

Figure 103. Failles conjuguées pour différentes orientations de σ_1 .

c. Associations failles—fentes

Dans la nature, les deux éléments (failles conjuguées formées par rupture cisailante, et fentes de tension) sont associées. On a donc des systèmes où on associe des failles avec des fentes en échelon (en-échelon tension gashes).

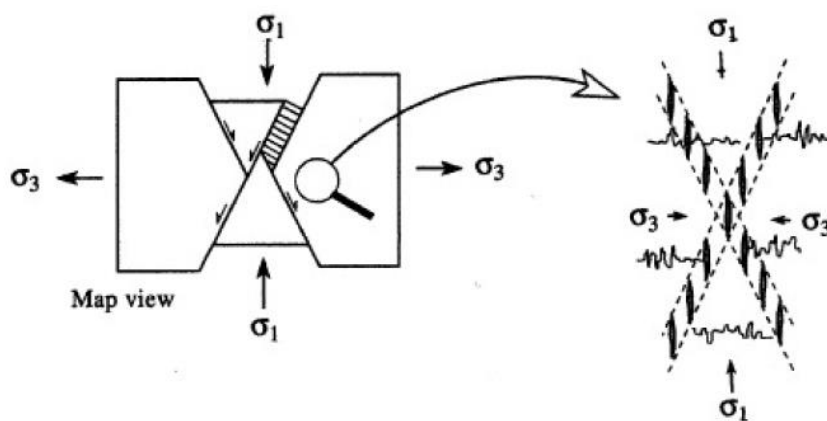


Figure 104. Association entre failles conjuguées et fentes de tension (et stylolites – cf. paragraphe 2.2).

2.2 Etude des failles sur le terrain

a. Détermination du sens de déplacement

Si on observe un plan de faille exposé, différents indicateurs permettent de déterminer le sens et la direction du glissement (figure suivante):

- Le plan de faille est en général strié (slickenslided). L'orientation des stries (slickenslide lineations or groove lineation) donne le sens du mouvement ;
- Des stylolites et des fentes de tension associées peuvent indiquer le sens du déplacement ;
- Des cristallisations de minéraux (calcite en France, le plus souvent) se forment « en aval » de petites irrégularités du plan de faille et forment des écailles 85 qui donnent le sens du déplacement (steps, slip fibres) ;

- Les roches proches de la faille sont tirées et tordues de façon ductile et forment des crochons (fault drag).

Il faut se méfier, en revanche, du déplacement apparent (fault separation) en carte : selon l'orientation initiale des couches et de la faille, il peut être tout et n'importe quoi!

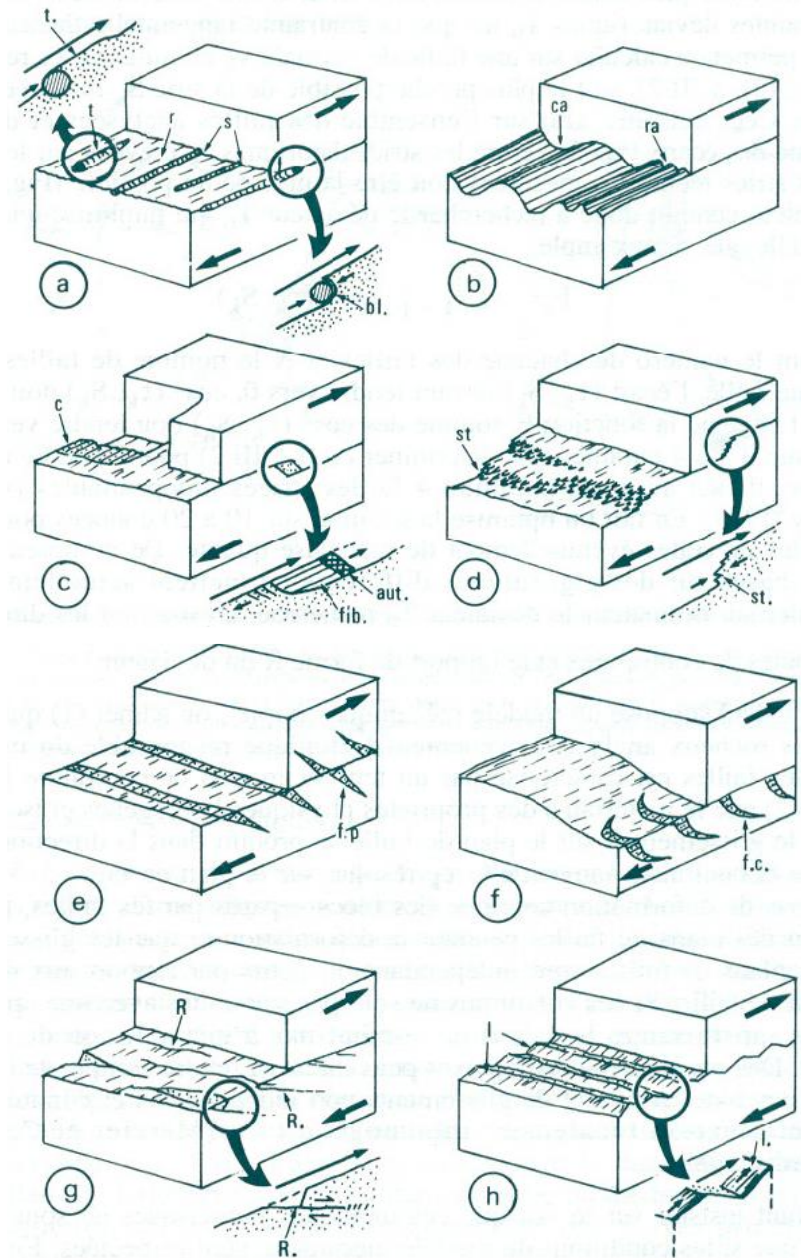


Fig. Tectoglyphes, marqueurs de glissement sur un plan de faille

Tr= trainé en relief, s = strie, r = rayure, ra= rainure, ca = cannelure, bl= bloc,
 C= cristallisation, aut= cristallisation automorphe, fib= cristallisation fibreuse, st=stylolithe
 Fp = fente de traction, R = joint de Ridel

b. Reconstitution de l'état de contrainte

Les failles sont en théorie à 30° de σ_1 , avec une population de failles (formées en même temps, on peut donc retrouver la direction de la contrainte principale.

Mécanismes au foyer

Si on considère un séisme, correspondant à un mouvement sur une faille active, on peut découper l'espace autour de cette faille en 4 quadrants, séparés par la faille elle-même, et par un plan orthogonal (le plan auxiliaire). Deux de ces quadrants sont en extension et deux en compression.

Les ondes sismiques générées lors de la rupture sur cette faille vont, de la même façon, avoir des caractères différents. Les ondes qui partent du foyer, dans un des quadrants en compression, ont un premier mouvement en compression ; celles qui partent dans un quadrant en extension ont un premier mouvement en extension.

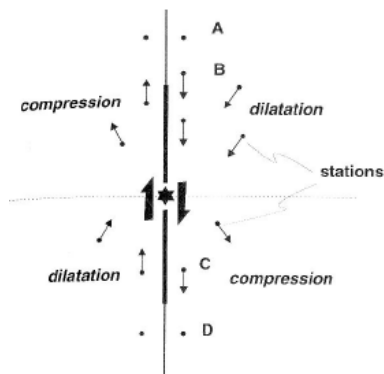


Figure
Déplacements des stations d'enregistrement d'un séisme vers ou en s'éloignant de l'épicentre, et distribution en quadrants compressifs et extensifs. Le séisme est marqué par une étoile, la portion de faille activée pendant le séisme par un trait épais.

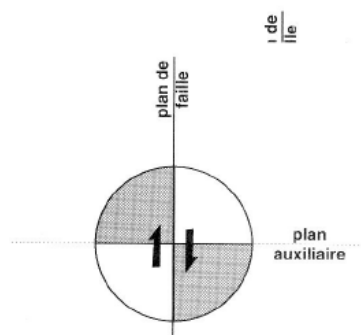


Figure 1.1. Quadrants en extension et en compression lors d'une rupture sur une faille active.

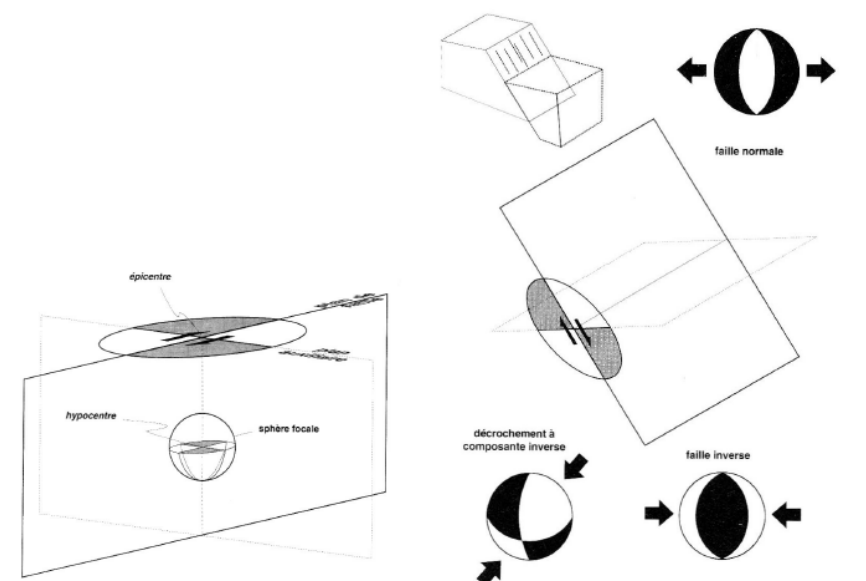


Figure 1.2. Mécanismes au foyer sur différents types de faille.

La complexité des failles sur le terrain

La discussion précédente suppose implicitement des failles idéales: des fragments de plans infinis, et sans épaisseur. C'est en réalité rarement le cas:

a. Les failles ne sont que rarement planes

Les plans de failles ont des irrégularités, dues par exemple à des différences lithologiques, etc. Ces irrégularités créent des complications structurales sur les failles.

En contexte extensif

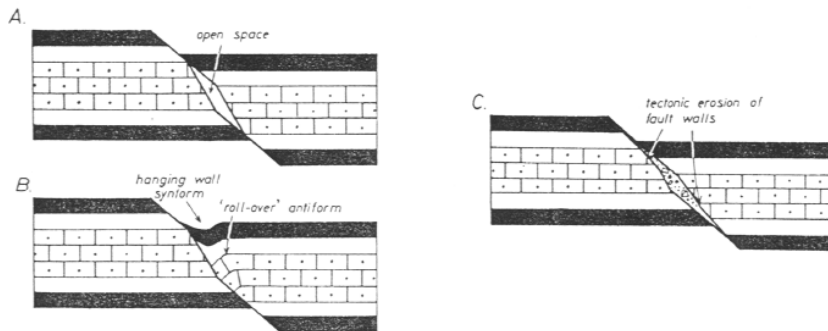


Figure 120. Ici, le pendage d'une faille normale change dans différents matériaux (angle de rupture différent). On crée donc des « vides » (qui sont remplis par des minéralisations, où ici par l'effondrement du toit) ou des « recouvrements » (qui sont détruits par érosion tectonique)

En contexte compressif

En contexte compressif, les chevauchements et failles inverses développent souvent des systèmes de rampes et de plats (ramps and flats), avec des failles qui se localisent préférentiellement dans des discontinuités lithologiques (cf. trias gypsifère dans les chaînes sub-alpines), et qui « sautent » d'un niveau faible à l'autre.

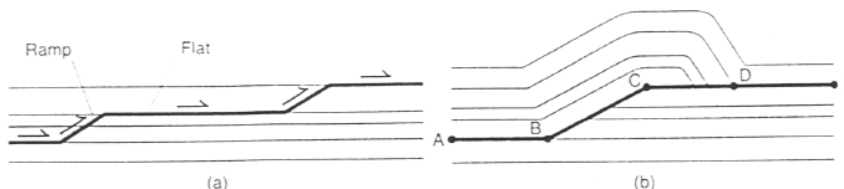


Figure 121. Système de plats et de rampes dans un chevauchement.

En décrochement

En décrochement, de façon similaire aux failles normales, on forme des creux (bassins d'effondrement en « pull-apart ») et des zones de compression.

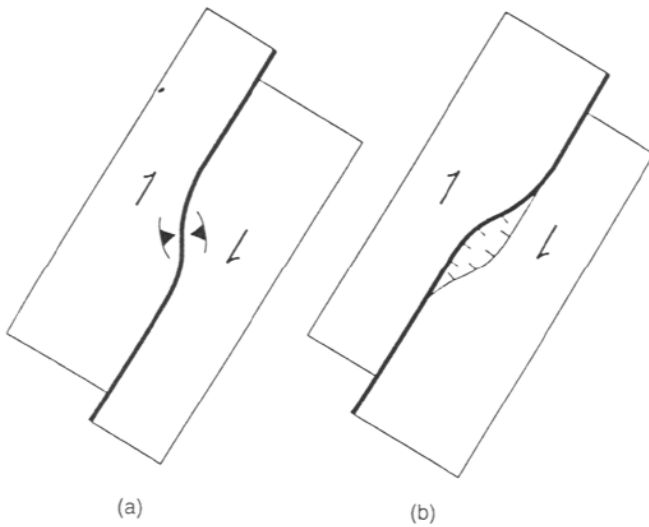


Figure 122. Pull-apart et zones de compression sur un décrochement.

b. Les failles ne sont pas un plan de rupture unique

Les failles ne correspondent que rarement à un plan de rupture unique, ce sont plutôt des zones structurales déformées.

A l'échelle régionale

On observe des faisceaux de failles, avec des failles secondaires (fault splay) se branchant sur la faille principale.

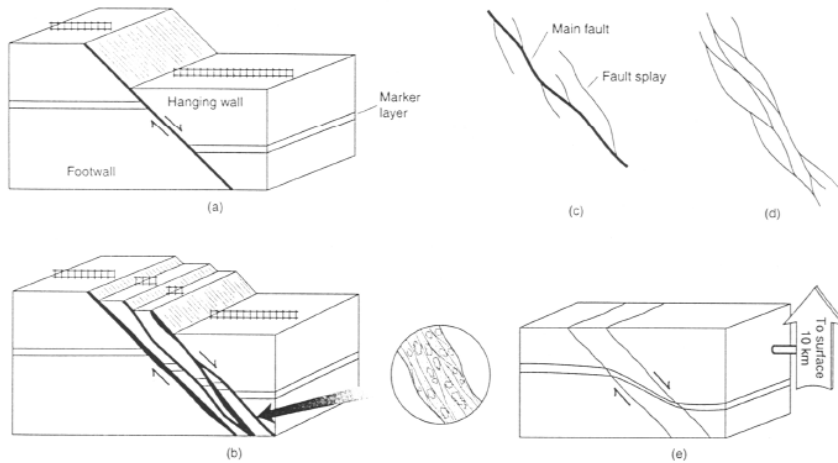


Figure 123. Failles secondaires, zones broyées, zones de cisaillement ductiles associées à « une » faille.

A l'échelle de l'affleurement

Les failles sont fréquemment entourées de fractures tensiles orientées à 15° de part et d'autre de s_1 : des joints de Riedel.

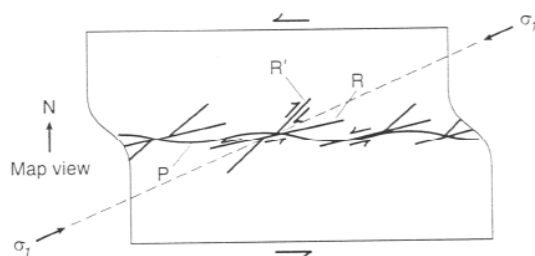


Figure 124. Fractures secondaires autour d'une faille principale : joints de Riedel R et R'

c. Ou se terminent les failles

Les failles ne se poursuivent pas indéfiniment, mais se terminent quelque part :

- Elles sont tronquées par des structures plus jeunes (autre faille, discordance) ;
- Elles émergent à la surface de la Terre (faille émergente (emergent fault) si elle atteint la surface pendant son activité ; faille exhumée (exhumed fault) si l'érosion la met à jour) ; on parle sinon de faille aveugle (blind fault) ;
- Elle s'amortit progressivement :
 - Soit parce que la déformation est absorbée de façon élastique, jusqu'au moment où il n'y a

plus assez de déformation pour former une faille ;

-Soit parce que la déformation devient plastique dans un niveau moins compétent (croûte profonde, niveau ductile comme sel, argile...).

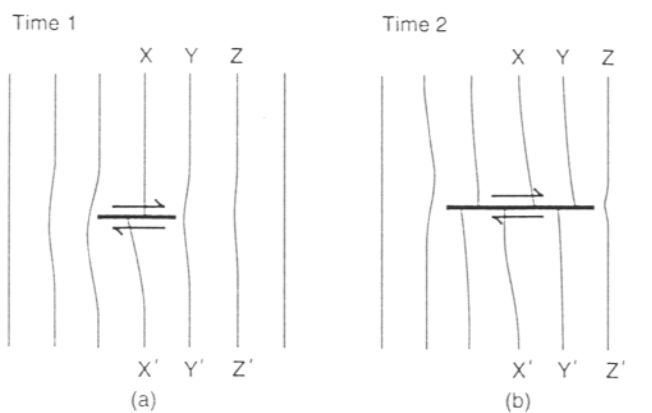


Figure 125.
Amortissement élastique
d'une faille. Noter aussi
la relation entre la
longueur, et le
déplacement sur la
faille.

Souvent, les failles se divisent en une série de failles moins importantes près de leur fin (terminaison en queue de cheval, horse tail, dont la géométrie donne le sens de mouvement).

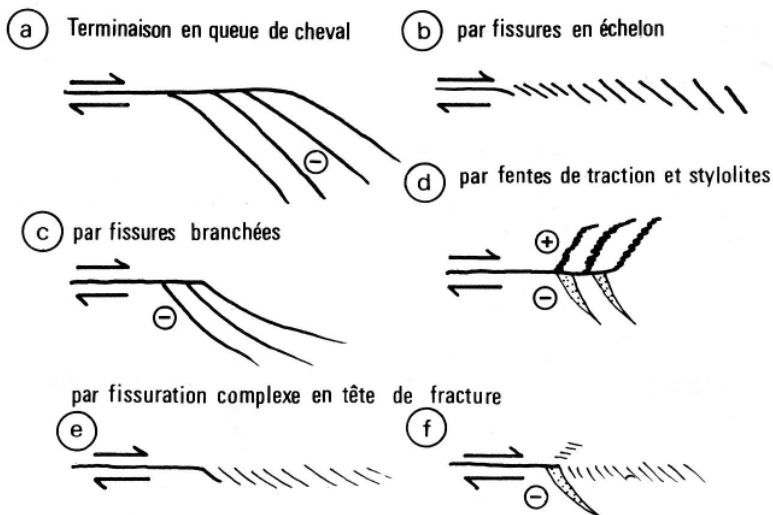


Figure 126. Différents
types de terminaison de
failles. Notez que dans la
plupart des cas on peut
s'en servir pour
déterminer un sens de
mouvement.

Enfin, on peut noter une relation générale entre la longueur d'une faille, le déplacement sur cette faille, et la largeur de la zone de faille (en gros proportionnalité entre **les logs** de ces valeurs).

d-Les roches de faille

Les failles sont en general associees a des roches broyees et ecrasees, qu'on range sous le terme generique de roches de failles (fault rocks). Il existe une terminologie complexe selon la taille des fragments, et la nature cohesive ou non des roches formees.

-Breches (fault breccia, fault gouge)

Roche non cohesive, avec des clastes angulaires dans une matrice fine. La taille des fragments peut varier de metrique (megabreccia) a sur millimetrique (gouge, généralement alteré en argiles rougeatres).

-Cataclasites

Roche cohesive, fragments angulaires en puzzle.

-Mylonites

Roche cohesive, fortement foliee ; grains tres fins (non visibles a l'oeil nu)

Pseudo-tachylites

(Tachylite = terme desuet pour des liquides basaltiques). Roche cohesive, formee par de la fusion par friction lors de la deformation. Typiquement un verre (parfois devitrifie). Rare, associe par exemple aux impacts de meteorites.

3.4. Morphologie associée aux failles

Les failles sont souvent associee a une morphologie reconnaissable, avec un escarpement plus ou moins lineaire (escarpement de faille, ou de plan de faille – fault-line scarp, fault scarp) ; elles sont tres faciles a observer en photo aerienne ou satellite (Google Earth !).

Un escarpement de faille est souvent disséqué en facettes triangulaires (<< flat irons >>) par des ruisseaux perpendiculaires. Sur une faille active, on peut observer des ruisseaux décalés, des terrasses alluviales récentes ou des cônes de déjections découpés par la faille, etc.

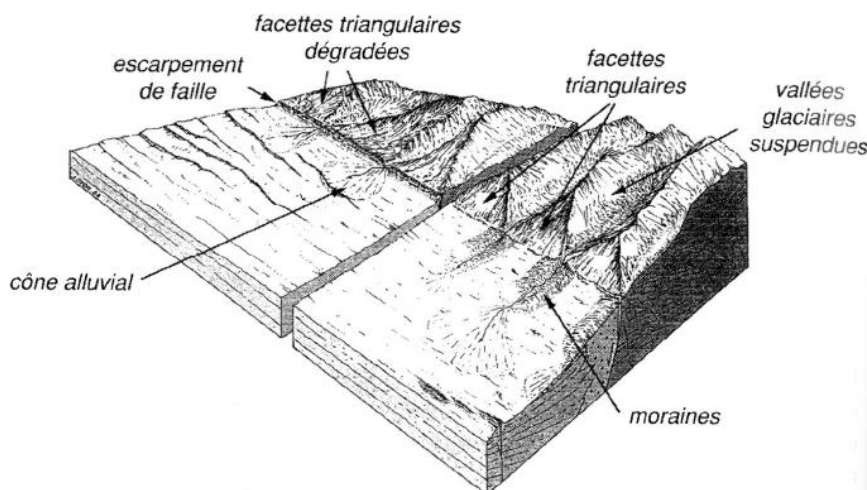


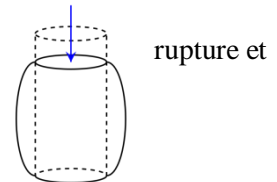
Figure 128. Morphologie associée aux failles du plateau Tibétain.

2. 2. LA DEFORMATION DUCTILE

La déformation ductile des roches peut se produire :

a) À basse température et pression de confinement élevée (25 °C et 35 MPa). Un échantillon cylindrique de marbre subit une déformation ductile de 3 à 20 % sans acquiert une forme de barillet (fig. ci-contre).

b) À pression de confinement constante, une augmentation de la température (300 à 600 °C) abaisse le seuil d'apparition de la déformation plastique et peut augmenter la quantité de déformation plastique avant rupture.



L'analyse de la déformation ductile peut donc être abordée sous deux aspects :

Aspect macroscopique (distorsion) du matériau ; c'est l'analyse de l'état de déformation quantifié par l'ellipsoïde de déformation finie.

Aspect microscopiques (l'écoulement ductile) du matériau. L'écoulement ductile peut être accommodé par la fracturation de grains cristallins, ou même de blocs rocheux, suivie d'un glissement sur les plans de fracture ; c'est la *déformation cataclastique*.

Il peut aussi résulter de glissements intra-grains qui conduisent au changement de forme de ceux-ci ; c'est la *déformation plastique par glissement de dislocations*. L'écoulement ductile peut aussi résulter d'un transfert de matière aux limites de ces domaines par diffusion de particules. Le terme de *déformation ductile* s'applique donc à la déformation globale d'un volume de matériau (dont il faut préciser les dimensions) que l'on considère comme un continuum homogène.

1-Mécanismes physiques de la déformation plastique

La déformation plastique s'exprime à l'échelle du grain ou de quelques grains : la roche est déformée dans la masse, et pas uniquement sur des plans particuliers. En fonctions des conditions de la déformation (contrainte et température surtout), différents types de déformation plastique sont possibles.

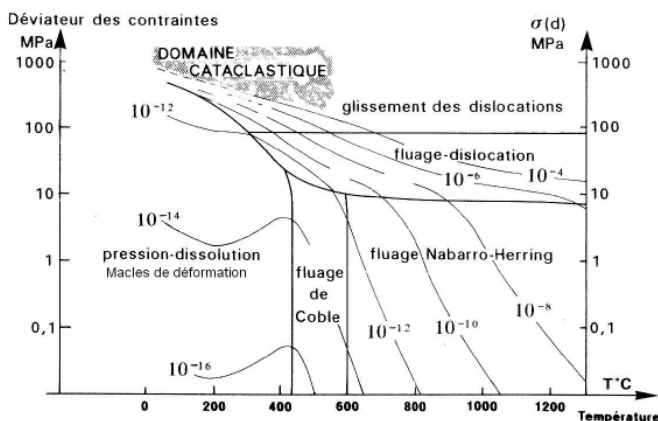


Figure . Types de déformation plastique en fonction de la contrainte et de la température. Pour toutes ces déformations, il existe une loi reliant la contrainte et le taux de déformation (et, en général, la température) si bien que le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ est défini en tout point du graphique.

1.1. Microfracturation et cataclase

Déformation cassante à l'échelle microscopique, sur des microfractures ; leur somme donne une déformation continue à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement. La roche peut finir par montrer suffisamment de plans de fractures interconnectés pour pouvoir fluer (glissement sur des plans de fracture, frictional sliding).

1.2. Macles de déformation (mechanical twinning)

Si le réseau cristallin est déformé, et non pas brisé, on développe préférentiellement des « pliures » dans des directions cristallographiques privilégiées. Les cristaux sont alors séparés en domaines plus petits, d'orientation cristallographique homogène, séparés par des plans de macles (twinning plane) (ne pas confondre avec les macles « ordinaires » de croissance minérale). Les macles de déformations sont communes dans la calcite et le plagioclase (ou on peut les confondre avec des macles polysynthétiques ordinaires ; mais les macles de déformations tendent à s'amincir et se biseauter aux extrémités).

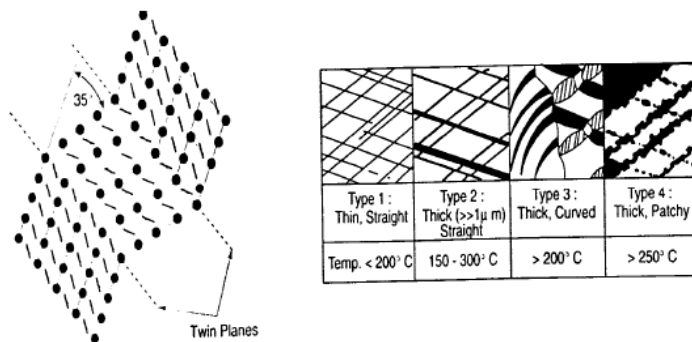


Figure 43. Macles de déformation, à gauche de façon idéalisée à l'échelle cristalline, à droite différents types dans de la calcite.

1.3. Pression-dissolution (dissolution creep, ou pressureresolution)

Dissolution sous contrainte depuis des sites de haute pression, avec transport des ions par des fluides (eau) et dépôt dans des domaines de plus basse pression (ombre de pression, pressure shadow ; ou simplement veines un peu plus loin). Il est nécessaire d'avoir un fluide pour transporter la matière.

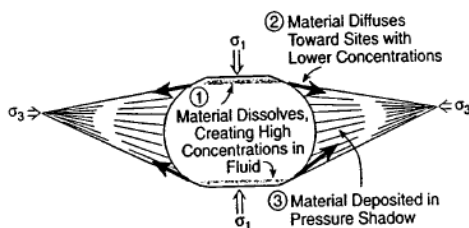


Figure . Pression-dissolution, et formation d'ombres de pression autour d'un cristal.

1.4. Fluage par diffusion

a. Diffusion intra-cristalline (Volume diffusion creep) Diffusion sans fluides. Il s'agit « d'auto-diffusion » d'ions (et de lacunes) dans un cristal, depuis les sites de haute pression aux sites de plus basse pression. Ce fluage obéit à une loi newtonienne ($\dot{\epsilon} \propto \mu D_s$).

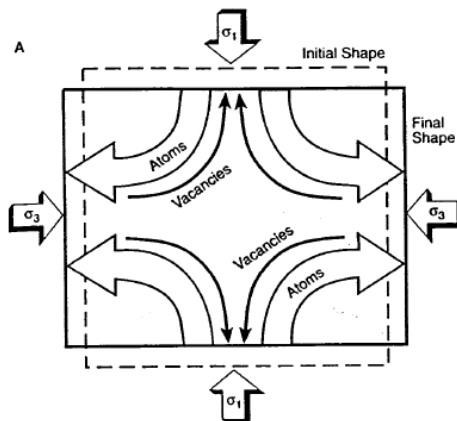


Figure 46. Fluage par diffusion intra-cristalline (fluage de Nabarro-Herring).

b. Diffusion sur les joints de grains (grain boundary diffusion creep)

Ou fluage de Coble. Similaire au précédent, mais le fluage se fait sur les joints de grains et pas dans les grains eux-meme. Plus efficace à basse température. Il est lui aussi newtonien.

1.5. Fluage par dislocation (dislocation creep)

On appelle « dislocation » un défaut (linéaire ou planaire) dans le système cristallin. Ces dislocations peuvent se déplacer sous contrainte, ce qui permet au cristal de se déformer.

NB – Dans la Figure 42, on distingue deux types de fluage par dislocation (glissement de dislocation, et fluage-dislocation) qui correspondent à des variations de ce mécanisme, que vous pouvez ignorer...

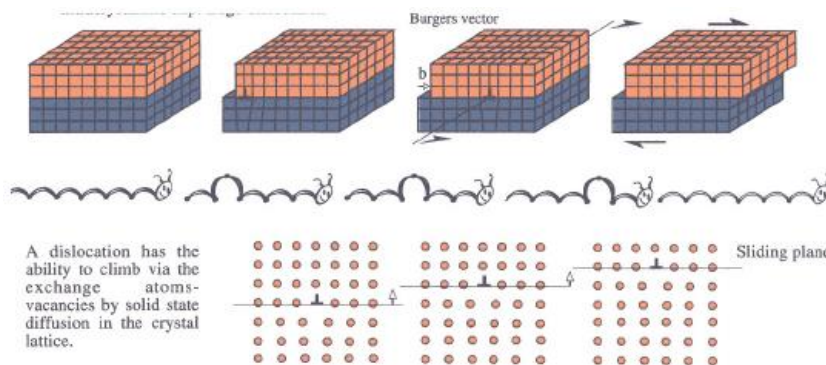


Figure . Fluage par glissement de dislocation.

Ce type de fluage forme des textures très reconnaissables au microscope (en particulier dans les quartzs) :

- Extinction roulante (undulose extinction), qui résulte de la distribution irrégulière des dislocations dans un cristal, et donc des plans cristallographiques un peu désordonnés ;
- Formation de sous-grains (sub-grains), par accumulation de dislocations sur une surface séparant des domaines cristallographiques différents ; avec des textures mosaïques ou des gros grains (de quartz, souvent) sont découpés en de nombreux petits grains à limite floue.

Le fluage-dislocation obéit à une loi non-newtonienne, en :

$$\dot{\epsilon} \propto D\sigma^n \quad (3 < n < 5).$$



Figure 48. Extinction roulante et sous-grains dans des quartz.

2 LA GÉOMÉTRIE DES PLIS

2.1 Définitions et nomenclature des éléments descriptifs des plis

Un pli s'exprime par une surface de référence (stratification, schistosité, plan stylolithique, miroir de faille...) déformée de manière continue et hétérogène. Dans les cas les plus simples les plis sont formés d'une succession de courbures vers le haut, appelées **antiformes** et vers le bas, appelées **synformes** (Fig. 2.1a).

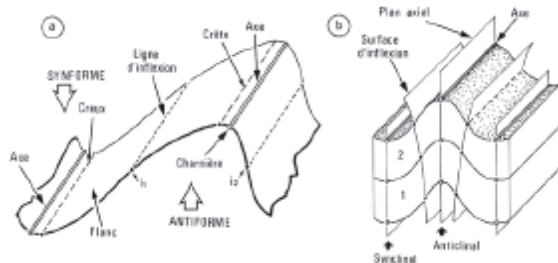


Figure 2.1 - Principaux termes utilisés pour la description des plis.

Lorsque la polarité des roches plissées est restée dans sa position d'origine, stratigraphiquement normale, on parle d'**anticlinaux** et de **synclinaux** à la place d'antiformes et de synformes.

L'**axe du pli** est le lieu de courbure maximum de la surface déformée et la **charnière** sa section orthogonale. Les **flancs** du pli compris entre les axes, contiennent les **lignes d'inflexions** (i_1 , i_2) de la surface plissée. La **ligne de crête** et la **ligne de creux** représentent respectivement les lieux topographiquement les plus élevés et les plus bas de la surface déformée ; axes et lignes de crête ou de creux peuvent être distincts ou confondus.

L'axe d'un pli peut être rectiligne ou courbe ; dans ce dernier cas, la surface plissée est accidentée de **dômes** et de **bassins**.

On appelle **surface axiale** la surface qui contient les axes des surfaces plissées empilées ; elle est souvent plane, on l'appelle alors le **plan axial du pli** (Fig. 9.1b).

Les **surfaces d'inflexions** sont celles qui contiennent les lignes d'inflexions.

La forme des surfaces plissées simples peut être caractérisée par la demi-longueur d'onde $W/2$ et l'amplitude (A) de chaque courbure, mesurée à partir de la ligne joignant les points d'inflexion (Fig. 2.2a).

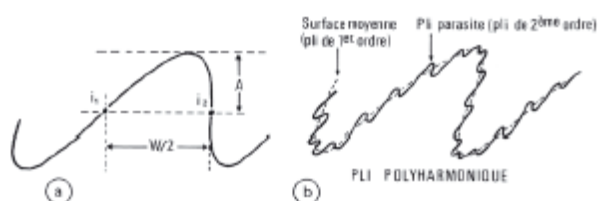


Figure 2.2 - a) Amplitude (A) et demi-longueur d'onde ($W/2$) d'un pli ; b) surface moyenne et plis parasites d'un pli polyharmonique.

La surface plissée peut présenter des ondulations

d'ordres différents (*plis polyharmoniques*) ; les plis de petite longueur d'onde sont dits *plis parasites* (Fig. 9.2b). L'angle d'un pli (i_1, i_2) ou *angle d'ouverture* est défini par l'angle des tangentes à la surface plissée aux points d'inflexion (i_1 et i_2) (Fig. 9.3a).

Selon la valeur de cet angle on parle de pli modéré (gentle), ouvert (open), fermé (close), serré (tight) et isoclinal (Fig. 9.3b).

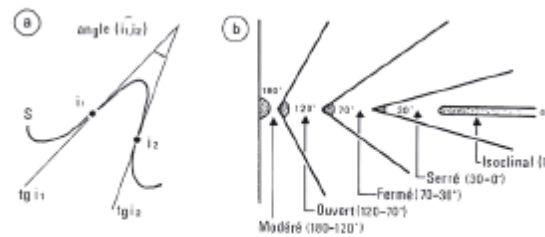


Figure 9.3 - a) Angle d'un pli (angle des tangentes aux points d'inflexion) ; b) termes utilisés pour décrire les plis définis par leur angle.

2 2 L'orientation des plis

Elle est définie par l'orientation de l'axe du pli (azimut et plongement) et du plan axial (direction et pendage) (Fig. 9.4). La classification des plis de Fleuty tient compte des valeurs du pendage du plan axial (PA) et du plongement de l'axe (Fig. 9.4).

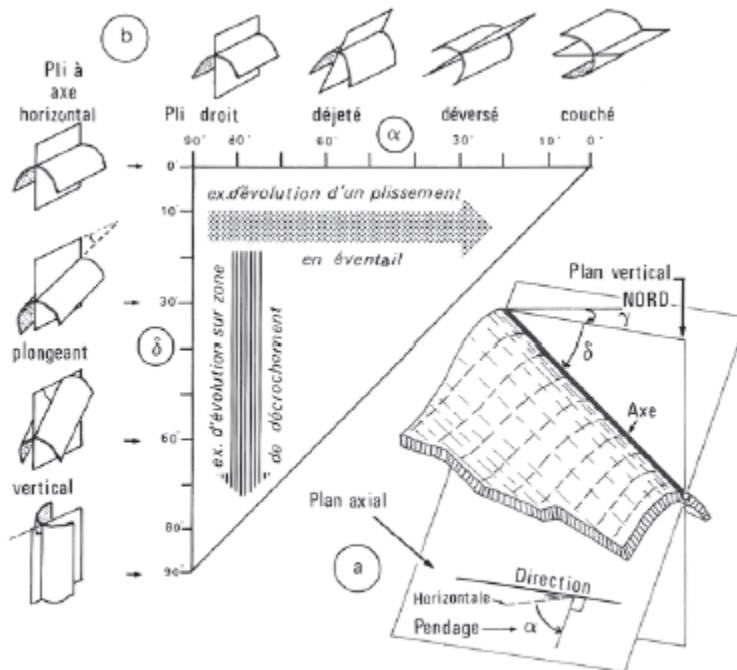


Figure 9.4 - Diagramme de Fleuty (1964, *Proc. Geol. Ass. Lond.*, 75, 461-492) représentant les plis en fonction du plongement (δ) de l'axe et du pendage (α) du plan axial.

2 2 1 La symétrie des plis

Une surface plissée peut posséder zéro, un ou deux plans de symétrie (M et M') (Fig. 9.5a) qui sont disposés parallèlement et/ou perpendiculairement à l'axe du pli.

De cette disposition on déduit le système d'axes géométriques A , B et C du pli, tel que l'axe C soit la normale au plan axial, B l'axe du pli et A , perpendiculaire aux deux autres axes, correspond à l'intersection des plans M et M' .

Un pli qui possède 2 plans de symétrie (M et M'), a une *symétrie orthorhombique* ; un pli qui n'a qu'un plan de symétrie (M ou M'), a une *symétrie monoclinique*, et un pli qui n'en possède aucun, a une symétrie *triclinique*.

La surface plissée peut être aussi décrite par l'orientation de ses génératrices (Fig. 9.5b) : lorsque celles-ci sont parallèles entre elles, le pli est dit **cylindrique** ; si elles convergent en un point (le vortex) le pli est dit **conique** et autrement il est défini comme **quelconque**.

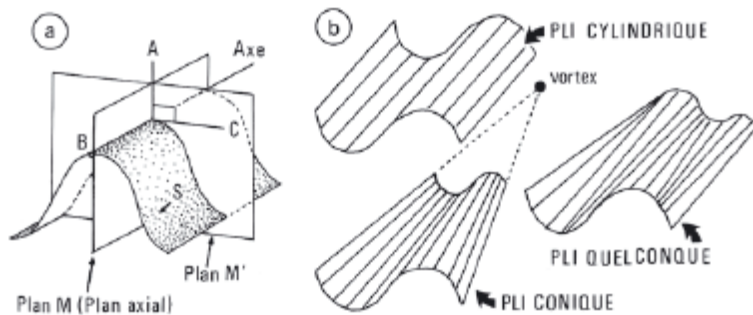


Figure 9.5 - a) Plans de symétrie (M et M') et axes géométriques (A, B, C) d'un pli ; b) surface plissée définie par ses génératrices (pli cylindrique, conique et quelconque).

2.2.2 Classification morphologique des plis

L'aspect des plis en section perpendiculaire à leur axe permet de distinguer les *plis isopaques* dont l'épaisseur (e) des couches déformées, mesurée perpendiculairement à leurs limites est constante et des *plis anisopaques*, dont l'épaisseur est variable le long des flancs du pli. Pour décrire et classer les diverses formes de plis on utilise souvent la classification de Ramsay (1967) basée sur l'orientation des isogones sur une section orthogonale à l'axe du pli.

Les *isogones* sont des lignes d'isopendage des surfaces plissées. Par construction l'isogone i_α est la ligne qui joint les points a et b de contact des tangentes $\tau_{\alpha a}$ et $\tau_{\alpha b}$ de pendage α , de deux surfaces successives plissées (Fig. 9.6a). Elles sont construites pour diverses valeurs de α , le long de la section du pli et elles décrivent la morphologie du pli par leur caractère convergent (vers l'intérieur du pli), parallèle ou divergent (Fig. 9.6c). Cette classification rend compte en fait, de l'évolution de l'épaisseur des flancs du pli par rapport à l'épaisseur de la charnière quand on s'éloigne de celle-ci. Elle se traduit numériquement par le rapport $t'_\alpha = t_\alpha / t_0$, t_α étant la distance séparant deux tangentes successives de pendage α et t_0 l'épaisseur de la couche au niveau du plan axial du pli (Fig. 9.6a). Ces valeurs du rapport t'_α reportées sur le diagramme $t'_\alpha = f(\alpha)$, permettent de distinguer 5 domaines ou classes de plis (Fig. 9.6b) : les plis de classes 1A, 1B et 1C à isogones convergents, ceux de classe 2 à isogones parallèles et ceux de classe 3 à isogones divergents. Les plis de classe 1B sont *isopaques*, les autres sont *anisopaques* et parmi ceux-ci les plis de classe 2 sont *semblables*, c'est-à-dire que leurs surfaces courbées se déduisent l'une de l'autre par une translation parallèle au plan axial du pli.

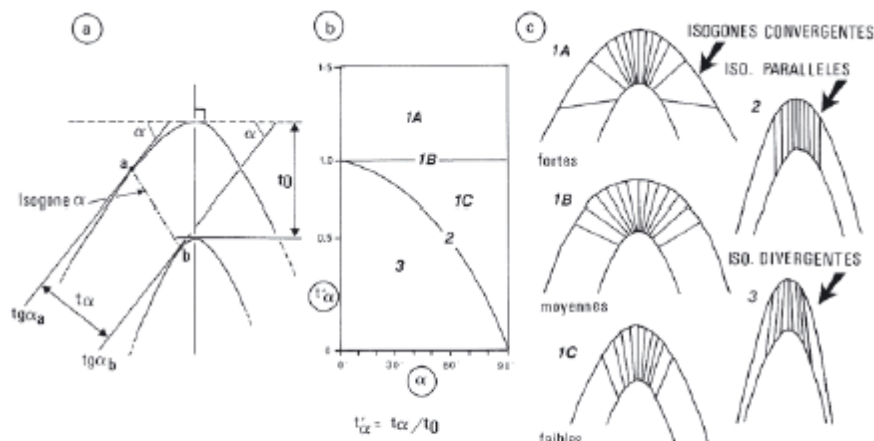


Figure 9.6 – Classification morphologique des plis d'après Ramsay (1967, McGraw Hill, 568 p.) : a) détermination des valeurs de t_0 et t_α et construction de l'isogone α sur une section de pli ; b) diagramme de t'_α en fonction de i_α définissant la classe des plis ; c) géométrie des isogones des plis des différentes classes.

Cette classification morphologique des plis est significative de leur mode de déformation. Elle est en effet basée sur le changement d'épaisseur des couches plissées, leur épaisseur initiale étant supposée à peu près uniforme. Les *plis isopaques* (classe 1B) et les *plis semblables* (classe 2) ne sont pas vraiment courants dans la nature mais représentent deux modèles simples de plissement : le premier est un *plissement par flexion*, le second un *plissement par cisaillement simple*. Les autres plis anisopaques (classe 1A, 1C et 3), plus réels, font intervenir des déformations supplémentaires dues à de l'*aplatissement homogène ou non* à cause du comportement mécanique des couches voisines. Nous examinerons d'abord les modèles simples de plissement en insistant sur les déformations par flexion, les déformations par cisaillement simple et par aplatissement ayant déjà été analysés dans le chapitre 7.