de planos cristalográficos (001), (March, 1932; Owens, 1973; Tullis and Wood, 1975; Tullis, 1976; Manktelow, 1979) constituye un mecanismo secundario que no define la esquistosidad. Este mecanismo produce, únicamente, una moderada fábrica dimensional debida al alineamiento de los granos pretectónicos. Este hecho coincide con los resultados obtenidos por otros autores a partir del análisis estadístico de la orientación de filosilicatos detríticos (Means and Paterson 1966; Williams, 1972; Etheridge *et al.* 1974; Etheridge and Lee, 1975; Tullis, 1976; Bell, 1978; Manktelow, 1979; Bastida *et al.*, 1990).

En el caso de las rocas estudiadas se han reconocido dos rasgos microestructurales asociados a este mecanismo. Por un lado, la presencia de una población de granos con una distribución bimodal y simétrica, respecto a la dirección de anisotropía, ligada a la rotación de los filosilicatos como cuerpos rígidos. El segundo rasgo son los agregados de clorita-mica blanca con formas romboidales provocadas por el deslizamiento intracrystalino a favor de los planos cristalográficos. En este segundo caso, la adquisición de la forma romboidal se produce cuando los planos cristalográficos se disponen de forma oblicua respecto a la dirección de máximo esfuerzo<sup>2</sup> (fig. 7A). Por el contrario cuando los planos se disponen paralelamente a la dirección de máximo esfuerzo los agregados se presentan microplegados, con extinción ondulante o, más frecuentemente, microfracturados (fig. 7B). En las muestras analizadas ambas situaciones se reconocen con claridad gracias al contraste entre los colores de interferencia de las dos especies minerales que constituyen los agregados (fig. 5A).



**Figura 7.-** A. Modificación de la forma y orientación de un agregado de clorita-mica blanca después de un deslizamiento intracrystalino. B. Modificación de la forma y orientación de un agregado de clorita-mica blanca después de un proceso de microplegamiento y fracturación. Las líneas horizontales externas representan la traza de la estratificación en el estadio indeformado y la traza de la esquistosidad en el estadio deformado, respectivamente.

#### Otros mecanismos

Además de los mecanismos señalados en los párrafos anteriores, fundamentales en el desarrollo de la esquistosidad en las rocas estudiadas, existen otros que están presentes en la mayoría de las litologías y que, aunque están asociados al proceso de formación de la esquistosidad, no materializan la anisotropía.

**Deformación plástica.** Este mecanismo opera, fundamentalmente, a escala de red cristalina (intragranular) o de grano mineral (intergranular). En el primer caso, el rasgo microestructural más común es la extinción ondulante de granos minerales. Este rasgo se observa tanto en granos detríticos de cuarzo, en bioclastos carbonatados, en granos micáceos pre-tectónicos (tanto cristales alargados de clorita afectados por kinking co-

mo agregados de clorita-mica blanca) o en los filosilicatos recristalizados que materializan la esquistosidad en rocas limosas. En este último caso la mayoría de los granos presentan extinción ondulante indicando una estrecha relación entre el proceso deformativo y la recristalización mineral. Esta situación de extinción ondulante generalizada se presenta también en las rocas con un elevado porcentaje de granos de cuarzo elongados paralelamente a la esquistosidad (fig. 4C). A escala intergranular el mecanismo de deformación plástica se materializa en nódulos aplastados, generalmente de composición clorítica, en la dirección perpendicular a la definida por la esquistosidad. El mecanismo es corroborado por la presencia de cristales de clorita con extinción ondulante en el interior de los nódulos. A escala mesoscópica, el resultado es el desarrollo de una lineación mineral materializada por los ejes largos de los nódulos deformados.

**Microfracturación.** A escala de grano mineral, este mecanismo se manifiesta por la cataclasis de granos. Afecta fundamentalmente a granos de cuarzo y, en menor grado, a granos de clorita. A escala mesoscópica da lugar a la aparición de microcizallas que llegan a afectar a gran parte de la roca. Este rasgo está presente tanto en rocas cuarcíticas como en carbonatadas.

**Buckling.** A escala de grano mineral el rasgo fundamental es el microplegamiento de filosilicatos laminares. A escala intergranular, provoca el microplegamiento de restos bioclásticos. A escala mesoscópica, el plegamiento de venas carbonatadas.

**Rotación de granos de cuarzo.** La reorientación de granos inequidimensionales de cuarzo hacia la dirección de anisotropía tectónica (sin evidencias de recristalización) constituye un rasgo ligado a rotación mecánica de los granos como elementos pasivos dentro de una matriz con un menor grado de viscosidad. Es un rasgo presente tanto en rocas detríticas como en rocas carbonatadas ricas en cuarzo y se manifiesta por una orientación simétrica de la población de los granos detríticos respecto a la esquistosidad.

#### La esquistosidad y su relación con la macroestructura

Las relaciones geométricas y genéticas entre la macroestructura y la anisotropía tectónica se han representado en el mapa de trayectorias de la esquistosidad (fig. 8). La cartografía de la distribución de la esquistosidad se ha realizado inicialmente a escala 1/50.000 considerándose más de 650 estaciones repartidas a lo largo de la zona estudiada. En cada estación se han tomado datos de buzamiento de esquistosidad y estratificación, pudiendo observar en cada punto la relación geométrica entre ambas superficies. Las trayectorias de esquistosidad se han obtenido dibujando sobre el mapa curvas de dirección de los planos. Aparecen espaciadas en función de su buzamiento de modo que los mayores buzamientos de la esquistosidad se traducen en trayectorias más próximas. La disposición en detalle de la es-

<sup>2</sup> Hay que señalar que los agregados de clorita-mica blanca poseen inicialmente una forma subrectangular o, más frecuentemente, de tonel por lo que la forma romboidal es un carácter adquirido con posterioridad a su desarrollo.



# MAPA DE TRAYECTORIAS DE LA ESQUISTOSIDAD

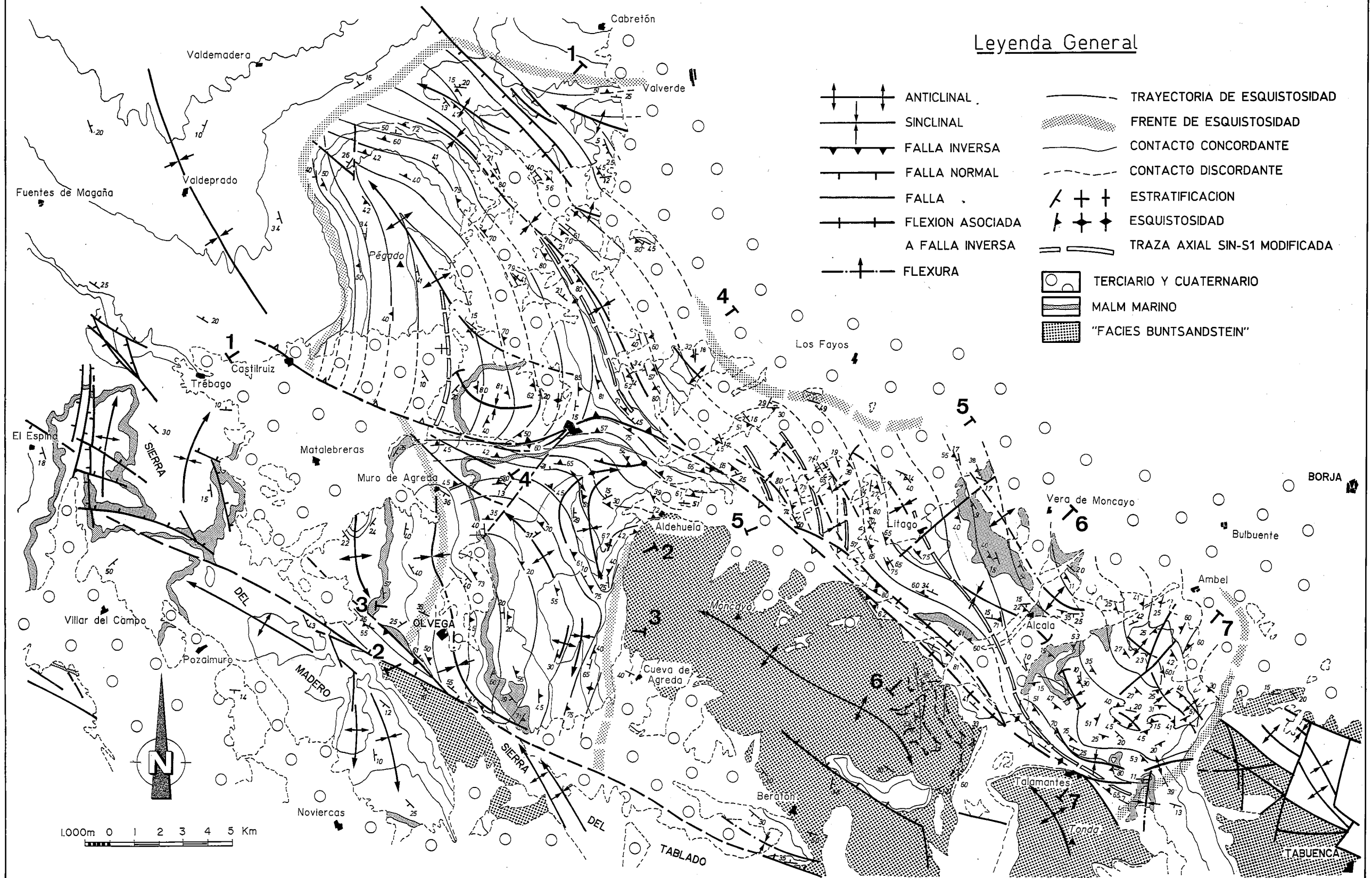


Figura 8.- Mapa de trayectorias de la esquistosidad del área estudiada. Los números indican la localización de los cortes que se muestran en las figuras 9 y 10.

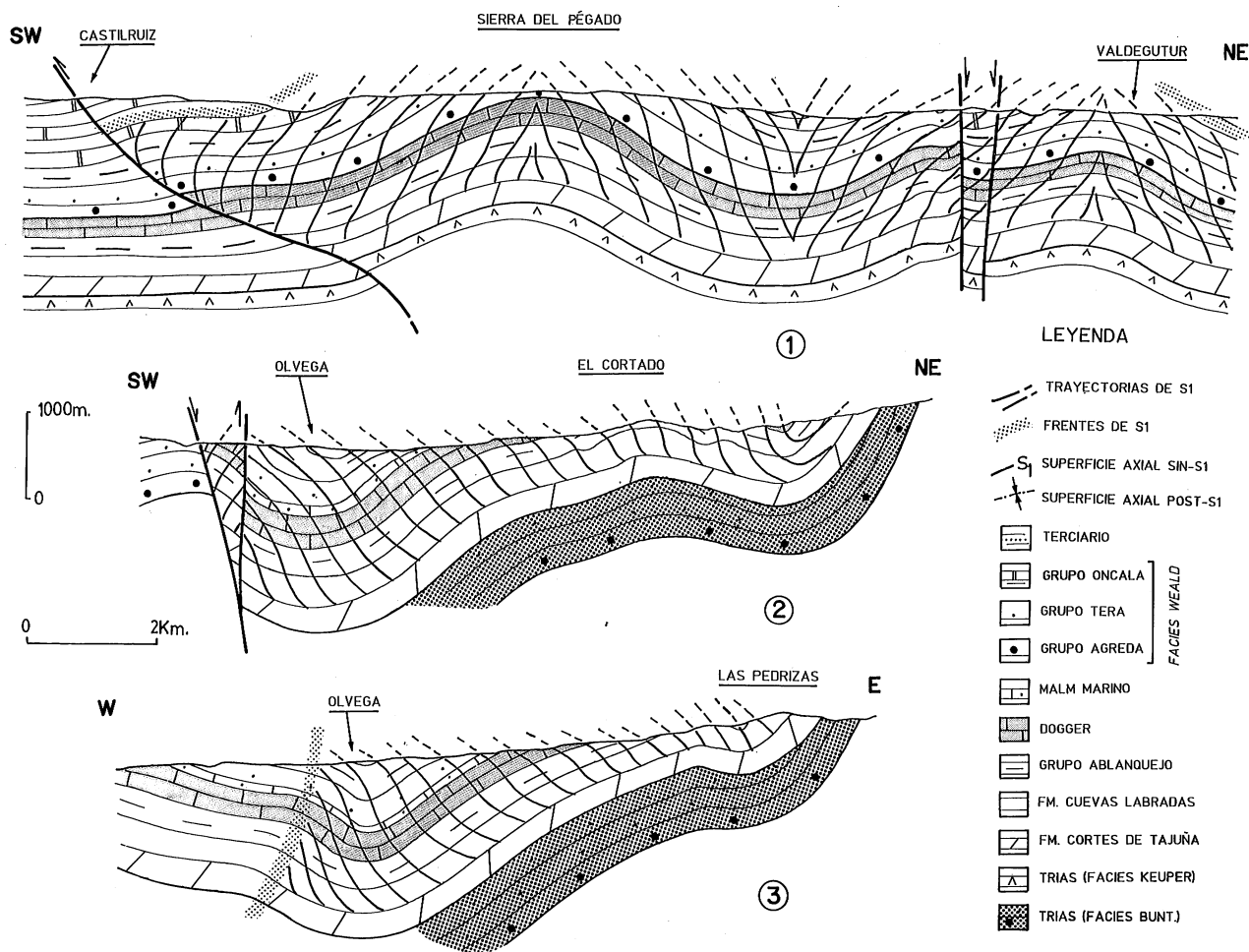


Figura 9.- Cortes geológicos 1, 2 y 3.

quistosidad en relación a los pliegues de escala cartográfica ha permitido reconocer estructuras pre, sin y postesquistosas.

*Pliegues preesquistosos*

Se localizan al oeste del macizo del Moncayo, en el bloque septentrional de la falla de Tablado (accidente de orientación NW-SE que limita la vertiente norte de la sierra del mismo nombre). Estos pliegues poseen una orientación submeridiana y su traza axial está ligeramente modificada por suaves flexiones de orientación aproximadamente E-W. A escala cartográfica el carácter preesquistoso viene determinado por la relación de corte existente entre las trayectorias de esquistosidad y el sinclinal de Muro de Agreda-Olvega (fig. 8). A escala de afloramiento, los planos de esquistosidad presentan un buzamiento similar en ambos flancos del pliegue, llegando a ser menor el de la esquistosidad al sur y sureste de Olvega (fig. 8 y fig. 9, corte 2). Este hecho permite considerar la esquistosidad posterior a la formación de la estructura.

*Pliegues sinesquistosos*

Los pliegues sinesquistosos se localizan en el bloque septentrional de la falla de Talamantes-Castilruiz

(fig. 8). En relación a ellos la esquistosidad forma un claro abanico inverso (fig. 9, corte 1 y fig. 10, cortes 4, 5, 6 y 7). Estos pliegues son siempre de carácter laxo y afectan a una serie estratigráfica de gran potencia formada por materiales litológicamente muy homogéneos que se disponen en estratos muy gruesos. Se trata, pues, de un material poco favorable a ser deformado por flexodeslizamiento (flexural slip). La disposición de la esquistosidad en relación a los pliegues y las características de los materiales anteriormente señaladas sugieren que el desarrollo y disposición geométrica de la esquistosidad está "gobernado" por el mecanismo de flexofluencia (flexural flow) asociado a pliegues de flexión con deformación de flanco. A diferencia de lo esperable desde el punto de vista teórico, los datos de campo muestran que el desarrollo de la esquistosidad según este modelo tiene lugar para buzamientos realmente bajos de los estratos (< 20°). El pliegue de Valdegutur es un ejemplo claro de este hecho (fig. 9, corte 1). A esta deformación de flanco hay que añadir el efecto de la deformación longitudinal tangencial responsable de la presencia de planos de esquistosidad subverticales en las zonas de arco interno de los pliegues que forman, en todos los casos, un ángulo superior a 45° (fig. 11). En la Figura 12 se presenta un modelo de superposición de los campos de deformación asociados a estos dos mecanismos que permite explicar

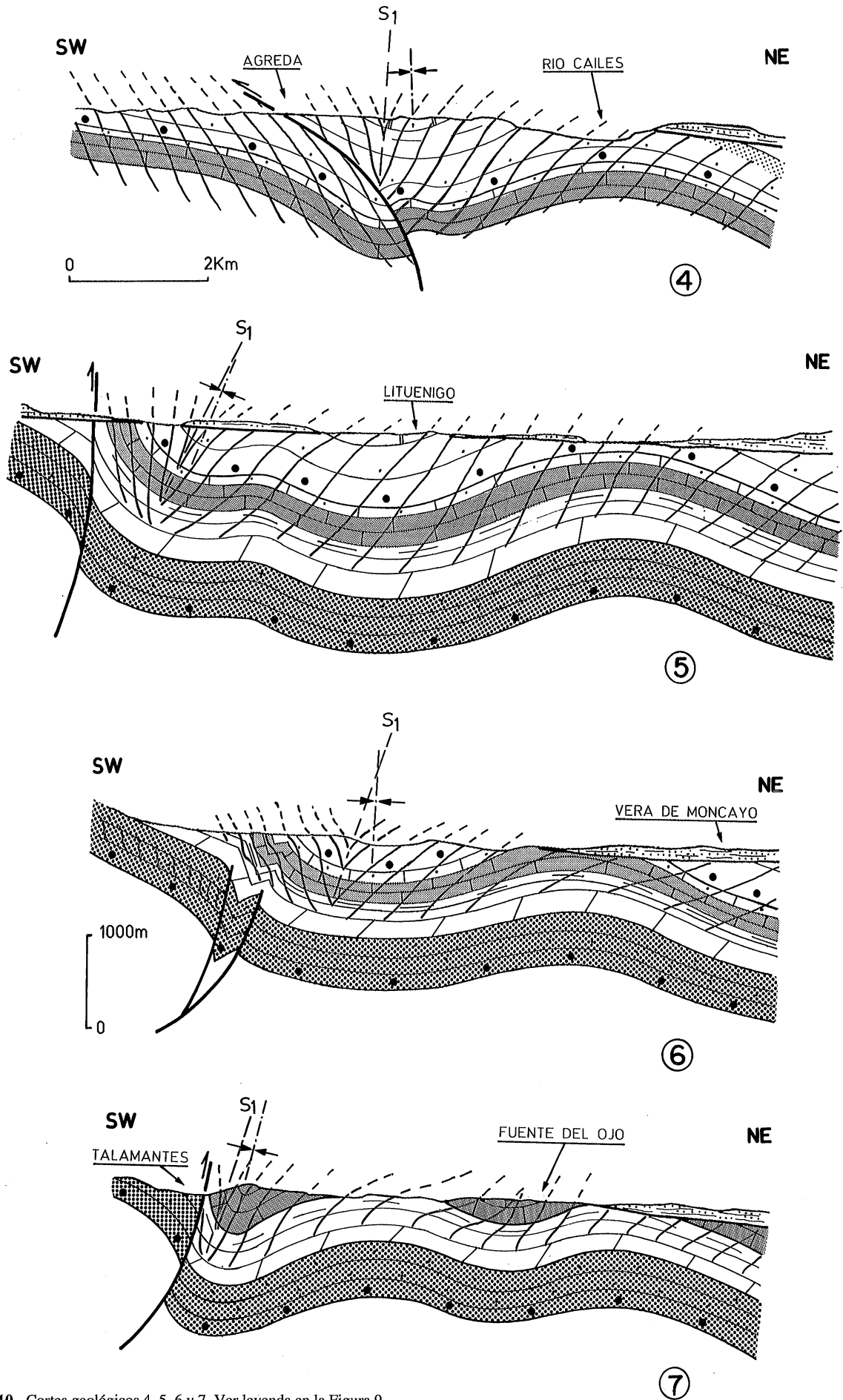


Figura 10.- Cortes geológicos 4, 5, 6 y 7. Ver leyenda en la Figura 9.

la disposición actual de la esquistosidad en relación a los pliegues sinesquistosos. Tal y como se muestra en la Figura 12C, en el arco externo de los pliegues (zona de trama gris) el resultado de esta combinación sería un decrecimiento gradual del ángulo entre estratificación y esquistosidad hacia la zona de charnela (hecho que no ha sido observado). En el arco interno el resultado sería la presencia de planos de esquistosidad subverticales, paralelos al plano axial de los pliegues (zona de trama gris del arco interno del pliegue de la Figura 12C), análogos a los observados en las zonas de charnela de los sinclinales sinesquistosos.

La relación de la falla de Talamantes-Castilruiz con la génesis de los pliegues sinesquistosos se pone de manifiesto con claridad en el tramo comprendido entre el Barranco de los Huertos (al SW de Litago) y el de Valdeherrerá (al SE de Talamantes). En este sector la falla presenta un trazado rectilíneo poniendo en contacto los materiales del Trías inferior, en "facies Buntsandstein", del macizo del Moncayo, al SW, con las calizas del Dogger, al NE (fig. 10, corte 7). Independientemente de la geometría en abanico inverso que configura la esquistosidad respecto al pliegue sinesquistoso reconocido en este tramo (el sinclinal de Litago-Talamantes) (fig. 8), en las capas más próximas a la zona de influencia de la falla se observa un decrecimiento gradual del ángulo entre esquistosidad y estratificación a la vez que un notable incremento de la pene-



Figura 11.- Esquistosidad en calizas lacustres del Grupo Oncala (facies Weald). Proximidades de Agreda.

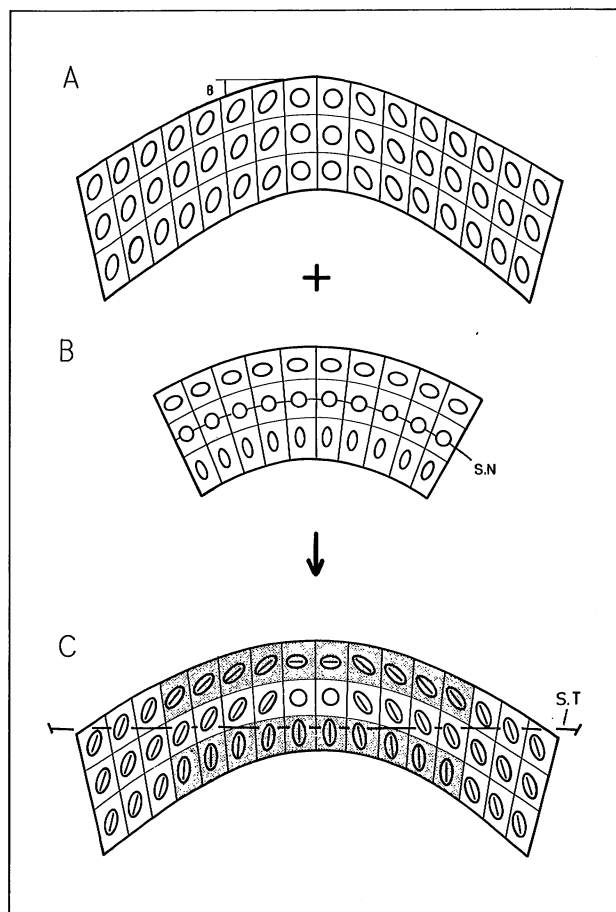


Figura 12.- Superposición de dos campos de deformación en un plegamiento flexural. A: Deformación por flujo flexural. El ángulo  $\beta$  representa el valor mínimo de la estratificación, observable en el campo, para el cual aparece esquistosidad en las zonas de flanco de los pliegues sinesquistosos. B: Deformación longitudinal tangencial. S-N: Superficie neutra. C: Campo de deformación resultante de la actuación de los dos mecanismos señalados. Los trazos continuos del interior de las elipses representan la traza de la esquistosidad previsible a partir de la orientación de las elipses de deformación finita. S.P.: Superficie topográfica actual.

tratividad de la estructura (fig. 10, cortes 6 y 7). Estos hechos se observan claramente en las inmediaciones de Talamantes donde la esquistosidad llega a ser tan penetrativa que dificulta la observación de las superficies de estratificación. El ángulo entre la esquistosidad y la estratificación (subvertical) no supera los  $10^\circ$  (figs. 13A y 13B). Bajo el microscopio la fábrica de las rocas más próximas a la falla se caracteriza, a diferencia del resto de la zona estudiada, por presentar una segunda esquistosidad con un grado de desarrollo incipiente limitada entre superficies mejor desarrolladas y de trazado rectilíneo. En las rocas calcáreas ambos conjuntos de superficies configuran estrechas bandas de cizalla que dan lugar a fábricas muy homogéneas (fig. 13C).

En el bloque sur, la influencia de la falla en el desarrollo de la foliación tectónica se materializa en la presencia de una banda discontinua de esquistosidad que se extiende desde el Barranco de Morca (al Sur de Litago) hasta el Barranco de las Peñas de Herrera (al Sur de Añón) (fig. 8). Esta banda afecta a materiales triásicos del flanco nororiental del anticlinal del Moncayo (fig. 10, corte 6). A lo largo de la banda, y de NW a

SE, los planos de esquistosidad presentan una variación de orientación compatible con un funcionamiento direccional sinistral de la falla. En el interior de la banda la esquistosidad se observa únicamente en tramos de escala métrica con un mejor desarrollo en los paquetes arcillosos. En los niveles areniscosos, más competentes, la esquistosidad penetra débilmente produciéndose refracción de las superficies (fig. 14).

#### *Pliegues postesquistosos*

Además del conjunto de pliegues pre y sinesquistosos descritos, existen otros que deforman la esquistosidad según dos direcciones aproximadamente ortogonales que varían dependiendo de la disposición de las estructuras previas respecto a la dirección de acortamiento regional (fig. 8). La disposición actual que presenta la esquistosidad en relación a los pliegues posteriores puede ser explicada como resultado de tres modelos básicos de interferencia entre superficies inicialmente horizontales (estratificación) y superficies inicialmente inclinadas (esquistosidad) (fig. 15). Considerando el mismo mecanismo de deformación para los pliegues postesquistosos, la naturaleza de estos modelos depende fundamentalmente de la relación entre la orientación original de la esquistosidad y la de los pliegues postesquistosos.

*Tipo 1.* Los planos de la esquistosidad y los ejes de los pliegues posteriores presentan direcciones ortogonales. Esta situación se reconoce tanto en la parte occidental del Moncayo (sinclinal de San Blas, tramo septentrional del anticlinal de Fuentes de Agreda y zona de pliegues superpuestos de Cuesta Labarga, al oeste de Olvega) como en la parte oriental, en el sector comprendido entre Alcalá de Moncayo, Ambel y Talamantes (flexiones de orientación NE-SW) (figs. 2 y 8). Este modelo de interferencia provoca, en todos los casos, una variación tanto de la dirección e inclinación como del sentido de buzamiento de la esquistosidad (fig. 15A).

*Tipo 2.* Los planos de esquistosidad son oblicuos respecto al eje de un pliegue posterior. Constituye el modelo más generalizado al cual pueden ser referidos un gran número de pliegues postesquistosos. El modelo da lugar, en todos los casos, a una variación de la dirección e inclinación de la esquistosidad (fig. 15B). El anticlinal de Inestrillas, el sinclinal de Litago y anticlinal de Trasmoz-Alcalá son algunos ejemplos de este tipo de interferencia (figs. 2 y 8). En los casos más extremos de distorsión este modelo de interferencia produce, además, una modificación del sentido de buzamiento de la esquistosidad. Esta situación se observa en las flexiones menores asociadas al anticlinal del Barranco de Valdelagua (al norte de Talamantes), donde las trayectorias dibujan un bucle alrededor de la estructura principal, y en el sinclinal de Fuentes de Agreda (figs. 2 y 8). En este último caso, esta modalidad de distorsión da lugar a relaciones geométricas entre la esquistosidad y la estratificación similares a las que se observan en los flancos invertidos de pliegues sinesquistosos donde ambas superficies buzando en el mismo sentido pero siendo menor el de la esquistosidad (fig. 9, corte 2). En todas las situaciones, las "uves" cartográficas

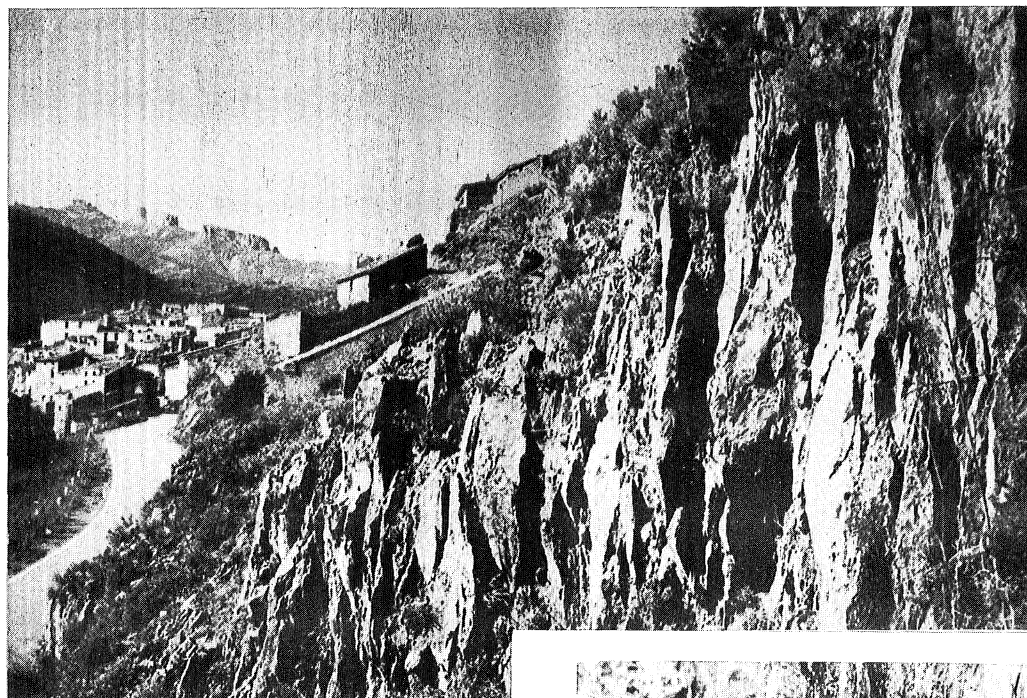
que dibujan las trayectorias de esquistosidad reflejan la inmersión de las estructuras.

*Tipo 3.* Las superficies de esquistosidad son paralelas a la dirección del eje de un pliegue recto posterior. Este modelo de interferencia da lugar a una variación de la inclinación de la esquistosidad y una conservación de su dirección en ambos flancos del pliegue posterior (fig. 15C). En la parte occidental del Moncayo (fig. 2) esta situación se observa en relación al anticlinorio del Cortado y a los pliegues anticlinal y sinclinal de las Pedrizas (fig. 9, cortes 2 y 3). En la parte oriental la deformación de la esquistosidad por el sinclinal de la Fuente del Ojo (al sur de Ambel) (fig. 2) responde a este mismo modelo. En este caso la convergencia de las trayectorias de esquistosidad en la zona de la charnela se explica por la fuerte inmersión, hacia el NW, que presenta la estructura (fig. 10, corte 7). Debido al carácter poco apretado de estos pliegues no han quedado registradas situaciones en las que, además de la variación en la inclinación de las superficies de esquistosidad, se haya producido un cambio del sentido del buzamiento de las superficies. A escala de afloramiento el plegamiento coaxial de la esquistosidad se observa en relación a algunas flexiones de orientación NW-SE asociadas al sinclinal de la Fuente del Ojo (fig. 16). Tanto este tipo de interferencia como el anterior, dan lugar a situaciones de esquistosidad subhorizontal (fig. 17).

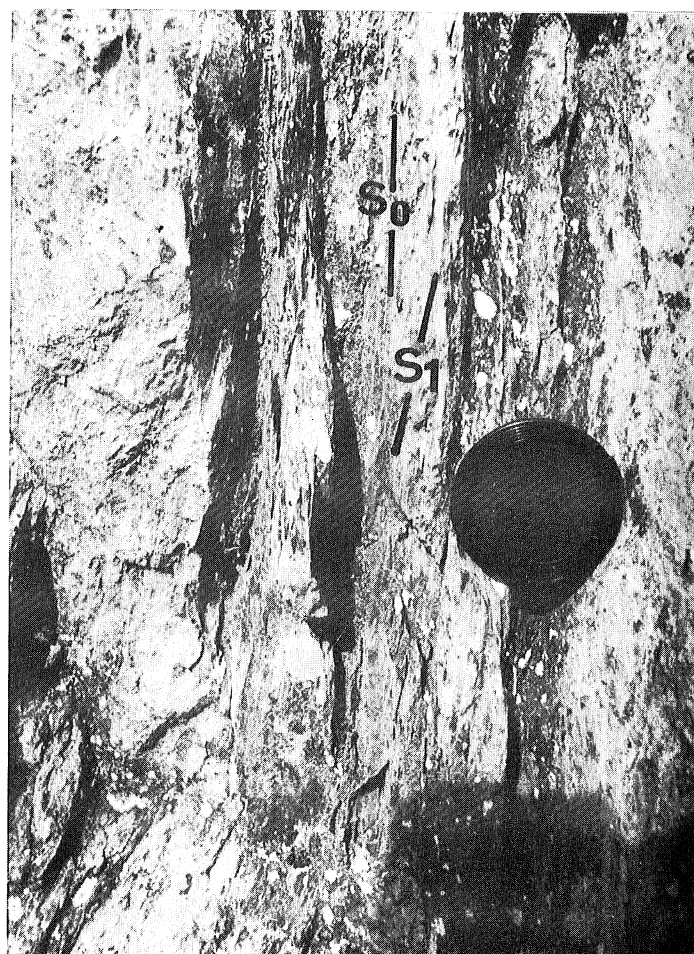
En todos los casos de pliegues postesquistosos descritos, la variación en rumbo y buzamiento de las superficies de esquistosidad se produce manteniéndose el ángulo diedro entre ésta y la estratificación a lo largo de la superficie plegada tal y como ocurre en el caso de pliegues postesquistosos flexurales. En la Figura 18A se refleja este hecho con datos correspondientes al anticlinal de Trasmoz-Alcalá. En cuanto a los valores de los ángulos observados, estos varían en función de la competencia de los materiales (de 20° a 40° en los más competentes y de 5° a 10° en los incompetentes).

De acuerdo con los modelos de Anderson (1951), la distribución que presentan las trayectorias de la esquistosidad en relación a los dos accidentes principales de dirección NW-SE (falla de Talamantes-Castilruiz y falla de la Sierra de Tablado), es compatible con un modelo de modificación del esfuerzo compresivo primario debido al efecto de anclaje en el extremo de fallas direccionales sinistralas (fig. 19). A una escala menor, la distribución de las trayectorias en relación al sector NW del macizo del Moncayo, constituye un aspecto de gran interés para interpretar la relación entre la esquistosidad y la macroestructura. Tal y como se observa en la cartografía, la esquistosidad se adapta al contorno del macizo triásico. La restitución a la horizontal de datos de estratificación, tomados en las inmediaciones de Aldehuela de Agreda, pone de manifiesto el cambio de orientación experimentado por la esquistosidad respecto a su posición actual (fig. 18B). Este hecho indica que el levantamiento del bloque del Moncayo dió lugar a la deformación tardía de la esquistosidad (fig. 21D).

La distribución areal de la esquistosidad queda limitada por frentes litológicos o estructurales. El carácter litológico del frente se materializa en rocas de gran competencia (carniolas de la base del Lías) o en materiales finamente estratificados (calizas en lajas del



A



B



C

**Figura 13.-** Aspectos de la esquistosidad en las inmediaciones de la falla de Talamantes. A: Vista panorámica de Talamantes donde se aprecia la esquistosidad subvertical desarrollada en una alternancia caliza-marga del Lías superior. B: Detalle correspondiente a la fotografía anterior donde se observa la relación entre la estratificación ( $S_0$ ) y la esquistosidad ( $S_1$ ) asociada al flanco sur del sinclinal sinesquistoso de Litago-Talamantes. C: Aspecto microscópico de la fábrica en los términos calcareos que se observan en la figura 12B. Los dos tipos de superficies de disolución (en tonos oscuros) representan superficies S-C. Las superficies mejor desarrolladas corresponden a la esquistosidad principal ( $S_1$ ).



Figura 14.- Afloramiento del Trías en la zona de las Peñas de Herrera (parte oriental del Moncayo). Aspecto de la refracción de la esquistosidad.

Grupo Oncala). Los frentes de carácter estructural se relacionan: a) con la presencia de fallas de escala cartográfica (falla de Tablado, que limita el desarrollo de la esquistosidad al sur de la Sierra del Moncayo), b) con la presencia de pliegues preesquistosos (sinclinal N-S de Muro de Agreda-Olvega al oeste del Moncayo), c) con la atenuación de las estructuras (frente de la depresión del Ebro) y d) con sectores sin presencia de esquistosidad (zonas suroccidentales de los macizos de Tabuena y del Moncayo). Desde el punto de vista estratigráfico la distribución de la esquistosidad abarca desde el Trías inferior (Grupo Detrítico de las "facies Buntsandstein") hasta el Jurásico superior (Grupo Oncala de las "facies Weald").

### Relación esquistosidad-metamorfismo

El metamorfismo que afecta a los materiales en "facies Weald" de la región de la Sierra del Moncayo corresponde al evento térmico que afecta a las rocas finijurásicas y eocretácicas del conjunto geológico de las Sierras de Cameros. Fue estudiado en primer lugar por Guiraud (1983) y Guiraud y Seguret (1984) quienes lo consideran asociado a la anomalía térmica ligada al estiramiento cortical en una zona de relevo extensivo entre dos fallas de orientación NE-SW. Para estos autores

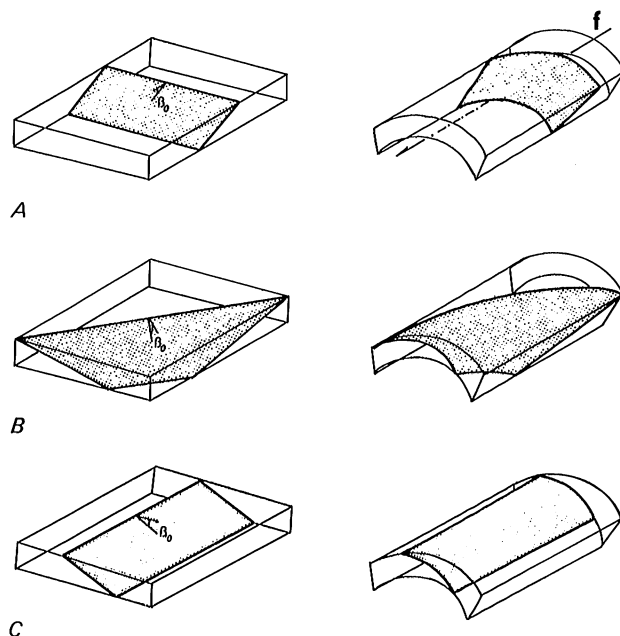


Figura 15.- Modelos de deformación de la esquistosidad. A: Interferencia de la esquistosidad monoclinial con un pliegue posterior perpendicular. B: Interferencia de la esquistosidad monoclinial con un pliegue oblicuo. C: Plegamiento coaxial de la esquistosidad monoclinial.  $\beta_0$ : Ángulo diedro entre las superficies de estratificación y esquistosidad. f: Eje del pliegue postesquistoso. La superficie tramada representa la esquistosidad.

el metamorfismo sería, entonces, coetáneo al desarrollo de la cuenca cretácica de Cameros. Este hecho sería puesto de manifiesto posteriormente por Golberg *et al.*, (1988) quienes datan el metamorfismo en 100 Ma ( $99.5 \pm 2.2$  Ma). Recientemente Casquet *et al.* (1992) datan el metamorfismo entre los 108-86 Ma considerándolo posterior al relleno de la cuenca. Según estos autores se trata de un metamorfismo hidrotermal ligado a la percolación de fluidos de origen profundo a través de un importante accidente tectónico regional. Por lo que se refiere a las condiciones P-T, los datos aportados por los diferentes autores coinciden, sin embargo, en confirmar que se trata de un metamorfismo de grado bajo a muy bajo:

- 1 a 2.3 Kb y 350°-420° C según Guiraud (1983)
- 250°-350° en la zona de clorita y 350°-420° en la zona de cloritoide (Golberg *et al.*, 1988)
- 1Kb y 320°  $\pm$  12.6°C según Casquet *et al.* (1992)

Desde el punto de vista paragenético los distintos autores coinciden en señalar la presencia de cuatro asociaciones minerales fundamentales. Refiriendonos al trabajo de Casquet *et al.* (1992), son las siguientes:

- 1) Cuarzo, illita, clorita ( $\pm$ plagioclasa,  $\pm$ moscovita,  $\pm$ pirita,  $\pm$ materia orgánica)
- 2) Cuarzo, illita, clorita, cloritoide,  $\pm$ pirofilita ( $\pm$ moscovita,  $\pm$ carbonatos)
- 3) Cuarzo, clorita, carbonato ( $\pm$ plagioclasa,  $\pm$ moscovita,  $\pm$ materia orgánica)
- 4) Cuarzo, illita ( $\pm$ plagioclasa,  $\pm$ moscovita,  $\pm$ pirita)

La única cartografía del metamorfismo existente (Guiraud, 1983), indica la presencia de dos zonas de isometamorfismo. Una zona con clorita y pirofilita (o



**Figura 16.-** Vista transversal de un pliegue menor NW-SE que afecta coaxialmente a la esquistosidad. Proximidades de la Fuente del Ojo (Sur de Ambel).

zona externa) caracterizada por la paragénesis: mica blanca, clorita y pirofilita (esta última aparece conjuntamente con la clorita) y otra zona (interna) con cloritoide definida por la paragénesis: mica blanca, clorita y cloritoide. La aparición del cloritoide depende, además de las condiciones P-T, del quimismo de la roca encontrándose ligado a niveles pelíticos reductores en

los que es frecuente la presencia de pirita y materia orgánica más o menos grafitizada. Desde el punto de vista estratigráfico el metamorfismo afecta a los grupos Tera, Oncala, Urbión y base del Grupo Enciso (Guiraud, 1983), siendo en los tramos basales del Grupo Urbión donde los efectos del metamorfismo son más intensos (Casquet *et al.*, 1992).

Las relaciones entre las distintas fases y agregados minerales asociados al metamorfismo (minerales neoformados) y la esquistosidad se han analizado sobre láminas delgadas correspondientes tanto a la zona isometamórfica externa (con clorita y pirofilita) como a la zona isometamórfica interna (con cloritoide).

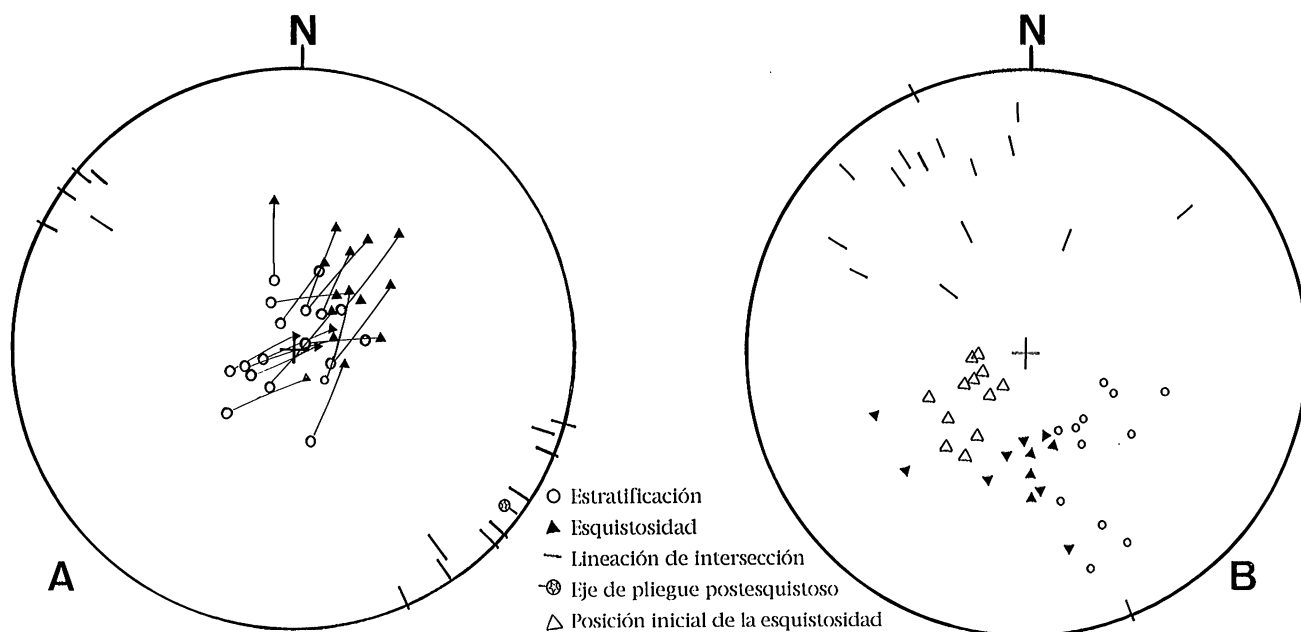
En el primer caso, las láminas analizadas corresponden a limolitas y margas de la parte baja del Grupo Oncala. En ellas la esquistosidad se manifiesta fundamentalmente por la presencia de filosilicatos recristalizados (cloritas e illitas mayoritariamente). En las margas (con esquistosidad pizarrosa) el contenido en filosilicatos puede llegar a constituir el 80% de la roca (fig. 6A). En este tipo de litologías es frecuente la presencia de cristales cúbicos de pirita que han desarrollado cristalizaciones de clorita y cuarzo en las zonas abrigadas (fig. 6A). En los términos limosos (con una fábrica menos homogénea) además de los filosilicatos de la matriz es frecuente la presencia de nódulos cloríticos y agregados de clorita-mica blanca. Los primeros aparecen aplastados paralelamente a la esquistosidad (fig. 3B) con los cristales internos afectados por deformación intracristalina materializada en extinción ondulante. Los agregados tienen una típica forma romboidal o lenticular adquirida por el deslizamiento entre los cristales individuales (fig. 5A). Estas observaciones ponen de manifiesto que las fases y agregados minerales neoformados presentes en las rocas analizadas de la zona isometamórfica externa tienen un carácter tanto pre (agregados y nódulos cloríticos) como sin-S1 (filosilicatos recristalizados de la matriz).

En el segundo caso (zona interna con cloritoide) las láminas analizadas corresponden a areniscas, limolitas y margas de la parte media y baja de los Grupos Urbión y Enciso respectivamente. Mientras que en las margas la es-



**Figura 17.-** Esquistosidad horizontal en estratos calizos del Jurásico medio. Flanco sur del anticlinal del Barranco de Valdelagua (NE de Talamantes).





**Figura 18.-** Datos estructurales. A: Constancia del ángulo diedro entre la esquistosidad y la estratificación. Datos correspondientes al anticlinal de Trasmoz-Alcala. B: Disposición actual de la esquistosidad en la zona de Aldehuela de Agreda (parte NW del macizo del Moncayo).

quistosidad presenta características similares a las descritas anteriormente (esquistosidad pizarrosa con predominio de filosilicatos recristalizados), en las limolitas y areniscas la fábrica es menos homogénea diferenciándose dominios en la roca (esquistosidad pizarrosa en dominios a grosera en dominios). En las láminas analizadas los cloritoides se presentan como microcristales (< 0.1 mm) con un típico hábito prismático y color gris-azulado claramente desorientados respecto a la esquistosidad de la roca (fig. 20). En el caso de la zona isometamórfica interna los minerales neoformados (filosilicatos de la matriz y cloritoides) presentan un carácter sin y postesquistoso respectivamente.

Tal y como demuestran las relaciones anteriormente descritas entre esquistosidad y los minerales metamórficos, el metamorfismo de la cuenca wealdense de Cameros es pre, sin y post-S1. El carácter, en parte, sin-esquistoso del metamorfismo de Cameros proporciona un buen argumento a favor del papel activo de éste en el desarrollo de fábricas tectónicas. A escala regional la relación entre metamorfismo y deformación tectónica se materializa en una coincidencia espacial entre el dominio de esquistosidad y el dominio con presencia de paragénesis metamórficas ya que ambos se extienden desde la región de la Sierra del Moncayo, al SE, hasta el límite occidental de las Sierras de Cameros, al NW. Aspectos tales como la no coincidencia entre el pico térmico metamórfico (representado por la aparición de cloritoide) y la etapa esquistosa o, el significado de una etapa tectónica intracretácica asociada a deformación dúctil son problemas que están siendo estudiados en la actualidad.

### Modelo Tectónico

El modelo tectónico que se deduce del análisis detallado de las relaciones entre la esquistosidad y la macroestructura refleja una variación de la dirección de

acortamiento regional desde una posición ENE-WSW a otra N-S. La identificación de un evento esquistoso ha permitido diferenciar cuatro estadios de deformación que representan cuatro momentos de la evolución tectónica de esta región (fig. 21).

#### Estadio I

Representa el comienzo de la historia deformacional, caracterizada por una dirección de acortamiento aproximadamente ENE-WSW que provoca el funcionamiento sinistral de la falla direccional inversa de Tablado cuya terminación se encuentra en este sector. Estas dos circunstancias (movimiento sinistral y presencia de la terminación de la estructura) explicarían el desarrollo los pliegues preesquistosos de orientación N-S en la zona del extremo compresivo de la falla (fig. 21A).

#### Estadio II

Con la dirección de acortamiento regional en la misma posición (ENE-WSW) se produce el desarrollo de la falla direccional inversa de Talamantes-Castilruiz paralela a la anterior (fig. 21B). En este contexto deformacional se produjo el desarrollo de la esquistosidad regional cuya distribución es compatible con un modelo de modificación del campo de esfuerzo compresivo primario debido al efecto de anclaje en el extremo de fallas direccionales sinistras (fig. 19). La disposición geométrica de la esquistosidad en relación a los pliegues sinesquistosos sugiere la actuación combinada de dos mecanismos de deformación (flexofluencia y deformación longitudinal tangencial) en el proceso de desarrollo de la esquistosidad (fig. 12). La presencia de minerales metamórficos deformados por la esquistosidad (agregados de clorita-mica blanca con cizalla intracristalina y nódulos cloríticos aplastados)

indica el carácter, en parte, pre-S1 del evento térmico. Además de los minerales metamórficos afectados por la esquistosidad, se han reconocido otros sincrónicos al desarrollo de la anisotropía tectónica (cloritas e illitas recristalizadas fundamentalmente). En algunas rocas (limolitas y margas) los filosilicatos neoformados, en un porcentaje superior 80%, materializan la esquistosidad dando lugar a fábricas muy homogéneas (fig. 6A).

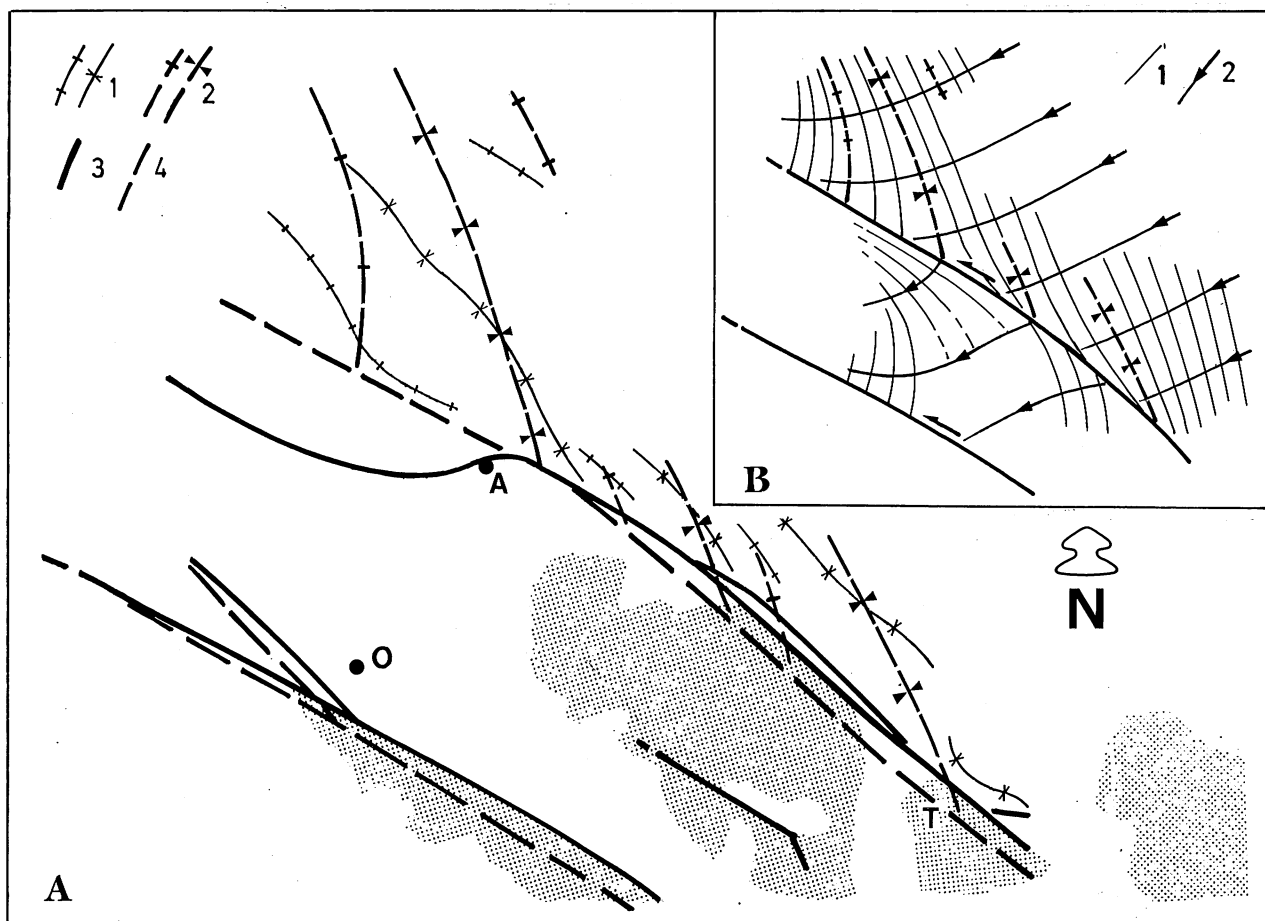
### Estadio III

Este estadio se caracteriza por una dirección de acortamiento NE-SW. En relación a la falla de Talamantes-Castilruiz, esta dirección de acortamiento dió lugar tanto al movimiento inverso del tramo Talamantes-Agreda (con vergencia norte), como al inicio de la deformación de su tramo más occidental (Agreda-Castilruiz), con vergencia sur. También provocó la verticalización de la falla de Tablado. Se formaron, además, pliegues postesquistosos con una orientación gobernada por la de los dos accidentes principales (fig. 21C). Un efecto importante del acortamiento NE-SW fue la modificación de la posición de las charnelas de los pliegues sinesquistosos en relación a la falla de Talamantes-Castilruiz. Este hecho explica el desplazamiento que muestran las superficies axiales de los

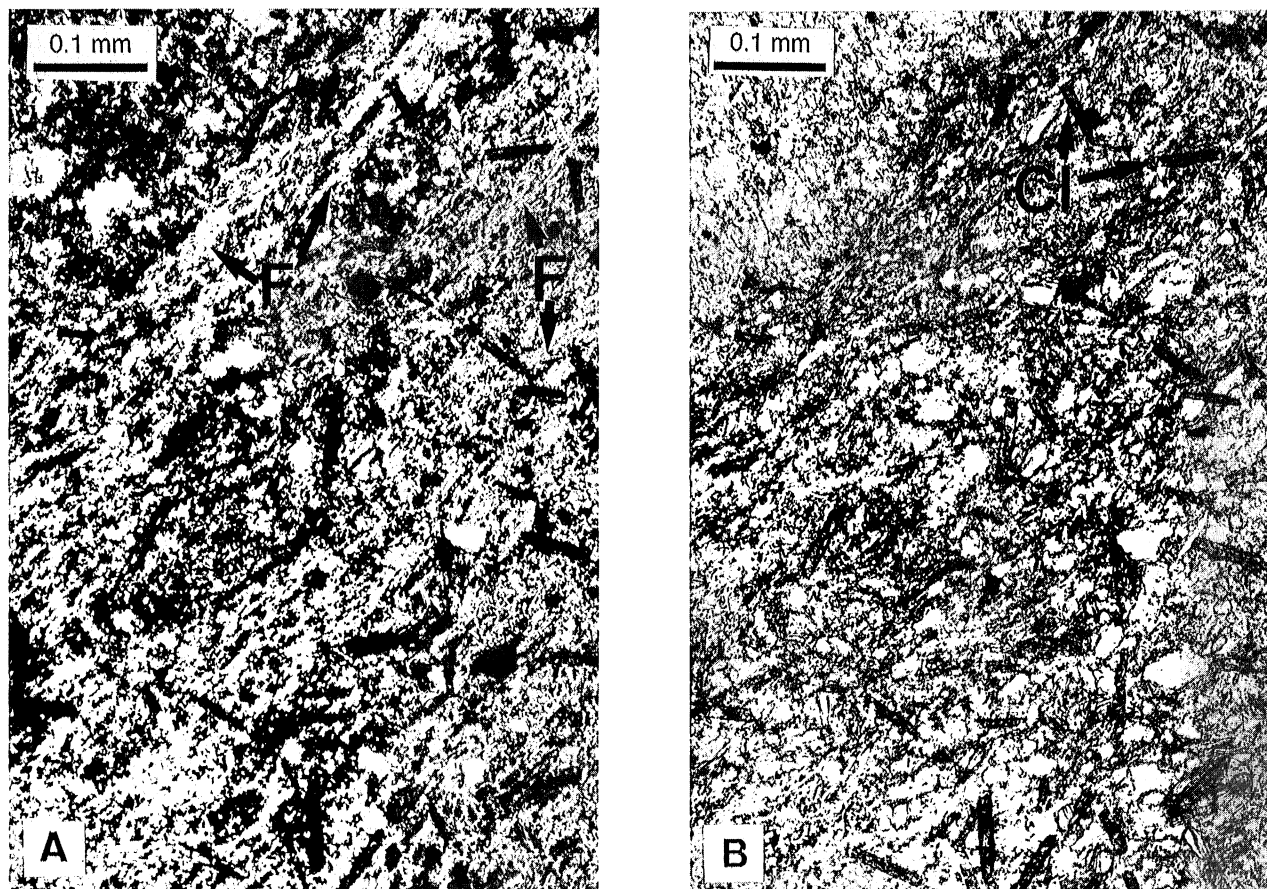
pliegues sinesquistosos respecto a las de los pliegues posteriores (fig. 10, cortes 4, 5, 6 y 7).

### Estadio IV

Corresponde al último evento deformacional reconocido por medio del análisis de las relaciones entre la esquistosidad y la macroestructura. Se caracteriza por una dirección de acortamiento aproximadamente N-S. En este estadio se completa la deformación del tramo más occidental de la falla de Talamantes-Castilruiz (subortogonal a la dirección de acortamiento) a la que se asocia la flexión sinclinal de San Blas (al W de Agreda) y la desviación de la charnela del anticlinal del Pégado. Por otro lado, esta dirección de acortamiento dió lugar al funcionamiento dextro-inverso de accidentes principales de dirección NW-SE. Los efectos más espectaculares asociados a este movimiento son el conjunto de pliegues postesquistosos, de orientación NE-SW a N-S, desarrollados en relación al levantamiento de los bloques del Moncayo y Tabuena hacia el NW (fig. 21D). En parte septentrional de la zona esta dirección de acortamiento se manifiesta en el desarrollo de pliegues (anticlinales de Inestrillas y Guttur) que afectan al flanco NE del sinclinal sinesquistoso de Aguilar, asociados al funcionamiento dextral de fallas verticales NW-SE.



**Figura 19.-** Explicación del dominio de esquistosidad según un modelo de perturbación del esfuerzo compresivo primario en relación a fallas direccionales. A: Esquema estructural de la evolución de la posición de los pliegues sinesquistosos y de las dos principales fallas de escala cartográfica. 1: Disposición actual de las trazas axiales de los pliegues sinesquistosos. 2: Reconstrucción de la posición original de las trazas axiales de los pliegues sinesquistosos. 3: Trazas actuales de las fallas direccionales. 4: Trazas originales reconstruidas de las fallas direccionales. A: Agreda. O: Olvega. T: Talamantes. B: Modelo teórico de perturbación del esfuerzo compresivo aplicado al dominio de esquistosidad estudiado. 1: Trayectorias de esquistosidad. 2: Trayectorias de S1.



**Figura 20.-** Aspectos microscópicos de una limonita con esquistosidad grosera en dominios de la zona isometamórfica interna. A: Nícoles cruzados. B: Nícoles paralelos. Observar la presencia de cloritoides (Cl) no orientados en relación a la esquistosidad de la roca, que está materializada por filosilicatos recrystalizados (F).

## Conclusiones

El sector comprendido entre la Sierra del Moncayo y las primeras estribaciones de la Sierra de Cameros (límite NW de la Cadena Ibérica Oriental) se caracteriza, desde el punto de vista de la deformación dúctil, por mostrar un dominio de esquistosidad que afecta a rocas de edad triásica y jurásica. Con el fin de establecer una datación relativa de la etapa esquistosa se han analizado las relaciones texturales entre la esquistosidad y las fases minerales ligadas al metamorfismo que afecta a los materiales wealdenses del dominio geológico de las Sierras de Cameros. Este estudio ha puesto de manifiesto que el metamorfismo tiene un carácter pre, sin y post-esquistoso y por lo tanto, el desarrollo de la esquistosidad se relaciona con una etapa de deformación dúctil intracretácica.

Los mecanismos fundamentales involucrados en la génesis de la esquistosidad son la recrystalización orientada de filosilicatos y la disolución por presión. El primero da lugar a fábricas muy homogéneas en las rocas pelíticas y margosas afectadas por metamorfismo. La disolución por presión es el mecanismo fundamental en las rocas carbonatadas en las cuales, la homogeneidad de la fábrica depende del tamaño de grano de la fracción detrítica y de su abundancia relativa en la roca. En las rocas detríticas este mecanismo da lugar a fábricas con un marcado carácter zonal (esquistosidad grosera en dominios y esquistosidad pizarrosa en dominios) debido al proceso de disolución selectiva de

los componentes cuarzo-filosilicatados.

La coexistencia de determinados rasgos microestructurales sugiere que los mecanismos asociados al proceso de formación de la esquistosidad actúan simultáneamente o de un modo más o menos escalonado, pero en ningún caso de forma aislada.

El mapa de trayectorias de la esquistosidad de la zona estudiada pone de manifiesto la existencia de una única esquistosidad cuya distribución espacial es compatible con una perturbación del campo de esfuerzo primario en los extremos de dos fallas sinistralas de dirección NW-SE, la falla de Tablado y la falla de Talamantes-Castilruiz. Las relaciones entre la esquistosidad y los pliegues de escala cartográfica ha puesto de manifiesto la existencia de pliegues pre, sin y postesquistosos. La disposición geométrica de la esquistosidad en relación a los pliegues sinesquistosos es compatible con una combinación de mecanismos de flexofluencia (flexural flow) y deformación longitudinal tangencial. El modelo tectónico que explica la disposición actual de la esquistosidad en la región NW de la Cadena Ibérica Oriental contempla una variación de la dirección de acortamiento regional desde una posición ENE-WSW hasta otra N-S.

Este trabajo ha sido elaborado en el marco del proyecto de investigación GEO91-0924 financiado por la CYCIT. Queremos agradecer a M.P.Mata, A. Casas, F. Perez Lorente y M. Lago por sus sugerencias y discusiones mantenidas sobre distintos aspectos de este trabajo. También queremos agradecer a A. Marcos y a los dos revisores anónimos, la discusión crítica del manuscrito.

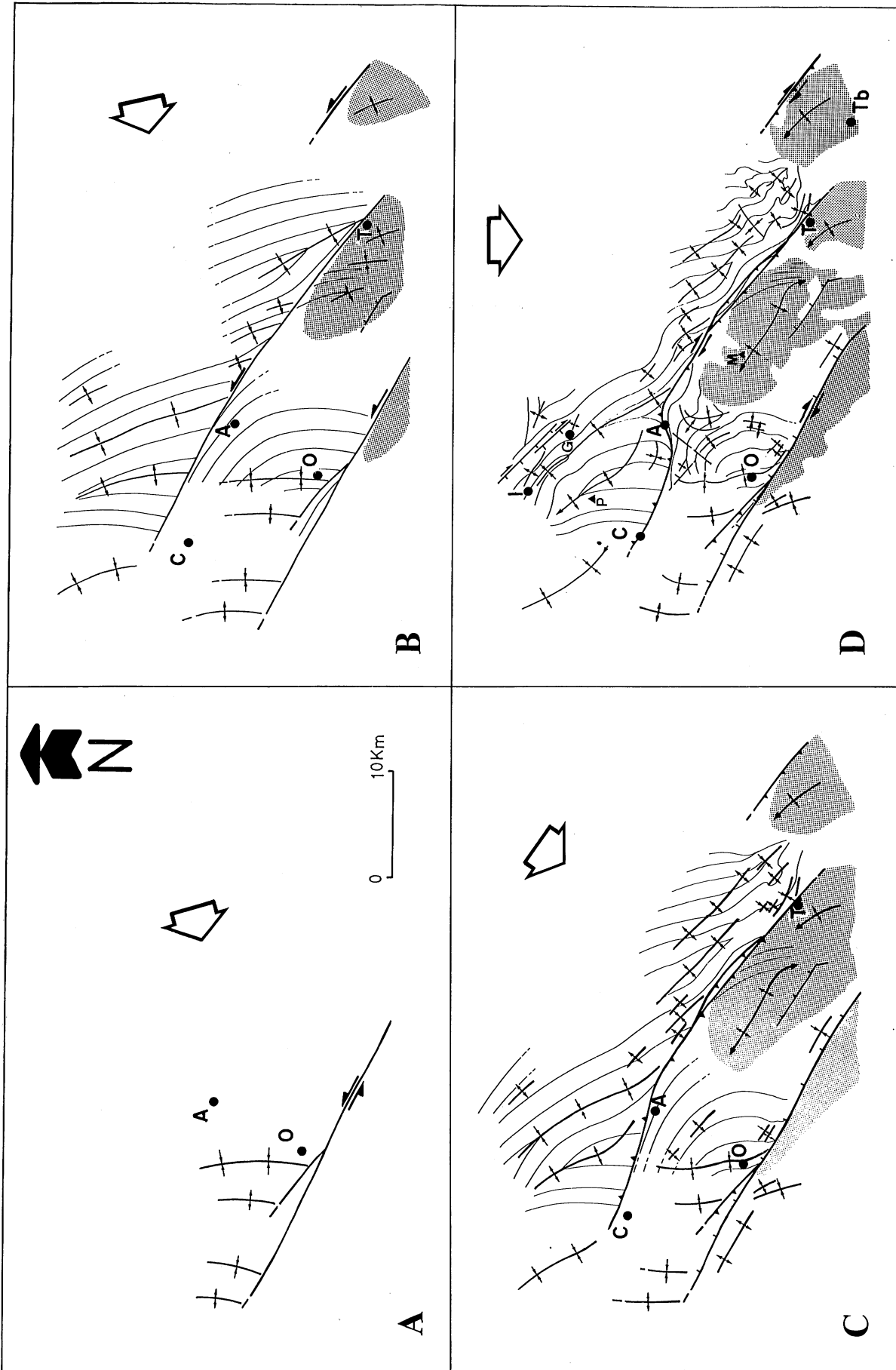


Figura 21.- Modelo tectónico propuesto. A: Dirección de acortamiento ENE-WSW (estado preesquistoso). B: Dirección de acortamiento ENE-WSW (estado sinesquistoso). C: Dirección de acortamiento N-S (estado postesquistoso). D: Dirección de acortamiento N-S (posición actual del dominio de esquistosidad alpina). A: Agreda; O: Olvega; T: Talamantes; C: Castilruiz; Tb: Tabuena; G: Guitur; I: Inestrillas; M: Moncayo; P: Pégado.

## Bibliografía

- Alonso, A., Mas, J.R. y Melendez, N. (1987): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 293-306.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1989): La transgresión Aptiense al sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *II Congreso Geológico de España*, 1:11-14. Granada.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1990): El Jurásico superior marino en el Sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 173-198.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the Revised second edition (1963). 206 pp.
- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies buntsandstein y muschelkalk en la Rama Aragonesa de La Cordillera Ibérica (zona Norte). *Estudios geol.*, 41: 47-57.
- Aurrel, M. (1990): *El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*: Análisis de Cuenca. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Ser. Publ. Univ. Zaragoza, 389 pp.
- Bastida, F.; Aller, J. y Pulgar, J.A. (1990): Desarrollo y significado de las foliaciones tectónicas en el Macizo Herciniano del NW de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 133-156.
- Bell, T.H. (1978): The development of slaty cleavage across the Nankara Arc of the Adelaide Geosyncline. *Tectonophysics*, 51: 171-201.
- Beuther, A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beith. Geol. Jb.*, 44: 103-121.
- Beutner, E.E. (1978): Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware water Gap, New Jersey. *Am. J. Sci.*, 278: 1-23.
- Casquet, C.; Galindo, C.; Gonzalez Casado, J.M.; Alonso, A.; Mas, R.; Rodas, M.; Garcia, E. y Barrenechea, J.F. (1992): El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta.*, 11: 18-22.
- Cluzel, D. (1978): La schistosité de flux dans une tectonique de superstructure, cas des roches carbonatées des Corbières. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, 286: 1093-1096.
- Dragastan, O.; Mensink, H.; Mertmann, D. & Wilde, S. (1987): Küstennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Madero, Nord-Spanien. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 175(1): 377-398.
- Etheridge, M.A. and Lee, M.F. (1975): Microstructure of slate from Lady Loretta. Queensland, Australia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 13-22.
- Etheridge, M.A.; Paterson, M.S. and Hobbs, B.E. (1974): Experimentally produce preferred orientation in synthetic mica aggregates. *Contr. Miner. Petrol.*, 44: 275-294.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977): El Trías germánico en España: Paleogeografía y estudio de secuencias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 37-56. Madrid.
- Gil Imaz, A., Alba Enatarrriaga, J.M. y Pocoví Juan, A. (1990): Algunos aspectos de la deformación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cadena Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta*, 8: 28-30.
- Gil Imaz, A. y Pocoví Juan, A. (1991): Aplicación del método Rf/θ al análisis de la deformación finita de los materiales "wealdenses" de Agreda (Soria). *Geogaceta*, 9: 27-30.
- Golberg, J.-M., Guiraud, M., Maluski, H. et Seguret, M. (1988): Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétace inférieur, Nord Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307( Série II): 521-527.
- Gómez Fernandez, J.C. and Melendez, N. (1990): Shallow carbonated lakes related with alluvial systems from the upper Jurassic Cameros basin (N Spain). *13th International Sedimentological Congress*. Nottingham, U.K: 194-195.
- Goy, A.; Gómez, J.J. y Yebenes, A. (1976): El Jurásico de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte): Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- Gray, D.R. (1978): Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98(4): 577-590.
- Guiraud, M. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (N-W Espagne)*. Thèse Doct. de 3ème Cycle. U.S.T.L.A. Montpellier. 172 pp.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1984): Releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (North Spain). In Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. eds: *Strike-slip deformation, Basin Formation and Sedimentation*. SEPM Spec. Publ., 37: 159-175.
- Gutierrez, M. y Gilsanz, J. (1974): Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III: 269-270.
- Lardies, M.D.; Melendez, G.; Nieva, S.; Tovar, A.R. y Melendez, A. (1987): Estudio geológico del Jurásico en el sector de Ricla-Tarazona. *Diputación Provincial de Zaragoza*. Inédito.
- Manktelow, N.S. (1979): The development of slaty cleavage, Fleuriu peninsula, South Australia. *Tectonophysics*, 58: 1-20.
- March, A. (1932): Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Z. Kristallogr.*, 81: 285-297.
- Mata, P.; Perez Lorente, F.; Soriano, J. y López Aguayo, F. (1990): Caracterización de cloritoides de la Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja); primeros datos analíticos. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13: 35-41.
- Means, W.D. and Paterson, M.S. (1966): Experiments on preferred orientations of platy minerals. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 13: 108-133.
- Owens, W.H. (1973): Strain modification of angular density distributions. *Tectonophysics*, 16: 249-262.
- Pérez Lorente, F. (1990): La deformación alpina entre el Moncayo y el río Isuela (NO de la Cordillera Ibérica). Provincias de Soria y Zaragoza. España. *Boletín Geológico y Minero*, 101(4): 536-559.
- Richter, G. (1930): Las Cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publ. Extr. Geol España* 9: 62-146. CSIC: Inst. Investig. Lucas Mallada, Madrid.
- Robert, P. (1971): Etude pétrographique des matières organiques insolubles par la mesure de leur pouvoir réflecteur. *Revue de l'I.F.P.*, XXVI (2).
- San Roman, J. (1990): Estudio hidrogeológico de la cuenca del Río Huecha (Zaragoza). Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza, 110 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turulenses, 269 pp.
- Tischer, G. (1966): El delta Wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comuns. Ins. Geol. y Minero de España.*, 81: 53-78.
- Tullis, T. E. (1976): Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 745-753.
- Tullis, T.E. and Wood, D.S. (1975): Correlation of Finite Strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 632-638.
- Wilde, S. (1988): El Bathoniense-Calloviense de Agreda y el desarrollo del Dogger y Malm marino del Madero-Moncayo. *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía de España.*, 219-236. Inst. Est. Riojanos. Logroño.
- Wilde, S. (1990): The Bathonian and Callovian of Northwest-Iberian Range: Stages of facial and paleogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 113-142.
- Williams, P.F. (1972): Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Amer. J. Sci.*, 272: 1-47.

Recibido el 18 de junio de 1993; aceptado el manuscrito revisado el 20 de enero de 1994