

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



Asignatura: CARTOGRAFÍA DE ÁREAS ÍGNEAS y
METAMÓRFICAS
Curso 2002-03

SEDE BERZOSA
Junio 2003

ÍNDICE

Información académica y logística	2
Aspectos generales de la geología del sector de estudio	5
Introducción	5
Litoestratigrafía	7
Condiciones del metamorfismo	11
Tectónica	14
Geomorfología	15
Metodología de trabajo en el campo	16
Anexo I: Cartografía estructural	19
Anexo II: Características de minerales metamórficos	31
Anexo III: Símbolos cartográficos y leyenda	34
Bibliografía	36

A.- INFORMACIÓN ACADÉMICA y LOGÍSTICA

A1.- OBJETIVOS

Objetivos generales

El objetivo principal es adquirir la metodología de trabajo de campo en terrenos metamórficos, lo que implica las siguientes actividades:

- * La planificación previa de un trabajo de campo
- * La utilización del material de trabajo en el campo
- * Los procedimientos de trabajo más usuales en los afloramientos
- * El levantamiento de cortes geológicos sobre el terreno
- * La realización de mapas geológicos parciales a partir de mapas topográficos y fotos aéreas
- * Realización de un mapa geológico integrado en el que se incluya al menos un corte.

Objetivos específicos de este campamento son:

- * Reconocimiento de las unidades litológicas cartografiables.
- * Reconocimiento e interpretación de las estructuras tectónicas del área (pliegues, esquistosidad, etc.)
- * Características del metamorfismo (mineralogía y zonalidad). Relaciones con la deformación.
- * **Tipología de las rocas plutónicas y relaciones con el encajante. Naturaleza de los contactos.**
- * Reconocimiento e interpretación de unidades, elementos y procesos morfológicos relevantes

A2.- PROGRAMA DE TRABAJO

- 1.- Geología Regional: Identificación de litologías y situación tectono-metamórfica de las zonas de trabajo (1^{er}-día).
- 2.- Trabajo en zonas de campo (2^o al 5^odía). Examen el 5^o día por la tarde .
- 3.- Elaboración de memoria y entrega. Recogida y regreso a Madrid (6^o día).

A3.- DOCUMENTACIÓN A ENTREGAR

Al final del campamento, **cada alumno** deberá presentar:

- cuaderno de campo original con las anotaciones realizadas en cada estación
- mapa geológico de la zona a escala 1:10.000, con leyenda explicativa (litologías y estructuras) y una hoja transparente con las estaciones realizadas
- cortes geológicos realizados
- diagramas estereográficos con las medidas de campo
- mapa con trayectorias de foliaciones, en transparencia
- breve memoria de la zona

A4.- VALORACIÓN ACADÉMICA

La evaluación de cada alumno se realizará considerando:

- a) Memoria de la excursión del primer día.
- b) Trabajo desarrollado por el alumno a lo largo de los días de campamento.
- c) Documentación entregada (ver apartado 3).
- d) Resultado del examen en un afloramiento metamórfico (reconocimiento de litología y estructura).

A5.- PROFESORADO

Berzosa I (del 1 al 7 de junio)

Marina Navidad Fernández de la Cruz
Cecilia Pérez-Soba Aguilar
Ramón Vegas Martínez
Carlos Villaseca González

Berzosa II (del 11 al 17 de junio)

Ramón Capote del Villar
José Fernández Barrenechea
Mercedes Muñoz García
Cecilia Pérez-Soba Aguilar

A6.- INFORMACIÓN LOGÍSTICA

* La salida de Madrid se realizará a las **8.30** h desde la Facultad. La comida de este primer día corre por cuenta del alumno.

* Los alumnos se alojarán en el Albergue de Berzosa de Loyoza (Tfno: 91 868 70 63).

* Los grupos de trabajo serán recogidos por la tarde, alrededor de las 18 horas.

* No está permitido llevar vehículos particulares

Material de trabajo

a.- Cada grupo recibirá la siguiente documentación, que deberá devolver el último día:

- Copias del mapa topográfico
- fotos aéreas originales (2 juegos por zona)

b.- además, a cada alumno se le proporcionará:

- papel kodatrace
- plantilla de proyección estereográfica

c.- cada alumno deberá llevar el material necesario para el trabajo de campo y de gabinete:

- brújula
- martillo
- lupa
- lápices de colores y portaminas negro
- goma
- rotuladores y bolígrafos de colores
- carpeta para el material
- carpeta con pinza para mapas
- mochila
- cantimplora o similar
- ropa de abrigo (chubasquero, paraguas, gorro...)
- medicamentos (antihistamínicos, repelente de insectos, crema de protección solar,...)
- papel DIN A4
- papel vegetal
- papel milimetrado
- regla
- cinta adhesiva

Es importante que cada alumno lleve documentación personal y tarjeta de la Seguridad Social (o equivalente).

B.- ASPECTOS GENERALES DE LA GEOLOGÍA DEL SECTOR LIMITE ENTRE LAS SIERRAS DE GUADARRAMA Y SOMOSIERRA.

B1.- INTRODUCCIÓN

El sector donde se desarrolla la asignatura "Cartografía de áreas ígneas y metamórficas" se encuentra situado en la zona oriental del Sistema Central.

El Sistema Central tiene una estructura debida fundamentalmente a la orogénesis hercínica o varisca (Devónico-Carbonífero), generada por debajo del frente de esquistosidad y que fue acompañada por metamorfismo regional de tipo dinamotérmico. Se reconoce además un episodio tectonotérmico más antiguo, de edad Ordovícico inferior, representado por un profuso magmatismo granítico (ortogneises) y una discordancia cartográfica (Discordancia Sárdica). Al final de la orogénesis, culminando con una etapa de colapso extensional del orógeno, tiene lugar el emplazamiento de los granitos de edad Carbonífero Superior a Pérmico Inferior. La fracturación tardihercínica controla en superficie la sedimentación del Pérmico, cuyas formaciones afloran en la parte más oriental del Sistema Central, fuera de la zona de trabajo.

En este área pueden diferenciarse dos dominios, en virtud de las características litológicas, estructurales e intensidad del metamorfismo de los materiales aflorantes (Bellido *et al.*, 1981; Capote *et al.*, 1982; Villaseca *et al.*, 1993):

- El **Dominio de Somosierra-Ayllón** (Capote *et al.*, 1982), se sitúa al este de la falla de La Berzosa-Riaza y se caracteriza por el predominio de series ordovícicas, presencia de un metamorfismo de grado bajo, existencia de sedimentos pérmicos y ausencia total de manifestaciones plutónicas tardihercínicas en superficie.

- El **Dominio de Guadarrama** está al oeste de la falla de La Berzosa-Riaza y se caracteriza porque en él existen, exclusivamente, materiales pre-ordovícicos afectados por un metamorfismo de grado alto predominante, con migmatización generalizada, y presencia de gran número de cuerpos intrusivos producto final de la orogénesis hercínica, tanto más abundantes cuanto más hacia el oeste.

Las zonas de trabajo se sitúan justamente en el límite entre el Dominio Central y el Oriental, sobre la zona de cizalla dúctil de Berzosa-Riaza. En este sector la esquistosidad principal tiene una dirección aproximada N-S y buza regularmente hacia el Este. El grado de metamorfismo aumenta uniformemente hacia el Oeste.

El Sistema Central está flanqueado al sur por la Cuenca Terciaria del Tajo, y al norte por la Cuenca del Duero. El Mesozoico tiene características semejantes a las de la Cadena Ibérica, con afloramientos de Triásico, Jurásico marino muy desmantelado presentes hacia el este —en la región de Sigüenza-Atienza— y Cretácico en facies transicionales y marinas. El Paleógeno y Neógeno se depositan en cuencas continentales intra-montañosas y presentan gran variación de facies.

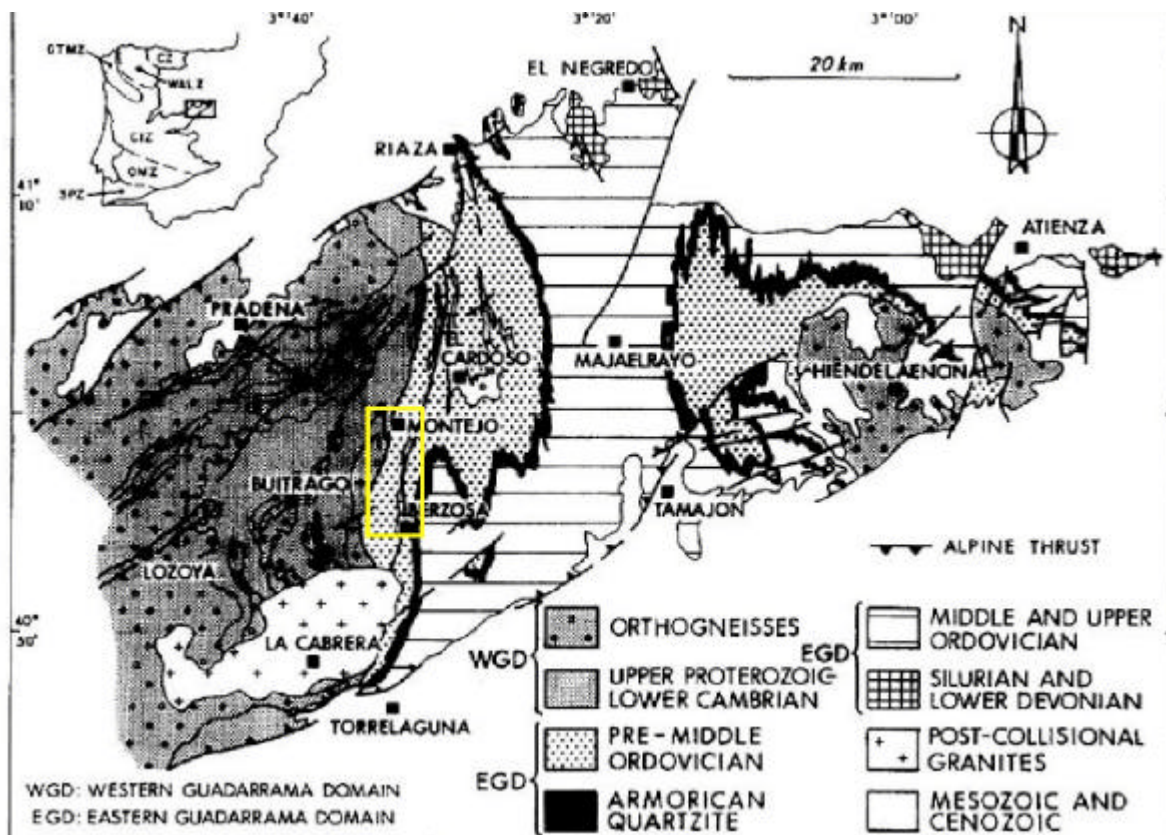


Figura 1 Esquema geológico simplificado de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central). CZ: Zona Cantábrica, WALZ: Zona Asturleonese, GTMZ: Zona de Galicia Tras-Os-Montes, CIZ: Zona Centro Ibérica, OMZ: Zona de Ossa Morena, SPZ: Zona Sur Portuguesa (modificado de Escuder et al., 1998).

La reactivación sucesiva de las fracturas tardihercínicas controla en gran parte la sedimentación del mesozoico y es la responsable del desmantelamiento del Jurásico hacia el oeste del Sector de Atienza-Sigüenza (movimientos neociméricos y aústricos). Los materiales de edad mesozoica y paleógena están plegados y los correspondientes al Neógeno se presenta subhorizontales o levemente inclinados. Hay evidencias de actividad neotectónica reciente que afecta a todo el conjunto del Sistema Central y Cuencas Terciarias del Tajo y Duero.

Desde el punto de vista geomorfológico destacan los siguientes elementos: relieves graníticos, relieves estructurales abruptos desarrollados en las series Ordovícicas, relieves estructurales mesozoicos, rampas o superficies de erosión de enlace entre la Cuenca terciaria y el Sistema Central, las altiplanicies de los páramos calcáreos, altiplanicies de páramos siliciclásticos, relieves en graderío debido a las terrazas de los ríos importantes (Manzanares, Jarama, Henares, Riaza, Eresma, etc..) y vegas de los mismos.

B2.- LITOESTRATIGRAFÍA

El basamento hercínico aflorante en la zona está constituido por rocas de edad paleozoica y precámbrica que han sido afectados fundamentalmente por la orogénesis hercínica. Apoyada sobre este basamento, en discordancia angular, hay una cubierta de sedimentos terciarios y cuaternarios, asociada a los movimientos tectónicos alpinos.

Para facilitar su descripción, las diferentes unidades litoestratigráficas precámbricas y paleozoicas definidas en el Sistema Central se pueden agrupar, utilizando como referencia la discordancia Sárdica del Ordovícico Inferior, en dos grupos, unidades Preordovícicas y unidades Ordovícicas.

B2.1.- METASEDIMENTOS PRE-ORDOVICICOS Y ROCAS METAÍGNEAS PRE-HERCÍNICAS

En las zonas estructurales más profundas aflora un grupo de metasedimentos pre-ordovícicos y de macizos de rocas graníticas pre-hercínicas (ortogneises) que están afectadas por un metamorfismo de grado medio y alto de edad hercínica (zonas de la distena, sillimanita y feldespatos potásico).

B2.1.1.- Metasedimentos precámbricos

En el área situada al Oeste de la Falla de La Berzosa aflora un importante conjunto de metasedimentos, que adquiere gran extensión en la región de Buitrago del Lozoya, y en su prolongación hacia el norte, entre el puerto de Somosierra y Riaza (Bischoff et al., 1973; Fernández Casals, 1976). En cualquier caso, estos metasedimentos ocupan una menor extensión comparada con la de los ortogneises.

Los metasedimentos dominantes son esquistos micáceos de origen pelítico y esquistos cuarzo-feldespatos de origen semipelítico, que se caracterizan por una alternancia de bandas grano-lepidoblásticas con biotita y moscovita y sectores más cuarzo-feldespatos. El término paragneis puede utilizarse para estos metasedimentos en zonas de alto grado metamórfico (pérdida del aspecto esquistoso previo). Los *paragneises biotíticos bandeados* presentan una marcada alternancia de

bandas cuarzofeldespáticas y biotítico-sillimaníticas de espesor milimétrico, definiendo la foliación principal. Muy frecuentemente están migmatizados.

El grado metamórfico aumenta hacia el oeste, a medida que aumenta la profundidad estructural, pasándose de la zona de la distena a las zonas de la sillimanita + moscovita (sillimanita I) y de la sillimanita-feldespato potásico (sillimanita II), en la parte oeste de la zona de trabajo. Estos materiales muestran intercalaciones de cuarcitas feldespáticas, que a veces son muy abundantes, algún nivel muy característico de cuarcitas grafitosas oscuras, y lentejones esporádicos de rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas. Las anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos forman cuerpos lenticulares bandeados de dimensiones muy variables (desde decimétricas a métricas), encontrándose bien representadas al este del embalse de Puentes Viejas. Más raros son los niveles de mármoles. Este conjunto de metasedimentos contrasta composicionalmente con los del Ordovícico, predominantemente cuarcítico. La ausencia de restos fosilíferos hace incierta su edad, aunque la mayoría de autores suponen que sean precámbricos por su correlación con otras series de la zona centro-ibérica.

B2.1.2.- Rocas meta-ígneas

En el sector de Berzosa afloran dos tipos de ortogneises:

Gneises glandulares de Berzosa-Riaza

Este grupo de ortogneises lo integran rocas cuarzo-feldespáticas con el denominador común de contener abundantes glándulas (megacristales) de feldespato potásico de varios centímetros de tamaño, aunque en proporciones variables de unas zonas a otras, y moderada cantidad de biotita. Son frecuentes las intercalaciones de leucogneises laminares, con escasas glándulas, gneises microglandulares (glándulas menores de 1 cm). Muestran una foliación penetrativa (S2), a veces milonítica, con lineación de estiramiento asociada. Esta foliación, enmascara casi por completo a otra más antigua (S1). Datos de U-Pb en monacitas dan edades de 490 M.a., es decir Ordovícico inferior (Escuder et al., 1998). Se trata por lo tanto, de un ortogneis prehercínico equivalente al mismo ciclo magmático que el resto de los ortogneises de la Sierra de Guadarrama, datados por Vialette et al. (1987) en edades equivalentes, pre-ordovícicas.

Leucogneises

Forman macizos alargados según la foliación con geometría variable, desde cuerpos irregulares y de grandes dimensiones a largos cuerpos tabulares de varias decenas de metros de espesor y continuidad kilométrica, también concordantes, mostrando en general unos contactos muy netos con los metasedimentos. Se trata de gneises cuarzofeldespáticos granoblásticos o granolepidoblásticos con poca biotita frente a la moscovita, frecuentemente con granate y con algunas variedades turmaliníferas. Las facies son heterogéneas, variando desde facies de grano fino meta-aplíticas a facies con algunas glándulas feldespáticas diversas. La edad del protolito, obtenida mediante Rb-Sr, es de 470 ± 12 M.a. (Vialette et al., 1987).

B2.2.- MATERIALES ORDOVÍCICOS

Formación Constante.

Alternancia de cuarcitas y filitas. *Ordovícico Inferior (Tremadoc ?)*. Esta formación comprende la alternancia de cuarcitas y filitas situadas sobre los gneises de Hiendelaencina (gneises glandulares y microglandulares) y por debajo de la formación Alto Rey.

Está constituida por unos 700 a 1000 m de alternancia de cuarcitas y filitas con intercalaciones lentejonares en la parte inferior de conglomerados y meta-arcosas y cuarcitas anfibólicas con granate. Las capas de cuarcitas tienen potencias que oscilan entre 10-15 cm a 5 ó 6 m. Pueden presentar laminaciones paralelas y cruzadas, ripples y señales de bioturbación (scolithus). Las estructuras que se encuentran tanto en los niveles de cuarcitas como en los niveles filíticos indican un depósito de plataforma somera correspondiendo la mayor parte de la serie a términos intermareales, representando los niveles lentejonares de cuarcitas depósitos de barras submareales (Arche et al., 1977, Bischoff et al., 1980).

Formación Alto Rey.

Cuarcitas blancas. *Ordovícico inferior (Arenig)*. Fue definida con este nombre por Schafer (1969) en la Sierra del Alto Rey (región de Hiendelaencina, provincia de Guadalajara). Aflora en la zona de trabajo, donde debido al fuerte contraste morfológico con las otras unidades, constituye una útil capa guía para la cartografía de los pliegues, por ejemplo el anticlinorio de El Cardoso. Está constituida por un conjunto de unos 80 a 130 m de cuarcitas bastante puras, blancas, estratificados en bancos de 5 a 10 m, entre los que se intercalan niveles pelíticos y arenosos. La potencia de esta formación se reduce sensiblemente, hacia el sur, en la zona de Montejo-Berzosa. Dentro de los bancos de cuarcitas es frecuente encontrar laminaciones cruzadas, paralela, ripples y señales de bioturbación. En los niveles pelítico arenosos son frecuentes las laminaciones cruzadas, ripples, laminación flaser y lenticular y señales de bioturbación que indican un medio de depósito poco profundo.

Grupo Rodada

Dentro de este Grupo se han distinguido tres formaciones (Gutiérrez Marcos *et al.*, 1990). De abajo arriba los miembros son:

- alternancias de cuarcitas y pizarras
- pizarras negras homogéneas (formación Prádena)
- alternancias de pizarras arenosas y cuarcíticas con niveles carbonáticos hacia el techo (formación Molina).

Alternancia de cuarcitas y pizarras. *Ordovícico inferior-medio. (Arenig.-Llanvirniense ?)*. Este miembro alcanza una potencia de unos 100 a 120 m. Hacia la base consiste en una alternancia de bancos de cuarcitas de 0,5 m a 1 m de espesor con laminaciones cruzadas, ripples, laminación paralela, señales de bioturbación y niveles de pizarras negras de 0,3 a 0,7 m de potencia. Hacia el techo el miembro tiene un carácter más pelítico con delgadas intercalaciones arenosas en las que se observan estructuras semejantes a las que se encuentran en la parte inferior y que indican un medio de depósito intramareal semejante al de la formación Constante.

Formación Prádena: pizarras negras homogéneas. Ordovícico medio? (Llanvirniense-Llandeilo?) Dentro de la formación es el miembro que tiene una mayor extensión cartográfica. La potencia es difícil de calcular dada la dificultad para observar la estratificación, no obstante se puede estimar una potencia a partir de la cartografía de 700 a 1000 m. Son pizarras negras lustrosas muy homogéneas con proporciones importantes de grafito, pirita y sulfuros diseminados, en las que no se observan estructuras sedimentarias. Estas facies han sido interpretadas como sedimentos fangosos algo más profundos de la plataforma en conexión con un océano abierto.

Formación Molina: alternancia de pizarras arenosas y cuarcitas con niveles lentejonares carbonáticos. Ordovícico medio superior (Llandeilo-Caradociense ?). Afloran estos materiales en el núcleo del sinclinal situado entre Alpedrete de la Sierra y el río Lozoya. Está constituida por unos 530 m de una alternancia de pizarras, pizarras arenosas y areniscas en la que se intercalan dos bancos de unos 30 m de cuarcitas. Estas facies representan un medio de plataforma somera con predominio de las facies de llanura de mareas y desarrollo de barras arenosas (niveles cuarcíticos potentes).

B2.3.- TERCIARIO

Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras. Estos depósitos se encuentran junto al pueblo de Berzosa del Lozoya, a los pies de los relieves de los materiales ordovícicos y originados como consecuencia del levantamiento de éstos. Su base se adapta a un paleorrelieve mientras que el techo está erosionado. Se suelen organizar en cuerpos de hasta 2 m de espesor de forma canalizada con estratificación cruzada, dando lugar a mayores espesores que, en ocasiones, alcanzan los 60 m. Son depósitos posteriores al Mioceno medio ya que se apoyan en sedimentos de esa edad, y tentativamente se les asigna una edad Mioceno Superior-Plioceno.

B2.4.- CUATERNARIO

Cantos y arenas (terrazas) (Pleistoceno). Si bien con desarrollo desigual, todos los cursos fluviales presentan terrazas, aunque es el alto Lozoya en el que están mejor desarrolladas.

Bloques, cantos y arenas (coluviones) (Holoceno). Se trata de depósitos de ladera que pueden alcanzar 4 m de espesor, lo que depende del relieve de su entorno geológico. La cuarcita, el granito y el cuarzo suelen ser sus constituyentes principales.

Arenas, limos y cantos (aluvial) (Holoceno). Son depósitos de aluvionamiento ligados a cursos de carácter estacional, constituidos por arenas y limos arcillosos con gravas y cantos, de aspecto bastante homogéneo.

B3.- CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Durante el metamorfismo regional hercínico que afectó este sector del orógeno, se alcanzaron condiciones P-T que van desde el grado bajo (al este de la falla de la Berzosa) al grado alto, con migmatización generalizada, al oeste de dicha falla (Fúster et al., 1975; Casquet y Navidad, 1985; Arenas et al., 1991; Escuder et al., 1998). Este tránsito tiene lugar precisamente en la zona de estudio, y se manifiesta mediante una sucesión de zonas minerales muy bien definida, que se puede reconocer en el campo gracias al tamaño que adquieren los minerales metamórficos.

La sucesión zonal de este a oeste es la siguiente:

zonas de clorita, biotita, granate (\pm cloritoide), estauroлита, distena, sillimanita I y feldespato potásico, con diferentes paragénesis posibles en cada zona, como reflejo de las diferencias composicionales de las rocas pre-metamórficas. Esta sucesión zonal es de afinidad barroviense (metamorfismo de relaciones *P-T* intermedias), aunque localmente se puede encontrar andalucita (p. ej. en las venas de cuarzo junto al Hayedo de Montejo), de edad más reciente.

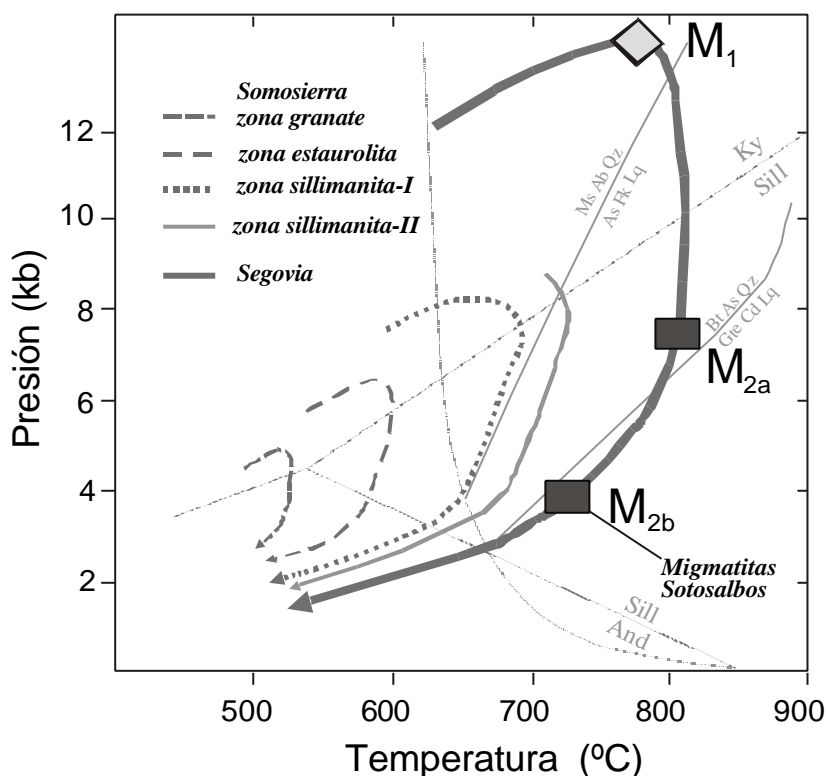


Figura 2 – Pautas P-T estimadas para diferentes niveles estructurales de la zona oriental del Sistema Central Español. Las pautas de la zona del granate, de la estauroлита y de la sillimanita –I (sin feldespato potásico) y sillimanita-II (con feldespato potásico y migmatización) están tomadas de Escuder *et al.* (1998). La pauta de la zona de Segovia está tomada de Villaseca *et al.* (2002).

En todos los niveles estructurales y litoestratigráficos definidos, la evolución tectonotermal hercínica sigue pautas $P-T$ en sentido horario en los clásicos diagramas, como es típico de un orógeno colisional tras un fuerte engrosamiento cortical (Fig. 2). Es decir, que después del engrosamiento y enterramiento de los materiales, hay una exhumación de los mismos, sin excesiva pérdida de temperatura (tramo M1-M2 de la pauta). Por lo tanto, hay una evolución de paragénesis minerales de condiciones de alta- P (casi eclogíticas en la zona de Segovia, Barbero y Villaseca, 2000) a paragénesis de baja- P y alta- T , de tal forma que se cortan las principales reacciones de destrucción de micas (moscovita y biotita) y se posibilita la generación de fundidos graníticos locales en zonas de alto grado metamórfico. Este fenómeno se conoce como migmatización y genera rocas complejas de aspecto mixto, con bandas leucocráticas graníticas (leucosomas), en estructuras de relación diversa con la parte de aspecto más metamórfico de la roca (mesosoma o melanosoma, dependiendo del color). A veces es clara la permeabilidad (segregación del fundido parcial granítico) de la migmatita (p.e. tipos dictioníticos a favor de microbandas de cizalla, Fig. 3) y los fundidos graníticos escapan del área de fusión (o anatexia) hacia niveles superiores. La migmatización suele ocurrir en etapas tardías de la evolución tectonotermal (p.e. M_{2b} en el sector de Segovia) y los leucosomas se disponen discordantes a la foliación, aunque en ocasiones aprovechen estos mismos planos de foliación para segregarse (p.e. migmatitas estromáticas, Fig. 3)

En el sector de estudio, algunos tipos migmatíticos se presentan como lentejones pegmatíticos deformados y aboudinados. También se ha descrito en todas las rocas profundas (paragneises pre-ordovícicos y ortogneises) la presencia de cuerpos irregulares de escala métrica de variedades migmatíticas, algunas parecidas a las de la figura 3.

El metamorfismo tuvo lugar durante las fases principales de deformación hercínica (D1, D2 y D3). Las evidencias de tipo textural y de campo sugieren, además, que el metamorfismo es diacrónico, ya que el pico metamórfico se alcanzó antes en los dominios epizonales que en las zonas más profundas, de alto grado (Capote *et al.*, 1982; Casquet y Navidad, 1985). La edad del pico metamórfico, determinada recientemente por Escuder *et al.* (1998) en rocas de grado medio es de 337 M.a., que correspondería al Carbonífero.

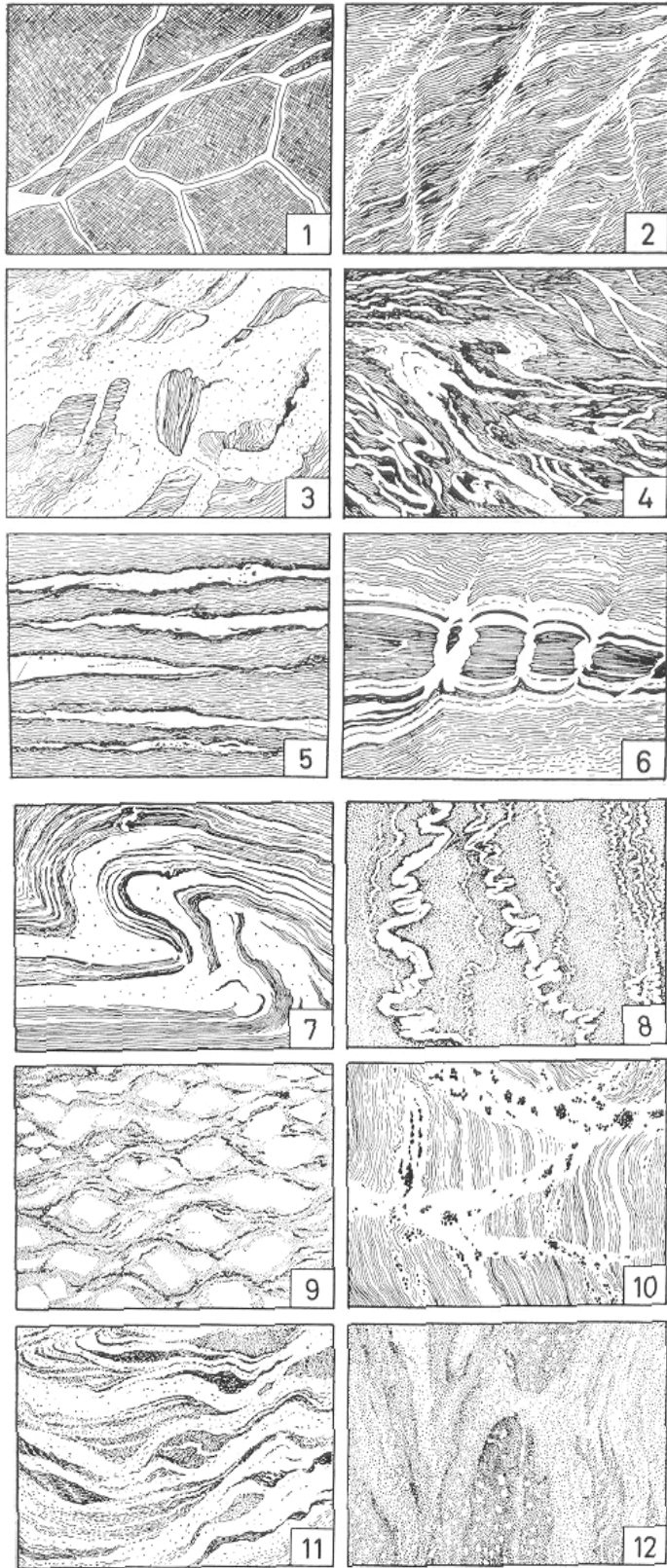


Figura 3. Tipos de estructuras migmatíticas: 1.- Agmatítica (brechoidal) 2.- Dictionítica, 3.- "Schollen" (anatectita con enclaves), 4.- Flebítica (en venas) 5.- Estromatítica (leucosomas concordantes con la foliación), 6.- Surreítica (dilatación en boudins), 7.- Plegada, 8.- Ptigmatítica (microplegada), 9.- Oftalmítica (nódulos ovoidales), 10.- Estictolítica, 11.- Schlieren, 12.- Nebulítica (Mehnert, 1968).

B4.- TECTÓNICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias alpina y hercínica.

La orogenia hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que hoy se observan en los materiales metamórficos de la zona, constituyendo su estudio el principal objetivo tectónico del campamento. La deformación se produjo por debajo del frente de la esquistosidad por lo que las estructuras son de tipo dúctil y se caracteriza por la formación abundantes estructuras menores, como pliegues, lineaciones, boudinage y foliaciones o esquistosidades.

La orogenia alpina es la responsable del levantamiento del Sistema Central durante el Neógeno, el cual constituye una gran estructura de tipo pop-up. Las fallas que limitan a esta unidad han funcionado en régimen inverso.

B4.1. OROGENIA HERCÍNICA

Se ha sugerido en el sector la existencia de tres fases principales de deformación sinmetamórfica, dos posteriores de replegamiento suave, y otras dos de fracturación tardía.

Desde el punto de vista estructural pueden reconocerse dos dominios separados por la falla de La Berzosa. Al este encontramos materiales del Precámbrico y Paleozoico inferior, con metamorfismo de grado bajo y medio y una estructuración producida fundamentalmente durante las fases primera y tercera.

Del lado occidental de la falla solamente afloran materiales preordovícicos, con un metamorfismo por encima de la isograda de la sillimanita, y con la fábrica de primera fase transpuesta casi totalmente por la segunda, y ésta replegada intensamente por la tercera.

B4.1.1. Primera fase de deformación (D1)

Durante el transcurso de D1 se produce una deformación penetrativa continua que afecta a todos los materiales metamórficos de este área, en su régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal con vergencia al este (Macaya et al., 1991).

En esta zona la única estructura reconocible de esta primera fase es un relicto de S1 en porfidoblastos de granate y estauroлита.

B4.1.2. Segunda fase de deformación (D2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea que da lugar a bandas de cizalla dúctiles de espesor desde centimétrico hasta kilométrico y, en las zonas más deformadas, una fuerte milonitización. Para algunos autores sería la responsable de la falla de Berzosa (Capote et al., 1977), accidente dúctil que recorre el sector de estudio en dirección NS.

B4.1.3. Tercera fase de deformación (D3)

Durante esta fase se produce un replegamiento retrovergente generalizado, más apretado en el dominio occidental, que induce una deformación intensa y penetrativa en todas las áreas. Es la responsable de algunos de los pliegues cartográficos. Los pliegues generados presentan una vergencia hacia el W buzando su superficie axial de 30° a 70° al E, en general, aunque en ocasiones puede llegar a estar subhorizontal debido al efecto de fases tardías de replegamiento. Produce desde esquistosidad de crenulación a una esquistosidad que casi borra a las esquistosidades anteriores,

conservándose relictos de la S, o S1 + S2 en alguna charnela. Su desarrollo es variable en función de la litología a la que afecta. Así, mientras se produce una intensa esquistosidad de crenulación y a veces una esquistosidad en metasedimentos, en los ortogneises bandeados biotíticos, se desarrolla muy bien una esquistosidad de crenulación y en los ortogneises glandulares, sin embargo, se suele producir un reaplastamiento o una desorganización de la esquistosidad principal (S2 o S1, +S2) y a veces desarrollo de micropliegues.

Los pliegues generados en esta fase suelen ser métricos, con un engrosamiento importante de charnelas, y una geometría variable, predominando en general los pliegues muy apretados, a veces casi isoclinales, sobre otros más abiertos. Los ejes de los micropliegues varían de dirección al estar afectados por fases de deformación posteriores, principalmente D4, y son sensiblemente paralelos a una lineación mineral. En general se suelen hundir hacia el S.

Estudios recientes ligan a esta fase retro-metamórfica algunas de las estructuras distensivas del sector, como son las fallas normales de Montejo y Cervunal (Escuder et al., 1998), que generan filonitización de las rocas, así como gran parte de la trayectoria de la propia falla de Berzosa, que tienen dirección N-S.

B4.2. FRACTURACIÓN

Con posterioridad al pico metamórfico y la deformación hercínica en la zona se han producido diversas etapas de fracturación. Durante el Carbonífero superior y Pérmico se produjeron al menos dos etapas de fracturación tardihercínica fundamentalmente de tipo frágil, la primera con carácter extensional y la segunda en régimen de desgarre (Etapas Malagón e Hiendelaencina, Capote et al. 1987). Estas fallas tardihercínicas se reactivaron posteriormente tanto durante el Mesozoico como después, durante el Terciario, con las compresiones alpinas. La última compresión, de edad intramiocena y datada en 10 m.a., tuvo una dirección de acortamiento NO-SE y fue la responsable del levantamiento del Sistema Central a favor de fallas de dirección NE-SO (Etapa Guadarrama).

B5. GEOMORFOLOGÍA

Como ocurre en todo el Sistema Central, así como en la mayoría de los macizos antiguos reactivados, la geomorfología de esta zona está controlada por las grandes superficies de erosión y las formas asociadas a ellas. A estos rasgos morfológicos básicos se superponen otros, derivados de procesos actuales, que van a constituir las formas de detalle.

Las características geomorfológicas se pueden subdividir en dos grandes apartados:

1. Las superficies de erosión que, junto a la morfoestructura, configuran a grandes rasgos el paisaje actual.
2. El modelado reciente, cuaternario y pliocuaternario que, superpuesto a lo anterior, determina las formas de detalle.

Los procesos generadores del modelado de detalle en esta zona pueden clasificarse en dos grandes grupos:

1. **Fenómenos fluviales y asociados**, responsables de la formación de la mayoría de los elementos geomorfológicos representados en esta zona, ya sean de carácter erosivo (gargantas, rellanos articulados, glacis erosivos, ...) o de carácter deposicional (conos aluviales, terrazas, glacis s.s., ...).

Fenómenos gravitacionales, que originan los depósitos de laderas.

C.- METODOLOGÍA DE TRABAJO EN EL CAMPO

C1. EL MAPA GEOLÓGICO Y SU REALIZACIÓN.

El resultado del trabajo de campo es la elaboración del mapa geológico general, que requiere la realización de una:

- a) cartografía litológica (reconocimiento y descripción de las rocas)
- b) cartografía de estructuras de deformación dúctil y frágil que afecten a las diferentes formaciones rocosas, de acuerdo con la escala elegida.

C2. CONSIDERACIONES PREVIAS

C2.1.- Elaboración del cuaderno de campo

En cada jornada de campo se ha de comenzar anotando la fecha y la zona de trabajo. En cada una de las estaciones que se realicen durante la misma, se deberán incluir, en primer lugar, la localización del punto de observación lo más detalladamente posible, así como el tipo de afloramiento (en el talud de la carretera, cantera, afloramiento aislado, etc.) y el grado de alteración que presente. A continuación se hará referencia a todas las observaciones geológicas que resulten o puedan ser significativas (Figura 3): litología, aspectos mineralógicos y texturales, medidas estructurales, croquis, muestras tomadas (nº y motivo por el que se toma), fotos tomadas (nº de carrete, nº de foto y la descripción de lo que se fotografía), etc.

C2.2.- Elaboración del mapa geológico

En el mapa geológico deberán figurar la estaciones realizadas en éste, así como el nº de muestra que se pueda haber tomado en ellas.

C3. CARTOGRAFIA LITOLÓGICA

Las observaciones que han de realizarse en cada una de las estaciones realizadas en un área donde afloran rocas metamórficas deben de ser las siguientes:

1.- **Situación en el mapa.** Ubicar el afloramiento en el mapa o foto aérea, con la mayor precisión posible (si se dispone de un GPS, anotar las coordenadas). Asignar un número a cada punto o estación.

2) **Reconocimiento litológico.** El primer paso al estudiar un afloramiento, consiste en establecer, mediante una inspección rápida del mismo, la diversidad litológica presente.

3) **Reconocimiento de la composición mineralógica de las diferentes litologías.** Se trata de determinar, con ayuda de una lupa (unos 8 a 12 aumentos es suficiente), la composición mineralógica de las distintas rocas. De particular

importancia es reconocer la existencia de minerales índice que permitan ubicar el afloramiento dentro de una determinada zona metamórfica.

4) **Observaciones texturales y estructurales.** Registrar todos los aspectos, tanto texturales como estructurales que puedan reconocerse de "visu". Por ejemplo, tamaño de grano, presencia de porfidoblastos, indicadores cinemáticos (objetos girados), bandeados composicionales, zonados, esquistosidades, lineaciones, pliegues, estructuras relictas de los protolitos (enclaves ígneos, estructuras sedimentarias, etc.), etc. En este punto, una parte de las observaciones estructurales es de tipo tectónico. Anotarlas siguiendo las instrucciones que se dan al respecto en el Apdo. de observaciones estructurales.

5) **Clasificación de las rocas presentes.** Por ejemplo, reconocer si son orto o para-rocas, gneises, cuarcitas, esquistos, filitas, milonitas, metagranitos, etc.

6) **Muestreo.** En su caso, puede realizarse un muestreo de aquellas rocas que por su interés, grado de alteración, etc., se consideren oportunas para el estudio metamórfico. Suele ser conveniente en terrenos de metamorfismo regional, que las muestras se tomen orientadas.

Para tomar una muestra de un afloramiento rocoso se ha de proceder de la siguiente forma. Una vez arrancada la muestra, de nuevo se vuelve a colocar en su posición original y se elige una superficie para medir lo más plana posible. La dirección y el buzamiento de dicha superficie se indica con el símbolo correspondiente (ver símbolos cartográficos). Se puede, además, trazar una marca para indicar que la superficie corresponde a la parte superior o inferior de la muestra. Se numera entonces la muestra y se anota en el cuaderno las medidas efectuadas.

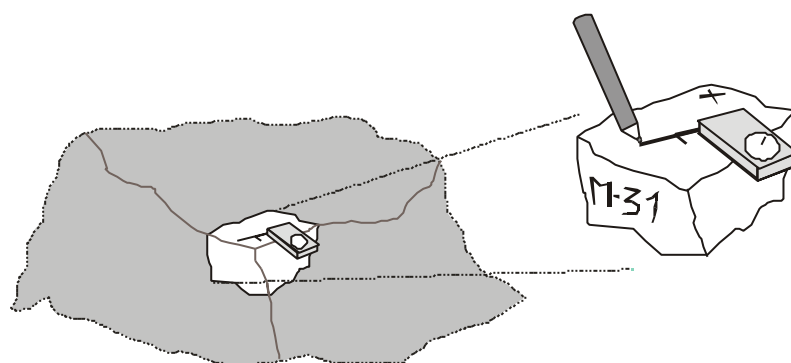
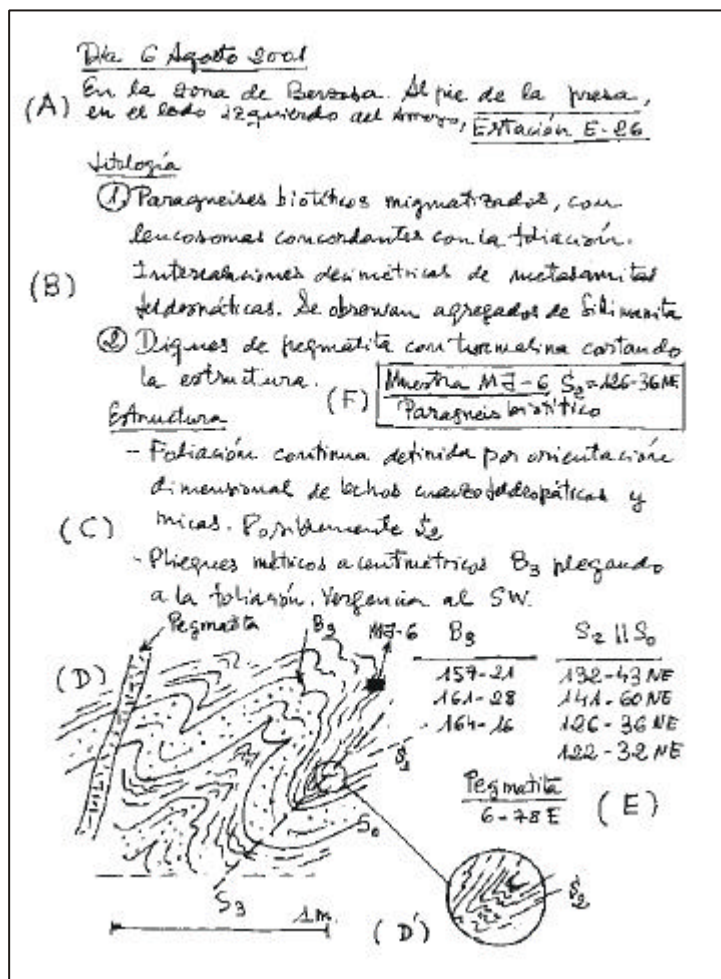


Figura 4: Arriba: Organización de las notas y esquemas en el cuaderno de campo. A, fecha y datos de localización. B, Descripción litológica. C, Descripción de estructuras. D, Esquema de la estructura en el afloramiento. E, medidas de orientación. F, datos de una muestra. Abajo: Procedimiento de muestreo.

ANEXO I : CARTOGRAFÍA ESTRUCTURAL

Los terrenos metamórficos se caracterizan por presentar a escala de afloramiento una gran densidad y variedad de estructuras debidas a deformación dúctil. Además en estos terrenos siempre se superponen varios eventos de deformación, con lo que fácilmente se identifican fábricas especiales, como las esquistosidades de crenulación, y geometrías complejas de superposición en las estructuras tipo pliegue. Por otra parte en los terrenos de grado medio y alto, como son predominantemente los de la zona de Berzosa, la intensidad de la deformación y el alto grado de recristalización dificultan la identificación de las estructuras originales de origen sedimentario y la separación de todos los eventos de deformación.

El objeto del trabajo estructural será por un lado reconocer los tipos de fábricas, las estructuras de deformación y el estilo estructural característico de los terrenos metamórficos y por otro lado aprender a utilizar las estructuras menores, visibles en el afloramiento, en la interpretación cinemática (marcadores de sentido de movimiento, etc) y en la reconstrucción de la de la macro estructura en combinación con la cartografía. Estos últimos aspectos obligarán a tomar medidas de orientación de las estructuras de escala de afloramiento.

Las actividades se realizarán de acuerdo con la aplicación del método científico:

- 1) Observación, reconocimiento de los tipos de fábricas y de las estructuras en los afloramientos a lo largo de una serie de itinerarios preestablecidos.
- 2) Toma de datos de orientación y descripción cuantitativa de la geometría de las estructuras en el afloramiento.
- 3) Análisis de los datos y elaboración de un esquema de eventos tectónicos. Expresión gráfica de los mismos en forma de cuadros de eventos, esquemas geológicos y cortes parciales de las estructuras.
- 4) Interpretación de los datos en términos de cinemática y dinámica e integración en un marco geológico regional tomando en consideración lo observado en todos los afloramientos.

C4.1.- Medidas de orientación

Es de gran importancia la medida en el mayor número posible de puntos, de la orientación de las estructuras de escala de afloramiento. Los ejes de pliegues y las lineaciones de crenulación dan la orientación de los ejes de los pliegues mayores de interés cartográfico. Las medidas de estratificación y foliación permiten trazar sobre el mapa los contactos litológicos de las formaciones que se van a diferenciar. Muy importante será establecer la orientación dominante de las estructuras, para lo que será necesario representar las medidas en una proyección estereográfica y calcular su concentración estadística. Desde el punto de vista geométrico se comparan las estructuras geológicas con elementos geométricos simples como son los planos y las líneas.

Las **estructuras planares** (foliación, estratificación, planos axiales de pliegues) se tomarán bien como rumbo o azimut y buzamiento más sentido de buzamiento, con un ángulo hacia el Este entre 0 y 180° (por ejemplo 120°-43°NE) o por su dirección de buzamiento y buzamiento (el ejemplo anterior 30°/43°).

Las **estructuras lineales** (ejes de pliegue, crenulaciones, lineaciones minerales) se tomarán siempre por su dirección de inmersión y su inmersión (plunge). En estas estructuras se podrá medir el cabeceo (pitch) sobre un plano que contenga a la lineación, casi siempre una foliación. Así la orientación de elementos o estructuras lineales serán: Inmersión / sentido de la inmersión [30° / 315°] [30° / N45°W]. Cabeceo de la línea sobre la superficie portadora [25°NE / 290° / 60°].

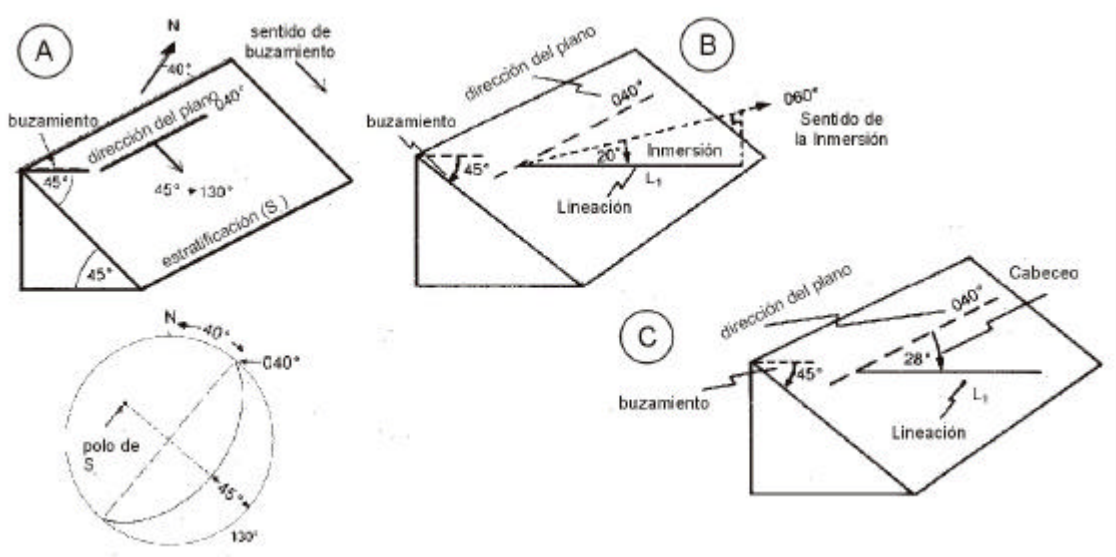


Figura 5: Ejemplos de medidas de elementos estructurales Planares (A) y Lineales (B y C). A) Plano buzando 45° hacia los 130° (N040°E 45°E). B) Línea con una inmersión de 20° (Inmersión, o “plunge”) hacia los 060° (sentido de la inmersión) y cabeceo (“pitch”) de una lineación que se encuentra sobre el plano anterior. C) Medida de la lineación mediante el cabeceo (28°E desde la dirección del plano).

C4.2.- Identificación de estructuras e interpretación geométrica y cinemática

Una vez identificada una estructura en un afloramiento se hará un análisis de su geometría y se tratará de interpretar desde el punto de vista *cinemático*. Las principales estructuras reconocibles en la zona de estudio son:

1. Estratificación

Se reconocerá generalmente como contactos litológicos entre capas metasamíticas y metapelíticas en las formaciones de paragneises y de esquistos. Es la estructura básica a seguir a nivel cartográfico para definir la macroestructura de las formaciones. Frecuentemente aparecerán contactos entre material metasedimentario y metaígneo que no tienen el mismo significado.

Medida

Cartografía

Las medidas de los planos de estratificación deben representarse en el mapa, situándolas en el punto en que se tomó el dato. Las variaciones de su orientación y buzamiento, mediante el empleo de símbolos convencionales, ponen de manifiesto la existencia de determinadas estructuras de deformación de escala mayor.

2. Esquistosidad o Foliación

Origen y tipos

La esquistosidad es una fábrica planar en la roca que se forma paralela a los planos axiales de pliegues, definiendo el elemento estructural más importante de las rocas metamórficas. La esquistosidad se produce por deformación y recristalización de los granos minerales dentro de la roca, hasta producirse una orientación preferente. La mayor parte de las esquistosidades son penetrativas a una escala mesoscópica (a diferencia de lo que sucede con las diaclasas o fracturas). La esquistosidad se puede definir por (figura 6):

- a) Variación espacial de la composición mineral o del tamaño de grano
- b-f) Orientación preferente de minerales planares o de agregados de granos (ej. micas)
- g) Presencia de discontinuidades planares, en general planos discretos de disolución por presión
- h) Combinación entre los elementos anteriores

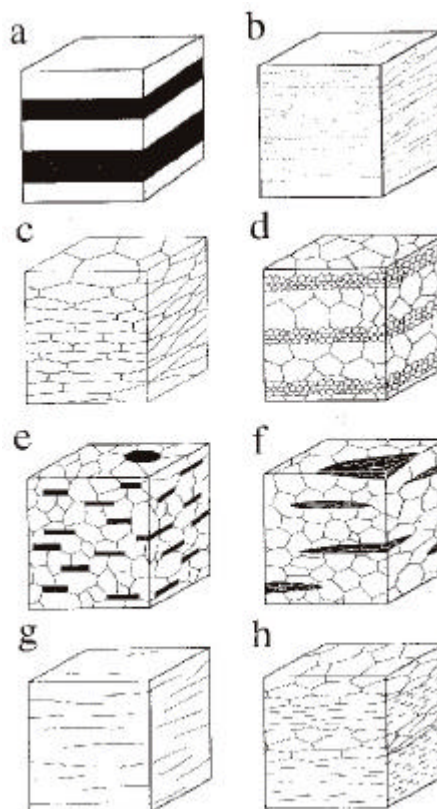


Figura 6: Diagrama de los diferentes elementos de fábrica que pueden definir una esquistosidad.

Para una clasificación de los diferentes tipos de esquistosidad se utiliza la clasificación morfológica de Powell (1971) (Figura 7). En términos generales dado el tamaño grueso de grano la mayor parte de las esquistosidades en la zona de Berzosa pueden denominarse con el término **foliación**.

En formaciones gneisicas normalmente se observa un bandeo composicional originado por la disposición paralela elementos de muy diferente origen (niveles sedimentarios, diques deformados, segregaciones, cristales o agregados estirados, fundidos migmatíticos, etc) como consecuencia de la intensa deformación (Figura 8). Se pueden identificar con frecuencia varias foliaciones que corresponden a diferentes eventos tectónicos, si bien en las zonas más profundas generalmente se verá una foliación dominante y su deformación posterior. Esta deformación adquiere a veces el aspecto de una crenulación más o menos espaciada. Dada la intensa deformación de las rocas la foliación será frecuentemente paralela a los contactos litológicos por lo que, junto con la estratificación, será la estructura básica que servirá para trazar,

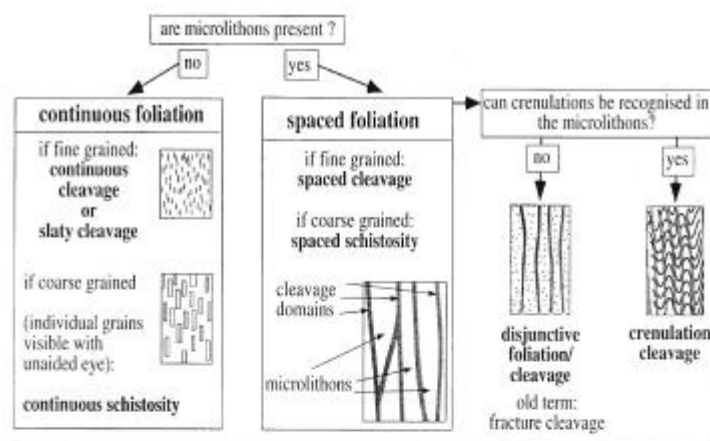
paralelamente, los contactos entre formaciones en el mapa. Por otra parte la geometría de los sistemas de porfiroblastos o de otros tipos de cristales y agregados servirá para establecer el desplazamiento tectónico en relación con la foliación (cizalla simple con su sentido, aplastamiento no rotacional, etc).

Observaciones y medidas

- Orientación de los planos de esquistosidad (buzamiento y sentido de buzamiento).
- Identificación y descripción del tipo de esquistosidad en base a los elementos que la definen (variación de tamaño de grano, orientación preferente de minerales planares, bandeado composicional, ...).

Cartografía

Representación de estos valores en el mapa, utilizando distintos símbolos para esquistosidades de distintas fases o etapas de deformación. La esquistosidad se designa con una S y un sufijo que indica la relación temporal con otras deformaciones.



Useful criteria to describe spaced foliations :

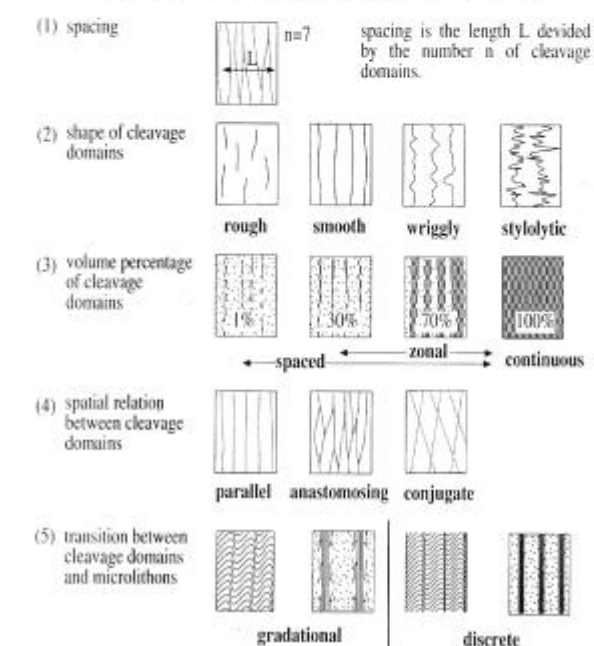


Figura 7: Clasificación morfológica de la foliación (Powell, 1979).

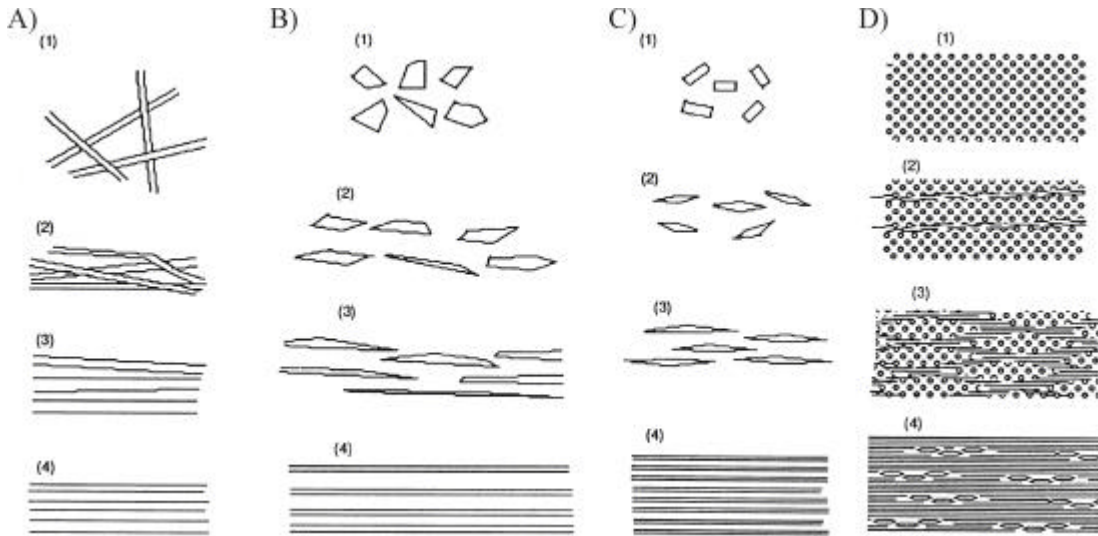


Figura 8: Cuatro ejemplos de deformación progresiva a escala de afloramiento típicos de zonas de metamorfismo de grado medio y alto. Deformación de A) Redes de venas, B) Fragmentos de roca, C) Roca ígnea homogénea con tamaño de grano heterogéneo (ej. En granito porfídico) y D) Deformación inhomogénea de una roca ígnea (ej. gabro).

3. Lineaciones

Las lineaciones son fábricas penetrativas de la roca, de carácter lineal. Los tipos más importantes son (figura 9):

- Lineaciones de intersección de dos superficies (ej. S_0 y S_1 , o bien dos esquistosidades)
- Lineaciones de crenulación, definidas por las líneas de charnelas de crenulaciones de un plano de esquistosidad previo.
- Lineaciones de estiramiento, definidas por granos de minerales estirados que normalmente son equidimensionales (ej. cuarzo) o por agregados lineales de granos equidimensionales. Los objetos deformados como cantos en un conglomerado también pueden definir una lineación de estiramiento. En este caso se suele aplicar el término fábrica de forma lineal.
- Lineaciones minerales definidas por la orientación preferente de granos minerales euhedrales o subhedrales con forma alargada (anfíboles, turmalina, sillimanita), o por minerales planares como las micas que presentan un eje común.

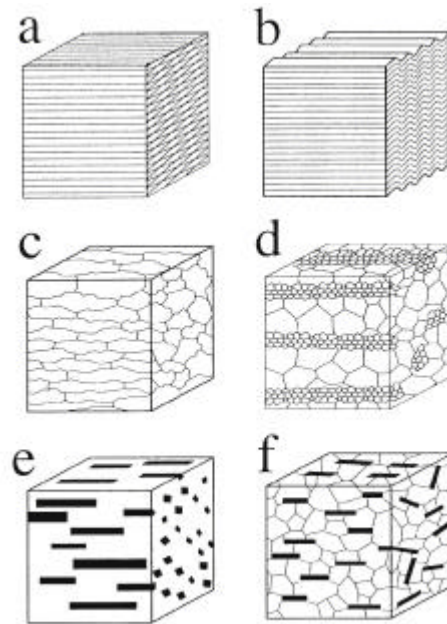


Figura 9: Representación esquemática de diferentes tipos de elementos de fábrica que pueden definir una lineación. A) Intersección de dos estructuras planares. B) Lineación de crenulación. C) Lineación de estiramiento definida por granos deformados. D) Lineación de estiramiento definida por agregados de granos. E) Lineación mineral definida por cristales de forma alargada (anfíboles, turmalina,...). F) Lineación mineral definida por minerales planares (micas) con un eje común.

Observaciones y medidas

- Naturaleza de la lineación y análisis de las relaciones geométricas con otras estructuras.
- Orientación de la lineación

Cartografía

Los datos deben representarse en el mapa en el punto en que se han tomado. Las distintas lineaciones deben diferenciarse mediante símbolos diferentes.

4. Pliegues

En las rocas metamórficas de la zona de Berzosa se observa una gran cantidad de pliegues de tamaños variables, desde milimétrico a métrico. Estos pliegues son en general muy apretados, casi isoclinales, con flancos paralelos a la foliación (pliegues intrafoliales), excepto en los eventos posteriores a la foliación principal, en los que el ángulo entre flancos es mayor. Se distinguirá fácilmente los pliegues sincrónicos con la foliación, pertenecientes a los primeros eventos de plegamiento, de los pliegues post-foliación, de los últimos eventos.

Observaciones y medidas.

- Elementos geométricos del pliegue: línea de charnela, eje del pliegue, plano axial (Figura 10).
- Tamaño del pliegue: amplitud y longitud de onda.
- Pliegues menores y su aplicación para la determinación de estructuras mayores de plegamiento: Simetría y asimetría.
- Vergencia.

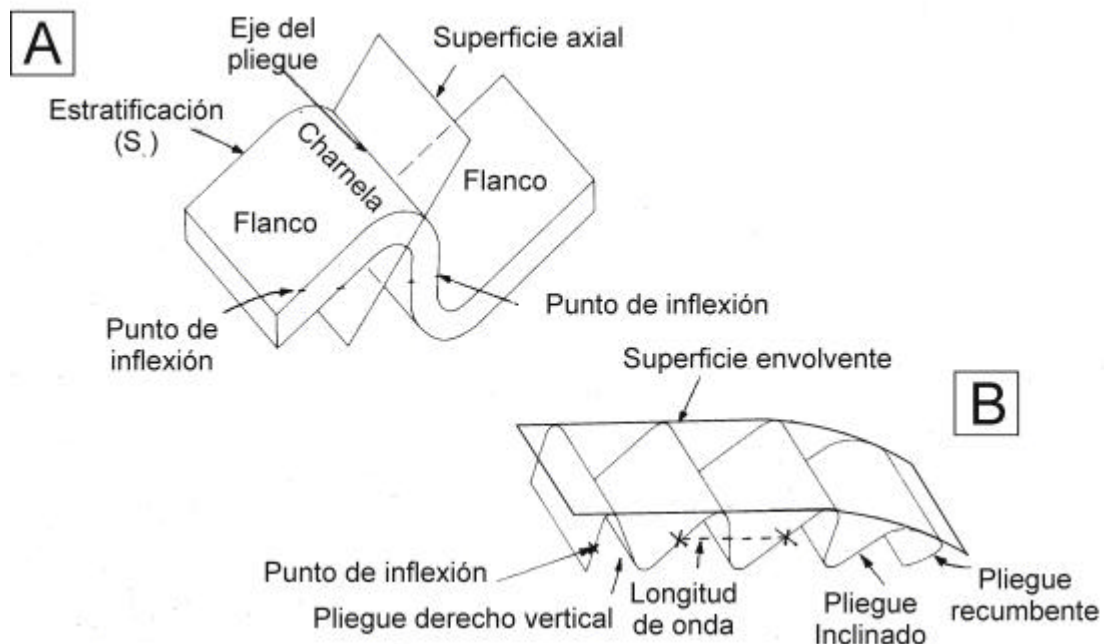


Figura 10: A) Nomenclatura básica y arquitectura de los pliegues. B) Tren de pliegues que cambian desde un pliegue derecho horizontal (plano axial vertical y eje horizontal)

a inclinados y recumbentes (plano axial horizontal y eje horizontal).

Análisis de estructuras de plegamiento

- Clasificación de pliegues
 - a) Geométrica (orientación, isógonas, análisis armónico,...)
 - b) A partir de los mecanismos de deformación (buckling, bending).
- Realización de cortes y esquemas detallados a escala de afloramiento
- Proyección estereográfica de las medidas realizadas en relación con los elementos geométricos de un pliegue, así como de estructuras asociadas (esquistosidad, boudinage).

Cartografía

Representación de los elementos estructurales que definen la posición y geometría de los pliegues.

- Orientación de la estratificación y esquistosidad a lo largo del pliegue
- Geometría de pliegues menores (pliegues Z, S, M; Figura 11).
- Orientación de la superficie axial del pliegue (y cartografía de su traza) y del eje del pliegue.

Los pliegues se representan en el mapa por la traza del plano axial (intersección de la superficie axial con la topografía) mediante la simbología adjuntada en la leyenda (vertical, inclinado, horizontal,...).

5. Boudinage

Todas las rocas metamórficas en la zona están fuertemente estiradas dentro del plano de foliación, lo que da lugar a la existencia de "boudinage" (Figura 12) y "pinch-and-swell" en las intercalaciones de materiales más competentes (metasamitas, anfíbolitas, ciertos cuerpos metaígneos, etc).

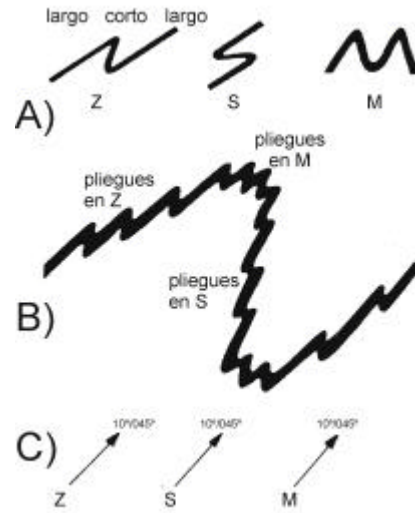
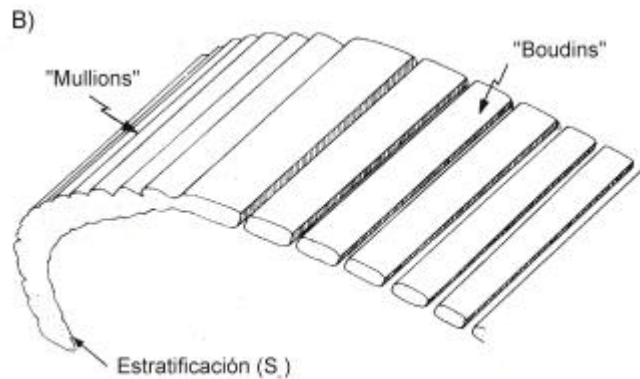


Figura 11: A) Tipos de geometrías de pliegues menores (Z, S y M) medidas mirando hacia el sentido de la inmersión del pliegue. B) Simetrías de los pliegues menores alrededor de pliegues de escala mayor. C) Símbolos cartográficos para los pliegues menores.

Figura 12: Ejemplos de lineaciones formadas por "boudinage" y "mullions". En los pliegues cilíndricos estas lineaciones son paralelas a los ejes.

6. Zonas de cizalla dúctil

Las zonas de cizalla consisten en estrechas bandas subparalelas con una intensa deformación no coaxial. Ocurren a todas las escalas (desde escalas corticales a microscópicas), y en todo el rango de condiciones mecánicas (desde frágiles a dúctiles). Como las zonas de cizalla se pueden formar como sistemas conjugados es posible utilizarlas para determinar los desplazamientos y direcciones de paleoesfuerzos (Figura 13).

- A) Frágiles: Se producen bajo condiciones < de 5 Km de profundidad (parte superior más frágil de la corteza continental). Pueden desarrollar varios conjuntos de fracturas secundarias.
- B) Dúctil-frágiles: en este caso la deformación es parcialmente dúctil, y se produce el desarrollo de esquistosidad de presión –disolución, así como el desarrollo de venas de extensión que pueden adoptar geometría sigmoide (cambio de volumen = 0). Las venas de extensión y la esquistosidad permiten orientar los ejes de esfuerzos, tal y como se muestra en la figura 12.
- C) Dúctiles: Se caracterizan por ser zonas relativamente estrechas en las que se produce una intensa deformación dúctil en las que predomina la cizalla simple, con el desarrollo de importantes foliaciones y grandes desplazamientos en relación a su anchura (Figura 13). Se forman planos de esquistosidad (S) que rotan con la deformación y planos de cizalla (C). Aunque se forman en rocas isotrópicas inicialmente homogéneas, una vez formadas la deformación se concentra en el interior de las zonas de cizalla. Con el avance de la deformación la foliación gira hasta disponerse paralela a los límites de las zonas de cizalla. En zonas metamórficas de grado medio y alto la cizalla dúctil afecta de forma generalizada a zonas muy anchas.

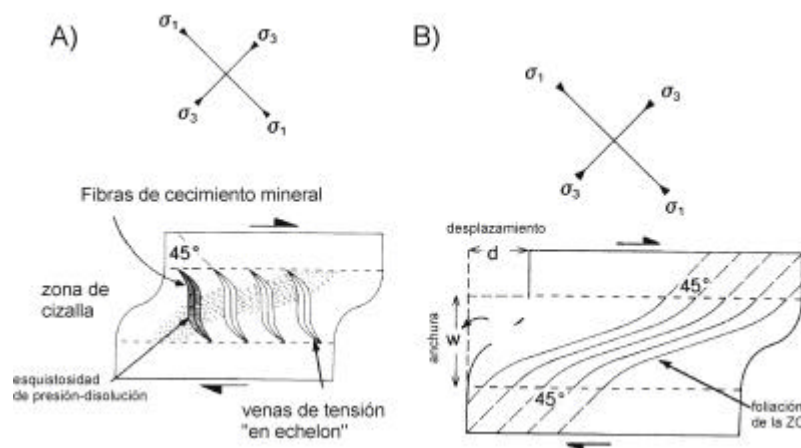


Figura 13: Esquema y esfuerzos asociados de las zonas de cizalla A) dúctil-frágil y B) dúctil.

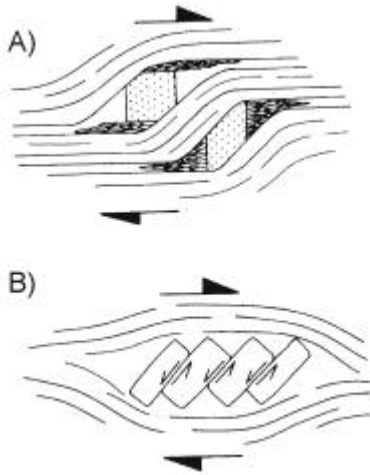


Figura 14: Indicadores cinemáticos para zonas de cizalla: a) Estructuras s y b) fracturas antitéticas en un porfiroclasto. de grano, así como criterios cinemáticos en sistemas de porfiroclasto (Figuras 14 y 15).

- Interpretación dinámica (orientación de los ejes principales de esfuerzos).

Cartografía

- Cartografía de las trazas de los planos de cizalla, y si son lo suficientemente anchas, de sus límites

- Indicación de la orientación de la foliación milonítica y del sentido de la cizalla.

Observaciones y medidas

- Identificación y descripción de las diferentes estructuras planares (planos S, C, C', etc., Figura 16), así como el carácter de la deformación (frágil, semi-frágil o dúctil)
- Orientación y magnitud de la elipse de deformación y trayectorias de planos S a través de la zona de cizalla.
- Interpretación cinemática a partir de la identificación y descripción de estructuras menores y reducción de tamaño

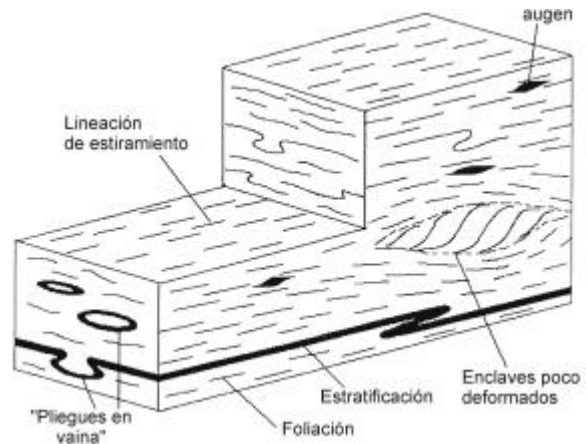


Figura 15: Representación esquemática de elementos de fábrica comúnmente desarrollados en una zona de cizalla en ambientes metamórficos y zonas poco deformadas con fábricas y estructuras previas residuales.

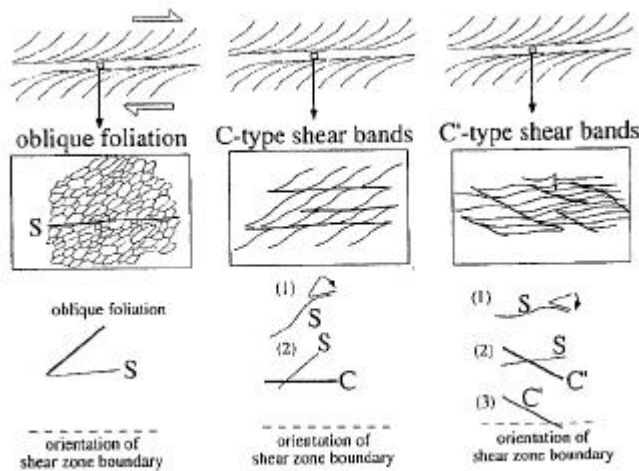


Figura 16: A) Geometría de los planos S (esquistosidad), C (cizalla) y C' (bandas de cizalla) en una zona de cizalla extensional.

FÁBRICA ALEATORIA		CON FOLIACIÓN			
No Cohesivas	<i>Brecha de Falla</i> (>30% de fragmentos de roca visibles)	<i>Brecha de Falla Foliada</i>			
	Harina de Falla (<i>Fault gouge</i>) (<30 % de fragmentos visibles de roca)	<i>Harina de Falla Foliada</i> (<i>Foliated gouge</i>)			
Cohesivas	Vidrio	<i>Pseudotaquilita</i>	<i>Pseudotaquilita Foliada</i>		
	Naturaleza de la Matriz Reducción tectónica del tamaño de grano y recristalización de los granos (% de matriz)	(\emptyset fragmentos cm) Brecha Brecha Fina Microbrecha	($\emptyset > 0.5$) ($0.5 > \emptyset > 0.1$) ($\emptyset < 0.5$)	0 - 10%	
		Protoclastita	Protomilonita	10 - 50%	
		<i>Cataclastita</i>	Filonitas	Milonita	50 - 90%
		<i>Ultracataclastita</i>		Ultramilonita	90 - 100%
Recristalización pronunciada	¿?	Blastomilonita			

Figura 17: Clasificación de las rocas de falla (Sibson, 1977).

7. Fallas

Son discontinuidades planares a lo largo de las cuales se produce desplazamiento. Pueden ser dúctiles o frágiles según el nivel estructural.

Geometría

a) Del plano de falla principal y fallas asociadas (fallas sintéticas y antitéticas, plano curvo, escalonado, en rampas y rellanos,...).

b) Descripción de la zona de falla: potencia, límites y sus características en cuanto a su geometría interna.

c) Rocas de falla: brecha de falla, cataclastitas, filonitas... (figura 17).

Cinemática y Dinámica

- Sentido de movimiento de las fallas a partir de criterios cinemáticos para su determinación. Entre estos criterios destacan las estructuras menores sobre el propio plano, microfallas asociadas, grietas de tracción y pliegues de arrastre.
- Interpretación dinámica de las fallas: Orientación de las fallas en relación con los ejes principales de esfuerzo (sistemas conjugados de fallas, Figura 18), así como otros indicadores (grietas de tracción).

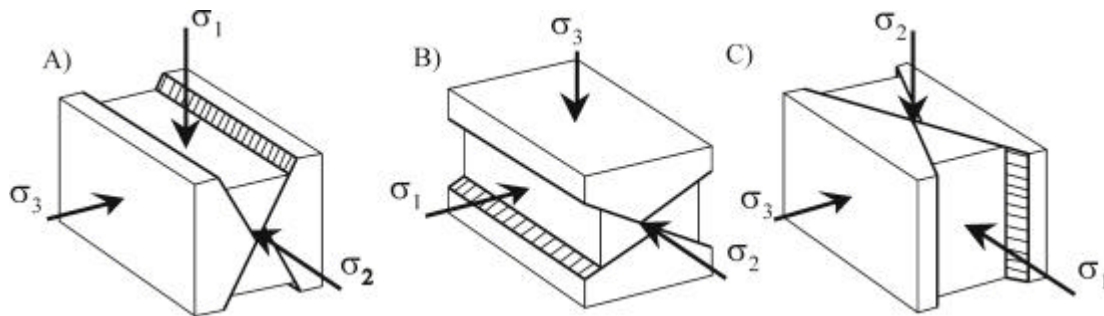


Figura 18: Modelo de fracturación, con los sistemas de falla conjugados relacionados con los tres regímenes de esfuerzos uniaxiales: A) fallas normales, B) inversas y C) en dirección (desgarres).

7. Deformaciones polifásicas

En cualquier área que ha sufrido más de un episodio deformativo a lo largo del tiempo (como es el caso del sector de la cadena Hercínica donde se desarrolla este trabajo), la distribución de los elementos estructurales comienza a ser más complejo, y se pueden observar los resultados producidos por la *superposición de plegamientos*, que se deducen por:

- Figuras de interferencias de pliegues (Figura 19)
- Plegamientos de estructuras planares y lineales desarrolladas durante deformaciones anteriores (Figura 20)
- Superposición de fábricas tardías sobre fábricas antiguas (esquistosidades, foliaciones).

La terminología empleada habitualmente en los terrenos con deformaciones polifásicas es:

FASE DE DEFORMACION		PLIEGUES	ESQUISTOSIDAD DE PLANO AXIAL	LINEACIÓN DE INTERSECCIÓN (Sn /Sn-1)
PRIMERA FASE	D ₁	B ₁	S ₁	L ₁ (S ₁ /S ₀)
SEGUNDA FASE	D ₂	B ₂	S ₂	L ₂ (S ₂ /S ₁) L (S ₂ /S ₀)
TERCERA FASE	D ₃	B ₃	S ₃	L ₃ (S ₃ /S ₂) L (S ₃ /S ₀) L (S ₃ /S ₁)

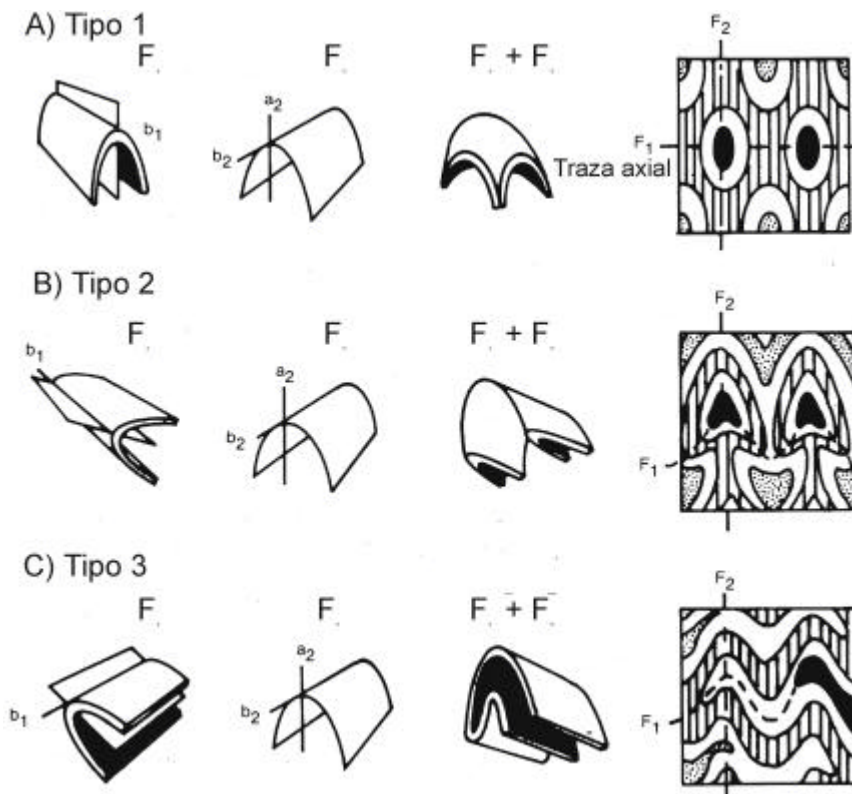


Figura 19: Figuras cartograficas de intererencia de pliegues: A) Tipo 1 (en domos y cubetas) al superponer dos conjuntos de pliegues ortogonales. B) Tipo 2 (en champiñón) por la superposición de pliegues verticales no coaxiales sobre pliegues anteriores inclinados. C) Tipo 3 (en gancho) replegamiento coaxial de pliegues inclinados por pliegues tardíos verticales.

Cartografía

- Representación en el mapa de las trazas axiales de antiformal y sinformas de las distintas fases de deformación, así como los datos de las orientaciones de las esquistosidades y lineaciones.
- Identificación de los principales tipos de figuras de interferencia (Figura 19)

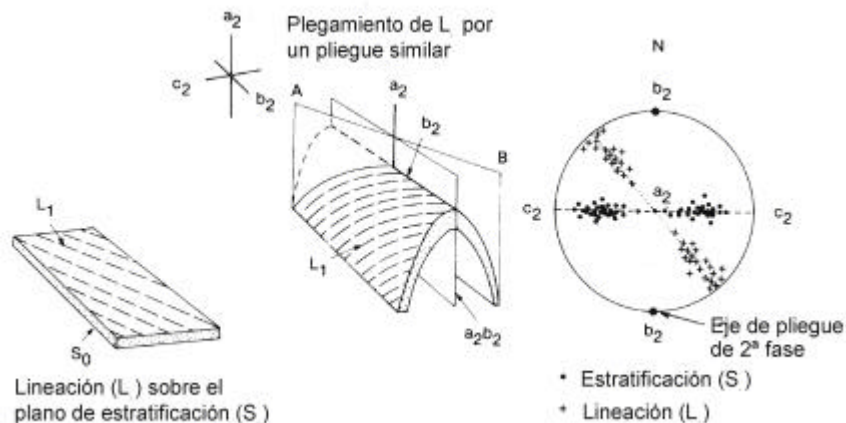


Figura 20: Deformación de una lineación L_1 por un pliegue similar (F_2). L_1 permanece en un plano que contiene a la dirección de emplazamiento del pliegue F_2 . A la izquierda se muestra la distribución de S_0 , L_1 y los ejes tectónicos de la segunda deformación (a_2 , b_2 y c_2).

ANEXO II : CARACTERÍSTICAS DE MINERALES METAMÓRFICOS

GRANATE:

Sistema cristalino: Cúbico

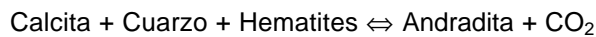
Hábitos: Formas redondeadas

Fórmula: $A_3B_2(SiO_4)_3$; A^{2+} : Ca o Mg, Fe y Mn, B^{3+} : Al, Fe y Cr

Color: Depende de la composición (Rojo, verde, negro...). Generalmente, las diferentes variedades no se pueden reconocer de "visu".

Alteración: Se alteran con frecuencia.

Ambientes: Muy comunes en todo tipo de rocas metamórficas de grado medio a alto y también en pegmatitas. La variedad almandino resulta del metamorfismo regional de sedimentos arcillosos. Las variedades grosularia y andradita aparecen como producto de metamorfismo de contacto o regional en calizas impuras, silíceas, según la reacción (*):



En la zona de trabajo la variedad dominante es el almandino, sus dimensiones son muy variables (de microscópicas a milimétricas).

SILLIMANITA:

Sistema cristalino: Rómbico

Hábitos: Cristales largos y delgados. Frecuentemente agregados paralelos fibrosos (fibrolita)

Fórmula: Al_2SiO_5

Color: Pardo, verde pálido, blanco, de transparente a translúcido.

Ambientes: Es el polimorfo de alta temperatura. Define zonas metamórficas que han sido sometidas a temperaturas iguales o superiores a 500°C (Zona de la sillimanita). Muy frecuente en esquistos pelíticos.

CIANITA (distena):

Sistema cristalino: Triclínico

Hábitos: Cristales tabulares largos y agregados hojosos.

Fórmula: Al_2SiO_5

Color: Azulado

Ambientes: Es el polimorfo de alta presión. Define zonas metamórficas que han sido sometidas a altas presiones. (Zona de la distena). Muy frecuente en esquistos pelíticos.

ANDALUCITA:

Sistema cristalino: Rómbico

Hábitos: Cristales prismáticos.

Fórmula: Al_2SiO_5

Color: Rosado.

Ambientes: Es el polimorfo de baja temperatura. Muy frecuente en esquistos pelíticos.

ESTAUROLITA:

Sistema cristalino: Monoclínico.

Hábitos: Cristales prismáticos. Frecuentes maclas cruciformes a 90 o 60°.

Fórmula: $\text{Fe}_2\text{Al}_9\text{O}_6(\text{SiO}_4)_4(\text{O},\text{OH})_2$

Color: Pardo-negro. Brillo vítreo a mate.

Ambientes: Muy frecuente en esquistos. Se utiliza como mineral índice en rocas metamórficas de grado medio.

Se reconoce de "visu" en los esquistos que afloran al sur de la zona de trabajo, donde aparece asociada a la distena.

CLORITOIDE:

Sistema cristalino: Monoclínico o triclínico.

Hábitos: Cristales tabulares.

Fórmula: $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Al}_4\text{O}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$

Color: Pardo-negro. Brillo vítreo a mate.

Ambientes: Muy frecuente en pizarras y filitas. Se utiliza como mineral índice en rocas metamórficas de grado bajo.

TURMALINA:

Sistema cristalino: Hexagonal.

Hábitos: Cristales prismáticos (trigonal y hexagonal) estriados verticalmente. Las caras tienden a redondearse dando una sección con forma de triángulo esférico. También forma agregados columnares radiales o paralelos.

Fórmula: $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Li}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4$

Color: Depende de la composición y según sea éste recibe diferentes nombres (Ej el chorlo negro tiene mucho hierro). Brillo vítreo a resinoso.

Ambientes: *Característico de pegmatitas y accesorio en rocas ígneas y metamórficas.*

En la zona de trabajo está presente la variedad conocida como chorlo, en los leucogneises y en las pegmatitas.

ANFIBOLES Y PIROXENOS:

Hornblenda

Sistema cristalino: Monoclínico

Hábitos: cristales prismáticos con sección hexagonal.

Fórmula: $(\text{Ca}, \text{Na})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Color: verde oscuro a negro.

Ambientes: anfíbol característico de las rocas metamórficas de grado medio conocidas como anfíbolitas, donde va asociada a plagioclasas.

Diopsido

Sistema cristalino: Monoclínico

Hábitos: cristales prismáticos con sección octogonal o cuadrada.

Fórmula: $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

Color: verde.

Ambientes: piroxeno que resulta del metamorfismo térmico de dolomitas o calizas silíceas ricas en magnesio, según la reacción:

En la zona de trabajo aparecen en anfíbolitas (frecuentemente asociados a granates ^()) y en mármoles.*

MICAS:

Moscovita: $(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{K} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Biotita: $(\text{Si}_3\text{R}^{3+})\text{O}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{R}^{3+})_2\text{K} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, R^{3+} : Cationes trivalentes.

Sistema cristalino: Monoclínico

Hábitos: cristales tabulares. Exfoliación laminar muy marcada.

Fórmula: $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

Color: incolora la moscovita y pardo-oscuro la biotita.

Ambientes: En las rocas metamórficas, la biotita se presenta en un amplio intervalo de condiciones de temperatura y presión. La moscovita es característica de metamorfismo de grado bajo a medio. También es característica del metamorfismo retrógrado donde se forma a partir del feldespato y otros minerales.

En la zona de trabajo aparecen tanto moscovita como biotita en la mayoría de los tipos de rocas. La moscovita también aparece en las pegmatitas.

FELDESPATOS:

Sistema cristalino: Monoclínicos y triclínicos.

Hábitos: cristales prismáticos cortos.

Fórmula: Ortosa KAlSi_3O_8 , Albita: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ y Anortita: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Color: blanco a rosado.

Ambientes: *En la zona de trabajo los feldespatos están presentes en esquistos y gneises. En los gneises aparecen segregados, junto con cuarzo, formando capas que alternan con otras de minerales oscuros; constituyen las glándulas de los gneises glandulares, etc.*

CUARZO:

Sistema cristalino: trigonal.

Hábitos: granos redondeados e irregulares.










Fórmula: SiO_2

Brillo: Vítreo.

Color: Incoloro.

Ambientes: *Está presente en la mayoría de las litologías de la zona.*

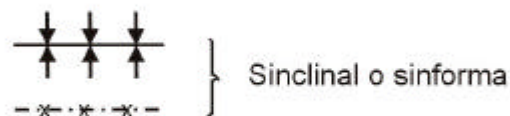
ANEXO III : SÍMBOLOS CARTOGRÁFICOS Y LEYENDA

	Contacto
	Contacto deducido
	Estratificación. Idem. Subhorizontal. Idem. invertida
	Falla inversa
	Falla normal
	Falla. Falla deducida
	Foliación o esquistosidad principal Idem. vertical
	Lineación de intersección y/o crenulación
	Lineación de orientación mineral Idem. subhorizontal

TRAZA AXIAL DE PLIEGUES

(intersección de plano axial con superficie topográfica)


1ª FASE (CASOS GENERALES)





FASES TARDÍAS

 Antiforma de 2ª fase o tardía


 Sinforma de 2ª fase o tardía

 Pliegue en "S". Orientación del eje del pliegue

 Pliegue en "Z". Orientación del eje del pliegue

 Pliegue en "M". Orientación del eje del pliegue

 Sinclinal con un flanco invertido

 Anticlinal con un flanco invertido

ROCAS SEDIMENTARIAS

CUATERNARIO	HOLOCENO	a b
	PLEISTOCENO	
TERCIARIO	PLIOCENO	

a) Bloques, cantos y arenas (coluviones)

b) Arenas, limos y cantos (aluviales)

Cantos y arenas (terrazas)

Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras

PALEOZOICO

ORDOVICICO	MED.	LLANVIRLLANDEILO	
	INFERIOR	ARENIGENSE	
		TREMACOC	

Filitas y pizarras

Cuarcita Armoricana

Esquistos, cuarcitas y pizarras

METASEDIMENTOS PRE-ORDOVÍCIOS



Esquistos metapelíticos y metasamíticos



Anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos

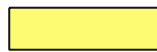


Paragneises bitotíticos bandeados

ROCAS ÍGNEAS PRE-HERCÍNICAS



Ortogneises glandulares



Leucogneises

MIGMATITAS



Niveles ricos en leucosomas y leucogranitoides s.l.

ROCAS FILONIANAS



p = Pegmatitas, q = Cuarzo

Leyenda litoestratigráfica general de los materiales de la zona de trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Arche, A., Cámara, P., Durantez, D. (1977). Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey-Sierra de la Bodera (Sistema Central, España). *Bol. Geol. Min.*, **88-6**, 501-507
- Arenas, R., Fúster, J.M., González Lodeiro, F., Macaya, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Villaseca, C. (1991). Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. Geol. España*, **4**, 195-201.
- Barbero, L., Villaseca, C. (2000). Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): *P-T* estimations and implications for the Hercynian evolution. *Mineral. Magaz.*, **64**, 815-836.
- Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J.M., Navidad, M., Peinado, M., Villaseca, C. (1981). Caracteres generales del cinturón hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español. *Cuad. Geol. Iber.*, **7**, 15-51.
- Bischoff, L., Schäfer, G., Schmidt, K., Walter, R. (1973). Zur geologie det mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien), *Münst. Forsch. Geol. Paläont*, **28**, 27-30.
- Boulter, C.A. (1989) Four Dimensional Analysis of Geological Maps: techniques of Interpretation. Wiley: 296 pp
- Capote, R., Fernández Casals, M.J., González Lodeiro, F., Iglesias, M. (1977). El límite entre las zonas asturoccidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, **88**, 517-520.
- Capote, R., Casquet, C., Fernández Casals, M.J. (1982). Los grandes complejos estructurales del Sistema Central Español, *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, **76**, 313-331.
- Casquet, C., Fernández Casals, M.J. (1981). Las anfibolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.* **7**, 121-134.
- Casquet, C., Navidad, M. (1985). El metamorfismo el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat.* **79**(4):523-548.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J. (1997) Structural Geology (2nd ed.) *John Wiley*, New York: 300 pp.
- Escuder, J.; Hernáiz Huerta, P.P.; Valverde Vaquero, P.; Rodríguez Fernández, R.; Dunning, G. (1998). Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, **290**, 87-109.
- Fernández Casals, M.J. (1976). Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español), Tesis Doctoral, Univ. Compl. Madrid, 305 pp.
- Fúster, J.M., Aparicio, A., Casquet, C., Garcia Cacho, L., Mora, A., Peinado, M. (1974). Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y plifásicos del Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.*, **85**, 595-600.
- Gutiérrez Marco, J.C., San José, M.A, Pieren, A. (1990). Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), 160-172.
- Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R., Alvarez, F. (1991). Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement

- in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, **191**, 291-309.
- McClay, K. (1987) The mapping of geological structures. Geological Society of London Handbook. *Open University Press*, London: 162 pp.
- Mehnert, K.R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, The Netherlands, 393 pp.
- Park, R. G. (1989) Foundations of structural geology. Blackie, London: 148 pp.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kröner, A. (1990) Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer-Verlag, Berlin: 150 pp
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (1996) Micro-tectonics. Springer-Verlag, ed. Berlin, 289 pp.
- Powell, C.M.A. (1979). A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, **58**, 21-34.
- Roberts, J. L. (1996) The Macmillan field guide to geological structures. Macmillan, Cambridge: 250 pp.
- Schafer, G. (1969). Geologie und Petrographie in östlichen Kastilichesn Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münst. Forsch Geol. Paläont.*, **10**, 1-207.
- Sibson, R.H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 191-213.
- Viallette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M., Villaseca, C. (1986). Orogenic granitic magmatism of prehercinian age. *Terra Cognita*. ICOG 6 meeting, **6**(2), 1606.
- Villaseca, C., Barbero, L., Huertas, M.J., Andonaegui, P., Bellido, F. (1993). A cross-section through Hercynian granites of central Iberian zone. Servicio Publ. CSIC, Madrid, 122 pp.
- Villaseca, C., Martín Romera, C., Barbero, L. (2002). Estimaciones termobarométricas en los metagabros coroníticos de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Geogaceta*, **32**, 13-16.