

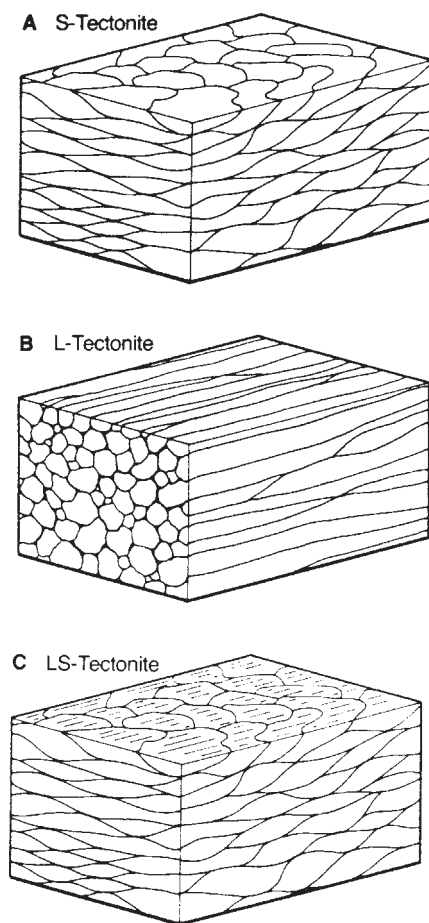
6.-COMPORTAMIENTO DÚCTIL

Para completar el aprendizaje de este tema es imprescindible el conocimiento en su totalidad del **TEMA 2.5 PLIEGUES** de la asignatura **Cartografía Geológica** que se imparte en el primer curso de la Licenciatura en Geología en la Univesrsidad de Salamanca. Para su repaso podeis consultar las páginas 46 a 64 de los apuntes de la mencionada asignatura.

- Definición de pliegue y elementos geométricos.
- Clasificación de pliegues de acuerdo con distintos criterios.
- Asimetría, vergencia y *facing*.
- Representación cartográfica de los pliegues.

6.1.-EL CONCEPTO DE FABRICA DE DEFORMACION. LA FABRICA DE FORMA

La palabra **fábrica** se utiliza en Geología como un término general para describir el ordenamiento interno de las partículas constituyentes de una roca. Incluye la **textura**, que describe el tamaño y las relaciones mutuas de los granos de la roca, pero es un término algo más amplio, pues incluye también aspectos como la homogeneidad o heterogeneidad y si existe o no una orientación estadística preferente de algunos elementos de los constituyentes de la roca. A veces se emplean los términos **macro** o **mesofábrica** para las características visibles a simple vista y **microfábrica** para aquellas que precisan de un microscopio para su estudio. La fábrica puede ser primaria, es decir, formada a la vez que se generó la roca, o secundaria, debida a algún proceso posterior como deformación, metamorfismo o ambos. La deformación interna, especialmente en el caso de comportamientos dúctiles, produce cambios en la fábrica de las rocas y muy a menudo genera otras nuevas, llamadas **fábricas de deformación**.



Pueden definirse varios tipos de fábrica de deformación, según cuál sea el elemento de la roca que se escoja para analizar la orientación preferente. Por **orientación preferente** se entiende que un buen porcentaje de los constituyentes de la roca tienen un determinado elemento p. ej., su dimensión mayor, orientado estadísticamente, es decir, según una dirección determinada, con un margen de unos pocos grados. En Geología Estructural se trabaja con dos tipos fundamentales de fábricas de deformación, la fábrica cristalográfica y la fábrica de forma de los constituyentes de la roca. La **fábrica cristalográfica** es la ordenación de los elementos cristalográficos de los granos de la roca, tales como ejes cristalinos, planos principales, clivajes, planos de macla, etc. Este tipo de fábricas se estudia por métodos ópticos, como microscopios ópticos o electrónicos, rayos X, etc. y, a simple vista, no puede decirse si una roca tiene un tipo u otro de fábrica cristalográfica. Aunque estas fábricas suministran muchos datos sobre la deformación de las rocas, su estudio es más propio de un curso avanzado de Geología Estructural o de Análisis Estructural, por lo que no será abordado aquí.

Figura 6-1-Los tres tipos fundamentales de fábricas de forma anisótropas.

La **fábrica de forma** (“shape fabrics”) se refiere a la orientación preferente de los granos, es decir, de sus dimensiones mayores y menores. Los granos son a veces suficientemente grandes como para poder ser individualizados a simple vista o con una lupa de bolsillo y, otras veces, incluso cuando son muy pequeños, dan a la roca un aspecto que permite deducir su fábrica. Esto se debe a que la ordenación estadística de los granos, aunque sean microscópicos, genera una **estructura**, es decir, una característica macro o mesoscópica. La fábrica de forma puede ser isótropa o anisótropa. Una **fábrica isótropa** sería la de una roca compuesta por granos equidimensionales y del mismo tamaño. También es isótropa la fábrica de una roca compuesta por granos que no son equidimensionales, sino que tienen formas aplastadas o alargadas, pero que no muestran una orientación preferente. En este caso se denomina también **fábrica al azar**.

Las **fábricas anisótropas** son las compuestas por minerales no equidimensionales con una orientación preferente. Los dos tipos fundamentales de fábricas de forma anisótropas son las fábricas planares y las fábricas lineares. Las **fábricas planares** suelen estar constituidas por minerales con forma aplastada, cuyo plano de aplastamiento es estadísticamente paralelo (Fig.6-1A). Las **fábricas lineares** suelen estar constituidas por minerales con forma alargada, cuya dimensión mayor es estadísticamente paralela (Fig.6-1B). Las fábricas planares dan lugar a una estructura planar, visible aun cuando los granos no se individualicen a simple vista, y las lineares a una estructura lineal. Las estructuras planares producidas por deformación se denominan **esquistosidad, clivaje o foliación tectónica** y las lineares se conocen como **lineaciones**. Cuando ambos tipos de estructuras se dan en la misma roca, se dice que ésta tiene una **fábrica planolinear** (Fig.6-1C).

Las rocas deformadas internamente se denominan **tectonitas**. Las que tienen una estructura planar adquirida por deformación se denominan **S-tectonitas** (de “surface”: plano) y las que tienen una estructura lineal, **L-tectonitas** (Fig.6-1). Las tectonitas S y L son los dos extremos de las fábricas de forma anisótropas posibles, pudiendo existir toda una gama de fábricas entre ambas. Se denominan **tectonitas-SL** las que tienen una fábrica planolinear en las que la estructura planar y la lineal pueden tener más o menos importancia relativa (Fig.6-1C). Cuando ambas estructuras existen en una roca pero una predomina claramente sobre otra, se habla de **tectonitas L>S** o **S>L**, y si ambas son aproximadamente igual de importantes, **tectonitas S=L**.

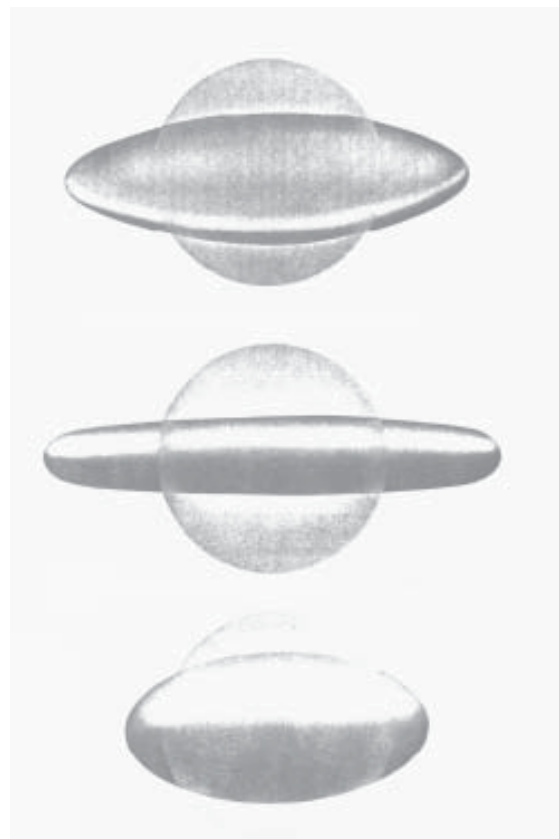


Figura 6-2- Los tres tipos puros de elipsoides de deformación: oblatos (arriba), prolato (centro) e intermedio (debajo). En todos los casos se ha representado la esfera original

La fábrica de forma de una roca guarda, en general, una relación con el elipsoide de la deformación finita experimentada por ella. Si el elipsoide es de tipo oblató (ver Capítulo 2), la fábrica tenderá a ser planar, si es prolato, linear y si es intermedio, planolinar. Estos tres tipos de elipsoides están dibujados en la Fig.6-2. Los elipsoides comprendidos entre esos tres casos tenderán a dar tectonitas $S > L$, los aplastados, y tectonitas $L > S$, los alargados. Sin embargo, la forma del elipsoide no es el único factor en la generación de las fábricas, siendo también muy importante la forma de los constituyentes minerales. En la Fig.6-3 se han representado las fábricas ligadas a los tres tipos puros de elipsoides, prolato ($K = \infty$), intermedio ($K = 1$) y oblató ($K = 0$), en una roca compuesta por minerales aplastados (en negro) y por minerales alargados (líneas finas) y merece la pena detenerse un poco en el estudio de cómo unos y otros definen cada una de las fábricas o participan en su generación.

Los minerales aplastados no tienen un eje mayor, sino que en el plano de aplastamiento son equidimensionales. Por tanto, definen muy bien la fábrica planar (Fig.6-3C) y la parte planar de la fábrica planolinar (Fig.6-3B). Sin embargo, por sí mismos definen mal la fábrica linear pura, pues aunque todos tienen su plano orientado de forma que es paralelo al eje mayor del elipsoide (vertical en la Fig.6-3A), muestran orientaciones diferentes alrededor de ese eje. Esta disposición de los elementos aplastados con una línea en común se denomina “**en zona**”. Los minerales alargados definen muy bien la fábrica linear y la parte linear de la planolinar, pero definen peor la fábrica planar pura. En ella, se disponen todos con su dimensión mayor contenida en el plano de máximo aplastamiento del elipsoide, pero, dentro de él, tienen orientaciones al azar. Obsérvese que los minerales planares pueden definir fábricas lineares puras, y los lineares fábricas planares puras, si bien la definición es en general pobre. Pero una roca constituida sólo por minerales planos, como p. ej., micas, tendría una fábrica planar aunque el elipsoide fuera de tipo intermedio o incluso alargado y se necesitaría un elipsoide prolato para que la fábrica fuese linear “en zona”. Por el contrario, una roca compuesta sólo por minerales aciculares como, p. ej., anfíboles alargados, mostraría una fábrica perfectamente linear no sólo para un elipsoide prolato, sino también para elipsoides alargados, intermedios y aplastados.

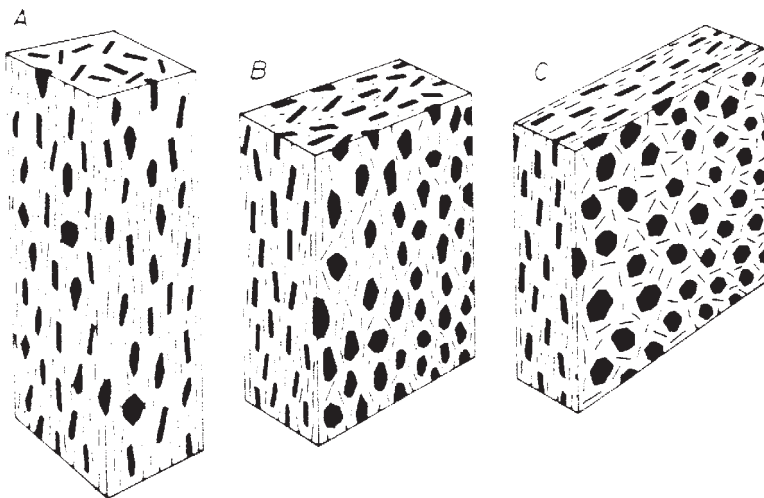


Figura 6-3-Los tres tipos fundamentales de fábricas de forma en una roca compuesta por minerales planos y aciculares. La forma inicial era un cubo y el elipsoide de deformación finita es de tipo prolato (A), intermedio (B) y oblató (C).

Por tanto, hay que tener cuidado al inferir tipos de elipsoide de deformación finita a partir de fábricas de forma, sobre todo cuando se trata de rocas monominerálicas con minerales de hábito cristalino aplastado o alargado. Lo ideal es tener minerales de ambos tipos o bien minerales que puedan ser a la vez aplastados y alargados, es decir, aplastados pero con una dimensión sobre el plano de aplastamiento mayor que la otra. Hay minerales, como el cuarzo, cuya forma

individual, cuando se considera estadísticamente, refleja por sí misma el tipo de elipsoide en muchas ocasiones. Estos minerales son muy adecuados, pues en el caso de elipsoides aplastados, intermedios o alargados toman formas a la vez aplastadas y alargadas y la fábrica define perfectamente el tipo de elipsoide.

6.1.1-EL CLIVAJE O FOLIACIÓN TECTÓNICA

Las fábricas planares dan lugar a unas estructuras que se conocen como esquistosidad, pizarrosidad o clivaje. Todas estas denominaciones son problemáticas a la hora de utilizarlas como términos genéricos. Las dos primeras porque corresponden a tipos concretos de fábricas planares, las de los esquistos y pizarras respectivamente, y el clivaje porque puede confundirse con el de los minerales, una estructura propia de los cristales que no tiene nada que ver con la deformación. **Clivaje** (“cleavage”) es, sin embargo, el término genérico utilizado en la literatura geológica de lengua inglesa para ambas estructuras. Además, fueron ingleses quienes definieron la estructura a mediados del siglo XIX e ingleses y americanos han sido los que más han contribuido a su estudio e interpretación. Clivaje es, no obstante, un anglicismo: “to cleave” significa hender, rajar, partir, y hace referencia a la facilidad que algunos minerales y rocas tienen para ser partidos por determinados planos. Los primeros geólogos españoles, ingenieros de minas en realidad, utilizaron el término **crucero**, tanto para el clivaje de los minerales como para el de las rocas, pero este término está en desuso.

Pizarrosidad es un término castellano curiosamente muy poco usado en nuestro país, incluso para el tipo concreto de fábrica planar de las pizarras, habiéndose usado mucho más el de **esquistosidad** en los últimos años. Recientemente, no obstante, se aprecia una tendencia a usar como términos genéricos los de clivaje y foliación tectónica. Foliación viene del latín *folium*, hoja y se aplica a cualquier estructura planar, tanto primaria como secundaria, y **foliación tectónica** se aplica a las foliaciones secundarias generadas por deformación. Nosotros usaremos clivaje y foliación tectónica indistintamente como términos genéricos y los definiremos como estructuras planares, más o menos penetrativas, producidas en las rocas metamórficas por causas tectónicas.

El concepto de penetratividad de una fábrica o estructura se refiere a en qué medida afecta a la roca. Una roca que en cada metro de longitud contenga, p. ej., una falla de 1mm de espesor, está afectada por una fracturación poco penetrativa. Si tiene 10 fallas, la penetratividad es mayor, y en el caso ideal de que tuviera 1000 fallas de 1mm, la penetratividad sería total, es decir, estaría totalmente afectada por la fracturación. Para las foliaciones tectónicas esto es muy importante, habiendo algunos tipos que afectan sólo a parte de la roca y otras que la afectan toda. La generación de clivajes va aparejada con cambios en la disposición de sus minerales y muy a menudo en la propia mineralogía: los granos cambian de tamaño, se deforman, recristalizan y, a menudo, se forman minerales nuevos y desaparecen algunos

de los preexistentes. Es, por lo tanto, un **proceso metamórfico** que está íntimamente ligado a la existencia de temperaturas y presiones relativamente altas. Según sean las temperaturas, el metamorfismo se clasifica en grados muy bajo, bajo, medio y alto. Se considera de grado muy bajo al producido entre 200° y 350° o 400°C, bajo entre 350° y 500° o 550°C, medio entre 500° y 650° o 700°C y alto el que tiene lugar a más de 650° o 700°C.

Los tipos principales de clivaje se describen a continuación, dándose en cada caso el término en inglés del cual derivan, el grado de metamorfismo al que se producen y las rocas en las que se forman con más frecuencia.

Clivaje espaciado (“spaced cleavage”): Es una fábrica planar poco penetrativa, definida por superficies que están separadas entre sí una distancia apreciable a simple vista (1 a 30 mm). Las bandas de roca comprendidas entre las superficies de clivaje, llamadas **microlitones**, no están afectadas por la deformación o sólo por un suave plegamiento. Las superficies de clivaje desplazan a veces a las superficies de referencia en los microlitones, tales como la laminación sedimentaria, apareciendo a primera vista como microfallas aunque, de hecho, no son tales, sino superficies de disolución por presión. Los principales tipos se muestran en la Fig.6-4. Las superficies de disolución son, a veces, estilolitos, denominándose en ese caso **clivaje estilolítico**. A veces son muy continuas y paralelas y otras veces son muy discontinuas o se anastomosan. En general, las superficies de clivaje tienen restos de material insoluble, como óxidos y arcillas. Cuando la cantidad de estos materiales es grande, el clivaje consiste en bandas relativamente anchas separando los microlitones, denominándose entonces **clivaje espaciado diferenciado**. Este tipo de clivaje es característico de las rocas deformadas en grados de metamorfismo muy bajos o bajos en las que se producen con facilidad procesos de disolución, tales como calizas y cuarcitas.



Figura 6-4- Tipos de clivaje espaciado. De izquierda a derecha: estilolítico, discontinuo, continuo, anastomosado y diferenciado.

Clivaje grosero (“rough cleavage”): Es una fábrica planar heterogénea a escala microscópica, en la cual algunos elementos están orientados estadísticamente paralelos y otros están sin orientar o son equidimensionales. Es característico de las rocas detríticas arenosas impuras, es decir, de las arcosas, grauvacas y arcillas arenosas, y de los grados muy bajo y bajo de metamorfismo. La Fig.6-5 muestra el aspecto microscópico de esta fábrica en dos grados distintos de su desarrollo. Los granos no orientados y a menudo equidimensionales son de cuarzo y feldespato fundamentalmente, mientras que los orientados

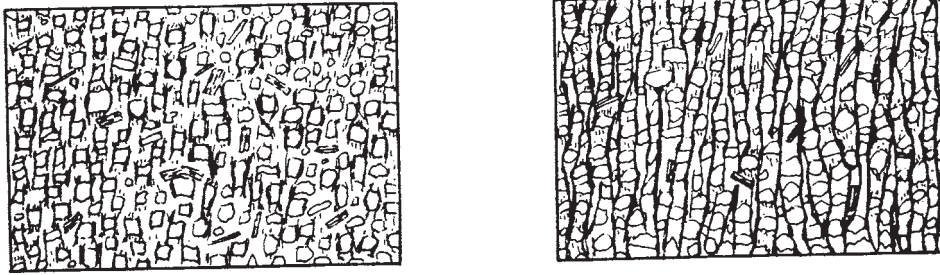


Figura 6-5- Dos ejemplos de clivaje grosero. El de la izquierda está muy poco desarrollado.

suelen ser filosilicatos, es decir, minerales del grupo de las arcillas y las micas. Las rocas detríticas afectadas por este tipo de clivaje se transforman en metaareniscas o en pizarras arenosas, según sea la proporción de fragmentos arenosos y arcillosos en la roca original, y el clivaje no siempre resulta una estructura clara a simple vista. Cuando los filosilicatos se disponen en bandas y los minerales no orientados se agrupan en bandas o lentes intercalados entre los primeros se denomina **clivaje grosero en dominios**.

Clivaje pizarroso (“slaty cleavage”): Es una fábrica planar muy homogénea y sumamente penetrativa, en la cual la mayor parte de los minerales son filosilicatos de grano fino con una orientación preferente muy acusada. Es la típica fábrica de las pizarras que se utilizan para techar, que se exfolian en lajas de espesor muy fino, pero muy resistentes e impermeables. El término **pizarrosidad**, aunque poco usado, puede utilizarse para describir este tipo de estructura planar en particular. Los granos son tan finos que no pueden distinguirse a simple vista ni con la ayuda de una lupa de bolsillo. La Fig.6-6 muestra dos de estos clivajes. Naturalmente, existen una serie de términos intermedios entre el clivaje grosero y el pizarroso y, cuando se dan, puede hablarse de **clivaje pizarroso grosero**. El clivaje pizarroso es característico de las arcillas deformadas y metamorfozadas en grados que van desde la parte alta del grado muy bajo hasta la parte baja del bajo (T de entre 250° y 350°C aproximadamente). Las arcillas se transforman en pizarras (“slates” en inglés y “ardoises” en francés), uno de los tipos de rocas metamórficas más abundante. Las pizarras formadas a baja T suelen carecer de brillo. Cuando la T es un poco mayor, los filosilicatos aumentan algo su tamaño de grano y, aunque no son individualizables a simple vista, confieren a la roca un cierto brillo satinado. En este caso, las rocas se denominan **filitas** o filadíos y representan un estadio intermedio entre este tipo de clivaje y el siguiente.

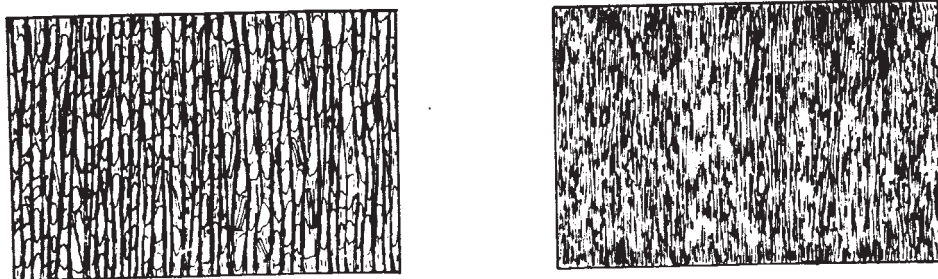


Figura 6-6- Dos ejemplos de clivaje pizarroso.



Figura 6-7- Dos aspectos de esquistosidades al microscopio. El aumento es menor que en las figuras 5 y 6.

Esquistosidad (“schistosity”): Es una fábrica planar muy homogénea y muy penetrativa en la cual la mayor parte de los minerales exhibe una orientación estadística muy acusada, con la particularidad de que los granos son suficientemente grandes como para poder ser apreciados a simple vista o con lupa (Fig.6-7). Es característica del grado bajo de metamorfismo en su parte alta y, sobre todo, del grado medio. Este tipo de estructura toma su nombre de los esquistos (“schists”

en inglés y “schistes” en francés), rocas formadas fundamentalmente por micas de grano medio a grueso (0’1 a 5 mm) con un brillo característico, que derivan por metamorfismo de arcillas o arcillas arenosas. No obstante, no es exclusivo de estas rocas, dándose también en cuarcitas, mármoles y anfibolitas. Los mármoles se producen por metamorfismo de carbonatos y las anfibolitas por metamorfismo de rocas ígneas básicas o de rocas sedimentarias detríticas con cemento carbonatado, tales como margas, areniscas

con cemento carbonatado y calizas arcillosas. Las rocas metamórficas que pueden derivar de rocas ígneas o de rocas sedimentarias se describen con los prefijos “**orto**” y “**para**” respectivamente. P. ej., un basalto metamorfizado en grado medio dará lugar a una ortoanfíbilita, mientras que una caliza impura sometida a las mismas condiciones dará una paraanfíbilita. Las anfibolitas con esquistosidad muy marcada se denominan a menudo **esquistos anfibólicos**.

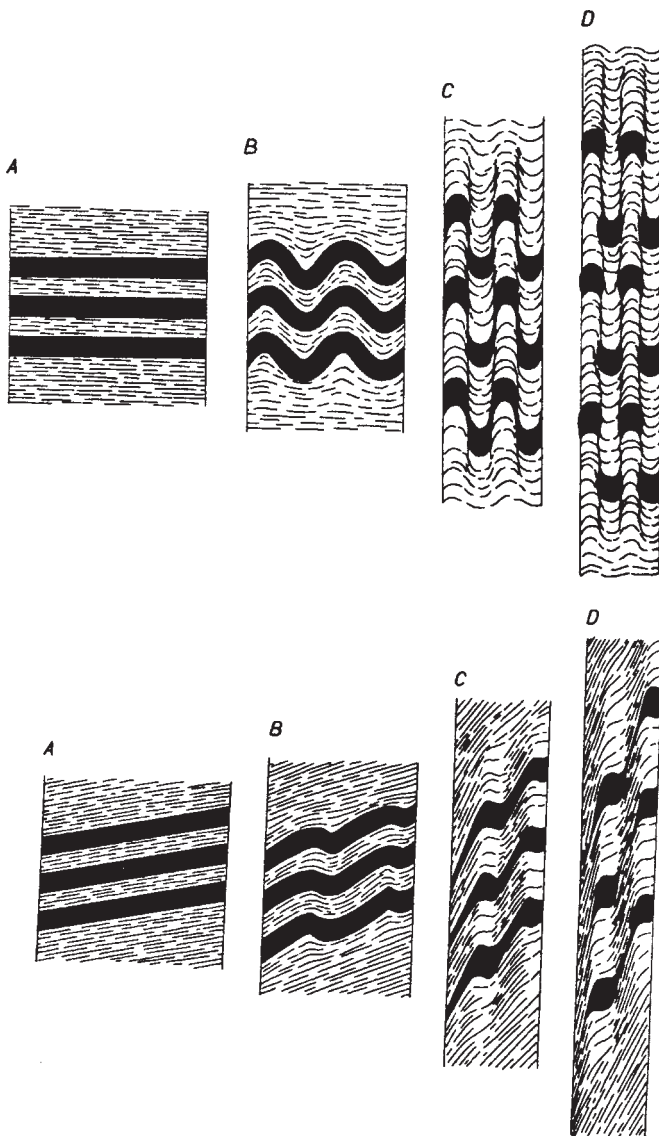


Figura 6-8- Desarrollo de un clivaje de crenulación perpendicular (arriba) y oblicuo (debajo) a la fábrica previa.

Clivaje de crenulación (“crenulation cleavage”): Crenulación es un término que significa dentado o festoneado, pero que se utiliza como sinónimo de microplegamiento. Cuando una fábrica planar preexistente se pliega, generalmente lo hace dando microplegues de longitud de onda muy pequeña, del orden de 0’1 a 5 mm. Ese microplegamiento se denomina una crenulación y si se produce la individualización de superficies más o menos paralelas y penetrativas, clivaje de crenulación. Los microplegues se producen en algunas ocasiones según dos familias conjugadas. El clivaje de crenulación se da en rocas

metamórficas con clivaje pizarroso o esquistosidad previos, es decir, en pizarras y en esquistos, y es típico de los grados bajo y medio de metamorfismo. También se puede dar en el grado muy bajo, afectando a arcillas que tienen una fábrica planar primaria, es decir, de origen sedimentario. La Fig.6-8 muestra el paso gradual de una fábrica planar previa a una crenulación y a un clivaje de crenulación, hacia la dcha. En la Fig.6-9 pueden verse distintos tipos de crenulaciones. En ambas figuras puede apreciarse la creación de una estructura que acompaña casi siempre al clivaje de crenulación: el **bandeado tectónico**, que consiste en la diferenciación de bandas ricas en filosilicatos y otras con menos filosilicatos y más ricas en cuarzo (y carbonatos o feldespatos). Un caso especial es el de la dcha. de la Fig.9 que es un tipo de clivaje espaciado en el cual los microlitones muestran micropliegues. Este caso es intermedio entre el clivaje espaciado y el de crenulación y es conocido con el nombre de **clivaje de “strain-slip”**. En castellano se ha usado el término de clivaje de pliegue-fractura, pero no es correcto pues el clivaje espaciado no corresponde a superficies de fractura sino de disolución.

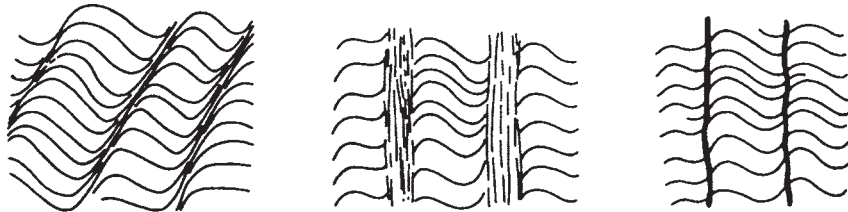


Figura 6-9- Clivaje de crenulación (izquierda), bandeado tectónico (centro) y clivaje de *strain-slip* (derecha).

Bandeado gnéísico (“gneissic banding” o “gneissose banding”): Es una fábrica metamórfica formada por una alternancia de lechos ricos en minerales claros (leucocratos) y lechos ricos en minerales oscuros (melanocratos). Los minerales claros son cuarzo y feldespatos y los oscuros son ferromagnesianos tales como biotita, anfíbol, piroxeno o granate. No es necesario que exista orientación preferente de los granos y, a menudo, estos son equidimensionales, de forma poligonal y con uniones triples (Fig.6-10). Esto último evidencia una recristalización completa. El bandeado gnéísico es un tipo de foliación tectónica, pero no siempre se considera un clivaje en sentido estricto, pues las rocas no suelen romper por las superficies que separan los lechos claros y oscuros. Es típico del grado alto de metamorfismo y de la parte alta del grado medio y las rocas que lo exhiben se denominan gneises (o neises), aplicándoseles el prefijo “orto” o “para” según sean de origen ígneo o sedimentario. A menudo se añade un adjetivo que indica cuál es el mineral ferromagnesiano más abundante: gneis biotítico, gneis anfibólico, gneis piroxénico, etc.

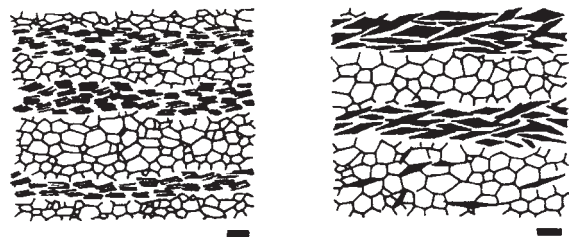
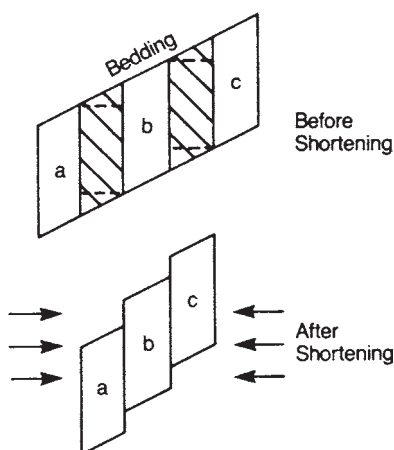


Figura 6-10- Dos aspectos de bandeados gnéísicos al microscopio.

6.2.1 GÉNESIS Y SIGNIFICADO DEL CLIVAJE

El problema del origen de las foliaciones tectónicas se reduce en muchos casos al de encontrar los mecanismos capaces de orientar los minerales. Las excepciones son el clivaje espaciado y el bandeo gnéísico, los únicos en los que no se da una orientación preferente o, al menos, no siempre. Los mecanismos más importantes ya han sido descritos en el Capítulo 3 y, a continuación, vamos a mencionarlos, indicando en qué condiciones actúan y a qué tipo de clivaje dan lugar. Como puede verse, muy pocos tipos de clivaje se forman por un único mecanismo, siendo lo más común que varios de ellos actúen juntos y se complementen.

La **disolución por presión** es el mecanismo esencial para el caso del clivaje espaciado. La Fig. 6-11 muestra cómo la disolución de franjas tabulares de roca produce los típicos desplazamientos relativos que indujeron a llamar a esta estructura clivaje de fractura. Es también el mecanismo esencial en el desarrollo del clivaje de crenulación con bandeo tectónico en las pizarras y esquistos. Estas rocas



están constituidas esencialmente por cuarzo y micas y la interfase cuarzo-mica es una superficie en la que se produce disolución con más facilidad que en la interfase cuarzo-cuarzo. Por otra parte, debido al **principio de Riecke**, la disolución tiende a producirse en las caras normales al esfuerzo mayor. Por tanto, los contactos cuarzo-mica en los flancos de los micropliegues son sitios ideales y el cuarzo se disuelve llegando a desaparecer (Fig. 6-12). Los flancos se enriquecen en micas mientras que las charnelas mantienen la proporción inicial cuarzo-mica o bien se enriquecen en cuarzo por depositarse en ellas parte del cuarzo disuelto. El resultado es el bandeo tectónico, compuesto por bandas ricas en micas, que corresponden a los flancos y suelen tener un color oscuro y bandas ricas en cuarzo, que corresponden a las charnelas y suelen tener un color más claro (ver también Fig. 6-8). Algunos niveles ricos en cuarzo, como láminas arenosas de la roca, pueden llegar a

Figura 6-11- Disolución por presión de bandas tabulares de roca (rayadas) y desplazamiento relativo de los microlitones.

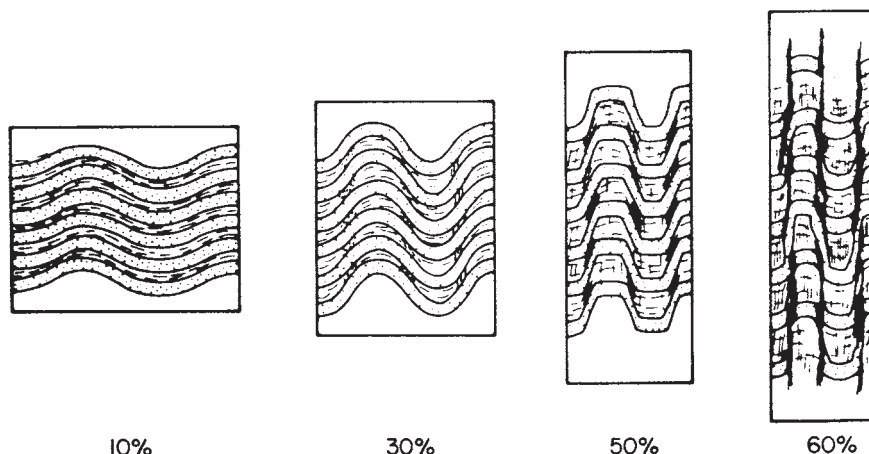


Figura 6-12- Desarrollo de un clivaje de crenulación con disolución de los flancos de los micropliegues. Se indica el porcentaje de acortamiento en cada estadio.

desaparecer parcial o totalmente en los flancos y quedar como restos en las charnelas, dando lugar a lo que se llama una foliación o **clivaje de transposición**. La Fig.6-13 muestra el desarrollo de dos clivajes de este tipo: a la izda. para el caso de pliegues simétricos y a la dcha. para pliegues asimétricos, que es el más común. La disolución por presión se da en condiciones de grado bajo y muy bajo de metamorfismo y, además de actuar por bandas, como en los casos anteriores, puede actuar grano a grano y es uno de los mecanismos que pueden colaborar con el que se describe a continuación, en la génesis de clivajes groseros y pizarrosos. En la Fig.6-14, debajo, se muestra la generación de una fábrica planar por mecanismos de disolución-cristalización.

La **rotación mecánica** de minerales no equidimensionales es un mecanismo esencial en los clivajes que incluyen orientación preferente. La Fig.6-15 muestra cómo unas micas (líneas negras), intercaladas entre granos de cuarzo y sin orientación preferente, giran hasta ponerse estadísticamente paralelas entre sí y perpendiculares al esfuerzo mayor. La rotación mecánica de unos minerales exige la deformación de otros y, por tanto, es un mecanismo que no actúa sólo. En el caso de la Fig.6-15, la deformación del cuarzo se produce por deslizamiento intracristalino pero se obtendría el mismo resultado

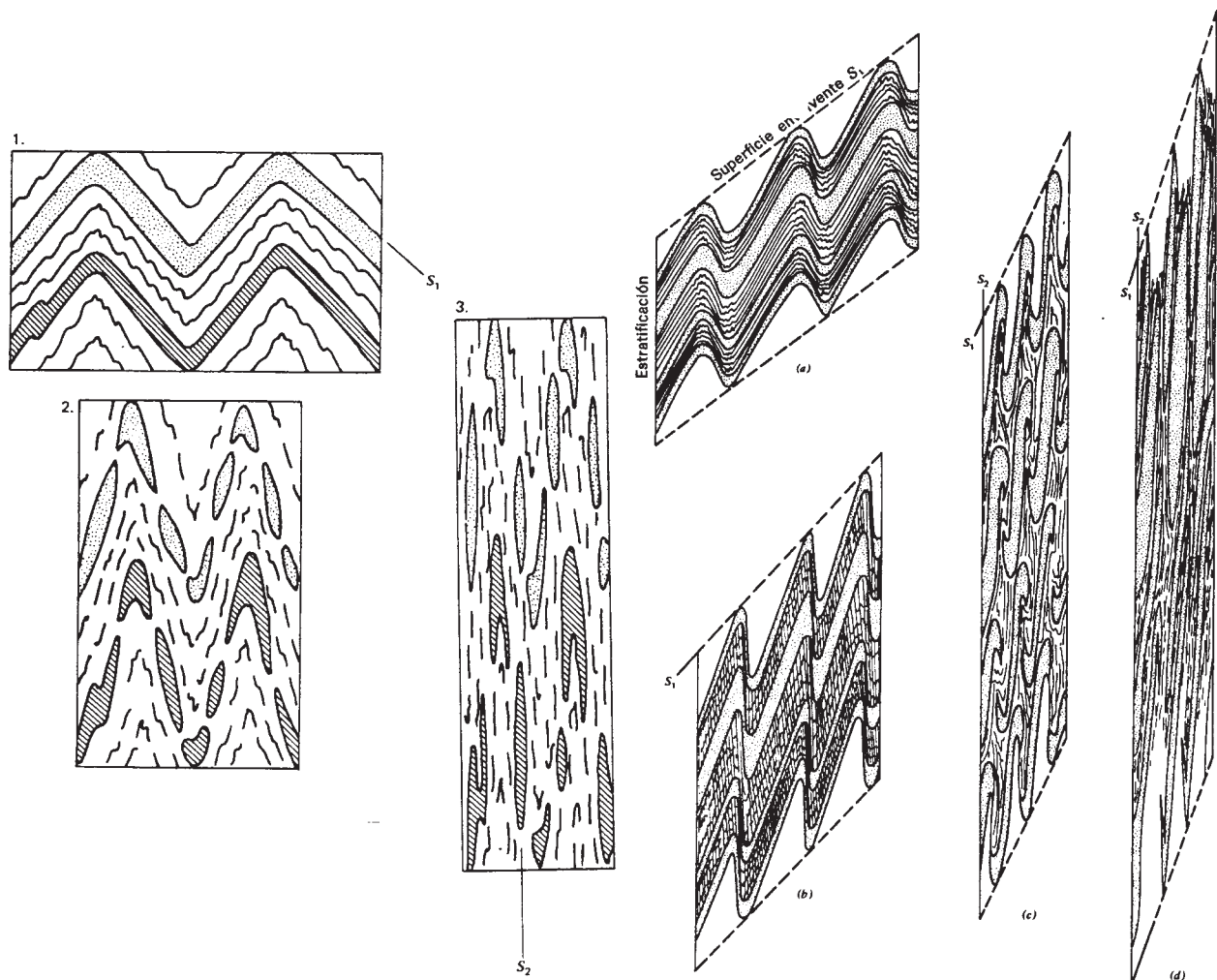


Figura 6-13- Desarrollo de clivajes de transposición.

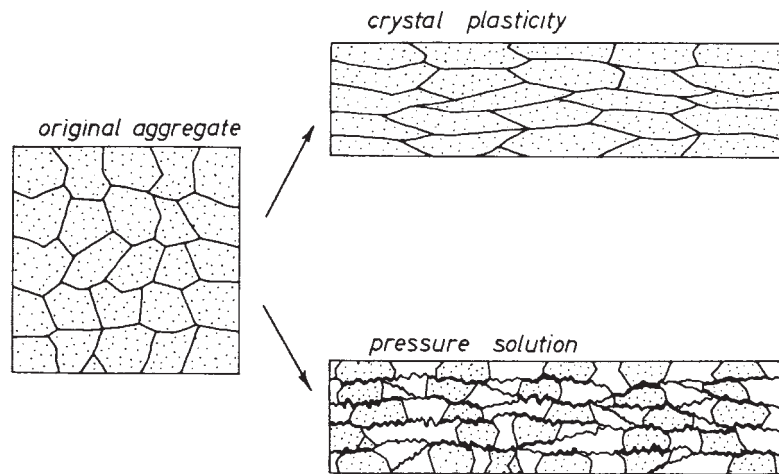
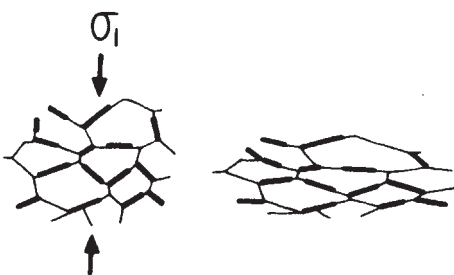


Figura 6-14- transformación de un agregado de granos equidimensionales en otro de granos aplastados por mecanismos de plasticidad cristalina (arriba) y disolución-cristalización (debajo).

mediante mecanismos de disolución-cristalización. La rotación es una parte importante de la crenulación o microplegamiento y, en general, de cualquier clivaje que implique orientación preferente. Por tanto, se da en un rango muy amplio de metamorfismo, desde el grado muy bajo hasta el medio e incluso el alto.

Los mecanismos de **plasticidad cristalina**, bien se trate de deslizamiento intracristalino o de difusión de tipo Nabarro-Herring, producen granos cuyas formas se adaptan a la del elipsoide de deformación, es decir, granos aplastados y/o alargados, que generan (Fig.6-14, arriba) o contribuyen a generar (Fig.6-15) fábricas planares permitiendo la rotación mecánica de otros. Estos mecanismos se dan en condiciones de grado bajo y medio de metamorfismo y son sobre todo importantes en la generación de esquistosidad.

La **cristalización de minerales orientados** es importante en las fábricas de grado metamórfico bajo y, sobre todo, medio. La Fig.6-16 muestra dos casos posibles. Arriba, la recristalización dinámica ha producido una disminución del tamaño de grano y algunos de los nuevos granos tienen una orientación cristalográfica favorable que, en el campo de esfuerzos en que se encuentran, les permite crecer a costa de otros adyacentes dando lugar a granos alargados o aplastados. Debajo, se producen núcleos de



cristales (puntos) orientados en todas las direcciones, pero sólo crecen los que tienen una orientación cristalográfica favorable (rayas). Estos mecanismos son importantes en las fábricas que incluyen orientación preferente y se dan en casi todas las condiciones metamórficas. El tamaño alcanzado por los granos depende en gran medida de la temperatura, siendo mayor cuanto mayor sea ésta, pero depende también de los esfuerzos diferenciales durante la deformación: a mayor esfuerzo

Figura 6-15- Rotación mecánica de micas (en negro) causada por aplastamiento y permitida por la deformación plástica de los granos de cuarzo (en blanco).

El **microplegamiento** de una fábrica planar preexistente es esencial en la formación de los clivajes de crenulación. La longitud de onda de los micropliegues es muy regular, siendo mayor cuanto mayor es el tamaño de los granos de la fábrica previa. Por tanto, es mayor cuando afecta a una esquistosidad que cuando pliega a un clivaje pizarroso. No obstante, en ambos casos suelen poder verse a simple vista o con una lupa. Los pliegues más pequeños, sólo visibles al microscopio, se dan cuando la fábrica previa es de origen sedimentario y diagenético en rocas arcillosas. Las arcillas son minerales planos de tamaño muy fino que se sedimentan en condiciones muy tranquilas, lo que produce una cierta orientación preferente. Esta fábrica es luego sometida a **compactación** por el peso de las rocas que se van depositando encima y afectada por los denominados **procesos diagenéticos**, de muy baja T (menor de 200°C), con lo cual la orientación preferente se intensifica. Cualquier clivaje de crenulación puede evolucionar a un clivaje de tipo pizarroso o esquistoso si la deformación continúa afectándolo. Eso se debe a que todos los minerales se orientan, disponiéndose subparalelos al plano de máximo aplastamiento del elipsoide de deformación finita, con lo que se pierde todo resto de la geometría de los pliegues, incluso en lo que eran las charnelas. No obstante, cuando una esquistosidad se ha formado por evolución de un clivaje de crenulación, se caracteriza por un bandeo tectónico y casi siempre puede llegar a encontrarse, al microscopio, algún resto de las charnelas originales.

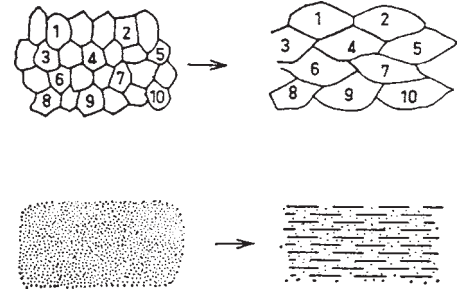


Figura 6-16- Orientación preferente originada por cristalización de minerales orientados a partir de nuevos granos (arriba) y de la nucleación de nuevos cristales y crecimiento preferente de los mejor orientados.

La **diferenciación metamórfica** es el proceso primordial en la generación del bandeo gnéisico y se produce a temperatura elevada. Los mecanismos por los que se rige son complejos y no bien entendidos. Parece que a veces se produce simplemente por recristalización de un bandeo tectónico, otras veces por migración de iones y concentración de algunos de ellos en determinadas bandas o lechos y otras por fusión parcial de la roca, acumulándose los fundidos en bandas o en bolsas irregulares que se aplastan dando lugar al bandeo.

Mucho se ha discutido sobre la relación del clivaje con la deformación, pero hoy parece claramente establecido que es paralelo al plano de máximo aplastamiento (plano XY) del elipsoide de deformación finita. Ejemplos como los de la Fig.6-17, en los que el clivaje es paralelo al plano de aplastamiento de oolitos inicialmente esféricos, son abundantes en la naturaleza, y también otros casos en los que el plano XY, determinado a partir de otros tipos de objetos pretectónicos, es paralelo al clivaje. Una de las ideas más viejas y recurrentes es que el clivaje representa planos de cizallamiento, es decir, microfracturas. Esta hipótesis es insostenible porque los planos de clivaje no contienen estrías, fibras, escalones o rocas trituradas (salvo que, excepcionalmente, algún plano haya jugado como una microfractura después de formarse, lo cual sí sucede a veces). Además, como puede verse en la Fig.6-18, si este fuera el caso, los planos de clivaje y el plano XY no coincidirían y, en cambio, los objetos inicialmente esféricos, al ser intersectados por las microfallas, darían círculos que no sufrirían distorsión durante el movimiento y

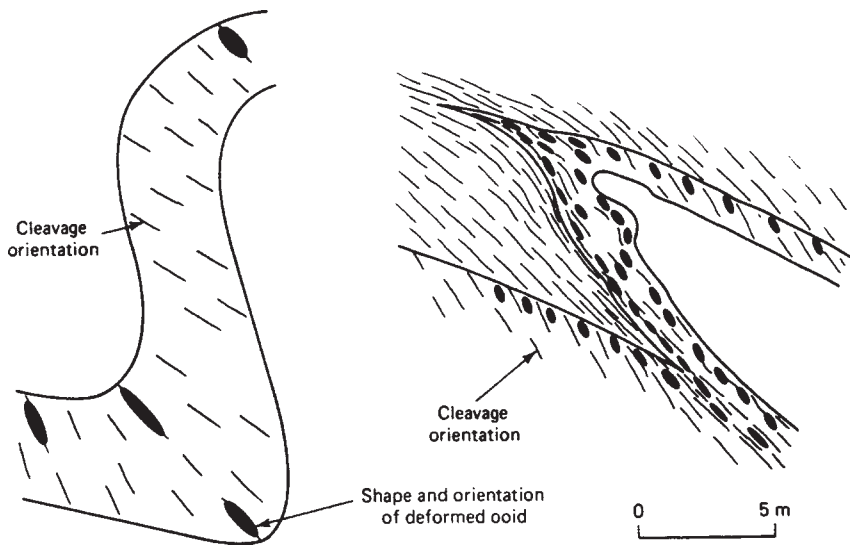


Figura 6-17- Paralelismo entre el clivaje y el plano XY del elipsoide de deformación finita en pliegues que afectan a capas con oolitos.

aparecerían como círculos después de la deformación. Ninguna de estas cosas sucede: el plano de clivaje siempre coincide con el de máximo aplastamiento y los objetos inicialmente esféricos aparecen como elipses en su intersección con los planos de clivaje.

Las rocas pueden ser deformadas varias veces. Se denominan **orogenias** a los

grandes episodios deformativos que afectan a grandes áreas de la corteza terrestre, producen grandes translaciones y distorsiones y duran decenas de millones de años. Dentro de cada orogenia suelen producirse varias **fases de deformación**, episodios menores que se caracterizan por dar lugar a un determinado tipo de estructuras o familia de estructuras en una región y que pueden durar millones de años. Cada fase de deformación implica que, en una región, el campo de esfuerzos se mantuvo más o menos estable durante un periodo de tiempo largo. Allí donde las condiciones fueran adecuadas se produciría deformación dúctil y, por lo tanto, algún tipo de clivaje. En general (aunque como en casi todo en Geología Estructural hay excepciones), cada fase de deformación produjo un sólo clivaje, de forma que para contar las fases de deformación dúctil que afectaron a una región suelen contarse los clivajes que se desarrollaron y que hoy aparecen superpuestos. Las fases de deformación se suelen denotar como F_1, F_2, F_3 , etc., o bien como D_1, D_2, D_3 . Los sucesivos clivajes identificados se denotan como S_1, S_2, S_3 , etc. (p. ej., ver Fig.6-13). El signo utilizado en los mapas para indicar la dirección y buzamiento del clivaje consiste en general en una barra con un triángulo relleno de negro. Cuando hay varios, se modifica el signo poniendo dos o tres barras, o dejando el triángulo en blanco en alguno de ellos.

Una de las principales características del clivaje es que se dispone aproximadamente paralelo al

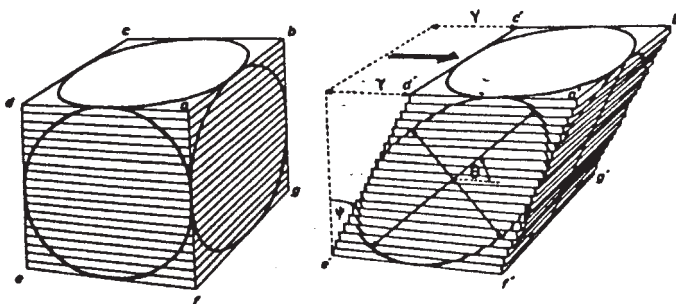


Figura 6-17- Cizallamiento simple de un paquete de láminas. Si el clivaje fuera equivalente a este modelo, los objetos inicialmente esféricos aparecerían sobre él como círculos, lo que no sucede en la naturaleza.

plano axial de los pliegues generados durante la misma fase de deformación (Fig.6-19). Esto es una consecuencia de que ambas estructuras tienden a ser paralelas al plano de máximo aplastamiento del elipsoide de deformación finita. Las relaciones de detalle entre el clivaje y los pliegues se describen más adelante, en el apartado dedicado a los mecanismos de plegamiento.

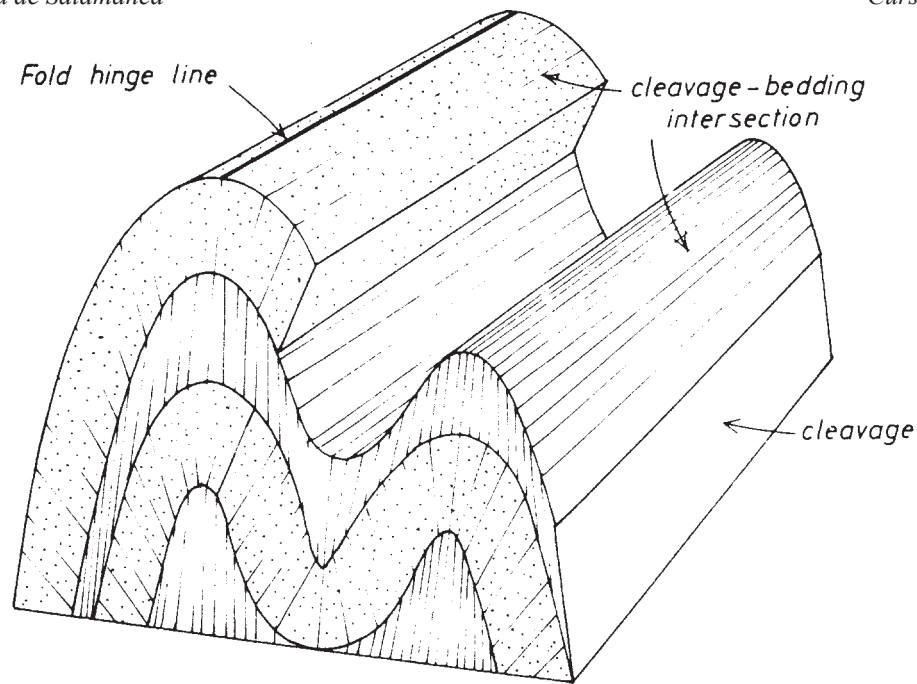


Figura 6-19- Relación del clivaje con los pliegues desarrollados durante la misma fase de deformación. Obsérvese que las lineaciones de intersección son paralelas alas charnelas y al eje de los pliegues.

6.1.3 -LINEACIONES

Cualquier estructura cuya principal característica sea su aspecto lineal es una **estructura lineal**. La charnela de un pliegue es una estructura lineal, p. ej., y un canto alargado también. En general, sin embargo, las estructuras lineales son importantes cuando son repetitivas, es decir, cuando consisten en una familia de líneas paralelas. Este es el caso de las estrías de una falla, o de las fibras de crecimiento sintectónico desarrolladas en sus escalones (Fig.6-20). Las estructuras lineales, cuando son repetitivas, se denominan **lineaciones**. P. ej., una zona afectada por muchos pliegues tiene muchas charnelas: una para cada pliegue y para cada superficie de estratificación. Si todas son paralelas o subparalelas, constituyen un tipo de lineación. Como puede verse en la Fig.6-20 para las fallas y es obvio en el caso de los pliegues, las lineaciones pueden ser rectas o curvas; la única condición para ser consideradas como tales es que existan muchas estructuras lineales de un mismo tipo y que sean paralelas entre sí.

Las lineaciones, como cualquier otra estructura, pueden ser más o menos penetrativas. Las estrías y fibras de una falla no son muy penetrativas, pues sólo se encuentran en la superficie de la falla y no en la roca que constituye sus labios. En este apartado, vamos a tratar exclusivamente de las lineaciones penetrativas, es decir, las estructuras lineales sumamente repetitivas que afectan a todo un volumen de roca y que sólo se dan en casos de deformación dúctil. Las **lineaciones penetrativas** pueden ser de tres tipos: de intersección, de estiramiento y minerales.

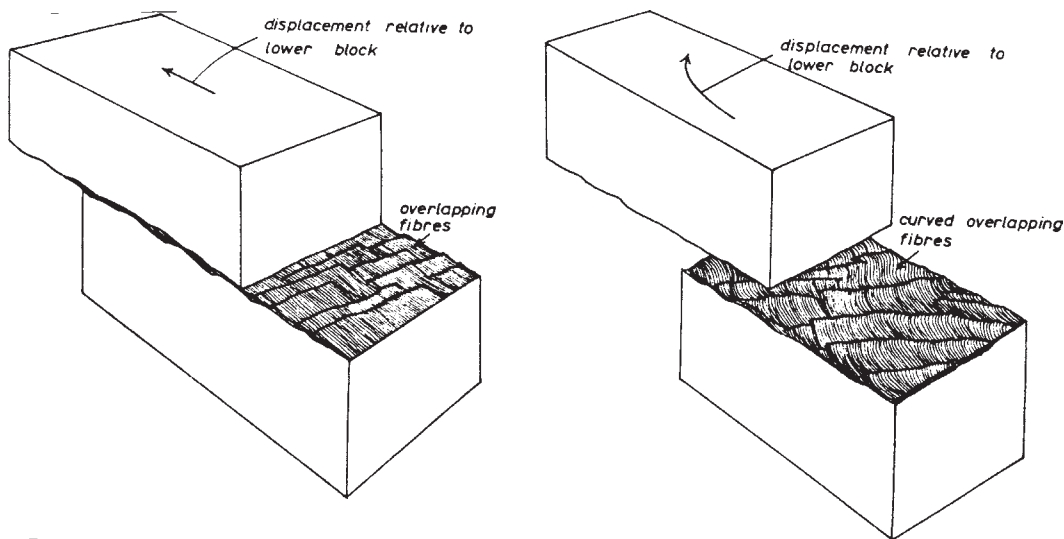


Figura 6-20- Las fibras de crecimiento sintectónico en fallas constituyen un tipo de lineación no penetrativa.

Las **lineaciones de intersección** son las formadas por la intersección de dos familias de estructuras planares. Las más comunes y utilizadas en Geología Estructural son las intersecciones entre estratificación y clivaje o entre distintas generaciones de clivaje. La Fig.6-21 muestra una intersección entre estratificación, horizontal, y un clivaje pizarroso, fuertemente inclinado. A la izquierda se muestra un esquema idealizado y a la derecha el aspecto típico de un afloramiento de pizarras bandeadas. La lineación de intersección (L) puede verse sobre cualquiera de los planos que intersectan. Sobre el plano de estratificación (S) se ven como pequeños escalones alargados y paralelos, formados por el clivaje. Sobre el plano del clivaje (S_1), se ven bandas de distinta coloración que corresponden a la laminación o estratificación. En el afloramiento representado en esa figura hay, además de las familias de superficies anteriores, varias diaclasas, una de las cuales es el plano vertical de la izquierda. En él puede definirse una lineación de intersección entre la estratificación y la diaclasa (horizontal) y otra entre el clivaje y la diaclasa (casi vertical). No obstante, este tipo de lineaciones de intersección no se suelen considerar ni medir. En la Fig.6-19 puede apreciarse que la lineación de intersección entre un clivaje y la estratificación, es paralela a la chamela de los pliegues relacionados con ese clivaje.

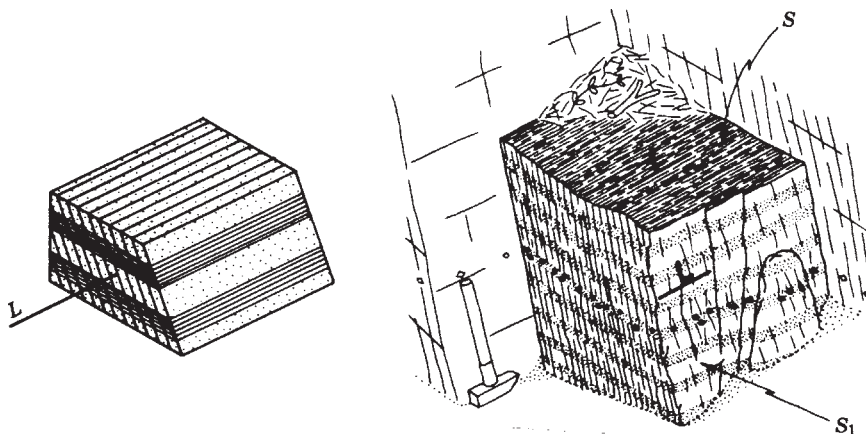


Figura 6-21- Lineación de intersección entre la estratificación y el clivaje.

En rocas arcillosas deformadas con poca intensidad en condiciones de grado muy bajo se produce a menudo una fábrica linear peculiar que se denomina **estructura en lápiz** (“pencil structure”), visible porque la roca se exfolia dando como astillas alargadas similares a patatas fritas (caseras). La Fig.6-22 muestra, a la derecha, sucesivos estadios en el desarrollo de la deformación de una argilita. De izquierda a derecha se ha esquematizado el paso de una estructura en lápiz embrionaria (A) a un clivaje pizarroso bien desarrollado (D). A la izquierda, se ve cómo los estadios sucesivos configuran la fábrica de la roca. En A, la roca adquiere una fábrica planar horizontal, en parte por sedimentación pero, sobre todo, por compactación diagenética. El acortamiento lateral provoca una rotación de los minerales planos. Se forma a veces una crenulación de longitud de onda muy pequeña y, además, se produce disolución por presión. Los minerales girados generan una fábrica, aproximadamente vertical en este caso, que provoca una anisotropía similar a la de la fábrica previa, horizontal, que aún no ha sido totalmente destruida. Por eso la roca rompe con igual facilidad por cualquiera de ellas. Al principio (A de la serie de dibujos de la dcha., B y C de los de la izda.) la orientación vertical aún no se ha conseguido, pero los minerales ya se

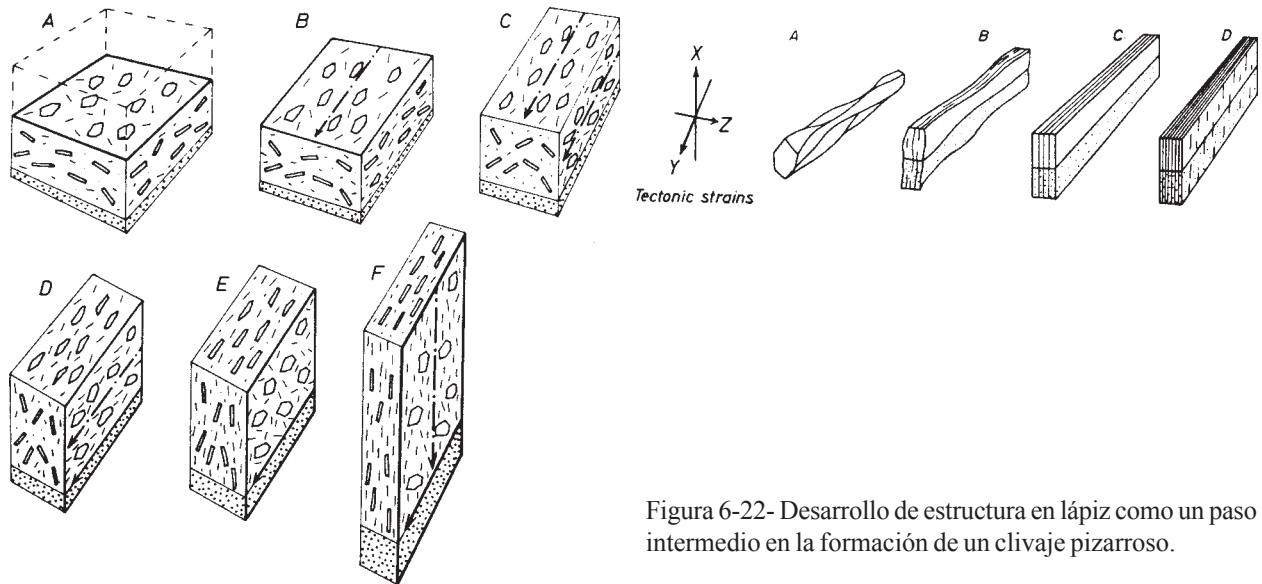


Figura 6-22- Desarrollo de estructura en lápiz como un paso intermedio en la formación de un clivaje pizarroso.

disponen “en zona” y la roca puede romper por planos que definen prismas de base irregular. Si el acortamiento continúa, la orientación tectónica, vertical en este caso, pasa a ser dominante (D y E) con lo que los prismas pasan a ser más regulares (B de la serie de la dcha.) y, finalmente, se genera un clivaje pizarroso (F de la izda. y C y D de la dcha.).

La Fig.6-23, arriba, muestra la crenulación de un clivaje. Los ejes de los micropliegues definen, en este caso, una **lineación de crenulación**. Debajo, los micropliegues se han aplastado y se ha desarrollado un clivaje de crenulación. La intersección de los dos clivajes es paralela al eje de los micropliegues, que es la estructura más visible en la roca. Por tanto, la lineación de crenulación se considera un tipo de lineación de intersección entre el clivaje anterior y el plano axial de los micropliegues o el nuevo clivaje de

crenulación. La Fig.6-24 muestra un fragmento de un esquisto en el cual la esquistosidad más antigua ha sido afectada por dos familias de crenulaciones ortogonales, dando cada una de ellas la respectiva lineación de crenulación.

Las lineaciones de intersección se suelen denotar con la letra L con subíndices numéricos: L_1 , L_2 , L_3 , etc. L_1 suele emplearse para la intersección entre la estratificación (S , S_0 ó S_s) y el primer clivaje (S_1), y las siguientes para intersecciones entre la estratificación y sucesivos clivajes o para la intersección de los clivajes entre sí (Fig.6-25). Como esto puede dar lugar a confusión, en áreas deformadas repetidas veces y afectadas por varias generaciones de clivajes conviene emplear una notación más precisa, con índices y subíndices. El índice indica, en cada caso, el orden de la superficie previa afectada y el subíndice la fase que produjo el nuevo clivaje que dio lugar a la intersección. P. ej., L_1^0 es la lineación de intersección entre la estratificación y el primer clivaje, y L_4^1 es la lineación de intersección entre los clivajes primero y cuarto. El signo utilizado en los mapas para indicar la dirección y plunge de las lineaciones de intersección suele ser una pequeña flecha. Cuando hay varias, se modifica el signo poniendo dos o tres barras en la flecha, o dejando en blanco la punta de alguna de ellas. A veces se indica su orientación como pitch, poniéndose en esos casos la flecha en el mismo signo que indica la superficie que la contiene, sea la estratificación o un clivaje.

Las **lineaciones de estiramiento** son las formadas por estiramiento de objetos pretectónicos contenidos en la roca, tales como cantos, oolitos, nódulos o fósiles. La Fig.6-26 muestra un conglomerado con cantos deformados. Los cantos se han aplastado según el plano horizontal y se han alargado en una dirección, definiendo una lineación, bastante penetrativa en este caso. Las lineaciones de estiramiento

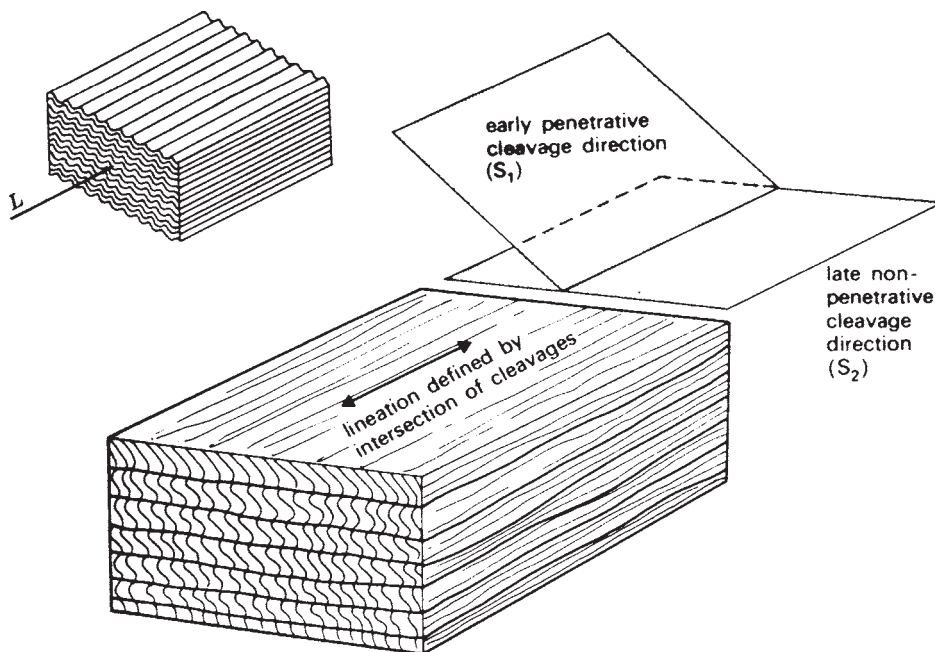


Figura 6-23- Lineación de crenulación producida sólo por microplegamiento (izquierda) y por microplegamiento acompañado de desarrollo de clivaje de crenulación.

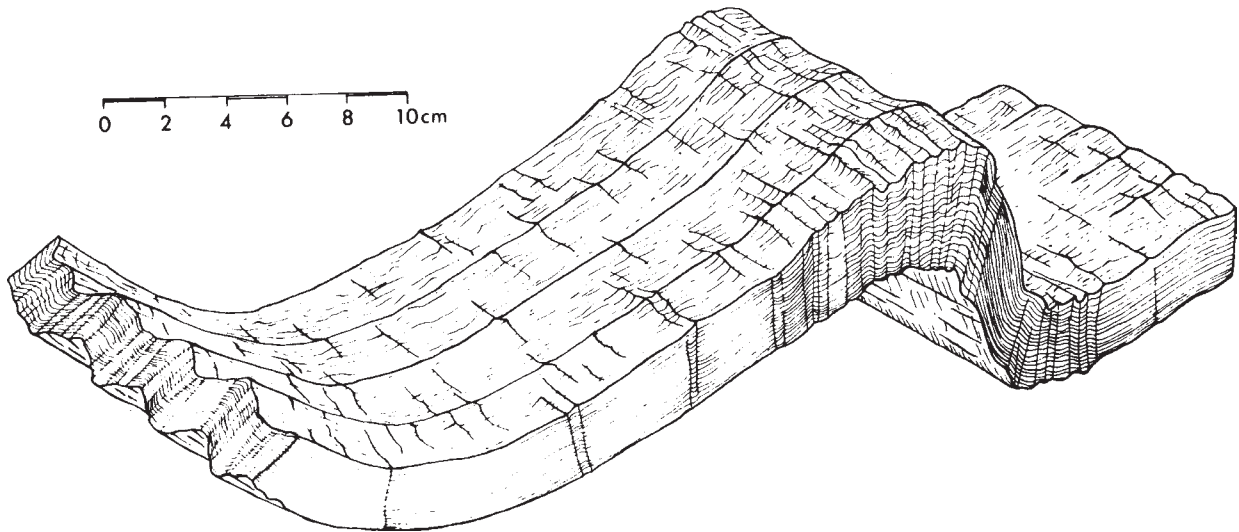


Figura 6-24- Esquisto afectado por dos crenulaciones ortogonales y, por tanto, con dos lineaciones de crenulación.

son fábricas de forma lineares, a diferencia de las de intersección, que no son fábricas de forma. Su generación está ligada a episodios de deformación finita con una dirección de elongación bien marcada y, por tanto, caracterizadas por elipsoides prolatos, alargados o intermedios.

Las **lineaciones minerales** son también fábricas de forma lineares pero, en ellas, la lineación no está marcada por objetos preexistentes sino por minerales metamórficos, cristalizados o recristalizados durante la deformación. La Fig. 6-27 muestra una fábrica plano-linear en la que puede apreciarse una esquistosidad horizontal y, sobre ella, una lineación mineral marcada por cristales prismáticos de hornblenda. Las lineaciones minerales pueden estar definidas por la orientación preferente de la dimensión máxima de cristales alargados como en ese caso o en la Fig. 6-28a, por la dimensión máxima de cristales aplastados y alargados (Fig. 6-28b) o por la línea común de minerales aplastados distribuidos en zona (Fig. 6-28c).

Un tipo especial de lineación mineral se desarrolla a menudo en relación con cristales rígidos, es decir, muy resistentes a la deformación. Estos minerales, cuando son equidimensionales, como los granates o los cristales de pirita, al no sufrir deformación interna, no pueden desarrollar una orientación preferente. Sin embargo, los minerales que los rodean desarrollan fábricas que se adaptan a la forma del grano

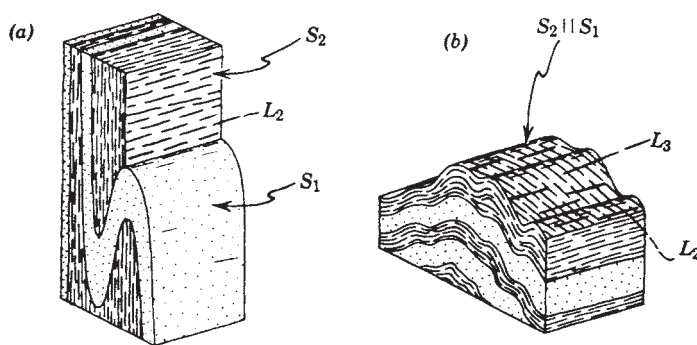


Figura 6-25- Diferentes ejemplos de clivajes y lineaciones de intersección en muestras plegadas. -

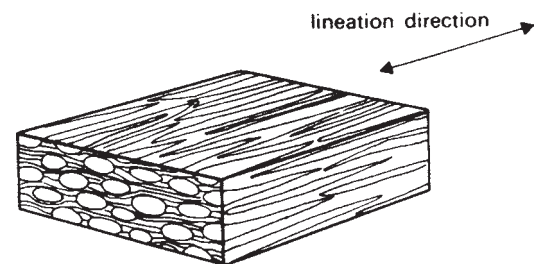


Figura 6-26- Lineación de estiramiento desarrollada en un conglomerado deformado.

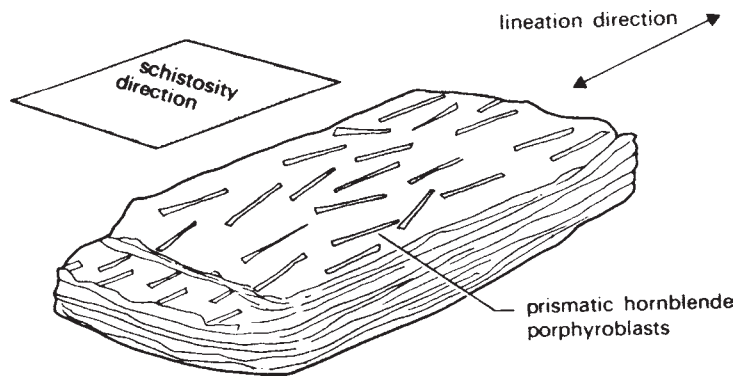


Figura 6-25- Lineación mineral marcada la orientación preferente de hornblendas en un esquistó anfibólico.

rígido, rodeándolo y produciendo una estructura denominada sombra o cola de presión. Cuando el elipsoide de deformación tiene uno de sus ejes bastante mayor que los otros dos, la sombra de presión forma como una especie de arruga alargada, paralela al eje mayor de la deformación, que se suele considerar un tipo especial de lineación mineral (Fig.6-29).

Los mecanismos generadores de las lineaciones minerales son aquellos capaces de producir orientaciones preferentes de los granos y, por tanto, los mismos que dan lugar a la mayor parte de los clivajes: la rotación mecánica de minerales alargados, la disolución por presión, los mecanismos de plasticidad cristalina y la cristalización de minerales orientados. La única condición para que se formen es que el elipsoide de deformación finita sea de cualquiera de los tipos excepto oblato. No obstante, suelen formarse sobre todo asociadas a los tipos prolato, alargado e intermedio. Tanto la lineación mineral como la de estiramiento son paralelas al eje mayor del elipsoide de deformación finita cuando sólo han sido afectadas por una fase de deformación, como se ha comprobado en rocas con objetos inicialmente esféricos, como oolitos, y también con objetos de otras formas. Por tanto, en una roca con una fábrica

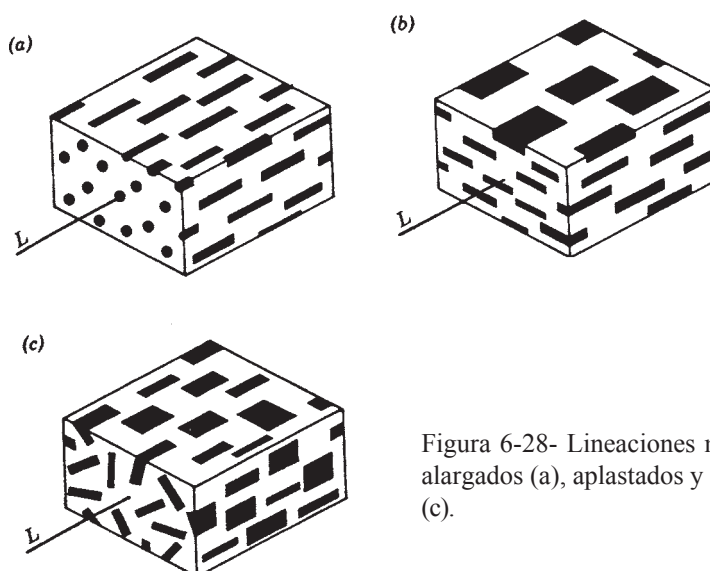


Figura 6-28- Lineaciones minerales marcadas por minerales alargados (a), aplastados y alargados (b) y aplastados en zona (c).

planolínear producida por una s3la fase de deformaci3n, puede determinarse la orientaci3n de los ejes principales de la deformaci3n finita: el eje Z es perpendicular al clivaje, el eje X es paralelo a la lineaci3n y el eje Y es perpendicular al X sobre el plano del clivaje.

Las superficies o l3neas de referencia que pueden identificarse en una roca se llaman marcadores y se subdividen en pasivos y activos. **Marcadores pasivos** son los que existen con independencia de la deformaci3n y no se est3n recreando continuamente durante 3sta. Un ejemplo son las superficies de estratificaci3n, normalmente marcadas por diferencias en la composici3n. Si se deforman, p. ej., pleg3ndose, la capas marcan c3mo ha sido la deformaci3n y el proceso deformativo ha modificado su orientaci3n pero no su car3cter. **Marcadores activos** son los que se modifican durante la deformaci3n, no s3lo en orientaci3n sino en car3cter. P. ej., un clivaje se est3 modificando continuamente durante el tiempo que se est3 formando (Fig. 6-22). Una esquistosidad que se vuelva a aplastar, cambiar3 probablemente la forma de sus granos y la orientaci3n preferente de sus elementos geom3tricos, con lo cual no s3lo cambiar3 de orientaci3n, sino tambi3n la propia f3brica. En general, los objetos pretect3nicos y las diferencias composicionales originales son marcadores pasivos y las f3bricas de forma, tanto planares como lineares, son marcadores activos o, como tambi3n pueden denominarse, **estructuras activas**. Las lineaciones de intersecci3n, una vez formadas, act3an como marcadores pasivos, mientras que las lineaciones minerales y de estiramiento son marcadores activos.

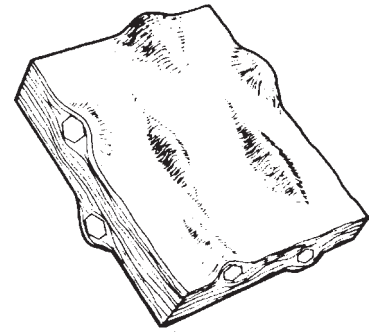


Figura 6-29- Sombras de presi3n alargadas alrededor de granos en un esquisto.

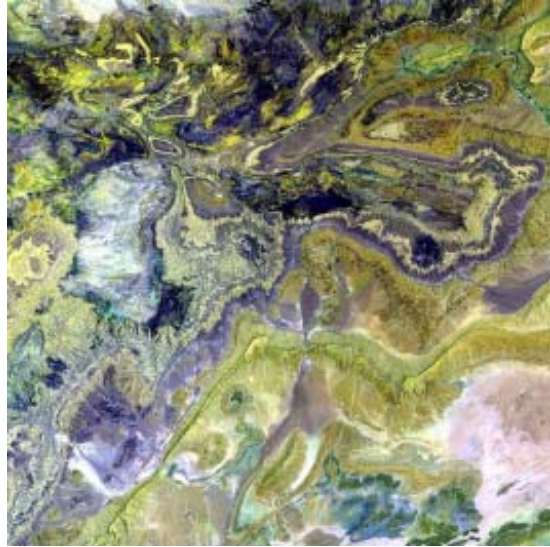
Si una roca deformada es afectada por varias fases de deformaci3n, las 3ltimas fases generan f3bricas que se superponen a las primeras. Al final pueden verse, bien varias f3bricas superpuestas, bien una s3la f3brica que representa a la deformaci3n finita total de todas las fases de deformaci3n. En este 3ltimo caso, la f3brica mineral no siempre refleja el elipsoide finito total. En los casos en que se pueden identificar varias f3bricas superpuestas, probablemente todas ellas han sufrido modificaciones sustanciales, debido a que son marcadores activos. En general, por tanto, puede decirse que cuando han actuado varias fases, las f3bricas de forma no sirven para deducir con exactitud el tipo de elipsoide de la fase a que corresponden ni el elipsoide finito total.

Las f3bricas basadas en objetos pretect3nicos, en cambio, s3 son 3tiles en esos casos, debido a que tales objetos son marcadores pasivos. Una caliza ool3tica, p. ej., puede sufrir varias deformaciones sucesivas. En cada una de ellas, los oolitos cambiar3n de forma y la forma final de los mismos reflejar3 la del elipsoide de deformaci3n finita total, es decir, el resultante de todas las fases superpuestas. Por esa raz3n, **las lineaciones de estiramiento son m3s representativas de la cantidad de deformaci3n total sufrida** que las lineaciones minerales. En cambio 3stas 3ltimas, junto con los clivajes, suelen ayudar a identificar el n3mero de fases de deformaci3n que afectaron a las rocas. Por tanto, **las lineaciones**

minerales y los clivajes son más útiles para conocer la historia de la deformación. Tanto las lineaciones minerales como las de estiramiento suelen representarse en los mapas por una flecha con una pequeña elipse en el centro.

6.2 PLIEGUES Y PLEGAMIENTO

Con el objetivo de completar la descripción de los pliegues realizada en la asignatura de Cartografía Geológica se incluyen dos apartados correspondientes a la clasificación de pliegues según la forma de las capas plegadas y a la descripción de pliegues superpuestos.



6.2.1 CASIFICACIÓN SEGÚN LA FORMA DE LAS CAPAS PLEGADAS

Buena parte de las clasificaciones de pliegues se basan en la forma de las superficies plegadas. No obstante, dado que lo que de hecho se dobla son capas, es decir, cuerpos tabulares de roca, una clasificación basada en su forma después del plegamiento puede resultar muy útil para evaluar la deformación experimentada. La clasificación más utilizada y más útil para evaluar la deformación fue desarrollada por Ramsay y es una clasificación geométrica rigurosa que se basa en la definición de dos tipos de espesores relativos medidos a lo largo de la capa plegada y del trazado de unas líneas denominadas isogonas.

Para clasificar un pliegue en una determinada capa, se localiza su plano axial y se lleva a la vertical, con independencia de su orientación real en el terreno. El plano axial suele ser perpendicular a las tangentes a las superficies de techo y muro de la capa en las charnelas, por lo que, en esa posición, las tangentes a la charnela en las dos superficies estarán horizontales, es decir, tienen una inclinación (α) de cero grados. Se define **isogona de buzamiento** como la línea que une los dos puntos de igual inclinación en el techo y en el muro de un flanco de un pliegue. Por tanto, para dibujar la isogona de un determinado valor de alpha, se trazan las dos tangentes paralelas entre sí y de inclinación alpha, una al techo y la otra al muro de la capa y se unen los puntos de tangencia de ambas superficies. La isogona de cero grados estará en la charnela y vertical (Fig.6-30). La isogona correspondiente a α en la Fig.6-30 es la línea de trazos.

Espesor ortogonal se define como la distancia entre las dos tangentes paralelas, medida perpendicularmente a ellas, y se denota como $t\alpha$. El **espesor paralelo al plano axial** se define como la distancia entre las dos tangentes, medida según una línea paralela al plano axial del pliegue, y se denota como $T\alpha$ (Fig.6-30). En la charnela, donde $\alpha = 0^\circ$, ambos espesores son iguales: $t_0 = T_0$. Trazando

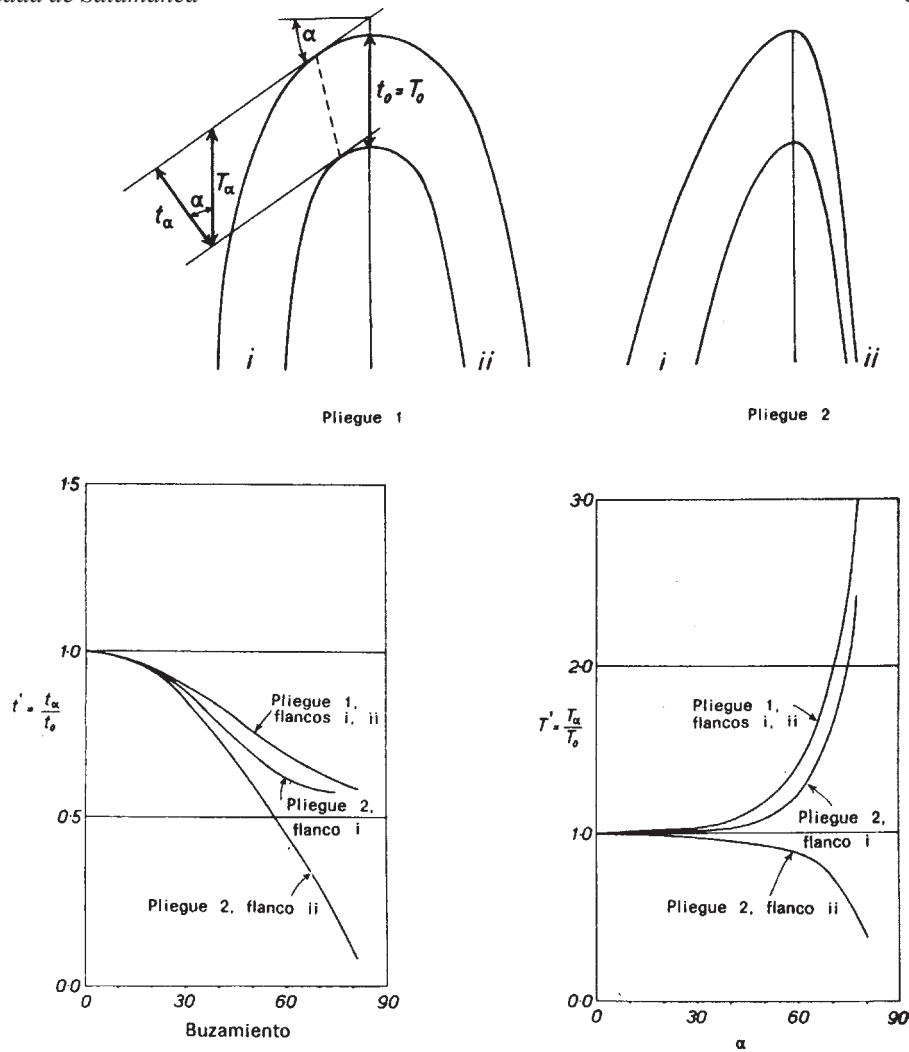


Figura 6-30- Secciones transversales de dos pliegues diferentes y representación de sus formas en los gráficos de espesor ortogonal relativo y espesor paralelo al plano axial relativo con relación a la inclinación. El significado de los distintos parámetros puede apreciarse en el Pliegue 1.

tangentes para varios valores de α se obtienen varios valores de ambos espesores, pero lo que importa no es el valor concreto de los mismos sino su valor relativo. Por ello, se definen los **espesores ortogonal relativo y paralelo al plano axial relativo**, que se denotan $t'\alpha$ y $T'\alpha$ respectivamente, y cuyo valor es:

$$t'\alpha = t\alpha/t_0 \quad T'\alpha = T\alpha/T_0$$

Cada flanco de un pliegue para una determinada capa puede representarse por una línea continua en un gráfico que exprese la variación de espesor relativo con respecto a la inclinación (Fig.6-30). Además, la disposición de las isogonas varía de unos tipos de pliegues a otros y permite diferenciarlos en tres clases, la primera de las cuales tiene tres subclases (Figs. 6-31 y 6-32):

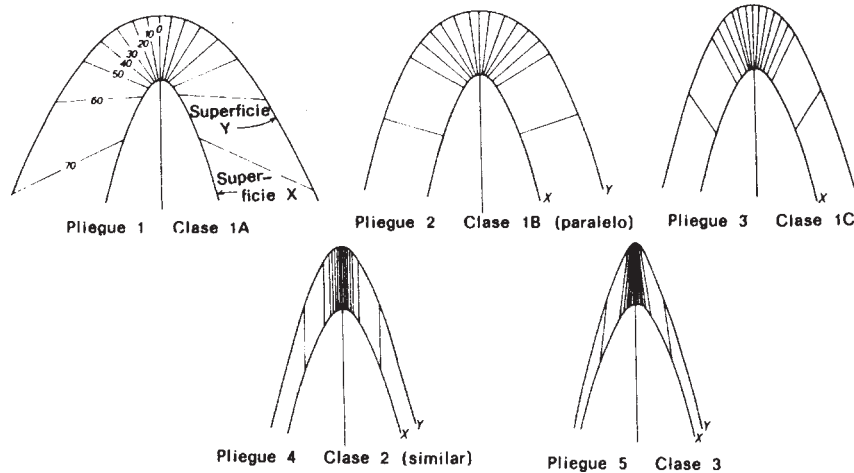


Figura 6-31- Clases y tipos de pliegues según la clasificación de Ramsay.

Clase 1-Se caracteriza porque la curvatura del arco interno es mayor que la del externo, lo que hace que las isogonas se dispongan en una posición radial, convergentes hacia el interior o núcleo del pliegue. En todos los pliegues de esta clase, el espesor paralelo al plano axial es mayor en los flancos que en la charnela: $T'\alpha > 1$.

En la subclase 1A, el espesor ortogonal en los flancos es mayor que en la charnela: $t'\alpha > 1$. Estos pliegues son poco comunes y presentan las isogonas fuertemente convergentes hacia el núcleo.

En la subclase 1B, el espesor ortogonal es constante a lo largo del pliegue: $t'\alpha = 1$. Las superficies de techo y muro son paralelas, por lo que estos pliegues se denominan **paralelos** o isopacos (lo que significa de igual espesor). A veces se denominan también concéntricos.

En la subclase 1C, el espesor ortogonal en los flancos es menor que en la charnela: $t'\alpha < 1$.

Clase 2 -Los dos arcos tienen la misma curvatura, es decir, son idénticos. Por eso, estos pliegues se denominan **similares**. Al ser las dos curvaturas iguales, las isogonas son paralelas entre sí y paralelas al plano axial, y el espesor paralelo al plano axial es constante: $T'\alpha = 1$.

Clase 3 -La curvatura del arco externo es mayor que la del interno, lo que hace que las isogonas se dispongan convergentes hacia afuera o, lo que es lo mismo, sean divergentes hacia el núcleo del pliegue. El espesor paralelo al plano axial es siempre mayor en la charnela que en los flancos: $T'\alpha < 1$.

En la Fig. 6-32 pueden apreciarse los campos en los que se proyectan los pliegues de las diferentes clases en los gráficos de espesores relativos. Las clases 1A, 1C y 3 se representan en áreas dentro de esos gráficos, mientras que las clases 1B y 2 corresponden a líneas que separan los campos de proyección de las demás clases. Los pliegues perfectamente paralelos (1B) se representan por una recta en el

gráfico de espesor ortogonal relativo, dado que en ellos $t'\alpha = 1$. Los pliegues perfectamente similares (2), se proyectan como una recta en el gráfico de espesor paralelo al plano axial relativo, pues en ellos $T'\alpha = 1$. En cambio, en el gráfico de espesor ortogonal relativo, los pliegues similares se proyectan a lo largo de una curva cuya ecuación es:

$$t'\alpha = \cos \alpha .$$

La razón es que siempre, $\cos \alpha = t\alpha/T\alpha$ (ver Fig. 6-30), pero en los pliegues similares, $T\alpha = T_0 = t_0$, luego: $\cos \alpha = t\alpha/t_0 = t'\alpha$.

De forma semejante, los pliegues paralelos se proyectan en el gráfico de espesor paralelo al plano axial según una curva de ecuación:

$$T'\alpha = \sec \alpha , \text{ pues en ellos, } T_0 = t_0 = t\alpha \text{ y, por tanto, } \cos \alpha = t\alpha/T\alpha = T_0/T\alpha = 1/T'\alpha .$$

En general, para aplicar la clasificación geométrica de la forma de las capas plegadas se utilizan fotografías de secciones transversales de pliegues. Se aplica sobre todo a pliegues menores, debido a que son los que en general pueden fotografiarse en sección transversal, pero puede aplicarse también a pliegues mayores si su geometría se conoce perfectamente a partir, por ejemplo, de una buena cartografía. La clasificación puede hacerse, tanto estudiando la distribución de las isogonas, como proyectando los flancos en los gráficos de espesores relativos. Es importante destacar que existen pliegues cuyos flancos se proyectan en más de un campo y que corresponden, por tanto, a clases distintas. Estos pliegues suelen ser la excepción.

Los pliegues que pertenecen estrictamente a las clases 1B ó 2 no son muy comunes. Sin embargo, muchos pliegues se proyectan en los gráficos de espesores relativos cerca de las líneas correspondientes a esas clases. Se dice entonces que son **paralelos** o **similares s.l.** (*sensu lato*) respectivamente. Esto nos proporciona una subdivisión de muchos de los pliegues naturales en dos grandes clases. La pertenencia a una u otra clase puede ser evaluada en el afloramiento simplemente fijándose si las capas mantienen aproximadamente su espesor a lo largo del pliegue o si se aprecia un engrosamiento de charnela. Es de

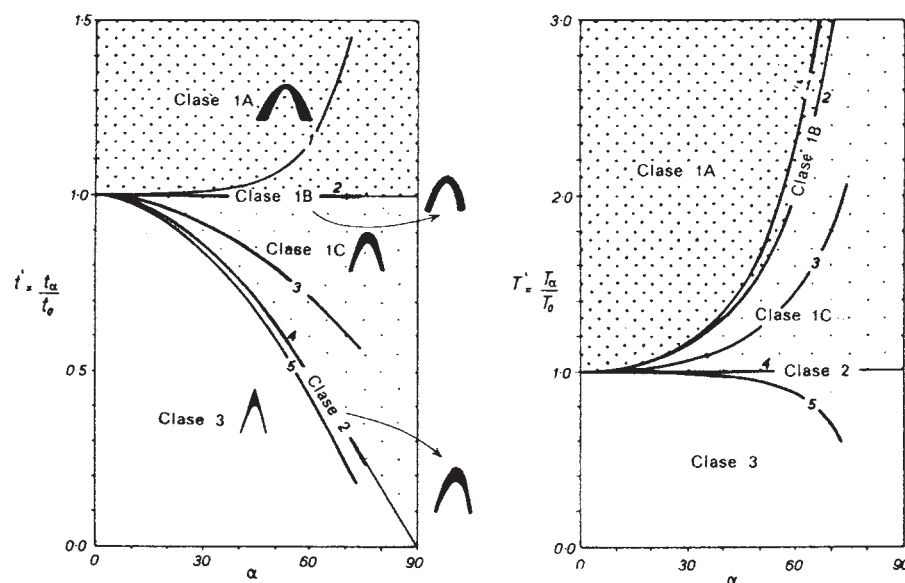


Figura 6-32- Proyección de las diferentes formas de las capas plegadas en los gráficos de espesores relativos.

destacar que hay una tercera clase de pliegues, muy abundantes, que por su geometría quedan fuera del campo de aplicación de este método: los **pliegues angulares**. Ello se debe a que al tener los flancos planos, su inclinación es igual en todos sus puntos y no pueden trazarse isogonas.

Es importante hacer notar que lo que se clasifica en un pliegue es cada capa. Si un mismo pliegue afecta a varias capas, es muy probable que cada una de ellas tenga una geometría distinta, y es muy común que pliegues paralelos y similares s.l. se alternen, correspondiendo cada una de esas geometrías a un tipo de litología. Volveremos extensamente sobre este tema cuando tratemos los mecanismos de plegamiento, en el capítulo dedicado al comportamiento dúctil.

6.2.2 PLIEGUES SUPERPUESTOS

Es frecuente que en el curso de la deformación de una región, unas estructuras se superpongan a otras. Es común que un sistema de pliegues sean plegados otra vez después de producirse el primer plegamiento y, además, pueden estar afectados por fallas, lo que complica mucho su representación cartográfica. Unos pliegues que se superponen a otros pre-existentes se denominan **pliegues superpuestos** y dan



lugar a una interferencia de plegamiento. La superposición se produce en el espacio y, en general, en el tiempo, es decir, primero se forman los correspondientes a un sistema de pliegues y después los correspondientes al otro. Si los dos sistemas se forman a la vez, lo que es muy poco común, se llaman **sincrónicos**, y si ambos se producen sucesivamente, **sucesivos** o **metacrónicos**.

Una estructura plegada, formada por varios sistemas de pliegues superpuestos, puede verse en la Fig.6-33. La **interferencia** es, en ese caso, muy compleja. Interferencias más simples pueden verse en la Fig.6-34. En ellas, puede apreciarse que los planos axiales de los primeros pliegues, aunque no han sido dibujados, serían doblados por los últimos. Puede verse también que los ejes de los primeros pliegues pueden resultar doblados y que los ejes de los pliegues últimos pueden originarse con varias orientaciones diferentes (ver f_2 en la figura de la derecha).

Normalmente, las interferencias de plegamiento se deben a la actuación de distintas **orogenias**, es decir, episodios de larga duración en los que se produce deformación intensa de grandes franjas de la corteza terrestre. También se dan como consecuencia de la actuación de varias **fases** de deformación o episodios menores, dentro de una misma orogenia. La primera fase de plegamiento que afecta a una

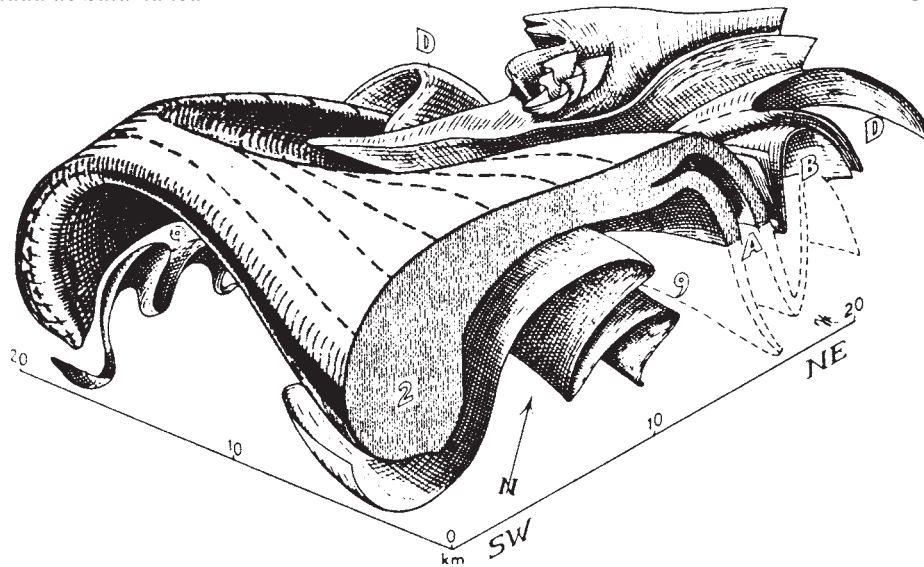


Figura 6-33- Bloque diagrama de la interferencia de pliegues en el Precámbrico de Groenlandia.

serie de capas estratificadas, las encuentra subhorizontales, y genera en ellas pliegues de ejes también subhorizontales. Si actúan otras fases de plegamiento posteriores, los ejes de los pliegues nuevos pueden ser paralelos a los de los viejos, en cuyo caso se dice que son homooxiales. Si no son paralelos, los nuevos pliegues suelen tener ejes inclinados y, además, los ejes de los pliegues anteriores son doblados y frecuentemente llevados a una posición inclinada.

Aunque las posibilidades de interferencia de pliegues son muchas, se observa que cuando son sólo dos sistemas los que interfieren, lo hacen siguiendo unos patrones definidos. Esto ha dado pie a una clasificación de los pliegues superpuestos en tres tipos. La clasificación, debida a Ramsay, se basa en el valor de dos ángulos, α y β , que se definen de la forma siguiente (Fig.6-35):

α es el ángulo que forman entre sí los ejes de los dos sistemas de pliegues superpuestos.

β es el ángulo que forma la perpendicular al plano axial del primer sistema con la línea contenida en el plano axial del segundo sistema, que es perpendicular a su eje.

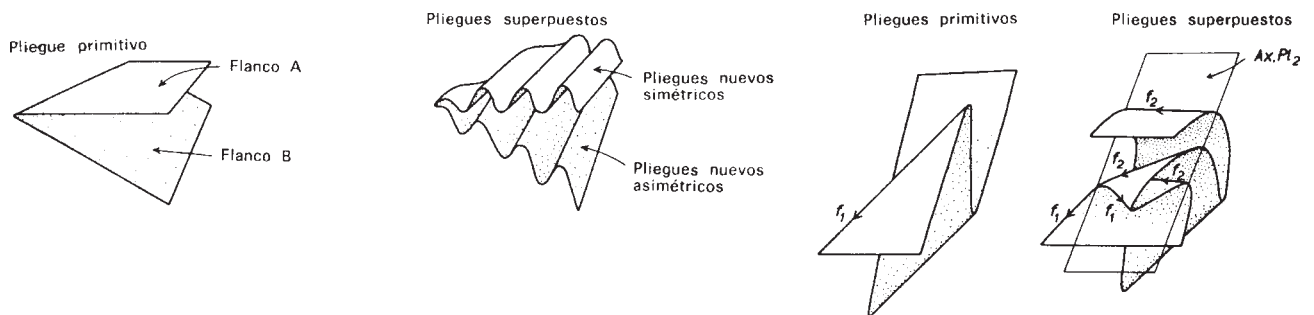


Figura 6-34- Dos ejemplos de superposición de pliegues. Puede observarse que, en general, los planos axiales del primer sistema resultan doblados, y también sus ejes. Además los ejes del segundo sistema no son paralelos entre sí.

Tipo 1: α distinto de 0° , $\beta > 70^\circ$. Los dos sistemas no son homoaxiales. De hecho, sus ejes tienen que formar un ángulo bastante grande ($\alpha > 40^\circ$) para que la interferencia se desarrolle bien. Este tipo (Fig.6-36) produce una figura o **patrón de interferencia en domos y cubetas**, en el cual los ejes del primer sistema resultan doblados y, además, los del segundo sistema nacen con distintas inclinaciones.

Los domos o culminaciones se forman allí donde coinciden las superficies axiales de dos antiformes, y las cubetas o cuencas donde coinciden las de dos sinformes (Fig.6-37). Las superficies axiales del primer sistema no son dobladas por los pliegues posteriores, de modo que las superficies axiales de ambos sistemas son aproximadamente planas. Si se intersectan los pliegues por una superficie plana perpendicular a los planos axiales de los dos sistemas, las capas en los domos y cubetas dibujan unas formas cerradas que son como cuadrados, rombos, rectángulos o triángulos con las esquinas redondeadas (Fig.6-40 A y B). La aparición de unas formas u otras depende de los ángulos α y β , del espaciado entre los planos axiales de los pliegues de ambos sistemas

y de lo apretados que sean ambos. Sólo serán cuadrados cuando $\alpha = 90^\circ$ y el espaciado entre planos axiales de los dos sistemas sea el mismo. Las interferencias de tipo 1 son las únicas que pueden formarse de forma sincrónica, es decir, los dos sistemas de pliegues pueden formarse a la vez. No obstante, éste no suele ser el caso.

Tipo 2: $\alpha > 20^\circ$, $\beta < 70^\circ$. En este caso los ejes del primer sistema se pliegan y, a diferencia del anterior, los planos axiales también (Fig.6-38). Cuando son interceptados por la superficie topográfica pueden dar lugar a un **patrón de interferencia en forma de champiñón u hongo** (Fig.6-40 G y H), siempre que la orientación de los pliegues respecto a dicha superficie sea la adecuada. También es necesario que los pliegues del primer sistema sean bastante apretados, casi isoclinales, para que la interferencia pueda apreciarse bien.

Tipo 3: α aproximadamente igual a 0° , $\beta < 70^\circ$. Los dos sistemas son homoaxiales, por lo que los ejes del primer sistema no resultan plegados y los del segundo sistema nacen todos paralelos entre sí y paralelos a los del primero (Fig.6-39). Los planos axiales del primer sistema, en cambio, sí resultan

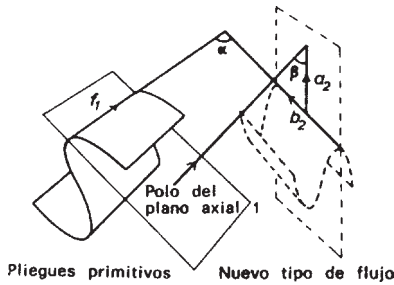


Figura 6-35- Definición de los ángulos alpha y beta para la clasificación de pliegues superpuestos.

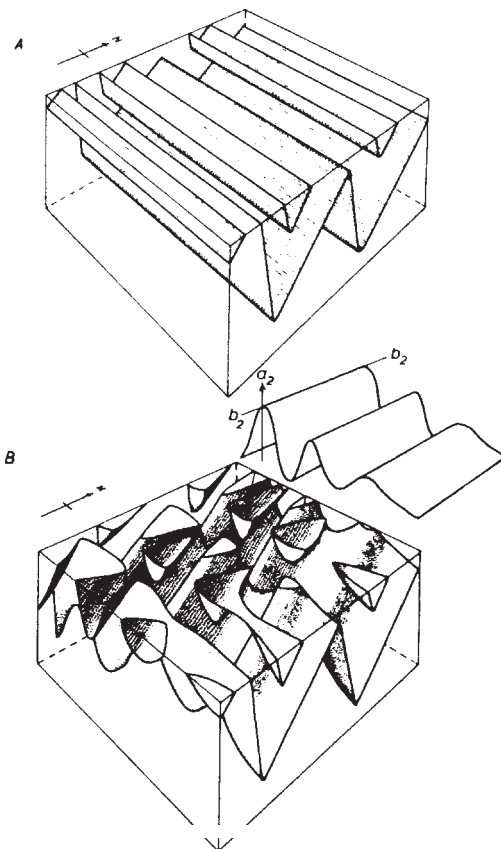


Figura 6-36- Modelo de interferencia de tipo 1. A es el primer sistema y B es la típica interferencia en domos y cubetas. Los pliegues del segundo sistema aparecen entre los dos bloques del primer sistema.

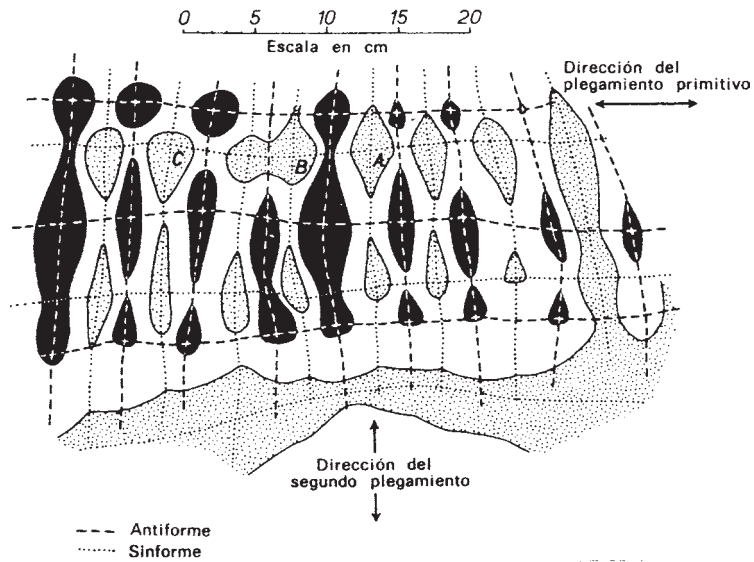


Figura 6-37- Interferencia de tipo 1 en un afloramiento. En negro: domos. En punteado: cubetas.

plegados. Cuando los pliegues del primer sistema son bastante apretados, isoclinales o casi, desarrollan un **patrón de interferencia en forma de gancho** (Fig.6-40 F e I).

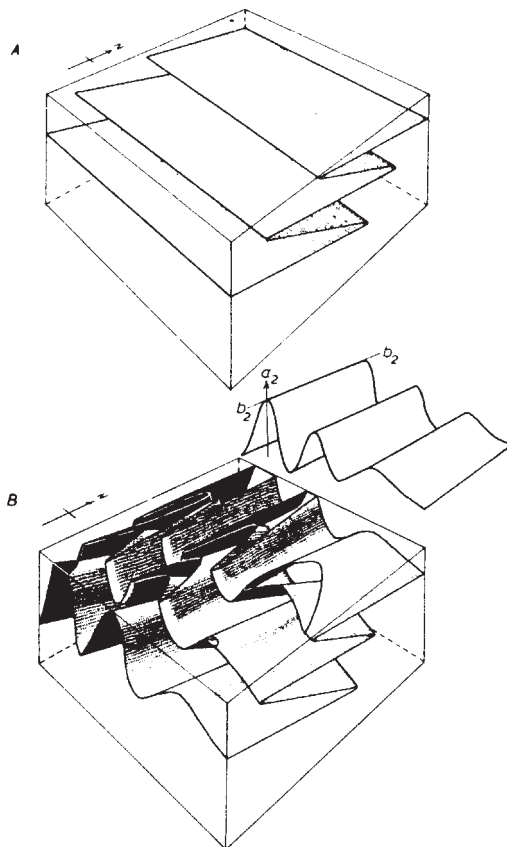


Figura 6-38- Modelo de interferencia de tipo 2. El patrón característico es la forma de champiñón de algunos pliegues plegados.

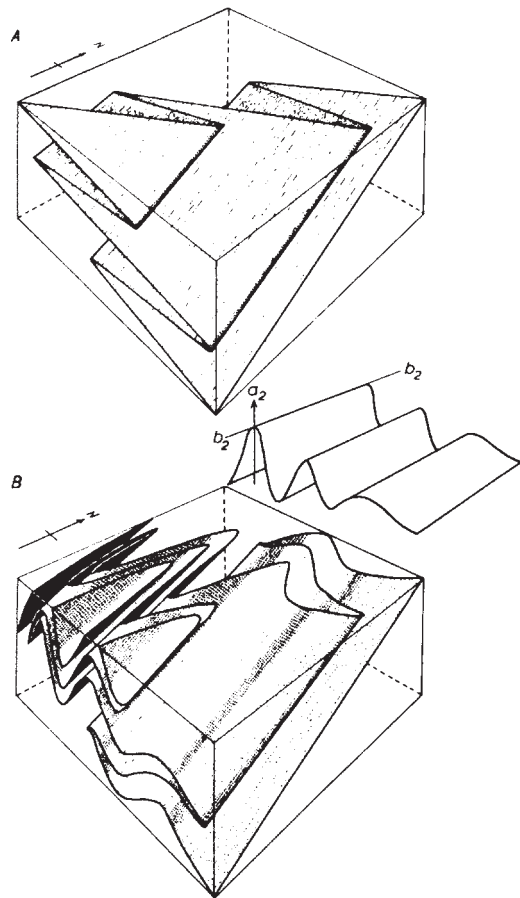


Figura 6-39- Modelo de interferencia de tipo 3. El patrón característico es la forma de gancho.

α = ángulo entre el eje del primer pliegue y b.

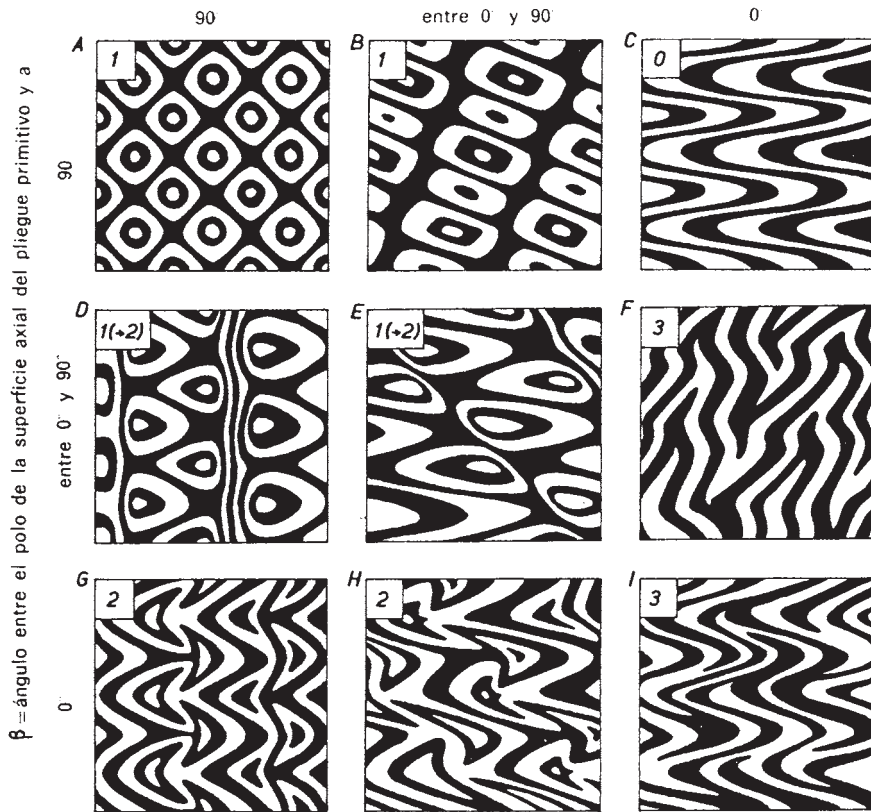


Figura 6-40- Diversos patrones de interferencia de plegamiento según el valor de los ángulos α y β . Se reconocen los domos y cubetas (A, B, D, E) del tipo 1, los champiñones (G, H) del tipo 2 y los ganchos (F, I) del tipo 3. En las condiciones de C, no se forman interferencias. D y E son transicionales entre los tipos 1 y 2. El tipo de interferencia está indicado en cada caso en la esquina superior izquierda.

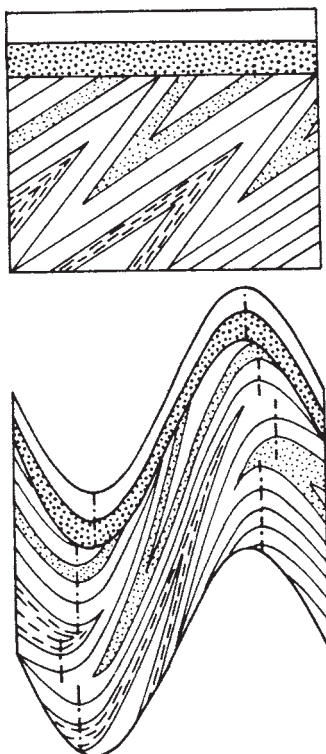


Figura 6-41- Plegamiento de pliegues preexistentes y de capas por encima de una discordancia. Obsérvese que los planos axiales de los últimos pliegues “saltan”, con una disposición en escalón al pasar del flanco corto al flanco largo de los pliegues primitivos y también al atravesar la discordancia. Este es un efecto producido por el plegamiento de superficies oblicuas entre sí.

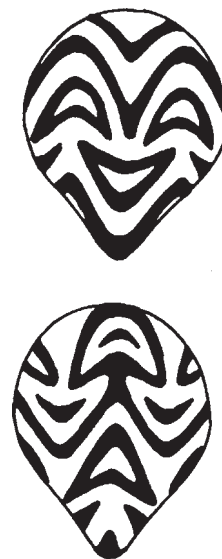
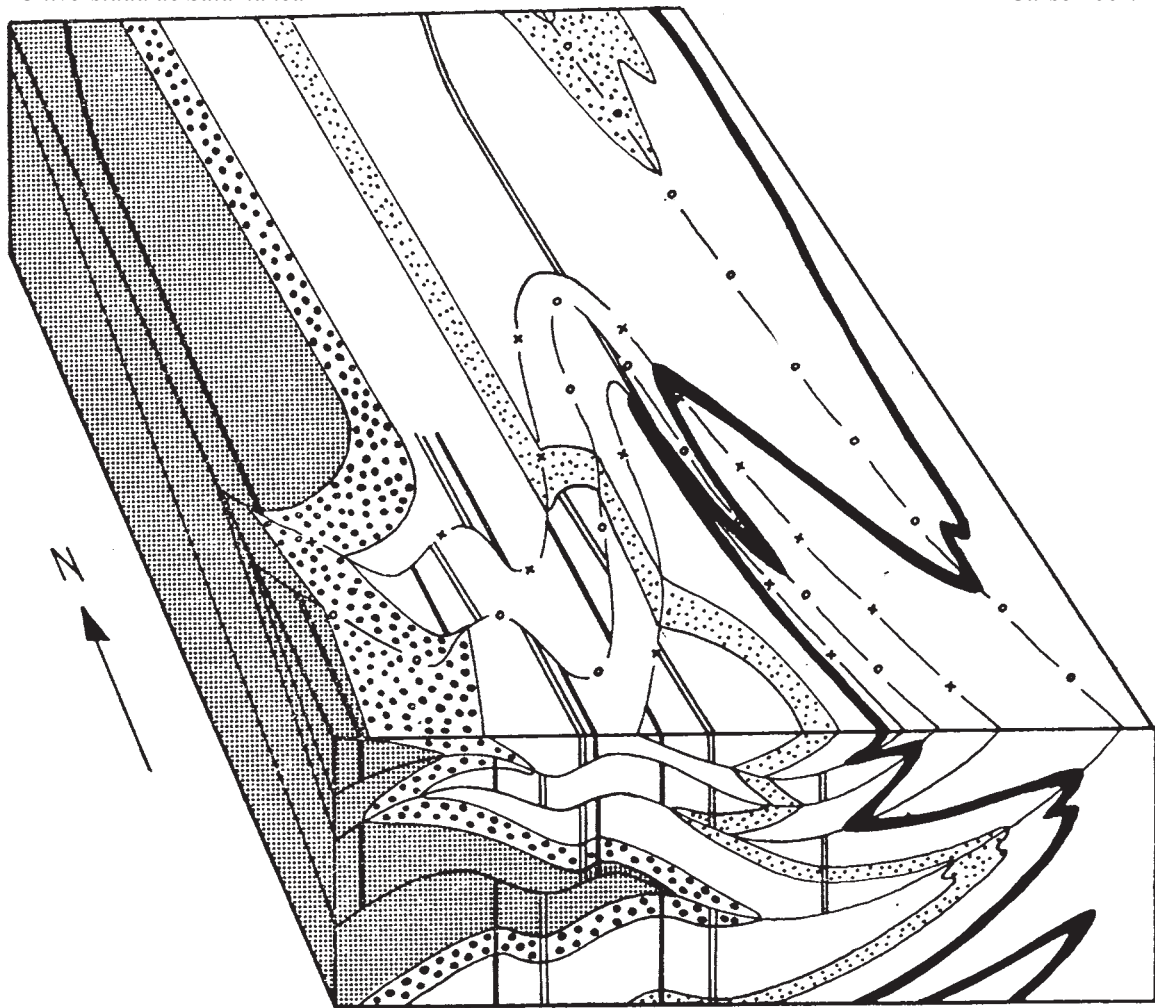


Figura 6-43- Pliegues superpuestos de tipo 2 *facing* hacia el observador alegremente (arriba) y con profunda tristeza (abajo).








- | | | |
|---|--------------------------|--|
|  | Pizarras Paleozoico | Superficie axial y traza axial: |
|  | Caliza de Vegadeo | Pliegues de fase 1: |
|  | Cuarcita de Cándana sup. | •—•—•— Anticlinal |
|  | Cuarcita de Cándana inf. | —x—x—x— Sinclinal |
|  | Serie de Villalba | Pliegues tardíos: |
| | | ——— Antiforma |
| | | ==== Sinforma |

Figura 6-42- Bloque diagrama esquemático de un ejemplo real de interferencia de plegamiento de tipo 3: pliegues producidos por la Orogenia Varisca en la provincia de Lugo. Obsérvese la disposición en escalón de los planos axiales y de las trazas axiales de los pliegues tardíos.

Una característica importante de los pliegues que afectan a familias de superficies que originalmente estaban oblicuas entre sí, es que sus planos axiales no son continuos a través de todas las capas, sino que se definen individualmente para cada conjunto de capas que entre sí son paralelas. Este efecto puede apreciarse en la Fig 4-41, donde un conjunto de pliegues erosionados y cubiertos discordantemente por una nueva secuencia estratigráfica horizontal, es sometido a una nueva fase de plegamiento. El plano axial de los nuevos pliegues es vertical, pero no es continuo a lo largo de un mismo pliegue, sino que

experimenta un desplazamiento al pasar de un flanco a otro de los pliegues antiguos y también al atravesar la discordancia. Esta disposición de los planos axiales se denomina escalonada o en escalón, y es característica de las interferencias de tipo 3. En la Fig. 6-42 puede verse un bloque diagrama que corresponde a pliegues reales en la parte oriental de la provincia de Lugo, entre Meira y Mondoñedo. Los primeros pliegues son recumbentes, con vergencia al E, y sus superficies y trazas axiales están dibujadas con líneas finas. Los pliegues tardíos tienen el plano axial vertical mostrando una disposición escalonada. Las dimensiones aproximadas del bloque diagrama son de 15 km en dirección E-W y 25 km en dirección N-S.

6.2.3 MECANISMOS DE PLEGAMIENTO

Los pliegues son estructuras dúctiles, aun cuando a menudo llevan asociadas estructuras frágiles. El hecho de ser dúctiles no implica necesariamente que sólo se formen a cierta profundidad. De hecho, los pliegues pueden formarse en la misma superficie de la Tierra. Esto es debido a que algunas rocas, principalmente las sedimentarias, tienen un comportamiento dúctil, incluso a temperatura ambiente, al menos hasta



adquirir una cierta cantidad de deformación. Atendiendo a la forma de las capas plegadas, existen tres grandes grupos de pliegues, paralelos, similares y angulares. Los pliegues paralelos se forman por flexión de las capas y los similares incluyen no sólo flexión, sino también aplastamiento. La flexión puede darse en capas sedimentarias y coladas volcánicas a muy baja temperatura, mientras que para que las rocas sufran una fuerte deformación interna que produzca aplastamiento, se necesitan temperaturas mayores. Por eso, los pliegues formados cerca de la superficie son a menudo paralelos (*sensu lato*) mientras que los más profundos suelen ser similares. Los pliegues angulares, el tercero de los grupos, se producen esencialmente por flexión, pero pueden darse en condiciones de T que varían desde muy bajas a medias.

Existen tres maneras diferentes de producir la flexión de un conjunto de superficies aproximadamente planas, según el tipo de esfuerzos que se aplique y su dirección en relación a la orientación de las capas: El **pandeo** u **ondulamiento** (“buckling”) consiste en la generación de pliegues por esfuerzos normales actuando paralelamente a las capas o casi. La **combadura** (“bending”) es la

formación de pliegues por esfuerzos normales actuando perpendicularmente o muy oblicuos a las capas. El **cizallamiento simple heterogéneo** es la generación de pliegues por aplicación de esfuerzos de cizalla oblicuos a las capas. La Fig.6-44 muestra la generación de pliegues en un paquete de tarjetas por los tres mecanismos.

Muchos pliegues se desarrollan combinando varios de esos mecanismos e incluso es frecuente que en el mismo pliegue, diferentes capas se hayan plegado por diferentes mecanismos. Ya hemos visto que diferentes rocas tienen diferentes propiedades físicas y diferentes respuestas ante los esfuerzos. Unas son más frágiles que otras, es decir, se rompen con más facilidad, y cuando se trata de comportamientos dúctiles, la resistencia plástica o la viscosidad varían según la litología. Un término que se utiliza mucho en Geología Estructural para describir el comportamiento diferente de unas rocas y otras es el de **competencia**. No es un parámetro que exprese una determinada propiedad física y que pueda ser medido en cada roca, sino un término comparativo, que tiene que ver con la rigidez y la viscosidad. Las rocas más competentes son las más rígidas, es decir, las que más se resisten a ser deformadas dúctilmente, y también las más viscosas, es decir, aquellas que, una vez que son afectadas por la deformación dúctil, se deforman más lentamente para un valor determinado de los esfuerzos. Se ha establecido una lista de competencias relativas, que tiene sólo un valor general, ya que pueden existir excepciones. El orden de competencias varía según que se trate de deformación a T baja o media. Para baja T, sólo se han incluido rocas sedimentarias, mientras que para T media, la lista consiste en rocas metamórficas. A T alta, las diferencias de competencia son muy pequeñas. En orden de competencia decreciente, las listas son:

TEMPERATURA BAJA

Dolomia
Arcosa
Arenisca cuarcítica
Grauvaca
Caliza de grano grueso
Caliza de grano fino
Limolita
Marga
Argilita
Halita y anhidrita

TEMPERATURA MEDIA

Anfibolitas
Gneises y granitos de grano grueso
Gneises y granitos de grano fino
Cuarcita
Mármol
Esquisto cuarcítico
Esquisto micáceo

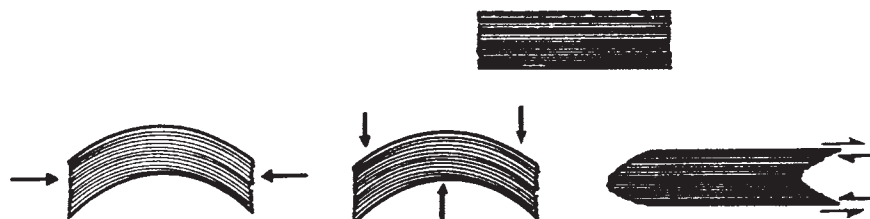


Figura 6-44- Los tres mecanismos esenciales de producir pliegues: pandeo (izquierda), combadura (centro) y cizallamiento simple heterogéneo (derecha).

La mayor parte los pliegues se genera inicialmente por pandeo o buckling de los niveles competentes. Al desarrollarse, los niveles competentes que se pliegan transmiten esfuerzos a los niveles incompetentes y les hacen plegarse. Estos esfuerzos ya no son, en general, paralelos a las capas, sino normales u oblicuos, de forma que las capas incompetentes se pliegan en general por combadura o bending. El cizallamiento simple heterogéneo es un mecanismo muy común, ya que la mayor parte de las zonas de cizalla dúctiles se deben a él. No obstante, los pliegues a los que suele dar lugar son suaves inflexiones de las superficies de referencia que casi nunca son consideradas pliegues, aunque lo sean es sentido estricto. Estudiaremos, por tanto, con algún detalle el proceso de buckling, primero para una sola capa competente y después para **multicapas**, es decir, conjuntos de capas alternantes competentes e incompetentes de varios tipos.

6.2.3.1- PLEGAMIENTO DE UNA SÓLA CAPA COMPETENTE

El buckling se ha estudiado por medio de experimentos con lechos elásticos y, sobre todo, viscosos, incluidos en una matriz de baja viscosidad. La Fig.6-45 muestra uno de esos experimentos, con una capa viscosa (μ_1) de espesor “d” incluida en una matriz de viscosidad menor (μ_2) que se extiende indefinidamente a ambos lados. El acortamiento horizontal ha sido compensado por un alargamiento en la vertical, de forma que la superficie se ha mantenido constante. Lo normal en este tipo de experiencias, sobre todo cuando se hacen con lechos muy largos, es que al principio se produzca un cierto acortamiento del lecho, acompañado de engrosamiento. No obstante, en seguida se producen inestabilidades que provocan la nucleación de pliegues, a menudo en imperfecciones de la capa competente y con cualquier

longitud de onda. Esos pliegues tienen muy poca amplitud, hasta el punto de que son inapreciables en muchos casos. Pero la velocidad de crecimiento de los pliegues de las diferentes longitudes de onda no es uniforme y, rápidamente, una de las longitudes de onda predomina sobre las demás, constituyéndose en la longitud de onda dominante (λ_d). Los pliegues en ese estadio son de tipo sinusoidal, es decir, que siguen una ecuación del tipo:

$$y = A \text{ sen } (2\pi \cdot x / \lambda),$$

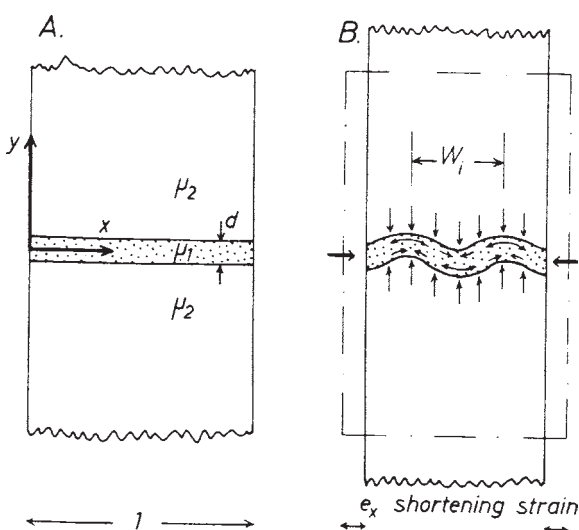
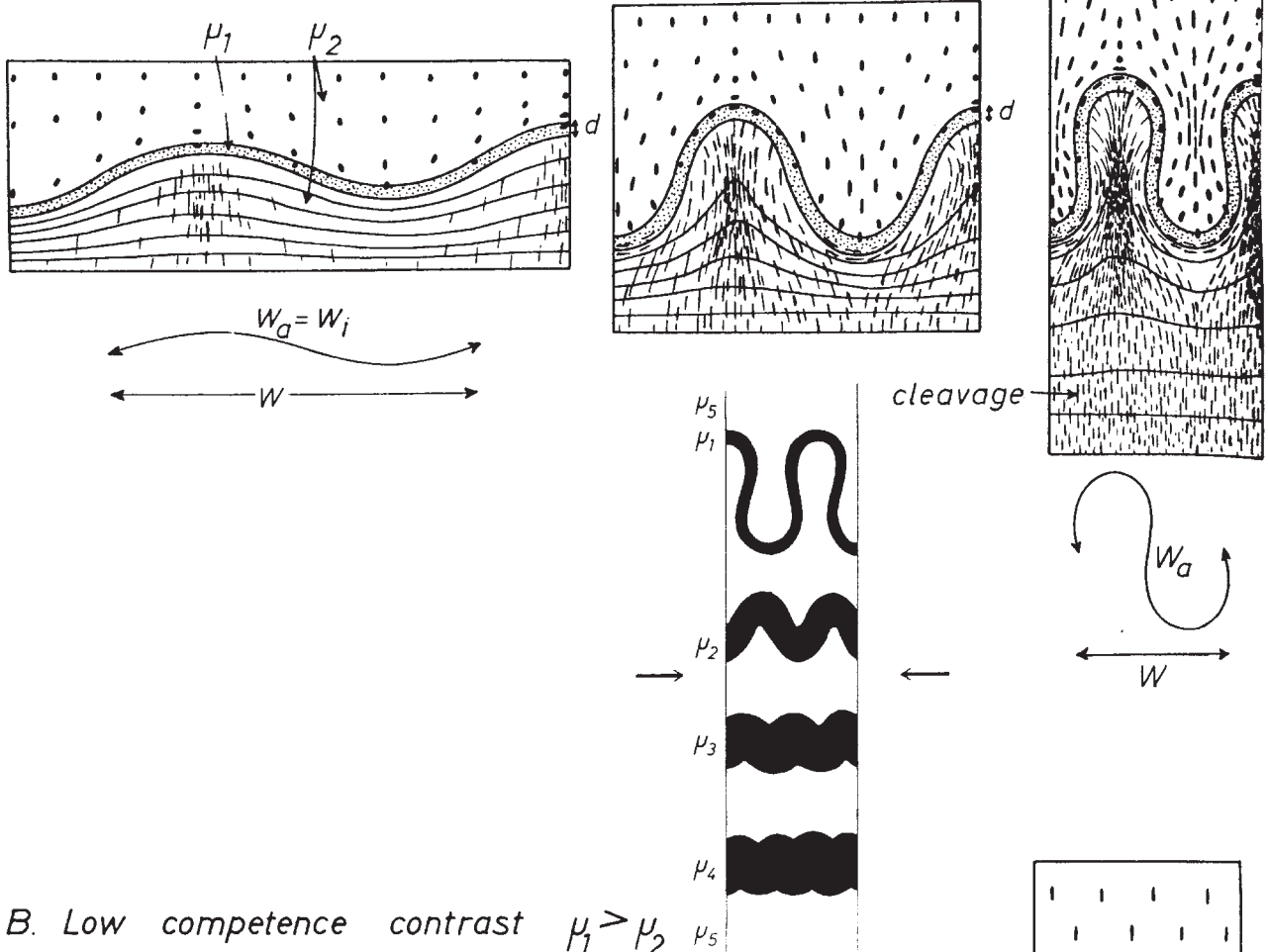


Figura 6-45- Experimento de pandeo o *buckling* de un solo lecho competente incluido en una matriz de viscosidad menor.

A. High competence contrast $\mu_1 \gg \mu_2$



B. Low competence contrast $\mu_1 > \mu_2$

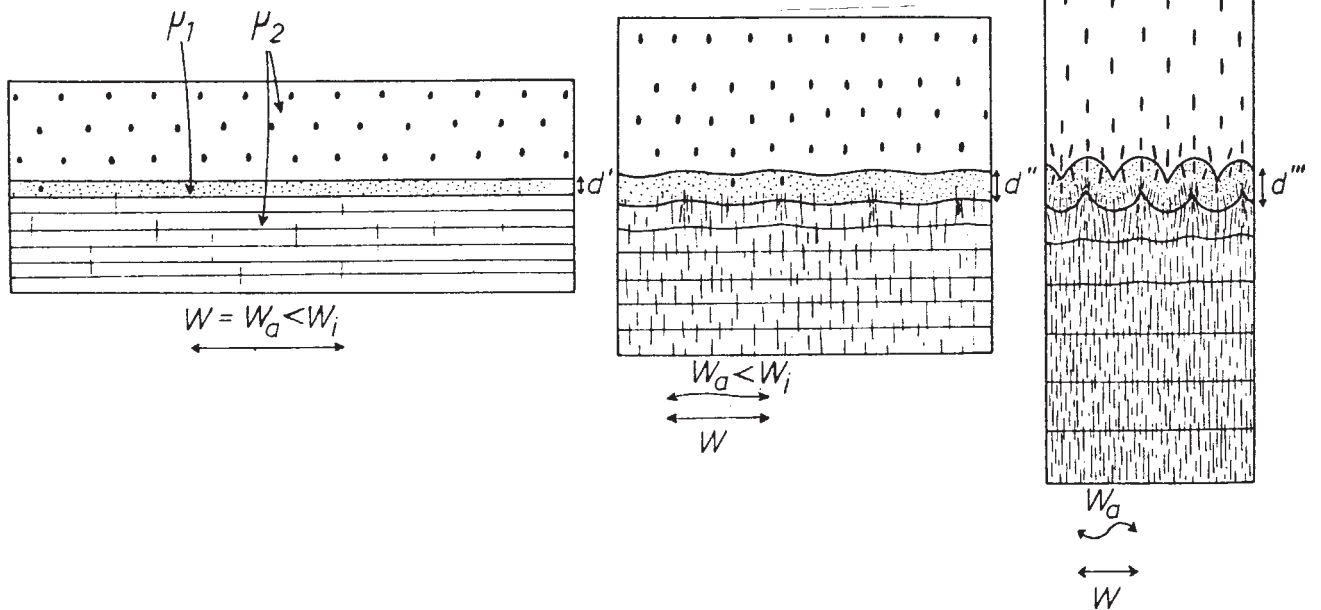


Figura 6-46- *Buckling* de un lecho competente con fuerte contraste de competencia (arriba) y bajo contraste (debajo) en relación a la matriz. En el centro, lechos (en negro) con viscosidades progresivamente decrecientes hacia abajo. la amplificación es mayor para los contrastes mayores. Los pliegues para la viscosidad mayor son elásticas.

lo que significa que el valor de la ordenada para una de las dos superficies que limitan la capa depende de su amplitud (A), de la abscisa y de la longitud de onda de los pliegues (λ), de las cuales depende según una función seno. Cuando la abscisa (x) es igual a un número entero (n) de semilongitudes de onda ($x = n \cdot \lambda/2$), $y = 0$, pues $\text{sen } n \cdot \pi = 0$. Cuando la abscisa es igual a un número impar (m) de cuartos de onda ($x = m \cdot \lambda/4$), $y = \pm A$, pues $\text{sen}(2\pi \cdot x / l) = \text{sen } m \cdot \pi/2 = \pm 1$.

La longitud de onda dominante es función del espesor de la capa competente y del contraste de viscosidades entre la capa y la matriz. Se ha calculado teóricamente y se ha comprobado experimentalmente que viene expresada por la fórmula:

$$\lambda_d = 2\pi d (\mu_1/6 \mu_2)^{1/3}$$

A partir de ese estadio, los pliegues evolucionan en general aumentando su amplitud y disminuyendo su longitud de onda, a la vez que se apartan de la geometría sinusoidal. Este fenómeno se conoce como amplificación. No obstante, la amplificación depende mucho, a su vez, del contraste de viscosidades, debido a que entran en competencia dos mecanismos que pueden acomodar el **acortamiento del lecho competente**: la **rotación de los flancos** que tiende a producir amplificación, y el **engrosamiento de la capa**, que no favorece la amplificación. La Fig. 6-46 muestra dos casos bastante extremos. Arriba, el contraste es fuerte, la longitud de onda inicial es grande y la amplificación es muy intensa y no va acompañada de cambios notables en el espesor de la capa, dando lugar a elásticas en el estadio final. Debajo, el contraste es débil, la longitud de onda inicial pequeña y la amplificación también, resolviéndose el acortamiento paralelo a la capa a base de aumentar el espesor de la misma. W en la figura representa la longitud de onda en un estadio cualquiera del desarrollo de los pliegues, W_i la longitud de onda inicial

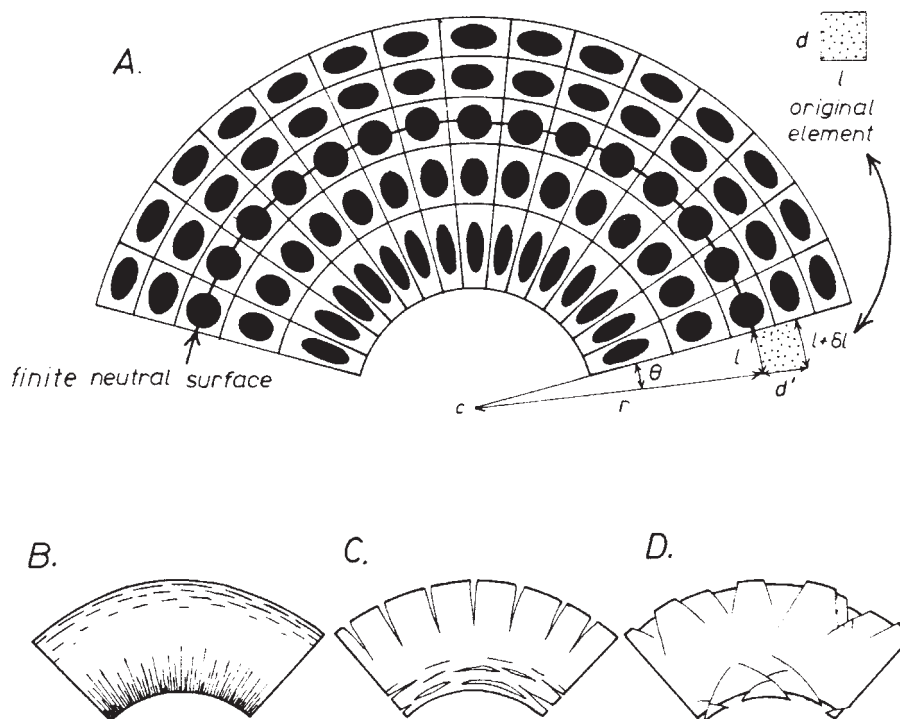


Figura 6-47- Distribución de la deformación en un lecho plegado por deformación tangencial longitudinal (arriba) y las diferentes estructuras que pueden formarse a ambos lados de la superficie neutra.

y W_a la longitud medida a lo largo de la capa entre dos puntos equivalentes, p. ej., dos charnelas antifórmas. En el centro se muestran, en negro, las distintas formas de los pliegues finales que pueden obtenerse con diferentes viscosidades, decrecientes de μ_1 a μ_5 . Si las viscosidades de la capa y de la matriz fueran iguales, no se formarían pliegues.

En la Fig. 6-46 se han representado, además, las elipses de deformación (de la mitad de la capa competente hacia arriba) y sus planos de máximo aplastamiento (de la mitad para abajo). El hecho de que las circunferencias iniciales (el estadio inicial no se ha dibujado) se transformen en elipses incluso dentro del lecho competente, indica que éste sufre deformaciones internas. Existen dos modos básicos de acomodar la deformación interna en los lechos competentes: por deformación tangencial longitudinal y por flexofluencia. La **deformación tangencial longitudinal** consiste en que toda la deformación interna se concentra en la charnela, por lo que también se llama **deformación de charnela**. La parte externa o **extradós** de cada charnela sufre estiramiento paralelo a la capa y la parte interna o **intradós** sufre acortamiento paralelo a la capa, como se muestra por las elipses de deformación de la Fig. 6-47 A. La deformación es más intensa cerca de los márgenes de la capa y decrece hacia el centro hasta una superficie, denominada **superficie neutra**, en la cual no se ha producido elongación alguna. El nombre del mecanismo viene de que la deformación es tangencial, es decir, paralela a la capa arqueada, bien sea por alargamiento o bien por acortamiento en esa dirección.

La deformación interna en esas zonas puede producir estructuras asociadas al pliegue, como las mostradas en la Fig. 6-47, debajo. En B, el comportamiento es dúctil y se han desarrollado clivajes, paralelo a la capa en el extradós y perpendicular en el intradós. En C y D el comportamiento es frágil,

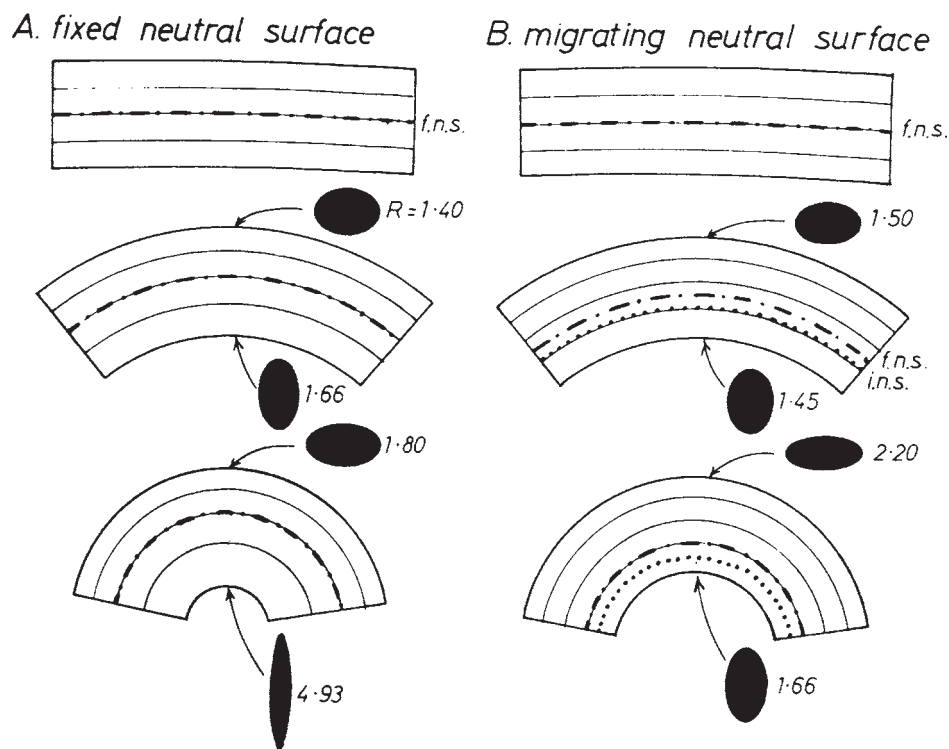


Figura 6-48- Dos posibilidades de evolución de la superficie neutra: estable (izquierda) y variable (derecha).

habiéndose desarrollado grietas de tensión (C) y fracturas de cizalla (D) que son normales en el extradós e inversas en el intradós. Varios de estos tipos de estructuras pueden aparecer juntos. Como puede apreciarse en la Fig.6-48, la superficie neutra no siempre es estable, sino que lo normal es que emigre a lo ancho de la capa durante el proceso de plegamiento. Puede hablarse de una superficie neutra infinitesimal y de una **superficie neutra finita**, que sería la que no tiene deformación finita, aunque es posible que primero sufriera acortamiento y luego una elongación de la misma magnitud.

La **flexofluencia** consiste en que los flancos del pliegue se deforman por un mecanismo de cizallamiento simple actuando paralelamente a los límites de la capa. Por eso, este mecanismo se denomina también **deformación de flanco** y **cizallamiento paralelo a las capas**. La Fig.6-49 muestra la disposición de las elipses de deformación y la Fig.6-50 las principales estructuras que pueden generarse. A la izquierda se ha dibujado el resultado de un experimento con una capa de arcilla húmeda plegada en la que se pintaron unas rayas verticales como referencia. Se generaron dos sistemas de fracturas conjugadas, de los cuales uno es paralelo a los límites de la capa y otro fuertemente oblicuo. Si se hubiera tratado de una capa o un paquete sedimentario real, probablemente se hubieran producido las fracturas paralelas según discontinuidades estratigráficas, tales como límites entre láminas o capas, que habrían sufrido deslizamiento unas sobre otras, un fenómeno conocido como **flexodeslizamiento**. A la derecha, puede observarse el desarrollo de grietas de tensión sigmoidales causado por el cizallamiento simple, y también de un clivaje en los flancos. Los dos mecanismos descritos, deformación tangencial longitudinal y flexofluencia, actúan a menudo combinados, formándose estructuras tanto en los flancos como en las charnelas de los pliegues en las capas competentes.

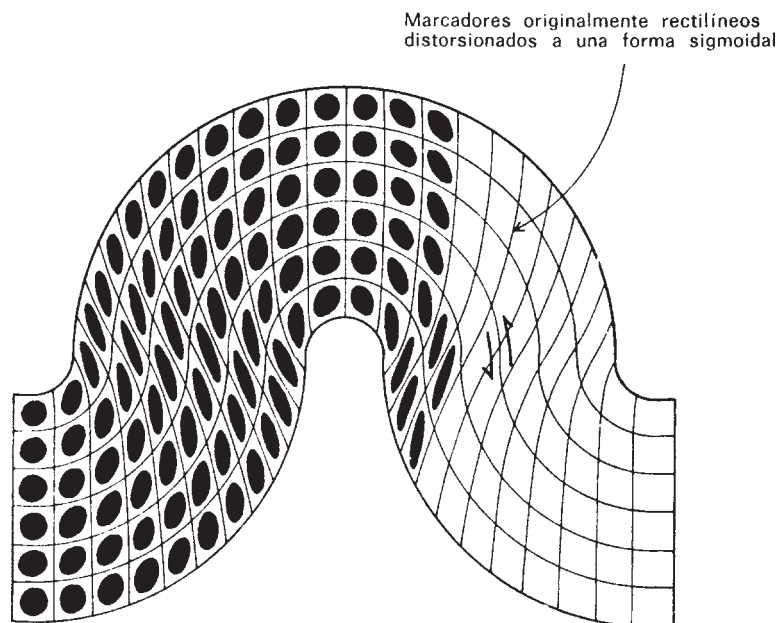


Figura 6-49- Distribución de la deformación en un lecho plegado por flexofluencia o cizallamiento paralelo a la capa.

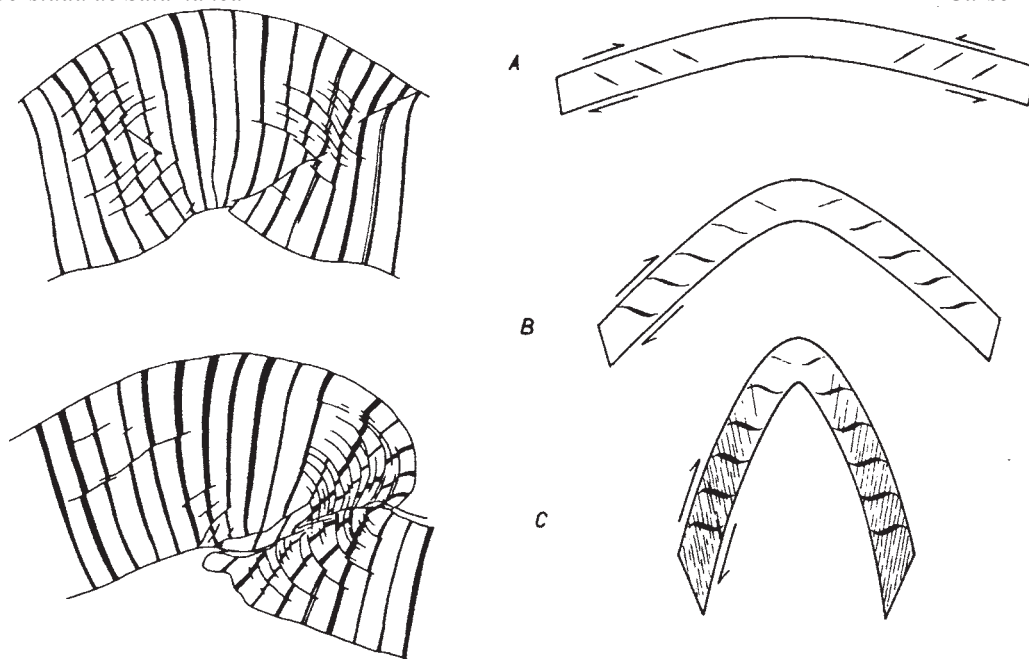


Figura 6-50- Estructuras desarrolladas por flexofluencia. A la izquierda, fracturas de cizalla. A la derecha, grietas de tensión sigmoidales y, en la parte inferior esquistosidad.

En los casos mencionados hasta ahora, el esfuerzo mayor actuaba paralelamente a las capas. En estas condiciones, los pliegues que se desarrollan son simétricos y tienen su plano axial perpendicular a la orientación inicial de la capa y al esfuerzo mayor. Sin embargo, si el esfuerzo mayor era oblicuo a la capa (Fig.6-51), los pliegues que se desarrollan son asimétricos y sus planos axiales oblicuos al esfuerzo mayor, aunque se acercan a la perpendicularidad con él a medida que aumenta el acortamiento. No obstante, la oblicuidad máxima de las capas con respecto al esfuerzo mayor es de unos 20° para que se formen pliegues. Si la oblicuidad es mayor, incluso aunque las capas estén dentro del campo de acortamiento del elipsoide de deformación, no se pliegan, sino que se reorientan hacia la dirección del esfuerzo menor.

Conviene resaltar que tanto la longitud de onda inicial como la amplitud de los pliegues que se desarrollan por buckling dependen sobre todo del espesor y de la viscosidad de la capa plegada, siendo mayor cuanto mayores sean estos parámetros. La Fig.6-52 muestra varios casos con una y varias capas competentes de igual viscosidad

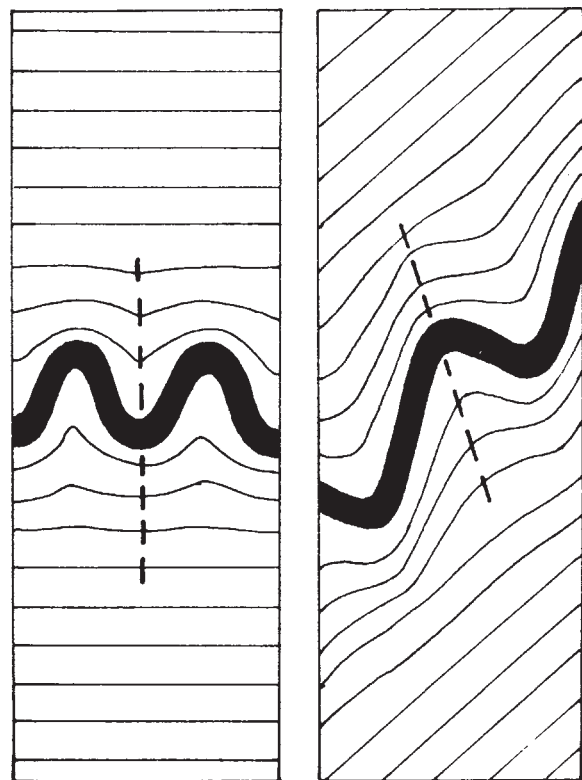


Figura 6-51- Relación del plano axial de pliegues desarrollados por buckling o pandeo con la orientación inicial de las capas en relación con la dirección de máximo acortamiento.

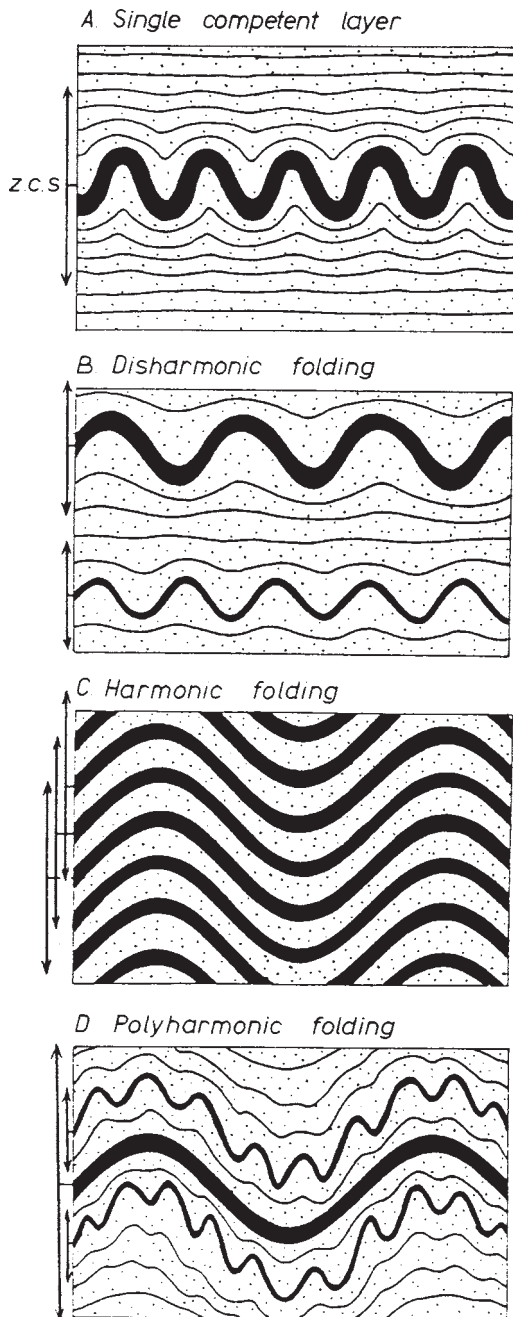


Figura 6-52- Distintas asociaciones de pliegues desarrollados por buckling en varios lechos de

(en negro) y de diferentes espesores, pudiendo observarse la proporcionalidad entre espesor y longitud de onda. La Fig.6-53 muestra lechos de diferente viscosidad y los tipos de pliegues desarrollados. Cuando el contraste de viscosidades es pequeño (μ_1/μ_2 aproximadamente igual a 10), se producen a veces unos tipos especiales de pliegues menores que se denominan “mullions”. Los **mullions** son pliegues como los de la Fig.6-46, debajo, que se forman en capas que sufren acortamiento fuerte y engrosamiento. Las superficies plegadas consisten en una alternancia de lóbulos redondeados y cúspides agudas, por lo que se denominan también **pliegues cuspadolobados** (“cuspedate-lobate folds”). Allí donde una capa incompetente penetra, por así decirlo, en una capa competente, se forman cúspides y donde sucede lo contrario, lóbulos. Los lóbulos son, por tanto, siempre el extradós de capas competentes y las cúspides el intradós. La denominación proviene de las columnas de las ventanas y el interior de las iglesias góticas, llamadas mullions (Fig.6-54). Estas estructuras pueden desarrollarse en lechos relativamente delgados, cuyo espesor después de la deformación es aproximadamente la mitad de la longitud de onda final de los pliegues (Figs.6-46 y 6-54). En capas más gruesas, también se desarrollan, tanto a techo como a muro, pero, en ese caso, los pliegues de una y otra parte no están relacionados. La Fig.6-55 muestra afloramientos con mullions desarrollados en el techo de una capa de arenisca. Como puede apreciarse, son un tipo de estructuras lineares, no muy penetrativas, que son paralelas

a los ejes de los pliegues mayores.

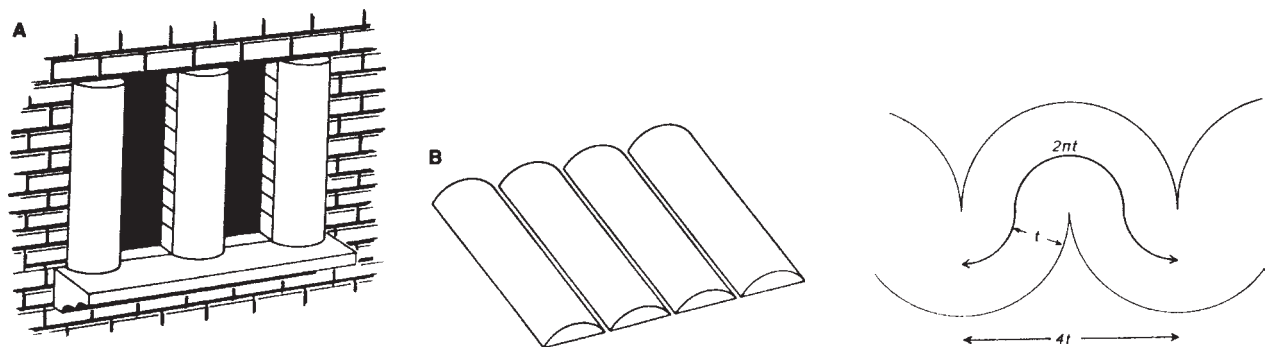


Figura 6-54- los mullions de las ventanas góticas (izquierda) y perfil de un pliegue de tipo mullion en una capa competente con poco contraste de la matriz (derecha).

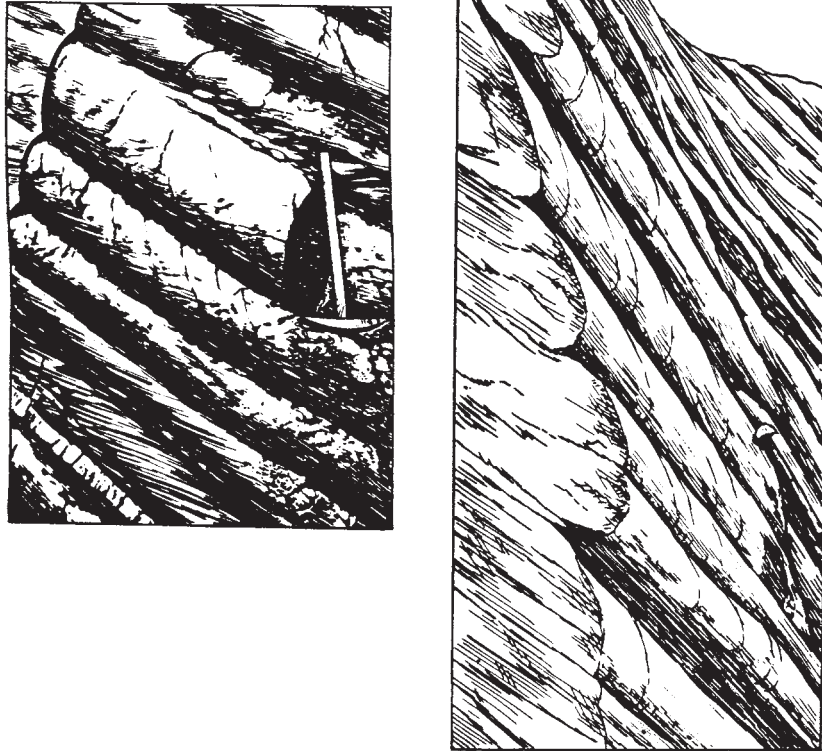


Figura 6-55- Ejemplos de *mullions* en la superficie de estratificación de una arenisca.

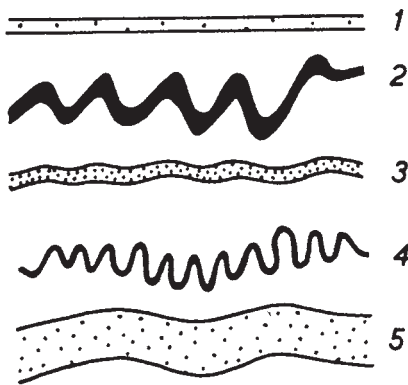


Figura 6-53- Distintas geometrías de pliegues desarrollados en capas de distintas viscosidades y espesores. por orden decreciente las viscosidades son 4, 2, 3, 5, 1, siendo esta última igual a la de la matriz.



Figura 6-56- Pliegues ptygmáticos en una vena granítica.

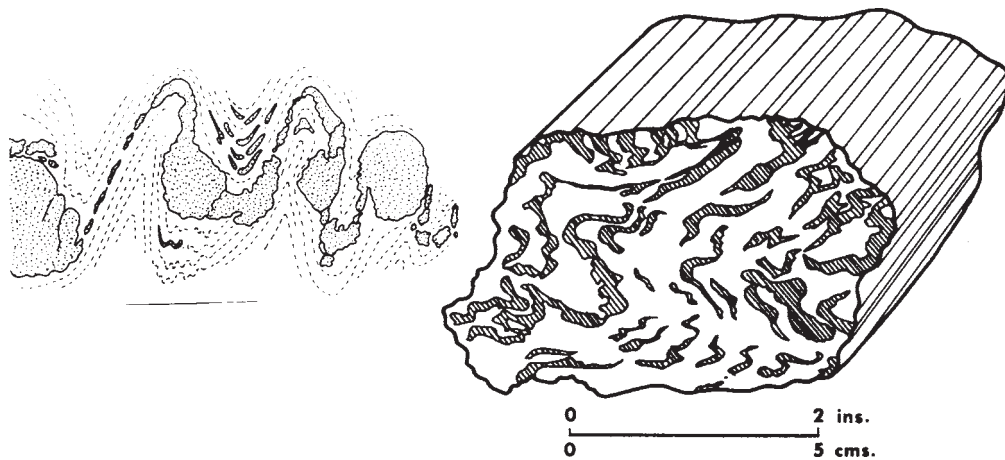


Figura 6-57- Rods o varillas desarrollados en venas de cuarzo plegadas, esturadas y boudinadas.

Cuando el contraste de viscosidades es grande (μ_1/μ_2 del orden de varias decenas a más de cien), se pueden producir unos tipos especiales de pliegues menores que muestran una gran amplificación y muy poco engrosamiento de la capa y que a menudo tienen geometría de elásticas (Fig.6-46, arriba). Cuando estos pliegues se desarrollan en venas cuarzo-feldespáticas o en filones graníticos se denominan **pliegues ptigmáticos** (Fig.6-56). El nombre deriva del griego *ptygma*, que significa “lo que está plegado”.

En venas de cuarzo son frecuentes otro tipo de estructuras denominadas “**rods**” (varillas) o “**rodding**”, porque son como varillas muy largas y paralelas que constituyen un tipo de estructura lineal. Estas estructuras se forman por plegamiento del cuarzo, que se comporta como la capa competente, seguido por una importante deformación dúctil que incluye el boudinage de los flancos de los pliegues y el estiramiento paralelamente al eje de los mismos. Las varillas son charnelas o fragmentos de flancos estirados. La Fig.6-57 muestra, a la izquierda, el perfil típico de los pliegues boudinados y, a la derecha, un esquema tridimensional en el que se ven los pliegues y la continuación de sus flancos en la tercera dimensión como varillas o láminas. Los rods pueden darse también en otros tipos de materiales y tener

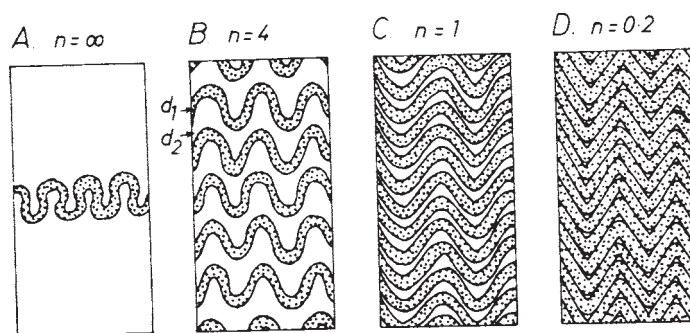


Figura 6-58- Relación entre el espesor relativo de las capas competentes e incompetentes y la geometría de los pliegues.

otros orígenes. P. ej., en un conglomerado de cantos de cuarzo que esté muy estirado en una dirección, los cantos se transforman en varillas muy largas. En todos los casos, no obstante, se necesita una gran deformación dúctil, con un elipsoide finito de tipo prolato o alargado para que se formen.

6.2.3.2- PLEGAMIENTO DE UN CONJUNTO DE CAPAS

Cuando existen varias capas de distintos espesores y competencias, los pliegues generados no sólo dependen del espesor y viscosidad de cada capa, sino también de la distribución de las mismas. En condiciones como las de la Fig.6-52 C, con lechos competentes de espesor y viscosidad constante

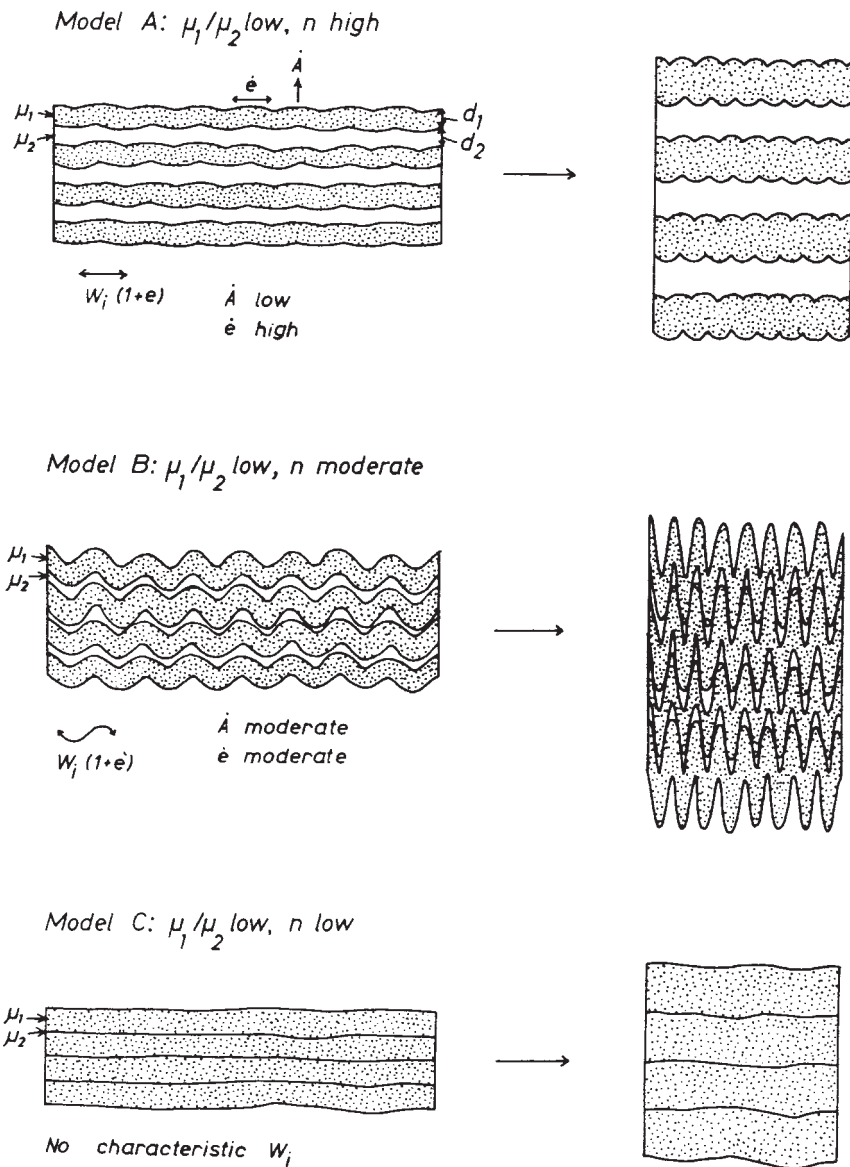


Figura 6-59- Geometría de los pliegues desarrollados con bajos contrastes de viscosidad y contrastes de espesores alto, medio y bajo. A la izquierda se muestran los pliegues iniciales y a la derecha después de un aplastamiento considerable. Obsérvese que, para el mismo contraste de competencia, pueden desarrollarse *mullions* (arriba), pliegues similares (centro) y engrosamiento de las capas sin pliegues (debajo).

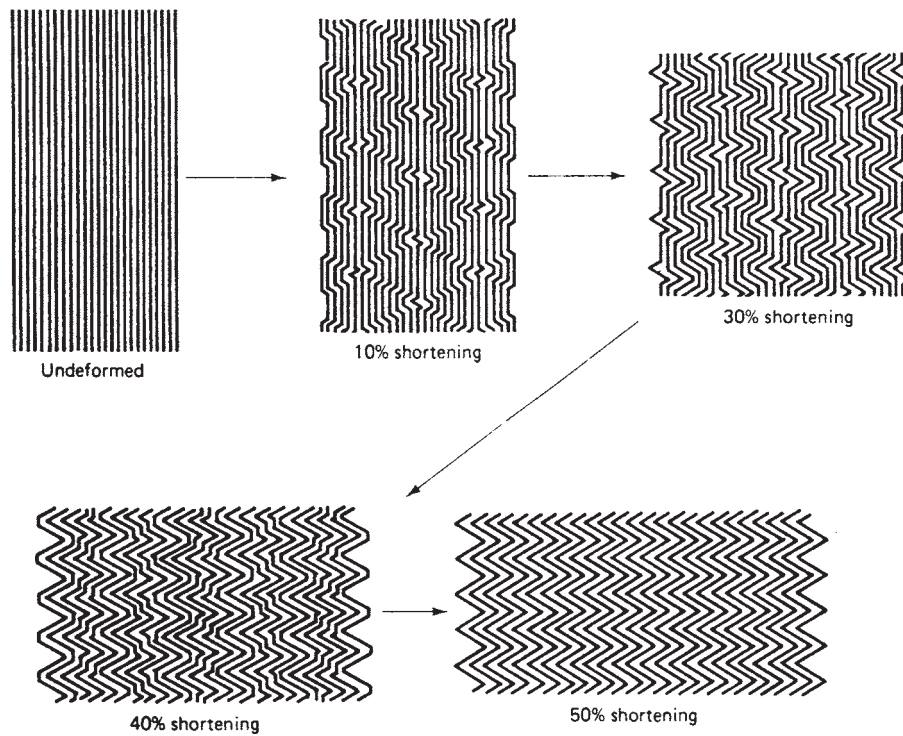


Figura 6-61- Evolución de un conjuntode pliegues angulares desde *kink.bands* conjugados a *chevrons*.

Cuando las capas competentes están muy separadas y, sobre todo, si son de espesor o viscosidad diferente, cada una desarrolla su propia longitud de onda dominante, dando lugar a lo que se conoce como **pliegues disarmónicos** (Fig.6-52 B). Cuando los espesores varían pero las capas más finas no están muy separadas de las más gruesas, se desarrollan **pliegues poliarmónicos** (Fig.6-52 D) en los cuales las capas finas desarrollan su propia longitud de onda pero, además, se adaptan a la longitud de onda impuesta por las más gruesas o por la multicapa en su conjunto. Este es el origen de los pliegues de distintos órdenes de magnitud: las capas más gruesas y competentes determinan la longitud de onda y amplitud de los pliegues mayores o de primer orden. Los órdenes sucesivos se forman en capas más finas que desarrollan sus propias longitudes dominantes.

La configuración de la multicapa no sólo determina las longitudes de onda, sino también la forma de los pliegues. En la Fig.6-58 puede verse que según la relación entre el espesor de los lechos competentes e incompetentes ($n = d_1/d_2$) se desarrollan elásticas (A), pliegues sinusoidales (B y C) o pliegues angulares (D). La Fig.6-59 muestra 3 casos con el contraste de viscosidad bajo y el de espesor alto (A), medio (B) y bajo (C). En C no se forman pliegues apreciables. La Fig.6-60 muestra 3 casos con el contraste de viscosidad alto y el de espesor alto (D), medio (E) y bajo (F). Cuando los lechos incompetentes son muy delgados, los pliegues se forman inicialmente sinusoidales pero, en seguida, evolucionan a pliegues angulares de tipo **chevron** (E) o a **kink-band conjugados** que adquieren geometría chevron si el acortamiento continúa (F. Ver también la Fig.6-61). La Fig.6-62 muestra un caso como este último en un

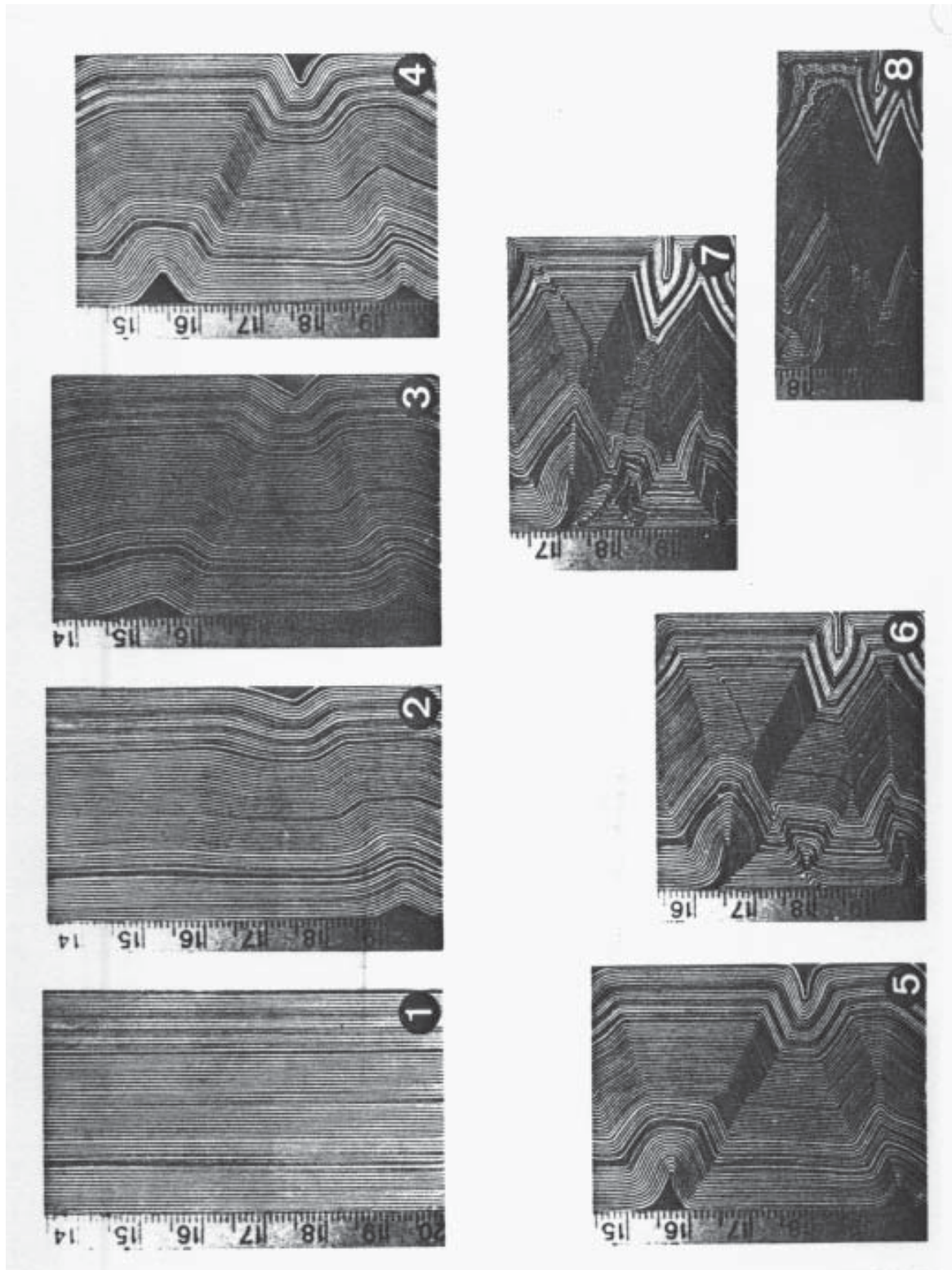


Figura 6-62- Experimento de buckling con tarjetas de cartón. Se desarrollan pliegues angulares de tipo *kink-band* que, a medida que el acortamiento aumenta, van evolucionando hacia *chevrons*.

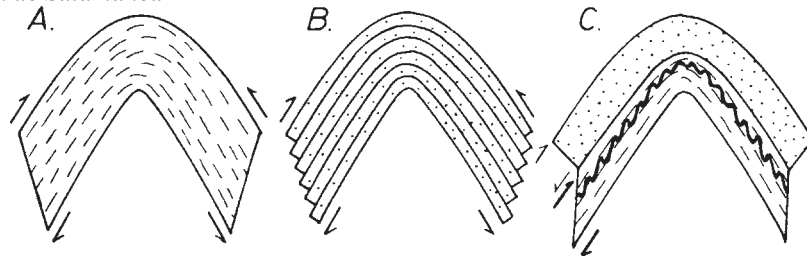


Figura 6-63- Cizallamiento simple de las capas incompetentes en los flancos (A y C) y flexodeslizamiento entre capas componentes adyacentes (B).

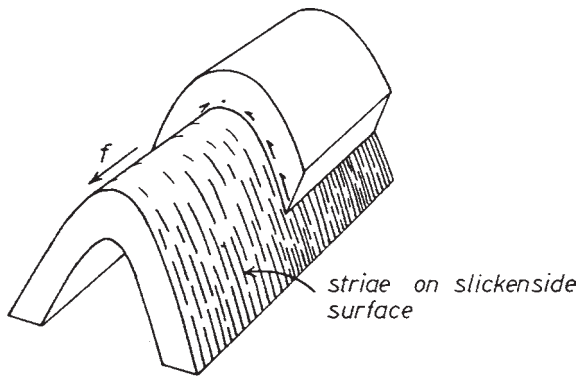


Figura 6-64- Estrías producidas por flexodeslizamiento

competentes transmiten esfuerzos aproximadamente perpendiculares a las superficies de estratificación, por lo que las incompetentes se deforman por combadura o bending. Sin embargo, cuando los pliegues se amplifican, se produce un desplazamiento general relativo entre capas competentes contiguas, lo cual induce un cizallamiento de las incompetentes paralelamente a los límites de capa (Fig.6-63 A y C). Si en las capas incompetentes existían intercalaciones más viscosas que habían desarrollado pliegues menores, como los de la Fig.6-52 D, estos serán cizallados, con lo cual su asimetría se verá exagerada en los flancos (Fig.6-63 C). Esta es la razón de que los pliegues menores sean asimétricos en los flancos incluso cuando los pliegues mayores son simétricos, lo que permite deducir la geometría de los pliegues mayores.

Cuando no hay niveles incompetentes entre las capas competentes, éstas deslizan directamente unas sobre otras durante la flexión (Fig.6-63 B). Este es el proceso denominado **flexodeslizamiento**, que produce en las superficies de estratificación estructuras similares a las de las fallas, esencialmente

experimento con tarjetas de cartulina sometidas a compresión paralela a las mismas. En el estadio 2 los pliegues se acaban de iniciar y, aunque de perfil curvo, están evolucionando a angulares. En 4 y 5 se aprecian dos familias de kinks conjugados y en 7 y 8 la transformación de los kinks a chevrons.

Al producirse los pliegues en las capas competentes, las incompetentes que se encuentran intercaladas entre ellas se ven forzadas a adaptarse a la forma cambiante de las otras. Al principio, las

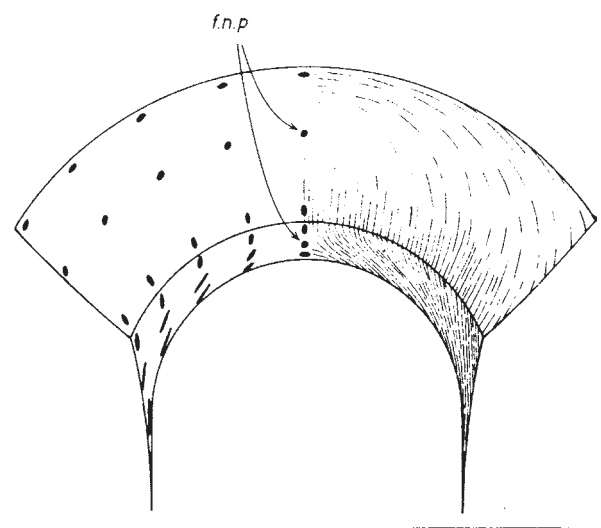


Figura 6-65- Desarrollo de clivaje en un pliegue formado por una capa competente (arriba) y otra incompetente (debajo). f.n.p. son los puntos sin deformación finita, llamados neutros.

estrias y fibras (Fig.6-64), que son más largas en la parte media de los flancos y no se forman en la zona de charnela.

6.3.3 LOS PLIEGUES Y SU RELACIÓN CON EL CLIVAJE

Los pliegues formados en condiciones que favorecen la deformación dúctil acomodan la deformación interna desarrollando algún tipo de clivaje. La Fig.6-65 muestra una capa competente encima de una incompetente y ambas plegadas. A la izquierda se han dibujado las elipses de deformación interna en varios puntos de ambas capas y a la derecha la orientación del clivaje que puede desarrollarse. En la capa competente, la deformación es una combinación de deformación tangencial longitudinal y de flexofluencia. En la incompetente, la deformación ha sido causada esencialmente por cizallamiento simple. Puede observarse que la traza del clivaje es curva en ambos lechos y, además, que se produce un

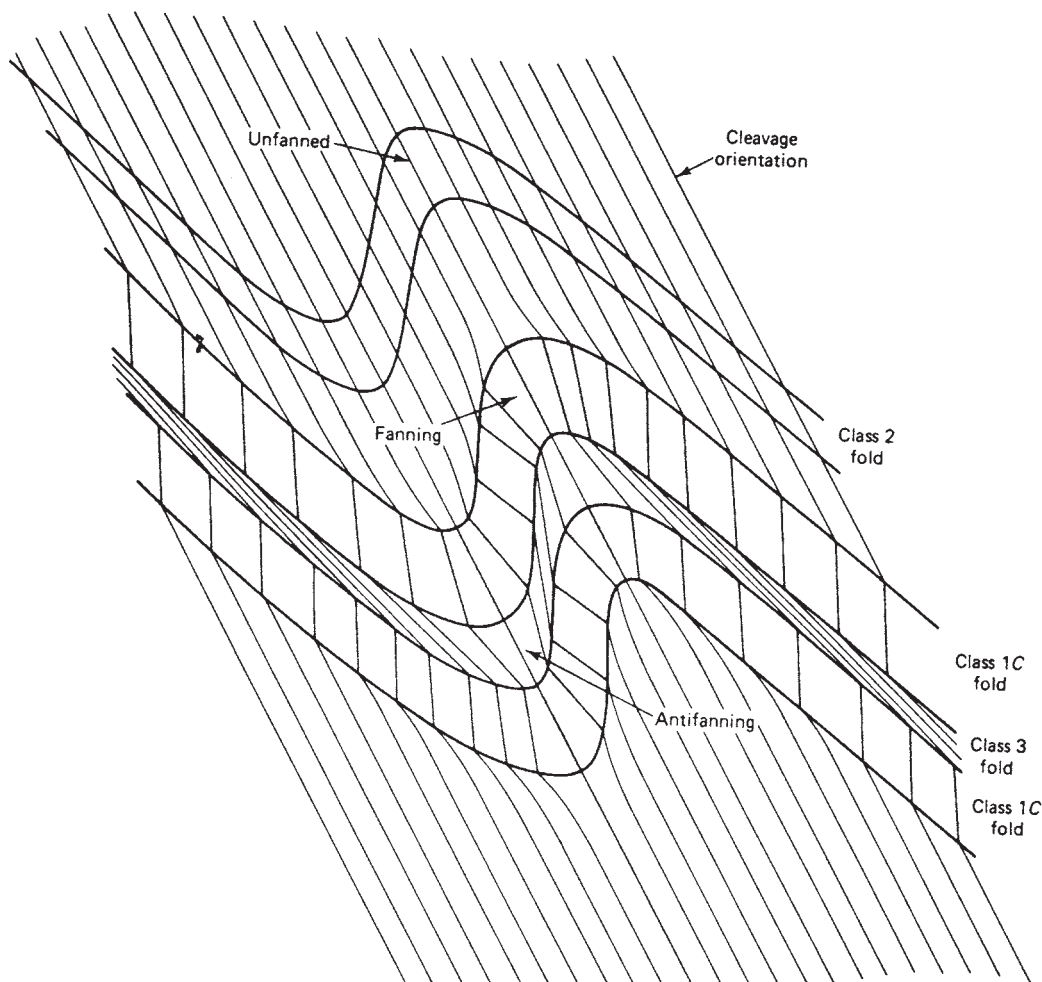


Figura 6-66- Pliegues desarrollados en capas competentes (clase 1C) e incompetentes (clases 2 y 3) y disposición del clivaje asociado.

cambio fuerte en su inclinación al pasar de uno a otro. Este fenómeno, conocido como **refracción del clivaje**, se debe a los diferentes mecanismos de deformación en uno y otro lecho, que dan lugar a diferentes intensidades de deformación interna.

La formación de clivaje está favorecida por el acortamiento, de modo que cuanto mayor sea éste, mas intensamente se habrá desarrollado aquel. En una alternancia, los pliegues que se forman en las capas competentes tienden a ser paralelos (clase 1B de la clasificación de Ramsay) cuando el contraste de competencias es grande, pero si no es tan grande, sufren un cierto engrosamiento en las charnelas y un adelgazamiento en los flancos, pasando a ser de la clase 1C. No obstante, suelen mantener su **curvatura externa menor que la interna**. Los pliegues en los niveles incompetentes suelen ser de la clase 3 pues su extradós coincide con el intradós de un nivel competente, que suele tener una curvatura cerrada,

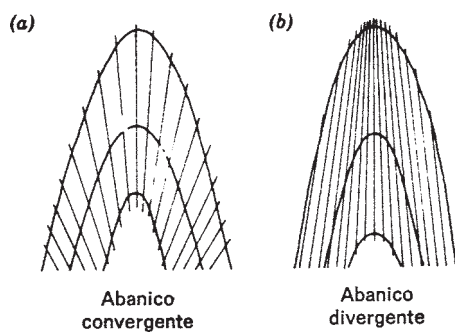


Figura 6-67- Abanico convergente y embudo o abanico divergente en capas competentes e incompetentes respectivamente.

mientras que su intradós coincide con el extradós de una capa competente, que suele tener su curvatura más abierta (Fig.6-66). Por tanto, su **curvatura externa es mayor que la interna**. Si se ha desarrollado un clivaje penetrativo, éste se refractará al pasar de unas capas a otras y en las charnelas dará unas figuras convergentes o divergentes. En las capas competentes se producen los llamados **abanicos de esquistosidad** (“fanning”), convergentes hacia el intradós, mientras que en las incompetentes se producen los llamados **embudos de esquistosidad** (“antifanning”), divergentes hacia el intradós.

Si se desarrollan pliegues dentro de capas incompetentes gruesas, debido esencialmente a la combadura impuesta por las competentes, éstos tienden a ser de la clase 2 y el clivaje en ellos no suele mostrar refracciones (Fig.6-66). Por otra parte, al aumentar el aplastamiento, incluso los pliegues desarrollados en alternancias tienden a ser similares. De hecho, este es el origen de la mayor parte de los pliegues similares (*sensu lato*): el aplastamiento más o menos homogéneo de pliegues de las clases 1C y 3. Al producirse el acortamiento perpendicularmente al plano axial, las curvaturas más abiertas se cierran

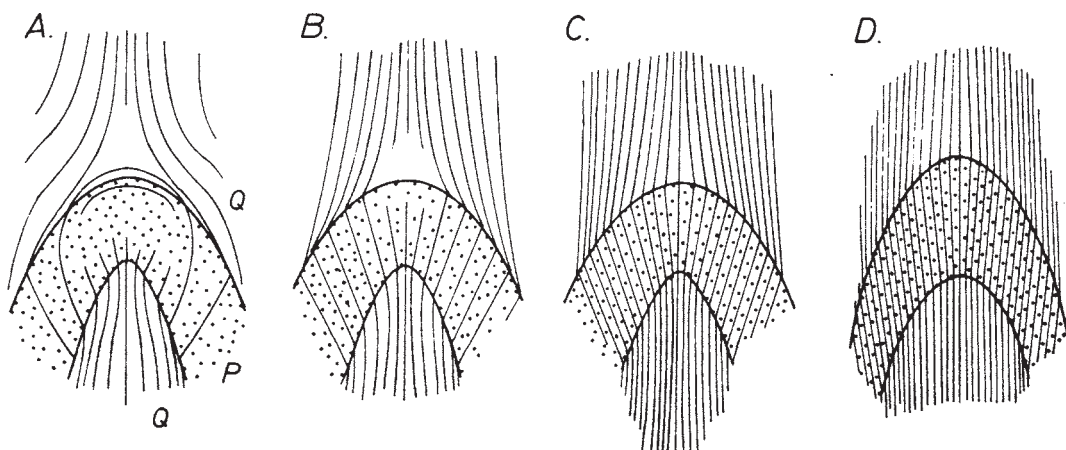


Figura 6-68- Patrones de clivaje en la charnela de pliegues con distintos grados de engrosamiento de la capa competente (a puntos).

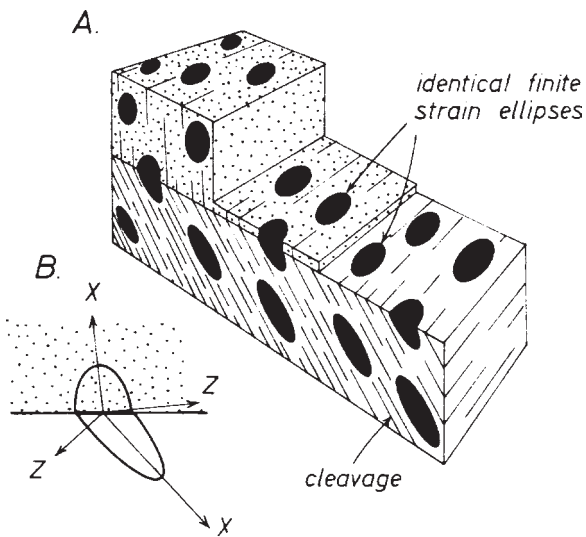


Figura 6-69- Relaciones entre los elipsoides de deformación de capas competentes e incompetentes en el caso de refracción del clivaje.

más rápidamente que las que ya eran cerradas. Por eso, las diferencias entre las curvaturas del extradós y del intradós en cada capa, sea ésta competente o incompetente, tienden a desaparecer. Un pliegue de la clase 1 C ó 3 que se aplaste, siempre sigue siendo de esa clase, pero se proyectaría en el gráfico $t' \alpha - \alpha$ más cerca de la línea correspondiente a la clase 2. La evolución de pliegues paralelos y de clase 3 a similares puede verse comparando los dos dibujos centrales de la Fig.6-59 y los dos superiores de la Fig.6-60. Como el aplastamiento y el clivaje están muy ligados, los pliegues similares suelen tener un clivaje muy bien desarrollado y, además, muy paralelo al plano axial, es decir, con refracciones pequeñas o inapreciables.

La Fig.6-67 muestra un abanico convergente, típico de una capa competente, y otro divergente, o embudo, típico de una capa incompetente. En la Fig.6-68 pueden verse los distintos patrones de clivaje que se desarrollan en las zonas de charnela según la proporción de engrosamiento de la capa producido por acortamiento paralelo a la misma. A la izquierda, no se produjo engrosamiento, el pliegue es estrictamente paralelo y la deformación tangencial longitudinal en la charnela es tan acusada que llega a producir clivajes que dan la vuelta en la misma, tanto en la capa competente como en la incompetente. Además, se ha desarrollado un embudo muy espectacular en esta última. Hacia la derecha de la figura, el engrosamiento va siendo cada vez mayor, se produce un aplastamiento paralelo al plano axial del pliegue, el cual desarrolla un clivaje cada vez más penetrativo y cada vez más paralelo al plano axial, y el pliegue tiene una geometría de la clase 1 C que, hacia la derecha, cada vez se aproxima más a una geometría similar (clase 2).

En los flancos, el clivaje es oblicuo a la estratificación, más en las capas competentes que en las incompetentes (Fig.6-66) y, además, la deformación interna es mayor en estas últimas. Sin embargo, existe compatibilidad en la deformación de ambos lechos, como se ve en la Fig.6-69: los elipsoides en la capa competente (punteada) son menos aplastados y más oblicuos a la estratificación que los de la capa

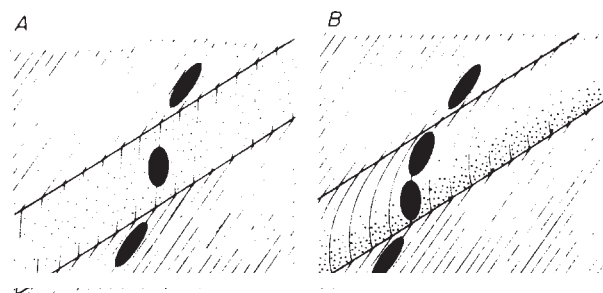


Figura 6-70- Refracción del clivaje en una capa competente homogénea (A) y en una capa con granoselección (B)..

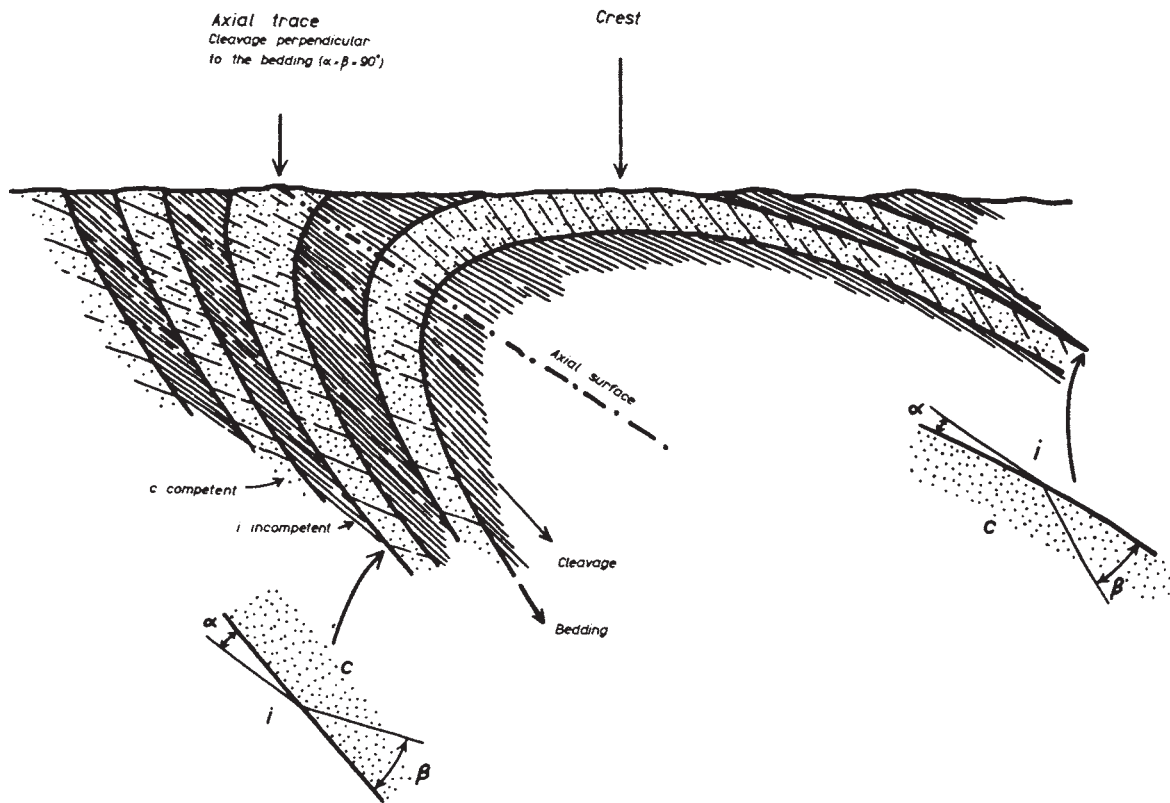


Figura 6-71- Relaciones entre el clivaje y la estratificación en un pliegue tumbado.

incompetente, pero la sección elíptica de ambos elipsoides sobre el plano de estratificación es exactamente igual. La refracción del clivaje es muy neta cuando el contraste de competencias es fuerte. En los casos en que se produce un cambio gradual en el contraste, como cuando una capa tiene granoselección, puede producirse refracción dentro de la misma capa, como en el caso de la Fig.6-70 a la derecha. La capa competente es una arenisca con granoselección que, hacia el techo, es de grano cada vez más fino y, por tanto, menos competente. El clivaje se va refractando dentro de la misma capa y atraviesa su techo sin refracción alguna.

Pese a las refracciones, puede decirse que el clivaje es estadísticamente paralelo a la superficie axial de los pliegues (Figs.6-66, 6-67 y 6-68), por lo que a menudo se habla de clivaje o esquistosidad de plano axial. Esto resulta de gran utilidad a la hora de establecer la geometría de las estructuras de una región plegada en condiciones dúctiles, sobre todo si los pliegues son tumbados o recumbentes, es decir, si han desarrollado flancos

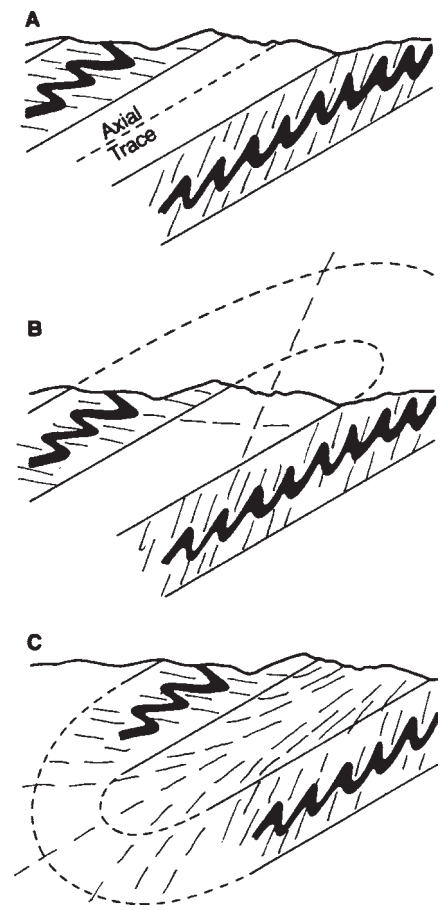


Figura 6-72- Deducción de la geometría de un pliegue isoclinal a partir de criterios tectónicos de polaridad. No puede ser un antiforme (B) porque en ese caso el clivaje cortaría dos veces a cada capa y lo mismo haría la prolongación de las superficies axiales de los pliegues menor. En el caso de un sinforme, el clivaje no tiene que cortar dos veces a cada capa siempre que se refracte fuertemente.

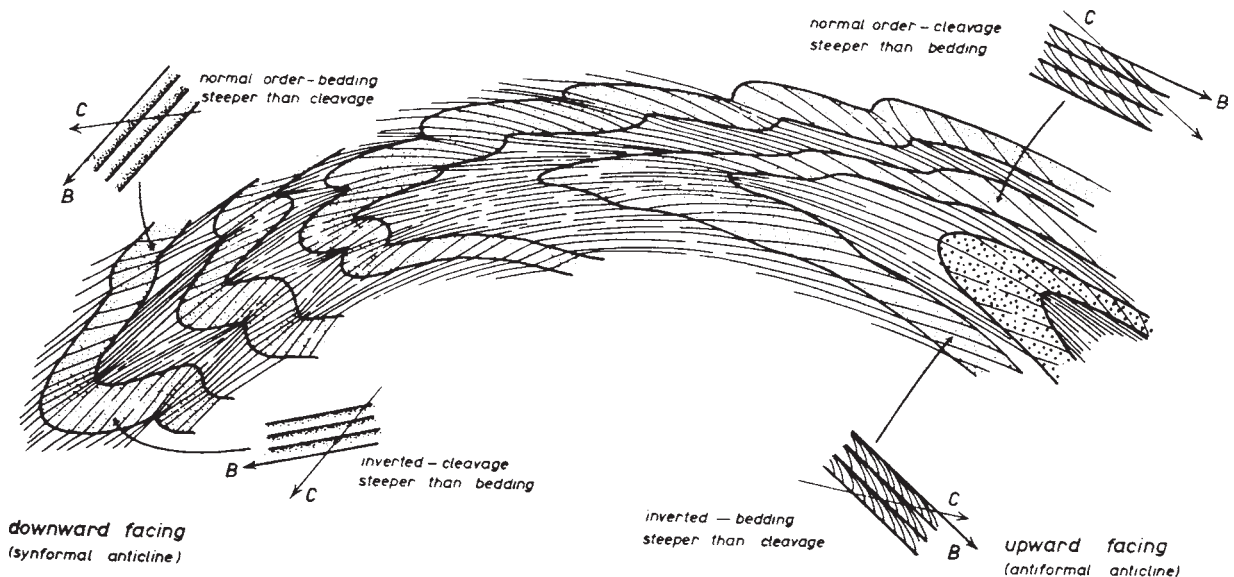


Figura 6-73- Relaciones entre el clivaje y la estratificación en un pliegue recumbente replegado.

inversos. Si la región ha sido afectada por una sólo fase de deformación, que ha dado lugar a pliegues volcados o acostados y clivaje, las relaciones entre ambas estructuras pueden verse en la Fig. 6-71: el clivaje en los flancos buza siempre hacia el mismo lado que la estratificación, **más en los flancos normales** y **menos en los flancos inversos**. En las zonas charnela, el clivaje buza en sentido contrario a la estratificación, siendo ambas superficies **aproximadamente perpendiculares**. Con estos criterios, uno siempre sabe si se halla en un flanco normal, uno inverso o una zona de charnela. Son, por tanto, **criterios de polaridad tectónicos**, al igual que los pliegues menores asimétricos descritos más arriba.

Un criterio fundamental para reconstruir pliegues a partir de criterios tectónicos es que el clivaje de la primera fase de deformación o la prolongación del plano axial de los pliegues menores de la misma, nunca pueden cortar dos veces a la misma capa. En la Fig. 6-72 A se ha dibujado una capa repetida, correspondiente a los dos flancos de un pliegue isoclinal, que contiene pliegues menores asimétricos y clivaje. El pliegue no puede ser un antiformal pues la prolongación del clivaje o los planos axiales de los pliegues menores cortarían a la capa dos veces (Fig. 6-72 B). Por tanto tiene que ser un sinforme (Fig. 6-72 C).

Si los pliegues con clivaje de plano axial han sido doblados por una fase posterior de plegamiento, como en la Fig. 6-73, suele haber partes en las que el plano axial sigue buzando en el mismo sentido que originalmente (derecha), aunque más o menos que al principio, y otras que ahora buzando en sentido contrario (izquierda). En estas últimas zonas se dice que el pliegue ha basculado. A la derecha, el pliegue muestra relaciones como las de la Fig. 6-73, con el clivaje buzando (hacia la derecha) más que la estratificación en el flanco normal y menos en el inverso. A la izquierda, en cambio, las relaciones se han invertido: en el **flanco normal basculado**, el clivaje buza (hacia la izquierda) menos que la estratificación y en el **flanco inverso basculado** el clivaje buza más que la estratificación. Obsérvese que si no fuera por la existencia de criterios de polaridad estratigráficos no podríamos saber, en principio, si el pliegue de la Fig. 6-73 es un anticlinal o un sinclinal. La existencia de estos criterios nos indica, no sólo que es un

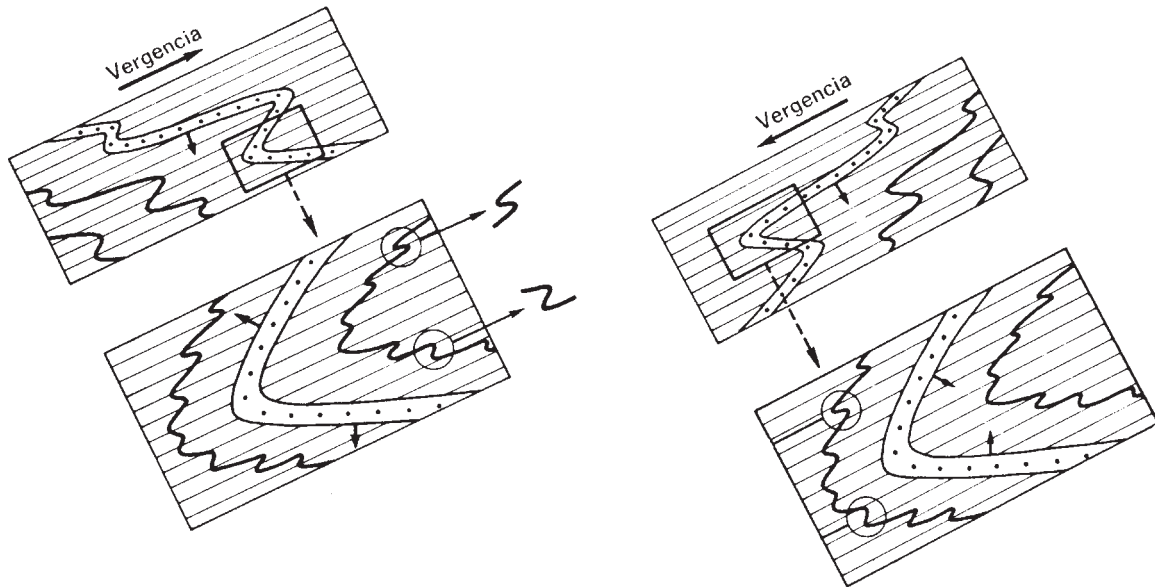


Figura 6-74- Dos casos en los que puede comprobarse que conociendo dos de las tres variables, vergencia regional, polaridad estratigráfica y polaridad tectónica, puede deducirse la tercera. Las flechas pequeñas señalan el muro de la arenisca.

anticlinal, sino que el “facing” del pliegue es hacia la izquierda. Pero el **facing de los pliegues tumbados de una fase coincide con la vergencia de los pliegues de primer orden de esa fase, también llamada vergencia regional.**

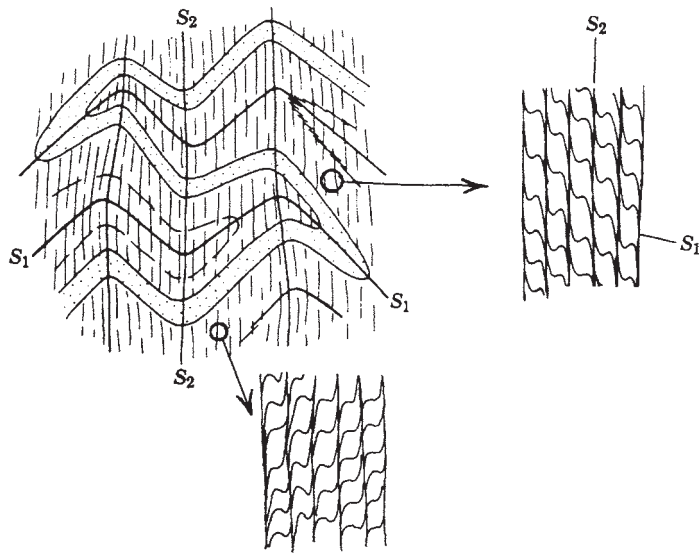


Figura 6-75- Interferencia de plegamiento de tipo 3 de Ramsay mostrando las relaciones entre dos clivajes desarrollados en dos flancos de un pliegue de la segunda fase.

Por tanto, de un simple flanco de un pliegue, sea o no basculado, que contenga criterios de polaridad estratigráficos y tectónicos, nos puede dar la vergencia de los pliegues mayores regionales: los criterios estratigráficos nos dicen si el flanco es normal o inverso y los tectónicos hacia donde se cierran las charnelas anticlinales y sinclinales. Si la vergencia regional es conocida, entonces los criterios tectónicos o los estratigráficos son suficientes para reconstruir los pliegues. Dicho de otra forma, existen tres variables:

la vergencia regional, la polaridad estratigráfica y la polaridad tectónica.

Basta con dos de ellas para conocer la tercera. La Fig.6-74 muestra dos casos con vergencias regionales opuestas. En el caso de la izquierda, p. ej., si estamos en un afloramiento como el más bajo de los señalados con un círculo, con pliegues de asimetría Z y clivaje buzando más que la envolvente de la estratificación (polaridad tectónica), los criterios tectónicos nos indican que hacia la izquierda debe de haber un sinforme. Si sabemos que la vergencia

regional es hacia la derecha, las capas más modernas están hacia la derecha y, por tanto, estamos en un flanco normal. Si, en cambio, sabemos que estamos en un flanco normal, deducimos que el “facing” es hacia la derecha y, por tanto, también la vergencia regional. Se deja al lector el razonamiento correspondiente al dibujo de la derecha, que corresponde a pliegues basculados.

Cuando hay varias fases que dan lugar a clivajes, pueden utilizarse las relaciones de cada clivaje con el anterior para deducir la geometría de los pliegues contemporáneos, aunque con varias fases la estructura puede llegar a ser sumamente compleja y difícil de elucidar. La Fig.6-75 muestra el caso sencillo de dos fases de plegamiento con sus respectivos clivajes. La segunda fase consiste en pliegues verticales que doblan a los de la primera, recumbentes, dando una interferencia del tipo 3 de Ramsay “en

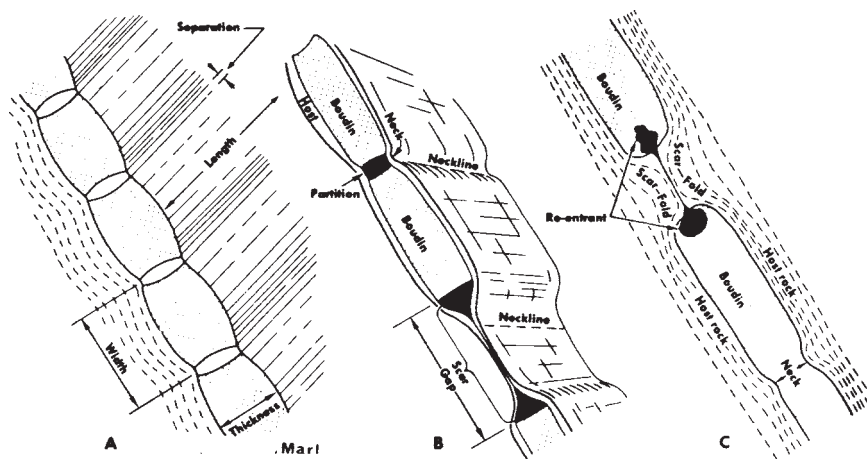


Figura 6-76- Elementos geométricos de los *boudins*.

gancho”. El primer clivaje era de tipo pizarroso y el segundo es de crenulación. La asimetría de los micropliegues de la crenulación cambia de un flanco a otro de los segundos pliegues, lo que permite saber, en el afloramiento, en qué tipo de flanco de la segunda fase nos encontramos.

6.4-BOUDINAGE

Los “**boudins**” son estructuras producidas por extensión de capas o niveles competentes en las cuales éstas se han separado total o parcialmente en fragmentos. La palabra, de origen francés, significa literalmente morcilla y describe perfectamente las formas que a menudo exhiben en perfil estas estructuras. Por “**boudinage**” se entiende el proceso que genera boudins. La Fig.6-76 muestra algunos tipos de

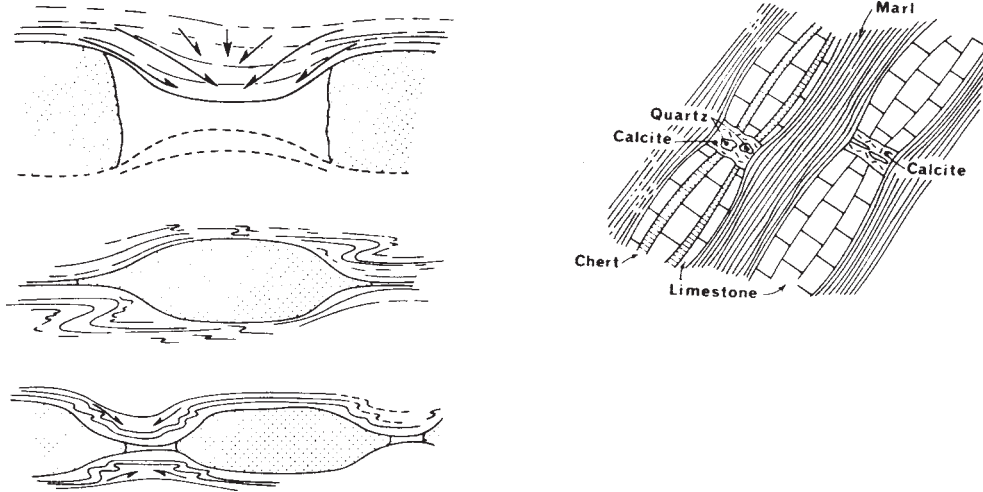


Figura 6-77- Pliegues de cicariz y pliegues menores asociados (izquierda) y venas inter-boudins (derecha).

boudins y sus principales elementos. Se llama **cuello** (“neck”) a la zona, vista en sección, en que las capas se adelgazan y por las cuales a menudo se han roto. Esta zona se sigue en cada boudin por las llamadas **líneas de cuello** (“necklines”). Para cada boudin se define **anchura** (“width”) como la distancia entre dos líneas de cuello medida sobre el techo o muro de la capa, **espesor** (“thickness”), como el espesor de la capa boudinada, **longitud** (“length”) como la longitud de las líneas de cuello. **Separación** (“separation” o “gap”) es la distancia entre dos líneas de cuello medida entre dos fragmentos separados pero adyacentes.

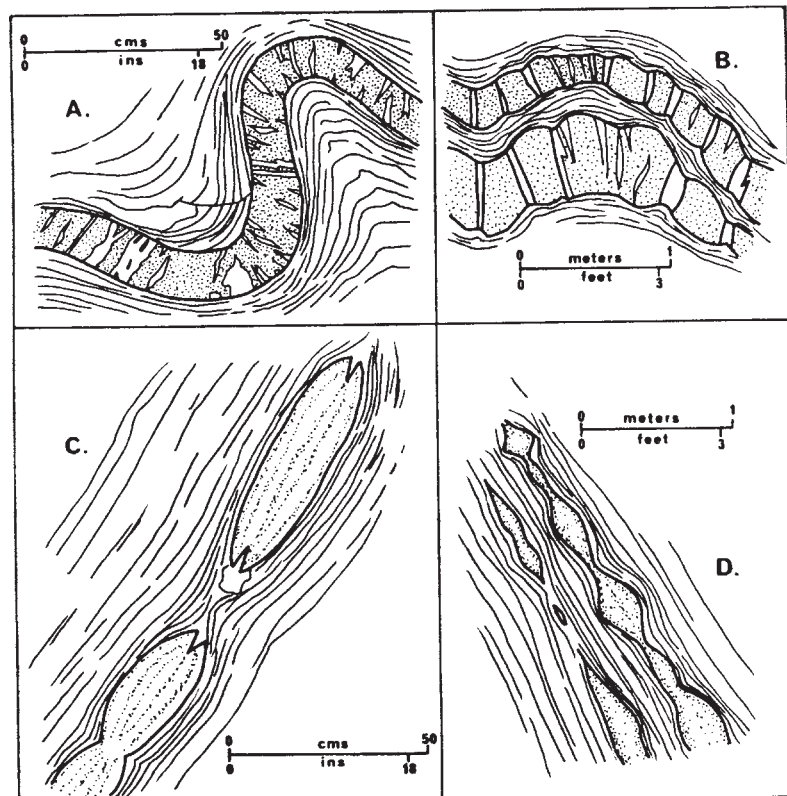


Figura 6-78- Boudins rectangulares (A), con forma de barril (B), lenticulares con reentrante (C) y de tipo *pinch and swell* (D),



Figura 6-79- *Boudins* lenticulares en escalón.

La parte que queda entre dos boudins se llama **cicatriz** (“scar”). Cuando los boudins se separan, el espacio entre ellos puede ser ocupado por las capas incompetentes a ambos lados de la capa boudinada, que se introducen en ella formando los llamados **pliegues de cicatriz** (“scar-folds”). A veces, el cizallamiento producido al ocupar la cicatriz genera pequeños pliegues, que pueden ser simétricos o asimétricos (Fig.6-77). Una parte del espacio entre los boudins, sobre todo al principio de la separación, puede ser rellenado por material de precipitación química, formando la llamada **vena interboudins** (Fig.6-77, dcha.). A veces se forman grietas o venas que no llegan a atravesar la capa competente y, por

tanto, no llegan a individualizar boudins. Quedan entonces formando las llamadas **grietas o venas intraboudin**, de las que pueden verse algunas en la Fig.6-78 A y B.

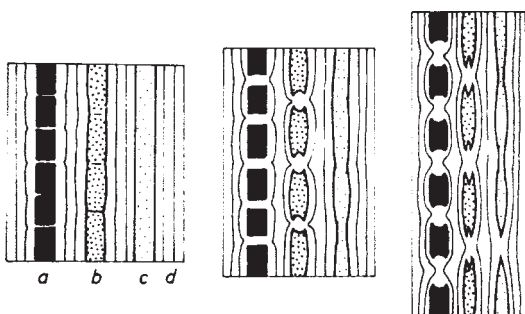


Figura 6-80- Desarrollo y evolución de *boudins* de distintos tipos según el contraste de viscosidades.

78 C). Al cerrarse, forman lo que se llama el **reentrante**, que puede incluir y preservar parte de la vena interboudins deformada (Fig.6-76 C) y, a veces, incluso boudinada ella misma. No todos los boudins lenticulares tienen reentrante, sino que los hay como los de la izquierda de la Fig.6-77. Los boudins lenticulares de este último tipo van a menudo asociados a estructuras en las que la capa competente se ha adelgazado pero no ha llegado a separarse, como las de la Fig.6-78 D. Estas estructuras se denominan “**pinch and swell**”, que significa algo así como pellizcar y engrosar. En castellano se ha usado el término de **boudinage sigmoidal** para estas estructuras.

Los boudins se forman por extensión de las capas o filones. Cuando en un paquete existen capas más competentes que otras y todas están sometidas a extensión, las menos competentes pueden extenderse dúctilmente, pero las más competentes no siempre pueden hacerlo o, al menos, no a la misma velocidad.

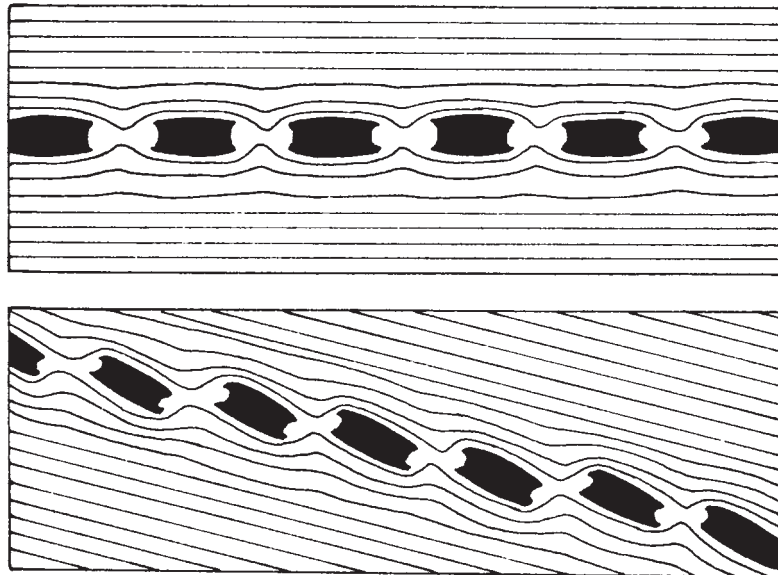


Figura 6-81- *Boudins* simétricos (arriba) y *boudins* “en escalón” (debajo). Estos últimos se han formado por estiramiento oblicuo a las capas.

Esto hace que las incompetentes ejerzan unos esfuerzos sobre las competentes que pueden acabar rompiéndolas (Fig.6-79) o adelgazándolas en determinadas zonas, que suelen estar espaciadas de forma periódica. De hecho, la forma de los boudins depende del contraste de competencias o, más exactamente, de viscosidades, entre las capas. La Fig.6-80 muestra tres capas de viscosidad decreciente hacia la derecha ($\mu_a > \mu_b > \mu_c > \mu_d$, siendo μ_d la viscosidad de la matriz). Con altos contrastes de viscosidad se forman boudins rectangulares que evolucionan hacia formas de barril. Con contrastes medios se forman barriles que pasan a lenticulares con reentrante. Con bajos contrastes se forman boudins lenticulares sin

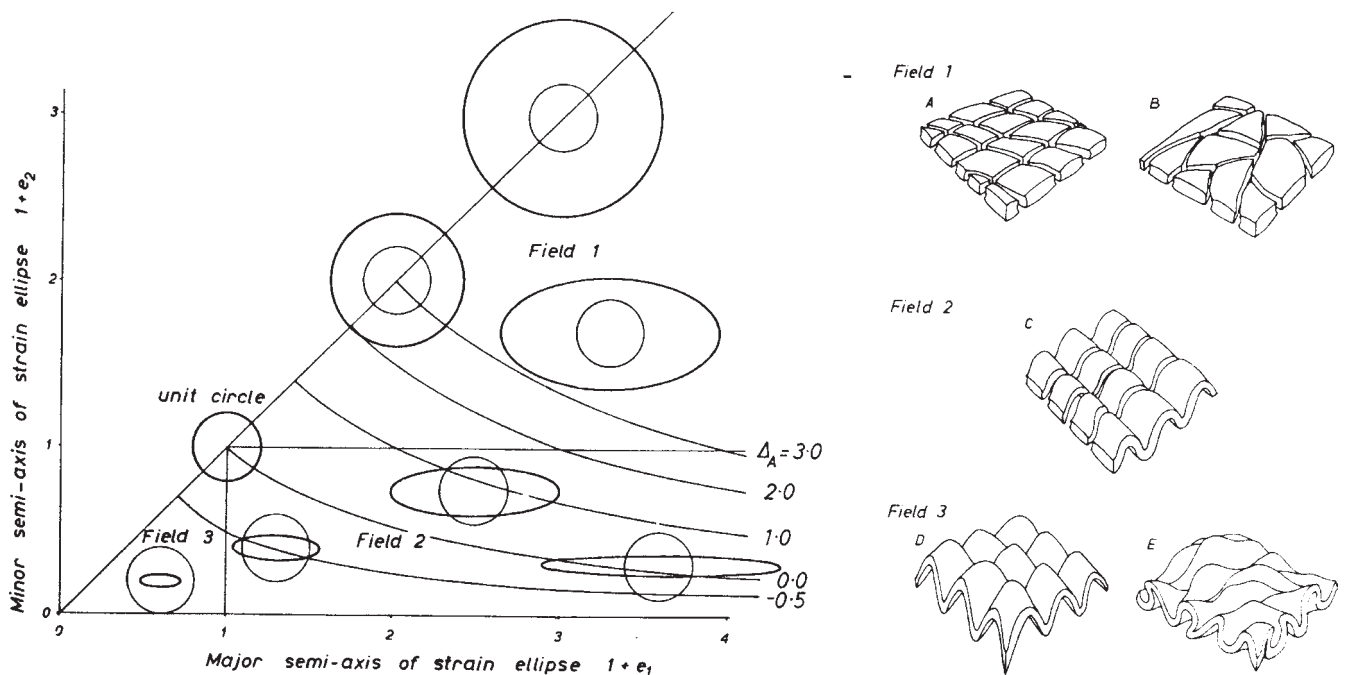
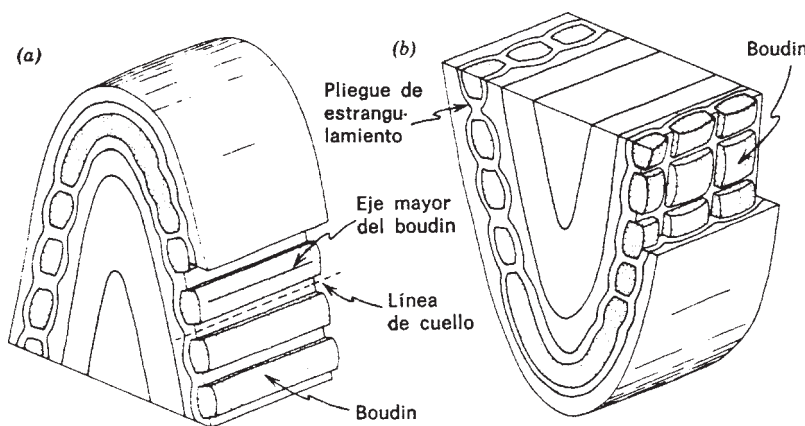


Figura 6-82- Los tres campos posibles de la elipse de deformación en el plano de la estratificación (izquierda) y las estructuras que pueden formarse en las capas competentes.

reentrante y de tipo “pinch and swell” y si el contraste es muy bajo no se forman boudins. Salvo en el caso de tipo “pinch and swell”, los boudins son, estrictamente hablando, estructuras frágiles o frágil-dúctiles, puesto que se forman por rotura de las capas. No obstante, se suelen incluir dentro de los comportamientos dúctiles porque se forman en rocas que, en su mayor parte, se están deformando dúctilmente.

Las capas tienen que estar orientadas de forma que caigan dentro del campo de estiramiento para que se formen boudins. Normalmente, la extensión se produce en la dirección del eje mayor del elipsoide de deformación finita. Si las capas están paralelas a él, se forman boudins simétricos, pero si están oblicuas, aunque próximas, los boudins se disponen escalonados, como en el caso de la Fig.6-81, abajo. El eje mayor es horizontal en los dos casos. Boudins escalonados pueden verse también en la Fig. 6-79. Si el elipsoide de deformación es tal que se ha producido una extensión considerable según dos de los ejes principales, el mayor y el intermedio, pueden formarse varios sistemas de boudins que se cruzan. Esta estructura se conoce como **boudins en tableta de chocolate** (Fig.6-82, a la dcha., A y B).



En realidad, los tipos de estructuras que pueden formarse en capas competentes dependen de cómo sea la elipse de deformación finita en ellas. La elipse es la intersección del elipsoide con las capas y, por tanto, depende del tipo de elipsoide tridimensional y, también, de la orientación del mismo con respecto a las capas. La parte izquierda de la Fig.6-82 muestra un

Figura 6-83- Relaciones posibles de los *boudins* con los pliegues.

gráfico con los distintos tipos de elipse posibles (línea gruesa) comparadas con la circunferencia inicial

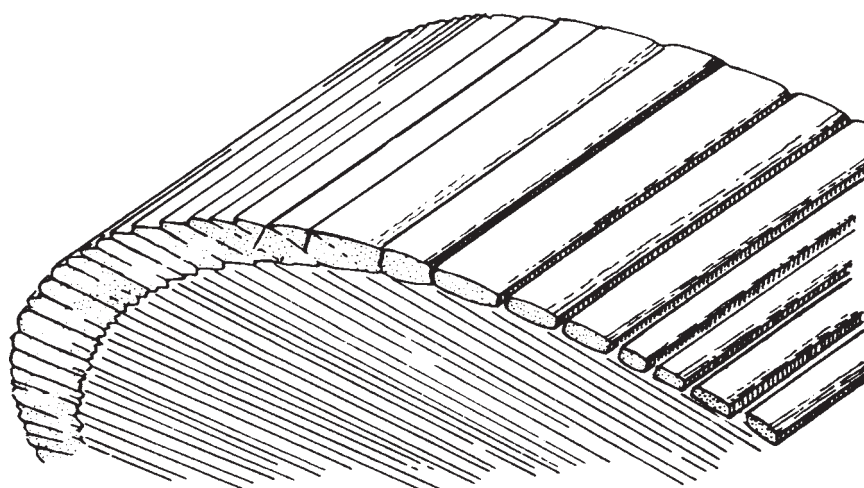


Figura 6-84- Pliegue con clivaje, mullions y *boudins*.

(línea fina). El eje mayor se proyecta en abscisas y el menor en ordenadas. Pueden separarse tres campos en el gráficos, que corresponden a las tres posibles combinaciones de estructuras representadas en la parte superior de la figura. En el campo 1 se ha producido extensión en todas las direcciones de la capa, por lo que pueden desarrollarse boudins en tableta de chocolate. En el campo 2 se ha producido extensión en una dirección principal y acortamiento en la perpendicular, por lo que pueden desarrollarse pliegues y boudins perpendiculares. En el campo 3 se ha producido acortamiento en todas direcciones, lo que puede conducir a la formación de pliegues superpuestos en “caja de huevos”, es decir, a dos familias de pliegues superpuestos pero sincrónicos. Las curvas Δ_A representan el incremento de área de la elipse con respecto a la circunferencia inicial: 1 significa un incremento del 100%.

El plegamiento cambia la orientación de las capas, por lo que las que en un momento dado están sometidas a acortamiento en una dirección y son plegadas, pueden encontrarse más adelante con una orientación tal que caigan en el campo del alargamiento de la elipse de deformación y pasen a ser boudinadas. En este caso pueden desarrollarse boudins cuya línea de cuello sea paralela al eje de los

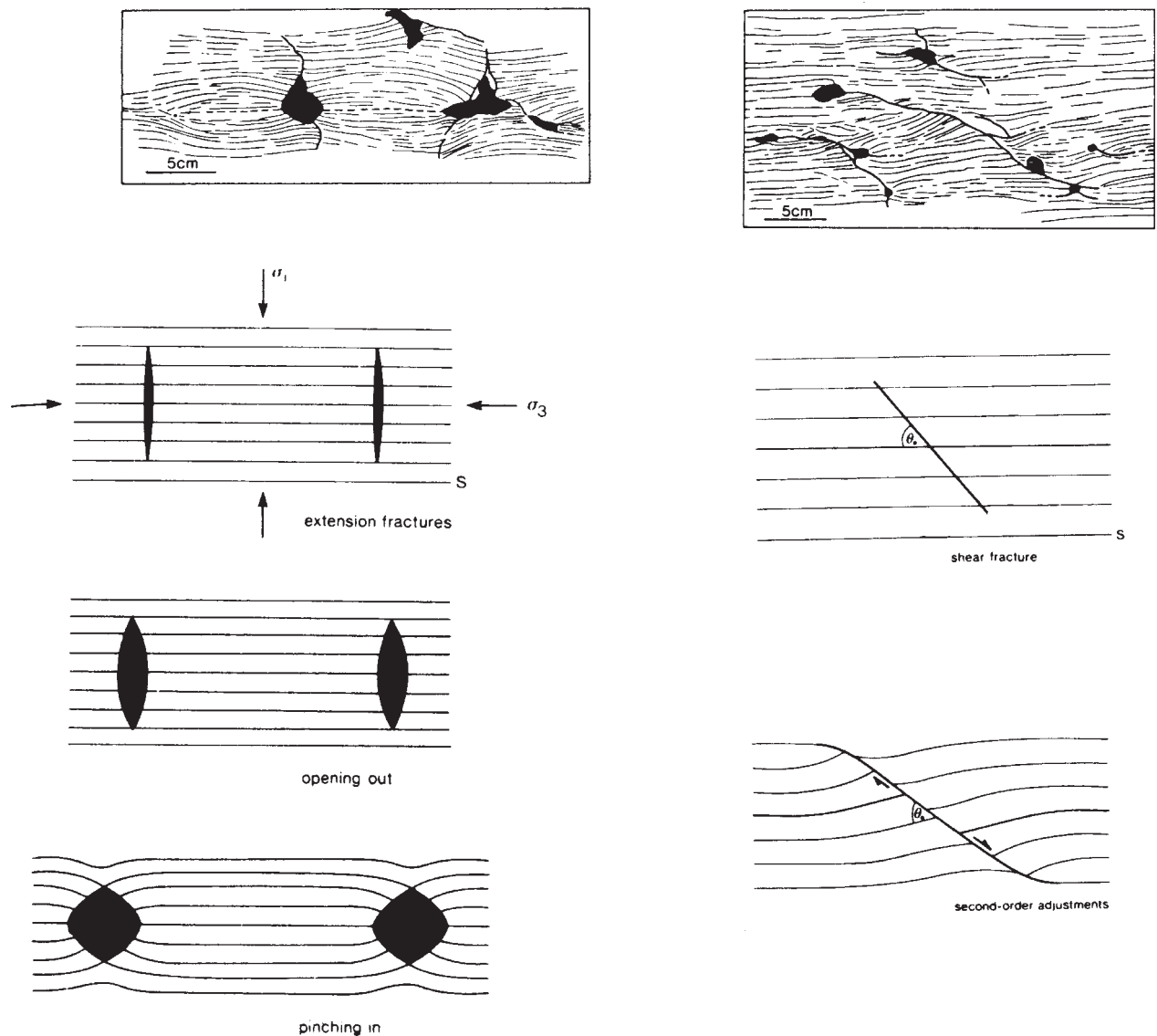


Figura 6-85- Boudinaje de la foliación desarrollado a partir de fracturas de tensión (izquierda) y de cizalla (derecha).

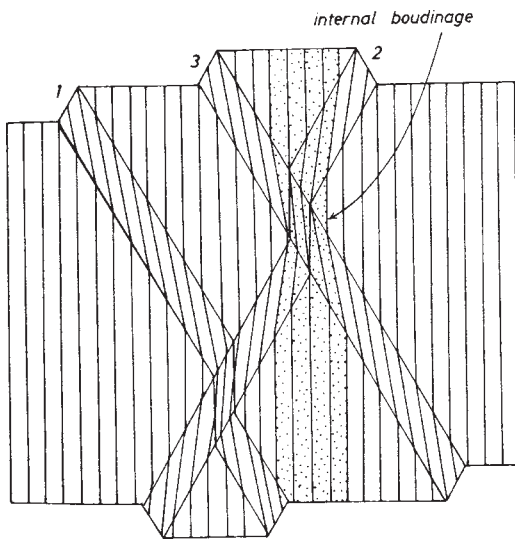


Figura 6-86- Desarrollo de *boudinage* interno por actuación de zonas de cizalla dúctiles conjugadas, del tipo que también se denomina *kink-bands* extensionales.

pliegues (Fig.6-83 a). Si, además, se produjo estiramiento paralelo al eje, se pueden formar boudins en tableta de chocolate (Fig.6-83 b). La Fig.6-84 muestra un caso típico de un pliegue con clivaje de plano axial, mullions y boudins en el cual la lineación de intersección, los ejes de los mullions en la zona de charnela y las líneas de cuello de los boudins en los flancos son todas paralelas entre sí.

En rocas sin contrastes de competencia fuertes pero con una anisotropía muy marcada, p. ej., una foliación tectónica, pueden también desarrollarse boudins, si bien éstos son de un tipo especial denominado **boudinage de foliación**. Esta estructura se desarrolla a partir de fracturas, bien de tensión, bien de cizalla, y es frecuente en rocas de metamorfismo medio y, sobre todo, alto, tales como los gneises. La Fig.6-85 muestra, arriba, las estructuras desarrolladas en ambos casos, pudiéndose apreciar cómo la foliación ha girado dando estructuras parecidas a los boudins descritos previamente, sobre todo en el caso de las fracturas de tensión (izda.). En negro, cuarzo de relleno de grietas o irregularidades. La misma figura muestra, debajo, el proceso de creación y movimiento de las fracturas en los dos casos, con la consiguiente rotación de la foliación. La fractura de la derecha se forma a unos 45° de la foliación pero, después, sufre una rotación, aumentando el ángulo que forma con la dirección de máximo acortamiento, que se supone vertical. Esta rotación es la que crea la curvatura de la foliación. Este tipo de estructuras, aunque frágiles, son favorecidas por la elevada presión de fluidos que hay a grandes profundidades y, por tanto, pueden desarrollarse en condiciones de P y T similares a las de la foliación tectónica a la cual afectan.

También en rocas foliadas se da a veces otro tipo de boudinage, denominado **boudinage interno**, que se produce por la actuación de pequeñas zonas de cizalla dúctiles conjugadas. La Fig.6-86, a la izquierda, muestra dos de estas zonas de cizalla (ver apartado siguiente) afectando a una capa (punteada) que resulta estrechada en la zona donde las cizallas se cortan. Cuando las cizallas son como las mostradas, se llaman también **kink-bands normales** o **kink-bands extensionales**. Ello se debe a que, de hecho,

son pliegues de flancos rectos que implican extensión paralela a la dirección de la foliación a la cual afectan, es decir, vertical en este caso, a diferencia de los kink-bands comunes, llamados también contraccionales, que implican acortamiento paralelo a la foliación.

A la derecha, varias zonas de cizalla conjugadas crean un boudinage interno en una foliación gnéissica previa, asociada a la cual se habían formado unos pliegues ptigmáticos en una vena granítica.

Los boudins son normalmente considerados estructuras menores. Debido a que normalmente afectan a capas o filones, su espesor es el de éstos y su anchura es entre 2 y 10 veces mayor, por lo que raramente superan unos pocos metros y, más frecuentemente, se encuentran en el rango de unos pocos centímetros o decímetros. No obstante, boudins de decenas de metros se dan a veces en capas competentes muy gruesas y diques. Los mayores boudins encontrados, sin embargo, no son de los tipos normales, con separación de las capas, sino del tipo boudinage interno. Estos boudins se han encontrado sobre todo en áreas metamórficas de la corteza terrestre que fueron sometidas a extensión, llegando a tener los boudins internos varios cientos de metros o incluso kilómetros de longitud.

6.5 -ZONAS DE CIZALLA DUCTIL

Las zonas de cizalla fueron definidas en el capítulo anterior como volúmenes de roca deformados esencialmente por esfuerzos de cizalla y limitados por rocas que no sufrieron deformación contemporánea. Cuando la deformación es de tipo dúctil, se efectúa mediante el mecanismo de **cizallamiento simple**, en general heterogéneo. Este mecanismo permite que zonas muy deformadas dúctilmente se hallen junto a otras no deformadas en absoluto, sin ningún tipo de discontinuidad entre ambas, por lo que se dice que existe **compatibilidad en la deformación** entre zonas con diferentes intensidades de la deformación.

La Fig.6-87 muestra, a la izquierda, una zona de cizalla dúctil con deformación por cizallamiento simple heterogéneo, con más intensidad en el centro y menos en los bordes; g es el valor de la cizalla y la gráfica de la derecha es un perfil de intensidad del cizallamiento o **perfil de cizallamiento** a través de

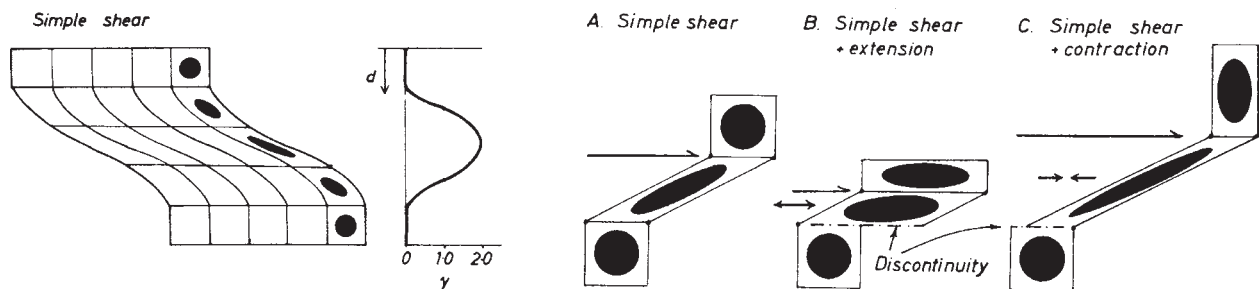


Figura 6-87- Esquema de una zona de cizalla dúctil heterogénea y su perfil de cizallamiento (izquierda) y compatibilidad o incompatibilidad del cizallamiento simple con el cizallamiento puro cuando este último afecta a toda la zona deformada o sólo a una parte (derecha).

la zona. La deformación se visualiza por la forma de los elementos que eran originalmente cuadrados. Los elementos de las filas superior e inferior no están deformados y no forman parte de la zona de cizalla sino de sus paredes o labios. A la derecha de la Fig.6-87 se ha representado una columna de tres

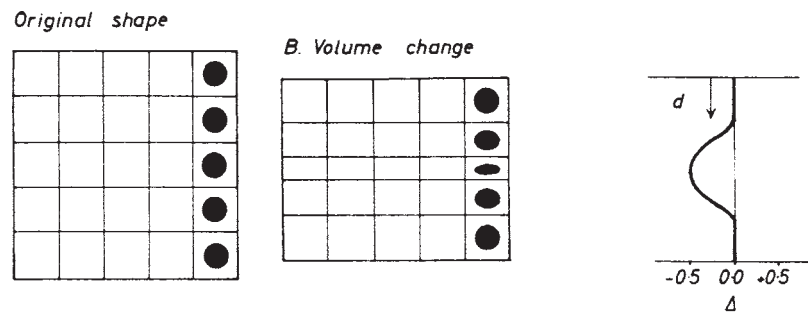


Figura 6-88- Compatibilidad de la deformación por pérdida de volumen.

elementos de los cuales el central se ha deformado sólo por cizallamiento simple (A) y por una combinación de éste mecanismo y un cizallamiento puro consistente en un acortamiento vertical (B) y horizontal (C). El elemento superior se ha deformado en B y C por acortamiento horizontal y vertical respectivamente y el inferior no se ha deformado en absoluto. En B y C se aprecia que, si en la zona deformada por

cizallamiento simple (que es una deformación no coaxial) actúa, además, una deformación coaxial (como el cizallamiento puro), o bien las paredes se deforman también (elementos superiores) o bien se produce una discontinuidad (elementos inferiores). En el primer caso existe compatibilidad y en el segundo no.

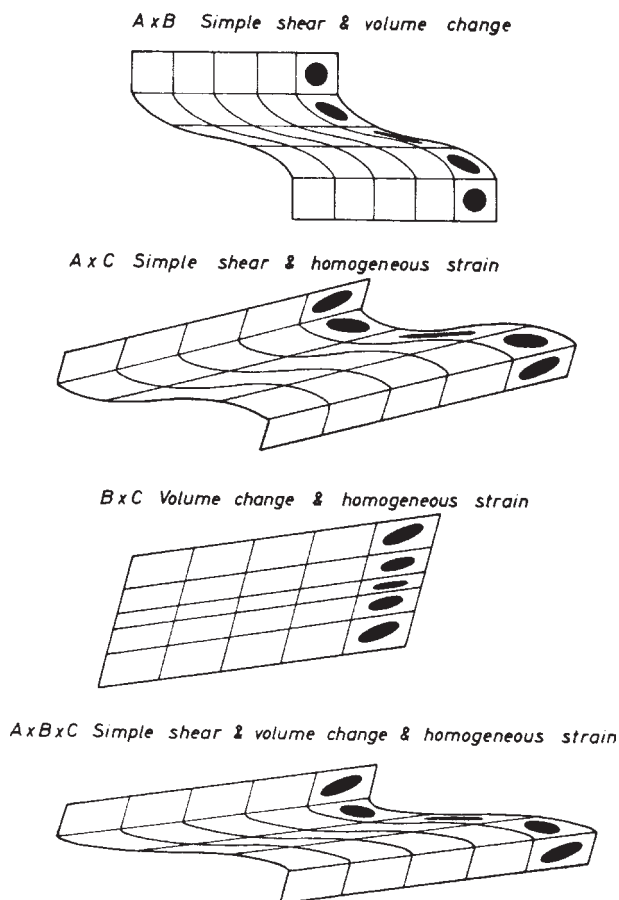


Figura 6-89- Varias combinaciones de tres mecanismos de deformación interna: cizallamiento simple heterogéneo, cizallamiento puro homogéneo y pérdida de volumen.

La compatibilidad entre áreas adyacentes con intensidades diferentes de deformación puede también deberse a cambios de volumen, como en el caso de las filas centrales de elementos de la Fig.6-88; D es la dilatación y la gráfica de la derecha es un perfil de dilatación a través de la zona deformada. La Fig.6-89 muestra varios casos posibles de bandas con distintas deformaciones, pero todas compatibles, combinando cizallamiento simple heterogéneo, cizallamiento puro homogéneo y pérdida de volumen. Sin embargo, muchas zonas de cizalla dúctil compatibles tienen paredes sin deformación dúctil, lo que elimina el cizallamiento puro como mecanismo acompañante. Además, muchas tienen la misma

Universidad de Salamanca

densidad y composición química que su encajante, lo que sugiere que tampoco han experimentado cambios de volumen. Queda, por tanto, el mecanismo de cizallamiento simple como el causante en exclusiva de la deformación de estas zonas.

La forma de las zonas de cizalla dúctil es aproximadamente tabular y, a menudo, la deformación heterogénea se distribuye de forma que es más intensa en la parte central y decrece progresivamente hacia los bordes. Un caso muy normal es el representado en la Fig.6-87, a la izquierda, en el cual el perfil de cizallamiento es aproximadamente simétrico. Las zonas de cizalla de este tipo están representadas en la parte superior de la Fig.6-90. Sin embargo, hay zonas de cizalla ligeramente curvas y, además, las bandas con distinta intensidad de la deformación tienen a menudo geometrías curvadas (Fig.6-90, parte inferior), y no siempre muestran una disposición simétrica. En general, las zonas de cizalla se van ensanchando a medida que se forman (Fig.6-91). La parte central representa la zona que más tiempo ha estado deformándose, lo que es la causa de que suele ser la más deformada.

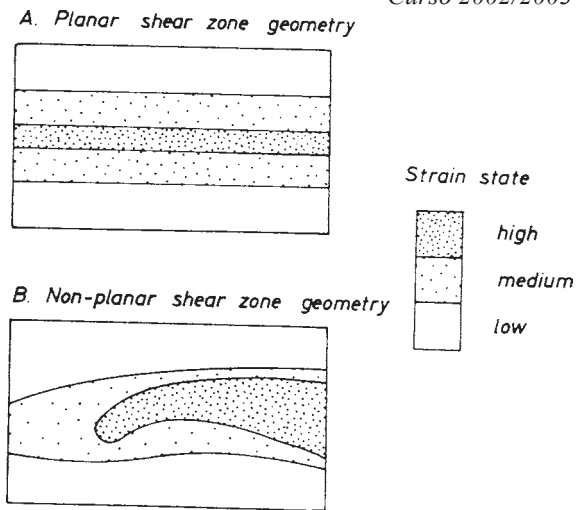


Figura 6-90- Zona de cizalla de geometría planar (A) y de geometría curva (B).

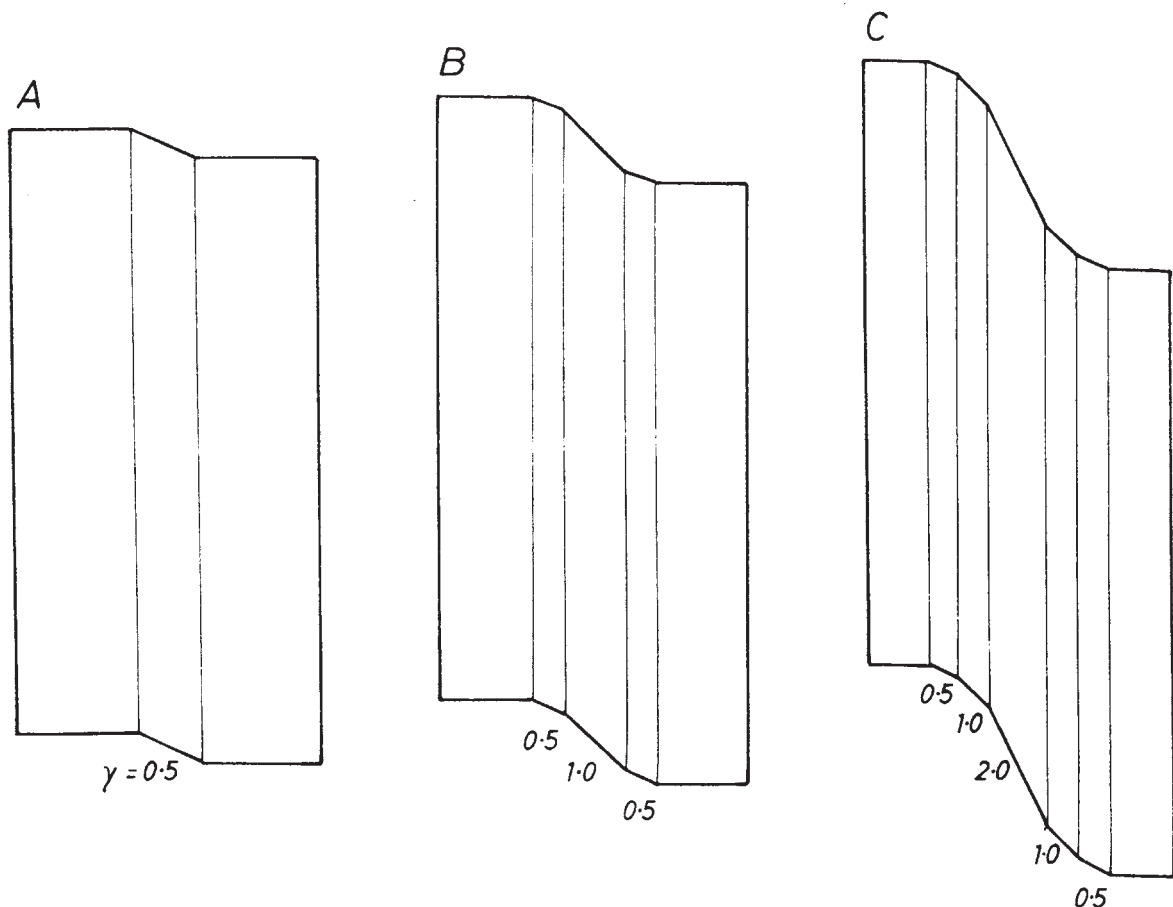


Figura 6-91- Desarrollo progresivo de una zona de cizalla dúctil heterogénea.

Las zonas de cizalla dúctiles son, desde un punto de vista cinemático, equivalentes a fallas, ya que las paredes se desplazan una con respecto a otra. Puede haberlas, por tanto, normales, inversas y de desgarre, así como combinaciones de esos tipos, exactamente igual que en el caso de las fallas. Sus tamaños son extremadamente variados. Pueden tener anchuras que van desde décimas de milímetro hasta varios kilómetros y longitudes desde milimétricas hasta de cientos o incluso algún millar de kilómetros. Se forman a profundidades suficientes para que el comportamiento de las rocas sea dúctil. Las grandes cizallas dúctiles suelen ser la prolongación en profundidad de grandes fallas o cizallas frágiles y, así, es común que los desgarres, cabalgamientos y grandes despegues normales de la parte superior de la corteza terrestre se continúen en sus partes media e inferior e, incluso, en el manto terrestre, por zonas de cizalla dúctiles con el mismo tipo de movimiento. Las cizallas dúctiles son las estructuras que muestran más deformación interna de entre todas las que pueden identificarse en la corteza terrestre.

Las cizallas dúctiles suelen formarse a 45° del esfuerzo principal mayor, es decir, según las superficies de mayor esfuerzo de cizalla, salvo que las rocas contengan niveles más débiles orientados convenientemente, en cuyo caso éstos pueden ser utilizados por la deformación de igual forma que en el caso de las fallas. A veces se forman cizallas conjugadas, como en el caso del boudinage interno que veíamos en el apartado anterior. Cuando esto sucede, se generan las cizallas en dos familias conjugadas perpendiculares entre sí (Fig. 6-86, dcha.). No necesariamente se forman todas a la vez, por lo que es probable que unas se encuentren desplazando a otras, como a la izquierda de la Fig. 6-86. Además, aunque se formen a 45° del esfuerzo mayor, como las condiciones son dúctiles, las cizallas tienden a girar y ponerse más perpendiculares al esfuerzo mayor, de la misma forma que lo hace la fractura de la Fig. 6-

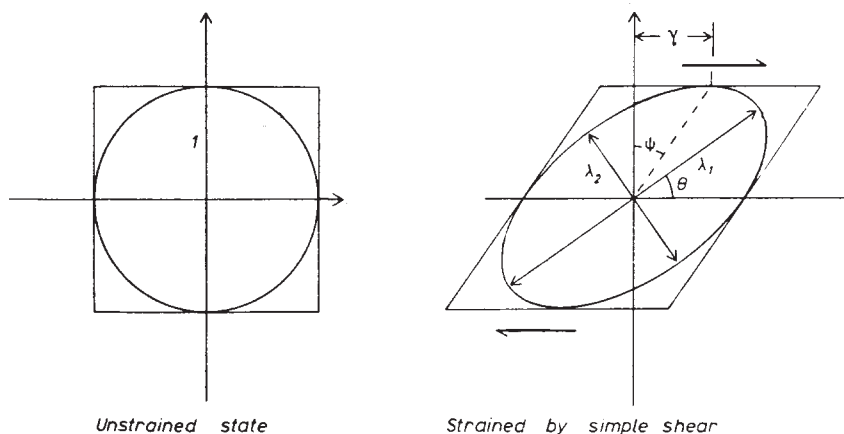


Figura 6-92- Elementos esenciales de un cizallamiento simple.

85 (dcha.). El resultado es que, a menudo, las cizallas dúctiles conjugadas forman entre sí ángulos diferentes de 90° , siendo la dirección de máximo acortamiento, que coincide con la del esfuerzo mayor, la **bisectriz del ángulo obtuso**. Obsérvese que en este caso el criterio para deducir la dirección de σ_1 es el contrario que en el caso de las fallas.

La Fig.6-92 muestra los elementos geométricos esenciales de una deformación por cizallamiento simple. Si la deformación es únicamente por este mecanismo, el elipsoide de deformación es de tipo intermedio y de “plane strain”, es decir, que en la dirección del eje Y no se produce elongación finita ni infinitesimal. A mayor cizallamiento, más se aplasta la elipse de deformación en el plano de la sección transversal a la zona (ver Fig.6-87 izda.), mayor es el eje X, menor el eje Z y menor el ángulo que forma el plano XY con el plano de cizallamiento. El ángulo de cizalla es ψ , el valor de la cizalla es $\gamma (= \text{tg } \psi)$ y el ángulo que forma el plano de máximo aplastamiento (XY) del elipsoide finito con el plano de cizallamiento es θ . El eje mayor de la elipse es X y el menor Z, estando el eje Y perpendicular al dibujo. Si la roca no estaba deformada previamente, se formará un clivaje o foliación tectónica a un ángulo θ del plano de cizallamiento, pues el clivaje es paralelo al plano de máximo aplastamiento. La relación entre ese ángulo y el valor de la cizalla viene expresada por la ecuación:

$$\text{tg } 2\theta = 2/\gamma .$$

Por otra parte, los ejes mayor y menor del elipsoide de deformación pueden calcularse a partir de las siguientes fórmulas, que dan sus elongaciones cuadráticas ($\lambda = S^2 = (1 + e)^2$):

$$\lambda_x = [\gamma^2 + 2 + \gamma \sqrt{\gamma^2 + 4}] / 2$$

$$\lambda_z = [\gamma^2 + 2 - \gamma \sqrt{\gamma^2 + 4}] / 2 .$$

Con el primer incremento infinitesimal de deformación, el plano de máximo aplastamiento está a 45° del plano de cizallamiento ($\text{tg } 2\theta = 2/0 = \infty$; $2\theta = 90^\circ$; $\theta = 45^\circ$), pero el aplastamiento es tan pequeño que no se forma clivaje. El primer clivaje aparece aproximadamente cuando $\theta = 35^\circ$ a 40° , es decir, a unos 35° ó 40° y, cuanto más progresa la deformación, más intenso se hace y menor es el ángulo que forma con el plano de cizallamiento. Para dar una idea de las relaciones entre ψ , γ , θ y el elipsoide de deformación, se han calculado la relación entre los ejes mayor y menor (X/Z) del elipsoide y el ángulo que forma su plano de máximo aplastamiento con el plano de cizallamiento (θ) para distintos valores de la cizalla:

γ	ψ	θ	X/Z
1	45°	$31'71^\circ$	2'62
2	$63'43^\circ$	$22'50^\circ$	5'83
5	$78'69^\circ$	$10'90^\circ$	26'96
10	$84'29^\circ$	$5'65^\circ$	101'99
20	$87'14$	$2'85^\circ$	401'99
50	$88'85^\circ$	$1'14^\circ$	2.501'99
100	$89'42^\circ$	$0'57^\circ$	10.001'99

Como puede observarse, para valores de la cizalla del orden de varias decenas, comunes en la naturaleza, el clivaje o foliación se dispone prácticamente paralelo al plano de cizallamiento y el elipsoide de deformación tiene un eje mayor varios miles de veces más grande que el eje menor (aproximadamente,

la relación X/Z es casi igual al cuadrado del valor de γ para valores de éste parámetro superiores a 5). Eso se traduce en el desarrollo de una foliación de intensidad excepcional, acompañada de una lineación mineral igualmente fortísima. De hecho, las estructuras más características de las zonas de cizalla dúctiles son una **foliación** y una **lineación mineral** y, si hay objetos pretectónicos, una lineación de estiramiento.

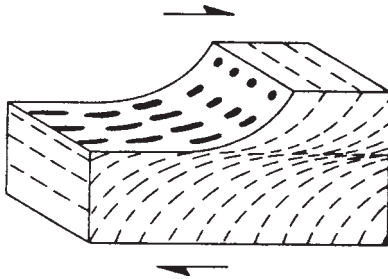


Figura 6-93- Distribución de la deformación en una zona de cizalla dúctil. Obsérvese la disposición sigmoïdal del plano de máximo acortamiento (trazos).

Para deformaciones grandes, la estructura planar que se forma es de un tipo especial, debido a la extraordinaria cantidad de deformación involucrada, y se denomina **foliación milonítica**. Esta estructura se describirá en el capítulo siguiente al tratar de las milonitas, rocas formadas por cizallamiento dúctil de gran intensidad.

La Fig. 6-93 muestra una zona de cizalla con un gradiente de deformación hacia el centro. En los bordes, donde la deformación es de baja intensidad, el clivaje forma un ángulo grande con las paredes, del orden de 40° , mientras que en el centro, la deformación es muy fuerte y el clivaje está casi paralelo a los límites de la zona. Esta disposición del clivaje se denomina sigmoïdal y es típica de las zonas

de cizalla. La lineación está contenida en el plano de la foliación y es casi inapreciable en las zonas poco deformadas, haciéndose muy patente hacia el centro. Esto es consecuencia de la forma del elipsoide de deformación, habiéndose representado en la Fig. 6-93 las elipses de deformación en uno de los planos de la foliación. La Fig. 6-94 representa una zona de cizalla con gradiente de deformación que aumenta hacia abajo. Se ha representado la orientación del plano de máximo aplastamiento para distintos valores de γ .

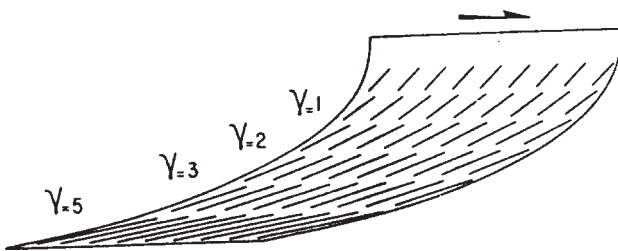


Figura 6-94- Orientación del plano de máximo aplastamiento para distintos valores de la cizalla.

A menudo, existe una tendencia a suponer que un clivaje o foliación se ha desarrollado por un esfuerzo compresivo que actuó perpendicularmente a él sin variaciones importantes a lo largo del tiempo. Mientras en el caso de una deformación de tipo cizallamiento puro esto es razonable, en un cizallamiento simple no lo es: si la deformación es intensa, la foliación es casi paralela al plano de cizallamiento, **el cual está a unos 45° del**

esfuerzo mayor si no ha sufrido ninguna rotación. Por eso, lo mejor es hablar de deformación y no de esfuerzos cuando se trata de clivajes: la dirección de máximo acortamiento finito es normal al clivaje, pero el esfuerzo mayor no necesariamente cumplió esa condición.

Si la zona de cizalla afecta a superficies preexistentes, éstas sufrirán una **reorientación** y, además, estiramiento o acortamiento, según su orientación, lo que se traducirá en plegamiento o boudinage de las mismas si corresponden a niveles con contrastes de competencia. La Fig. 6-95 muestra tres marcadores pasivos, p. ej. tres venas o filones con distintas orientaciones, afectados por una cizalla dúctil. Al principio,

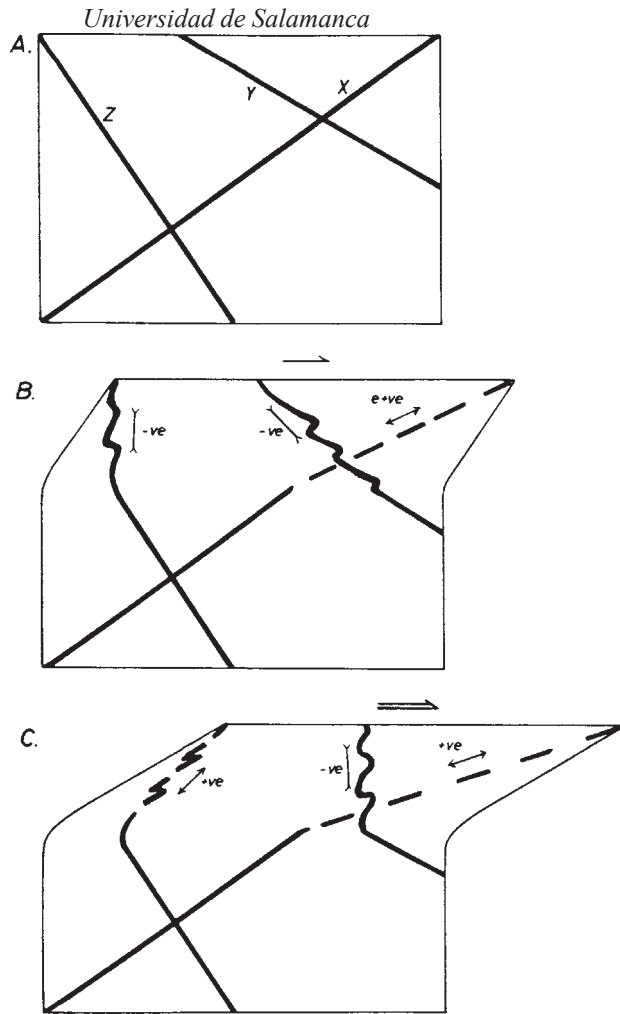


Figura 6-95- Efectos del cizallamiento sobre tres marcadores orientados de manera diferente.

un **marcador activo**, ya que se orienta hasta casi paralelizarse con la cizalla pero, a la vez, se está recreando, a base de deformación interna y recristalización de los minerales. La orientación de la foliación en cada punto es una especie de compromiso entre la de la esquistosidad previa y la que se hubiera formado si no hubiese ya una. El dique de aplita, en cambio, se comporta como un **marcador pasivo** y simplemente se deforma. Claro que sus minerales se deforman y recristalizan y que adquiere una foliación, pero sus bordes no se están recreando. Fuera de la cizalla, el dique buza más que la esquistosidad en el granito. Si ambas estructuras se hubieran comportado pasivamente, la relación angular entre ellas se

X se alarga mientras que Y y Z se acortan. Más adelante, el marcador Z pasa al campo del alargamiento y, si la deformación continúa, incluso el marcador Y se alargaría. La fórmula que relaciona la orientación de un marcador pasivo antes y después de la deformación con el valor de la cizalla es (Fig.6-96):

$$\cotg \alpha' = \cotg \alpha + \gamma.$$

Dado que fuera de la cizalla el marcador no ha sido reorientado, tanto α como α' se conocen, lo que puede servir para calcular γ . Es decir, tanto los marcadores pasivos como la foliación desarrollada por el cizallamiento simple pueden utilizarse para calcular el valor de la cizalla (esta última mediante la fórmula: $\tg 2\theta = 2/\gamma$).

Más problemático es cuando la roca ya tenía una foliación y ésta es reorientada, como en el caso de la Fig.6-97 que representa un afloramiento vertical de un granito con un dique de aplita. El granito tenía una esquistosidad antes de ser afectado por la zona de cizalla que hay en la parte superior de la figura. Esta esquistosidad se comporta como

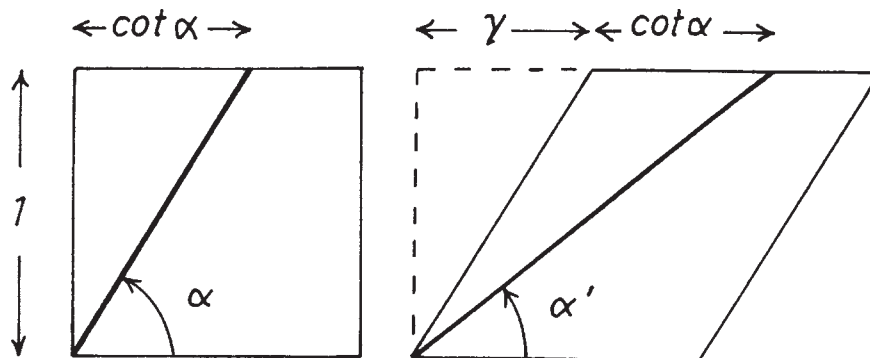


Figura 6-96- Cambio en la orientación de un marcador pasivo en un cizallamiento simple.

mantendrían dentro de la zona de cizalla, pese a que los ángulos habrían cambiado. Como la esquistosidad es un marcador activo, las relaciones pueden cambiar y, de hecho, así ha sucedido en este caso: la foliación buza más que el dique en la parte superior del afloramiento, dentro de la zona de cizalla. En

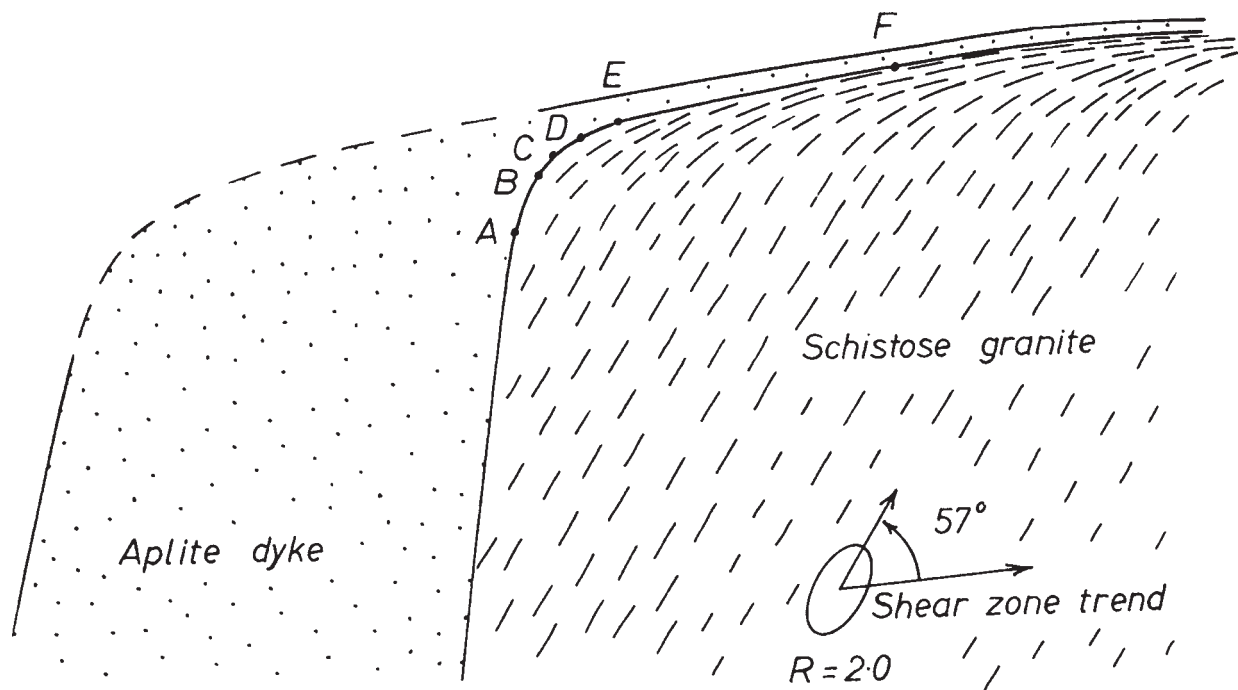


Figura 6-97- Deformación en una zona de cizalla de un granito previamente esquistosado y de un filón aplítico.

casos como este, la orientación de la foliación no puede usarse para determinar el valor de la cizalla.

El cizallamiento simple heterogéneo produce pliegues, que son de tipo similar *sensu stricto*. P. ej., los límites superior e inferior del rectángulo inicial de la Fig.6-91 se han plegado exactamente igual, y lo mismo puede decirse de los dos bordes del dique aplítico de la Fig.6-97. Sin embargo no son estos pliegues, formados por los marcadores pasivos entre el interior y el exterior de la banda cizallada los más llamativos ni interesantes, sino las estructuras que aparecen confinadas en su interior. Aparte de las fábricas de forma, las estructuras más importantes en la cizallas dúctiles con deformación muy intensa son los boudins y los pliegues. Los boudins son abundantísimos cuando hay capas competentes, pues la mayor parte de las capas o filones acaban cayendo tarde o temprano en el campo del estiramiento (Fig.6-95). Los pliegues pueden formarse en el curso del cizallamiento o bien podían existir en la roca

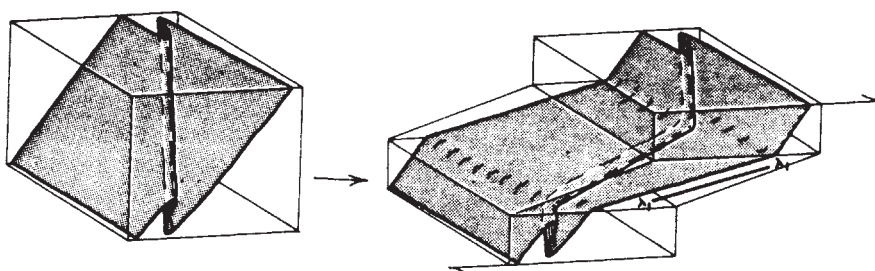


Figura 6-98- Cizallamiento de pliegues previos oblicuos a la zona de cizalla.

con anterioridad, pero en ambos casos tienden a paralelizar sus charnelas a la lineación mineral. Esto es consecuencia de la enorme cantidad de elongación que puede acumularse en una cizalla dúctil, que provoca la convergencia de todas las estructuras lineares hacia el eje mayor del elipsoide.

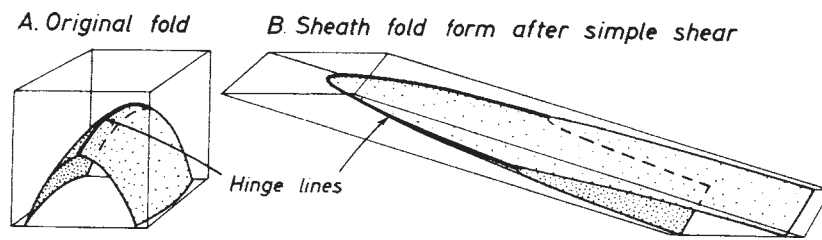


Figura 6-99- Cizallamiento simple de un pliegue abierto con la charnela ligeramente curva.

La Fig.6-98 muestra la reorientación de ejes de pliegues preexistentes. La Fig.6-99 muestra el cizallamiento simple de un pliegue no muy apretado con una charnela ligeramente curva: obsérvese que el pliegue se hace más apretado y la curvatura de la charnela se exagera mucho, dividiéndose en dos ramas que se reorientan hasta casi paralelizarse con el eje mayor de la deformación. Los pliegues de las cizallas dúctiles suelen ser isoclinales y mostrar una gran dispersión en la orientación de sus charnelas, debida al distinto grado de reorientación experimentado. Son también muy frecuentes los pliegues con charnelas muy curvas. La Fig.6-100 muestra un ejemplo, extraído de un experimento con capas de plastilina, de cómo pequeñas irregularidades iniciales son amplificadas para distintos valores de la cizalla. De los pliegues de partida, muy abiertos y de poca amplitud, se pasa a pliegues isoclinales con charnelas curvas. En los casos de las Figs.6-99 y 6-100, el cizallamiento simple es homogéneo, y la curvatura de las charnelas se debe a la amplificación de débiles curvaturas iniciales. La Fig.6-101 muestra otro caso también posible: la existencia de heterogeneidades en el flujo de materia durante el cizallamiento. Si unos puntos se desplazan más que otros, las charnelas inicialmente rectas (como la nº 3) pueden pasar a ser fuertemente curvas (nº 3'). Los pliegues como los numerados 1', 2' y 3' de la Fig.6-101 se llaman

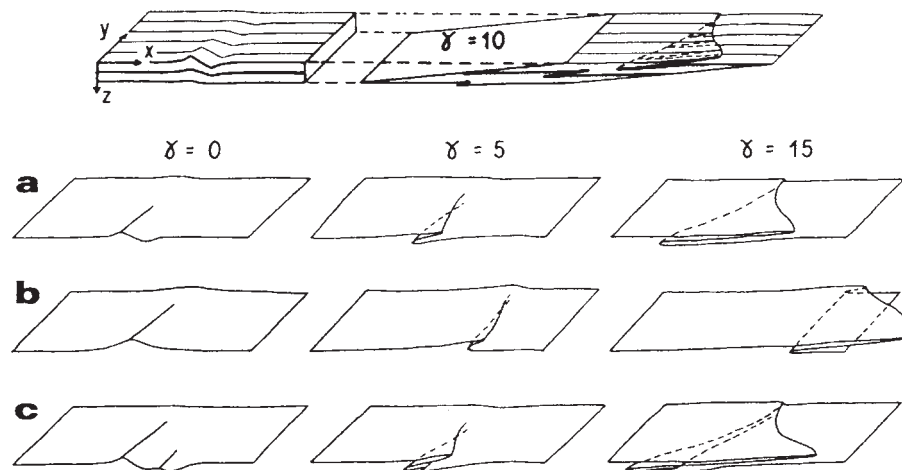


Figura 6-100- Desarrollo de pliegues similares muy aplastados y con fuerte dispersión de las charnelas por cizallamiento simple a partir de pequeños pliegues iniciales.

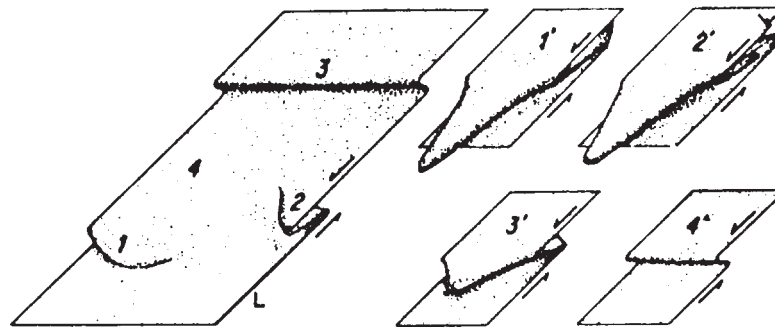


Figura 6-101- Formación de pliegues en vaina por flujo inhomogéneo en la dirección de cizallamiento.

pliegues en vaina (“sheath folds”) y cuando están cortados más o menos perpendicularmente a la zona donde la charnela da la vuelta, las capas aparecen como formas cerradas concéntricas, aunque aplastadas (Fig.6-102), por lo que también se han llamado pliegues “en brazo de gitano”.

Los pliegues son prácticamente siempre asimétricos, tanto si se han formado en el curso del cizallamiento como si existían en la roca con anterioridad. Si existían, su asimetría puede ser cualquiera, y si son de nueva generación, también. P. ej., el marcador Z de la Fig.6-95 está orientado de forma que desarrolla pliegues con asimetría S, mientras que el marcador Y genera pliegues con asimetría Z aunque, en el último estadio, ésta se ha transformado en S. No obstante, el cizallamiento simple de gran intensidad tiene como efecto el orientar a las capas prácticamente paralelas al plano de cizallamiento. La mayor parte de los pliegues que se generan, lo hacen a partir de capas que están así orientadas, por desarrollo de pequeños pliegues que se amplifican (Figs.6-100 y 6-101). Estos pliegues sí guardan una relación con la cinemática de la cizalla: tienen asimetría Z cuando la cizalla es dextra vista en sección (Fig.6-100) y asimetría S cuando es senestra (Fig.6-101 secciones de la derecha). Obsérvese que en este último caso, si mirásemos la sección que queda a la izquierda, veríamos la cizalla como dextra y los pliegues con asimetría Z.

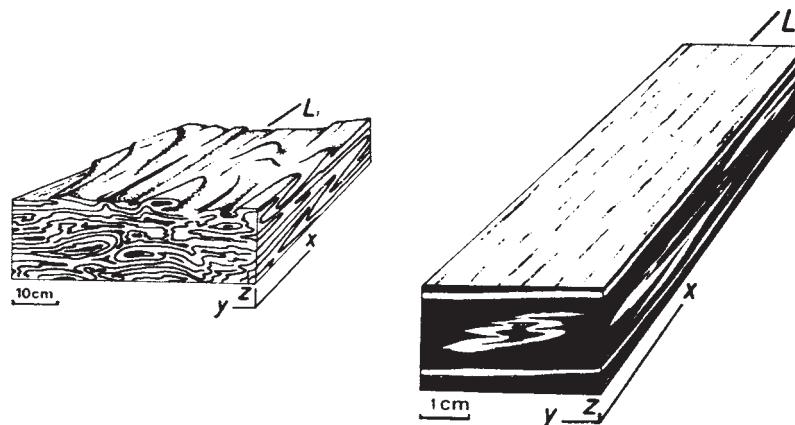


Figura 6-102- Pliegues en vaina con charnela extremadamente curva. Las charnelas son, en su mayor parte subparalelas a la lineación mineral. A la derecha, perfiles típicos de estos pliegues en planos normales a la foliación y paralelo y perpendicular a la lineación.

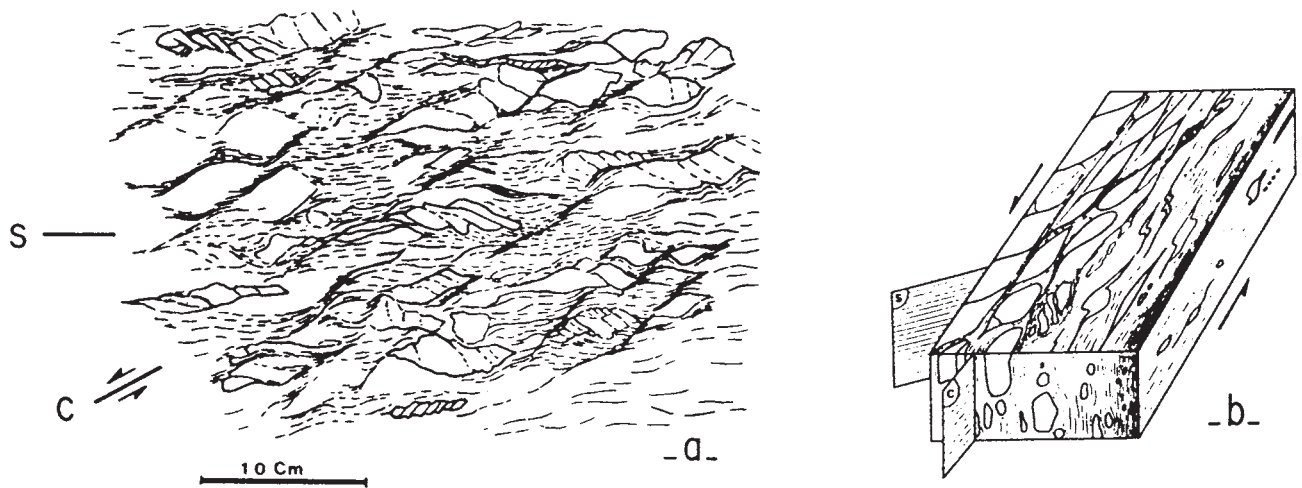


Figura 6-96- Dos aspectos de estructuras S-C en granitos deformados (gneises).

Una característica común en algunas zonas de cizalla son las llamadas **estructuras S-C** o **clivaje de crenulación extensional** (“extensional crenulation cleavage” ó **ecc**), que consisten en una serie de **bandas de cizalla (C)** de espesor milimétrico separadas unos cuantos milímetros o centímetros (Figs.6-103 y 6-104). Estas bandas se llaman también **microcizallas**. En los microlitones que quedan entre las cizallas, la roca muestra una foliación oblicua (S) a las mismas y de geometría sigmoidal, paralelizándose asintóticamente a las microcizallas al aproximarse a ellas. Se llama crenulación extensional porque la foliación aparece formando pequeños pliegues, los sigmoides, pero la estructura implica el alargamiento paralelo a la foliación, en lugar del acortamiento que normalmente se produce en los clivajes de crenulación comunes. Las bandas de cizalla son equivalentes a **kink-bands extensionales** (Fig.6-86). La diferencia es que esta última denominación debe reservarse para cuando los plieguecillos son de flancos rectos.

Las estructuras S-C se dan con frecuencia en granitos y en esquistos. En este último caso, a menudo las microcizallas se anastomosan dando lugar a microlitones lenticulares que dan a a la roca un aspecto que recuerda vagamente al de un conglomerado. Estas rocas se denominan **esquistos de botones**

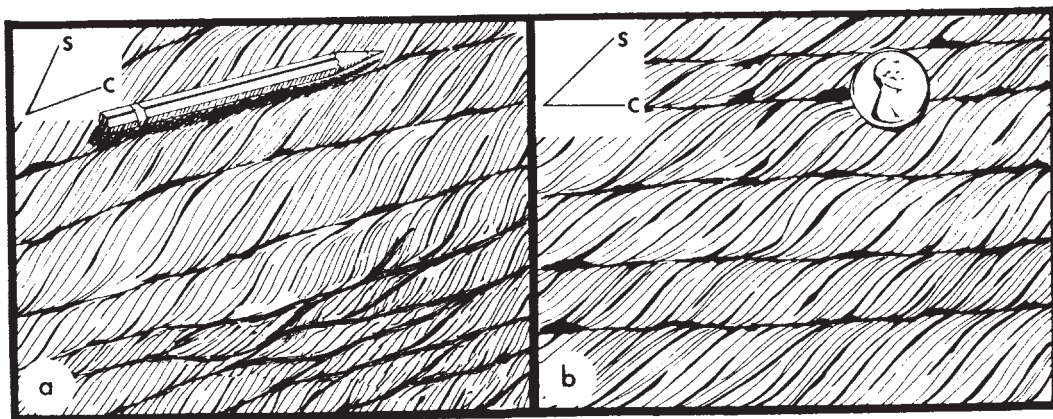


Figura 6-104- Dos aspectos de estructuras S-C en esquistos. A la izquierda, abajo, puede apreciarse el anastomosamiento de las microcizallas que dan lugar a los esquistos de botones.

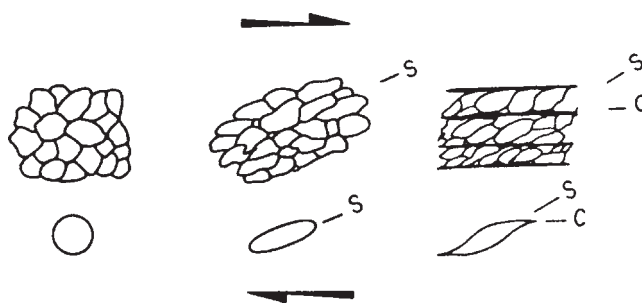


Figura 6-105- La formación de las estructuras S-C vista esquemáticamente a escala de los granos.

(Fig.6-104). Las microcizallas son como zonas de cizalla dentro de zonas de cizalla y casi siempre tienen el mismo sentido de movimiento que la cizalla mayor en la que se encuentran (la excepción son algunas cizallas conjugadas que pueden aparecer). A veces se dan también con independencia de zonas de cizalla mayores, pero si se encuentran en una banda y predominan microcizallas con una orientación y sentido de movimiento constante, es casi seguro que forman parte de una cizalla mayor.

La formación de estas estructuras se muestra en la Fig.6-105 a escala de los granos. La foliación suele desarrollarse primero y, en determinado momento, comienzan a formarse las cizallas, que cortan a la foliación y la doblan en sus proximidades. La orientación de las microcizallas no siempre es paralela a la de la cizalla mayor sino que, a menudo, se forman a 10° ó más grados de ella, de manera parecida a como lo hacen las fracturas R y R' en las zonas de cizalla frágil. Las orientaciones de los sistemas de ecc ó microcizallas que pueden aparecer en una zona de cizalla pueden verse en la Fig.6-106. Su autor denomina estructuras C a las microcizallas paralelas a la cizalla mayor y ecc a las oblicuas, distinguiendo entre las que tienen el mismo sentido de cizallamiento que la mayor (ecc1) y las conjugadas (ecc2). Las estructuras S-C ó ecc son muy útiles porque ayudan a identificar zonas de cizalla y a deducir su sentido de movimiento: el cizallamiento sufrido por la foliación en cada microcizalla, indicado por los extremos de los sigmoides, es del mismo sentido que el de la cizalla mayor, salvo que sea una familia conjugada del tipo ecc2, pero éstas suelen ser menos abundantes que las ecc1.

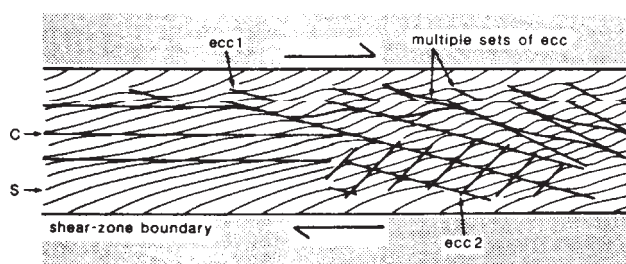


Figura 6-106- Diagrama que ilustra las distintas familias de microcizallas o sistemas de eccs (*extensional crenulation cleavage*) en una zona de cizalla dúctil.



Figura 6-107- Sujeto pretectónico deformado por cizallamiento simple homogéneo. Se comporta como un marcador pasivo.

6.6-ROCAS PRODUCIDAS POR DEFORMACION

6.6.1.-ROCAS DE METAMORFISMO DINAMOTERMICO

Las rocas metamórficas son las que han experimentado cambios en su textura y en su composición mineralógica y/o química desde el momento de su formación. Metamorfismo es el proceso o conjunto de procesos que producen esos cambios y puede ser de varios tipos. **Metamorfismo dinamotérmico o regional** es el producido por el efecto combinado de esfuerzos diferenciales y de temperaturas más o menos grandes. Este tipo afecta normalmente a grandes volúmenes de rocas que se encuentran a una cierta profundidad y que, cuando son expuestas en superficie por efecto de la denudación, abarcan grandes áreas, de ahí el nombre de regional. El **metamorfismo dinámico** es el producido como consecuencia fundamentalmente de la actuación de esfuerzos diferenciales, aunque la T influye en las clases de rocas que se generan. Se incluyen dentro de este tipo los cambios producidos en las rocas en las zonas de falla o, más exactamente, en las zonas de cizalla, sean éstas frágiles o dúctiles. El **metamorfismo de impacto o choque** es el producido por el impacto de un meteorito. El **metamorfismo térmico o de contacto** se produce cuando un cuerpo fundido, p. ej., un granito, se emplaza junto a una roca fría. El calor aportado por el magma fundido induce transformaciones mineralógicas y texturales en las rocas encajantes. Finalmente, se denomina **metasomatismo** al metamorfismo que involucra cambios en la composición química, lo que sucede a menudo en casos de metamorfismo de contacto: el cuerpo fundido no sólo aporta calor sino, además, fluidos que pueden interactuar con su encajante produciendo cambios composicionales.

De los anteriores tipos, sólo el denominado regional suele afectar a volúmenes de roca muy grandes y se produce en el curso de las orogenias. El metamorfismo de contacto o el de impacto están limitados a las proximidades del cuerpo intrusivo o del cráter de impacto y el metamorfismo dinámico se limita a

las zonas de cizalla. Aunque los cuerpos intrusivos y las zonas de cizalla pueden ser muy grandes (afloramientos de decenas a centenares de km²), no suelen serlo tanto como las áreas metamórficas de las orogenias, que pueden aflorar a lo largo de centeranes de miles o millones de km². De hecho, los cuerpos intrusivos y las zonas de cizalla son elementos constitutivos de muchas orogenias, es decir, son partes del cinturón orogénico. Los cráteres de impacto pueden ser muy grandes y, de hecho, algunos de los conservados en el sistema solar tienen más de 1000 km de diámetro. Sin embargo, los que se conservan en la Tierra raramente superan los 100 km.

Por otra parte, sólo los tres primeros tipos de metamorfismo, el dinamotérmico, el dinámico y el de impacto, llevan siempre asociada deformación. El metamorfismo térmico no tiene por qué estar relacionado con ninguna deformación de las rocas (aunque puede estarlo, ya que si p. ej., un granito se está emplazando diapíricamente, suele inducir una cierta deformación en su encajante más próximo). Este capítulo es una introducción a las rocas producidas por deformación a partir de rocas previas y, en consecuencia, trata de las rocas metamórficas de los tres primeros tipos. En el presente apartado trataremos de las rocas de metamorfismo regional o dinamotérmico. No es un tratado de petrología metamórfica, tema que excede en mucho el propósito del capítulo y que constituye una disciplina aparte, sino una introducción en la que se hará hincapié en los aspectos debidos a la deformación más que en los debidos a las temperaturas. En esencia, no trataremos de los minerales que aparecen según las diferentes condiciones de P y T sino, sobre todo, de las relaciones de esos minerales con las fábricas que se están desarrollando simultáneamente.

El **metamorfismo dinamotérmico** transforma las rocas sedimentarias e ígneas en rocas metamórficas y puede también transformar unas rocas metamórficas en otras diferentes. En el capítulo anterior veíamos que el metamorfismo regional puede subdividirse de acuerdo, sobre todo, con la temperatura, en **grado muy bajo** (200° a 350°C), **bajo** (350° a 500°C), **medio** (500° a 650°C) y **alto** (>650°C). La anterior clasificación depende de la temperatura, aunque los límites no son muy precisos porque también depende un poco de la presión. Cada uno de los tipos se da en una zona de la corteza que está a una determinada profundidad. Estas zonas, correspondientes a los distintos grados, se denominan **anchizona** (muy bajo), **epizona** (bajo), **mesozona** (medio) y **catazona** (alto). Existe también una clasificación del metamorfismo según la presión, en lo que se denominan los **tipos béricos de metamorfismo**, que son tres: de baja presión, de presión intermedia y de alta presión. Los tipos béricos no se clasifican según unos límites de P, sino que la clasificación es según la P en relación con la T, es decir, según lo que se denomina el gradiente geotérmico, que expresa el aumento de la T con la profundidad.

Veamos un poco en detalle qué quiere decir esto. En un continente, la temperatura aumenta con la profundidad a razón de entre 20° y 30°C/km y la P unos 260 bars/km. Supongamos que el gradiente geotérmico en una determinada región es de 25°C/km. A partir de 8 km de profundidad (200°C) puede producirse metamorfismo, que será de grado muy bajo hasta unos 14 km (350°C), luego de grado bajo, más abajo de grado medio y puede alcanzarse el grado alto a unos 26 km de profundidad (650°C). Sin

embargo, siempre será de **presión intermedia**, el tipo bórico caracterizado por el gradiente geotérmico típico de los continentes, entre 20° y 30°C/km. Si en otra región el gradiente geotérmico es, p. ej., de 10°C/km, el metamorfismo empezará a los 20 km de profundidad (200°C), es decir, empezará a una presión mucho mayor, y los diferentes grados se alcanzarán a profundidades cada vez mayores (p. ej., se necesitan unos 65 km para entrar en el grado alto). Esto es lo que se denomina un **metamorfismo de alta presión**. Similarmente, una región con un gradiente geotérmico de, p. ej., 50°C/km, empezará a sufrir metamorfismo a partir de 4 km de profundidad y el grado alto se alcanzará a sólo 13 km. Será por tanto un **metamorfismo de baja presión**.

Un proceso metamórfico que transforme una roca en otra por aumento de la temperatura se denomina un **metamorfismo progrado**, mientras que si la transformación de las rocas se produce por disminución de la temperatura se denomina **metamorfismo retrógrado**. El metamorfismo regional es a menudo progrado mientras que el dinámico suele ser retrógrado, por razones que más adelante veremos. Los minerales que se desarrollan durante el metamorfismo constituyen lo que se denomina una **paragénesis metamórfica** y dependen de las condiciones de P y T. Por tanto, la identificación de las paragénesis permite deducir las condiciones de metamorfismo o si éste ha sido progrado o retrógrado. Como sucede con la deformación, pueden existir varios episodios o **fases de metamorfismo** y cada una de las fases desarrollará sus propias paragénesis, destruyendo total o parcialmente las anteriores.

La denominación de las rocas metamórficas consiste, a menudo, en anteponer el **prefijo meta-** al nombre de la roca de partida. P. ej., una metaarenisca es una arenisca metamorfizada y un metagranito es un granito metamorfizado. No obstante, hay muchos nombres que se usan exclusivamente para rocas metamórficas y algunos de ellos corresponden a rocas tan comunes que conviene mencionarlos. Las arcillas son un grupo de minerales y las rocas sedimentarias detríticas constituidas esencialmente por arcillas se denominan argilitas (“shales”). Las capas arcillosas metamorfizadas no se denominan metaarcillas ni metaargilitas, sino pizarras, filitas, esquistos y gneises. **Pizarras** (“slates”) son argilitas o limolitas con metamorfismo regional de grado muy bajo o bajo y clivaje grosero o pizarroso (la diferencia entre argilitas y limolitas es el tamaño de grano: <4 μ para las primeras y comprendido entre 4 y 62 μ para las segundas). **Filitas** se usa para rocas arcillosas o limolíticas que han sufrido un metamorfismo de grado muy bajo o bajo pero que tienen tamaños de grano suficientemente grandes como para proporcionar un brillo satinado a la roca, aunque no sean visibles a simple vista. **Esquisto** (“schist”) se usa para rocas con granos visibles. Las arcillas y limolitas, e incluso las areniscas arcillosas, se transforman en **esquistos micáceos** por metamorfismo de grados bajo y medio. Si tienen una mica característica, pueden denominarse esquistos moscovíticos o biotíticos, y si tienen algún otro mineral que por alguna razón convenga resaltar, se pueden usar términos tales como esquisto granatífero, anfibólico, andalucítico, sillimanítico, etc.

Gneis o **neis** (“gneiss”) es una roca metamórfica con bandeo gnéisico. Puede provenir de una arcilla o de una limolita, pero también de una arcosa, de una roca volcánica o de una roca plutónica. También se le puede añadir un adjetivo calificativo que resalte la presencia de un determinado mineral o

grupo de minerales: gneis micáceo, biotítico, plagioclásico, anfibólico, piroxénico, etc. Por otra parte, si se conoce el tipo de roca original, se usan a veces los prefijos orto- y para-: **ortogneis** es un gneis que deriva de una roca ígnea y **paragneis** es el derivado de una roca sedimentaria.

Las calizas con metamorfismo de grado muy bajo y bajo se siguen llamando calizas, pese a que el término correcto sería el de metacalizas. Cuando el metamorfismo ha sido mayor, de grado medio o alto, se transforman en **mármoles**, esencialmente por recristalización con aumento del tamaño de grano. Las margas, rocas formadas por arcillas y carbonatos, se transforman en pizarras calcáreas durante el metamorfismo de grados muy bajo y bajo. No obstante, la denominación que suele usarse es la de **calcoesquistos**, pese a que el clivaje es de tipo pizarroso y no una esquistosidad. En grados medio y alto, esas rocas se transforman en distintos tipos de **rocas de silicatos cálcicos**, de entre las que son comunes los **paragneises anfibólicos** y **piroxénicos**.

Las rocas ígneas ácidas (>55% SiO₂) se denominan con el prefijo meta- seguido de su nombre: **metariolita**, **metagranito**, etc. En grados medio y alto suelen transformarse en **ortogneises**. Las rocas ígneas básicas (entre 45% y 55% de SiO₂) se transforman en diferentes tipos de rocas metamórficas según el grado. En grados muy bajos y bajos se convierten en **esquistos verdes**, en realidad un tipo de pizarras o esquistos con mucha clorita y/o epidota, minerales que dan color verdoso a la roca. En metamorfismo de alta presión, las mismas rocas dan los **esquistos azules**, así llamados por la abundancia de un anfíbol azul, la glaucofana. En grado medio, se transforman en **anfibolitas**, más concretamente, **ortoanfibolitas**, ya que algunas rocas sedimentarias de composición adecuada también pueden transformarse en rocas con mucho anfíbol que se denominan **paraanfibolitas**. En grado alto, las rocas básicas se transforman en **ortogneises anfibólicos** o **piroxénicos**, **granulitas básicas** o **eclogitas**, rocas estas últimas características del metamorfismo de alta P. Con independencia de esos nombres específicos, se usa también el prefijo meta- cuando se conoce la roca original: **metabasalto**, **metagabro**, etc.

6.6.2 - LOS PORFIROBLASTOS Y MICROESTRUCTURAS ASOCIADAS

Las texturas de las rocas metamórficas y los procesos que las generan ya han sido estudiados en el capítulo anterior, en los apartados del clivaje y de las lineaciones minerales. No vamos, por tanto, a extendernos de nuevo en su descripción. Sin embargo, de lo que tratamos esencialmente en el capítulo previo es de la formación de las fábricas de forma, que afectan a la mayor parte de las rocas metamórficas, pero no de unos elementos peculiares de estas rocas denominados porfiroblastos (o porfidoblastos). El término deriva del griego: se llama porfírica a una textura consistente en granos grandes dentro de una matriz de grano fino y blastesis significa crecimiento. Los **porfiroblastos** son minerales crecidos durante el metamorfismo, que tienen un tamaño mayor que el de los constituyentes de la matriz, es decir, de la

roca alrededor de ellos. Los minerales que con más frecuencia dan porfiroblastos son el granate, las micas, sobre todo la biotita, la cordierita, la plagioclasa, los silicatos de aluminio andalucita, distena y sillimanita y los anfíboles.

Los porfiroblastos son importantes porque llevan microestructuras asociadas que permiten establecer las relaciones de la deformación con el metamorfismo, cuando se analizan al microscopio en láminas delgadas. De lo que se trata en esencia es de establecer si un tipo o tipos de porfiroblastos crecieron antes, durante o después de una determinada fase de deformación. Como los minerales que crecen en un determinado periodo son indicadores de las condiciones de metamorfismo, es decir, de la P y la T en aquel momento, sus relaciones con la deformación permiten establecer las condiciones P y T de la misma. Los porfiroblastos y, en general, todos los minerales metamórficos, se clasifican en **precinemáticos**, **sincinemáticos** y **postcinemáticos** según que crecieran antes, durante o después de una determinada fase de deformación.

Los criterios utilizados para establecer las relaciones son esencialmente de dos tipos: estructuras de deformación intracristalina y relaciones del cristal con la o las foliaciones de la matriz. Estas últimas, las foliaciones o clivajes, a veces se encuentran no sólo en la matriz, es decir, fuera del cristal, sino también dentro de él. Esto es debido a que los porfiroblastos, al crecer, engloban en cierto modo al clivaje o clivajes preexistentes, que se conservan dentro de él en forma de inclusiones. P. ej., en un esquisto, la fábrica está definida por la orientación preferente de cristales aplastados de micas y de cuarzo. Si se produce el crecimiento de un granate (Fig.6-108) u otro silicato de aluminio y/o hierro, el nuevo mineral crece a expensas de las micas, pero el cuarzo, al menos los granos más grandes, no son totalmente absorbidos por él, debido a su composición (SiO_2 puro) y quedan como inclusiones aplastadas que marcan la foliación. Los cristales con muchas inclusiones se llaman **poiquiloblastos** y cuando éstas son alargadas y con orientación preferente, probablemente marcan una foliación tectónica que ha sido conservada dentro del cristal y que se suele denominar S_i (interna) por contraposición a la S_e (externa) que existe en la matriz. En la Fig.6-108 puede verse un granate que se superpone a una foliación y posteriormente gira y crece más, en condiciones tales que no se forman inclusiones en los bordes. La S_p , marcada por inclusiones de cuarzo, es oblicua a la S_e en este caso, indicando una rotación con posterioridad al primer crecimiento.

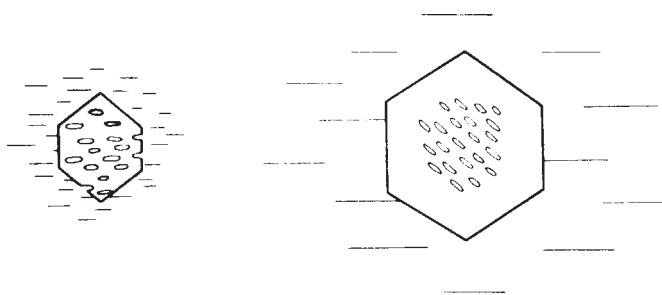


Figura 6-108- Desarrollo de un porfiroblasto de granate con inclusiones rectas. Las inclusiones configuran una textura poiquiloblástica.

al primer crecimiento. Otras inclusiones que marcan foliaciones en el interior de los cristales son las de minerales opacos, esencialmente óxidos, sulfuros y carbono en forma de grafito.

La Fig.6-109 muestra una serie de criterios indicativos de que los cristales son **precinemáticos** (o pretectónicos). (a) muestra un cristal de cuarzo con extinción ondulante

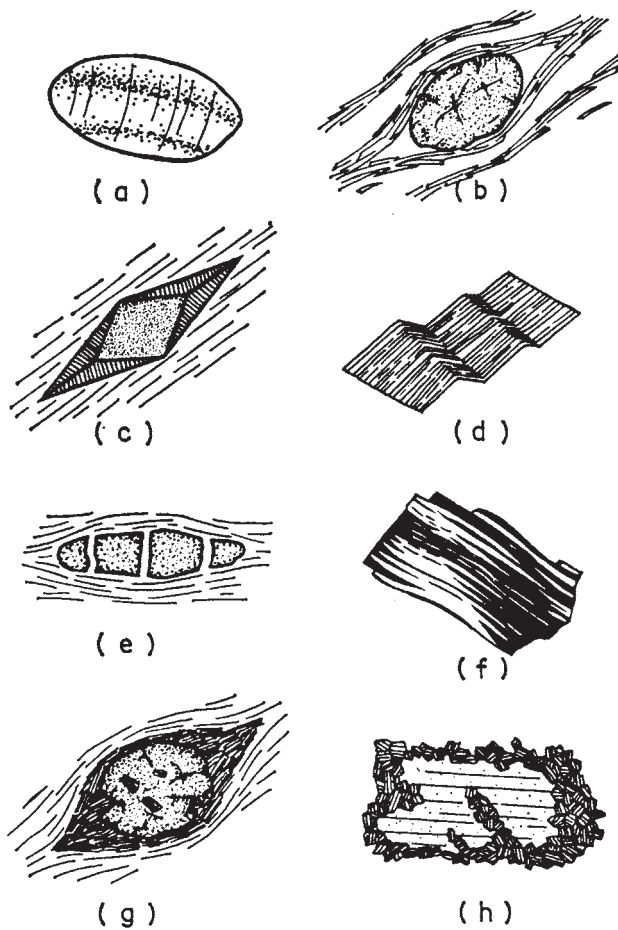


Figura 6-109- Microestructuras en cristales precinemáticos: (a) extinción ondulante y lamelas de deformación en cuarzo. (b) sombra de presión alrededor de un granate. (c) franja de presión alrededor de pirita. (d) *kinks* de biotita. (e) granate microbudinado. (f) maclas polisintéticas dobladas en plagioclasa. (g) granate transformado en sus bordes a clorita y con sombra de presión. (h) cristal de anfíbol con sus bordes transformados en pequeños cristales del mismo mineral.

(sombreado) y lamelas de deformación (rayas). (b) es una **sombra de presión** desarrollada alrededor de un porfiroblasto de granate. Este ha actuado como un objeto rígido que ha protegido la matriz a los dos lados de él, dando dos zonas aproximadamente triangulares en las que el aplastamiento ha sido menor. (c) es lo que se llama una **franja de presión**, que es una microestructura similar a la anterior pero en la cual se ha creado un espacio entre el cristal (pirita en este caso) y la matriz y se ha producido precipitación de minerales en él, en este caso fibrosos. (d) es una mica con **kinks**. (e) es un granate que ha sufrido **microboudinage**. (f) es una plagioclasa en la cual las maclas polisintéticas han sido dobladas. (g) es un granate que se está transformando en su parte externa y también en su interior, en un agregado de pequeños cristales de clorita, los cuales se disponen a su alrededor formando una sombra de presión. (h) es un anfíbol que, como en el caso anterior, se está transformando en su parte externa y también en su interior en un agregado de pequeños cristales de anfíbol, que se disponen formando una corona a su alrededor y que también penetran en su interior.

Los criterios de que el cristal ha sufrido deformación son, pues, de tres tipos: el cristal ha sufrido deformación interna (a, d, e, f), el cristal se ha comportado como un objeto rígido alrededor del cual se ha amoldado la foliación (b y e) o se ha producido crecimiento de nuevos minerales (c) y, por último, el cristal ha sufrido transformaciones en otros minerales distintos, lo cual indica que no está en equilibrio con las condiciones de P y T de la deformación (g y h). Aunque los cristales de la Fig. 6-109 son realmente precinemáticos, algunas de las microestructuras utilizadas como criterios se dan también en cristales sincinemáticos. Ello es lógico, dado que lo que los criterios indican es que el cristal ha sufrido deformación, pero ello puede deberse tanto a que existía con anterioridad, como a que se creó durante la deformación y, por tanto, sufrió una parte de la misma.

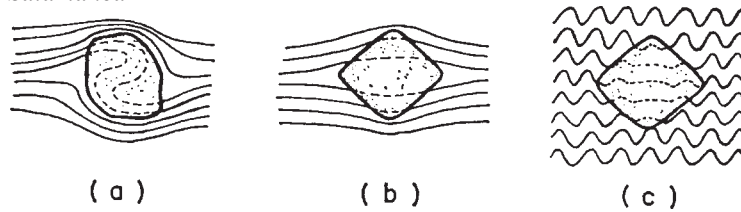


Figura 6-110- Criterios fundamentales de crecimiento sincinemático: (a) porfiroblasto con estructura en bola de nieve. (b) desarrollo progresivo de una sombra de presión. (c) estructura helicítica.

Los principales criterios de **crecimiento sincinemático** se han representado esquemáticamente en la Fig.6-110. (a) es una estructura en bola de nieve, (b) representa el desarrollo progresivo de una sombra de presión en la cual el crecimiento del porfiroblasto se produce a la vez que una foliación ya existente se aplasta a su alrededor y (c) es lo que se llama una estructura helicítica. Vamos a estudiar con más detalle cada uno de estos criterios.

Las estructuras en **bola de nieve** se forman en porfiroblastos que giran al mismo tiempo que crecen. Suelen darse en minerales de hábito casi esférico, como los granates, en condiciones de deformación fuertemente rotacional, tales como las de una zona de cizalla dúctil. La Fig.6-111 representa dos secciones de granates con estructura en bola de nieve, que consiste en que la foliación interna, marcada por inclusiones, dibuja un simoide muy pronunciado (izda.) o una figura más compleja en la cual la foliación en el centro del granate ha girado una vuelta completa (dcha.) o incluso varias vueltas con respecto a la foliación en sus bordes. La Fig.6-112 muestra cómo se genera esta estructura. Arriba, un pequeño granate está en una matriz sometida a cizallamiento simple. El flujo producido por el cizallamiento hace que las láminas superiores se desplacen hacia la derecha con respecto a las inferiores, lo que obliga al granate a girar. Debajo se han representado dos series de dibujos en los que el granate ha girado 90°, 160° y 245° al mismo tiempo que crecía rápidamente (izda.) o lentamente (dcha.). En todos los casos, la sombra de presión, compuesta por granos poligonales de cuarzo (en punteado) y la propia foliación externa, marcada por inclusiones de grafito, van siendo incorporadas por el cristal al crecer y giradas,

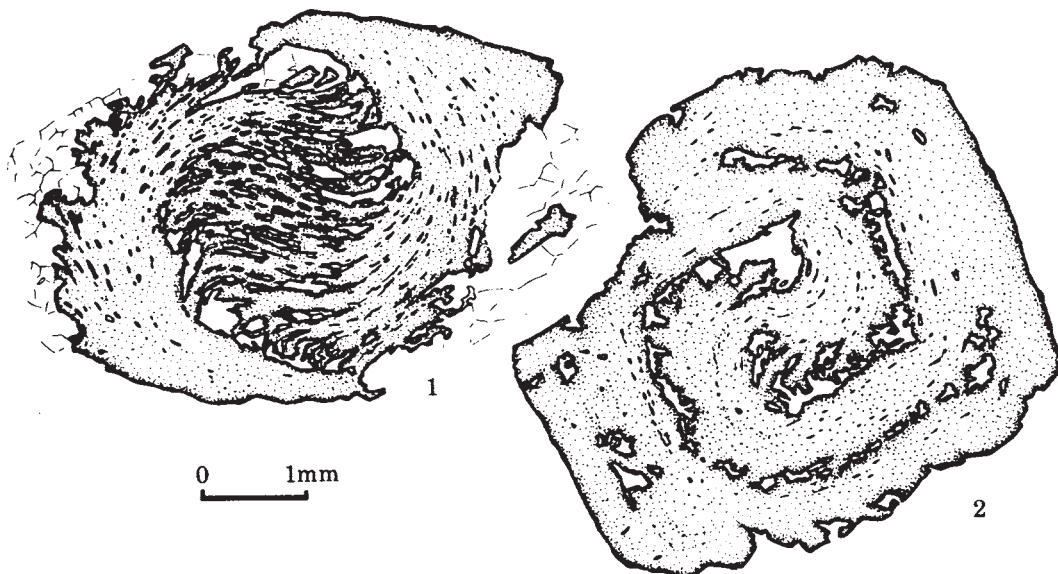


Figura 6-111- Dos ejemplos de estructura en bola de nieve en granates.

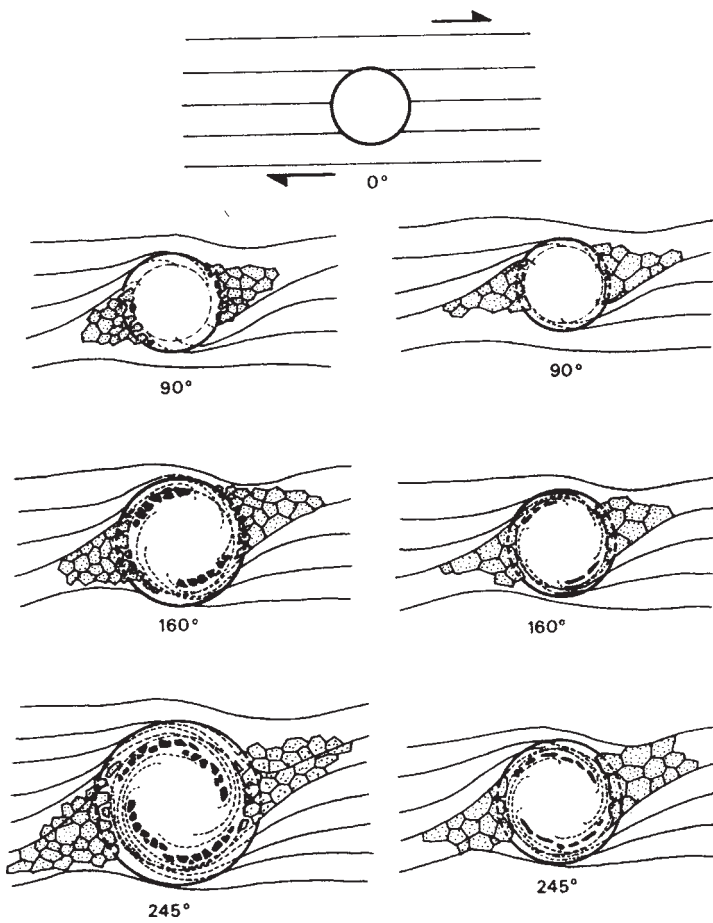


Figura 6-112- Desarrollo de una estructura en bola de nieve en un granate sincinemático dentro de una zona de cizalla dúctil. A la izquierda, el granate crece más rápidamente que a la derecha. Al crecer a la vez que gira, el granate va englobando a la foliación externa y a su propia sombra de presión.

dando lugar a la estructura, que recuerda al crecimiento de las bolas de nieve al rodar por una pendiente. La Fig.6-113 muestra dos ejemplos de desarrollo de estructura en bola de nieve en un granate que ha girado 90° en una zona de cizalla senestra (izda.) y en otro que ha girado 446° en una zona de cizalla dextra (dcha.). Obsérvese que la asimetría de la S_i es de tipo S en el primer caso y Z en el segundo.

El crecimiento de un porfiroblasto simultáneo con el aplastamiento de una foliación ya existente puede verse en la Fig.6-114 de derecha a izquierda. Como en el caso de los cristales pretectónicos (Fig.6-109 b), se forma una sombra de presión, pero con la diferencia de que el cristal, al crecer, va englobándola y aparece en su interior como una estructura curvada en la cual las superficies de S_i se aproximan entre sí hacia los extremos. En la Fig.6-115 se muestra, de dcha. a izda., el caso de un

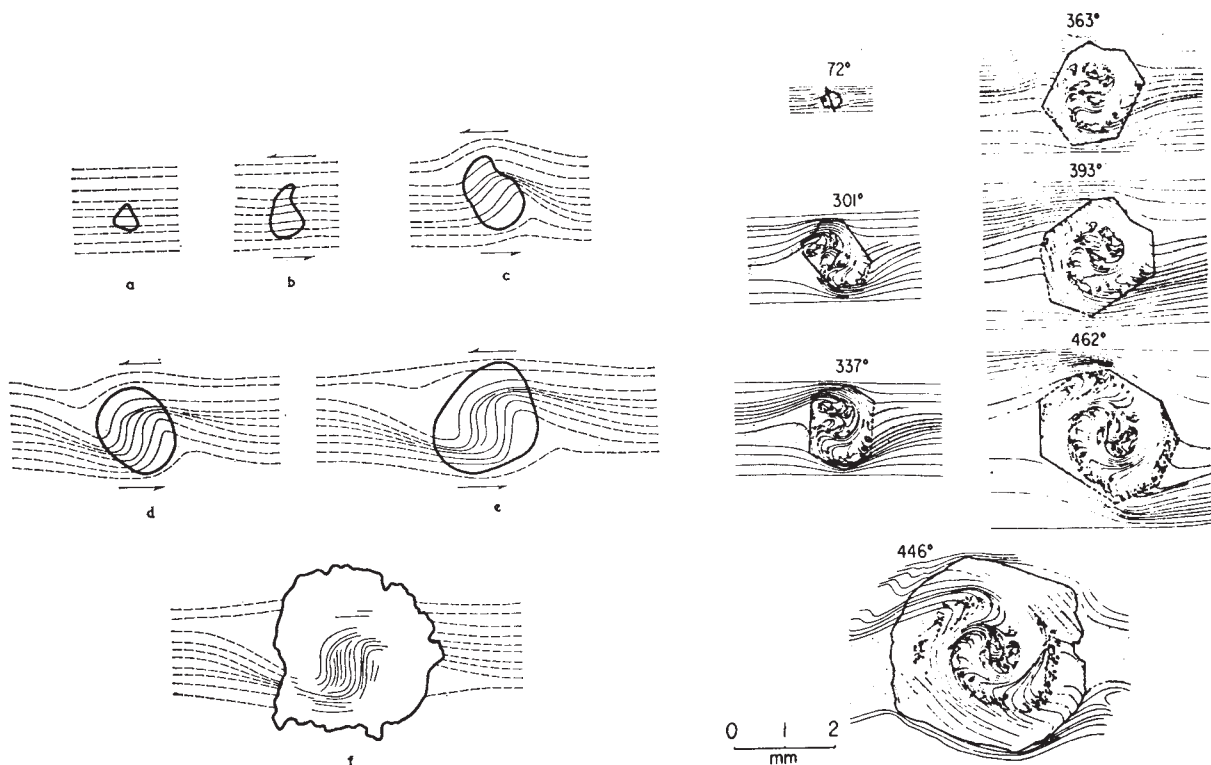


Figura 6-113- Desarrollo de estructuras en bola de nieve en un granate que gira 90° (izquierda) y en uno que gira 446° (derecha).

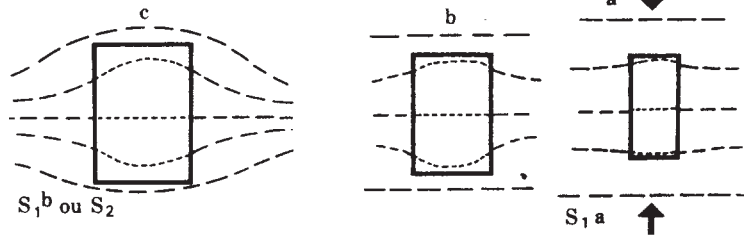
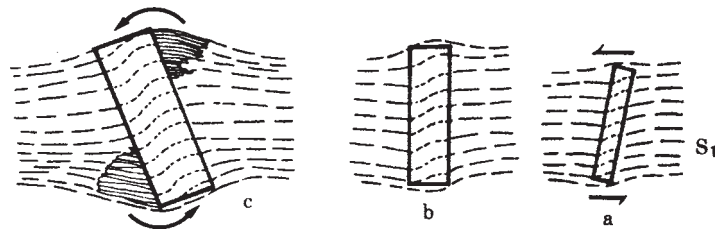


Figura 6-114- Desarrollo progresivo de una sombra de presión.

porfiroblasto alargado que sufre un pequeño giro durante su crecimiento sincinemático. La S_i dibuja un pequeño sigmoide que es equivalente a una estructura en bola de nieve incipiente, que no puede desarrollarse mucho más porque los cristales alargados no pueden girar con la misma facilidad que los redondeados. En c se ha producido crecimiento de cristales fibrosos.

La **estructura helicítica** consiste en que el mineral crece al mismo tiempo que la S_e se crenula. La Fig.6-116 muestra este proceso y puede verse en ella cómo la parte central del porfiroblasto tiene la S_i muy poco crenulada mientras que la crenulación es más fuerte hacia los bordes.



Si la deformación es muy fuerte, es posible que la crenulación del clivaje evolucione

Figura 6-115- Rotación sincinemática de un porfidoblasto alargado, con desarrollo de una foliación interna sigmoidal.

hacia un bandeo tectónico y hacia un nuevo clivaje que no deje rastro de la existencia de una fábrica anterior. En esos casos, los porfiroblastos son a veces excelentes testigos de la historia de la deformación porque pueden conservar en su interior estructuras helicíticas indicativas de que existió un clivaje anterior.

La Fig.6-117 muestra criterios de **crecimiento postcinemático**. En 1, un porfiroblasto ha crecido estáticamente sobre una foliación. La S_i es paralela a la S_e y continua con ella y la S_e no muestra la menor curvatura alrededor del porfiroblasto. En 2, el porfiroblasto ha crecido sobre una crenulación que está exactamente igual de aplastada dentro que fuera de él, lo que indica que no ha habido aplastamiento posterior a su crecimiento.

Para ilustrar los criterios anteriores se ha representado en la Fig.6-118 la evolución de un esquisto a lo largo de tres fases de deformación sucesivas. Durante la primera fase (a), la laminación sedimentaria (S_0) se plegó y se formó un clivaje (S_1) paralelo al plano axial de los pliegues. Al mismo tiempo, se produjo el **crecimiento**

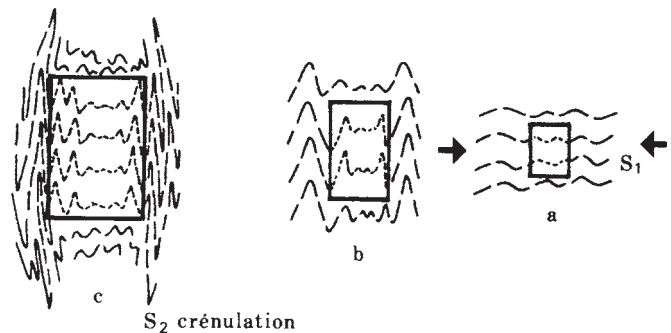
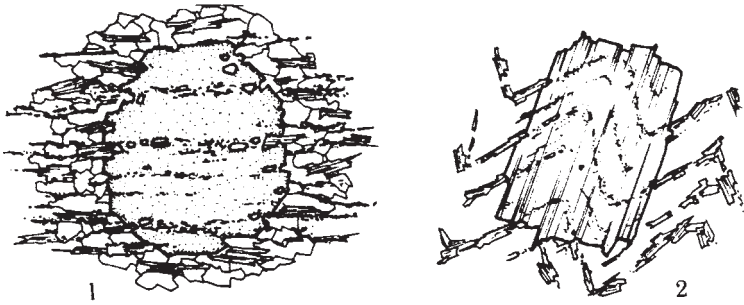


Figura 6-116- Formación de una estructura helicítica..

sincinemático de granate (G) con estructura en bola de nieve. Después de ésta deformación se produjo el **crecimiento postcinemático** de albita (Ab), que incluye a la S_1 como S_1 recta y que no desarrolló sombras de presión. Durante la segunda fase (b), se desarrolló un nuevo clivaje (S_2), a partir de una crenulación del anterior. S_2 es un bandeo tectónico en cuyas bandas claras, poco micáceas, pueden observarse charnelas de micropliegues del primer clivaje. El granate y la albita son **precinemáticos** con



respecto a este nuevo clivaje, pero durante el desarrollo del mismo creció un cristal de estaurolita (St) **sincinemático** con estructura helicítica: los pliegues son menos apretados que en el exterior del cristal. Finalmente, durante la tercera fase (c), se desarrolló un clivaje espaciado (S_3) sin crecimiento de nuevos porfiroblastos.

Figura 6-117- Dos ejemplos de porfiroblastos postcinemáticos.

De entre las estructuras descritas, merecen atención especial las sombras y franjas de presión, debido a que suelen verse a simple vista y a que, por su forma, son un indicador del tipo de elipsoide de deformación finita. Las sombras y franjas de presión son estructuras de deformación que se dan alrededor de porfiroblastos precinemáticos y de otros objetos pretectónicos, así como en porfiroblastos sincinemáticos. Se forman al aplastarse la matriz alrededor de ellos y debido a que su comportamiento rígido crea unas zonas abrigadas, es decir, con esfuerzos menos intensos, a su alrededor. En las **sombras de presión**, también llamadas **colas de presión**, la zona abrigada está compuesta en parte por minerales de la matriz y en parte (a veces totalmente) por minerales que provienen de la recristalización de los bordes del propio porfiroblasto en granos de pequeño tamaño (Figs. 6-119 y 6-120 A). Las **franjas de presión**, también llamadas **colas de cristalización**, son estructuras similares, pero compuestas de minerales de precipitación química. Son muy típicas las que se forman alrededor de cristales de pirita (Fig. 13 B) y que suelen estar formadas por cristales fibrosos de cuarzo (Q) o calcita y por clorita (CHL). La clorita suele crecer con su plano del clivaje paralelo a las caras del cristal de pirita mientras que el cuarzo lo hace en fibras perpendiculares a las mismas, a veces en varias generaciones sucesivas.

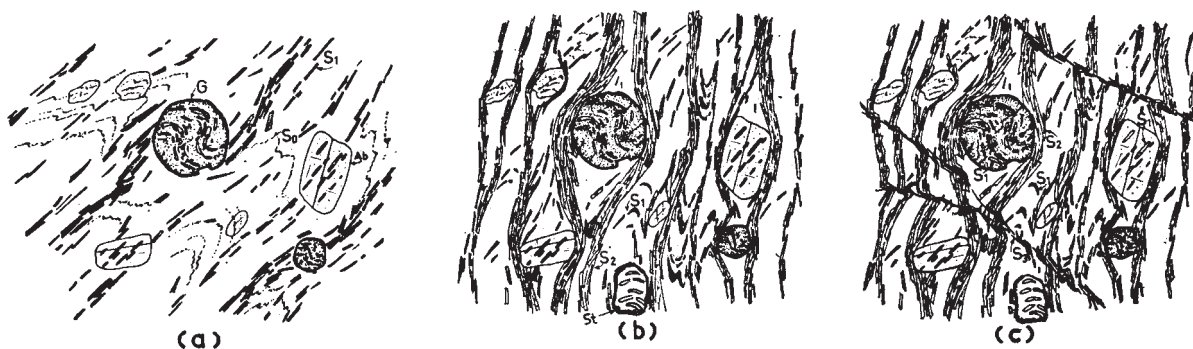


Figura 6-118- Evolución de un esquistó micáceo a lo largo de tres fases de deformación.

La relación entre la forma de la sombra o franja de presión y el elipsoide de deformación puede verse en la Fig.6-121. De izquierda a derecha se han dibujado las franjas de presión correspondientes a elipsoides oblatos, intermedio y prolato, alrededor de un cristal de pirita, según aparecerían en los tres planos principales de la deformación. La diferencia entre las dos últimas no es muy grande, como puede apreciarse. En todo caso, sí se diferencia bien entre elipsoides oblatos y aplastados, por un lado, y elipsoides con un eje claramente mayor, por otro. En este último caso, las sombras de presión suelen ser alargadas y configuran un tipo especial de lineación mineral.

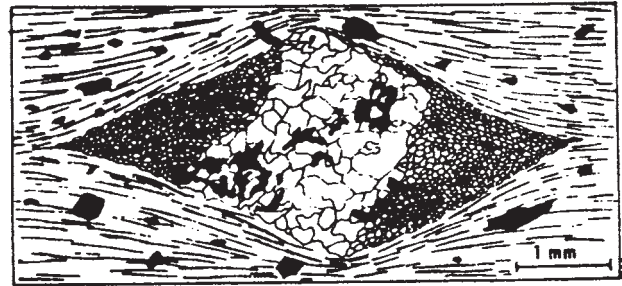


Figura 6-117- Detalle de una sombra de presión en un feldespato

6.6.3 -ROCAS DE FALLAY DE CIZALLAMIENTO DUCTIL

En las zonas de cizalla que sufren un cizallamiento intenso, se desarrollan unos tipos especiales de rocas que se conocen con el nombre genérico de rocas de falla. El nombre se

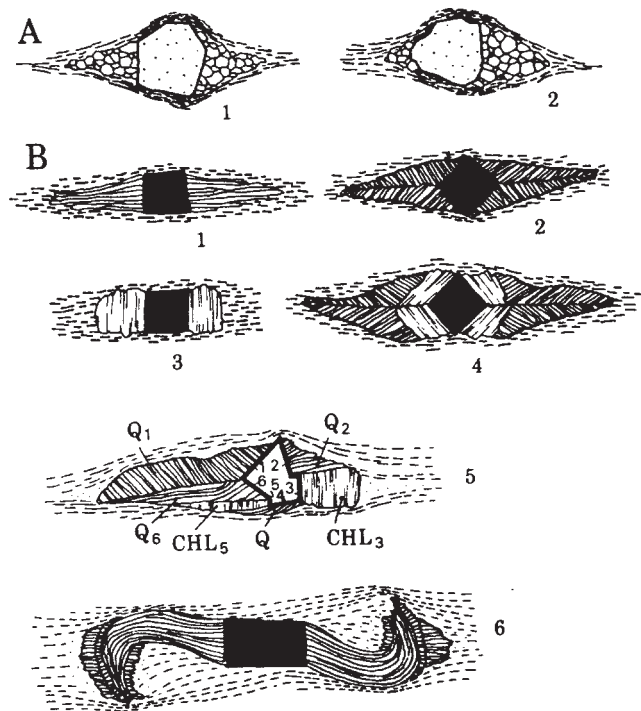


Figura 6-120-Sombras de presión (A) y franjas de presión (B)

refiere tanto a rocas desarrolladas en condiciones de comportamiento frágil como dúctil, existiendo dos grupos de rocas de falla según el comportamiento: la serie de las cataclasitas y la serie de las milonitas. Cataclasis es un término derivado del griego, que significa rotura en profundidad y las **cataclasitas** son las rocas de falla de comportamiento frágil. Milonita viene también del griego *mylon*, molino y el término

fue introducido por Lapworth, en 1885, porque pensaba que las rocas del cabalgamiento del Moine, en Escocia, habían sufrido una auténtica trituración. Sin embargo, lo que él llamó **milonitas** y lo que hoy consideramos como tales, son rocas que han sufrido esencialmente una intensa deformación dúctil acompañada de recristalización, eso sí, con una reducción importante del tamaño de

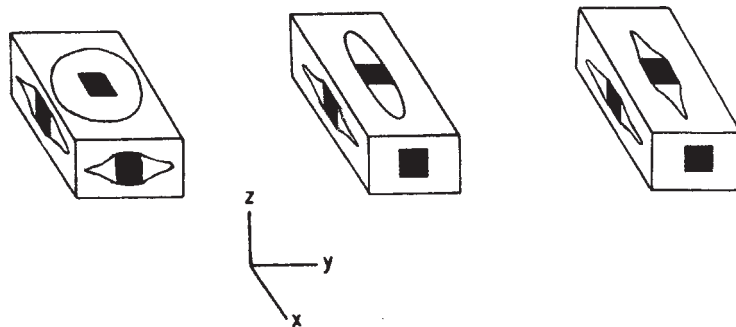


Figura 6-121- Distintas formas de franjas de presión correspondientes a distintos tipos de elipsoide: de izquierda a derecha, oblatos, intermedio y prolato.

grano. La cataclasitas son, por tanto, rocas típicas de las zonas de cizalla frágil, mientras que las milonitas lo son de las zonas de cizalla dúctil. Ambas se consideran productos de **metamorfismo dinámico**, es decir, generadas fundamentalmente por la actuación de esfuerzos, lo que no quiere decir que se formen siempre en condiciones frías. De hecho, es la T lo que condiciona la formación de rocas de una u otra serie.

La clasificación de las rocas de metamorfismo dinámico se hace teniendo en cuenta varios criterios. Uno de ellos es si muestran o no cohesión primaria, es decir si, cuando se formaron, las rocas tenían sus partículas unidas entre sí o sueltas. Otro criterio es si tienen o no una fábrica planar o planolinar. Por último, partiendo de la base de que las rocas de falla desarrollan una matriz de grano más o menos fino, pero pueden conservar fragmentos de la roca original, la proporción entre la matriz y los fragmentos se utiliza también como criterio. El cuadro adjunto muestra una de las clasificaciones más utilizadas, la de Sibson (1977).

En zonas de grandes fallas, varios de esos tipos de rocas suelen aparecer juntos y a veces mezclados. Esto se debe a que las grandes fallas afectan a una parte importante de la corteza terrestre, a menudo a toda ella. El comportamiento en la parte superior de esas fallas es frágil, pero hacia abajo es dúctil. La Fig.6-122 muestra un ejemplo de una falla inversa que en los 10 a 15 km superiores tiene un comportamiento frágil y que en profundidad pasa a una serie de cizallas dúctiles anastomosadas. Si el bloque cabalgante asciende 10 ó 15 km, las rocas de falla dúctiles se pondrían en contacto con las frágiles del bloque cabalgado y, además, podrían ser afectadas ellas mismas por una fracturación que las transformara en parte en cataclasitas. La Fig.6-123 muestra un caso de una zona de falla con rocas de falla de varios tipos.

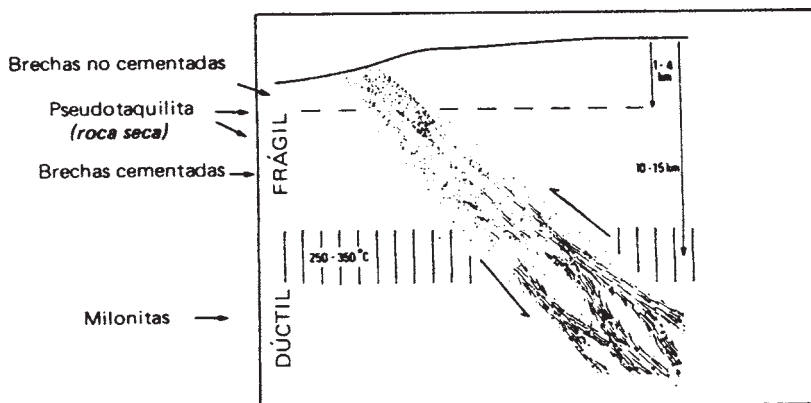


Figura 6-122- Diferentes tipos de rocas de falla desarrolladas en la misma falla a diferentes profundidades.

Las rocas sin cohesión primaria se forman a muy poca profundidad, entre la superficie y 1 a 4 km, según las rocas y las condiciones físicas (Fig.6-122). Se producen por roturas que aíslan bloques o fragmentos, los cuales

empiezan a moverse progresivamente unos con respecto a otros, con lo que se producen nuevas fragmentaciones y se va generando una matriz pulverulenta. Cuando más del 30% de la roca son fragmentos se denomina **brecha de falla** y cuando la matriz supera el 70%, **harina de falla** o “gouge”, palabra inglesa que significa gubia (formón de filo curvo para hacer acanaladuras) y también arrancar con una gubia. La falta de cohesión primaria se debe a la ausencia de fluidos a alta T capaces de producir la unión de los fragmentos y de la matriz por mecanismos de disolución-cristalización durante la deformación. No

		Fábrica al azar	Fábrica planar o planolinear			
Sin cohesión primaria		BRECHA DE FALLA (Fragmentos visibles > 30%)				
		HARINA DE FALLA (GOUGE) (Fragmentos visibles < 30%)				
Con cohesión primaria	□□ Matriz □ vítrea	OP SE UDOTAQUILITA				
	Matriz caracterizada por una reducción del tamaño de grano	BRECHA TRITURADA MICROBRECHA		0-10%	Proporción de matriz	
		PROTACLASTITA	PROTOMILONITA	10-50%		
		CATACLASITA	FILONITA	MILONITA		50-90%
		ULTRACATACLASITA		ULTRAMILONITA		> 90%
	Crecimiento de grano		ELASTOMILONITA			

obstante, las rocas de este tipo son muy porosas y la circulación de agua a través de ellas una vez formadas puede inducir la precipitación de cementos que cohesionen la roca, pero se trataría, en ese caso, de una cohesión secundaria. La Fig.6-124 muestra dos ejemplos de brechas de falla en arenisca.

Las **pseudotaquilitas** son rocas de falla producidas por fusión inducida por fricción entre los labios de una falla. El nombre deriva de las taquilitas, un tipo de roca volcánica vítrea, y el prefijo pseudo- indica que son falsas taquilitas, es decir, que no son rocas volcánicas. Se producen en condiciones de poca profundidad (Fig.6-122) en rocas secas y en las denominadas fallas sísmicas, es decir, en fallas que experimentan instantáneamente una translación (de centímetros hasta varios metros), lo que genera ondas sísmicas. La fricción genera un calor que hace aumentar localmente la T de las rocas hasta producir su fusión. La roca fundida penetra a gran presión en la roca encajante que, al estar fría, provoca el enfriamiento muy rápido de la pseudotaquilita, dando una estructura vítrea, es decir, sin desarrollo de

crisales. La Fig.6-125 muestra varias bolsas de pseudotaquilita adyacentes a fallas en las que se han desarrollado ultramilonitas. En general, los cuerpos de pseudotaquilita son pequeños, de centimétricos a decimétricos.

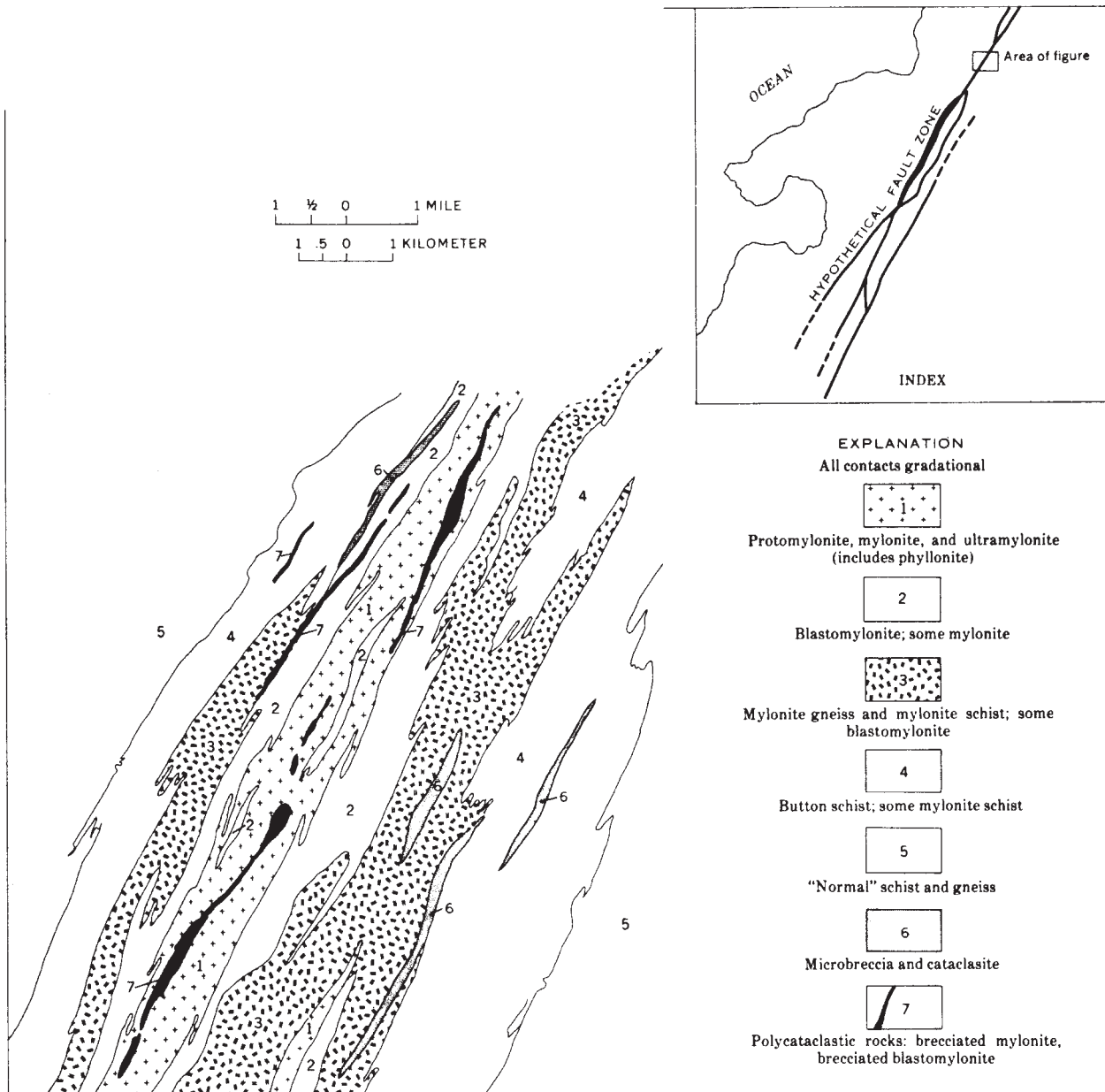


Figura 6-123- Diferentes rocas de falla aflorantes a lo largo de una ancha zona de falla.

Las rocas con cohesión primaria y fábrica al azar constituyen la serie de las cataclasitas y el proceso que las produce se denomina **cataclasis**. Cuando la cataclasis es incipiente, la matriz es muy escasa (<10%) y las rocas se denominan de acuerdo con el tamaño de la mayoría de los fragmentos: si son mayores de 5 mm, **brecha triturada** o simplemente **brecha**, si están entre 1 y 5 mm, **brecha fina** y si son menores de 1 mm, **microbrecha**. Cuando el proceso cataclástico progresa, se produce más matriz por trituración y, según su proporción con respecto a la de los fragmentos, se forman las **protocataclasitas** (10-50% de matriz), **cataclasitas** (50-90%) y **ultracataclasitas** (90-100%). En la

Fig. 6-126 puede verse la evolución de una roca cataclástica que empieza siendo una brecha fina (a) y después, en la parte central, se desarrolla una banda de más deformación que puede clasificarse como una protocataclasita (b) y acaba transformándose en una ultracataclasita (c).

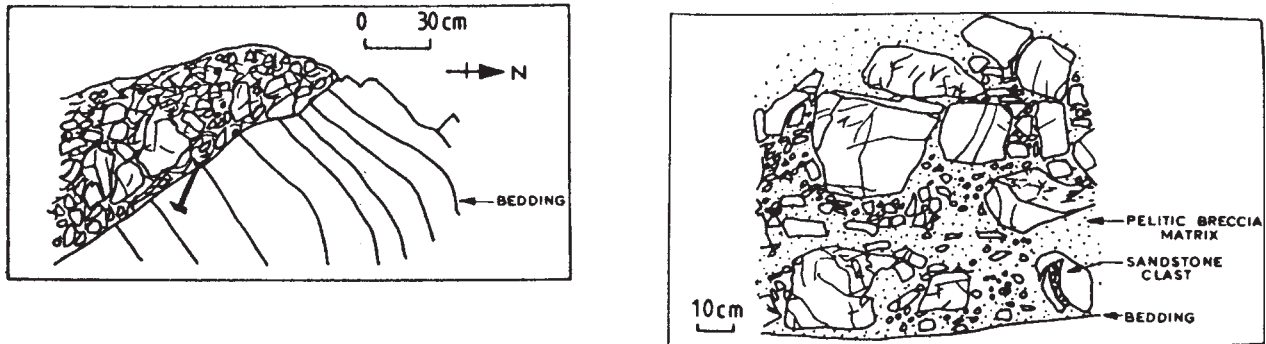


Figura 6-124- Dos ejemplos de brechas de falla.

Las rocas de esta serie se forman a profundidades de entre 1 y 10 ó 15 km aproximadamente y, como es lógico, la matriz tiene siempre un tamaño de grano menor que el de la roca sin triturar. La cohesión primaria se produce sobre todo por la actuación de mecanismos de disolución-cristalización, pero la T no es todavía suficientemente grande como para dar lugar a deformación intracristalina. Sin embargo, en algunas condiciones, algunos minerales adquieren formas aplastadas, con lo cual la roca muestra una cierta estructura planar. Estas rocas se llaman **cataclasitas foliadas** y se diferencian de las milonitas en que, pese a tener foliación, la rotura o fragmentación es el mecanismo dominante en su formación.

Las rocas con fábrica planar o planolinear siempre tienen cohesión primaria y constituyen la serie de las milonitas (“*mylonites*”), denominándose **milonitización** el proceso que las genera. Los mecanismos dominantes en su deformación son de tipo plástico: esencialmente, deslizamiento intracristalino por creep de dislocaciones acompañado de recristalización, aunque algunos

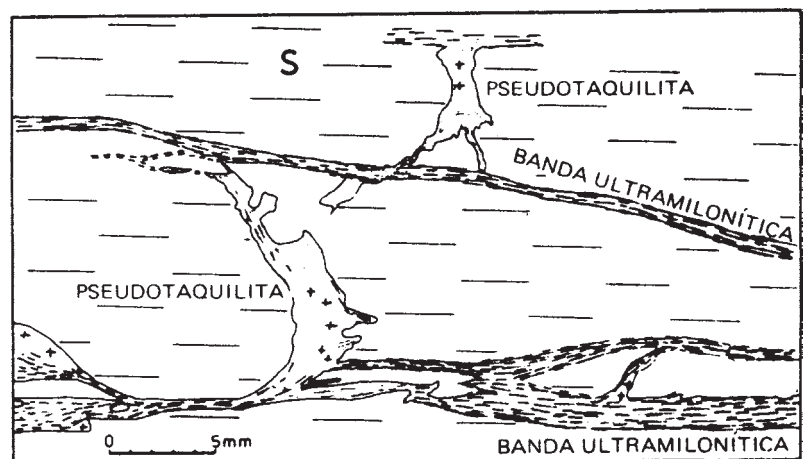


Figura 6-125- Pseudotaquilas inyectadas en la roca de caja de bandas ultramiloníticas.

minerales rígidos pueden sufrir fracturación. Se forman a profundidades superiores a 10 ó 15 km, a las cuales la T es del orden de 300°C , suficiente para inducir deformación plástica en el cuarzo, que es el principal constituyente de la corteza continental superior. Según la proporción de matriz, se denominan **protomilonitas** (10-50%), **milonitas** (50-90%) y **ultramilonitas** (90-100%). La Fig.6-127 muestra

los aspectos típicos de cada una de ellas, pudiendo apreciarse el desarrollo de una fábrica planar que se denomina **foliación milonítica**. Esta foliación podría en general encajar en la definición de clivaje pizarroso, esquistosidad o de bandeo géisico, según los casos, pero se diferencia de ellos en la intensidad excepcional de deformación que muestran algunos de los granos. Por ejemplo, en la Fig.6-127 B, algunas de las bandas blancas son monocristales de cuarzo fortísimamente aplastados.

Las milonitas se forman por cizallamiento simple de gran intensidad y son, por tanto, típicas de las zonas de cizalla dúctiles. Dado que el elipsoide de deformación de un cizallamiento simple es de tipo intermedio, la fábrica que cabe esperar es de tipo planolinar y, de hecho, la mayor parte de las milonitas muestran, sobre el plano de la foliación, una fuerte lineación mineral. Al igual que en la serie de las cataclasitas, las milonitas evolucionan a lo largo del proceso de milonitización desde proto- hasta

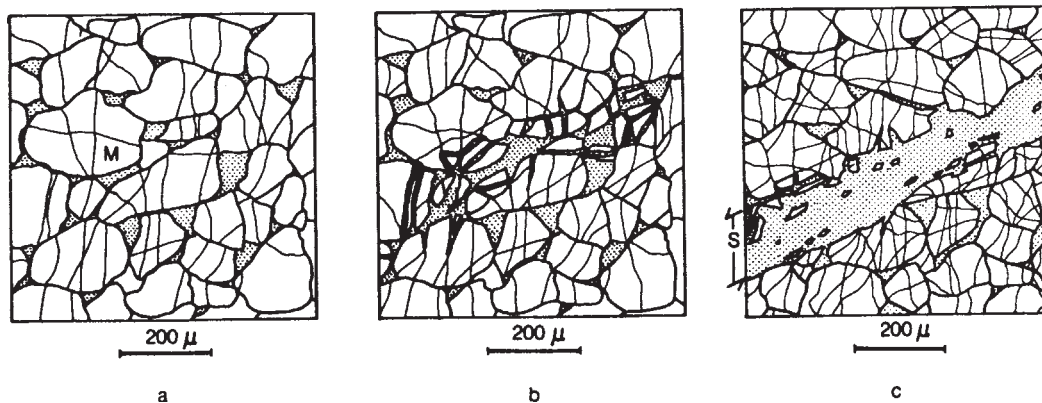


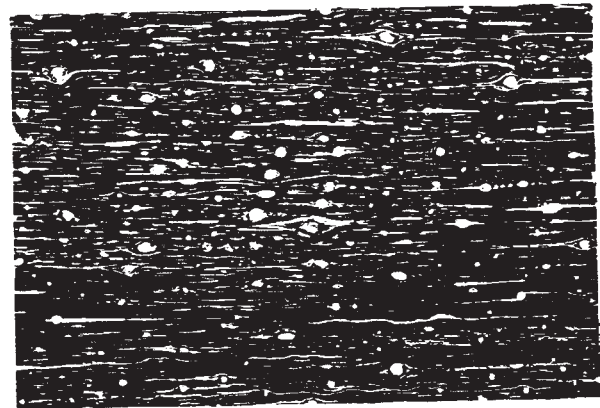
Figura 6-126- Desarrollo progresivo de una banda de ultracataclasita.

ultramilonitas por aumento progresivo de la matriz a expensas de los fragmentos de roca. Los fragmentos tienen formas ocelares debido a que sufren una cierta deformación plástica, y la foliación los rodea produciendo sombras de presión. Cuando la roca milonitizada tenía textura porfídica, es decir, minerales gruesos en una matriz de grano fino, los minerales gruesos pueden conservarse, aunque deformados, y se denominan **porfiroclastos**. Este es el caso de la Fig.6-127, que representa tres estadios de la milonitización de un granito porfídico. Los porfiroclastos son de feldespato y su tamaño medio va disminuyendo a lo largo del proceso, debido a que sufren recristalización en sus bordes y los nuevos granos, que son de pequeño tamaño, son incorporados a la matriz. Este proceso se muestra en la Fig.6-128 a la derecha y en él puede verse que los granos pequeños producto de la recristalización, van incorporándose a las sombras o colas de presión, las cuales son cada vez más alargadas.

En la Fig.6-129 puede verse un porfiroclasto redondo englobado en una foliación milonítica (S_f) formada por granos aplastados (S_p) y alargados (L). La sombra de presión es asimétrica y con unas colas muy largas, una característica típica de estas estructuras en rocas miloníticas y que sirve para deducir el sentido de movimiento de la zona de cizalla. En la Fig.6-130 pueden verse los dos tipos fundamentales de sombras de presión en porfiroblastos. Para diferenciar uno y otro se utiliza la relación entre la línea que va por el medio de la cola de presión y una superficie de referencia paralela a la



A



C

2 mm

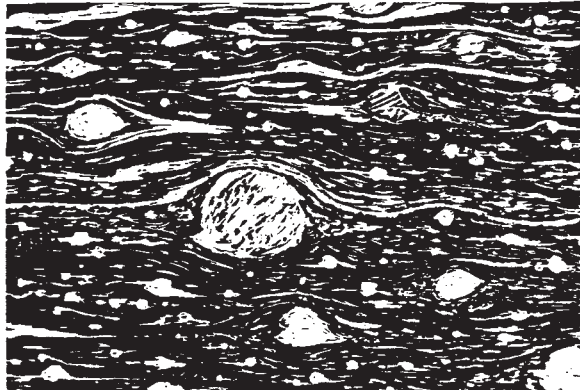


Figura 6-127- Serie de las milonitas: A- protomilonita, B- milonita, C- ultramilonita.

foliación milonítica que pasa por el centro del porfiroclasto. En el tipo σ (sigma), a la izquierda, las líneas medias de las sombras no atraviesan el plano de referencia (Fig.6-130 a), mientras que en el tipo δ (delta), a la derecha, las líneas medias de las sombras cruzan el plano de referencia (Fig.6-130 e), debido a que el porfiroclasto ha rotado. En ambos casos, el sentido de movimiento se deduce de igual forma: la parte que queda a un lado de la superficie de referencia se ha movido con respecto a la que queda al otro lado en el sentido que va desde el centro del porfiroclasto hacia el extremo de la cola de presión incluida en esa parte. La Fig.6-130 muestra varios casos, que van desde los tipos s con colas o franjas muy cortas que, a veces, no permiten deducir el sentido de movimiento, hasta tipos d con colas muy largas y delgadas e, incluso, plegadas, así como con dos generaciones de colas.

Una estructura frecuente en las milonitas y, sobre todo en las ultramilonitas, son los llamados **pliegues intrafoliares** (Fig.6-131). Son pliegues isoclinales, centimétricos a métricos, que doblan a la foliación milonítica. Su desarrollo es como el de algunos pliegues del capítulo anterior: la foliación producida por la milonitización es doblada y los pliegues generados son aplastados y estirados en la dirección de cizallamiento hasta dar lugar a pliegues isoclinales de charnelas curvas o fuertemente paralelizadas a esa dirección.

Las milonitas descritas hasta ahora conllevan recristalización con reducción del tamaño de grano. Cuando el grano llega a hacerse muy pequeño, del orden de 10 m o menor, la recristalización deja de ser un mecanismo importante y la deformación procede por deslizamiento de unos granos sobre otros, favorecido por creep de Coble, es decir, difusión por los límites de grano. Este proceso se denomina

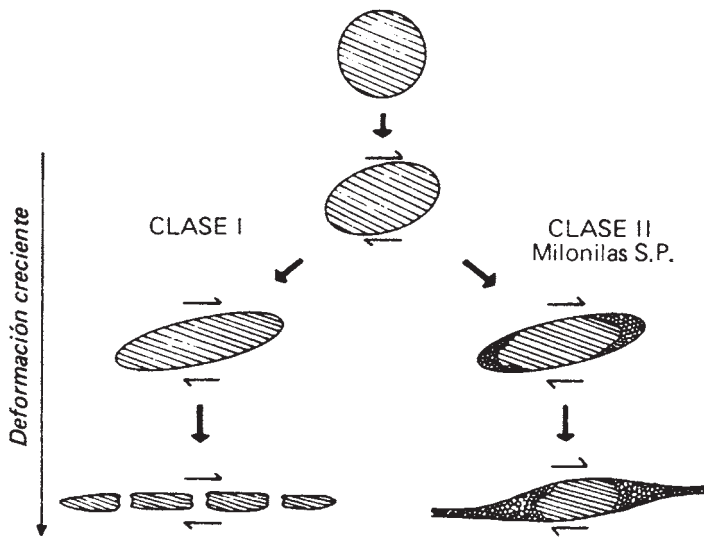


Figura 6-128- Evolución de un porfiroclasto en una banda milonítica. A la izquierda, deformación plástica y microbudinaje. A la derecha, deformación plástica, recristalización en los bordes y formación de colas de presión.

superplasticidad o flujo superplástico, y es frecuente sobre todo en las milonitas cuarcíticas formadas a alta velocidad de deformación. Cuando la velocidad de deformación no es muy grande y en condiciones de T elevada, la recristalización va acompañada a veces de crecimiento de los granos. Las milonitas que muestran esta característica se denominan **blastomilonitas**.

Las milonitas se suelen desarrollar en rocas previamente deformadas y metamorfizadas en determinadas condiciones de P y T. Frecuentemente, la milonitización se produce en condiciones de menor T que

la del metamorfismo previo. Esto es debido a que una roca deformada en unas condiciones físicas, ha desarrollado unas paragénesis y una fábrica en equilibrio con esas condiciones y, probablemente, de una forma generalizada, es decir, a escala de un gran volumen de roca. Si la misma roca se ve sometida a esfuerzos en condiciones de menor T, la fábrica anterior tiene que transformarse en una nueva, en equilibrio con las nuevas condiciones y, desde un punto de vista termodinámico, eso es más fácil, es decir, requiere menos energía, si la nueva deformación se concentra en bandas y deja la mayor parte de la roca intacta. Esas bandas son las zonas de cizalla, en las cuales se puede concentrar una gran cantidad de deformación. Las foliaciones miloníticas desarrolladas en ellas son entonces de menor T, por lo que las transformaciones metamórficas son de tipo retrógrado. Las **filonitas** son un tipo de milonitas o ultramilonitas constituidas esencialmente por micas, es decir, filosilicatos. Pueden provenir de pizarras, esquistos, gneises o granitos, pero se caracterizan porque tienen un fuerte desarrollo de micas nuevas. Las más espectaculares son las

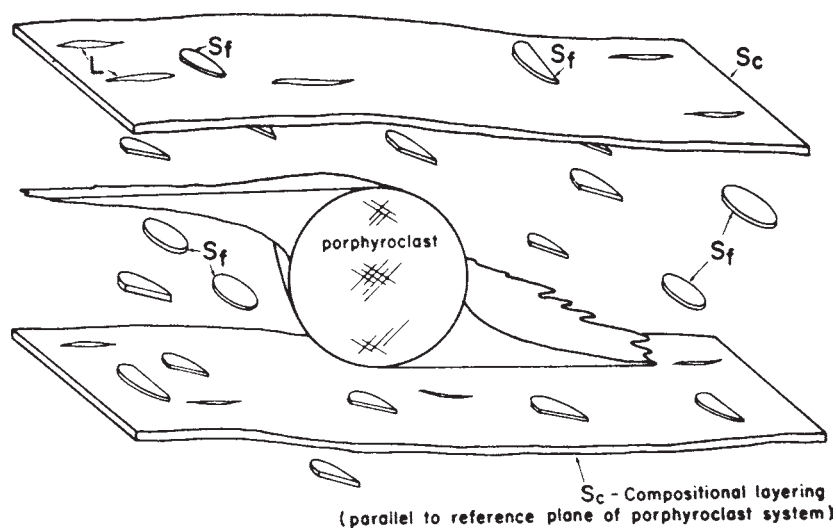


Figura 6-129- porfiroclasto con colas de presión en una foliación milonítica.

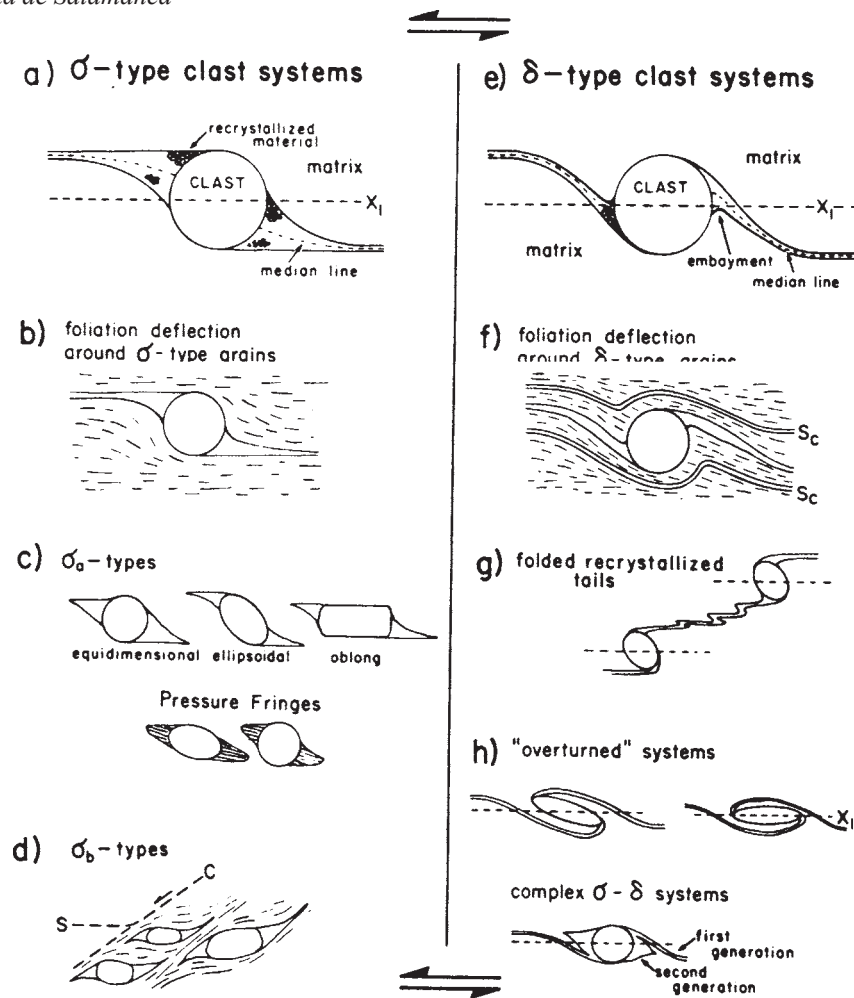


Figura 6-131- los diferentes tipos de colas de presión en porfiroclastos.

derivadas de granitos o gneises, pues tienen una proporción de micas muy superior a la de la roca original, que puede verse fuera de la zona de cizalla. Las filonitas son rocas típicas de **metamorfismo dinámico retrógrado** y, en ellas, son sumamente comunes las estructuras S-C descritas en el capítulo anterior, que originan los llamados esquistos de botones.

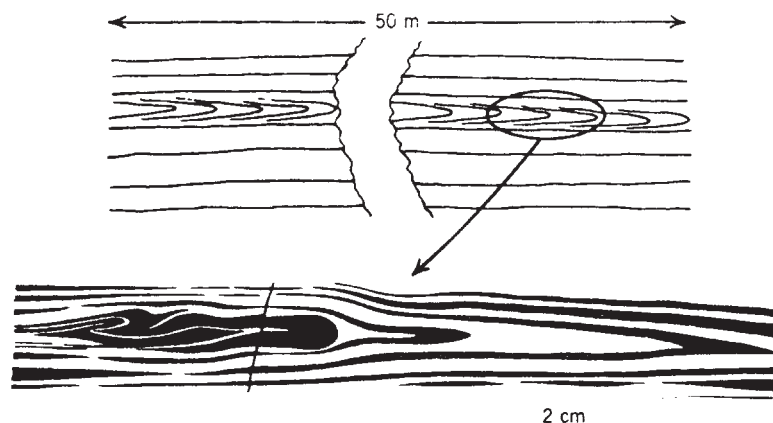


Figura 6-131 - Pliegue intrafoliar en una banda milonítica.

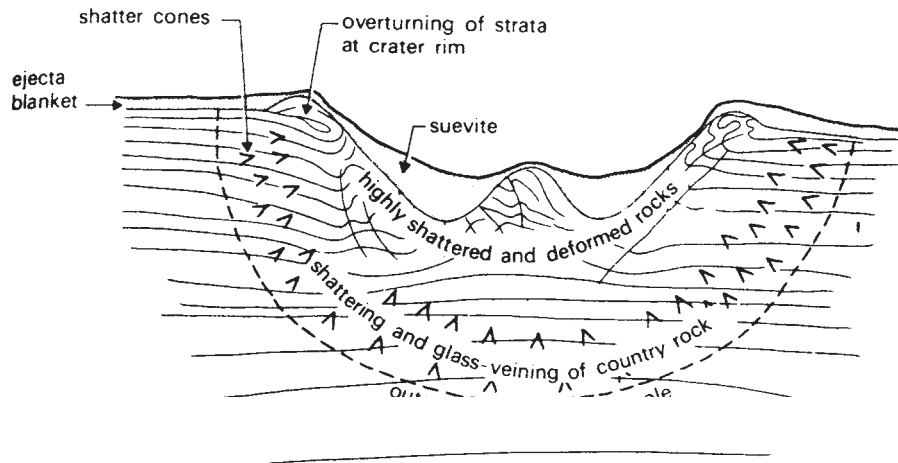


Figura 6-132- Corte esquemático de un cráter de impacto, basado en el cráter de Nördlinger Ries, en el sur de Alemania.

6.6.4-ROCAS DE IMPACTO

Las rocas sometidas al choque de un meteorito experimentan cambios que se engloban en el llamado **metamorfismo de impacto**. La Fig.6-132 muestra la zonación que se produce en los alrededores del impacto. Las rocas afectadas forman una especie de semiesfera cuyo diámetro es del orden del doble del diámetro del cráter. En la parte externa de la misma, las rocas muestran fundamentalmente conos astillados (“shatter cones”) y venas vítreas similares a las pseudotaquilitas, formadas por fusión instantánea de la roca y enfriamiento rápido. La intensidad del astillamiento y la cantidad de vidrio aumenta hacia arriba y hacia el centro de la zona deformada, y en la parte superior, cerca del lugar del impacto, se encuentra una brecha formada por fragmentos angulares de roca rodeados de vidrio llamada **suevita**. En las zonas más próximas al impacto, es frecuente el material vítreo sin fragmentos llamado **vidrio de impacto**. Gran parte de la suevita es material eyectado y vuelto a caer, la llamada “**fall-back breccia**”.

Las transformaciones son consecuencia de la alta presión, alta velocidad de deformación y alta temperatura generadas en el impacto, y dependen en gran medida de la posición de las rocas con relación al cráter. La **alta presión** que acompaña a las ondas de choque genera minerales de alta densidad, como coesita y estishovita, variedades de SiO_2 de alta P. El cuarzo tiene una densidad de $2,65 \text{ gr/cm}^3$ a temperatura ambiente, la coesita de $2,92 \text{ gr/cm}^3$ y la estishovita de $4,3 \text{ gr/cm}^3$. La primera se forma a presiones de entre 30 y 75 kbars y la segunda por encima de 75 kbars. Dado que presiones de 30 kbars o más sólo se pueden dar en el manto terrestre a más de 90 km de profundidad y que esas rocas prácticamente no pueden salir a la superficie, la presencia de coesita o estishovita es un buen criterio de metamorfismo de impacto. Otro mineral que se genera a veces es diamante, la forma de alta P del carbono.

La **elevada velocidad de deformación** produce la destrucción de la estructura cristalina. El cuarzo desarrolla muchas lamelas de deformación que consisten en bandas con una densidad altísima de dislocaciones o en bandas vítreas, es decir, sin estructura cristalina alguna. Otros minerales, p. ej., los feldespatos, también pierden la estructura cristalina, aun cuando a menudo no se destruye la forma de los granos, que parecen a primera vista en lámina delgada cristales, pero que carecen de las propiedades cristalinas, es decir, son de hecho vidrios. La destrucción de la red cristalina es debida, en esos casos, a las ondas de choque, no una fusión producida por la elevada temperatura. Por otra parte, la **temperatura**, que puede alcanzar varios cientos de grados por encima de la T de fusión de las rocas, produce fundidos, que van desde pequeñas cantidades de vidrios hasta masas de más de 1 km de espesor, dependiendo de la magnitud del impacto y de la proximidad al punto de impacto.

La Fig.6-133 muestra un fragmento de suevita en lámina delgada, que proviene del cráter Nördlinger Ries, en el sur de Alemania. La roca deriva esencialmente de un granito y puede observarse vidrio marrón, que proviene de la fusión de la matriz granítica, vidrio claro proveniente de la destrucción de la red de un feldespato, pero sin fusión, y plagioclasa y feldespato potásico fuertemente transformados por el choque. En la Fig.6-134, también originalmente un granito del mismo cráter, feldespato y cuarzo tienen textura vítrea por destrucción de la red cristalina y, además, hay vidrio claro producido por fusión. Sin embargo, las biotitas (rayadas) no han perdido su estructura cristalina en esta suevita. El metamorfismo de choque puede inducir la aparición de clivajes. La Fig.6-135 es una brecha proveniente de la Luna. Se observa el contorno de un antiguo cristal de plagioclasa de la cual se conserva aún aproximadamente la mitad superior intensamente fracturada. La mitad inferior consiste en vidrio de fusión que en parte recristalizó en forma de cristales aciculares. En todas las figuras, la barra vertical mide 1 mm.

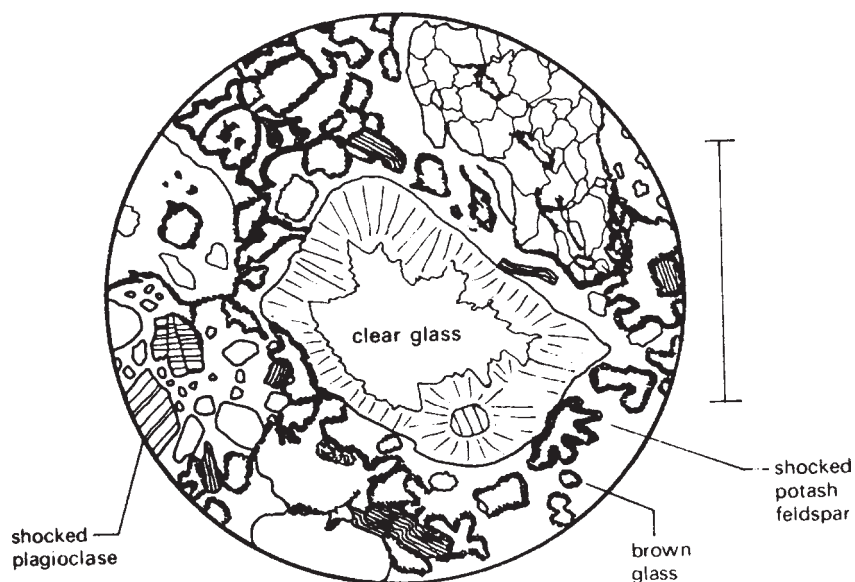


Figura 6-133- Suevita del cráter de Nördlinger Ries. El vidrio claro (*clear glass*) proviene de un feldespato que ha perdido su estructura por las ondas de choque, no por fusión.

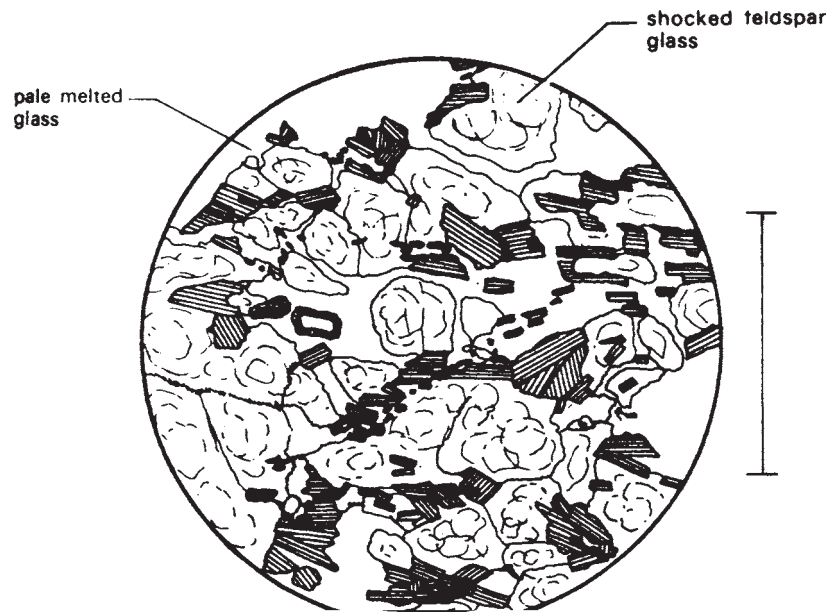


Figura 6-133- Otra muestra de suevita del cráter de Nördlinger Ries.

REFERENCIAS

- ABALOS, B. y EGUILUZ, L. (1989).- Análisis estructural de lineaciones deformadas sobre cuarcitas negras de la parte central de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Hercínico Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2, 95-102.
- ANDERSON, T. B. (1974).- The relationship between kink bands and shear fractures in the experimental deformation of slate. *Journal of the Geological Society London* 130, 367-382.

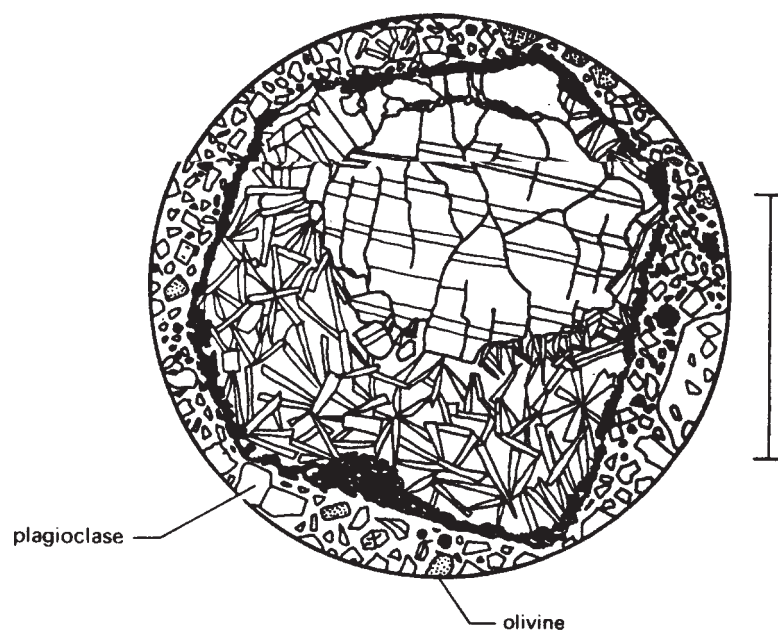


Figura 6-133- Brecha de impacto lunar.

- BARD, J. P. (1985).- Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas. Ed. Masson & Cie (Paris), 181 pp. (Ver p: 55-58 y 74-110).
- BARKER, A.J. (1990).- Introduction to metamorphic textures and microstructures, Blackie, Glasgow, 162 pp.
- BASTIDA, F. (1981 a).- Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo 11, 15-33.
- BASTIDA, F. (1981 b).- La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. Trabajos de Geología. Ed. Univ. Oviedo, 11, 35-54.
- BASTIDA, F. (1983).- El proceso de plegamiento. Ed. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 82 pp.
- BASTIDA, F., ALLER, J. & PULGAR, J. A. (1990).- Desarrollo y significado de las foliaciones tectónicas en el Macizo Herciniano de NW de España. Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe 15, 133-156.
- BASTIDA, F., MARQUINEZ, J., PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J. A. (1984).- Seminario sobre esquistosidades: tipos y mecanismos de formación. I.G.M.E. (Madrid), 96 pp.
- BEACH, A. (1979).- Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. Lithos , 12, 51-58.
- BELL, T. H. & RUBENACH, M. J. (1983).- Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. Tectonophysics 92, 171-194.
- BELL, T.H., JOHNSON, S.E., DAVIS, B. FORDE, A. HAYWARD, N. y WILKINS, C. (1992).- porphyroblast inclusion trails orientation dat, eppure non son girate!, Journal of Metamorphic Geology, 10.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979).- Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear Zone. J. Struct. Geol 1, 31-42.
- BIOT, M. A. (1961).- Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geological Society of America Bulletin 72, 1595-1620.
- BIOT, M. A. (1965).- Further development of the theory of internal buckling of multilayers. Geological Society of America Bulletin 75, 563-568.
- BLENKINSOP, T.G. & DRURY, M.R. (1988).- Stress estimates and fault history from quartz microstructures. Jour. Struct. Geol. 10, 673-684.
- BORRADAILE, G. I.; BAYLY, M. B. & POWELL, C. McA. (1982).- Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Ed. Springer-Verlag (Heidelberg), 551 pp.
- BORRADAILE, G.J. (1988).- Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, Tectonophysics, 156, 1-20.
- BOUCHEZ, J. L., LISTER, G. S. & NICOLAS, A. (1983).- Fabric asymetry and shear sense in movement zones. Geol. Rundschau 72, 401-419.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. (1981).- The Himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. Tectonophysics 78, 23-50.
- BRUN, J. P. & COBBOLD, P. (1980).- Strain hating and thermal softening in continental shear zones: a review. Journal of Structural Geology, 2, 149-158.

- BRUNEL, M. (1986).- Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineation. *Tectonics* 5, 247-265.
- BURG, J.P. & LAURENT, Ph. (1978).- Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics* 47, 15-42
- CARRERAS, J. (1985).- Bandas miloníticas y zonas de cizalla. Ciclo de Seminarios de Geología Estructural. Ed. I.G.M.E., 69 pp.
- CASAS, J. M. & SABAT, F. (1987).- An example of three-dimensional analysis of thrust-related tectonites. *Journal of Structural Geology*,9, 647-658.
- COBBOLD, P. R.; COSGROVE, J. W. & SUMMERS, J. M. (1971).- Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics* 12, 23-53.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. (1980).- Development of sheath fold in shear regimes. *Journal of Structural Geology*,2, 119-126.
- COBBOLD, P.R. (1976).- Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 1497-1456.
- COBBOLD, P.R. (1982).- Buckling of an embedded layer in rubber like materials: a critical comparison of theories. *Tectonophysics* 89, 5-15.
- COBBOLD, P.R. (1975).- Fold propagation in single embedded layers. *Tectonophysics* 27, 333-351.
- COSGROVE, J. W. (1976).- The formation of crenulation cleavage. *Journal of the Geological Society London* 132, 155-178.
- COWARD, M. P. (1976).- Strain within ductile shear zones. *Tectonophysics* 34, 181-197.
- COWARD, M. P. (1980 a).- The Caledonian thrust and shear zones of NW Scotland. *Journal of Structural Geology*,2, 11-17
- COWARD, M. P. (1980 b).- Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. *Journal of Structural Geology*,2, 19-27.
- COWARD, M. P. (1983).- Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrust to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, 5, 113-123.
- COWARD, M. P. (1982).- Surge zones in the Moine thrust zone of NW Scotland. *Journal of Structural Geology*,4, 247-256.
- CURRIE, J.B, PATNODE, H.W. y TRUMP, P.R. (1962).- Development of folds in sedimentary strata, *Geological Society of America Bulletin* 73, 655-674.
- CHESTER, F. M., FRIEDMAN, M. & LOGAN, J. M. (1985).- Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, 111,134-146.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MERLE, O. (1987).- Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*,9, 525-530.
- DAVIS, G.H. (1984).- *Structural geology of rocks and regions*. Ed. John Wiley & Sons, 492 pp. (Ver p: 430-438).
- DEWEY, J.F. (1965).- Nature and origin of kink bands. *Tectonophysics* 1, 459-494.
- DIETERICH, J. H. y CARTER, N. L. (1969 b).- Stress History of folding. *Am. J. Sci.* 267, 129-154.

- DIETERICH, J. H. (1969 a).- Origin of cleavage in folded rocks. *American Journal of Science*, 267, 155-165.
- DIETERICH, J.H. (1970).- Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. *Can. J. Earth. Sci.* 7, 467-476.
- DURNEY, D. W. (1976).- Pressure-solution and crystallization deformation. *Phil. Trans. R. Soc. London* 283, 229-240.
- ENGELDER, T.E. y MARSHACK, S. (1985).- Disjunctive cleavage formation at shallow depth in sedimentary rocks, *Journal of Structural Geology*, 7, 327-343.
- ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A.B., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, *Journal of Petrology*, 25, 894-928.
- ESSENE, E.J., 1986.- The current status of thermobarometry in metamorphic rocks, in DALY, J.S., CLIFF, R.A. y YARDLEY, B.W.D. eds., *Geological Society Special Publication*, 43, 1-44.
- ETCHECOPAR, A. & MALVIEILLE, J. (1987).- Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *Journal of Structural Geology*, 9, 667-678.
- ETHERIDGE, M. A. y WILKIE, J. C. (1981).- An assessment of dynamically recrystallized grain size as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics* 78, 475-508.
- ETHERIDGE, M.A. (1973).- Experimentally produced slaty and crenulation cleavages during a single deformation. *Journal of the Geological Society of Australia* 20, 223-227.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. y VERNON, R.H. (1983).- The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation, *Journal of Metamorphic Geology*, 1, 205-226.
- FAURE, G. (1986).- *Principles of Isotope Geology*, John Wiley and Sons, 589 pp.
- FERRILL, D. A. (1989).- Primary crenulation pencil cleavage. *Journal of Structural Geology*, 11, 457-462.
- FLETCHER, R. C. (1982).- Analysis of the flow layered fluids at small, but fine, amplitude with application to mullion structures. *Tectonophysics* 16, 189-214.
- FLEUTY, M.J. (1964).- The description of folds. *Geol. Assoc. Proc.* 75, 461-492.
- FOSEN, H. y TIKOFF, B., (1993).- The deformation matrix for simultaneous simple shearing and volume change, and its application to transpression and transtension tectonics, *Journal of Structural Geology*, 15, 413-422.
- GAPAIS, D., BALE, P., CHOUCROUNE, P., COBBOLD, P. R. MAHJOUR, Y. & MARQUER, D. (1987).- Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology*, 9, 635-646.
- GHOSH, S. K. & CHATTERJEE, A. (1985).- Patterns of deformed early lineations over later folds formed by buckling and flattening. *Journal of Structural Geology*, 7, 651-666.
- GHOSH, S.K. & RAMBERG, H. (1968).- Buckling experiments on intersecting fold patterns. *Tectonophysics* 5, 89-105.

- GRAHAM, C. M. y ENGLAND, P. C. (1976).- Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from Southern California. *Earth. Planet. Sc. Lett.* 31, 142-152.
- GRAY, D. R. & DURNEY, D. W. (1979 a) .- Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes. *Journal of Structural Geology*, 1, 73-80.
- GRAY, D. R. & DURNEY, D. W. (1979 b).- Investigations on the mechanical significance of crenulation cleavage. *Tectonophysics* 58, 35-79.
- GRAY, D. R. (1978).- Cleavage in deformed psammitic rocks from southeastern Australia, their nature and origin. *Geological Society of America Bulletin* 89, 577-590.
- GRAY, D. R. (1979 a).- Geometry of crenulation folds and their relationship to crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 1, 187-205.
- GRAY, D. R. (1979 b).- Microstructure of crenulation cleavages: an indicator of cleavage origin. *Am. J. Sci.* 279, 97-128.
- HANMER, S. (1989).- Initiation of cataclastic flow in a mylonite zone. *Journal of Structural Geology*, 11, 751-762.
- HANMER, S. y PASSCHIER, C. (1991).- Shear sense indicators, a review, *Geological Survey of Canada Paper*, 90-17, 72 pp.
- HIGGINS, M.W. (1971).- Cataclastic rocks. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 687, 97 pp.
- HOBBS, B. E. MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1981).- *Geología Estructural*. Ed. Omega (Barcelona), 518 pp. (Ver p: 191-239).
- HOBBS, B. E. MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1982).- The relationship between foliation and strain: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 4, 411-428.
- HODGES, K.V. (1991).- Pressure-Temperature-time paths, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 19, 207-236.
- HUDLESTON, P. J. (1973 a) .- Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* 16, 1-46.
- HUDLESTON, P. J. (1973 b) .- An analysis of "single layer" folds developed experimentally in viscous media. *Tectonophysics* 16, 189-214.
- HUDLESTON, P. J. (1989).- The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 11, 949-958.
- HUDLESTON, P. J. y LAN, L. (1993).- Information from fold shapes. *Journal of Structural Geology*, 15, 253-264.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980).- Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, 2, 63-68.
- INGLES, J. (1985).- Theoretical and natural strain patterns in ductile simple shear zones. *Tectonophysics* 115, 315-334.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973).- Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Am. J. Sci.* 273, 353-375.

- KERRICH, R. & ALLISON, I. (1978).- Flow mechanisms in rocks: microscopic and mesoscopic structures, and their relation to physical conditions of deformation in the crust. *Geoscience Canada* 5, 109-118.
- KNIPE, R. J. & WHITE, S. H. (1979).- Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstone, S.W. Wales. *Journal of Structural Geology*,1, 53-66.
- KNIPE, R. J. & WHITE, S. H. (1979).- Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstone, S.W. Wales. *Journal of Structural Geology*,1, 53-66.
- KNIPE, R.J. (1981).- The interaction of deformation and metamorphism in slates, *Tectonophysics*, 78, 249-272.
- LATHAM, J. (1985).- A numerical investigation and geological discussion of the relationship between folding, kinking and faulting, *Journal of Structural Geology*, 7, 237-249.
- LAW, R.D. (1990).- Cristallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology, ien KNIPE, R.J. y RUTTER, E.H. (eds.) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*, Geological Society Special Publication, 54, 335-352.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984).- S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6, 617-638.
- MALAVIEILLE, J. (1987 b).- Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the north-eastern Basin Range. *Journal of Structural Geology*, 9, 541-554.
- MARCOUX, J., BRUN, J. P., BURG, J. P. & RICOU, L. E. (1987).- Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalya, Southern Turkey). *Journal of Structural Geology*, 9, 555-562.
- MARSHAK, S. & ENGELDER, T. (1985).- Development of cleavage in limesiones of a fold-thrust belt in eastern New York. *Journal of Structural Geology*, 7, 345-359
- MAWER, C. K. (1987).- Shear criteria in the Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*,9, 531-540.
- MAXWELL, J.C. (1962).- Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware water gap area, New Jersey and Pennsylvania. *Petrologic studies. Mem. Geol. Soc. Am.*, 281-311.
- MEANS, W. D. (1977).- Experimental contributions to the study of foliations in rocks: a review of research since 1960. *Tectonophysics* 39, 329-354.
- MEZGER, , K. (1990).- Geochronology in granulites, en: VIEZEUF, D. y VIDAL, P., eds. *Granulites and crustal evolution*, Kluwer, 451-470.
- MITRA, G. & YONKEE, W.A. (1985).- Relationship of spaced cleavage to folds an thrust in the Idafo-Utah-Wyoming thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 7, 361-373.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J. P. (1976).- *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Ed. John Wiley & Sons, 444 pp.
- NICOLAS, A. (1987).- *Principios de Tectónica*. Ed. Masson (Paris) 185 pp.
- PASSCHIER, C. W. y SIMPSON, C. (1986).- Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*,8, 831-843.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1996).- *Microtectonics*. Springer Verlag. 289 pp.

- PASSCHIER, C.W., MEYERS, J.S. y KRONER, A. (1990).- Field geology of high grade gneiss terranes, Springer-Verlag, 150 pp.
- PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J., ZWART, H.J. y VISEERS, R.L.M. (1992).- Porphyroblast rotation: eppur si muove?, *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 283-294.
- PATERSON, M.S. (1978).- Experimental rock deformation. The brittle field. Ed. Springer-Verlag (Heidelberg), 254 pp.
- PERRIN, M., OLTRA, P. H. & COQUILLART, J. (1988).- Progress in the study and modelling of similar fold interferences. *Journal of Structural Geology*, 10, 593-605.
- POIRIER, J. P. (1976).- Plasticité à haute température des solides cristallins. Ed. Eyrolles (Paris), 320 pp. (Ver p: 283-299).
- POWELL, C. McA. (1979).- A morphological classification of rocks cleavage. *Tectonophysics* 58, 21-34.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press. 502 pp.
- PULGAR, J. (1980).- Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de plegamiento en la zona Asturoccidental leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España). Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 334 pp.
- PULGAR, J.A. (1981).- La disolución por presión y el desarrollo del bandeo tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado del NW de España. *Trabajos de Geología*. Ed. Univ. Oviedo, 11, 147-190.
- PULGAR, J.A. (1981).- La disolución por presión y el desarrollo del bandeo tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado del NW de España. *Trabajos de Geología*. Ed. Univ. Oviedo, 11, 147-190.
- RAGAN, D.M. (1987).- Geología estructural. Introducción a las técnicas geométricas. Ed. Omega, Barcelona, 207 pp.
- RAMBERG, H. (1960).- Relationship between length and thickness of pygmatically folded veins. *Am. J. Sci.* 258, 36-46.
- RAMBERG, H. (1961).- Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundschau* 51, 405-439.
- RAMBERG, H. (1963).- Strain distribution and geometry of folds, *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 42, 1-20.
- RAMBERG, H. (1964).- Selective buckling of composite layers with contrasting rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics* 1, 307-341.
- RAMBERG, H. (1968).- Instability of layered systems in the field of gravity I, II. *Phys. Earth Planet.* 1, 427-447.
- RAMBERG, H. (1970).- Folding of compressed multilayers in the field of gravity I, II. *Phys. Earth Planet.* 2, 203-232.

- RAMON-LLUCH, R.; MARTINEZ-TORRES, L.M. y EGUILUZ, L. (1989).- Rafold: a basic program for the geometric classification of folds. *Computers and Geosciences* 15, 989-996.
- RAMSAY, J. G. & GRAHAM, R. H. (1970).- Shain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786-813.
- RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. (1983).- The techniques of modern Structural Geology. Vol. 1, Strain analysis. Ed. Academic Press (London), 307 pp. (Ver p: 179-195).
- RAMSAY, J. G. (1962 a).- The geometry and mechanics of similar type folds. *Jour. Geol.* 70, 309-327.
- RAMSAY, J. G. (1962 b).- Interference patterns produced by the superposition of folds of similar types". *Jour Geol.* 70, 466-481.
- RAMSAY, J. G. (1963).- The folding of angular unconformable sequences. *Jour. Geol.* 71, 297-400.
- RAMSAY, J. G. (1977).- Plegamiento y fracturación de rocas. Ed. Blume, (Madrid), 590 pp. (Ver p: 195-200).
- RAMSAY, J. G. (1980).- Shear zones geometry a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 83-89.
- RAMSAY, J.G. (1982).- Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. In: *Mountain Building Processes*. Ed. Academic Press (London & New York), 111-127.
- RAMSAY, S. G. & HUBERT, M. I. (1987).- The techniques of modern Structural Geology. Vol. 2, Folds and Fractures. Ed. Academic Press (London), 308-700 pp.
- RUTTER, E.H. (1983).- Pressure solution in nature, theory and experiment. *Jour. Geol. Soc. London* 140, 725-740.
- SHELLEY, D. (1989).- P, M and G tectonites: a classification based on origin of mineral preferred orientations. *Journal of Structural Geology*, 11, 1039-1045.
- SHERVING, J. & CHAPPLE, W. M. (1968).- Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. *American Journal of Science*. 266, 167-179.
- SIBSON, R.H. (1977).- Fault rocks and fault mechanisms, *Journal of the Geological Society of London*, 133, 191-213.
- SIDDANS, A. W. B. (1972).- Slaty cleavage. A review of research since 1815. *Earth Sci. Rev.* 28, 205-232.
- SIDDANS, A. W. B. (1977).- The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics* 39, 533-557.
- SIMPSON, C. (1986).- Determination of movement sense in mylonites, *Journal of Geological Education*, 34, 246-261.
- SIMPSON, C. y DePAOR, D.G. (1993).- Strain and kinematic analysis in general shear zones, *Journal of Structural Geology*, 15, 1-20.
- SIMPSON, C. y SCHMID, S.M. (1983).- An evaluation of criteria to deduce to sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin* 94, 1281-1288.

- SITTER, L.U. de (1958).- Boundins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnbouw* 20, 277-286.
- SKJERNAA, L. (1975).- Experiments on superimposed buckle folding. *Tectonophysics* 27, 255-270.
- SMITH, R. B. (1977).- Formation of folds, boudinage and mullions in non-Newtonian materials. *Geological Society of America Bulletin* 88, 312-320.
- SOULA, J. C. (1981).- Plissement experimental de monolits et de multilits à contraste de compétence faible ou moyen; comparaison avec des structures naturelles". *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.* 23, 235-256.
- SOULA, J. C. y DEBAT, P. (1976).- Developpement et caractères des litages tectoniques. *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 1515-1537.
- SPEAR, F.S. y PEACOCK, S.M. (1989).- Metamorphic pressure-temperature-time paths. *American Geophysical Union, Short Courses in Geology*, 7, 102 pp.
- SPRY, A. (1969).- *Metamorphic textures*. Ed. Pergamon Press (Oxford), 350 pp.
- STAUFFER, M. R. (1964).- The Geometry of Conical Folds. *J. Geol. Geophys.* 7, 340-347.
- SUPPE, J. (1985).- *Principles of Structural Geology*. Ed. Englewood Cliffs (New Jersey), 537 pp.
- TANNER, P. W. G. (1989).- The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, 11, 635-656.
- THIESSEN, R. L. y MEANS, W. D. (1980).- Classification of fold interference patterns: a re-examination. *Journal of Structural Geology*, 2, 311-326.
- TREAGUS, S. H. (1982).- A new isogon-cleavage classification and its application to natural and model fold studies. *Geol. Jour.* 17, 49-64.
- TURNER, F. & WEISS, L. E. (1963).- *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Ed. McGraw-Hill (New York & London), 545 pp.
- TWISS, R. J. (1977).- Theory and applicability of a recrystallized grainsize palaeopiezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 227-244.
- TWISS, R. J. (1988).- Description and clasification of folds in a single surfaces. *Journal of Structural Geology*, 6, 607-624.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. (1992).- *Structural geology*. Freeman & Co. 532 pp.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. y BRUN, J. P. (1987).- Rolling structures at large shear strain. *Journal of Structural Geology*, 9, 691-704.
- Van der Pluijm B.A. y Marshack, S. (1997).- *Earth Structure, an introduction to Structural Geology and Tectonics*. McGraw-Hill. 495 pp.
- VAUCHEZ, A. (1987).- Mécanismes de déformation et cinématique des zones de mouvement ductiles. Thèse Univ. de Marseille, 315 pp.
- VERNON, R. H. (1977).- Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. *Tectonophysics* 39, 439-452.
- VERNON, R. H. (1978).- Porphyroblast-matrix microstructural relationships in metamorphic rocks. *Geol. Rundschau* 67, 288-305.
- VERNON, R.H. (1976).- *Metamorphic processes*. Ed. George Allen & Unwin, Ltd., 247 pp.

- WATKINSON, A. J. (1981).- Patterns of fold interference: influence of early fold shapes. *Journal of Structural Geology*, 3, 19-23.
- WATTS, M. J. & WILLIAMS, G. D. (1979).- Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Journal of Structural Geology*, 1, 323-332.
- WEISS, L. E. (1959).- Geometry of superposed folding. *Geological Society of America Bulletin* 70, 91-106.
- WEISS, L. E. (1980).- Nucleation and growth of kink bands. *Tectonophysics* 65, 1-38.
- WHITTEN, E. H. T. (1966).- *Structural geology of folded rocks*. Ed. Rand McNally (Chicago), 678 pp.
- WILSON, G. & COSGROVE, J. W. (1982).- *Introduction to small-scale Geological Structures*. Ed. George Allen & Unwin (London), 128 pp.
- WILSON, G. (1953).- Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland. *Proc. Geol. Assoc. Lond.* 64, 118-151.
- WILSON, G. (1967).- The geometry of cylindrical and conical folds. *Proc. Geol. Assoc. Lond.* 78, 179-210.
- WILLIAMS, P. F. (1972).- Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia, *American Journal of Science*, 272, 1-47.
- WILLIAMS, P. F. (1977).- Foliation: a review and discussion. *Tectonophysics* 39, 305-328.
- WINKLER, H. G. F. (1978).- *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume (Madrid), 346 pp. (Ver p: 211-261).
- WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P.A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L. & SCHAMEL, P. A. (1984).- Fault related rocks: suggestion for terminology. *Geology* 12, 391-394.
- WOOD, B.J. y FRASER, D.G. (1977).- *Elementary thermodynamics for geologists*, Oxford University Press, 303 pp.
- WOOD, D.S. (1974).- Current view of the development of slaty cleavage. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*2, 369-401.
- WOOD, D.S., OERTEL, G., SINGH, J. y BENNETT, H.F. (1976).- Strain and anisotropy in rocks: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 283, 27-42.
- WRIGHT, T.O. y PLATT, L.B. (1982).- Pressure dissolution and cleavage in the Martinsburg shale, *American Journal of Science*, 282, 122-135.
- ZWART, H.L. (1962).- On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (central Pyrenees), *Geologische Rundschau*, 52, 38-65.

LA DEFORMACIÓN DÚCTIL EN LA WWW

Estas son algunas direcciones en las que se pueden encontrar aspectos relacionados con el tema tratado:

Conceptos acerca de la génesis de foliaciones. Por D. Durney (McQuaire Univ. Australia):

<http://www.virtualexplorer.com.au/ACRC/news/conf/Conferences/HallsGapOrg/DavidDurney.html>

Foliaciones por Lynn S. Fichter (Department of Geology and Environmental Science, James Madison University, Harrisonburg, Virginia):

<http://geollab.jmu.edu/Fichter/MetaRx/Metatexture.html>

Fotografías de estructuras dúctiles por R.W. Schlische (Rutgers University):

<http://www.rci.rutgers.edu/~geolweb/slides.html#pagetop>

Mecanismos de plegamiento (Rob Butler, Leeds University):

<http://earth.leeds.ac.uk/ugpublic/ears1053/lecture2/lecture2notes.htm>

Plegamiento relacionado con fallas (Arvid M. Johnson (Purdue Univ.) y Kaj M. Johnson (Stanford Univ.))

http://www.eas.purdue.edu/physproc/fault-related_folding.htm

<http://www.eas.purdue.edu/fauxpli/>

Dibujos animados de modelos de génesis de porfiroblastos (Rod Holcombe, Universidad de Queensland):

<http://www.earthsciences.uq.edu.au/~rodh/animations/rodhAnimationLibrary.html>