

STRUCTUROLOGIE DESCRIPTIVE
Master 1 : Géologie des bassins sédimentaires

Contenu du cours et objectifs

Ce cours constitue une introduction à la géologie structurale et à la tectonique. Y sont abordées :

- les notions de base sur les contraintes et le comportement rhéologique des matériaux solides ;
- les modalités de déformation des cristaux et des roches ;
- la description et la caractérisation des structures de déformation à différentes échelles, du cristal aux plaques lithosphériques.

A l'issue de ce cours, les étudiants seront capables de :

- Reconnaître et décrire les principales structures de déformation aux différentes échelles ;
- Expliquer leur origine et la façon dont elles se forment ;
- Les replacer dans un contexte local ou régional (échelle supérieure), et comprendre leurs relations ;
- Avoir quelques notions sur les différentes associations structurales qui se forment dans différents contextes tectoniques.

Livres de référence

Les étudiants sont chaudement encouragés à compléter ce cours par des lectures individuelles. Il existe, heureusement, de nombreux livres et manuels de géologie structurale et de tectonique (mais la plupart sont en Anglais).

En Français, le plus utilisé est celui de **J. Mercier et P. Vergely**, « *Tectonique* » (coll. Géosciences, Dunod). Un peu tristounet mais très complet, essentiellement orienté sur la mécanique des roches.

On peut aussi consulter, pour les aspects tectoniques et géodynamiques, « *La déformation des continents* », par **L. Jolivet** (Hermann). On y trouve aussi des utiles rappels de rhéologie, déformation, etc., présentés de façon plus simple que dans le précédent.

Enfin, il existe plusieurs livres axés sur des illustrations (par exemple « *Ce que disent les roches* », **M. Mattauer** (Belin)), ou orientés grand public (nombreux livres de **M. Mattauer**).

Plan du cours	1
Introduction	3
I. Déformation et contrainte	4
1. Les déformations	4
1.1. Les composants de la déformation	4
1.2. Vitesse et taux de déformation	7
1.3. Types de déformation : un peu de vocabulaire.....	8
1.4. L'ellipsoïde de déformation (<i>strain ellipsoid</i>).....	8
1.5. Peut-on observer un ellipsoïde de déformation dans les roches ?	13
2. Les forces.....	14
3. Les contraintes	15
3.1. Décomposition d'une contrainte sur un plan	15
3.2. Contraintes pluri-axiales	17
3.3. Relation géométrique entre contrainte et déformation	19
4. Rhéologie.....	21
4.1. Modes de déformation des matériaux terrestre	21
4.2. Lois de déformation simples.....	23
4.3. Déformation des roches : une succession de modes de déformation	26
4.4. Paramètres contrôlant la rhéologie des roches.....	28
4.5. Stratification rhéologique de la lithosphère	33

II. Déformation ductile	
1. Mécanismes physiques de la déformation plastique.....	
1.1. Microfracturation et cataclase	
1.2. Macles de déformation (<i>mechanical twinning</i>)	
1.3. Pression-dissolution (<i>dissolution creep</i> , ou <i>pressure-solution</i>)	
1.4. Fluage par diffusion	
1.5. Fluage par dislocation (<i>dislocation creep</i>)	
1.6. Recristallisation	
2. Foliations et linéations : les fabriques tectoniques des roches	

2.1.	La fabrique des roches
2.2.	Les éléments structuraux planaires
2.3.	Types de linéations
2.4.	Fabrique et orientation de l'ellipsoïde de déformation
2.5.	Déformation coaxiale ou non-coaxiale
3.	La déformation ductile hétérogène
3.1.	Les zones de cisaillement.....
3.2.	Les boudins
3.3.	Les plis
4.	Les plis.....
4.1.	Terminologie descriptive
4.2.	Plissement par flexion : les plis isopaques
4.3.	Plissement par cisaillement ou aplatissement : les plis anisopaques (plis passifs)
5.	Tectonique ductile à l'échelle régionale
5.1.	Associations de plis et chevauchements
5.2.	Domaines profonds des zones déformées

III. Déformation cassante.....	
1. La rupture des roches	
1.1. Mécanismes macro- et microscopiques.....	
1.2. Géométrie	
2. Joints, fractures et veines	
2.1. Joints et diaclases	
2.2. Fentes de tension, stylolithes.....	
3. Les failles.....	
3.1. Les principaux types de failles	
3.2. Etude des failles sur le terrain	
3.3. La complexité des « vraies » failles	
3.4. Morphologie associée aux failles	
4. Tectonique cassante à l'échelle régionale.....	
4.1. Systèmes de failles normales	
4.2. Systèmes de failles inverses	
4.3. Chevauchements.....	
4.4. Systèmes décrochants.....	

CHAPITRE I . DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES

1. Les déformations

En géologie, le terme déformation désigne les changements de forme, de position ou d'orientation d'un corps soumis à des contraintes.

1.1. Les composants de la déformation

On distingue 4 composants de la déformation

- Translation
- Rotation
- Distorsion (ou déformation interne)
- Changement de volume

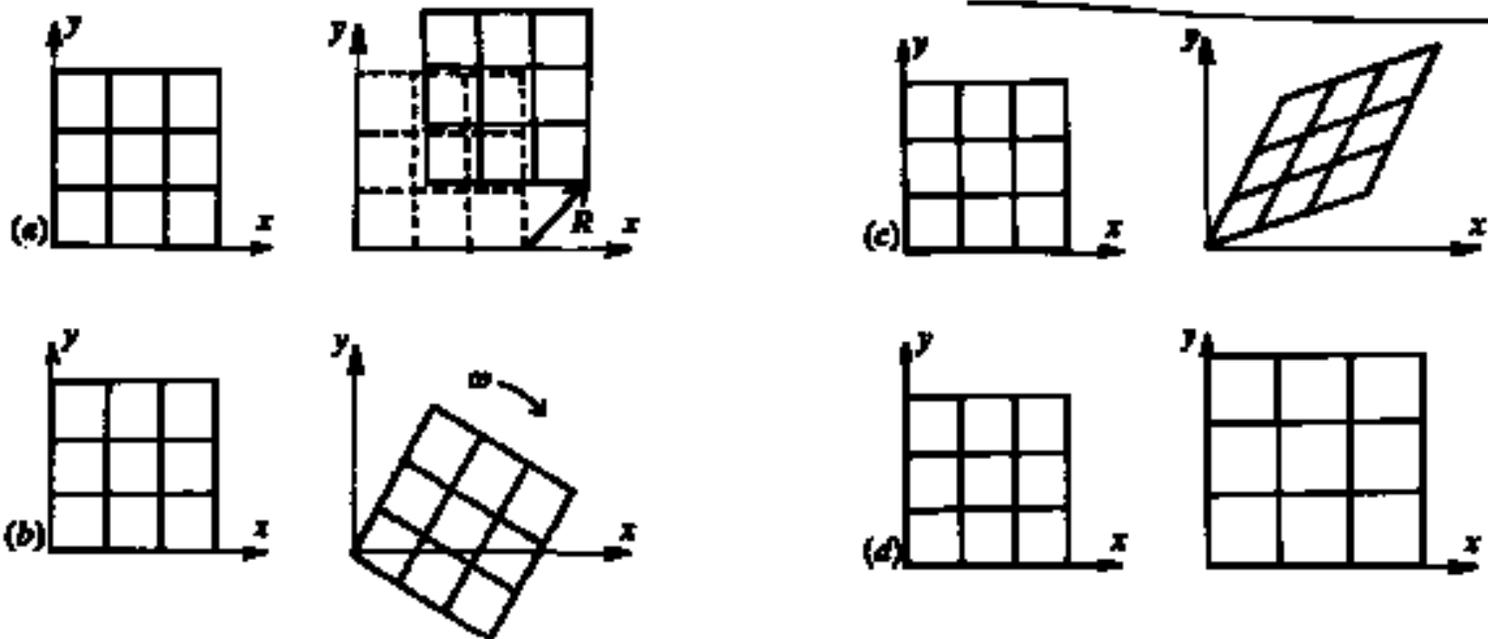


Figure 1. Les 4 types de déformation : translation, rotation, distorsion (cisaillement ici) et dilatation.

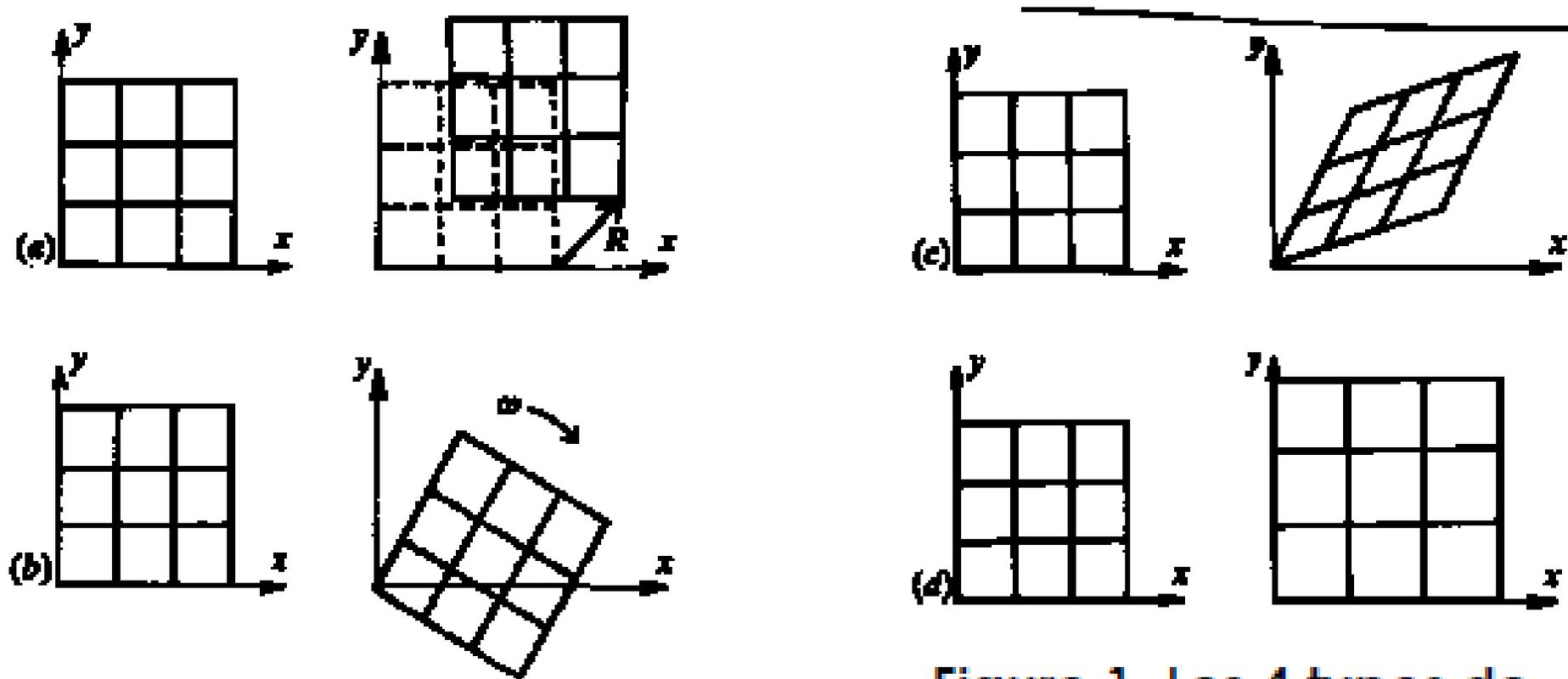


Figure 1. Les 4 types de déformation : translation, rotation, distorsion (cisaillement ici) et dilatation.

a – Translation
C'est un changement de position

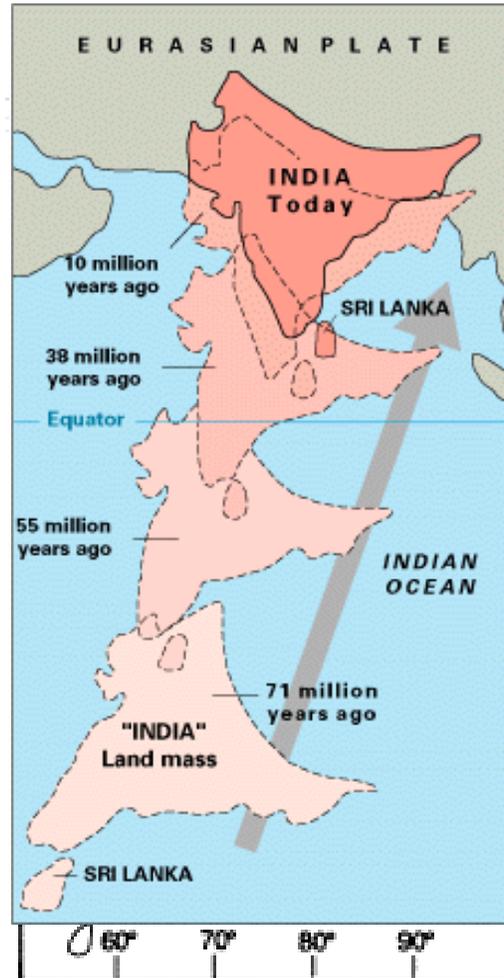
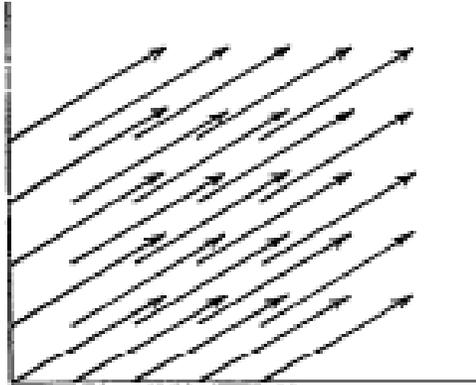
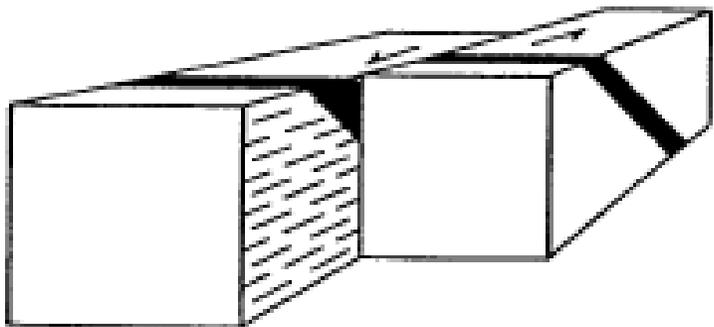
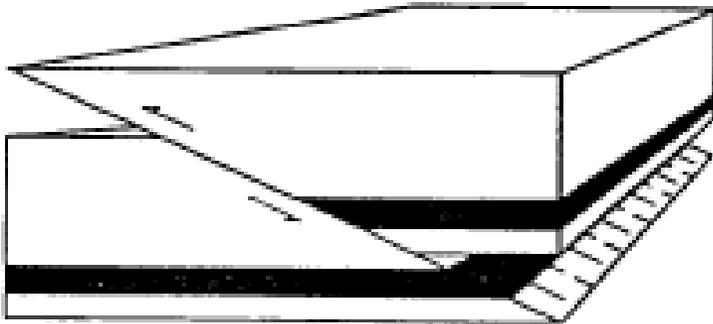
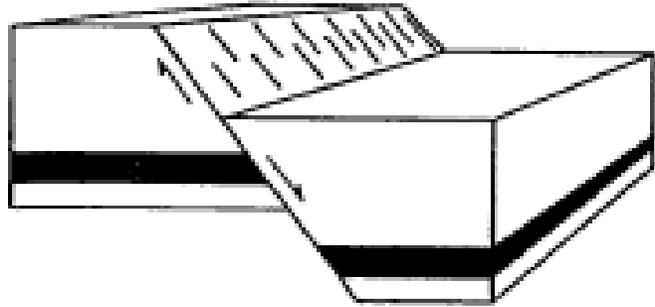


Figure 2. Exemples de translation, à différentes échelles (de l'affleurement au continent). Les vecteurs déplacement sont tous parallèles.

b – Rotation

C'est un changement d'orientation

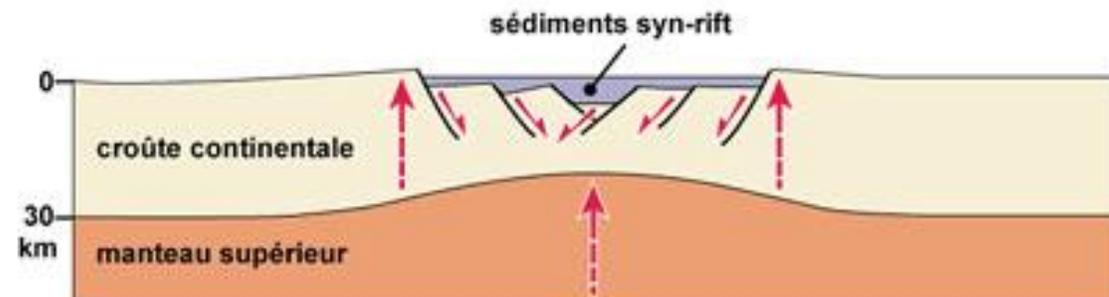
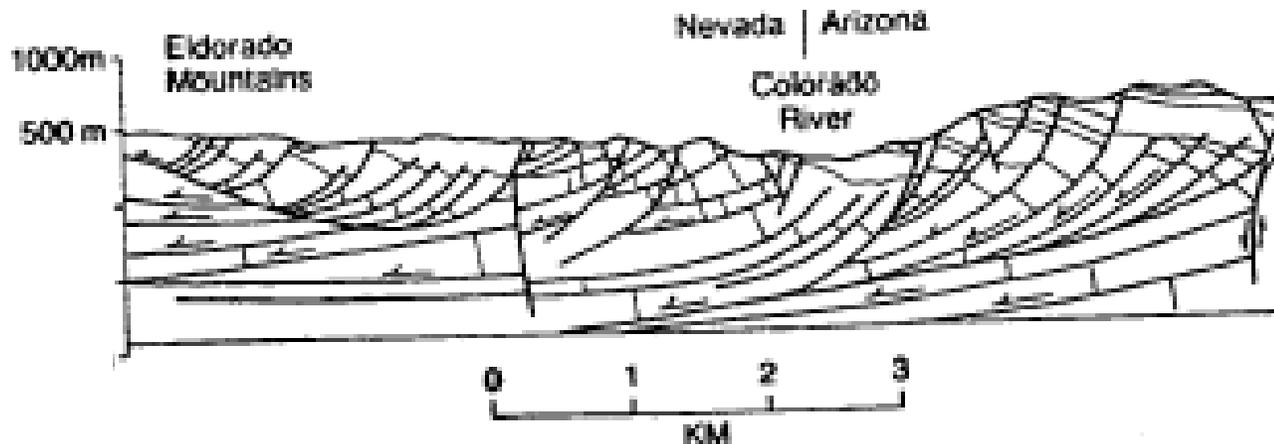
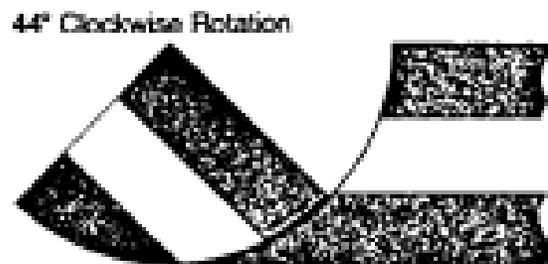
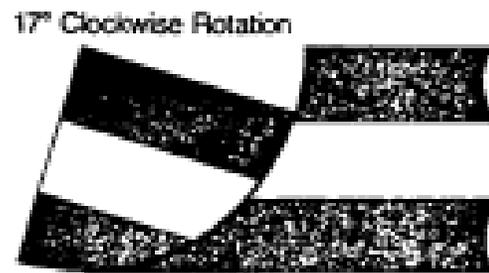
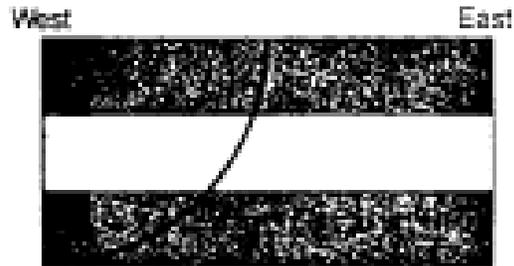
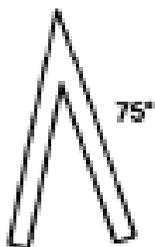
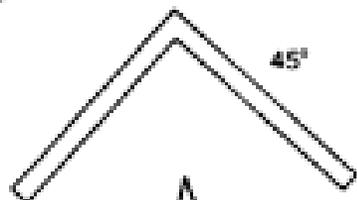
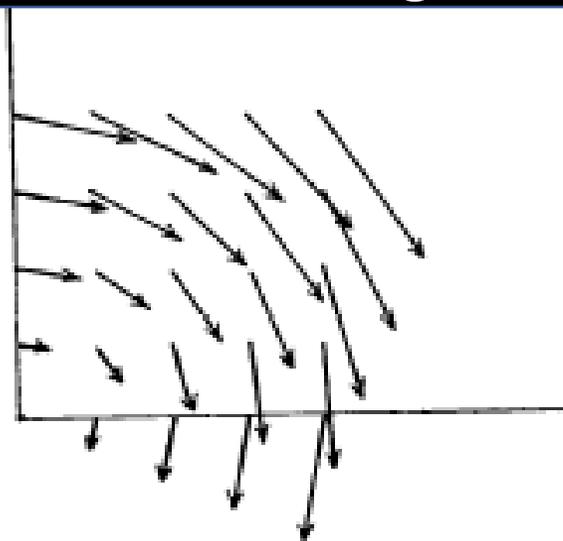
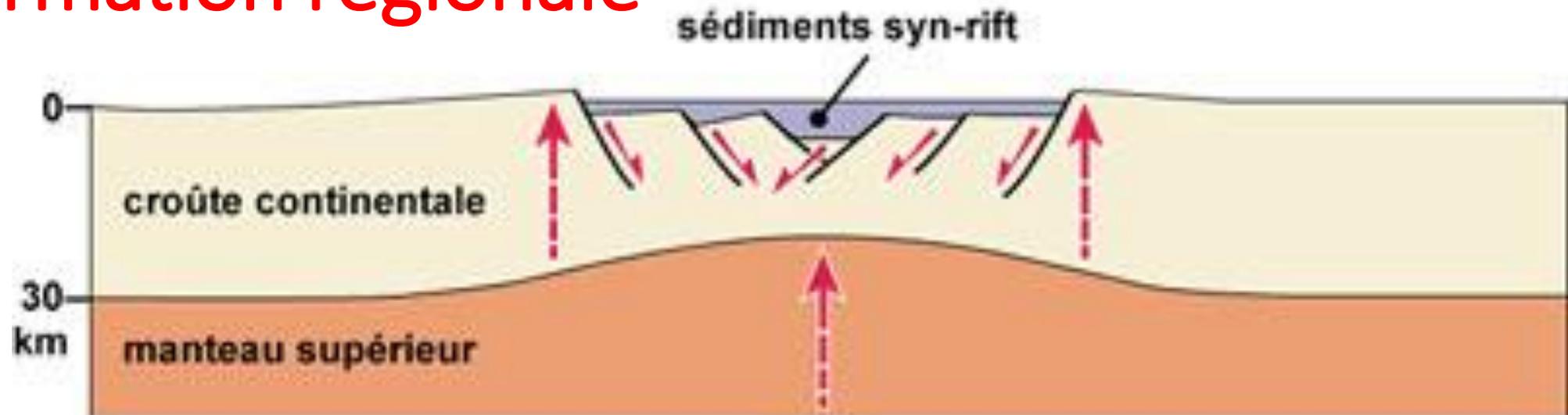


Figure 3. Exemples de rotation, à différentes échelles ; surtout en association avec des failles courbes (failles listriques).

Déformation régionale



Soulèvement des bordures des rifts

Pendant le rifting, la lithosphère subit un bombement régional dû à une diminution de sa densité par échauffement, mais dans le fossé central ce mouvement vers le haut est annulé par le mouvement vers le bas dû à l'amincissement de la croûte : seules les épaules du rift se soulèvent alors que le fossé central s'enfonce.

c. Distorsion ou déformation interne

C'est un changement de forme

Dans le cas de la déformation linéaire, il y a allongement dans un sens et un raccourcissement dans l'autre. Ce type de déformation est quantifié de plusieurs façons :

- Allongement relatif, ou extension (*elongation*) :
$$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l_0} = \frac{l_f - l_0}{l_0} ; \varepsilon \text{ est négatif dans le cas de raccourcissement.}$$
- Etirement (*stretch*) : $S = \frac{l_f}{l_0} = 1 + \varepsilon$
- Elongation quadratique (*quadratic elongation*) :
$$\lambda = S^2 = (1 + \varepsilon)^2$$

Le premier des trois est le plus utilisé (cf. plus loin partie rhéologie).

Dans le cas de la déformation cisailante ou angulaire, elle peut se mesurer par l'angle que forment deux droites initialement orthogonales.

cisaillement angulaire (*angular strain*) Φ . On utilise aussi la déformation cisailante (*shear strain*) γ ; ils sont reliés par $\gamma = \tan \Phi$.

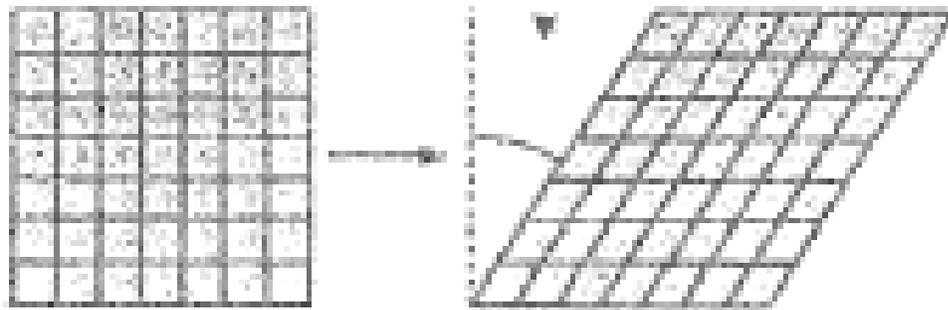
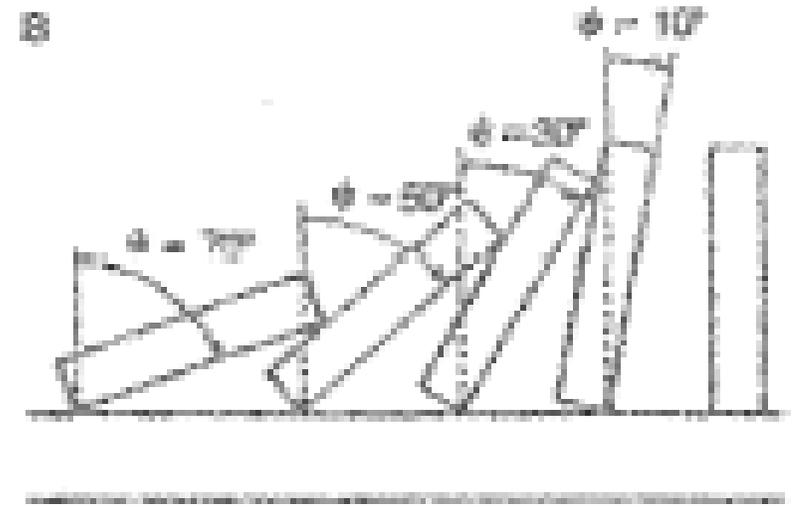


FIGURE 4-6
Shear strain. The rotation angle ϕ is 32° , and the shear strain γ is 0.63 (from equation 4-5).

Figure 4. Déformation cisailante.

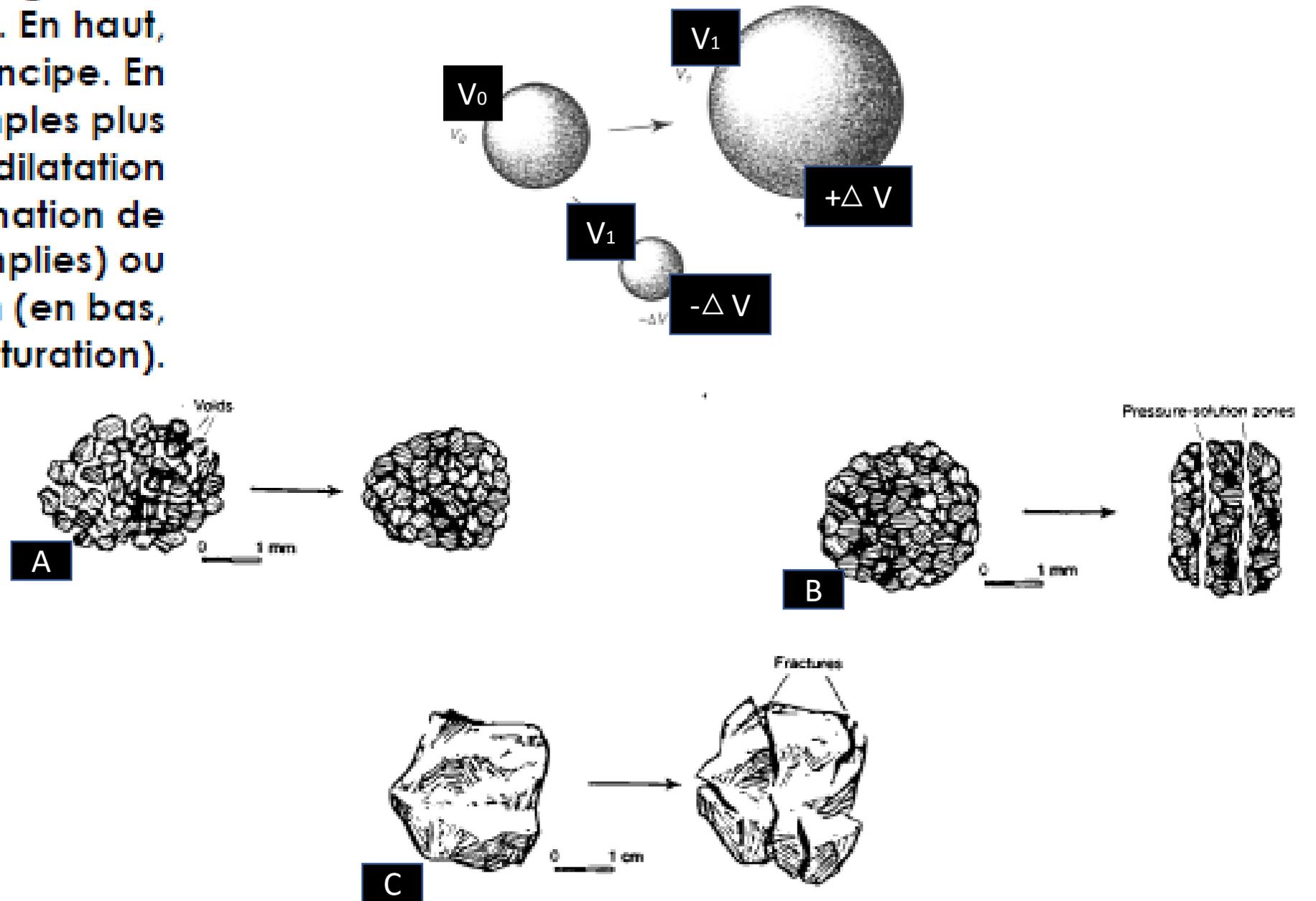


D - Changement de volume (gain /perte de volume)

Dans ce cas plusieurs mécanismes peuvent intervenir

- Compaction et fermeture de vides (porosités) entre les grains ;
- Dissolution d'une partie de la roche ;
- Fracturation de la roche (qui augmente le volume en créant des vides entre les fragments) ;
- Expansion/contraction du à des changements de pression (en pratique le plus souvent marginal dans la croûte ; cf. cependant formation de joints/diaclases) ;
- Réaction minérales et formation de nouveaux minéraux de volume molaire différent (métamorphisme).

Figure 5. Changement de volume. En haut, dessin de principe. En bas, exemples plus réalistes avec dilatation (à droite, formation de fissures remplies) ou contraction (en bas, fracturation).



1.2 – Vitesse et taux de déformation

C'est un paramètre qu'on peut quantifier par $\dot{\varepsilon} = d\varepsilon/dt$

C'est la dérivée de la quantité de déformation par rapport au temps, noté par un point en physique ($\dot{\varepsilon}$). Elle s'exprime par S^{-1} .

Faute de pouvoir accéder à la dérivée, on peut l'approcher par

$\dot{\varepsilon} = \frac{\varepsilon}{\Delta T}$, si on peut estimer la durée ΔT de la phase de

déformation. Evidemment, la question est de savoir si ce taux moyen est représentatif de la vitesse instantanée de la déformation !

1.3 – Types de déformation

A- La déformation est dite homogène si des lignes initialement parallèles le restent après la déformation.

Sinon, elle est dite hétérogène (c'est le cas général dans la nature).

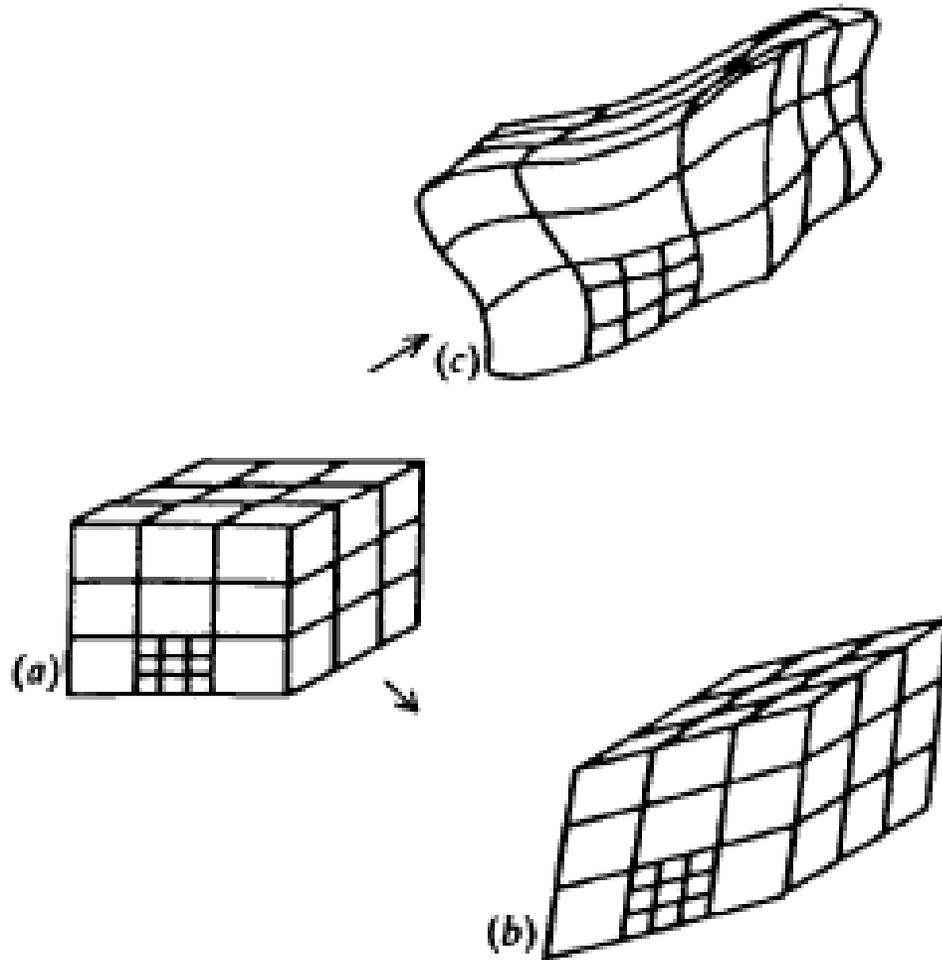


Figure 6. Déformation homogène et hétérogène.

B – La déformation est dite continue si ses propriétés varient progressivement dans l'objet déformé (pli, par exp.) Elle est par contre discontinue comme dans le cas des failles.

C - on parle de déformation finie ou totale quand on considère la forme de l'objet final, par opposition à la déformation incrémentale, le 'petit' morceau de déformation qu'on ajoute à un moment donné.

1.4 – L'ellipsoïde de déformation

A – déformation d'un marqueur rond

Quand un marqueur rond, à l'origine, est soumis à une déformation homogène, il se transforme en une ellipse appelée ellipse de déformation. L'orientation et la taille de l'ellipse permet de décrire totalement la distorsion subie par l'objet.

Si le diamètre du cercle initial était de 1, la longueur des deux axes principaux de l'ellipse vaut $1 + \epsilon_1$ et $1 + \epsilon_2$ (ϵ est défini plus haut) pour respectivement le grand axe (déformation maximale ou X) et le petit axe (déformation minimale ou Y). On utilise souvent le rapport entre la taille des deux axes (rapport de forme) pour avoir une idée de l'intensité de la déformation. Le rapport entre la taille des deux axes est appelé rapport de forme et donne une estimation de l'intensité de la déformation.

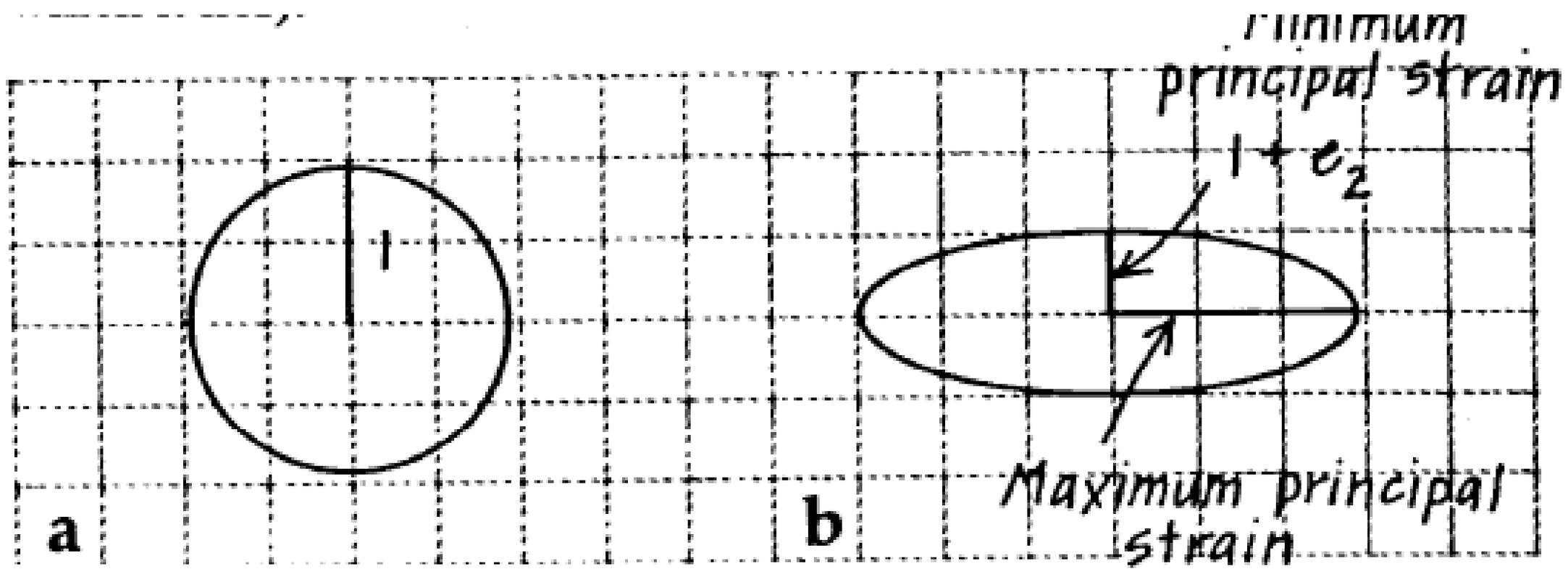


Figure 7. Ellipse de déformation. Ici, le rapport de forme vaut 3, ou 3 : 1

$$1 + e_1$$

$$1 + e_1 : 1 + e_2$$

$$3.0 : 1.0$$

Finalemment, l'ellipse de déformation est une ellipse de distorsion.
Dans la nature, la déformation n'est pas homogène ce qui rend sa description difficile. Il faut alors découper l'objet déformé en petites portions où la déformation est homogène.

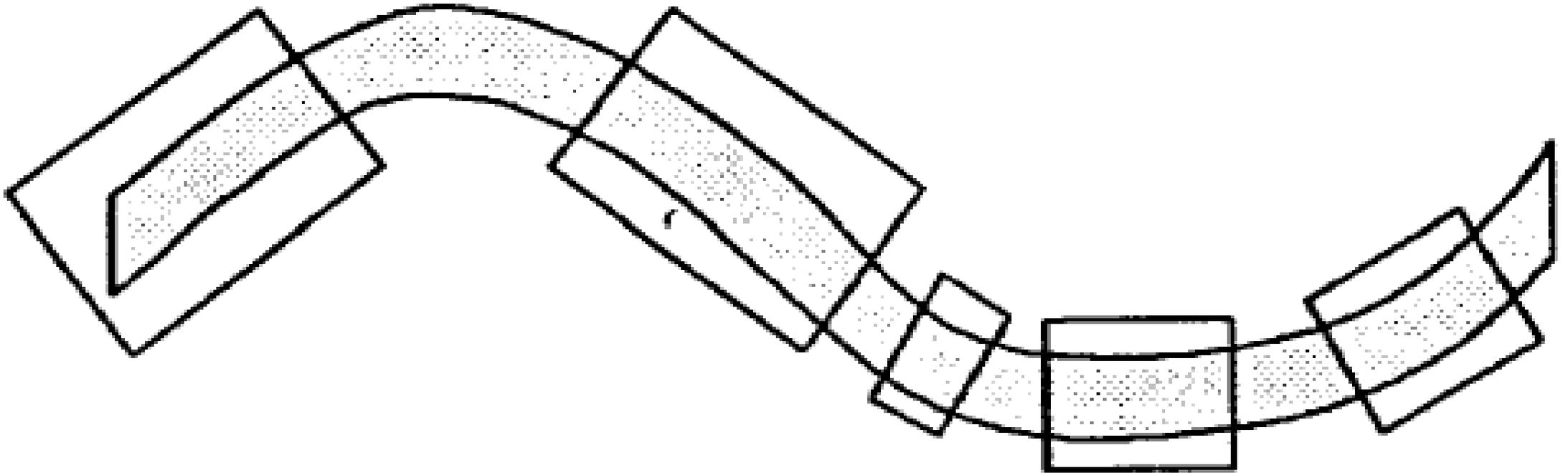


Figure 8 – un objet déformé de façon hétérogène peut se décrire en le subdivisant en domaines plus petits où la déformation est à peu près homogène

Une sphère se déforme en un ellipsoïde dont les trois axes sont $X > Y > Z$.

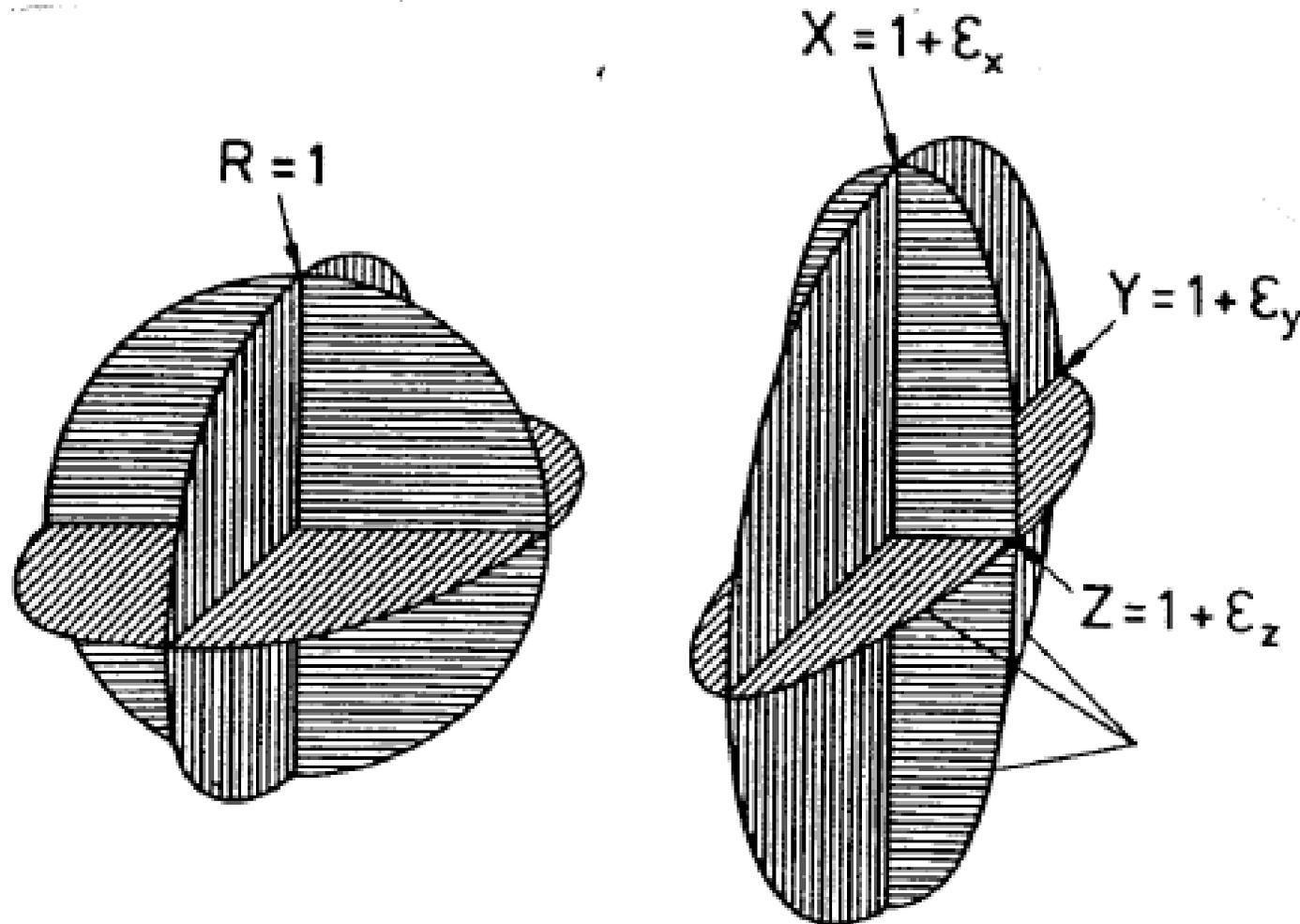


Figure 9. Ellipsoïde de déformation. La sphère (à gauche, matérialisée par 3 plans orthogonaux) se transforme en un ellipsoïde.

B – les deux types de distorsion homogène

Un marqueur sphérique peut se déformer de deux façons différentes : en l'écrasant , ou en le cisillant. On parle de déformation coaxiale non rotationnelle, ou cisaillement pur et de déformation non coaxiale (rotationnelle, ou cisaillement simple). Les axes principaux, dans une déformation coaxiale ne tournent pas. Par contre, les axes peuvent tourner dans une déformation non coaxiale (cisaillement simple).

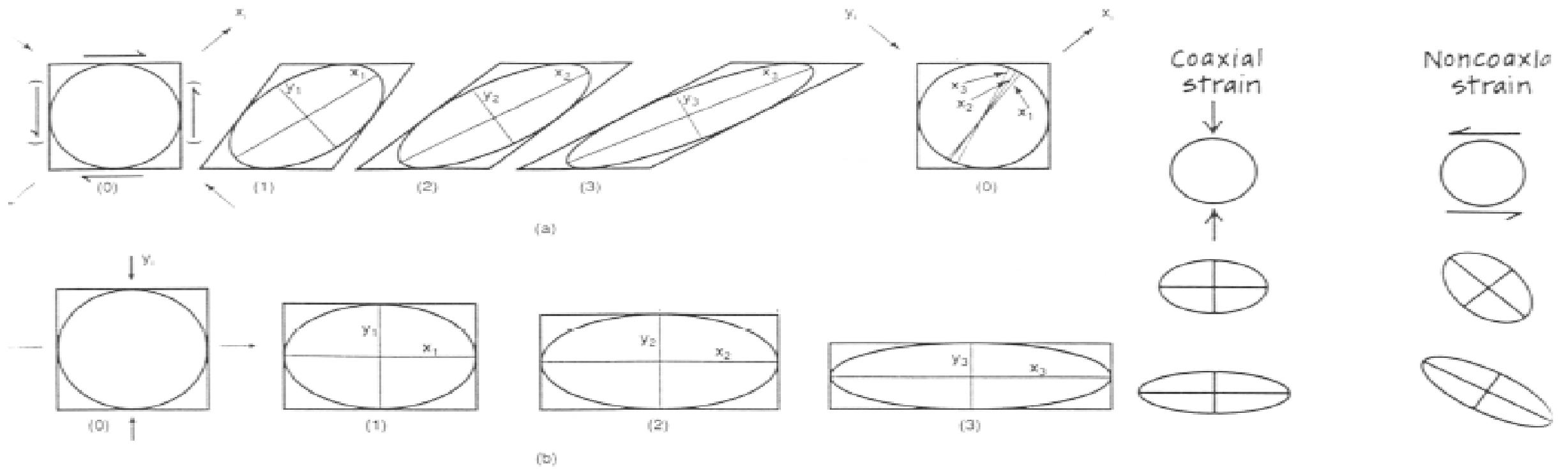


Figure 10. Déformation non coaxiale (cisaillement simple) en haut, et coaxiale (cisaillement pur) en bas.

Déformation coaxiale

- Les axes de la déformation restent fixes durant une déformation progressive (cf. Figure 10) (la déformation est coaxiale) ;
- Les axes principaux de la déformation (X, Y) ne tournent pas (la déformation est non-rotationnelle) ;
- L'ellipse de déformation peut être découpée, à tout moment, en secteurs en raccourcissement, et secteurs en allongement ; ils sont séparés par des lignes neutres, à 45° des axes principaux ;
- Durant une déformation progressive, les lignes peuvent passer d'un secteur compressif à un secteur extensif (ou l'inverse) ;
- Les mouvements relatifs des particules sont complexes ;
- Idéalement, les secteurs extensifs et compressifs sont séparés par des zones de cisaillement conjuguées (à 90° à l'origine, mais elles sont aplaties par les incréments de déformation suivants).

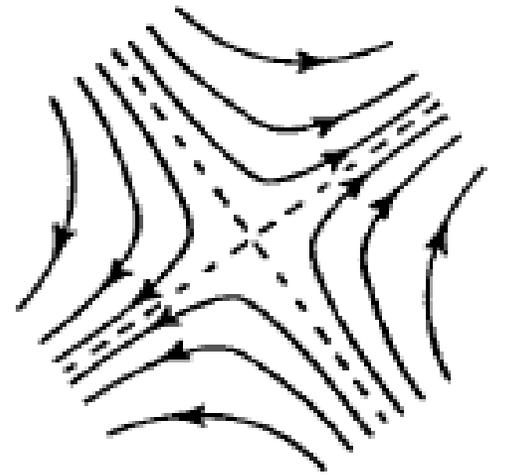
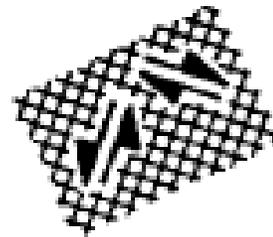
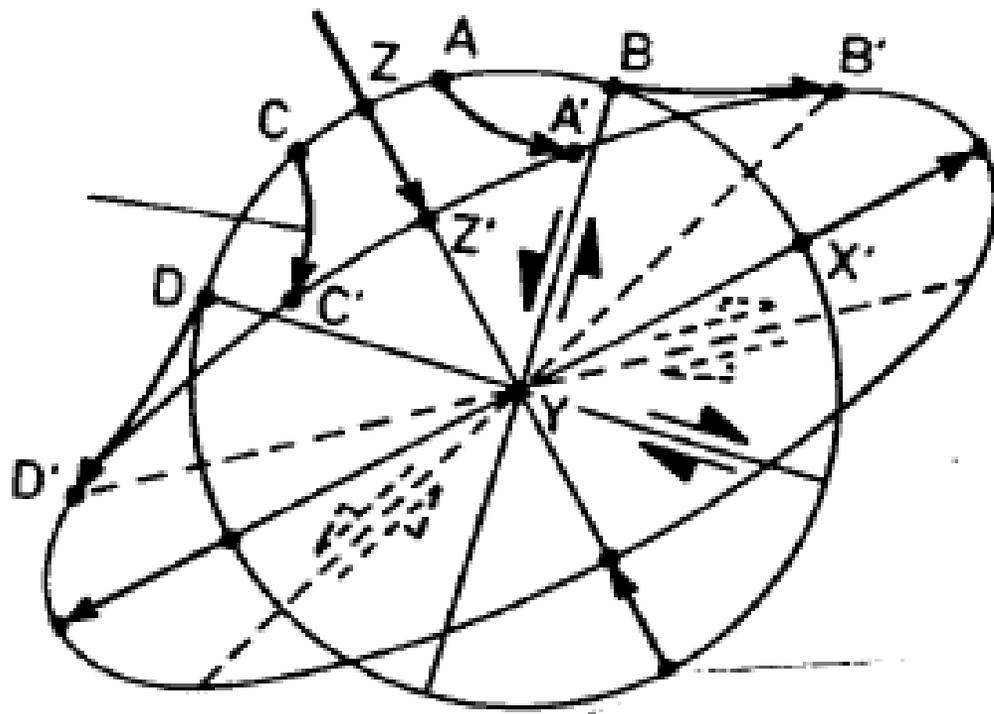


Fig. 11 – déformation coaxiale : trajets des particules, et développement des zones de cisaillement conjuguées entre les secteurs compressifs et extensifs.

Déformation non-coaxiale

- Les axes de la déformation changent durant une déformation progressive (cf. Figure 10) (non-coaxial) ;
- Les axes principaux (X, Y) tournent (déformation rotationnelle) ;
- Les mouvements relatifs des particules sont tous parallèles entre eux, et parallèles au plan de glissement (cf. paquet de cartes) (c'est un cisaillement « simple ») ;
- Comme dans le cas coaxial, il y a des secteurs en extension et des secteurs en compression, qui changent au cours de la déformation.

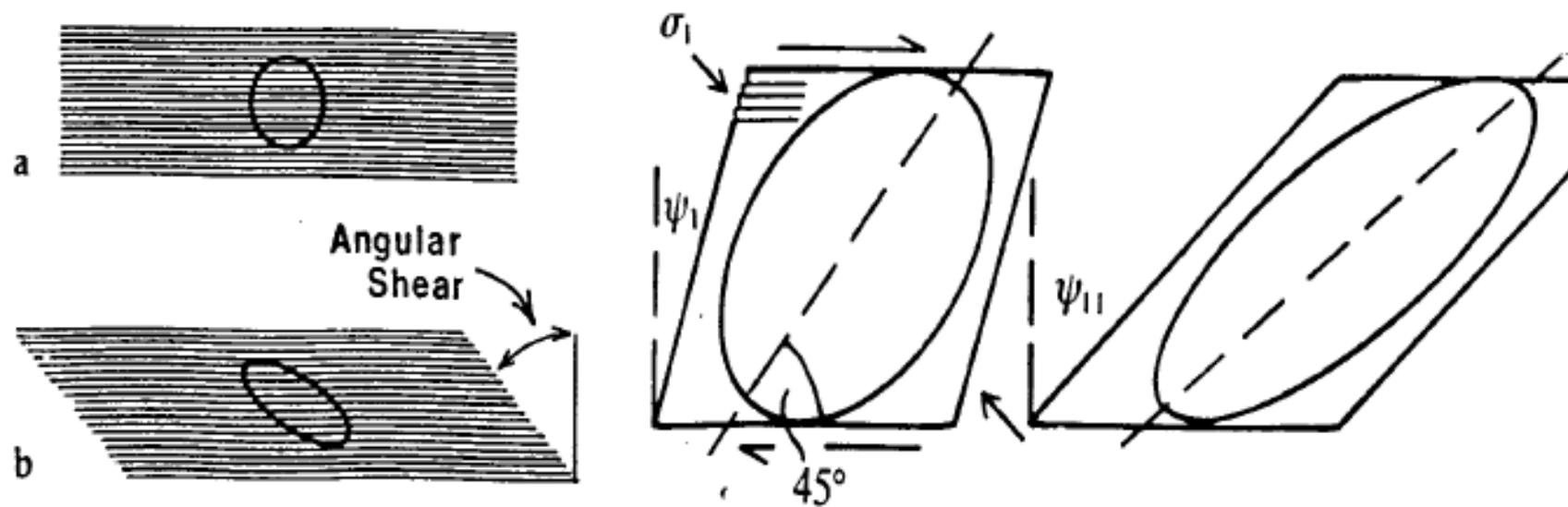


Figure 12. Déformation non-coaxiale : glissement relatif des particules sur des plans tous parallèles.



Notez que l'ellipse de déformation en cisaillement simple n'est pas alignée avec le plan de glissement !

c. Forme de l'ellipsoïde de déformation

En 3 dimensions, l'ellipsoïde de déformation est défini par ses 3 axes, $X \geq Y \geq Z$. Selon la taille relative des 3 axes, on peut distinguer deux cas extrêmes :

- $X > Y = Z$. L'ellipsoïde prend la forme d'un cigare (*prolate shape*). Cette situation correspond à un étirement selon X (constriction, *constriction*).
- $X = Y > Z$. L'ellipsoïde a la forme d'une crêpe (*oblate shape*). C'est un écrasement selon Z (aplatissement, *flattening*).

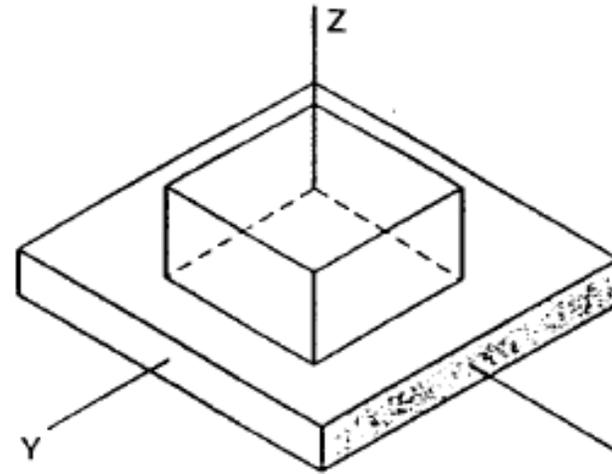
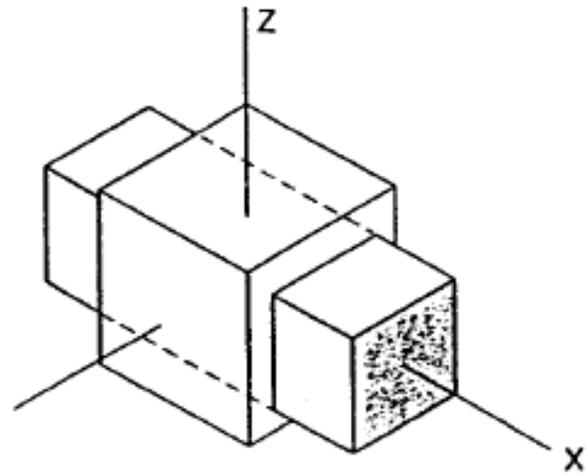


Figure 13. Déformation en constriction, à gauche ; et en aplatissement, à droite ; d'un objet initialement cubique.

Une façon simple de représenter les différents cas est de construire un diagramme (diagramme de Flinn), où on porte

X/Y en fonction de Y/Z . Le paramètre de Flinn, $k = \frac{X/Y - 1}{Y/Z - 1}$,

permet de décrire la forme de l'ellipsoïde. k peut varier de 0 ($X = Y$, aplatissement) à $+\infty$ ($Y=Z$, constriction), en passant par toutes les valeurs intermédiaires. Si $k > 1$, c'est la constriction qui domine ; si $k < 1$, c'est l'aplatissement qui domine.

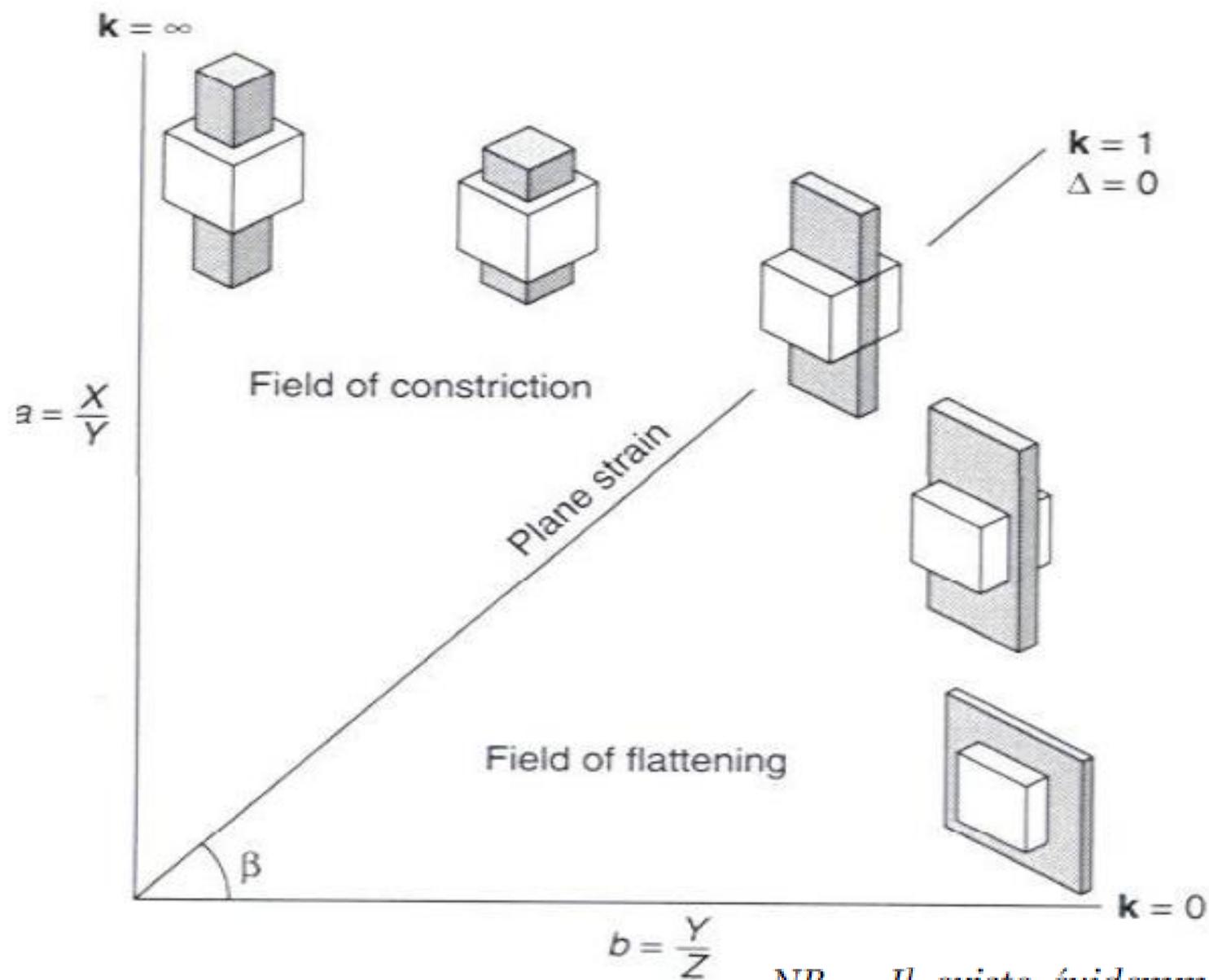


Figure 14. Diagramme de Flinn. Un cube blanc est déformé en différents parallélépipèdes gris.

NB – Il existe évidemment plusieurs paramètres pour exprimer cette relation. L'expression du paramètre de Flinn, k , permet d'avoir des valeurs qui varient de 0 à $+\infty$.

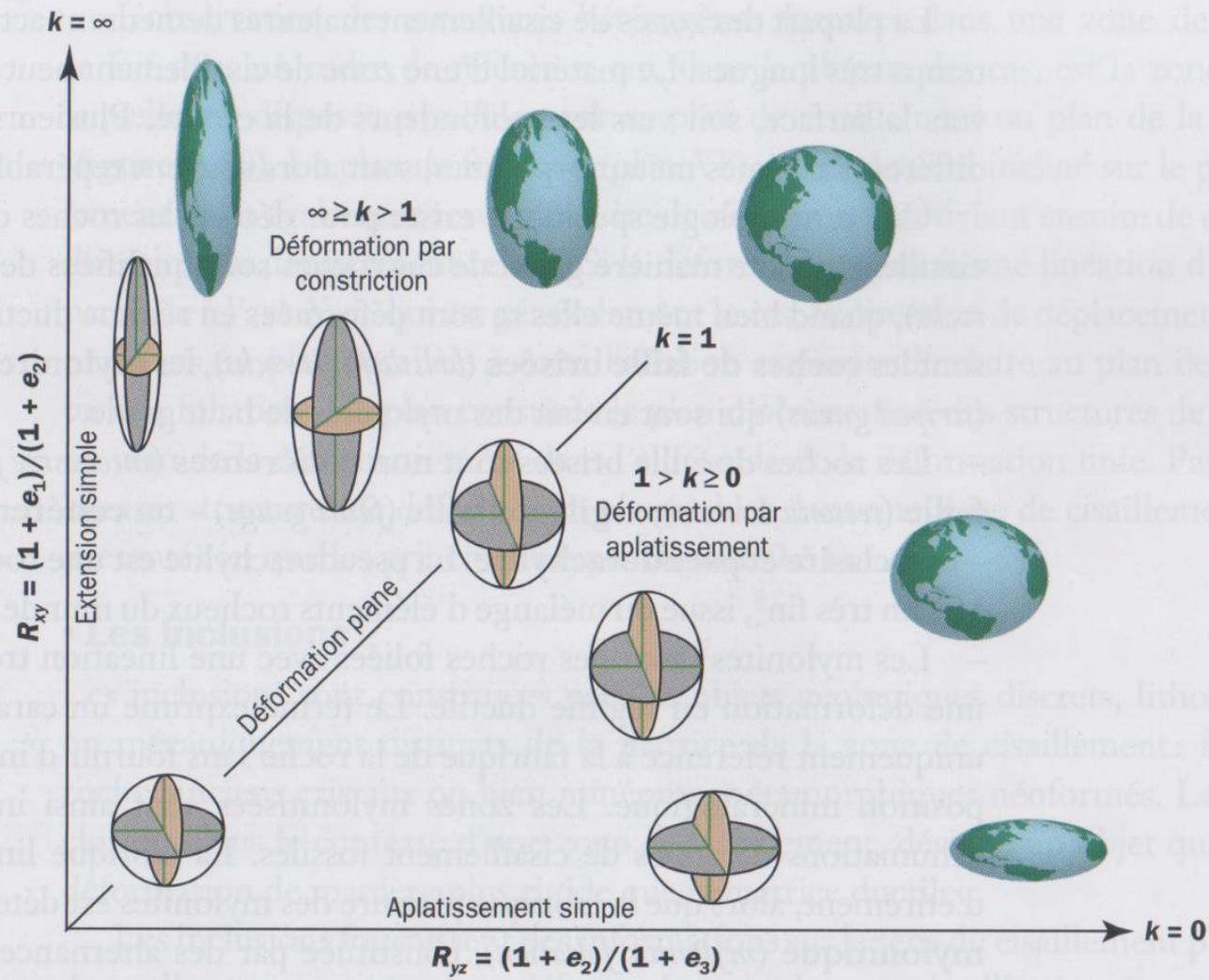
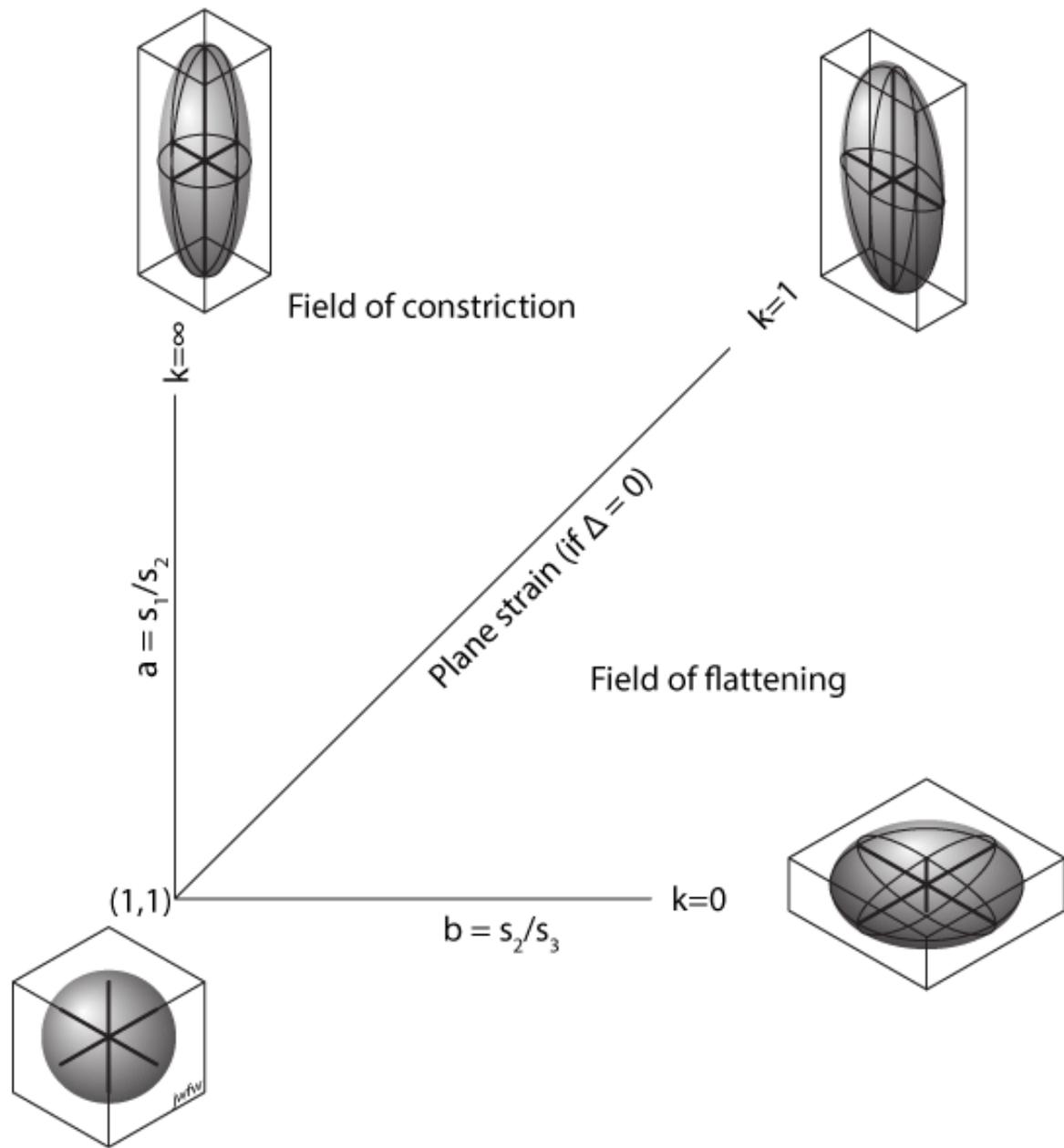


Figure 9.49. Le diagramme de Flinn : représentation des diverses formes d'ellipsoïdes de la déformation

Grâce à des mesures statistiques d'objets déformés, l'usage du diagramme de Flinn permet de reconstituer le chemin de la déformation enregistré par ces objets au cours d'un processus de déformation progressive.



1.5. Peut-on observer un ellipsoïde de déformation dans les roches ?

C'est le but de la géologie structurale sur le terrain !

De façon générale, on peut observer un ellipsoïde de déformation finie (ou totale) (*finite strain, total strain*). On ne peut pas savoir par quel chemin (*strain path*) on est arrivé à cet état de déformation.

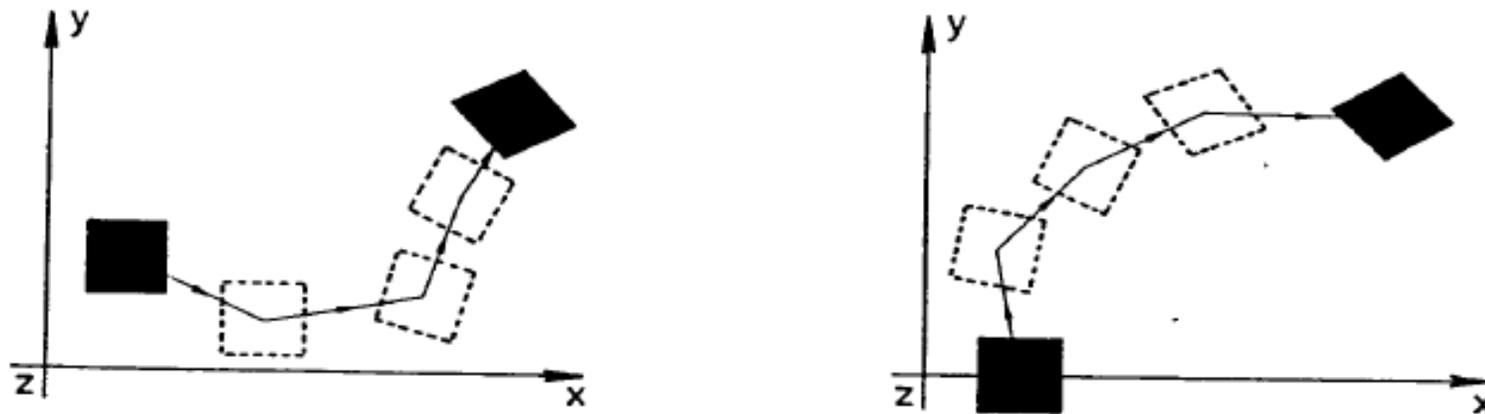


Figure 15. Déformation finie et trajectoire de déformation. Les deux roches (à gauche et à droite) ont la même déformation finie (rotation, translation, distorsion) ; mais elles sont arrivées à cet état par différents trajets.

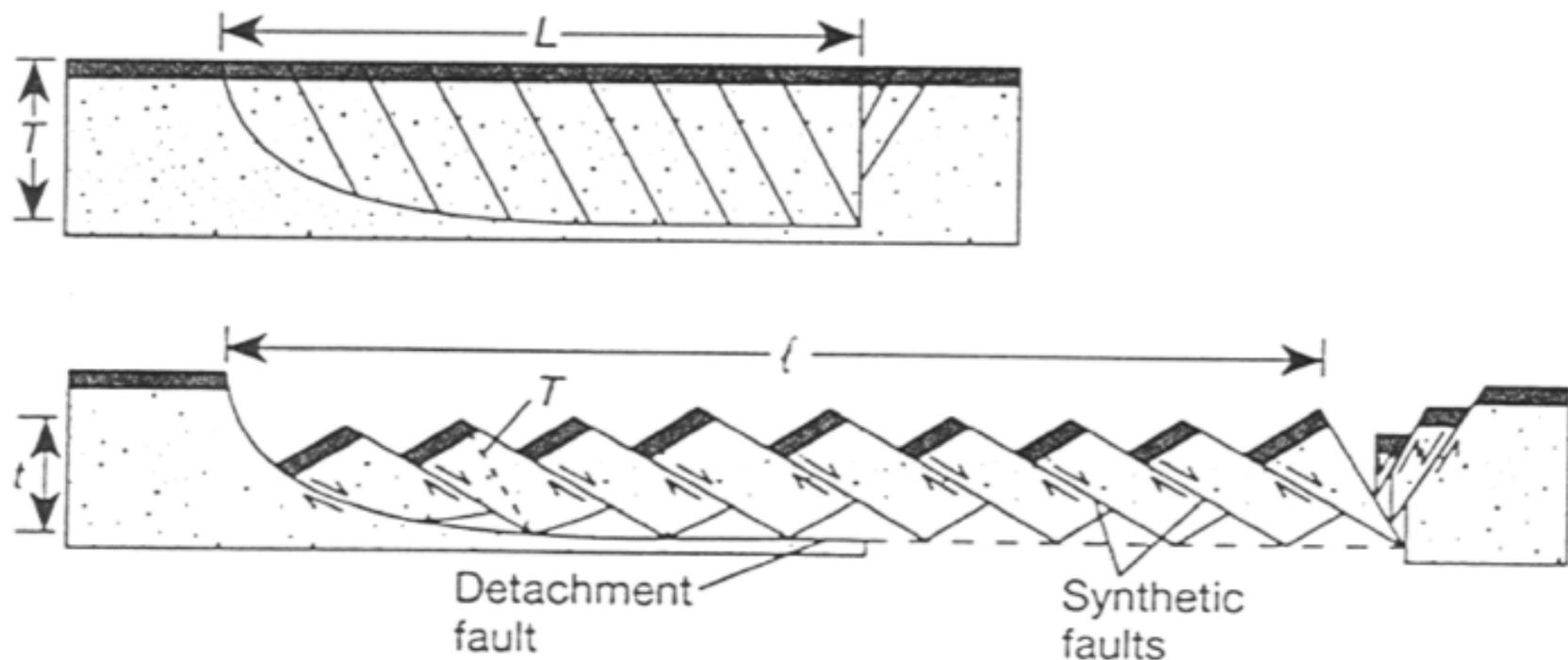


Figure 16. Questions d'échelle dans la description de la déformation. A l'échelle de tout le bloc, la déformation correspond à un allongement dans le sens horizontal et un raccourcissement vertical, de façon homogène. Mais si on « zoome », cette déformation correspond à un assemblage de translations et de rotations sur les différentes failles. .

2. Les forces

En géologie structurale, on peut distinguer deux types de forces :

- Les forces de volume, qui affectent tout le volume de roches concerné (poids par exemple) ;
- Les forces aux limites, qui agissent au limite du système et sont transmises aux roches étudiées (forces tectoniques en général : traction du slab par exemple...)

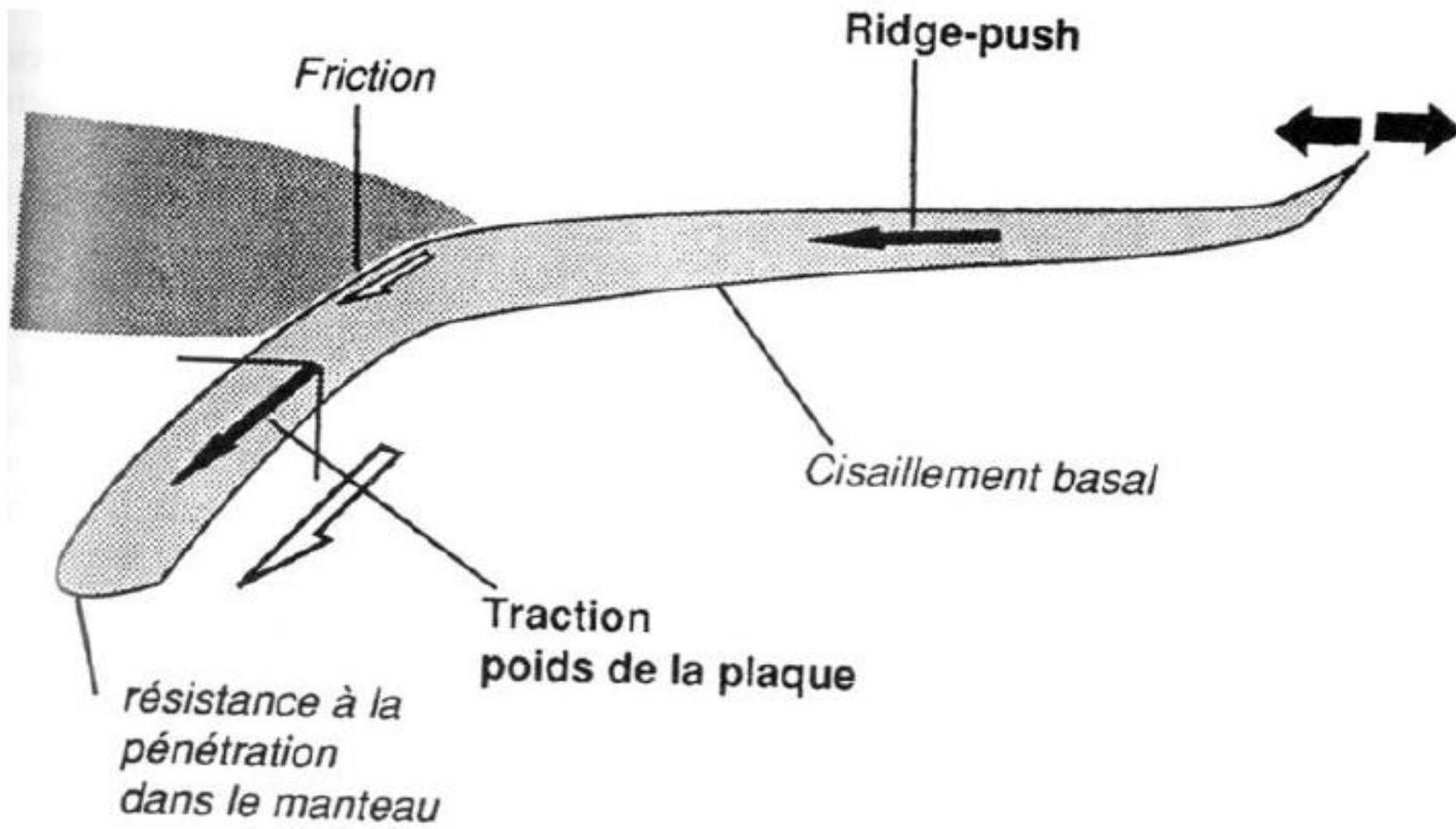


Figure 17. Forces appliquées sur une plaque océanique : poussée de la dorsale, traction du slab, frottement basal. Pour un volume de roche situé loin de la dorsale, toutes ces forces sont des forces aux limites.

Le Slab ou **plaque plongeante**, en tectonique des plaques, est la partie d'une lithosphère océanique engagée dans une subduction.

Un slab est défini et reconnu par :

une importante sismicité distribuée dans un plan appelé plan de Wadati-Benioff (du nom des deux sismologues qui l'ont découvert).

Une température plus faible que la lithosphère et l'asthénosphère alentour, à profondeur identique (anomalie thermique repérable par la technique de la tomographie télésismique).

Les effets les plus remarquables de la subduction d'un slab sur son environnement sont les suivants :

l'hydratation du manteau de la plaque chevauchante. En effet, le slab plongeant vers le manteau inférieur se déshydrate progressivement et les fluides libérés percolent le coin de manteau sus-jacent qu'ils alimentent en éléments provenant de la croûte subduite et de ses sédiments.

la modification de l'équilibre isostatique.

l'apparition d'un volcanisme qui présente la double signature géochimique de la croûte océanique subduite et du coin de manteau sus-jacent. Ce volcanisme est de type calco-alkalin, fréquemment explosif (éruptions peléennes ou pliniennes). Les laves des zones de subduction (basaltes, andésites, dacites) sont dans l'ensemble sursaturées en silice et systématiquement riches en minéraux hydroxylés. Les volcans des zones de subduction forment des chaînes parallèles à la fosse de subduction, à une distance verticale moyenne de 110 kilomètres du toit du slab subduit. Ce volcanisme est alimenté par la fusion du coin de manteau sus-jacent au slab, à une température de 1200 degrés environ.

l'ouverture ou la fermeture d'un bassin d'arrière -arc. Si la plaque lithosphérique subduite fait un angle supérieur à 50° alors c'est un régime extensif de ce bassin par contre si la plaque fait un angle inférieur à 50° le régime est compressif. (Attention, l'âge de la plaque n'a rien à voir avec le régime! Il est faux de dire qu'une plaque jeune implique un régime en compression ou inversement. Cela se vérifie uniquement pour quelques cas dans le monde ; exemple : les Mariannes.

À la profondeur de 650 km environ, le slab pénètre dans le manteau inférieur. Au cours de cette descente, le gabbro se transforme en des roches plus denses (métagabbro) : grenatites (wadsleyite, ringwoodite, majorite) à partir de 400 km; pérovskite et magnésiowürstite à 650 km, qui permettra l'hydratation du péridotite.

3. Les contraintes

Définition : une force exercée sur une surface exerce une contrainte (*stress*), $\vec{\sigma} = \frac{\vec{F}}{s}$.

NB –

- *Une contrainte est homogène à une pression ; elle s'exprime donc en Pa (unité SI) ou en bar, et leurs multiples (en général en géologie, kbar et GPa, 1 GPa = 10 kbar)*
- *Une contrainte, contrairement à une pression, est un vecteur.*

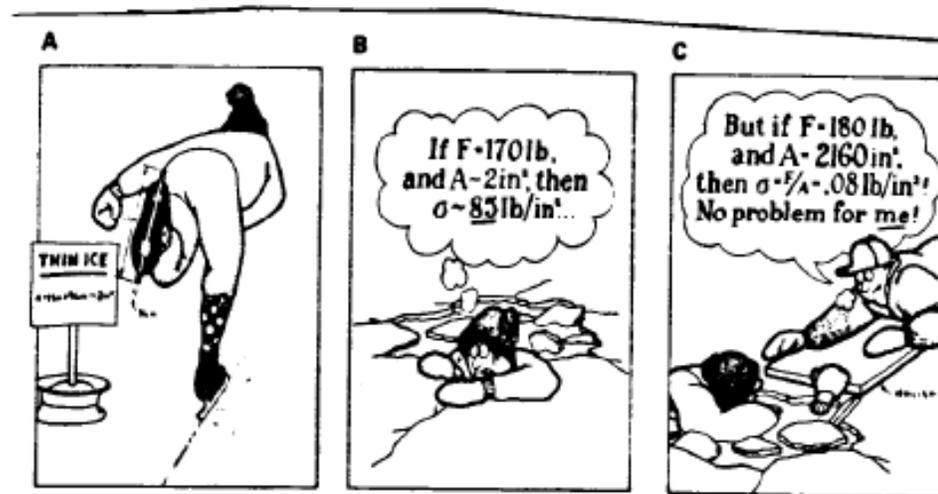
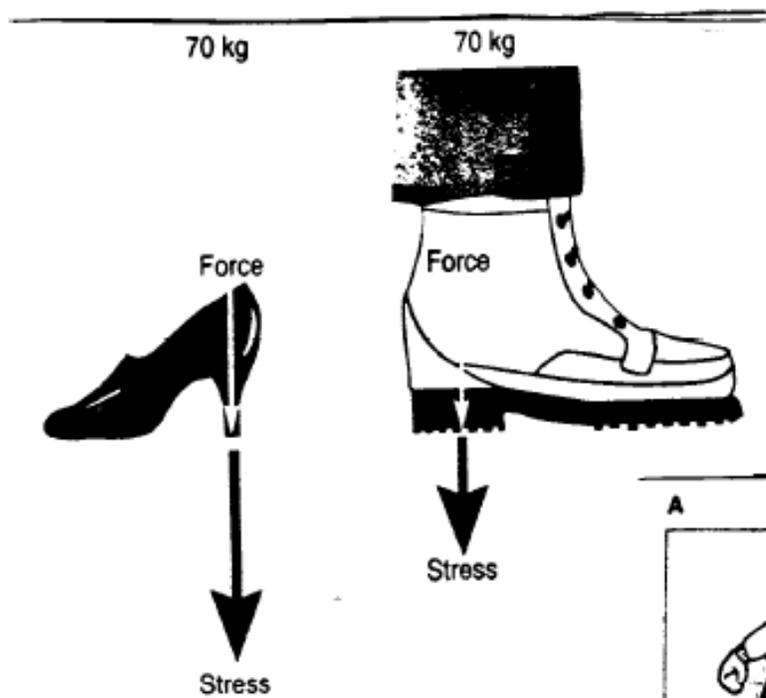


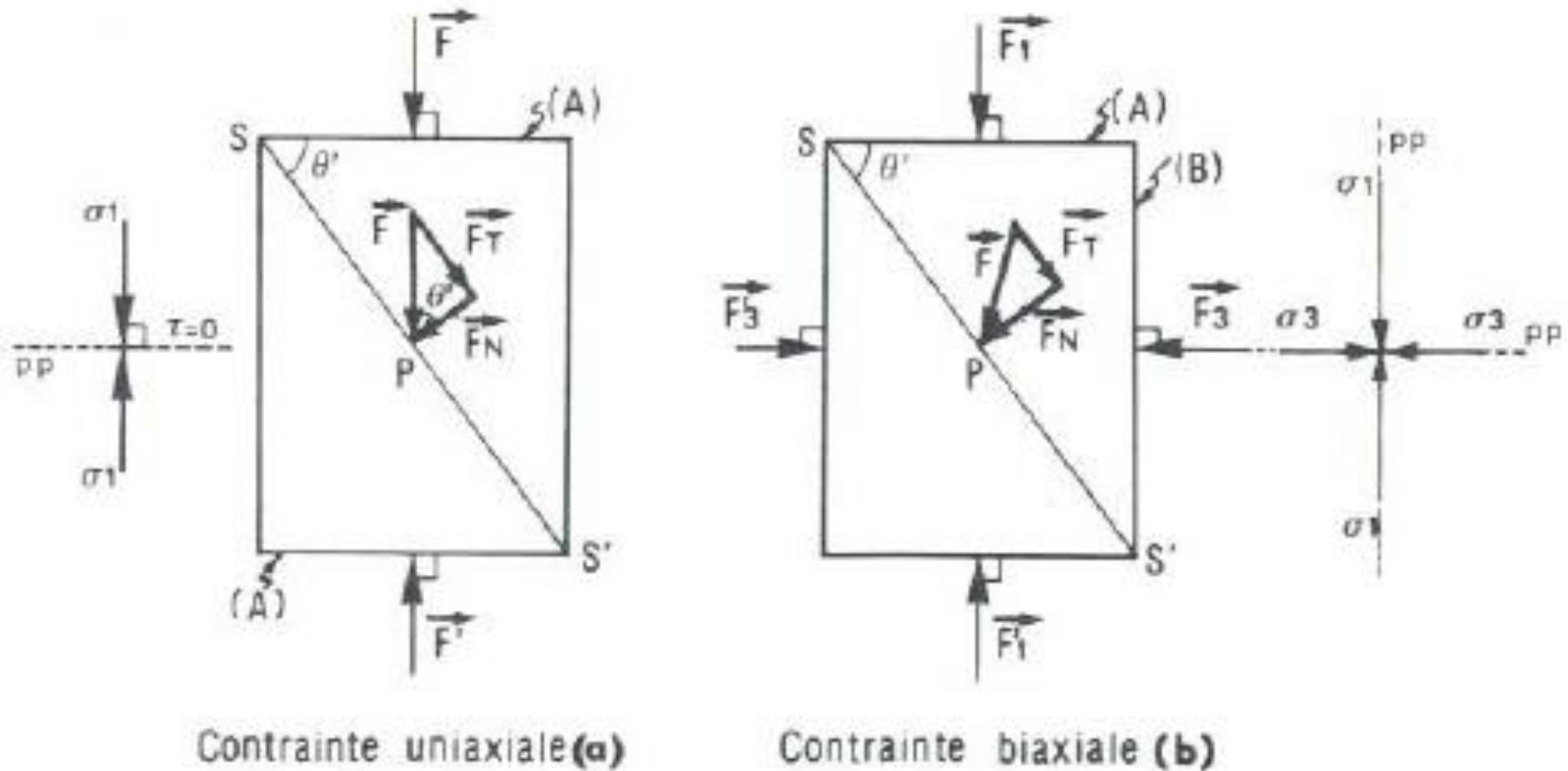
Figure 18. Relation entre force et contrainte. Le poids est une force, qui se répartit sur des surfaces plus ou moins grandes et résulte dans des contraintes d'intensité différente.

3.1. Décomposition d'une contrainte sur un plan

Bien qu'une contrainte soit orientée, elle se transmet à l'ensemble de la roche sur laquelle elle est appliquée. Si on considère un volume de roche auquel on applique une force ; et un plan dans ce volume de roche (une fracture, par exemple). On peut décomposer la force (ou la contrainte) appliquée à ce plan en

- Une contrainte normale (*normal stress*), perpendiculaire au plan
- Une contrainte tangentielle (*tangential stress*), dans le plan

Figure 19. Décomposition d'une force appliquée à un volume de roche. (a) contrainte uniaxiale ; (b) contrainte bi-axiale.



La contrainte varie selon l'angle du plan, de façon relativement complexe, puisque la même force est distribuée sur un plan plus ou moins grand selon son orientation (c'est aussi un intérêt d'utiliser les contraintes plutôt que les forces, c'est une mesure indépendante de la surface).

La composante normale de la force \vec{F} vaut $F_N = F \cdot \cos \Theta$. Elle s'applique sur la surface SS' qui vaut $A / \cos \Theta$. On a donc

$$\sigma_N = \frac{F}{A} \cos^2 \Theta.$$

De la même façon, la contrainte cisailante (σ_s , ou τ) vaut

$$\tau = \frac{F}{A} \sin \Theta \cdot \cos \Theta$$

Dans les deux cas, notez que F/A est σ , la contrainte appliquée à l'extérieur de l'objet.

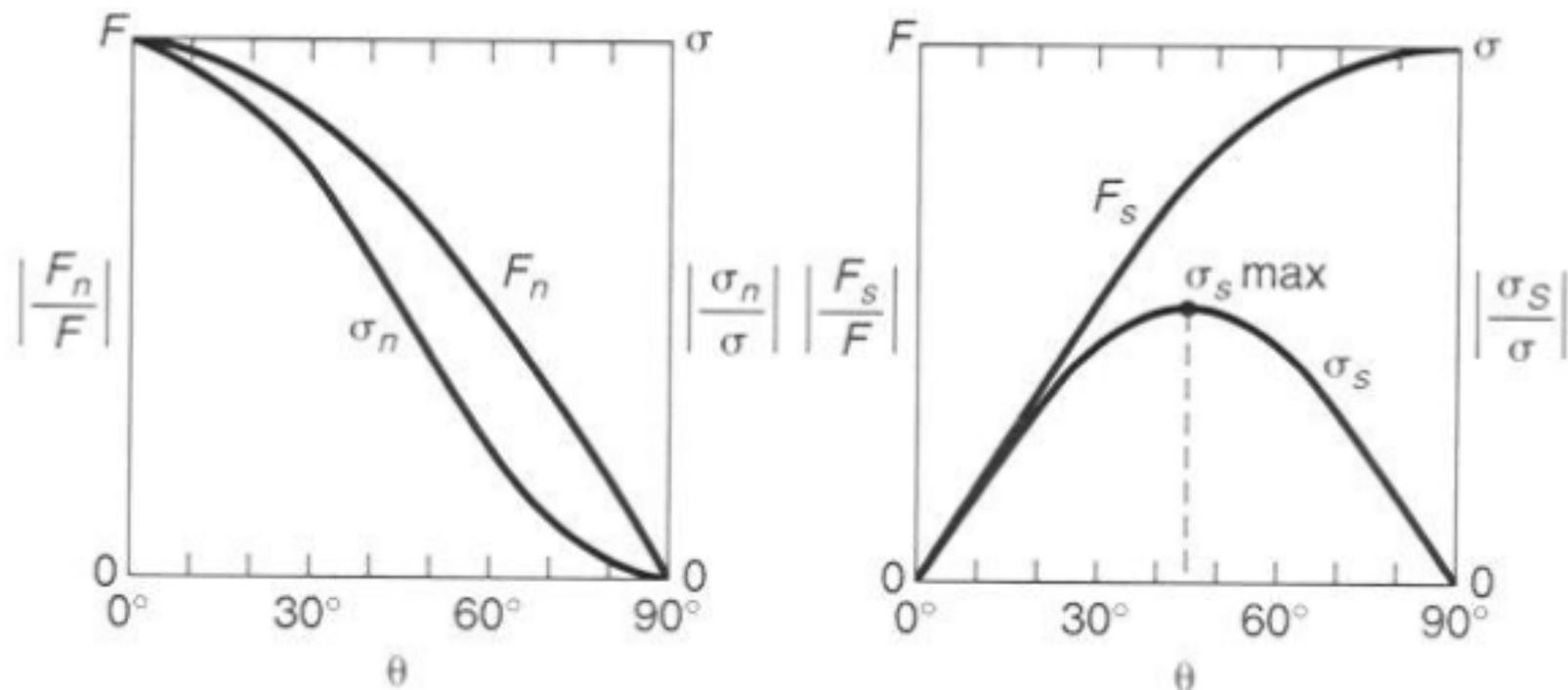


Figure 20. Variation des forces et contraintes normales et cisailantes en fonction de Θ . La contrainte cisailante est maximale à 45° de la contrainte totale.

Notez l'existence d'une direction particulière ($\Theta = 0$, c'est le plan perpendiculaire à F) pour lequel la contrainte normale est maximale et vaut σ .

4. Rhéologie

Contrainte et déformation sont reliés par des lois physiques : les lois rhéologique ; la rhéologie est l'étude des relations entre ces deux grandeurs.

4.1. Modes de déformation des matériaux terrestre

N'importe quel matériau peut se déformer de deux façons différentes :

- De façon **élastique** (*elastic deformation*), c'est-à-dire avec une déformation instantanée et réversible (la déformation disparaît lorsque la contrainte est relâchée) ;
- De façon **plastique** (*plastic deformation*), c'est-à-dire avec une déformation non-réversible, généralement non-instantanée.

Dans les deux cas, au-delà d'une certaine quantité de déformation, le corps se casse (rupture).

On représente souvent la déformation dans des diagrammes contrainte (différentielle) — déformation (*stress—strain*), $\sigma = f(\varepsilon)$ (une représentation un peu déroutante au premier abord, puisqu'on a tendance à raisonner en se disant que la contrainte est la cause de la déformation ; mais c'est l'habitude en rhéologie).

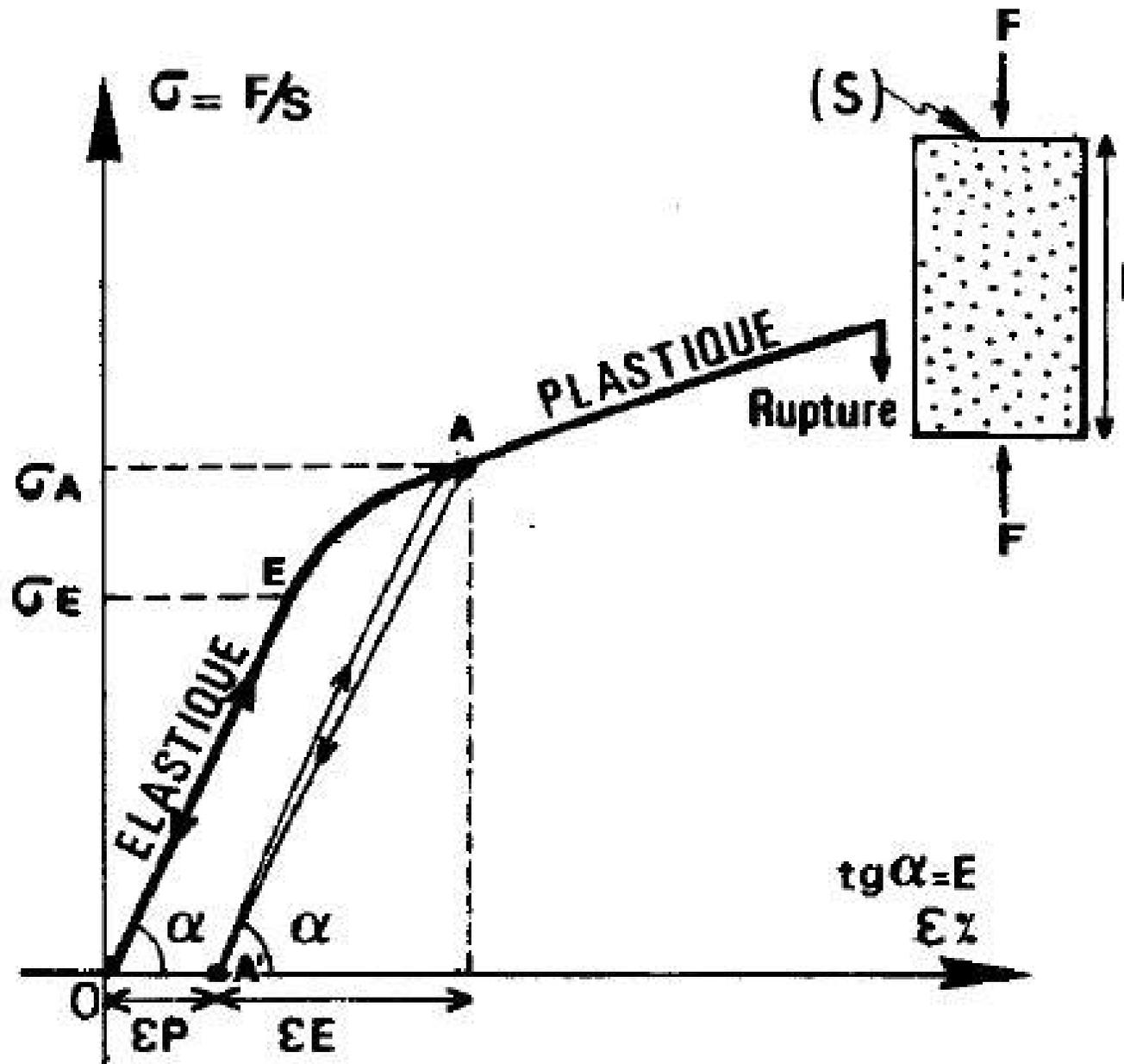


Figure 25. Déformation progressive d'un corps. Pour des déformations faibles, il se déforme de façon élastique ; au-delà d'un certain seuil, la déformation devient permanente (et plastique). On atteint enfin la rupture.

Une roche a un comportement **cassant** si elle ne subit que pas, ou peu de déformation plastique avant la rupture. Elle a un comportement **ductile** si elle subit de grandes déformations plastiques.

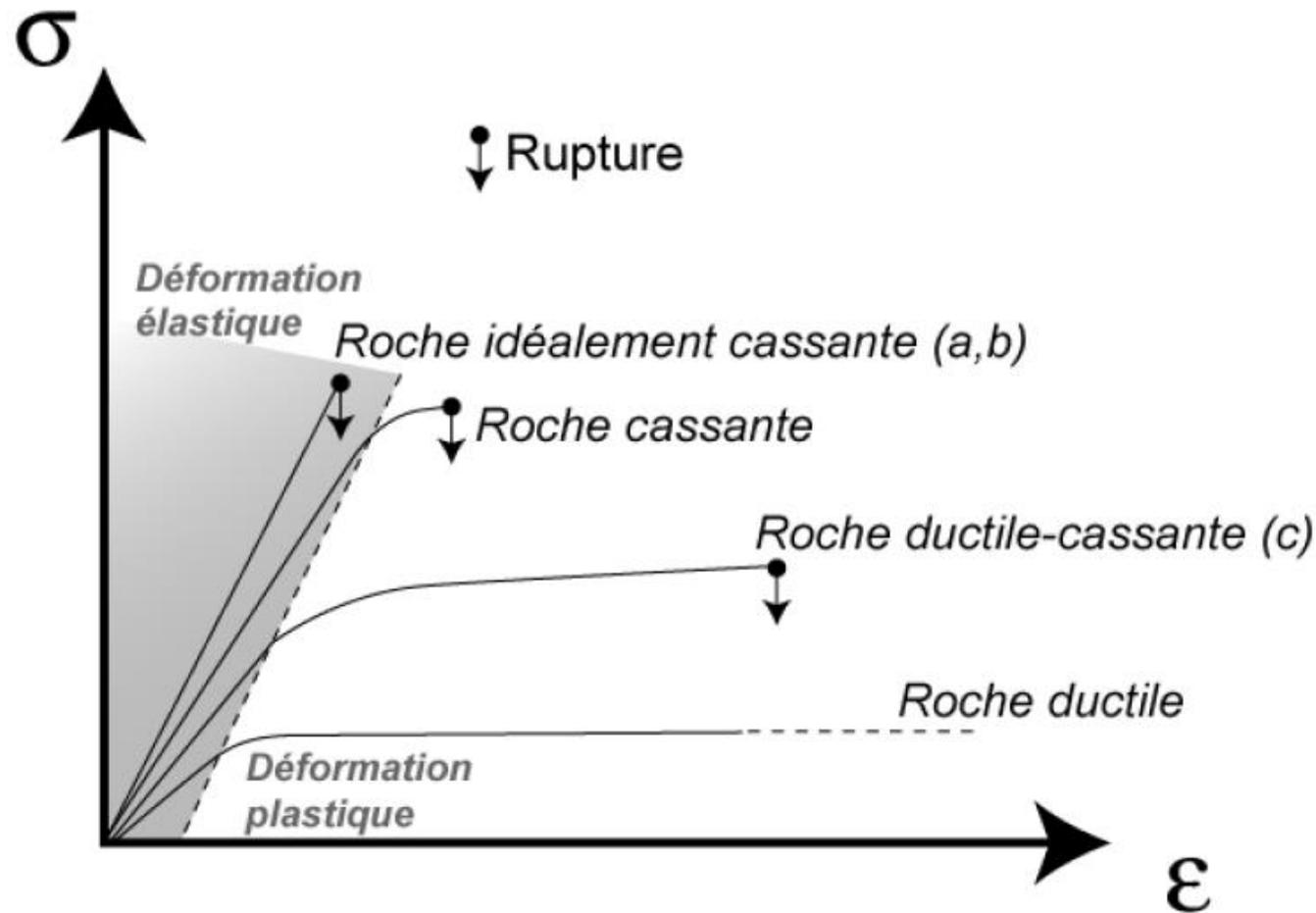
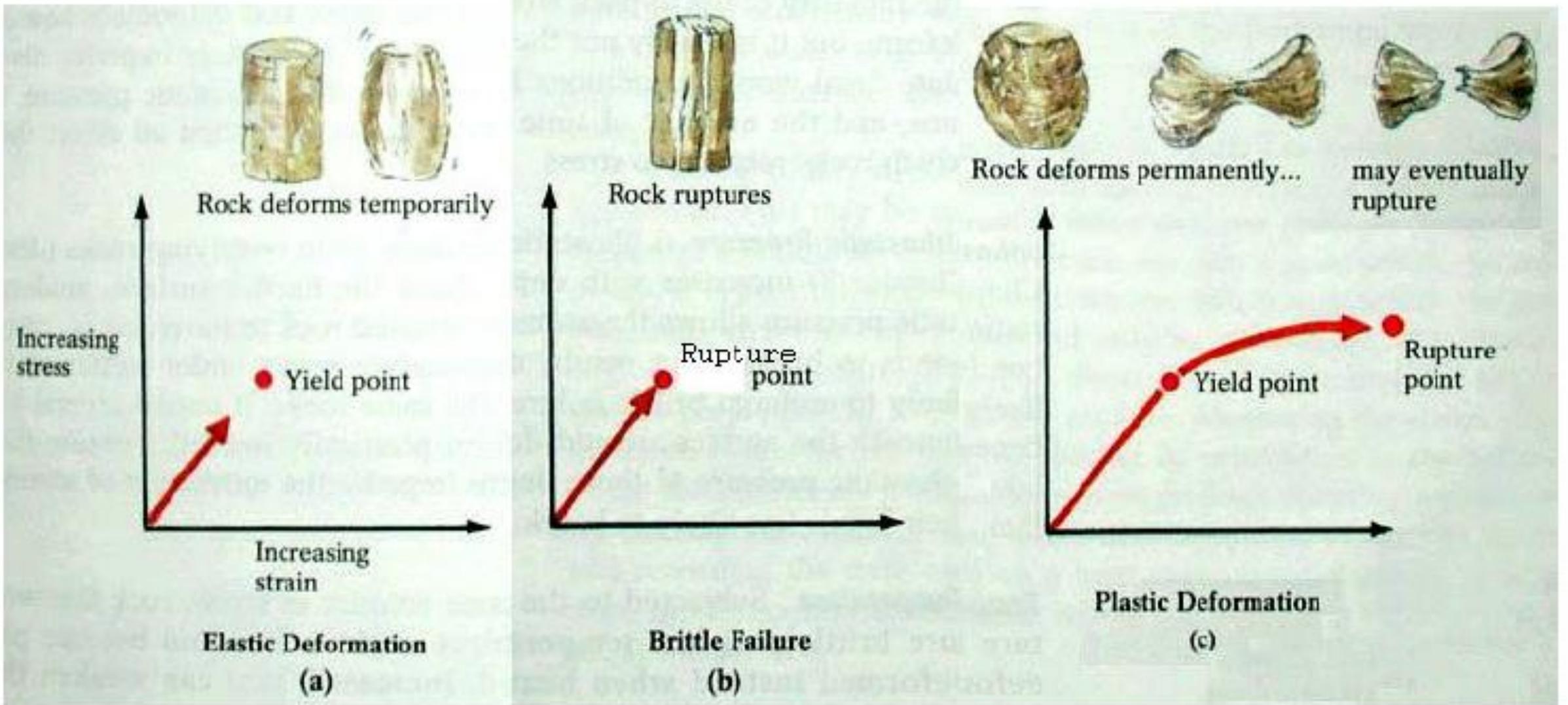


Figure 26.
Comportement ductile vs. cassant. Dans tout les cas, les roches passent par les deux modes de déformation (élastique ou plastique), mais avec des importances relatives différentes. En haut, courbes contrainte—déformation ; en bas,



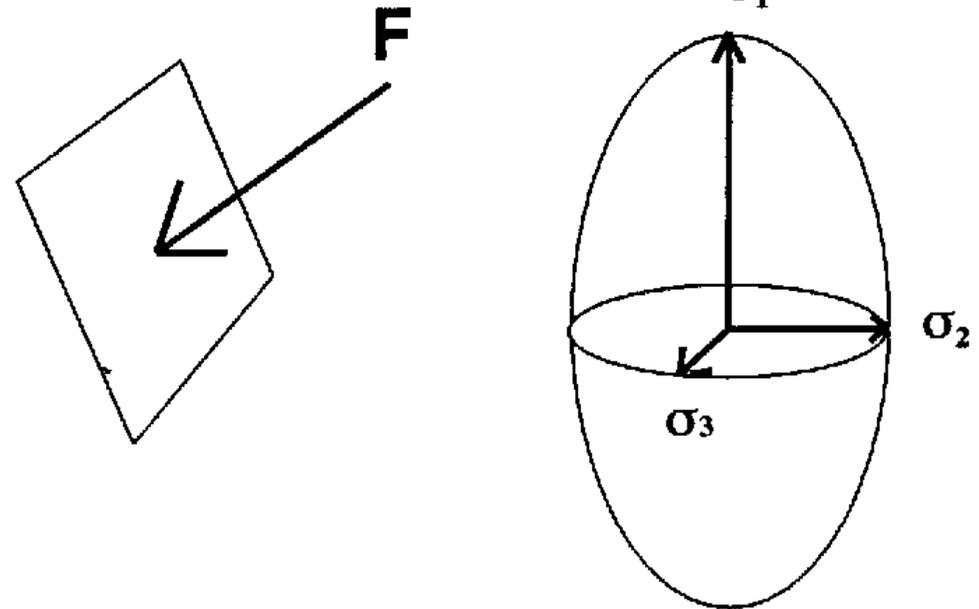
Schémas montrant la déformation qui a lieu dans trois scénarios : (a) déformation élastique n'atteignant pas la rupture; (b), rupture d'une roche purement élastique; ©, déformation plastique se terminant par une rupture.

Etat de Contraintes

Un volume de roche ou de sol qui subit l'action de forces est soumis à un certain état de contrainte. Une surface isolée dans ce volume reçoit l'action d'une force, donc une pression, caractérisée par sa direction, son sens et son intensité. Pour une surface tendant vers 0, on définit au point O un état de contrainte exprimé mathématiquement par un tenseur défini par une matrice et géométriquement par un ellipsoïde des contraintes dont les 3 axes Σ_1 , Σ_2 et Σ_3 représentent les 3 composantes normales de la contrainte Σ .

Dans le cas de l'enfouissement, un volume de roche subit selon l'axe vertical une pression lithostatique créée par le poids des roches surincombantes qui correspondent à Σ_1 ; il subit dans le plan horizontal l'action des roches voisines exerçant une pression de confinement exprimée par Σ_2 et Σ_3 qui sont égales.

ellipsoïde des contraintes



Différentes lois physiques (qui s'appliquent pour différents types de matériaux, et/ou dans différentes conditions) permettent de décrire le comportement des roches.

NB – Il faut garder à l'esprit que toutes ces « lois » (comme toutes les lois physiques) sont des modèles : des approximations

4.2. Lois de déformation simples

a. Déformation élastique

Déformation idéale : loi de Hooke

La déformation élastique se décrit par la loi de Hooke (la même que pour les ressorts) ; dans le cas de la mécanique des roches, on l'écrit $\varepsilon = \sigma / E$, où E est appelé module de Young (*Young's modulus*).

Dans un diagramme contrainte — déformation, une déformation élastique qui suit la loi de Hooke est une droite de pente E.

La déformation élastique ne s'applique guère en géologie structurale (puisque'elle est non-permanente !), mais c'est celle qui a lieu lors des séismes !

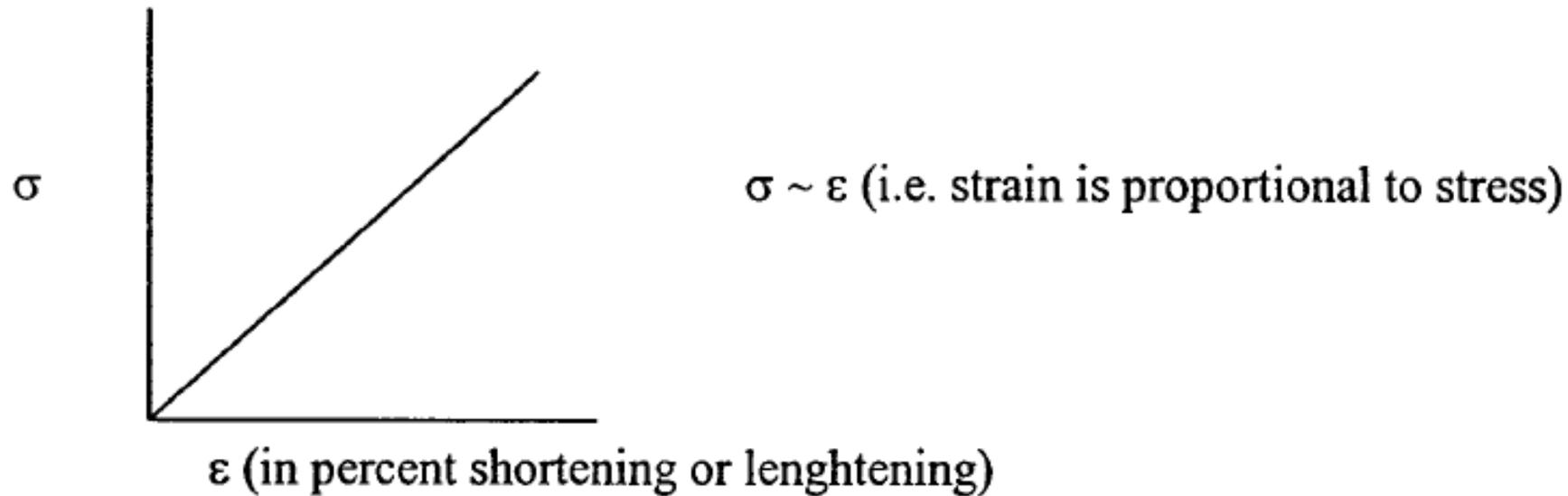


Figure 27. Diagramme contrainte (différentielle)—déformation pour une déformation élastique (loi de Hooke).

Déformation observée

Dans le modèle de Hooke, la déformation est non-permanente (le corps reprend sa forme initiale si on arrête la contrainte) et instantanée. Si on conduit des expériences sur des vrais matériaux, on constate que la déformation non-permanente (*recoverable strain*) n'est, en réalité, pas instantanée, ni à s'établir, ni à disparaître. On parle de comportement

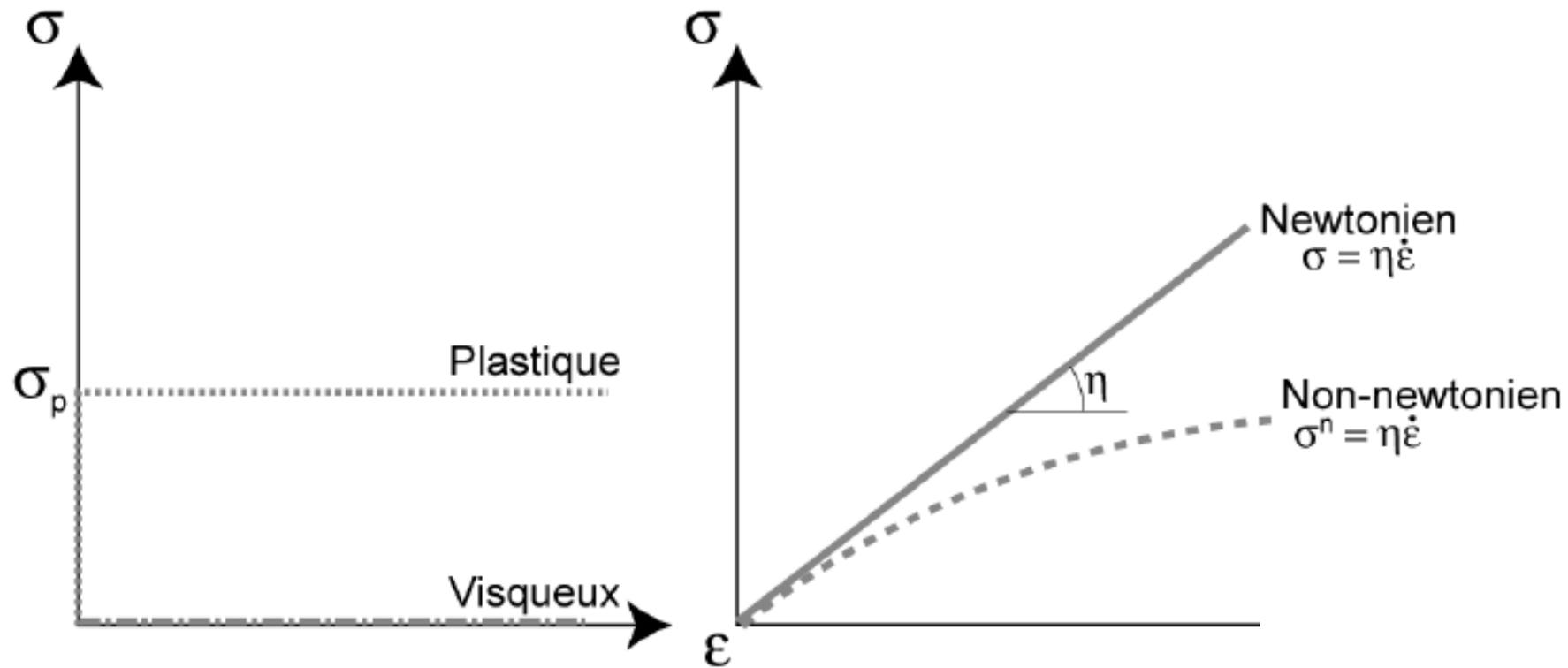
anélastique (*anelastic behavior*), qui peut avoir son importance par exemple en génie civil (tunnels, mines...).

b. Lois de déformation plastique

Lois de déformation idéales

Dans la déformation plastique « idéale », la quantité de déformation ne dépend pas de la contrainte (différentielle) ; il y a un seuil (seuil d'écoulement plastique, σ_p ; *yield stress*), au-delà duquel le matériau se déforme (*ideal plastic behavior*), sans que la contrainte ne puisse augmenter (fluage, *creep*).

Un cas particulier de déformation plastique est celle où le seuil est nul : à la moindre contrainte, le matériau flue et se déforme de façon permanente. On parle de comportement visqueux (*viscous*). C'est le cas, par exemple, des liquides communs comme l'eau (si vous appuyez sur de l'eau, elle se déforme). Il est impossible d'accumuler une contrainte différentielle dans un corps visqueux.



On appelle **fluide newtonien** (en hommage à Isaac Newton) un fluide dont la loi contrainte-vitesse de déformation est linéaire

Figure 28. Diagrammes contrainte-déformation, et contrainte-taux de déformation, pour la déformation plastique et visqueuse idéale.

Par analogie, on peut comprendre comment se comporte un matériau idéalement plastique (non visqueux) : tant que la contrainte exercée ne dépasse pas un certain seuil, le matériau ne se déforme pas ; au-delà de ce seuil, il ne peut pas accumuler de contrainte et flue latéralement, comme le ferait un liquide.

On peut, par ailleurs, discuter des lois de fluage dans les deux cas. Comme on peut le comprendre intuitivement, la vitesse de déformation dépend de la contrainte exercée (« plus on appuie fort, plus le matériau part vite sur les côtés »). La loi générale

de fluage est de la forme $\dot{\epsilon} = \frac{\sigma^n}{\eta}$, où η (eta) désigne la

viscosité (*viscosity*). η peut varier, typiquement de 1 à des valeurs de l'ordre de 5.

Si n vaut 1, alors $\dot{\epsilon} = \frac{\sigma}{\eta}$. Un corps visqueux qui suit cette loi a un comportement newtonien (*newtonian*); on le décrit parfois comme « idéalement visqueux » (*ideally viscous*). Si $n > 1$, c'est un comportement non-newtonien; n vaut de 3 à 5 dans les matériaux usuels (ce qui veut dire que si vous appuyez sur un matériau non-newtonien au-delà de son seuil de déformation, il va partir sur les côtés, encore plus vite que pour un matériau newtonien).

Pour résumer :

		Exposant n	
		= 1	> 1 <i>(en général 3–5)</i>
Seuil d'écoulement plastique (σ_p)	Nul	Newtonien, idéalement visqueux	Visqueux non- newtonien
	Non-nul	(idéalement plastique)	(pas de nom spécial)

NB – la plupart des livres décrivent trois types de déformation (élastique, visqueuse et plastique). En général, par « visqueux » on sous-entend alors « idéalement visqueux » (newtonien) ; par plastique, « idéalement plastique » (sans préciser la loi de fluage au-delà du seuil plastique).

Lois complexes

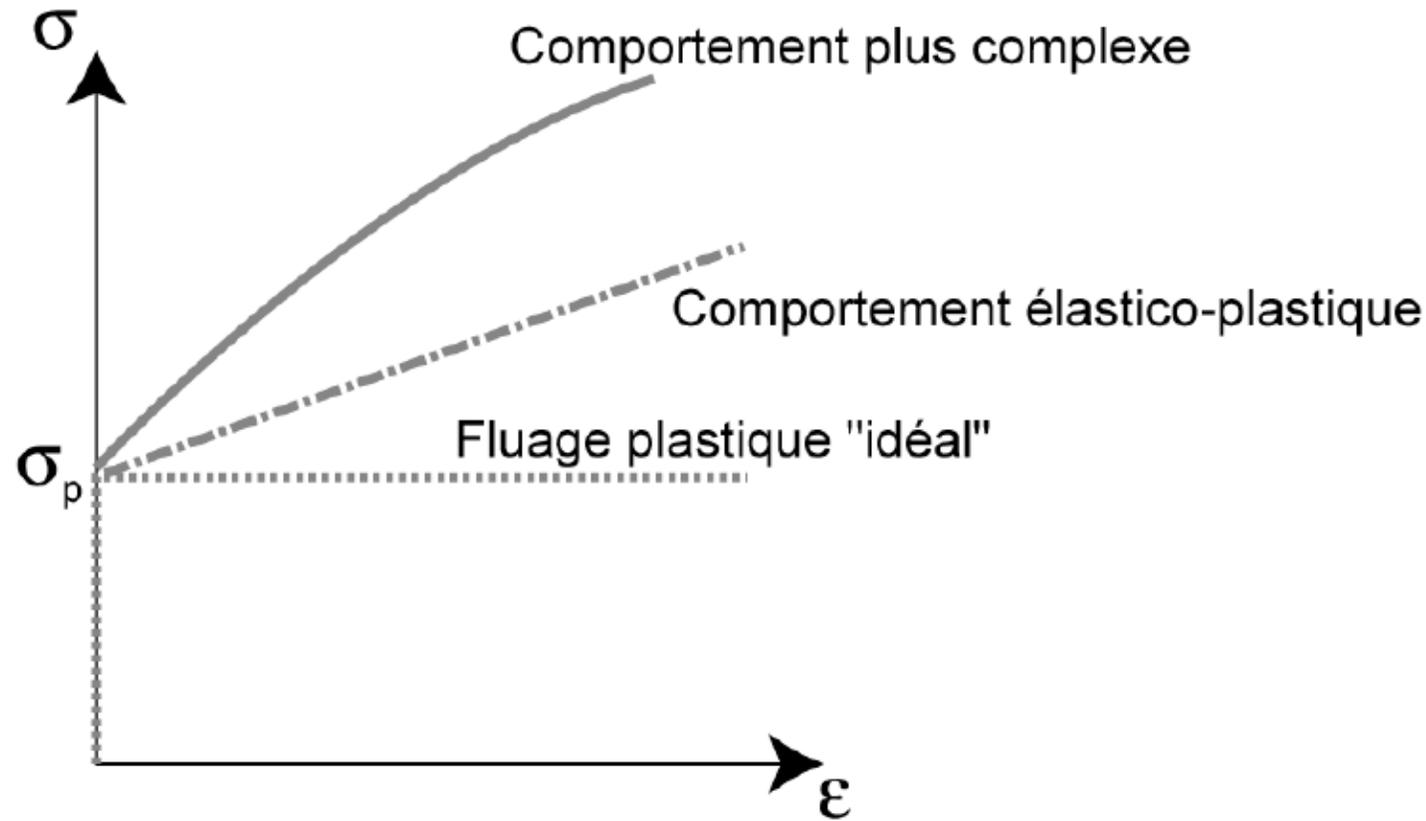


Figure 29. Lois rhéologiques complexes, non-idéales

Le comportement réel des roches est, ici encore, plus compliqué que les deux lois simples énoncées plus haut ; il

peut se décrire comme une combinaison des différents modes de déformation (élastico-plastique, visco-élastique, etc.).

NB – le fait que les courbes contraintes—déformation aient une pente positive dans le domaine plastique montre que la déformation n’y est pas purement plastique (cf. Figure 28). Elle a une composante élastique ou anélastique.

c. Lois de rupture

La rupture sera traitée plus en détail au chapitre III ; différents modèles de rupture ont été proposés :

- Le critère de Coulomb prédit simplement que la rupture aura lieu sur un plan si la contrainte cisailante excède une valeur seuil donnée ; la rupture a lieu si $\tau > C$;
- Le critère de Navier-Coulomb suppose que la contrainte normale s'oppose au glissement sur un plan, et donc augmente la contrainte nécessaire : la rupture a lieu si $\tau > C_0 + a.\sigma_N$. Une autre expression relie la contrainte déviatorique à la contrainte lithostatique, et est connue sous le nom de loi de Byerlee.

4.3. Déformation des roches : une succession de modes de déformation

Si on revient sur les courbes contrainte—déformation (Figure 25), on peut décrire la déformation par une succession de modes rhéologiques :

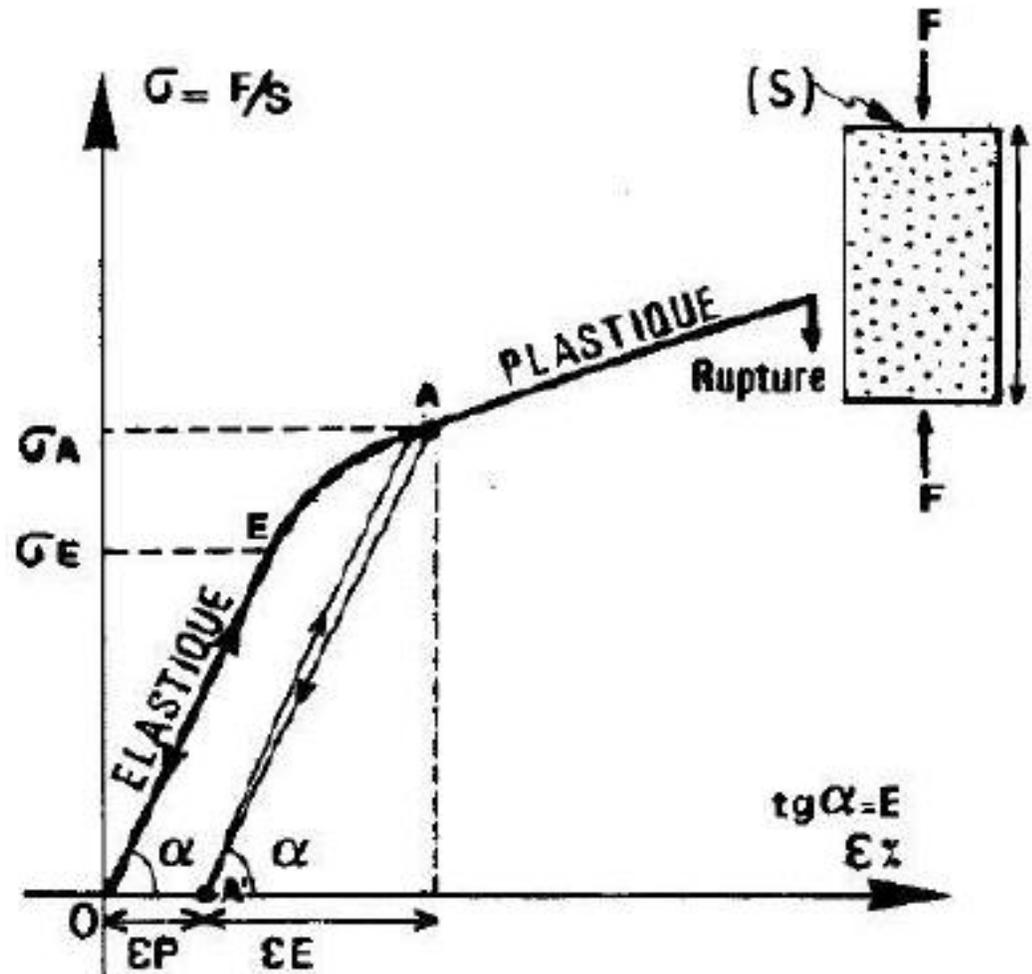
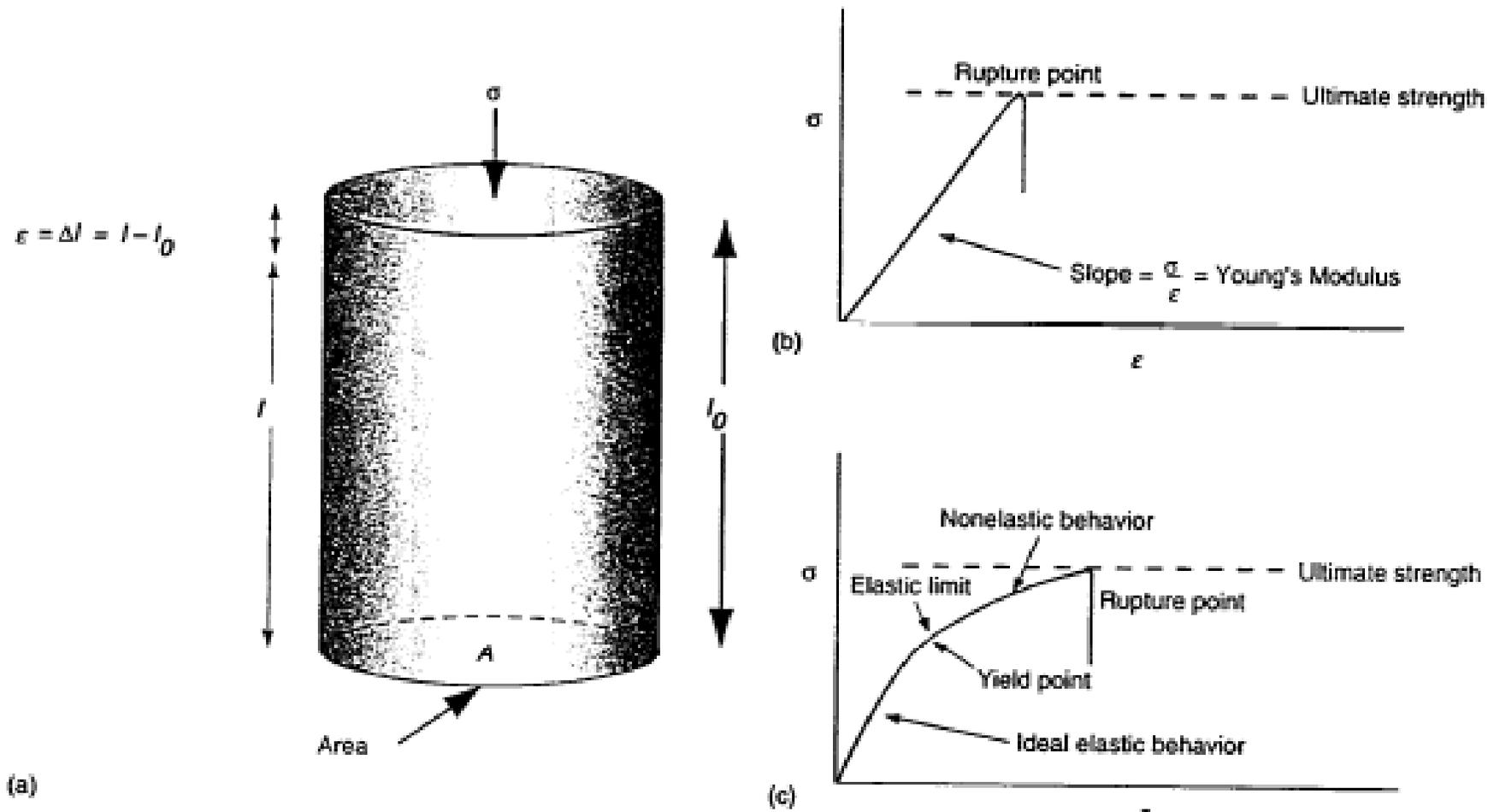


Figure 25. Déformation progressive d'un corps. Pour des déformations faibles, il se déforme de façon élastique ; au-delà d'un certain seuil, la déformation devient permanente (et plastique). On atteint enfin la rupture.

- La contrainte commence par augmenter assez vite avec la déformation, correspondant à une déformation élastique (que l'on peut modéliser par la loi de Hooke) ;
- Puis l'augmentation ralentit ou même stoppe totalement dans le domaine plastique. Si la contrainte n'augmente plus, on est dans le domaine du fluage (comportement idéalement plastique, voire visqueux ou quasi-visqueux si le seuil est très faible) ; Si elle continue à augmenter, il faut modéliser la déformation avec des lois composites, visco-élastique ou élastico-plastique ;
- Enfin, on atteint la rupture (si on est dans le domaine du fluage, la rupture peut avoir lieu pour des quantités de déformation tellement élevées qu'on ne l'atteint jamais en réalité) ; la rupture se modélise selon les différents critères mentionnés plus haut.



Stress-strain curve showing the general properties of an ideal elastic (b) and real elastic(-plastic) material

Figure 30. Déformation idéale (purement élastique dans ce cas, en haut) ; et observée ; d'un cylindre de roche. La déformation réelle est d'abord élastique, puis plastique, puis on atteint la rupture (comme à peu près toutes les roches) ; ici la déformation plastique apparaît comme une combinaison de déformation anélastique et idéalement plastique (déformation élastico-plastique).

Dans tout les cas, on note qu'il existe une contrainte maximale que la roche peut supporter (selon les cas, elle correspond à la rupture, ou au fluage) : on parle de la résistance (*strength*) de la roche

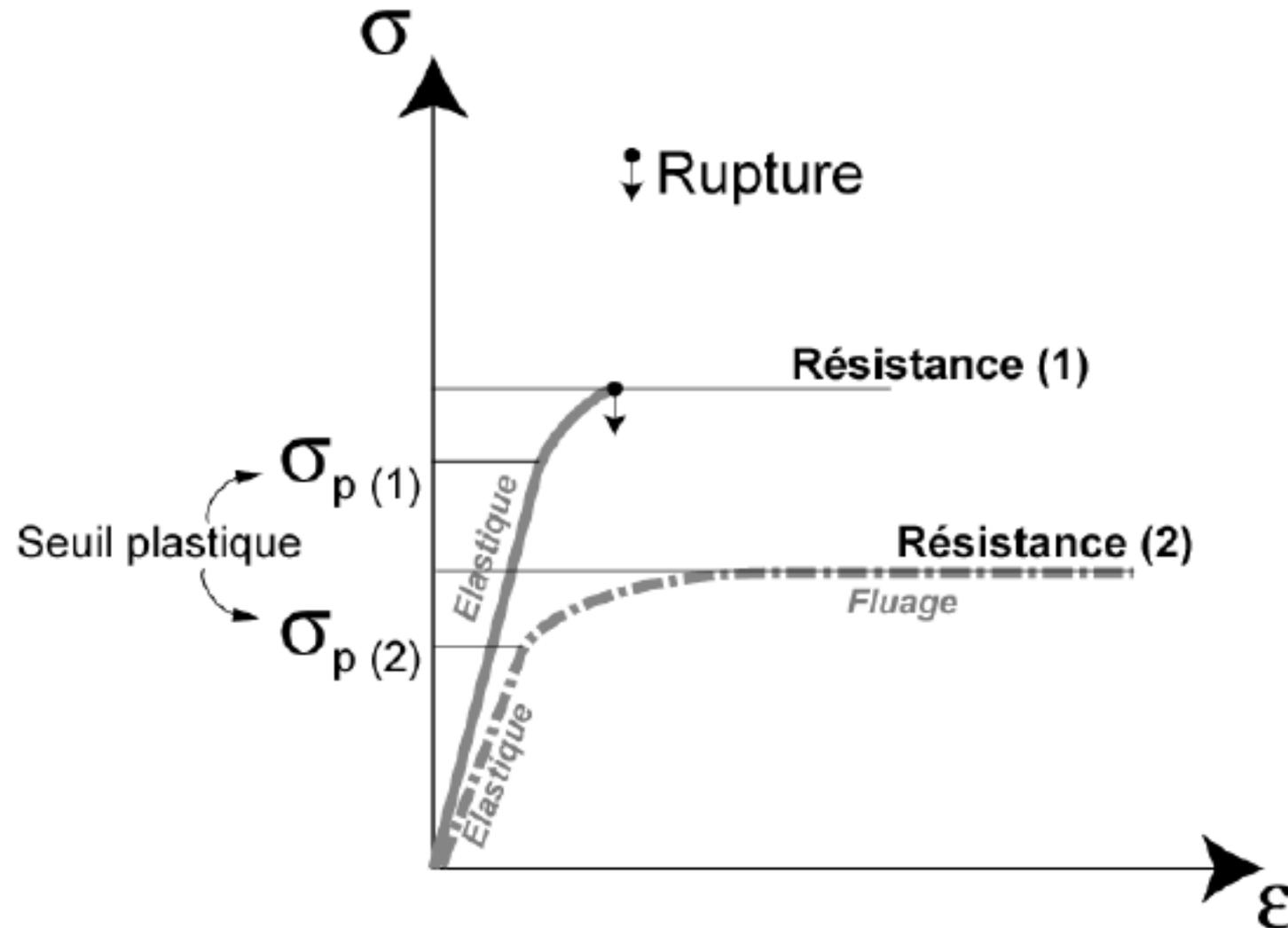


Figure 31. Résistance de deux matériaux avec des comportements différents. Le matériau (1) se comporte de façon cassante, avec un domaine plastique très restreint. Sa résistance correspond à la contrainte nécessaire à la rupture. Le matériau (2) se comporte de façon ductile, son domaine élastique est réduit et une grande partie de la déformation est du fluage (idéalement plastique ou presque). Sa résistance correspond à la contrainte de fluage.

4.4. Paramètres contrôlant la rhéologie des roches

Différents paramètres influent sur le comportement des roches : des matériaux différents vont, naturellement, avoir des comportements contrastés ; mais le même matériau, dans des conditions différentes (P, T ...) peut se comporter de façon variable.

a. Nature de la roche

Empiriquement, on peut proposer une échelle de compétence (relative, de la plus faible à la plus forte) :

- Sédiments : Sel (*rock salt*) – argile (*shale*) – calcaire (*limestone*) – grès impur (*grauwacke, greywacke*) – grès (*sandstone*) – dolomie (*dolomite*) ;
- Roches magmatiques / métamorphiques : Schiste (*schist*) – marbre (*marble*) – quartzite (*quartzite*) – gneiss (*gneiss*) – granite (*granite*) – basalte (*basalt*) – gabbro (*gabbro*).

b. Pression lithostatique

c. Température

De façon assez intuitive, l'augmentation de température diminue la résistance des roches, et les rend plus ductiles.

d. Vitesse de déformation

Une vitesse de déformation plus rapide rend les roches plus cassantes, et augmente leur résistance

ag

e. *Pression de fluides (dans les pores)*

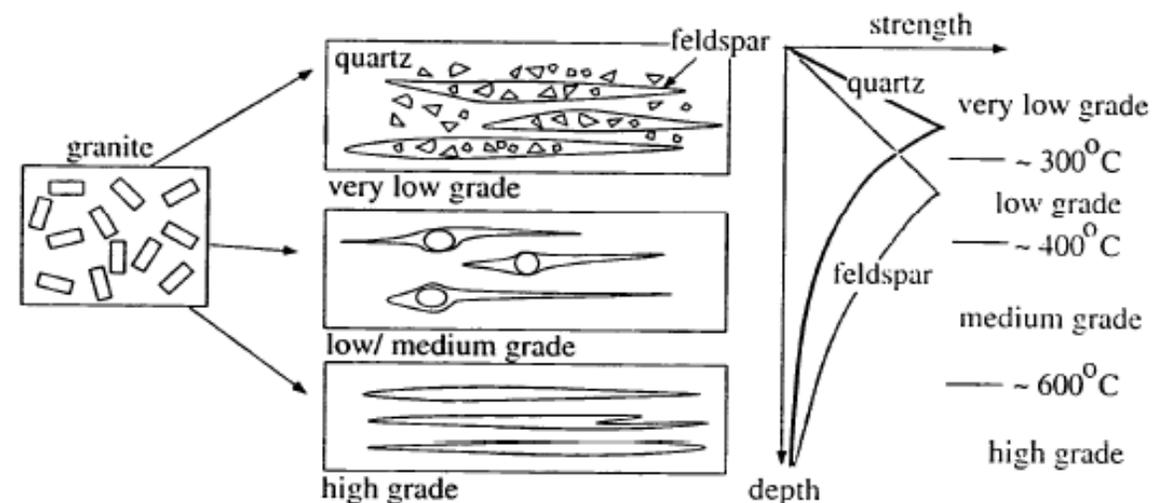
L'augmentation de la pression de fluide dans les pores de la roche diminue sa résistance et la rend plus cassante (l'ouverture de mini-fractures dans la roche est en effet facilitée par la pression de fluides sur les bords des pores, ce qui rend la rupture plus facile).

f. *Fluides (dans les structures cristallines)*

A l'inverse, des fluides dans le système cristallin (groupes OH substituant O dans les cristaux affaiblissant les liaisons Si-O-Si) diminue la résistance des roches et les rend ductiles.

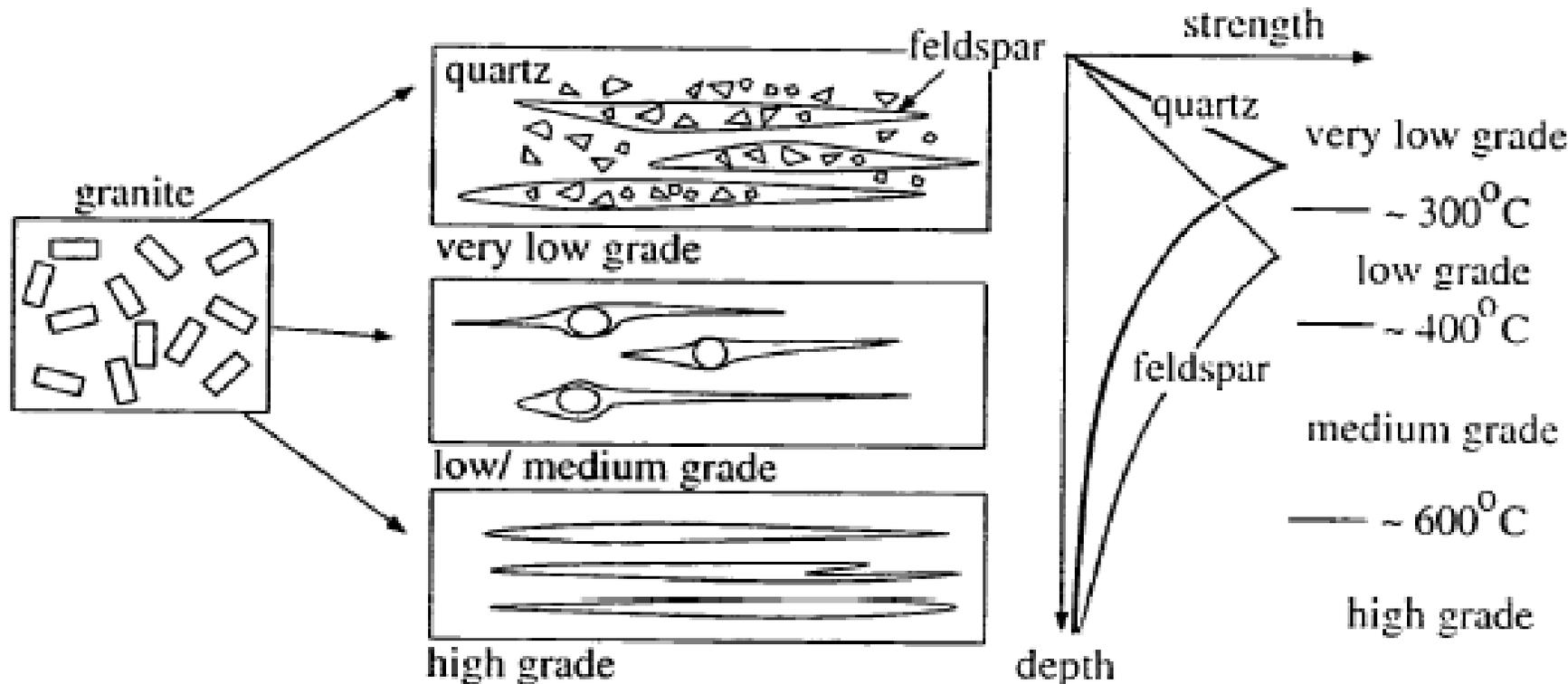
g. *Assemblages poly-minéraux*

La déformation de roches poly-minérales est complexe, elle dépend à la fois du comportement de chaque minéral, et de leurs relations.



*Changes in the deformation behaviour of quartz-feldspar aggregates with depth
(from Passchier and Trouw, 1996)*

- Sel : T ~ 80 - 100°C
- Calcite : T ca. 200-250°C
- Dolomite : T ~ 250-300°
- Mica : T ~ 250°
- **Quartz** : T ~ 280 - 300°C
- **Feldspaths** : T ~ 450- 500 °C
- **Olivine** : T ~ (700) - 1000 °C
- Opx : T ~ 700 - 800 °C
- Cpx : T ~ 700- 750 °C
- Amphiboles : T ~ 650- 750 °C



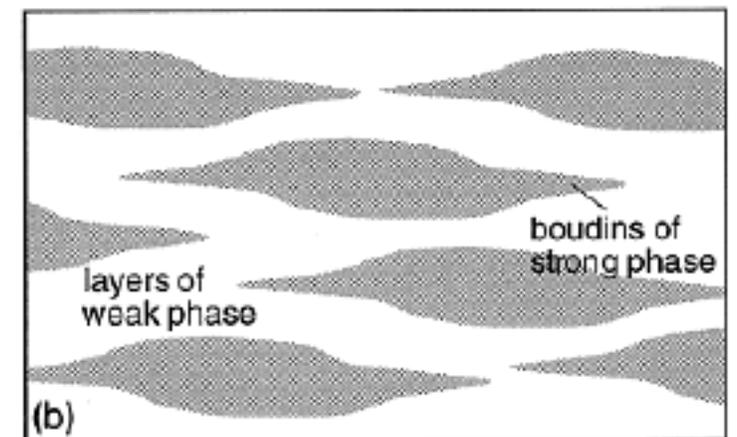
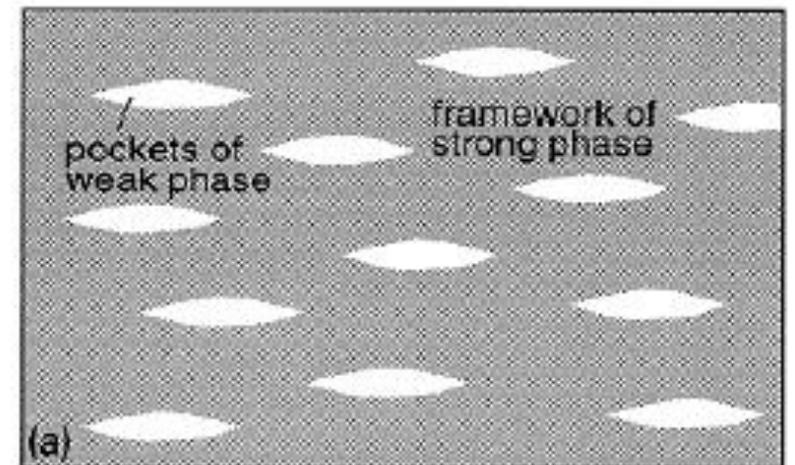
Changes in the deformation behaviour of quartz-feldspar aggregates with depth
 (from Passchier and Trouw, 1996)

Figure 37. Déformation d'un assemblage quartz-feldspaths (approximation d'un granite !). En domaine cassant, la résistance du quartz est supérieure à celle du feldspaths ; on a donc des clastes de quartz dans une matrice de feldspaths déformés. Mais le quartz devient ductile à plus basse température que le feldspath ; à partir de 300 C, on forme donc des gneiss oeillés avec des feldspaths résistants entourés de rubans de quartz. Enfin, à plus haute température, la différence de comportement entre les minéraux devient négligeable.

Selon les relations géométriques entre les minéraux, on peut ensuite identifier deux situations :

- Structure avec un squelette rigide (*Load-bearing framework, LBF*) : un squelette rigide de minéraux résistants entoure des inclusions moins rigides. L'assemblage se comporte essentiellement comme si il était composé de la phase la plus solide (ex. : pyroxènes dans un gabbro ou une granulite).
- Structure avec une phase faible interconnectée (*Interconnected weak layer, IWL*) : Les minéraux les moins résistants sont interconnectés ; la roche se déforme essentiellement comme la phase faible (ex. : clastes, boudins ; grenats dans un schiste...).

Figure 38. LBF vs. IWL. A gauche, structure « LBF » ; à droite, « IWL ».



4.5. Stratification rhéologique de la lithosphère

Dans la lithosphère, la nature des roches, ainsi que les conditions P et T, varient avec la profondeur. Au vu de la discussion précédente, on peut aisément comprendre que le comportement rhéologique va, lui aussi, changer.

**Relations
métamorphisme
et
épaississement
crustal.**

Epizone

Mésozone

Catazone

Anatexie

Niveau structural
supérieur

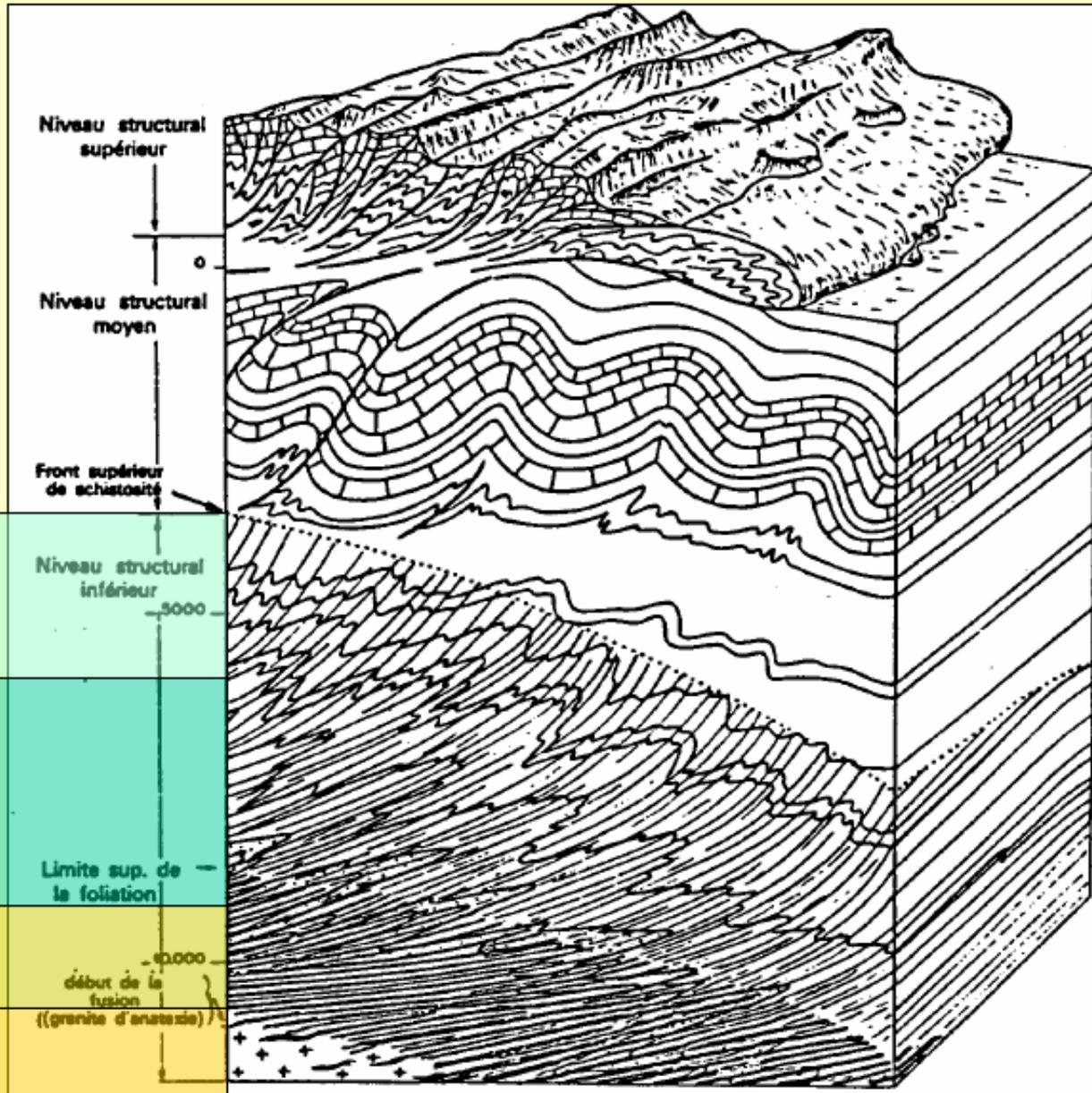
Niveau structural
moyen

Front supérieur
de schistoïté

Niveau structural
inférieur
-5000

Limite sup. de
la foliation

-10.000
début de la
fusion
(granite d'anatexis)



Transition ductile-cassant et plastique -visqueux

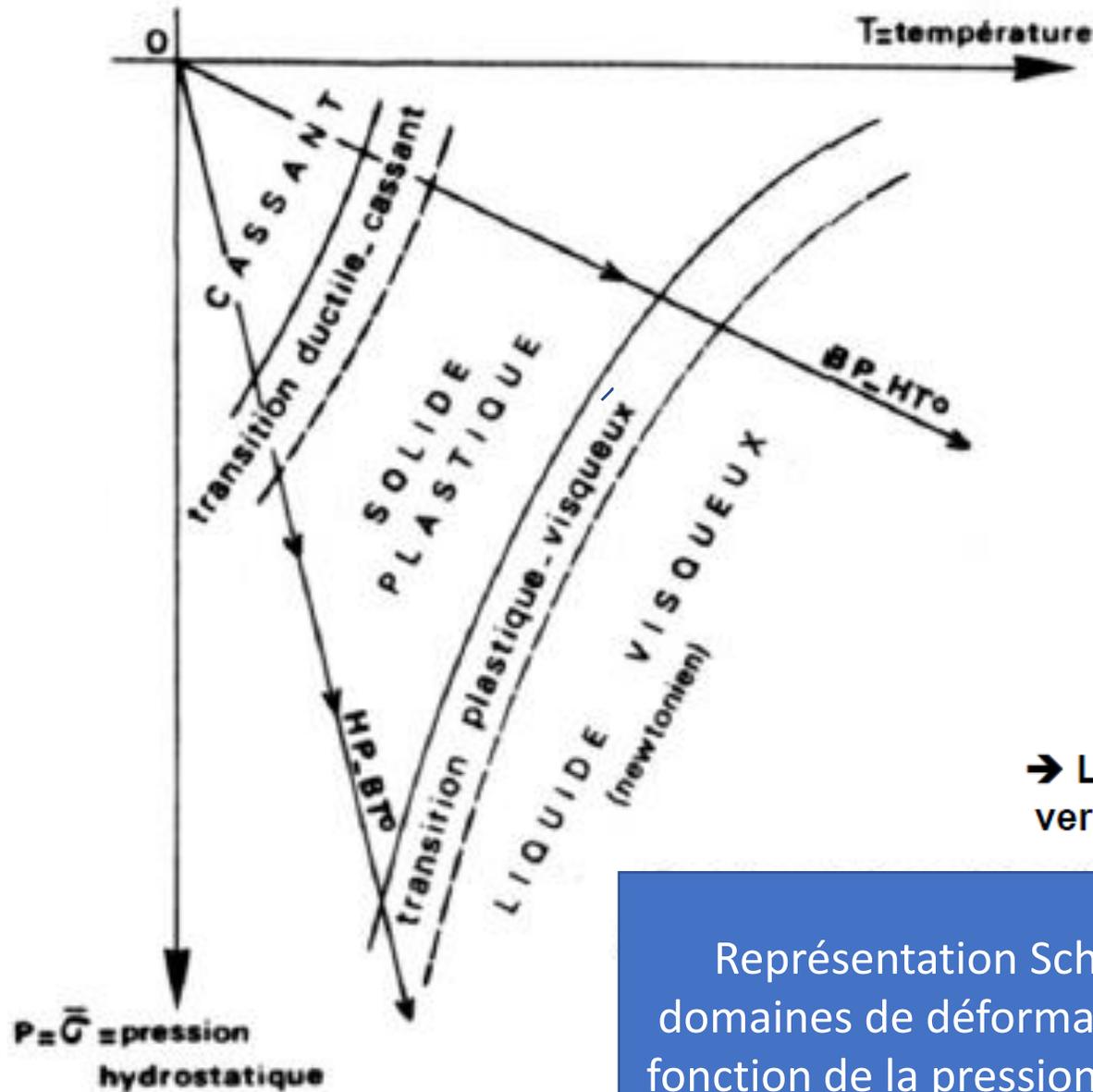


Figure 39. Changements de type de déformation en fonction de P et de T.

. Avec la prof. (ou surcharge):

- . P ↑
- . T ↑

→ Modification du comportement des roches

Gradients moyens :

- 20-30°C/km (<100°C)
- 0.3 kbar/km

→ Les roches évoluent en profondeur d'un comportement fragile, vers un comportement ductile avec fluage

Représentation Schématique des domaines de déformation naturelle en fonction de la pression hydrostatique et de la température

L'augmentation de la pression, et surtout de la température, fait qu'en profondeur les matériaux ont tendance à devenir plus plastiques.

Dans les détails, la profondeur de la limite cassant-ductile dépend du gradient géothermique.

La pression lithostatique P , qui est considéré comme égal dans toutes les directions déforme une roche sans distorsion) (

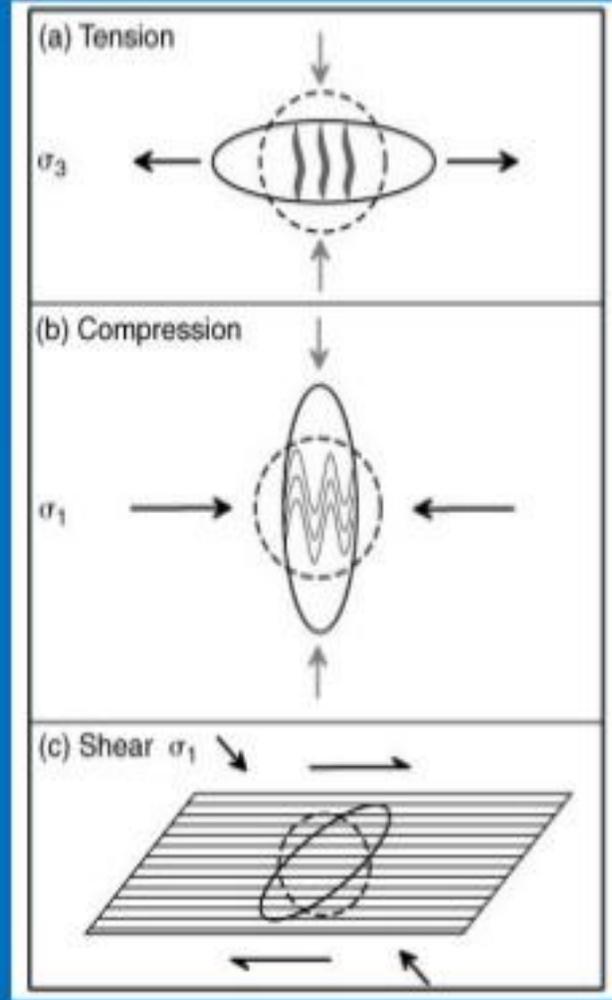
une pression inégale ou contrainte déviatorique déforme une roche (avec distorsion)

la contrainte déviatorique peut être décomposée en trois composantes (σ_1 principale, σ_3 minimale et σ_2 intermédiaire)

la réponse rhéologique d'une roche à la contrainte est dite déformation

la contrainte déviatorique change les textures, les structures et la minéralogie

L'étirement, la compression et le cisaillement sont trois expressions principales de la contrainte déviatorique



Contrainte moyenne et contrainte déviatorique

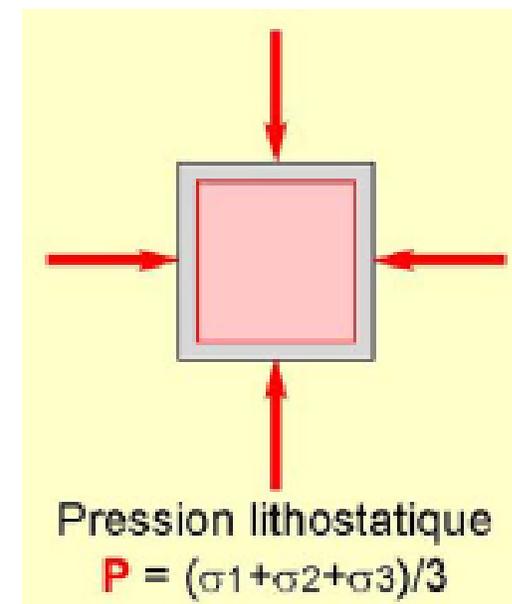
➤ **Contrainte moyenne** $\sigma_m = 1/3 (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$

C'est la partie **hydrostatique du tenseur**, responsable du **changement de volume** du matériau

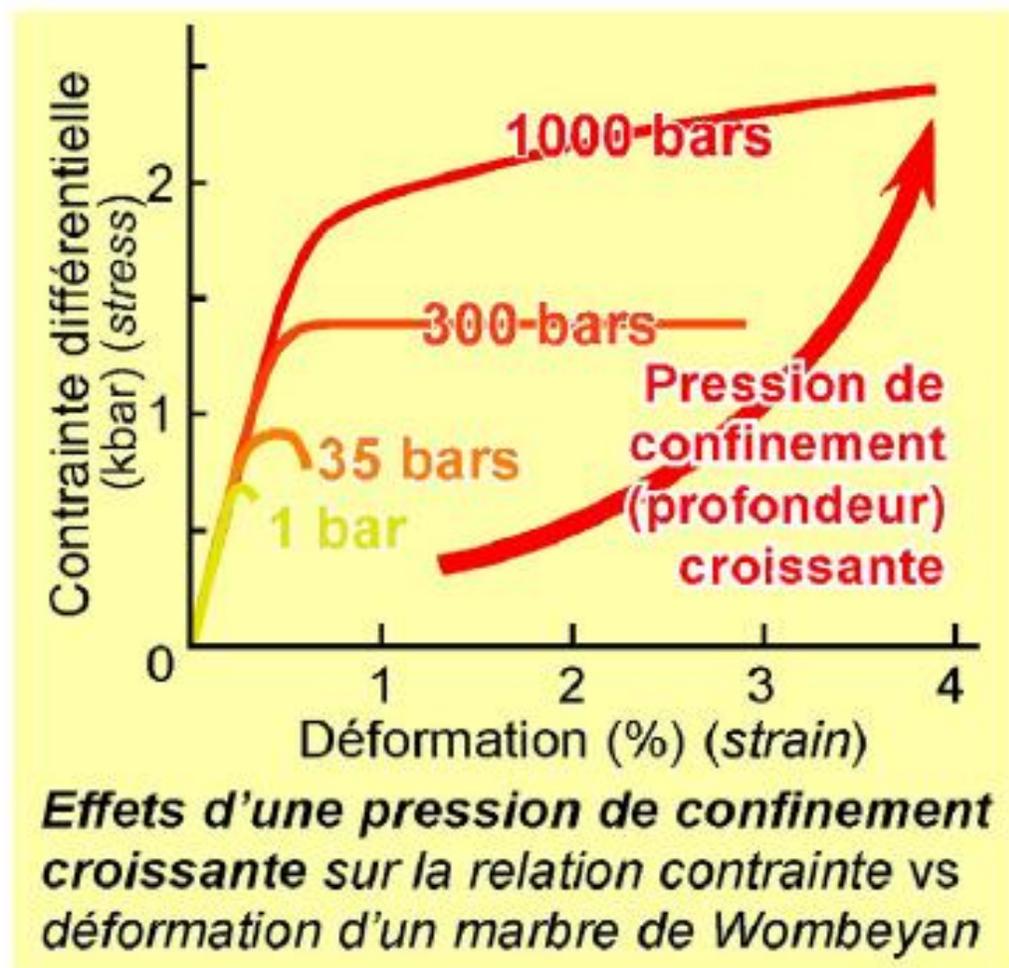
En géologie, c'est la « pression » lithostatique

➤ **Contrainte déviatorique** $\sigma_d = (\sigma - \sigma_m) = (\sigma - P)$

Elle est responsable du **changement de forme** du matériau



. Rôle de la pression lithostatique

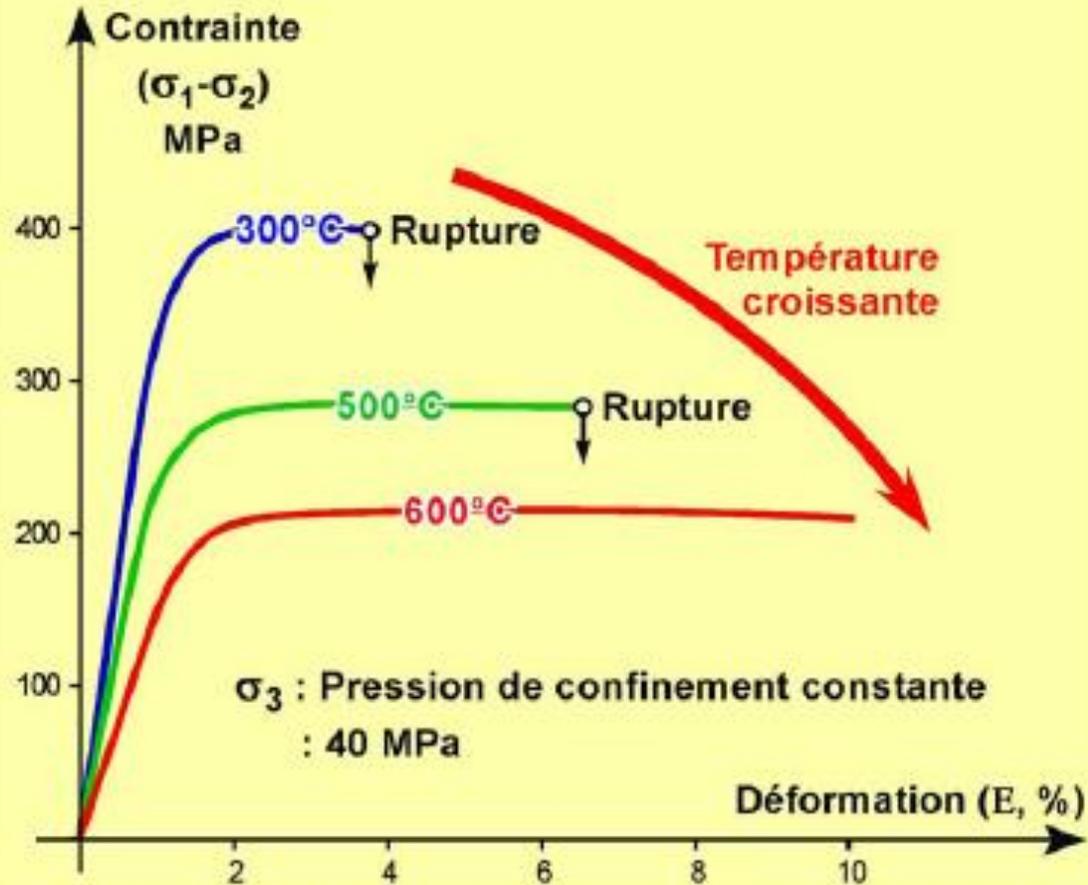


Quand $P_{\text{lithos}} \uparrow$

- limite d'élasticité \uparrow , la déformation élastique \uparrow
- déformation plastique avant rupture \uparrow
- au-delà d'un seuil, plus de rupture

➔ En profondeur, R plus longtemps élastique puis plastique (ductile)

. Rôle de la température



Contrainte différentielle vs déformation pour un calcaire de Solenhofen, déformé en compression à P_L (σ_3) constante et températures variables.

Quand $T^\circ \uparrow$

- limite d'élasticité \downarrow
- déformation plastique avant rupture \uparrow

→ La déformation

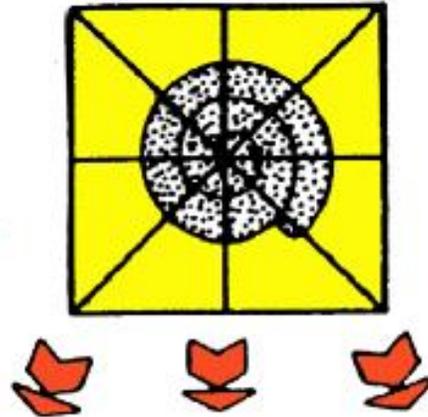
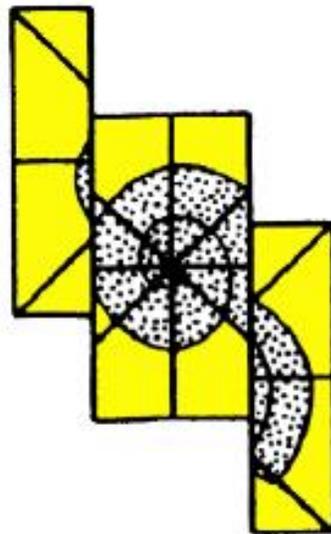
« Sous l'effet des contraintes extérieures, un objet géologique peut se déformer et subir des déplacements. »

- DIFFERENTS TYPES DE DEFORMATION

Par référence à un objet de forme initiale connue, plusieurs types de déformation peuvent être distingués :

- Déformation discontinue

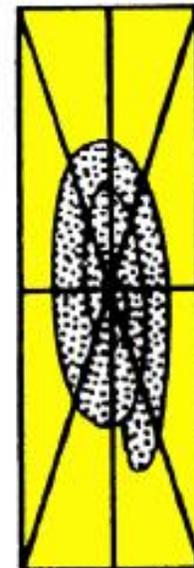
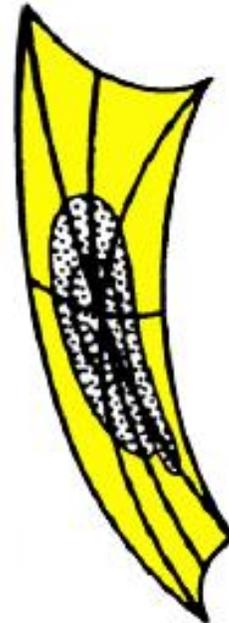
pts voisins avant déformation sont distants après déformation, présence de discontinuités.



- Déformation continue

pts voisins avant déformation sont encore voisins après déformation.

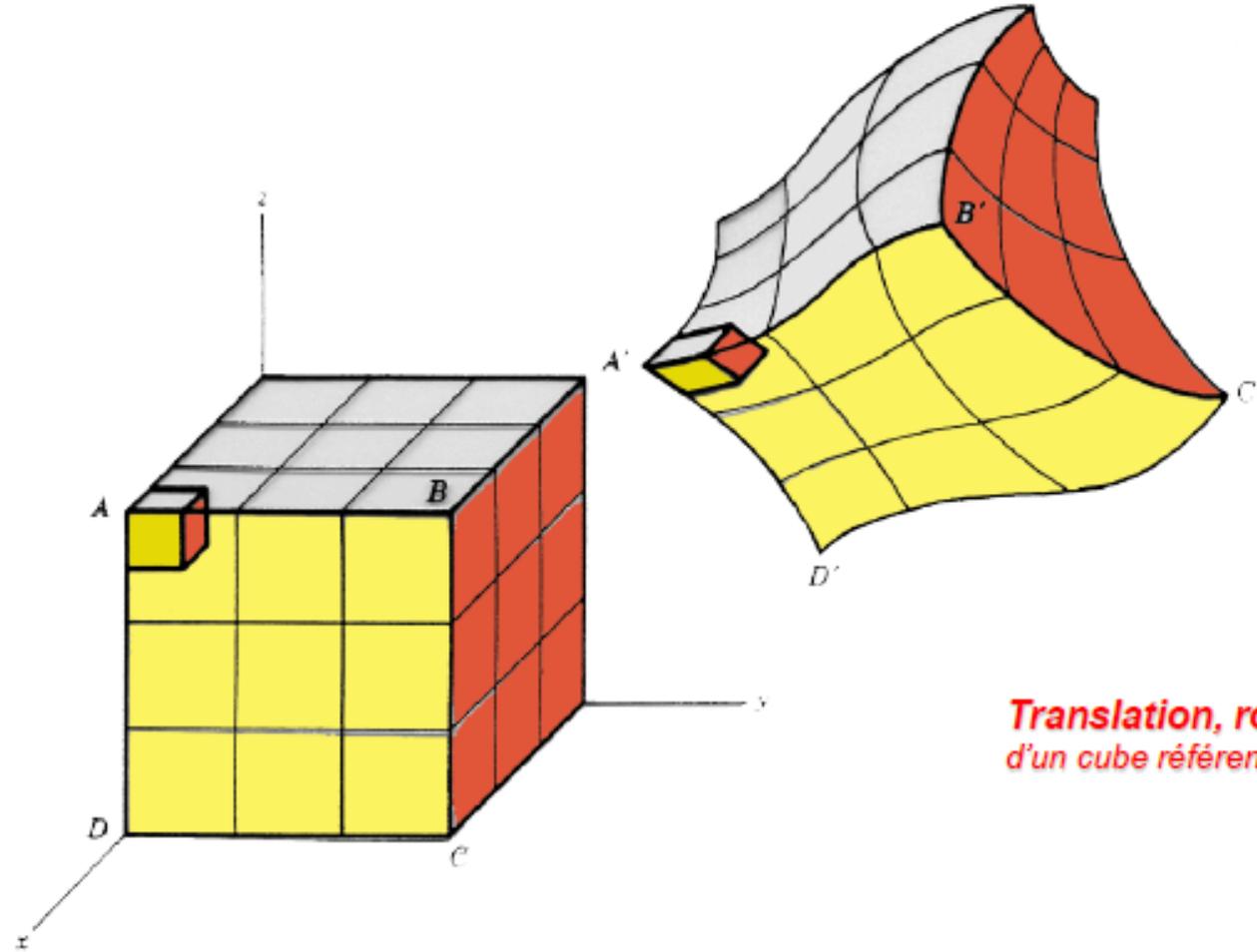
- > continue **homogène** (droites restent des droites)
- > continue **hétérogène** (droites deviennent courbes)



→ Décomposition de la déformation

La déformation d'un objet géologique peut être décrite par 3 opérations :

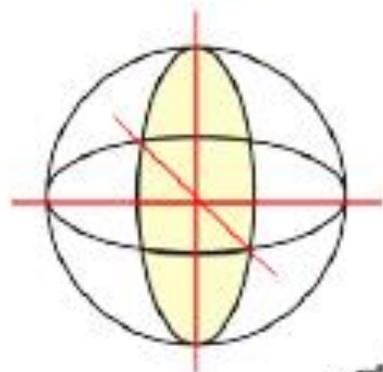
- la translation (transport dans un système de coordonnées)
- la rotation de l'objet
- la déformation interne (changement de forme et de volume)

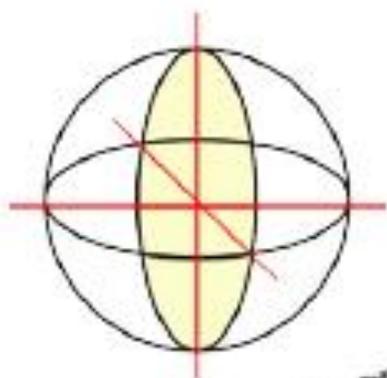


Translation, rotation et dilatation
d'un cube référence.

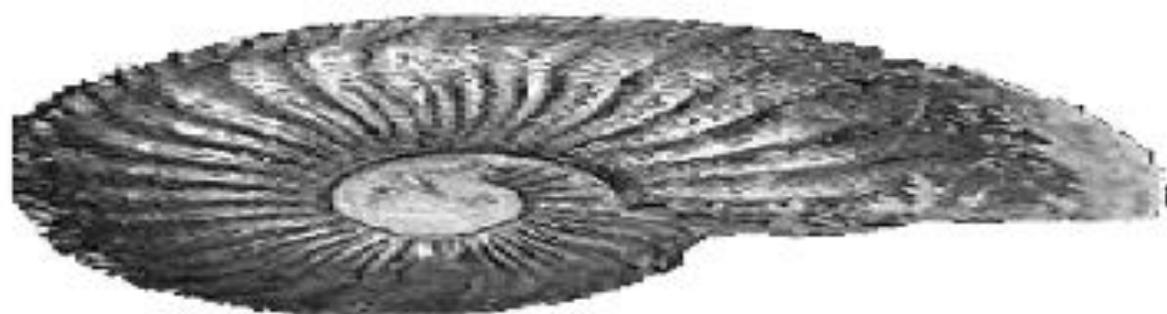
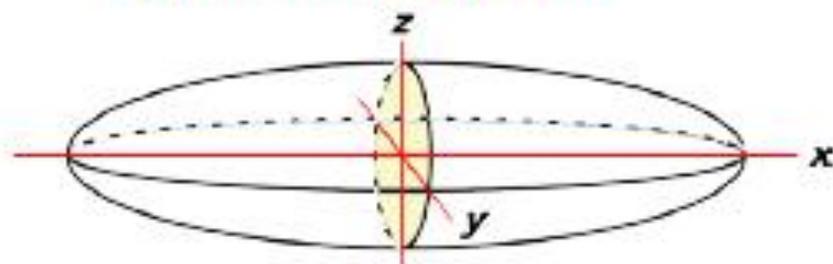
→ **Ellipsoïde de la déformation** (que si on connaît objet initial !!)

Comme pour les contraintes on peut obtenir un ellipsoïde de déformation, qui correspond à la distorsion d'une sphère initiale de rayon unité.





(X) direction d'étirement principal
(Z) direction de raccourcissement principal
(Y) direction moyenne



Plan XY-> plan d'aplatissement
Cinématique quel plan utiliser?

II. Déformation ductile

1- Mécanismes physiques de la déformation plastique

La roche est déformée dans la masse, et pas uniquement sur les plans particuliers.

En fonction des conditions de la déformation (contraintes et températures surtout), différents types de déformation plastique sont possibles.

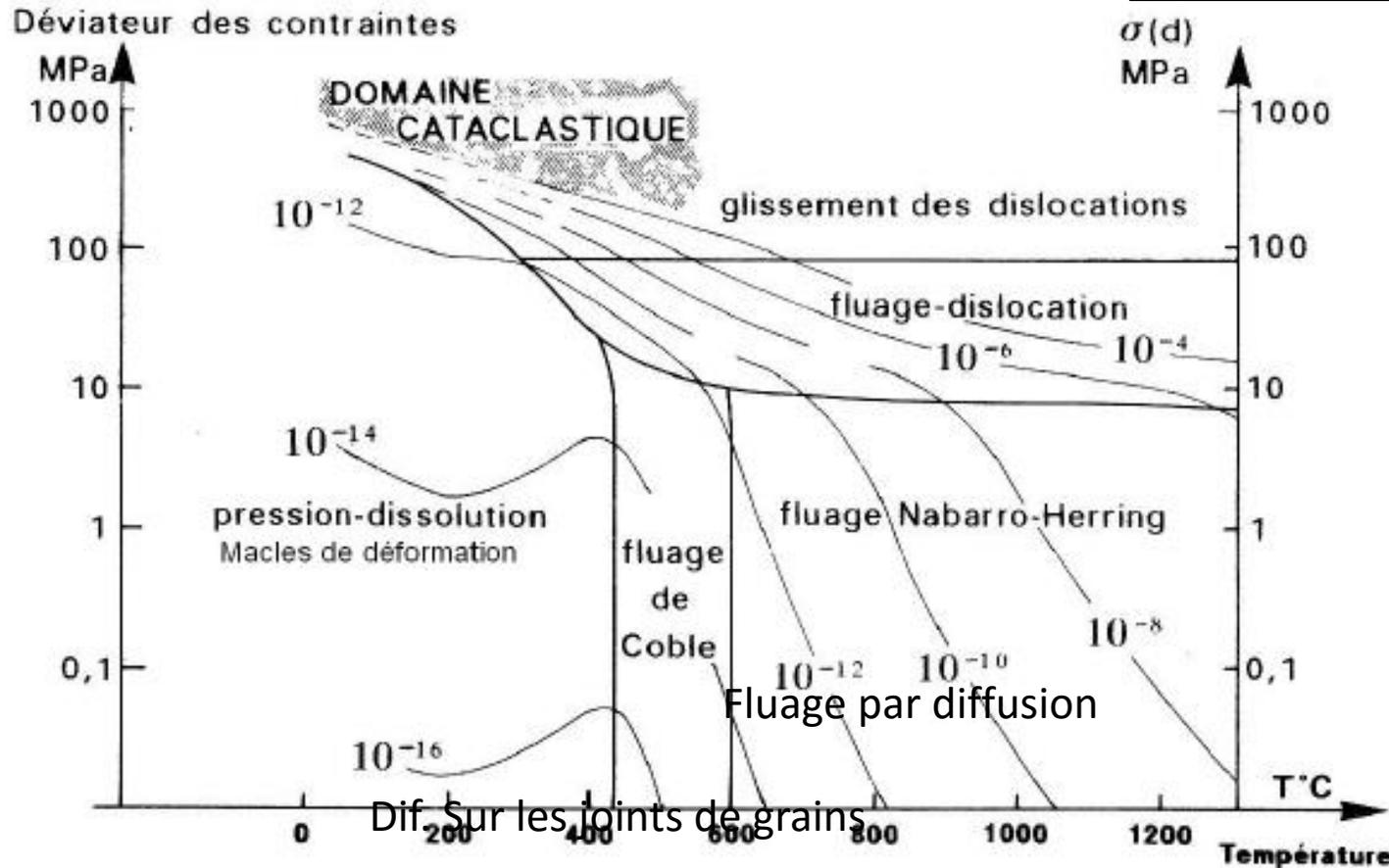


Figure 42. Types de déformation plastique en fonction de la contrainte et de la température. Pour toutes ces déformations, il existe une loi reliant la contrainte et le taux de déformation (et, en général, la température) si bien que le taux de déformation $\dot{\epsilon}$ est défini en tout point du graphique.

Les courbes représentent les taux de déformation par seconde. On a considéré que pour $\dot{\epsilon} > 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ la déformation est cataclastique à basse température

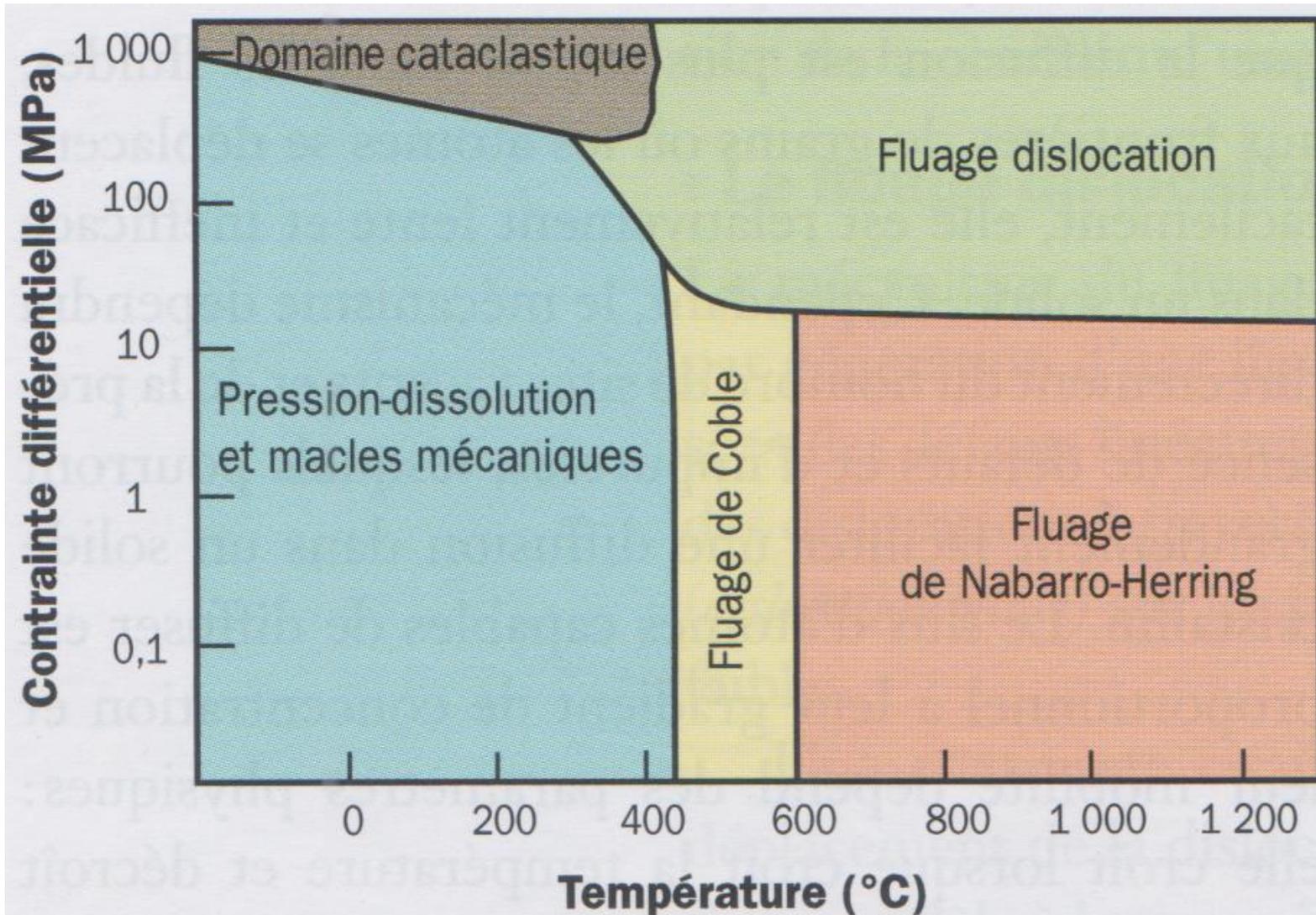


Figure 9.22. Carte simplifiée de la déformation de la calcite

cataclase n. f. [du gr. *kataclasis*, action de briser]
- Broyage d'une roche et de ses éléments qui sont réduits en petits débris anguleux, tordus et étirés ; réalisé avec une certaine ampleur, ce phénomène définit le métamorphisme cataclastique avec formation de mylonites. V. aussi granulation, métamorphisme dynamique, polygonisation.

cataclastique adj. - S'applique à la structure des roches ayant subi une cataclase ; expression surtout utilisée pour les roches cristallines magmatiques et métamorphiques prenant d'abord une granulation mécanique par désolidarisation des cristaux d'où une structure en mortier (grands cristaux ou îlots de roche à peu près intacts inclus dans une matrice de débris de cristaux), prenant ensuite un aspect de plus en plus finement grenu et schisteux, les cristaux ayant été tordus, brisés et émiettés (V. mylonite, phyllonite, pseudotachylite).

- **Le métamorphisme dynamique** (ou dynamométamorphisme) : il est surtout lié aux contraintes qui se développent dans les grands accidents cassants où les roches acquièrent une schistosité et sont broyées plus ou moins fortement. Ce métamorphisme cataclastique conduit en particulier aux mylonites. Ces phénomènes sont très localisés ; s'il n'y a pas d'augmentation de température, il n'y a pas non plus de néoformations minérales significatives, et dans ce cas les mylonites obtenues ne sont pas véritablement des roches métamorphiques.

mylonite n. f. [C. Lapworth, 1885, du gr. *mulôn*, moulin] - Au s.l., toute roche broyée plus ou moins finement (Syn. brèche tectonique) ; Au s.str. des pétrographes, roche dynamométamorphique dérivant d'une roche magmatique ou métamorphique broyée au point que les cristaux originels ne soient plus identifiables à l'œil nu, seul le microscope révélant la structure cataclastique (cristaux émiettés en débris tordus et étirés, englobés, p. ax., dans un ciment du quartz, séricite et chlorite). **Phyllonite** (contraction

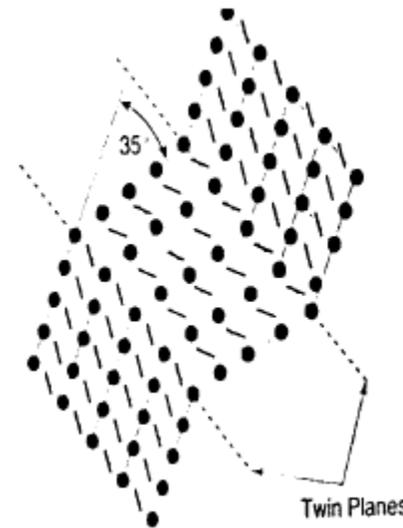
1.1. Microfracturation et cataclase

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, *frictionnal 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 macle (*twinning plane*) (ne pas confondre avec les macles « ordinaires » de croissance minérale).

Les macles de déformation sont communes dans la calcite et le plagioclase (où on peut les confondre avec des macles polysynthétiques ordinaires ; mais les macles de déformation tendent à s'amincir et se biseauter aux extrémités).



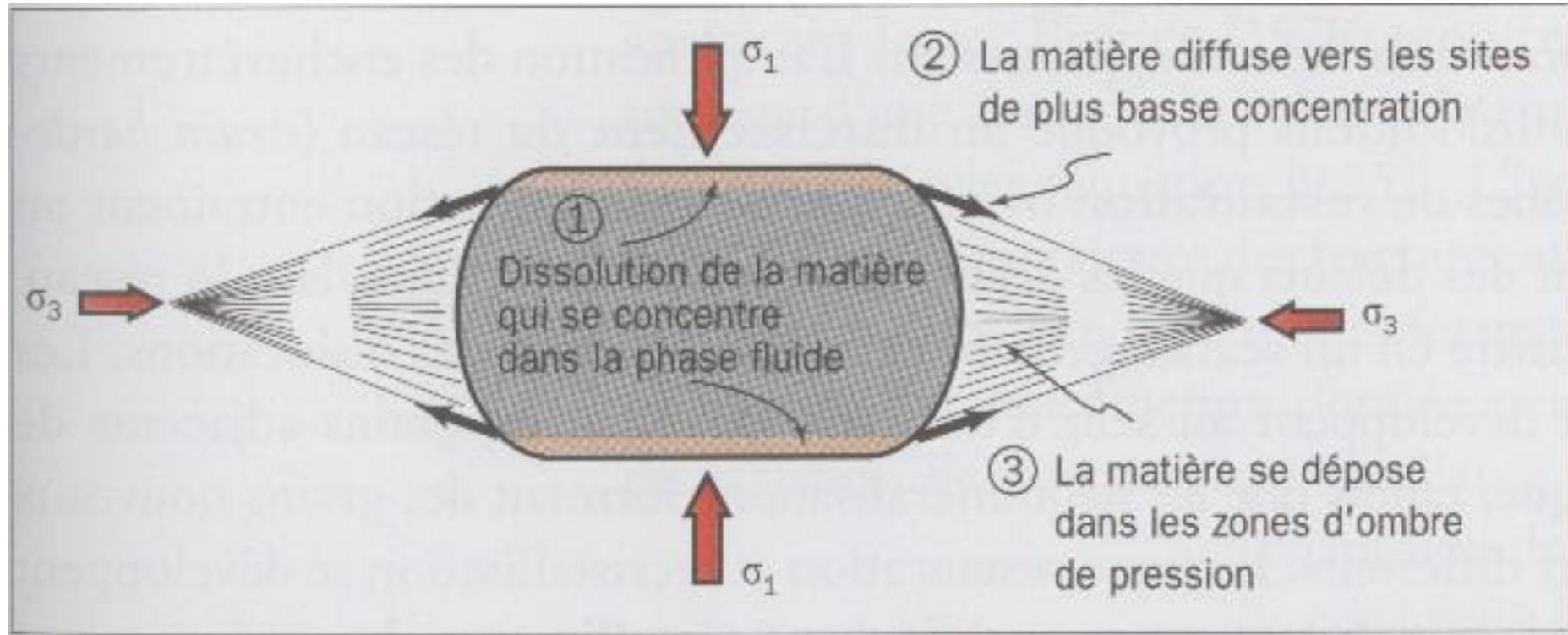
Type 1 : Thin, Straight	Type 2 : Thick (>>1µ m) Straight	Type 3 : Thick, Curved	Type 4 : Thick, Patchy
Temp. < 200° C	150 - 300° C	> 200° C	> 250° C

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 pressure-solution*)

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 44 – Pression – dissolution, et formation d'ombre de pression autour du cristal. La matière est dissoute dans les surfaces à forte pression et diffuse vers les sites de plus basse pression.



C'est aussi ce mécanisme qui crée les stylolithes (paragraphe III.2.2)

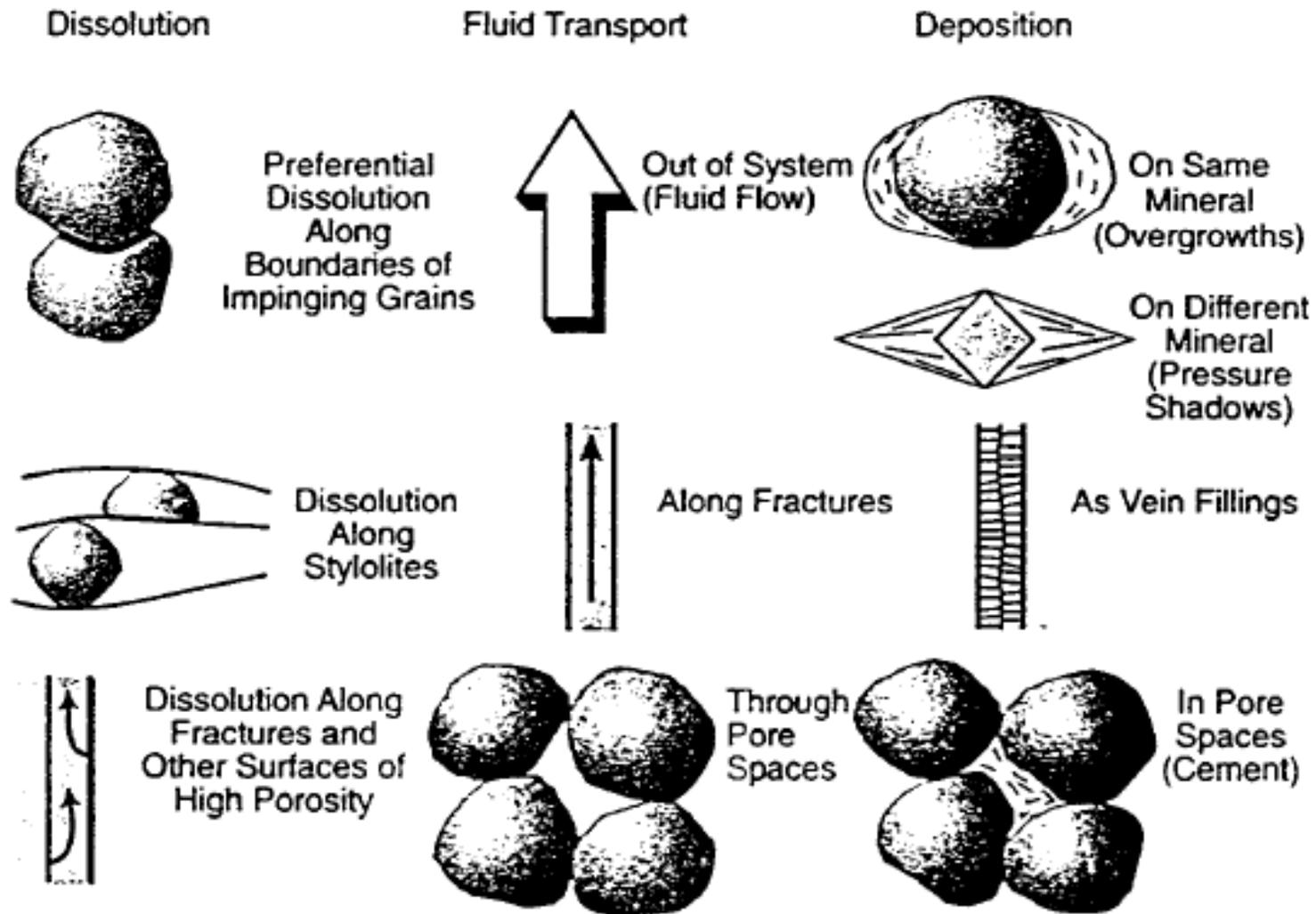


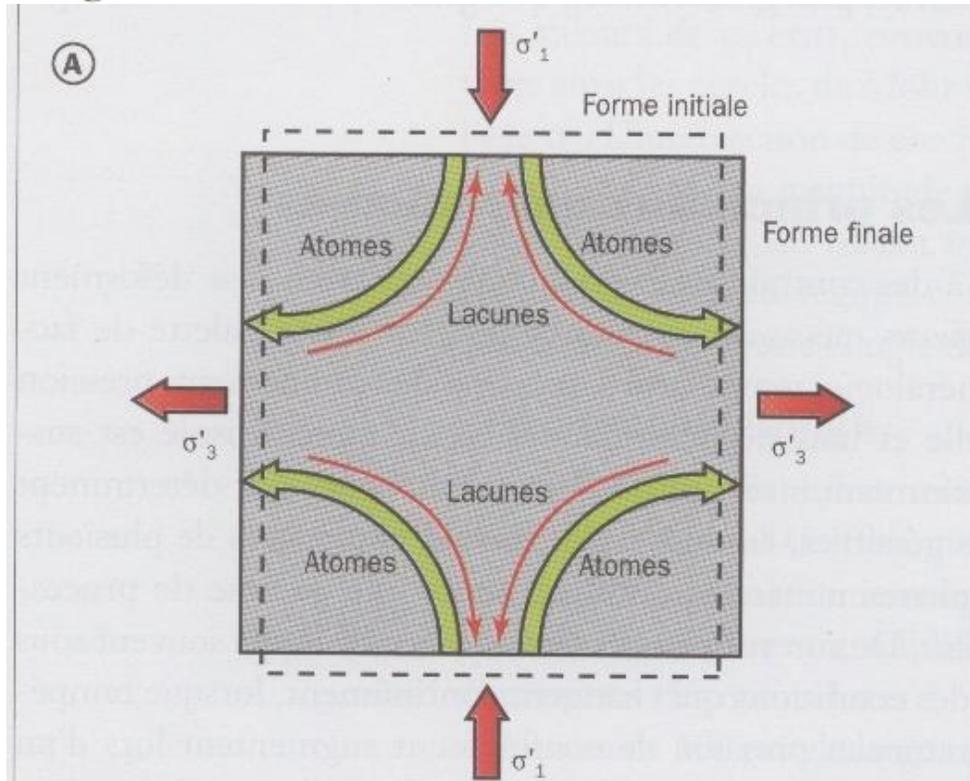
Figure 45 – différents processus associés aux phénomènes de pression-dissolution

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.

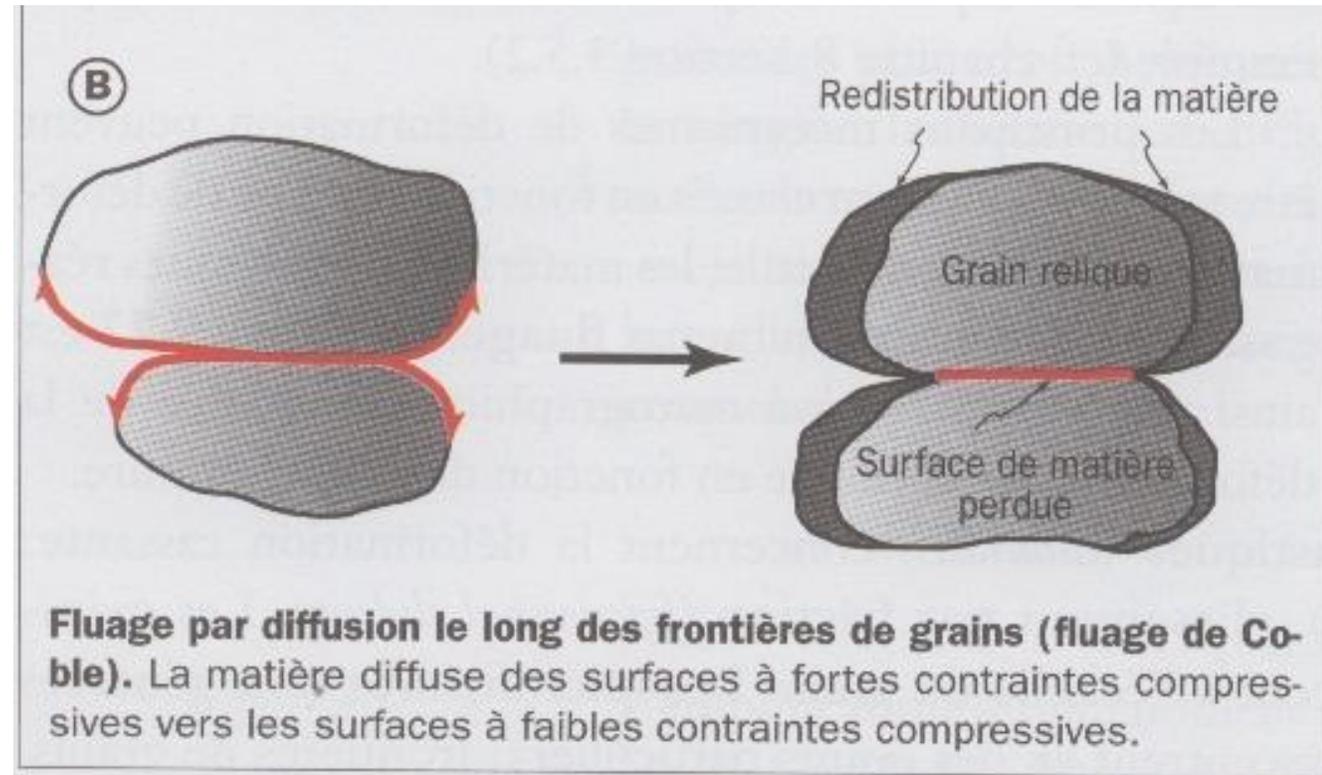
Ce fluage obéit à une loi newtonienne ($\dot{\epsilon} \propto D\sigma$).



Fluage par diffusion (fluage de Nabarro-Herring). Les atomes migrent vers les surfaces soumises à la contrainte différentielle la plus faible; les lacunes migrent vers les surfaces soumises à la contrainte différentielle la plus forte.

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

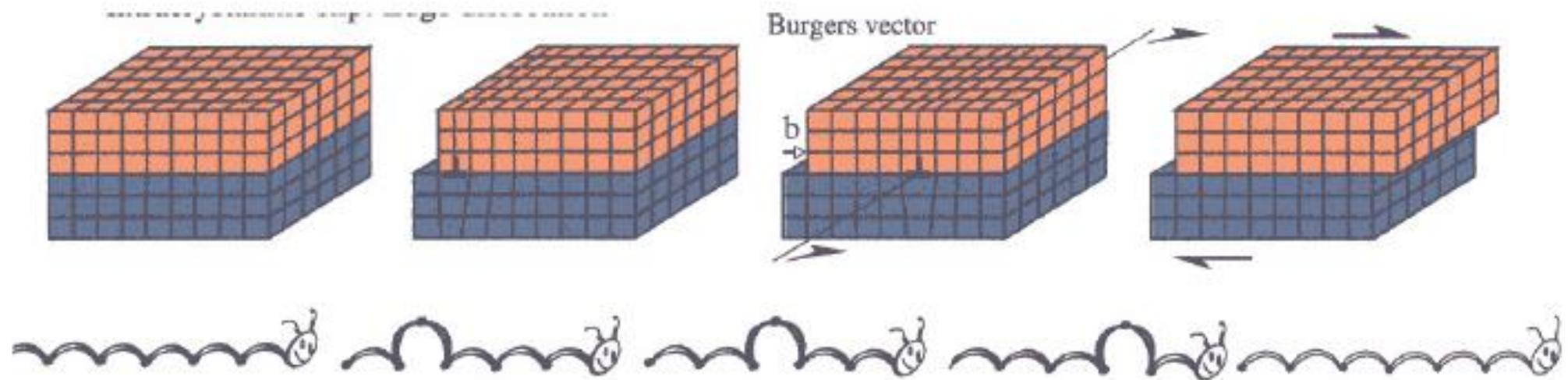
Ou fluage de Coble. Similaire au précédent, mais le fluage se fait sur les joints de grains et pas dans les grains eux-même. Plus efficace à basse température. Il est lui aussi newtonien.



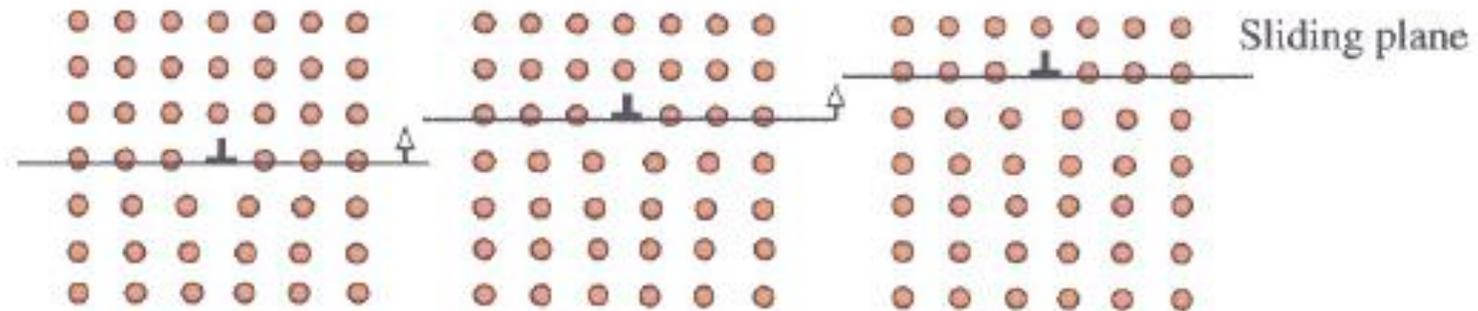
Fluage par diffusion le long des frontières de grains (fluage de Coble). La matière diffuse des surfaces à fortes contraintes compressives vers les surfaces à faibles contraintes compressives.

1.5. Fluage par dislocation (*dislocation creep*)

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



A dislocation has the ability to climb via the exchange atoms-vacancies by solid state diffusion in the crystal lattice.



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

1.6. Recristallisation

La recristallisation correspond à la formation de nouveaux grains, soit du même minéral, soit de nouveaux minéraux.

a. Recristallisation dynamique

Il s'agit principalement de l'exagération des processus de glissement de dislocations mentionnés plus haut ; les limites de sous-grain deviennent de « vraies » bordures de cristaux. On forme de nombreux petits grains.

b. Recristallisation statique

En l'absence de contraintes, les grains d'une roche cherchent d'abord à revenir à un état où il y a moins de tensions dans le système cristallin (donc moins de dislocations), et à minimiser leur énergie de surface en fusionnant plusieurs petits grains en peu de plus gros (mûrissement d'Ostwald, *Ostwald ripening*).

Les textures caractéristiques de ce recuit (*annealing*) sont des textures équantes, en équilibre (*equilibrium texture*) caractérisé par des assez gros grains avec des joints à 120°. Le recuit a lieu d'autant plus vite qu'on est à haute température ; il est par exemple assez classique d'avoir des granulites qui semblent très déformées à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, mais auxquelles le recuit a conféré une texture totalement équante en lame mince.

c. Formation de nouveaux minéraux

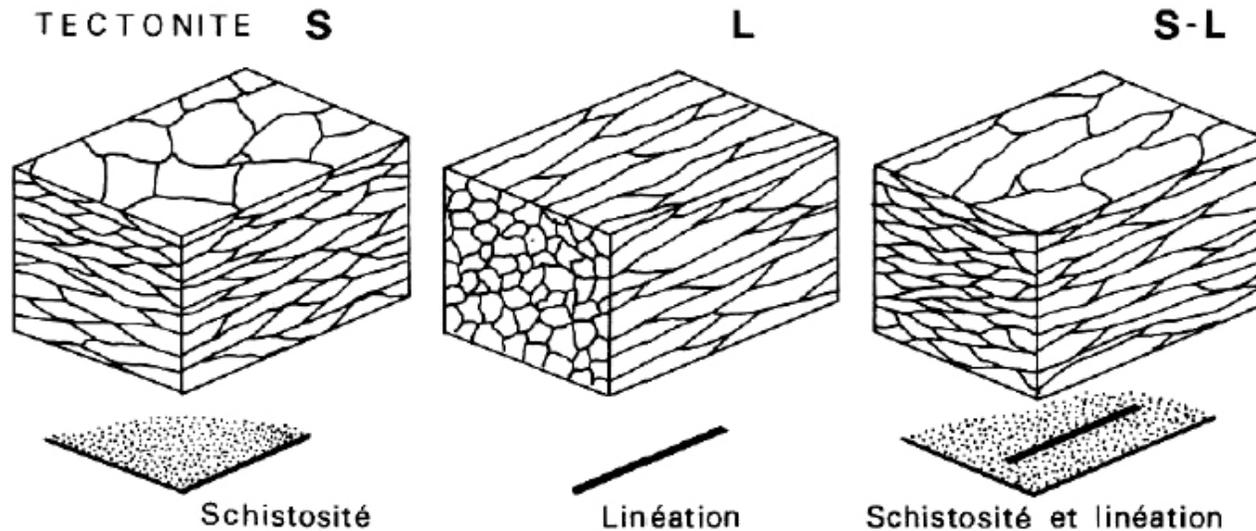
Enfin, dans le cas de réactions métamorphiques, on forme de nouveaux minéraux. La formation de minéraux métamorphiques implique des phénomènes de diffusion, et on a de la même façon des minéraux dont les formes dépendent de la contrainte sous laquelle ils se sont formés.

2. Foliations et linéations : les fabriques tectoniques des roches

La déformation ductile (homogène) des roches résulte dans des roches aplaties et/ou étirées (tectonites) ; l'ensemble des éléments structuraux définit la fabrique de la roche.

2.1. La fabrique des roches

Selon les cas, une roche peut être dominée par des éléments planaires, des éléments linéaires, ou les deux. On parle alors de fabrique S, L, ou SL (on peut aussi préciser, par exemple $S > L$, etc.).



Il est tout à fait possible d'observer plusieurs éléments planaires dans une roche ; on les numérote alors en ordre chronologique, $S_0, S_1 \dots S_n$ (S_0 désigne habituellement le litage d'origine de la roche).

Figure 49: Tectonites L et S

b. Mécanismes de formation des éléments planaires

On peut distinguer plusieurs mécanismes à l'échelle microscopique :

- Par micro-fracturation, parallèle et régulièrement espacée ;
- Par pression-dissolution ;
- Par rotation rigide d'objets préexistants ;
- Par déformation des cristaux ;
- Par cristallisation orientée de nouveaux minéraux.

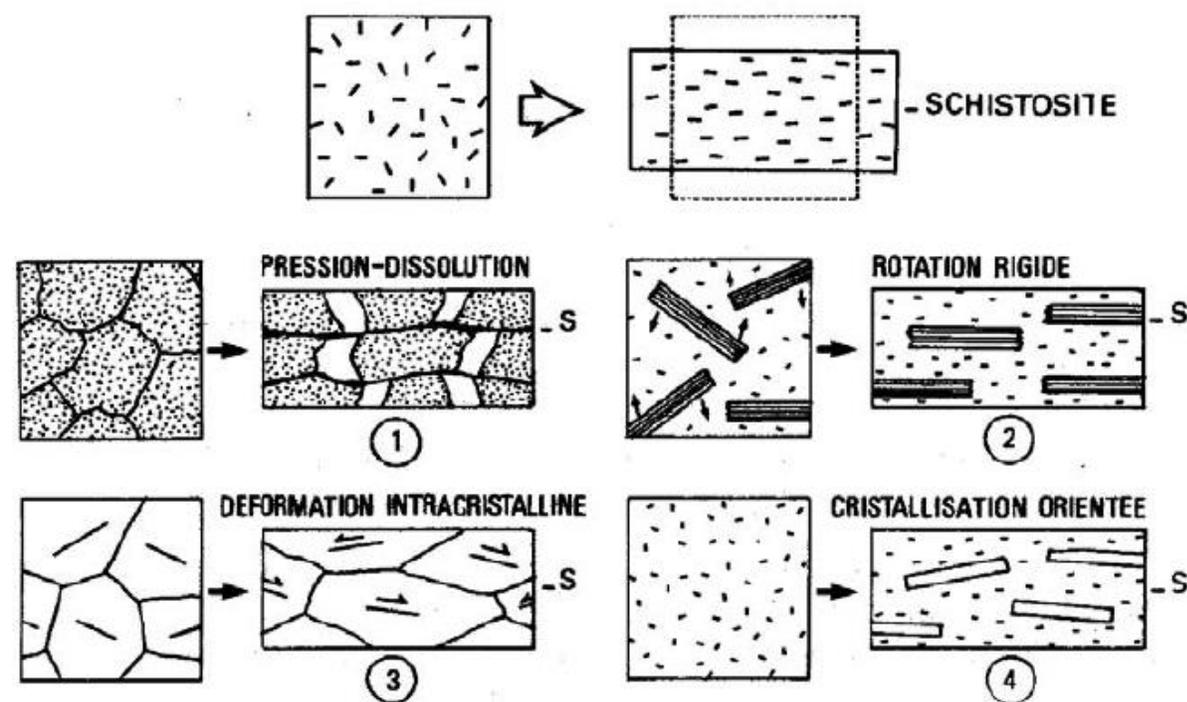


Figure 50. Mécanismes de formation des schistosités et foliations.

c. Types d'éléments planaires

En ordre globalement chronologique (en partant d'une roche, par exemple sédimentaire, qui se déforme progressivement en même temps que le degré métamorphique augmente), on peut avoir :

Schistosité disjointe (disjunctive cleavage)

Schistosité définie par des microfractures régulièrement espacées (*spaced cleavages*), séparant des volumes de roche non déformés (« microlithons »). Elle se forme essentiellement par pression-dissolution (et en général, il y a donc des sites de précipitation des minéraux dissous tels que veines € !).

Un cas particulier s'observe quand la stratification d'origine est encore préservée : dans ce cas l'existence de deux plans de débits plus ou moins orthogonaux résulte en un débit en crayons (ou en frite) (*pencil cleavage*).

Schistosité de flux (slaty cleavage)

Une schistosité de flux se forme par réorientation de minéraux argileux (réorientation mécanique, ou pression-dissolution). La stratification d'origine est en général effacée presque totalement. Un exemple classique est la schistosité ardoisière.

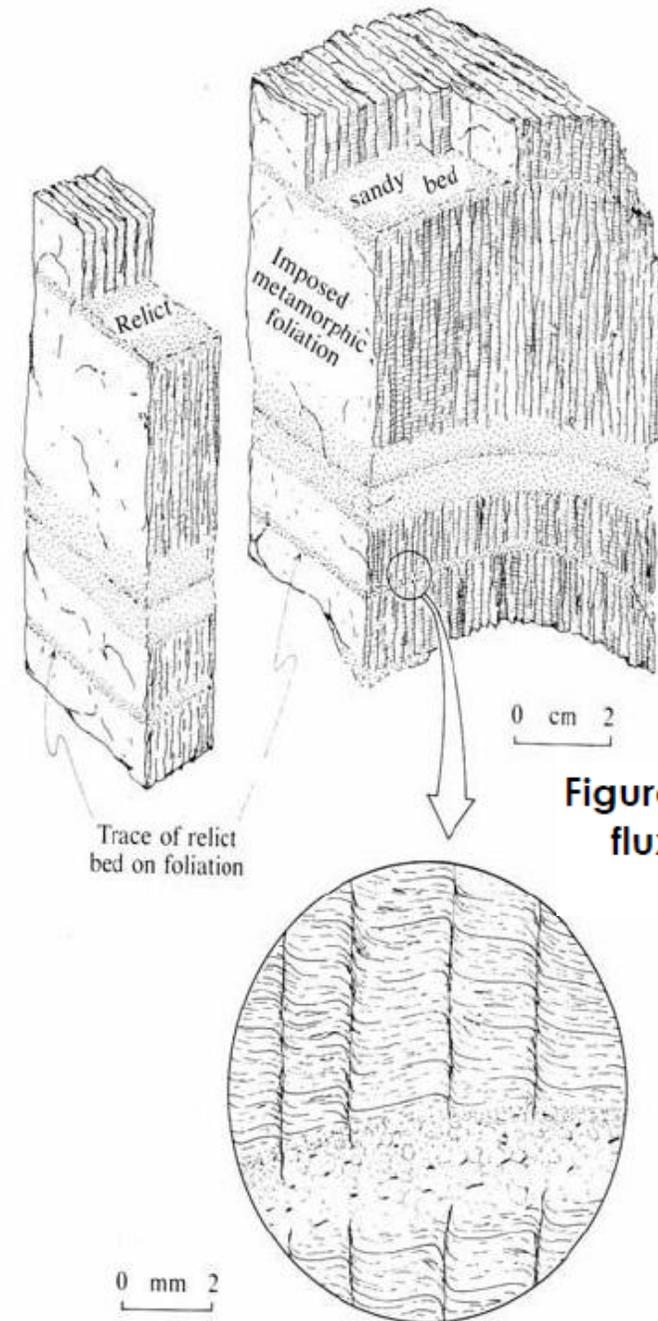


Figure 52. Schistosité de flux effaçant presque totalement S_0 .

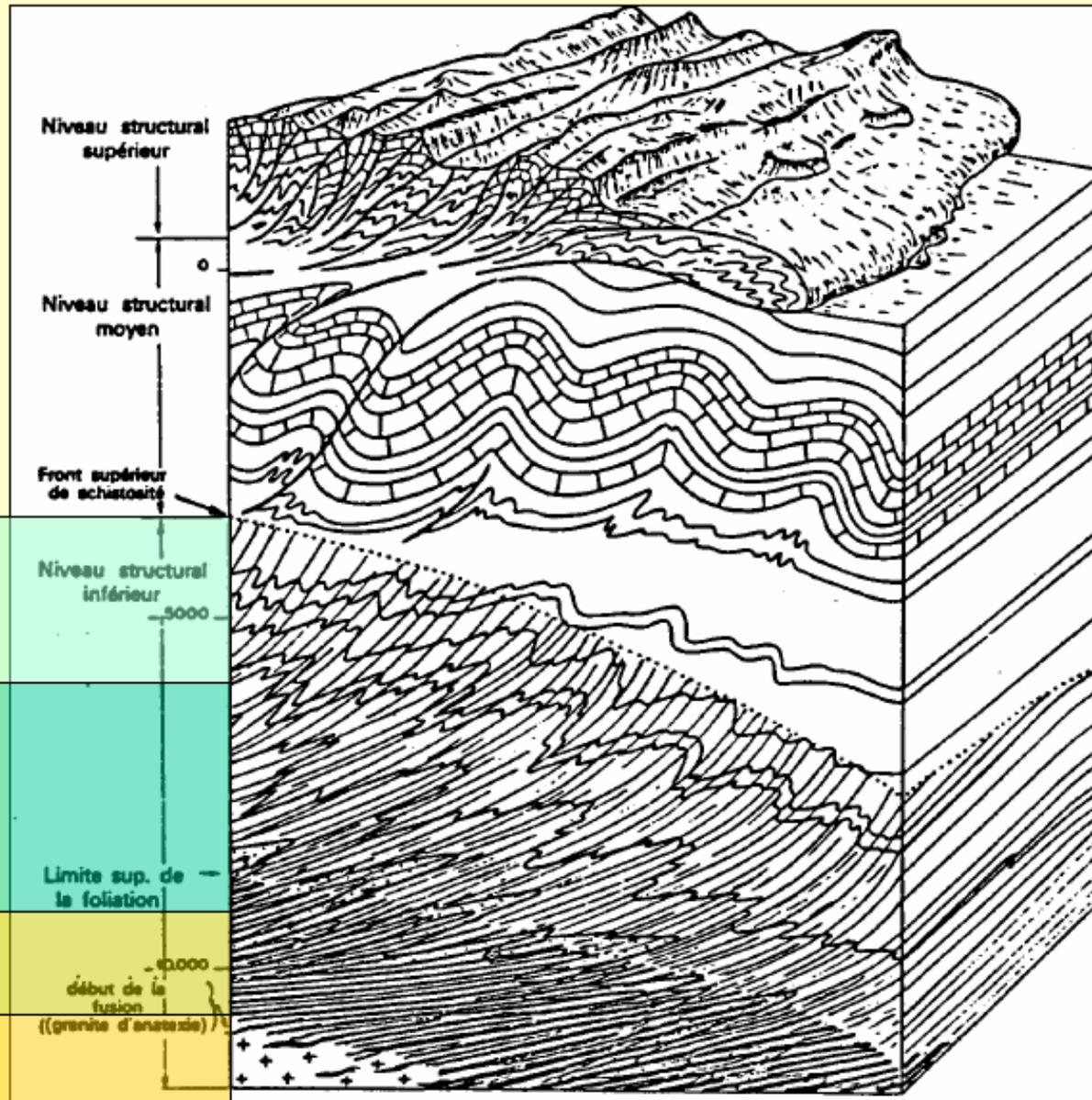
**Relations
métamorphisme
et
épaississement
crustal.**

Epizone

Mésozone

Catazone

Anatexie



Niveau structural supérieur

Niveau structural moyen

Front supérieur de schistosité

Niveau structural inférieur

Limite sup. de la foliation

10.000
début de la fusion
((granite d'anatexis))

Foliation par cristallisation de micas (schistosity)

Dans des conditions métamorphiques un peu plus élevées (schiste vert et au-delà), de nouveaux minéraux (micas : chlorite, muscovite, biotite) se forment. Si la cristallisation a lieu sous contrainte, ils se forment avec une orientation préférentielle et définissent une foliation (en anglais *schistosity*, puisque les roches concernées sont des schistes).

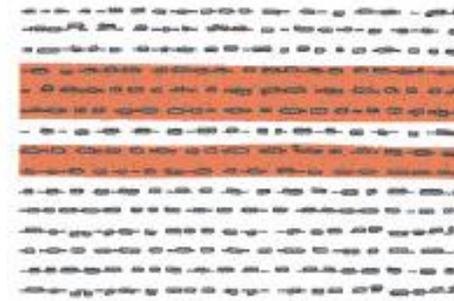
Crénulation (crenulation)

Si un élément structural préexistant (une foliation de mica, le plus souvent) est elle-même déformée, elle forme souvent des plis centimétriques en chevron (crénulation). Les flancs des plis sont fréquemment étirés et finissent par évoluer en une nouvelle schistosité (S2).

Transposition tectonique (transposition)

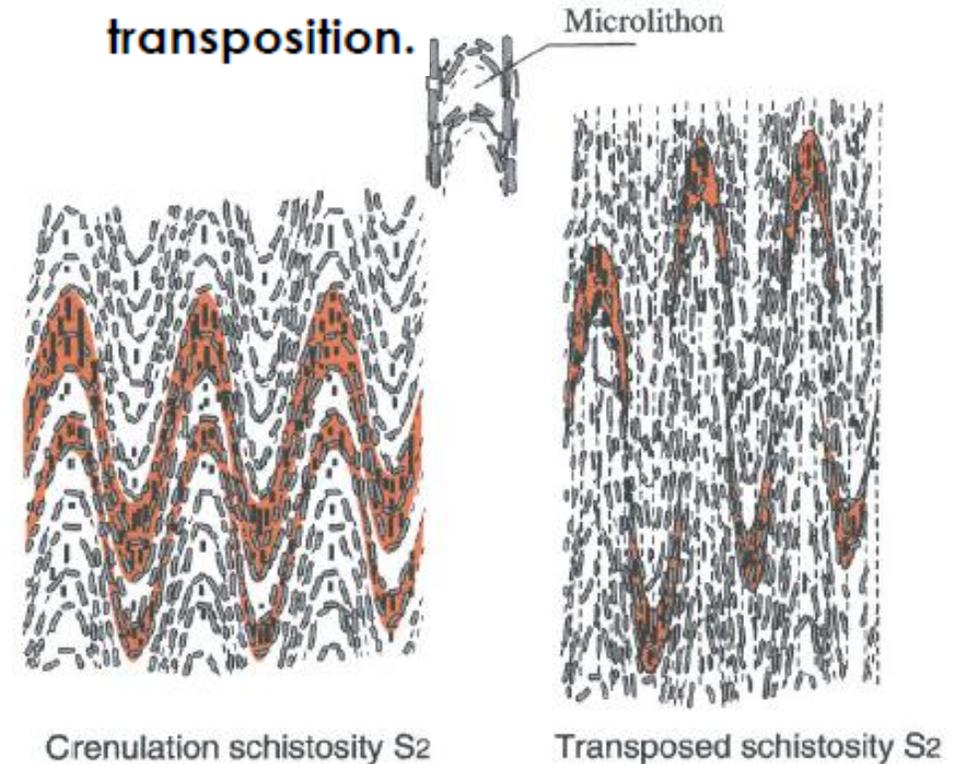
Plus généralement, la déformation et le plissement peut démembler et étirer une structure plane existante (stratification, ou une élément tectonique) et la réorienter dans la direction de la nouvelle déformation ; on parle de

transposition. Dans ce cas, on peut observer des reliques de la structure d'origine.



Slaty cleavage, S0-S1

Figure 53. Crénulation et transposition.



Crenulation schistosity S2

Transposed schistosity S2

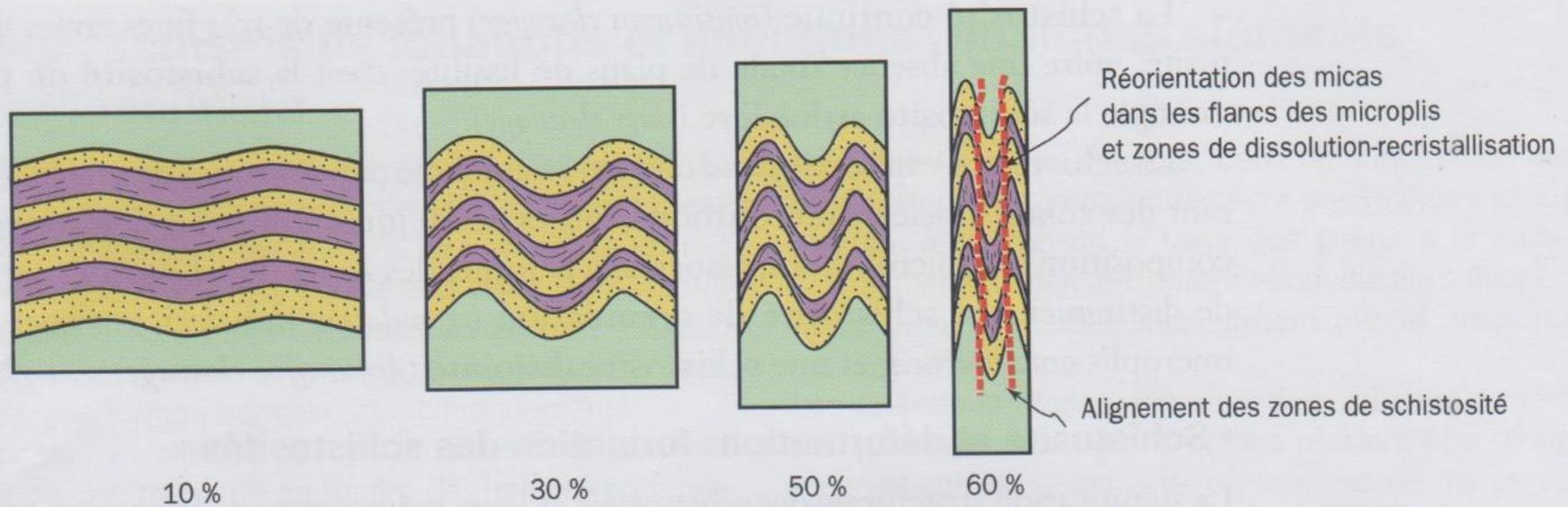


Figure 9.47. La formation d'une schistosité de crénulation lors d'un mécanisme de raccourcissement
(D'après Gray, 1979)

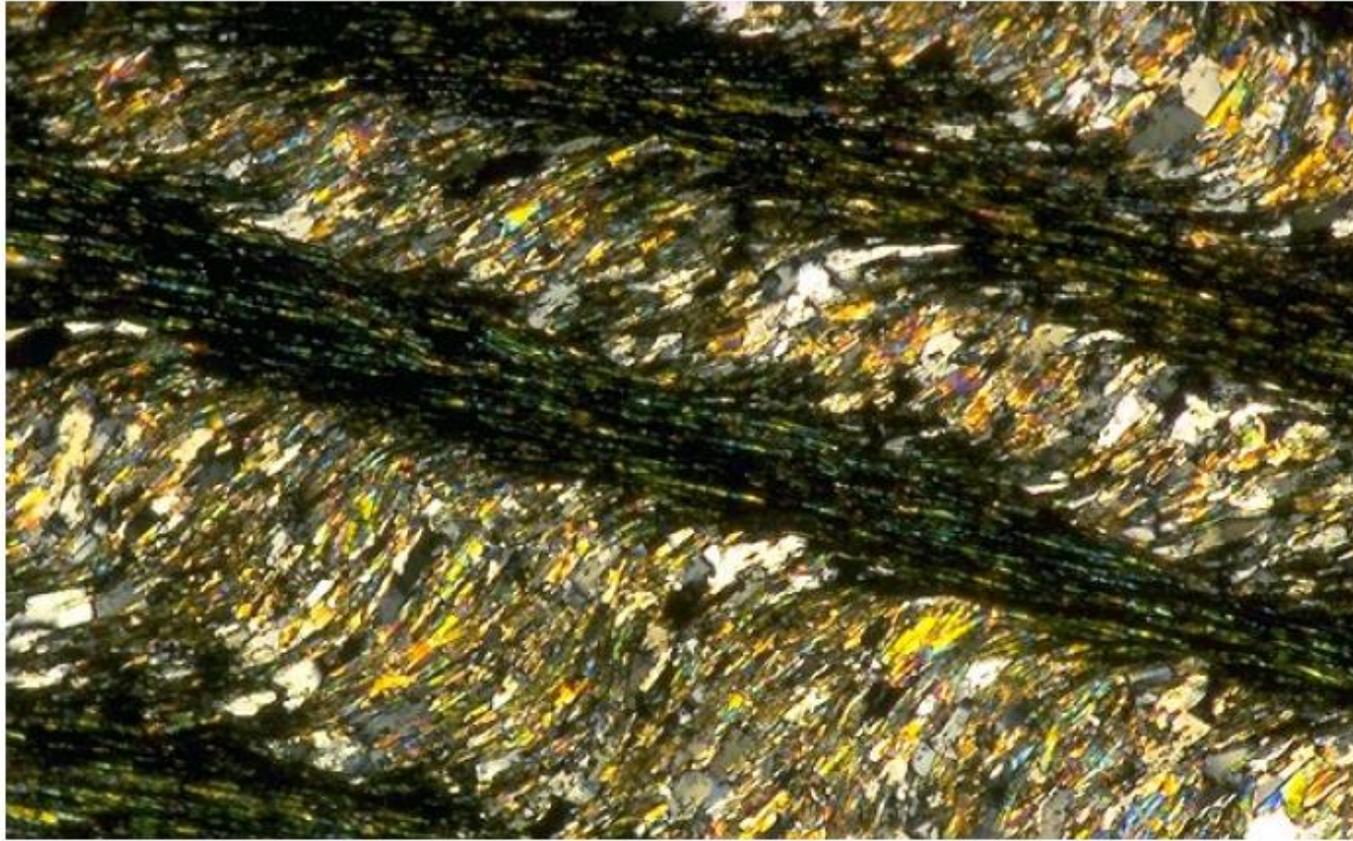


Figure 54 : Exemple de crénulation en lame mince

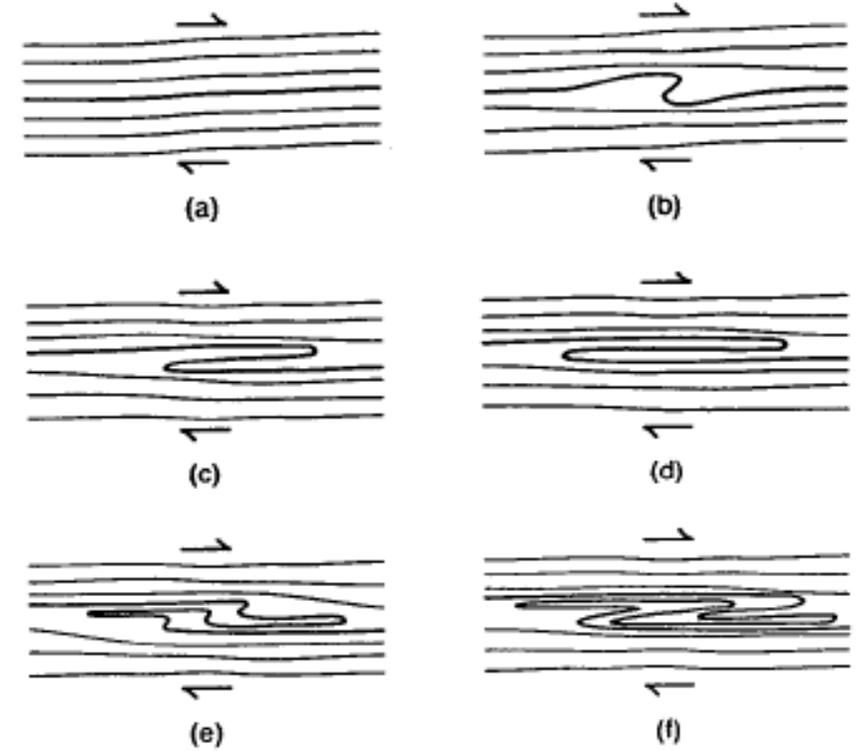


Figure 55 : transposition par plissement

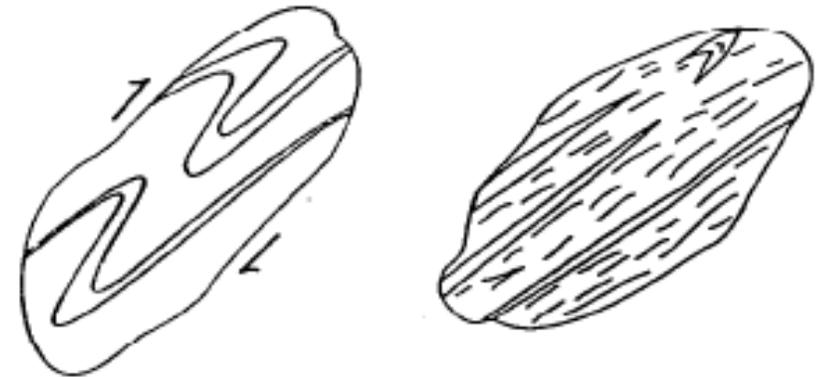
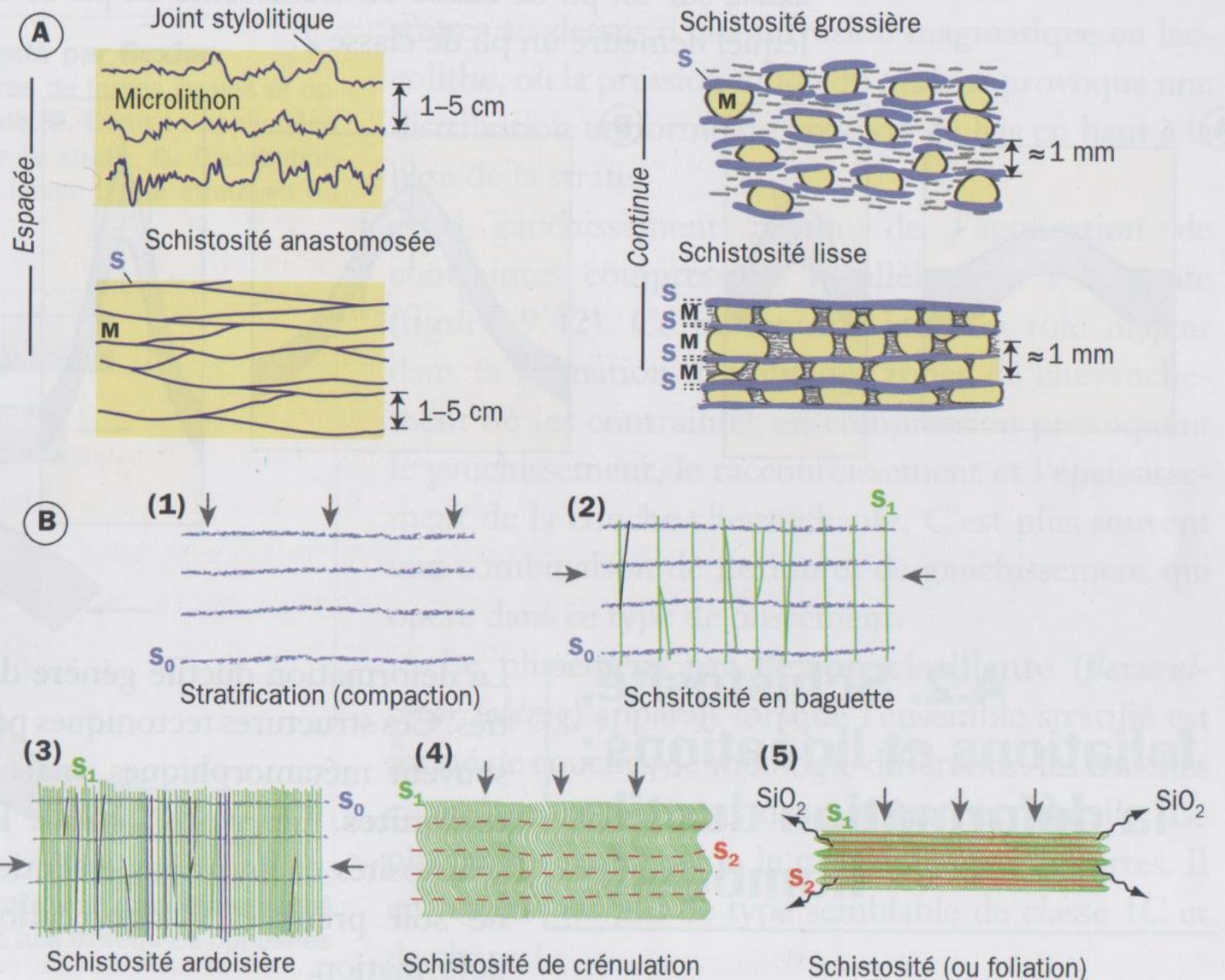


Figure 9.46. La classification morphologique des principaux types de schistosités et de foliations

(D'après Fossen, 2010)

A. Schistosités ou foliations disjointes. Les joints stylolitiques (dans les calcaires) ou les schistosités anastomosées (dans les grès) sont généralement fortement espacés, alors que les schistosités ou les foliations continues se rencontrent dans des roches à grains plus fins. Ces dernières peuvent être grossières ou lisses, les premières pouvant évoluer vers le stade lisse. Toutes les schistosités ou foliations disjointes (S) séparent des domaines non déformés (M), dénommés microlithons.

B. Exemple de séquence de formation d'une schistosité de flux dans un sédiment pélitique, selon le processus de dissolution-précipitation.



Foliation (gneissosity)

Une foliation (en anglais gneissosity, car on l'observe dans des gneiss !) correspond à des alternances minérales dans des roches de degré métamorphique moyen ou élevé. Ces alternances peuvent correspondre :

- A la stratification d'origine de la roche (rare) ;
- A une stratification transposée ;
- A des niveaux contrastés formés par métamorphisme ;
- A des injections lit-par-lit de magmas ;
- A une fusion in-situ (migmatites) ;
- A une foliation magmatique (flux dans le système partiellement cristallisé).

2.3. Types de linéations

On appelle linéation (lineation) n'importe quelle famille de structures linéaires parallèles (on se limite ici aux linéations tectoniques).

Les linéations les plus visibles sur un affleurement sont souvent des linéations relativement peu informatives : linéation d'intersection entre deux plans par exemple, ou axe des plis de crénulation.

Une erreur classique consiste à prendre pour une linéation l'intersection des plans de foliation avec la surface de l'affleurement : c'est une intersection entre deux plans, donc une ligne. Pour autant, elle n'a aucune signification tectonique !

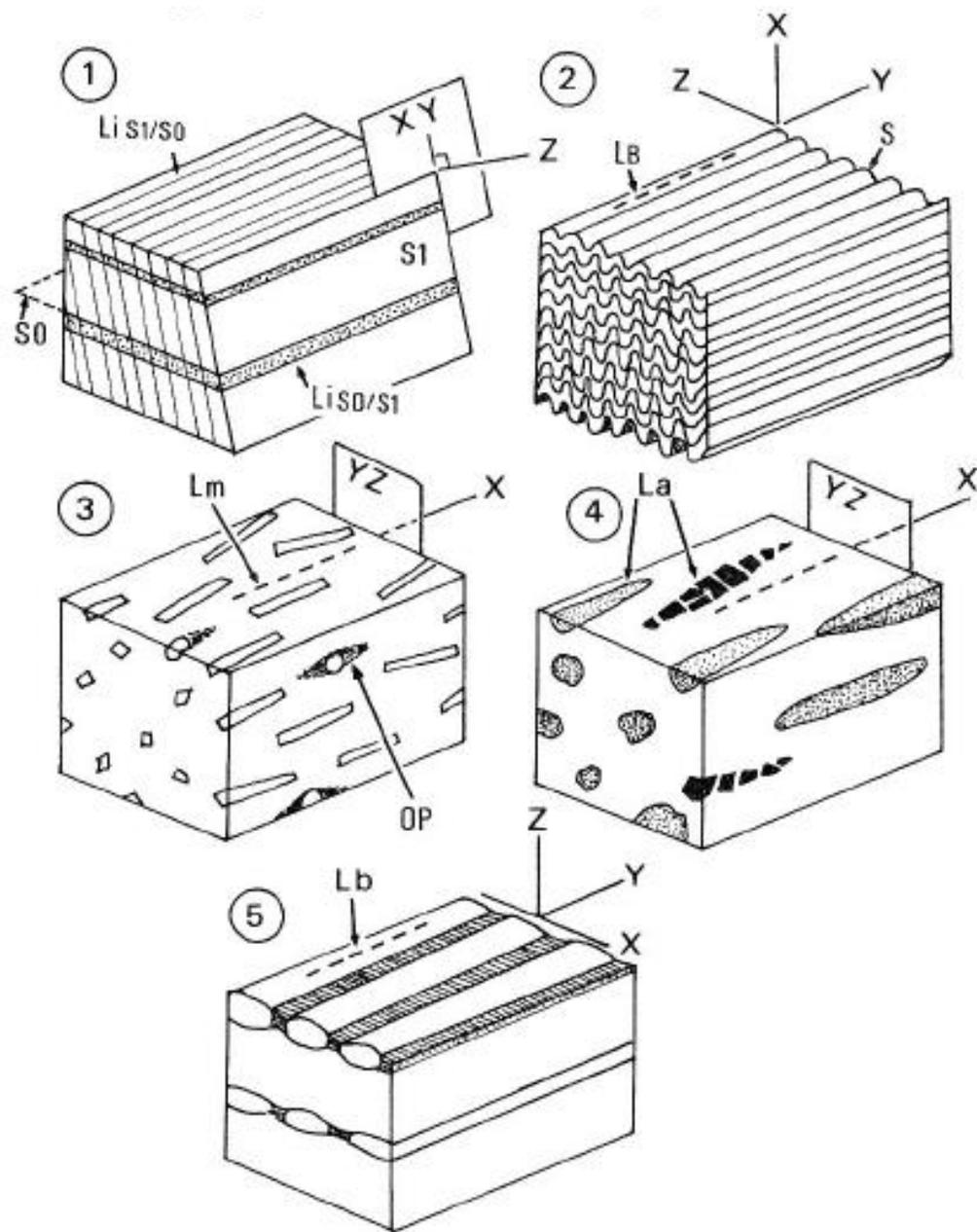


Figure 56. Quelques types de linéations. 2 et 5, linéations de forme (crénulation et boudinage). 1, linéation d'intersection S_0 - S_1 . 4, linéation d'allongement d'objets préexistants ; 5, linéation de croissance minérale.

a. *Linéations de forme (form linéations)*

Ce sont des linéations données par la forme d'objets déformés, par exemple des axes de plis (crénulation), des boudins, etc.

Elles ne peuvent pas être interprétées de façon systématique en termes d'ellipsoïde de déformation, il faut d'abord savoir quel objet on observe et comment il s'est formé.

b. *Linéations de surface (surface linéation)*

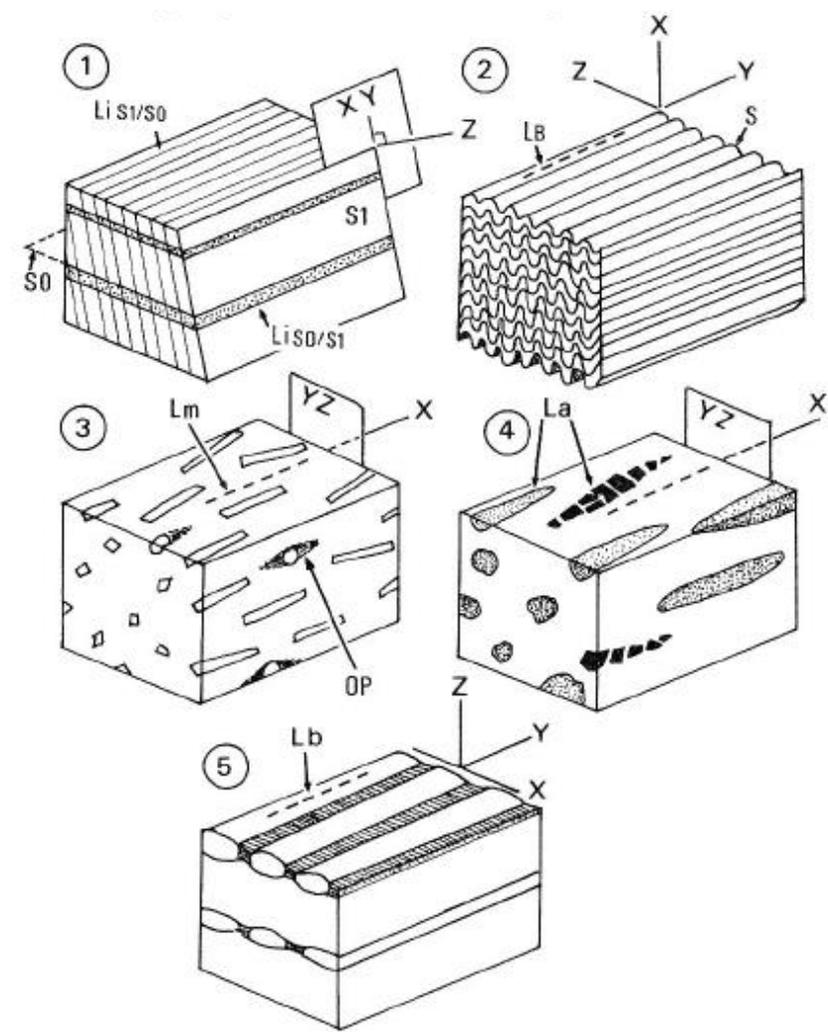
Ce sont les linéations liées à une ou plusieurs surfaces, par exemple linéations d'intersection, stries de glissement sur un plan, etc.

c. *Linéations de croissance minérale (mineral growth lineation)*

Linéations formées par des minéraux qui grandissent de façon syn-tectonique, soit en s'orientant (baguettes d'amphibole...) soit en formant des agrégats allongés (minéraux de forme arrondie).

d. *Linéation d'étirement (stretching lineation)*

Ce sont les linéations formées par l'étirement d'objets préexistants (clastes, fossiles, minéraux...). Ce sont les plus utiles au point de vue tectonique, elles donnent en effet le grand axe de l'ellipsoïde de déformation.



1; linéation d'intersection $S_0 - S_1$.

2+5; linéation de forme (crénulation et boudinage)

4; Linéation d'allongement d'objets préexistants.

3; linéation de croissance minérale

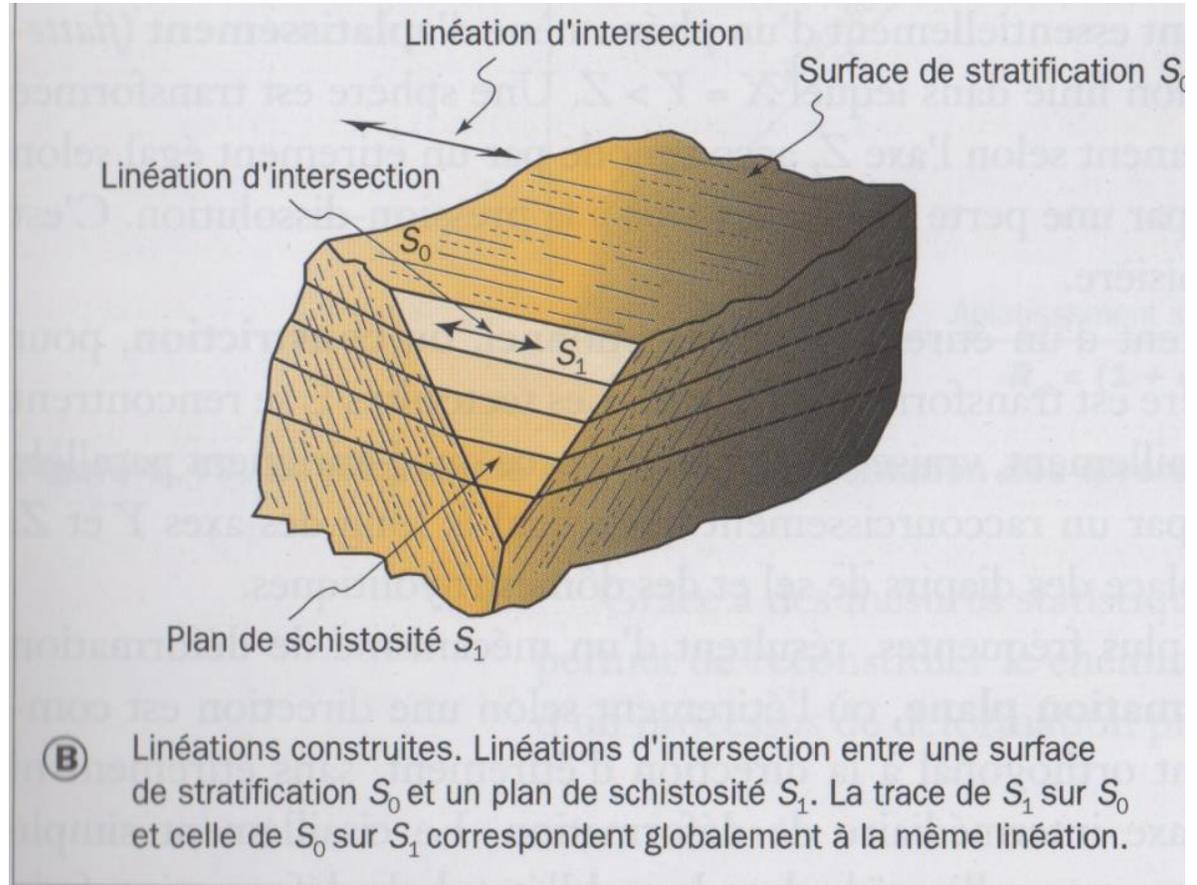
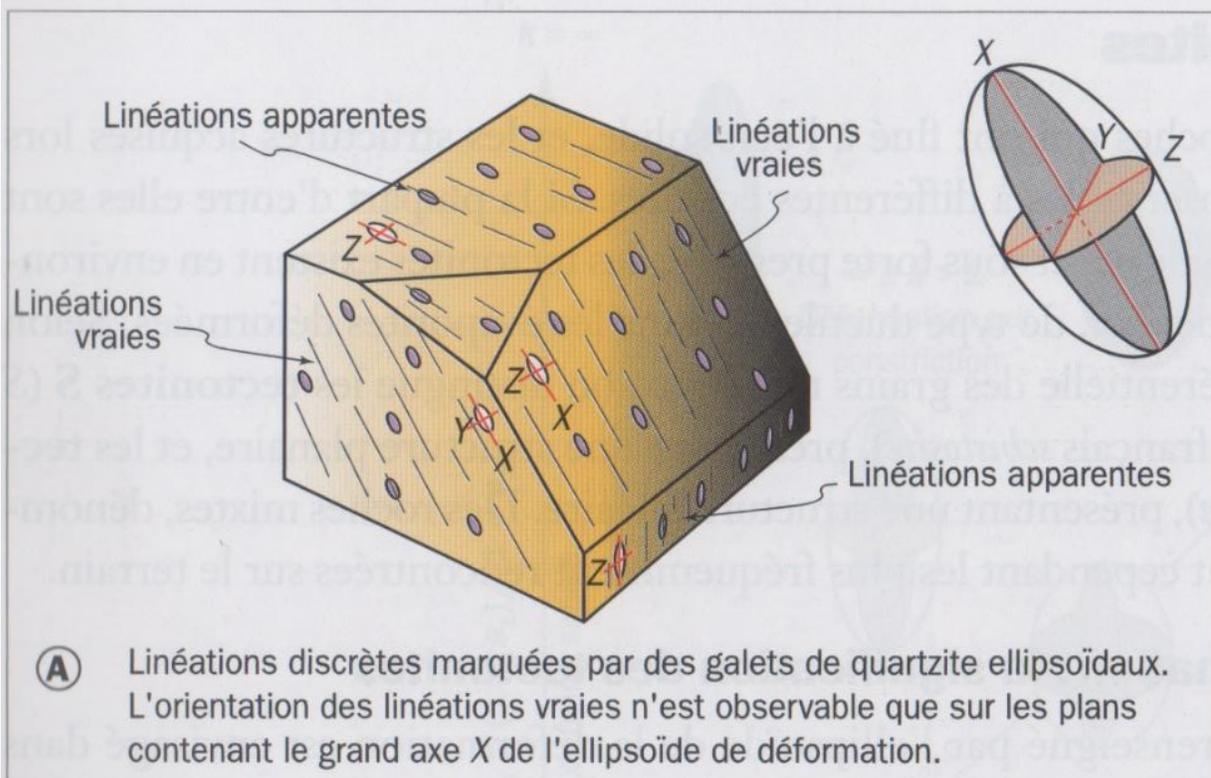


Figure 9.48. Deux exemples de linéations structurales
 (D'après Twiss et Moores, 1992)

2.4. Fabrique et orientation de l'ellipsoïde de déformation

De façon générale, tous les types d'éléments planaires décrits au 2.2.c sont dans le plan XY de l'ellipsoïde de déformation ; Z (raccourcissement principal) est perpendiculaire à la foliation.

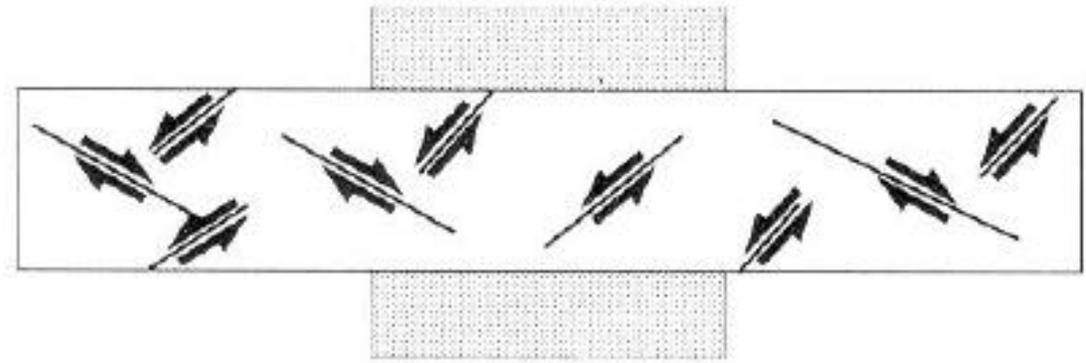
La relation est moins nette pour les linéations. Des linéations d'étirement, ou des linéations minérales, sont dans l'axe X (étirement). Mais pour tout autre type de linéation, la relation n'est pas claire et il faut réfléchir à son origine pour replacer l'ellipsoïde de déformation !

N'oubliez pas qu'une des meilleures façons de retrouver l'ellipsoïde de déformation reste l'observation d'objets déformés (surtout si leur forme d'origine était sphérique ou à peu près) !

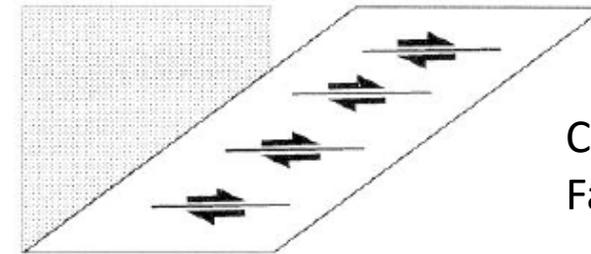
2.5. Déformation coaxiale ou non-coaxiale

a. *Fabrique symétrique, fabrique asymétrique*

En déformation non-coaxiale, la direction de transport n'est pas parallèle au grand axe de l'ellipsoïde de déformation. On observe donc des structures asymétriques, et le sens d'asymétrie peut être utilisé pour déterminer le sens de cisaillement. A l'inverse, en déformation coaxiale on observe des structures symétriques (éventuellement des zones de cisaillement conjuguées ; cf paragraphe I.1.4.b).



Cisaillement pur, fabrique symétrique



Cisaillement simple,
Fabrique asymétrique

Figure 57 –déformation coaxiales et non coaxiale; fabrique symétrique ou asymétrique. Notez la question d'échelle: **chacune des zones de cisaillement du dessin du haut est, localement, asymétrique.**

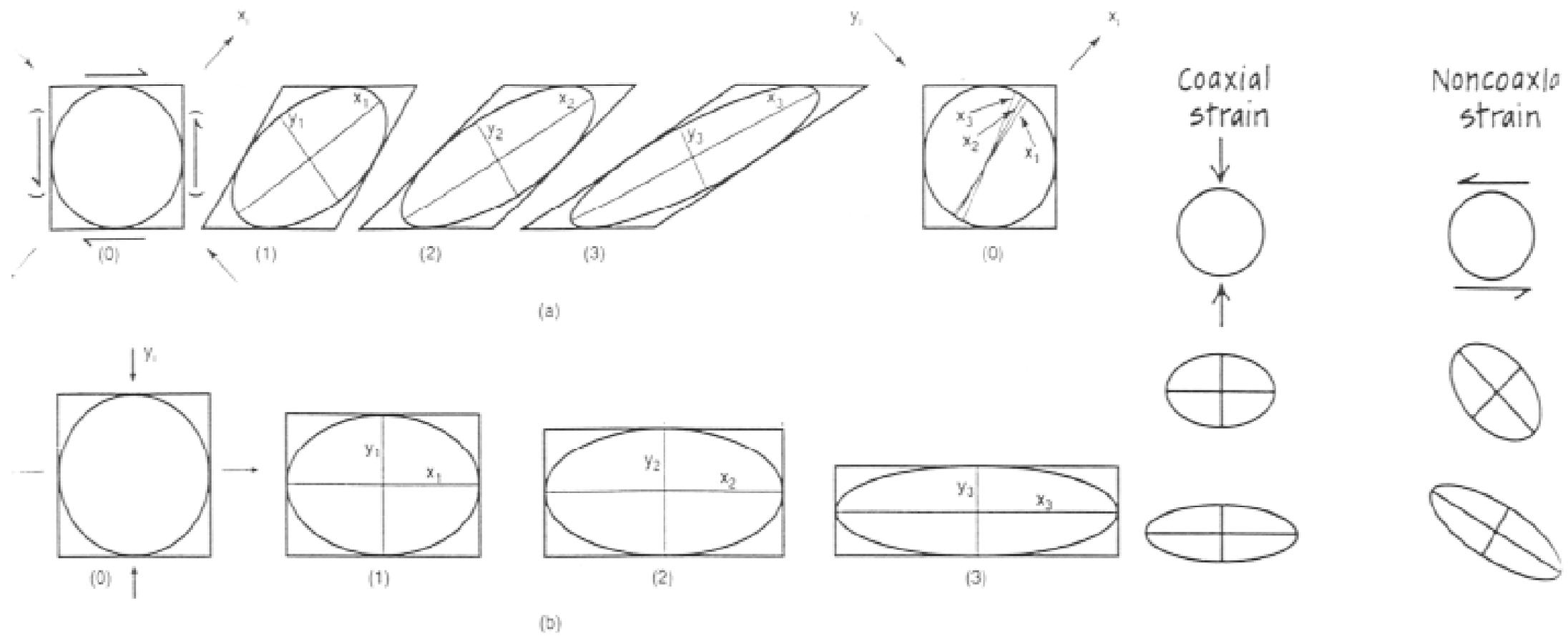


Figure 10. Déformation non coaxiale (cisaillement simple) en haut, et coaxiale (cisaillement pur) en bas.

b. Indicateurs du sens de cisaillement (shear sense criteria ou indicators ; kinematic indicators)

Sur le terrain, différents indicateurs permettent de discuter du sens de cisaillement en déformation non-coaxiale.



Tous ces indicateurs ne sont utilisables que si on les observe dans un plan qui contient le déplacement (i.e., un plan perpendiculaire à la foliation contenant la linéation). Dans n'importe quel autre cas, ils donnent des résultats aléatoires ou carrément faux.

Déflexion/déplacement de marqueurs

Si la zone de déformation non-coaxiale est localisée (zone de cisaillement, voir paragraphe 3.1), on peut utiliser de façon assez intuitive le sens de déplacement de marqueurs passifs.

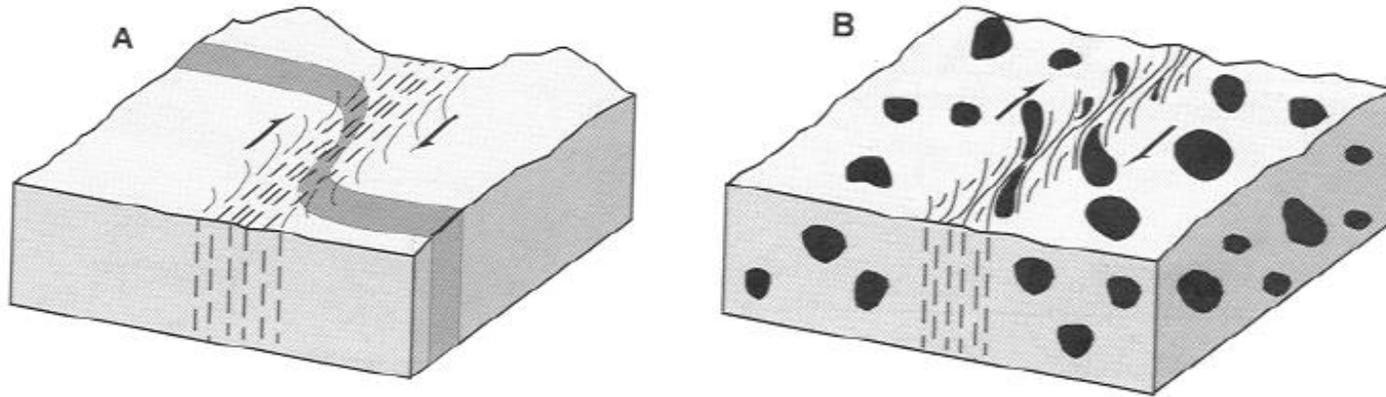
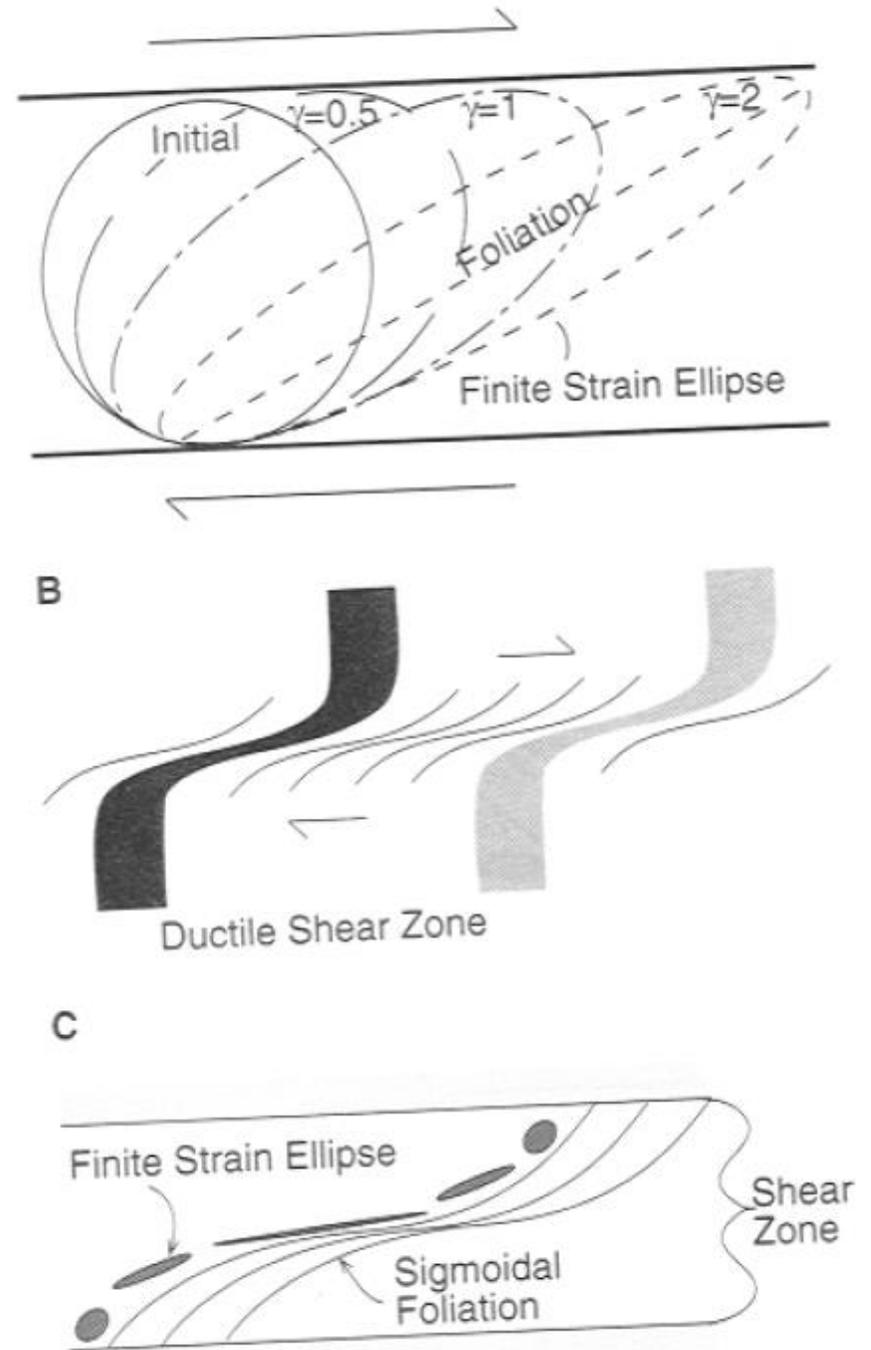


Figure 58. Déplacement de marqueurs passifs autour d'une zone de cisaillement.

Le même principe s'applique aux foliations, qui peuvent tourner en entrant dans une zone de cisaillement non-coaxiale.

Figure 59. Déflexion de la foliation dans une zone de cisaillement.



Foliation oblique

Dans une zone de déformation non-coaxiale, le sens de transport (plans de cisaillement) et le grand axe de l'ellipse de déformation (plans de foliation) font un angle ; on peut s'en servir pour retrouver le sens de cisaillement :

- A l'échelle cartographique, une foliation oblique sur les limites de la zone de cisaillement indique la position relative des plans de cisaillement et de foliation ;
- A l'échelle de l'échantillon ou de la lame mince, on peut observer dans un même échantillon une fabrique typiquement ondulante, dite fabrique S/C. Cette fabrique se compose de deux familles de plans :
 - Des plans de foliation (S, pour Schistosité) ;
 - Des bandes de cisaillement (C).

Les bandes de cisaillement sont continues, et parallèles à la trace cartographique régionale de la zone de cisaillement.

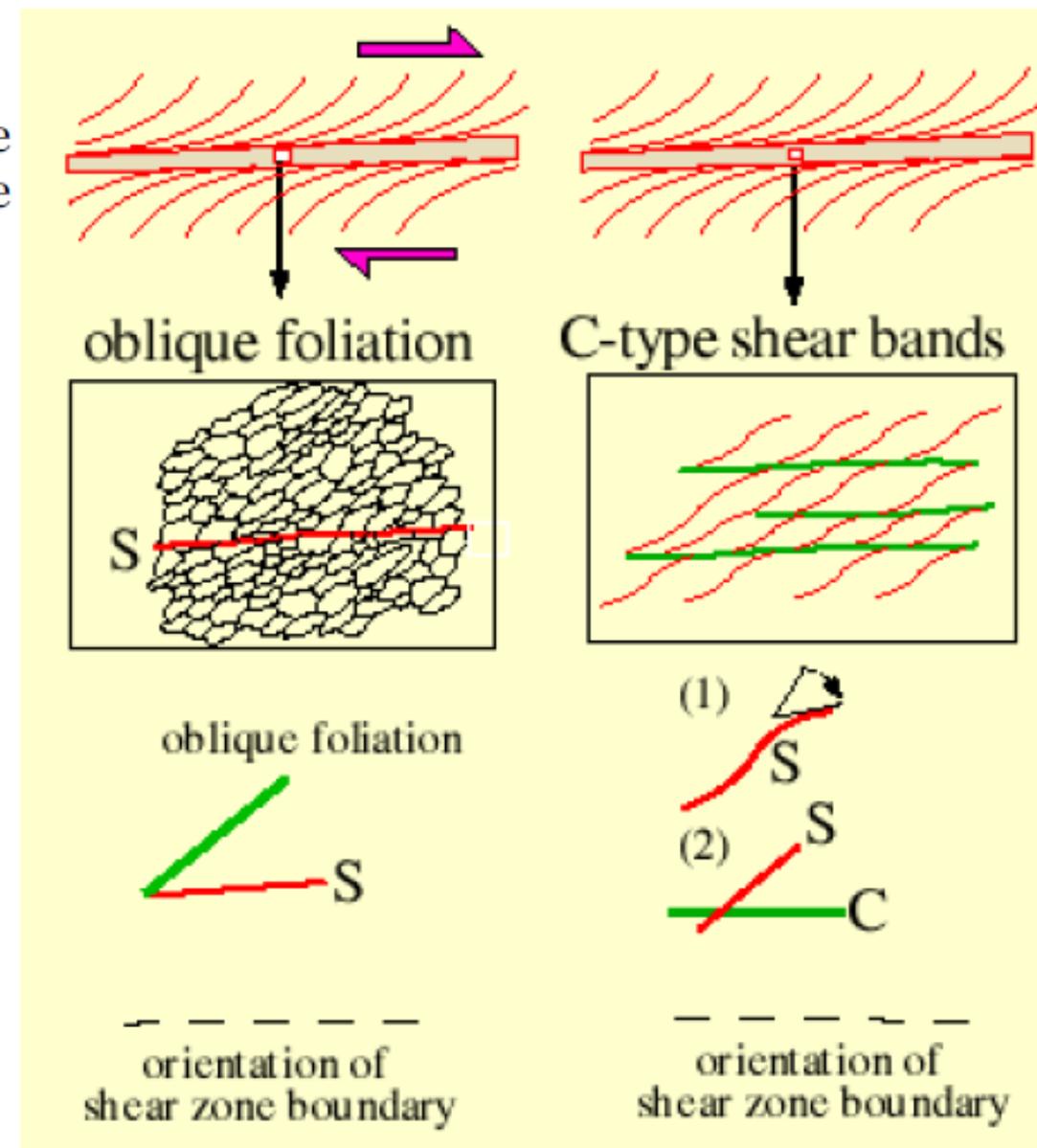
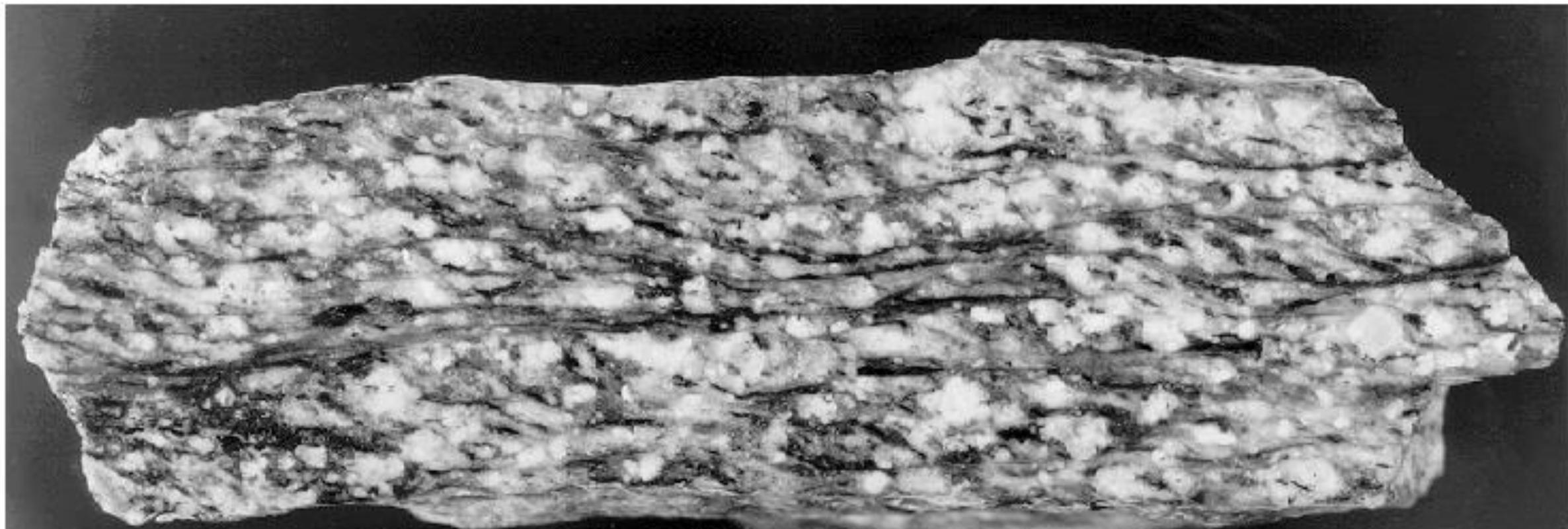


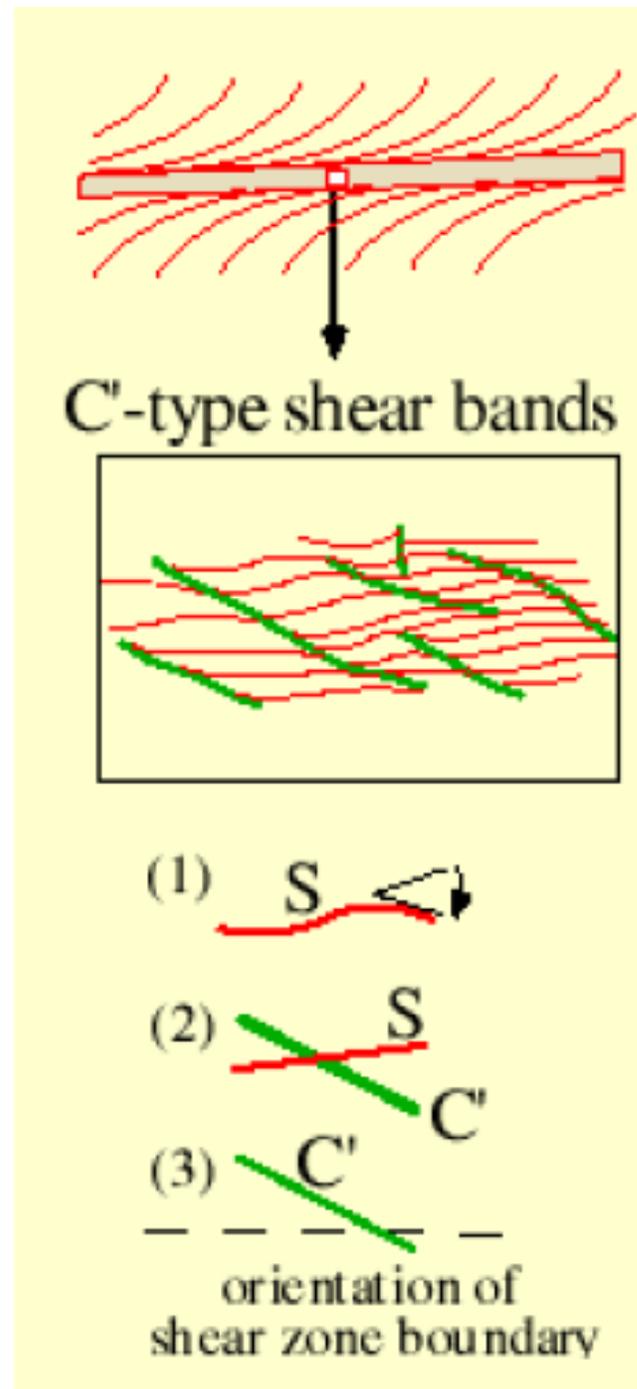
Figure 60 : Relation foliation- cisaillement dans des zones de cisaillement ductile : foliation oblique, S/C, S/C'.

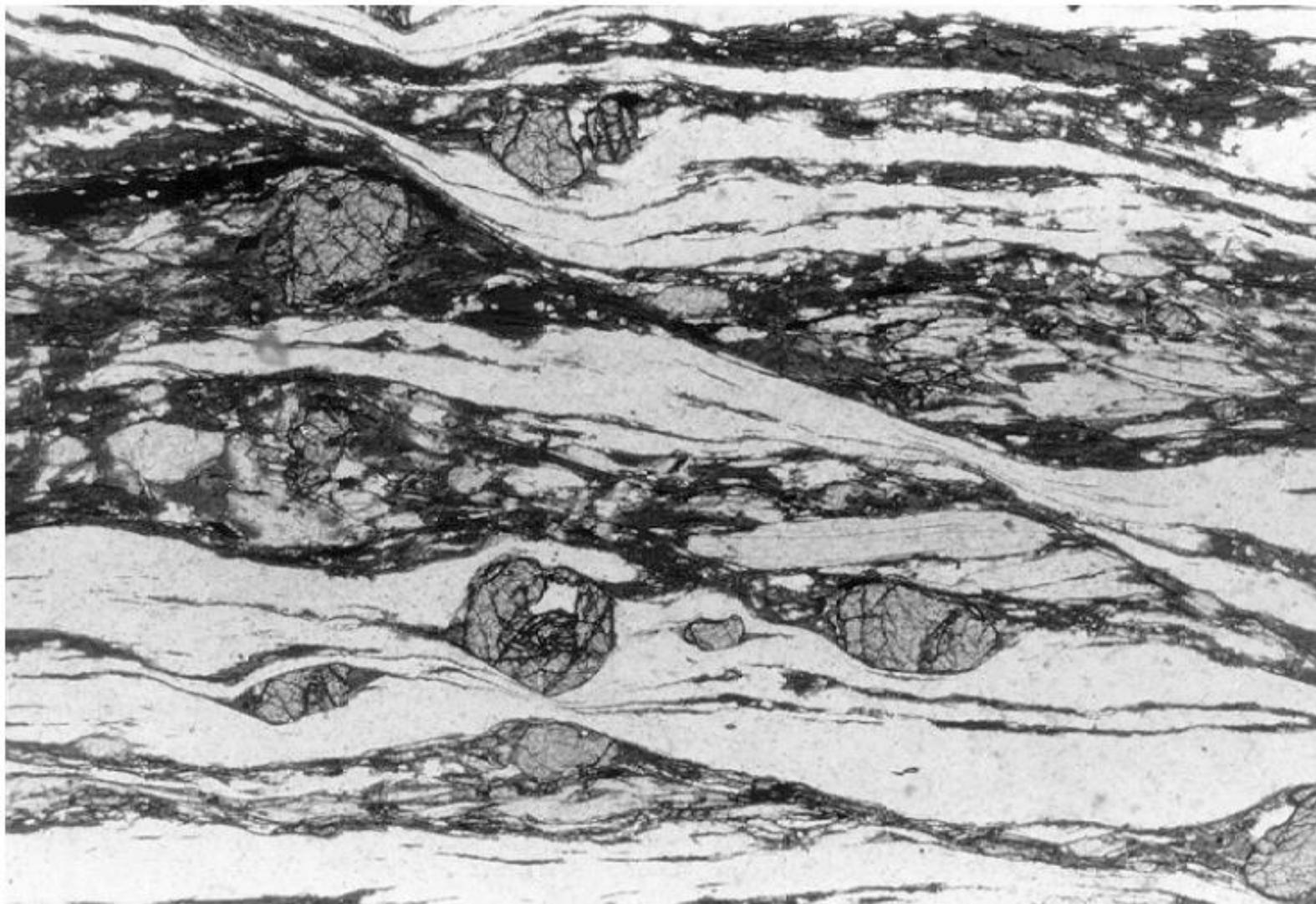


**Figure 61. Fabrique S/C
dans un granite
déformé.**

0 cm 1 2

- Mais on peut aussi observer une structure dite S-C', dans laquelle les plans de cisaillement ne sont plus des plans de cisaillement « principaux » correspondants au mouvement de matière de la déformation non-coaxiale, mais à des plans secondaires qui accommodent la composante en extension longitudinale sur la zone de cisaillement (c'est encore un exemple de partitionnement de la déformation entre une composante cisailante et une composante extensive). Les plans C' ont une orientation « inverse » de celle qu'auraient les C ; contrairement aux C ils ne sont pas continus, ce sont des plans relativement courts qui recoupent la foliation.





**Figure 62. Fabrique S/C'
dans un schiste à
grenats.**

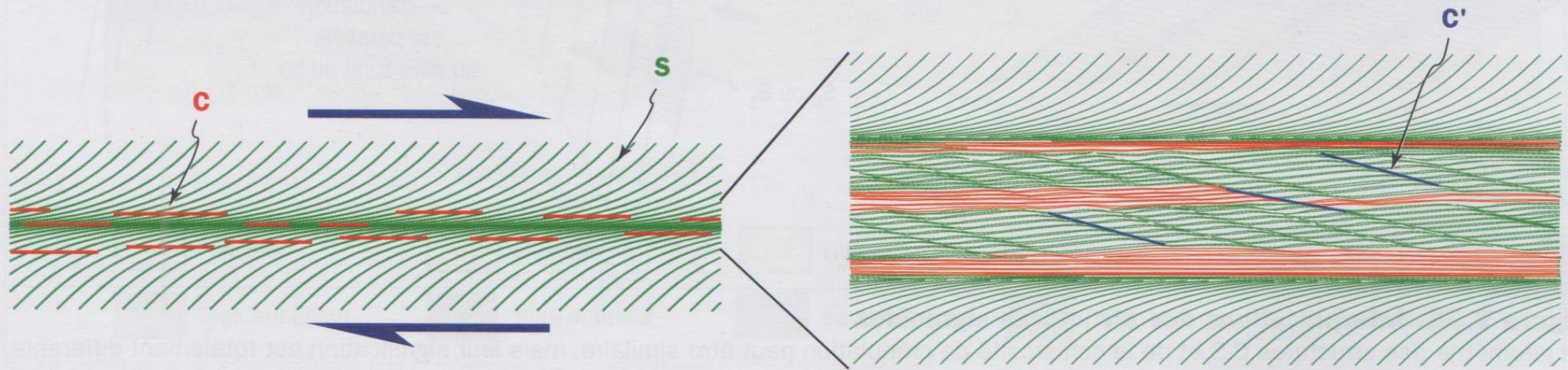


Figure 9.55.A. Caractéristiques géométriques des structures C-S et C-C' dans une zone de cisaillement dextre
(D'après Fossen, 2010)

On peut aussi observer le même genre de structures, mais à l'échelle de quelques grains : ici on a des amas de mica losangiques (*mica fishes*) qui ont une foliation interne oblique par rapport aux plans de cisaillement qui les bordent, comme dans une structure C-S.

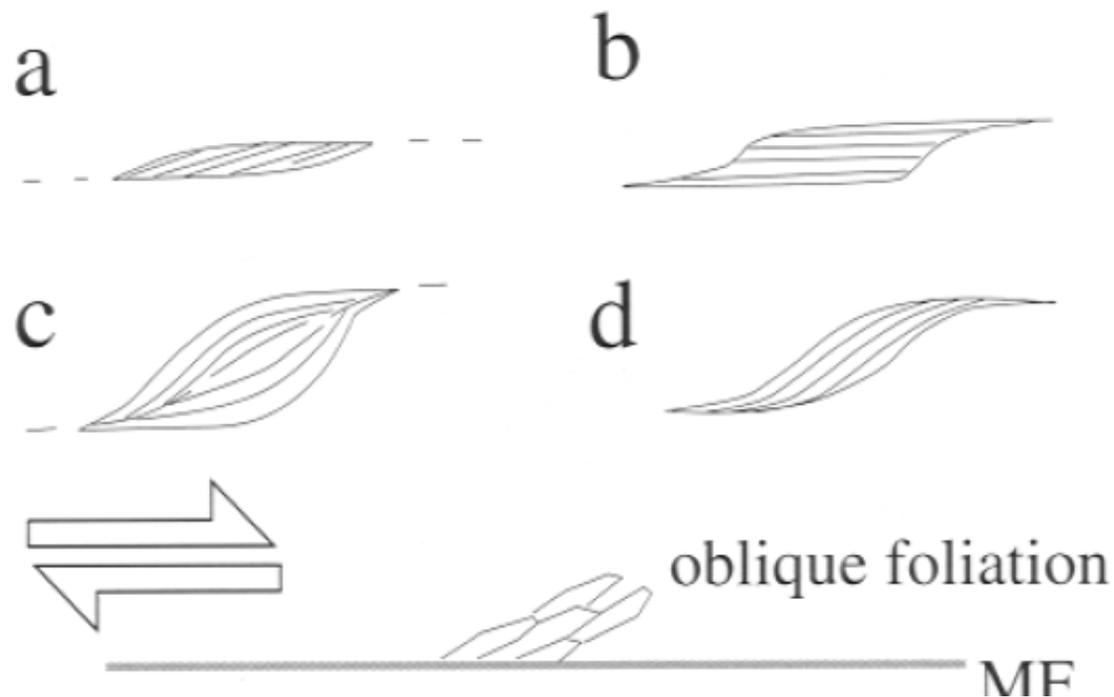


Figure 63. « mica fishes ».

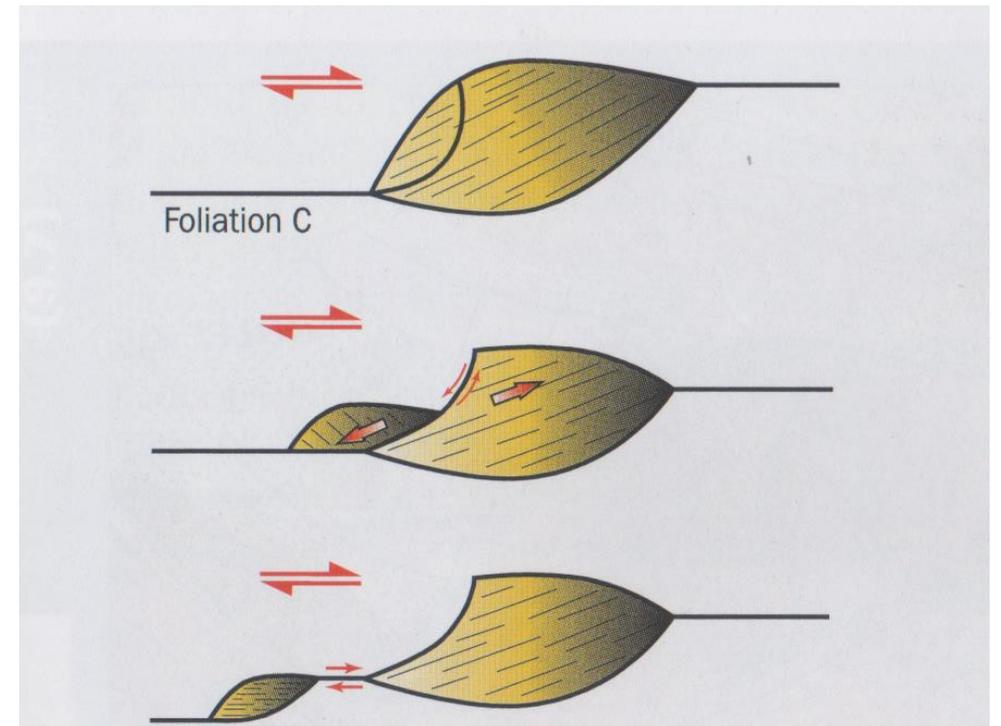


Figure 9.57. La formation de poisson de micas
Stades successifs du développement de poissons de micas, la foliation C marquant le plan de cisaillement.

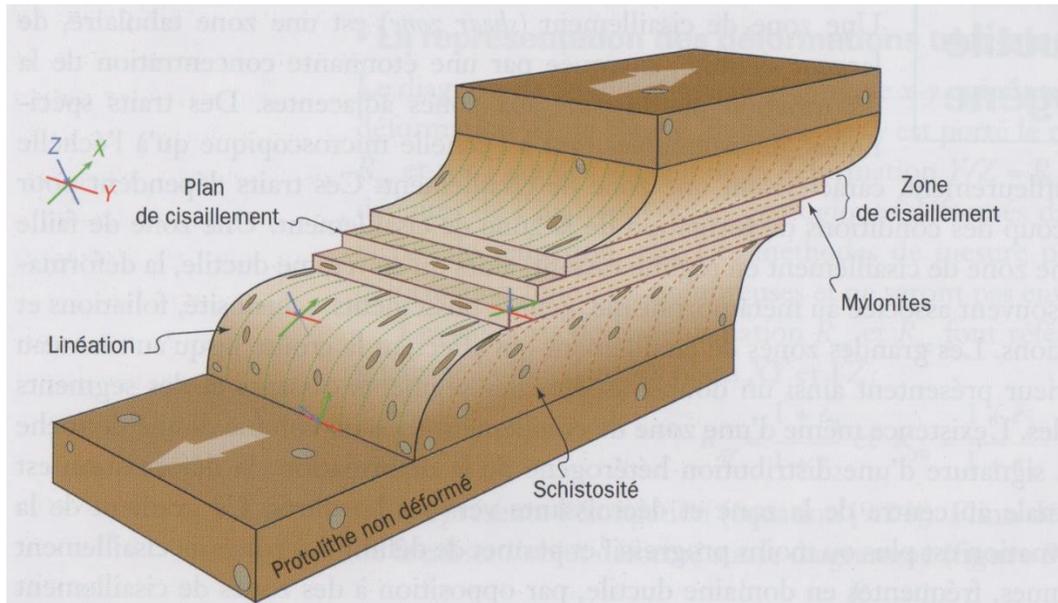


Figure 9.50. Relation entre plan de cisaillement et structures dans une roche

(D'après Burg, 1999; Gautier, com. pers.)

Dans les zones de cisaillement, la schistosité semble être orientée parallèlement aux plans de cisaillement, mais un angle γ faible subsiste toujours entre les deux. Un parallélisme parfait impliquerait un angle γ infini.

8 Pseudotachylite fait référence, en raison de sa ressemblance texturale, à tachylite, une roche volcanique vitreuse.

9 Le terme « mylonite », du grec *μυλων*, « moulin », fut créé en 1885 par Charles Lapworth, du British Geological Survey, lors du lever cartographique du chevauchement du Moine (front de l'orogénèse calédonienne), dans le nord-ouest de l'Écosse.

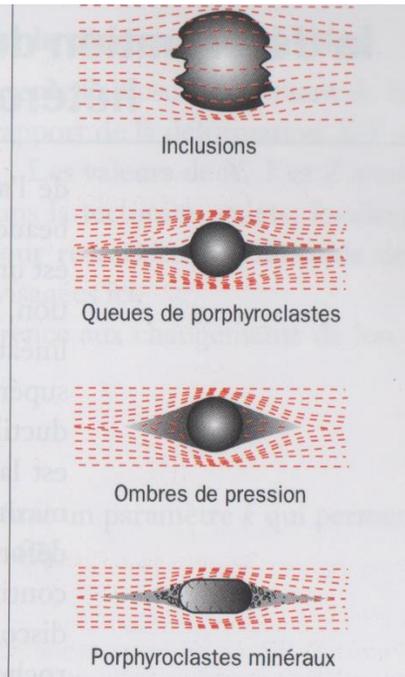


Figure 9.51. Quelques exemples de structures de déformation hétérogène

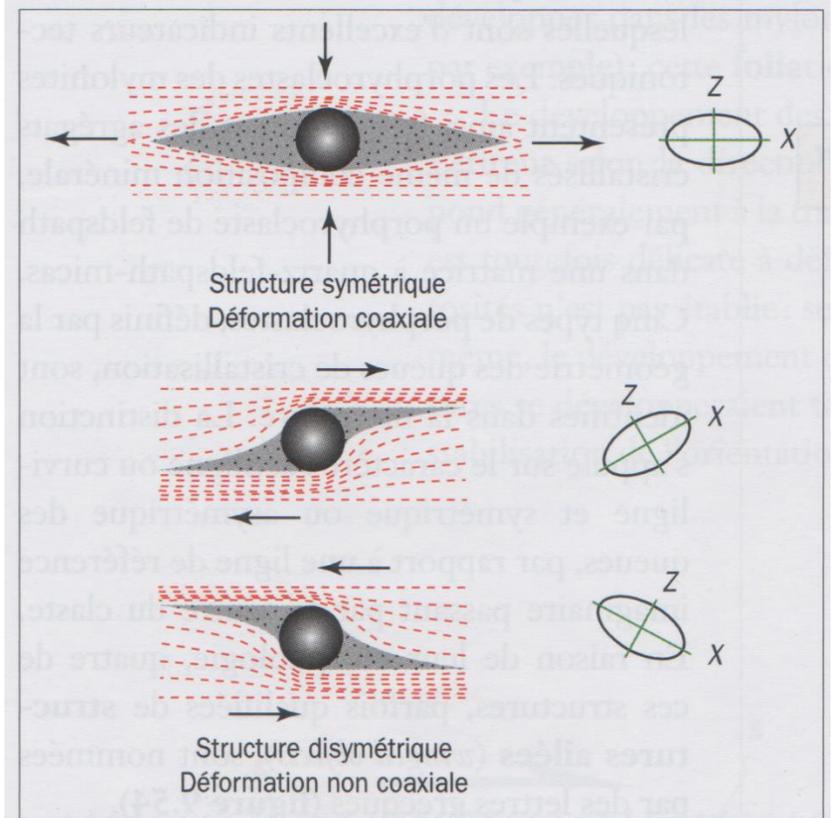


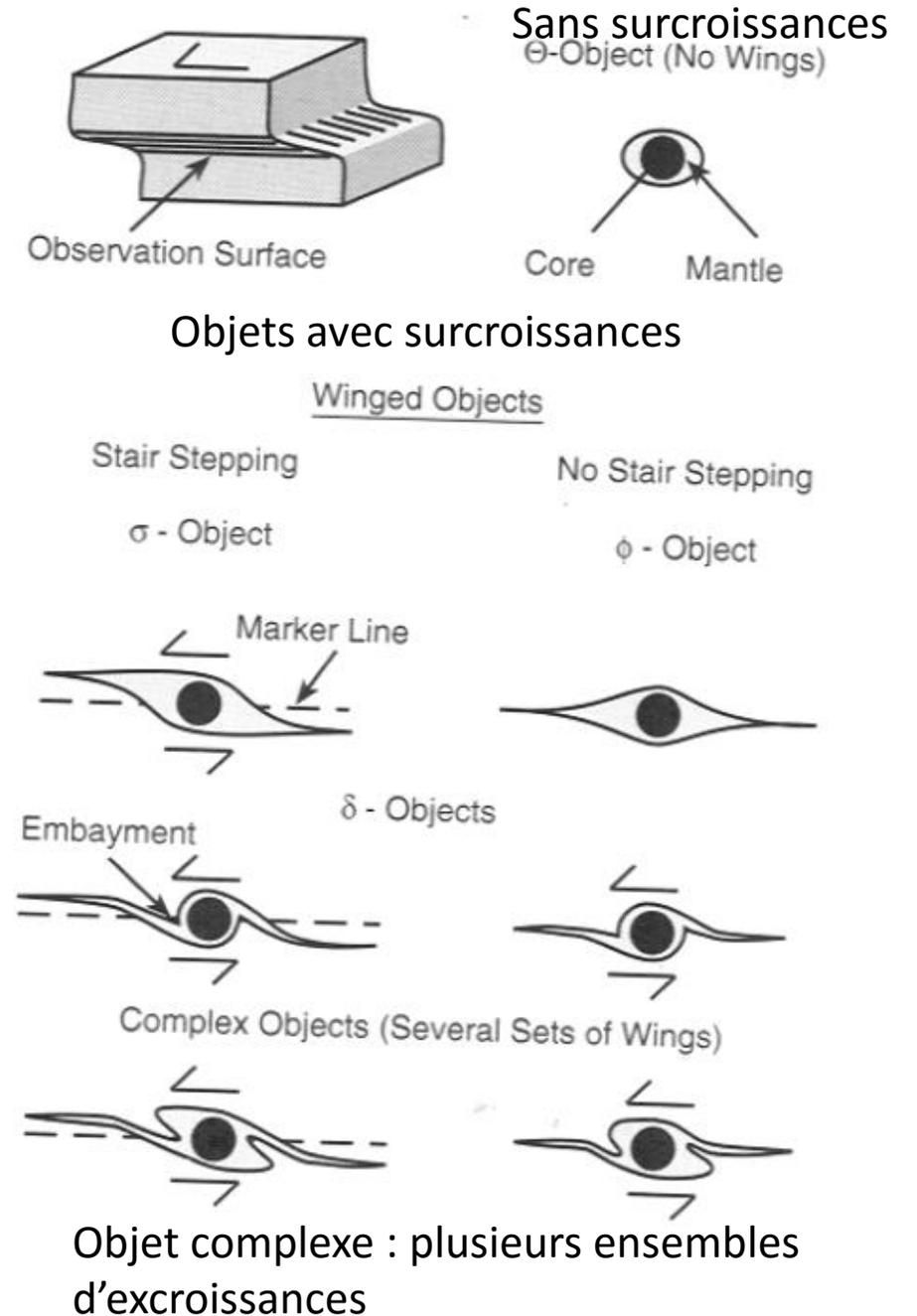
Figure 9.52. Le développement des ombres de pression en relation avec la nature de la déformation

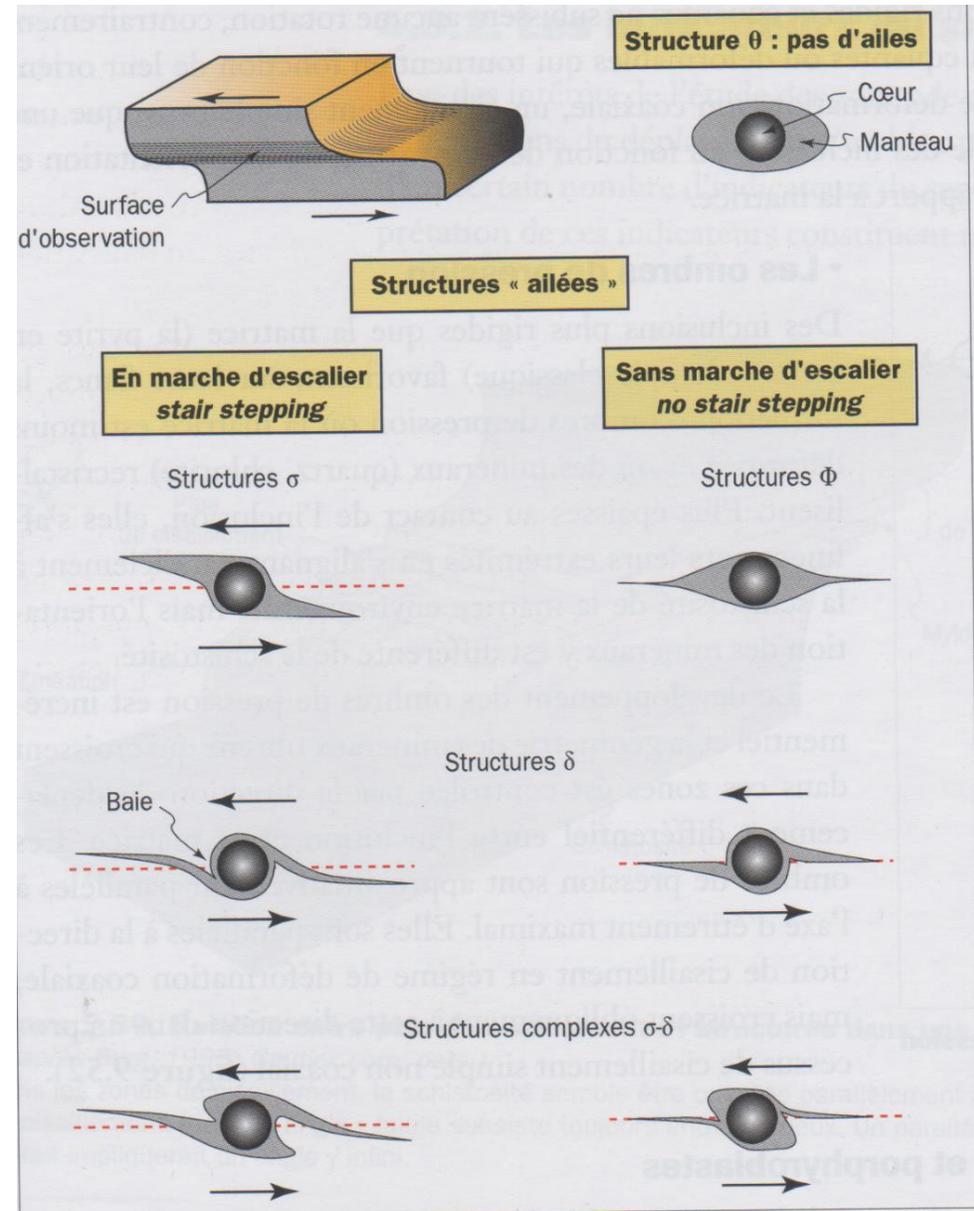
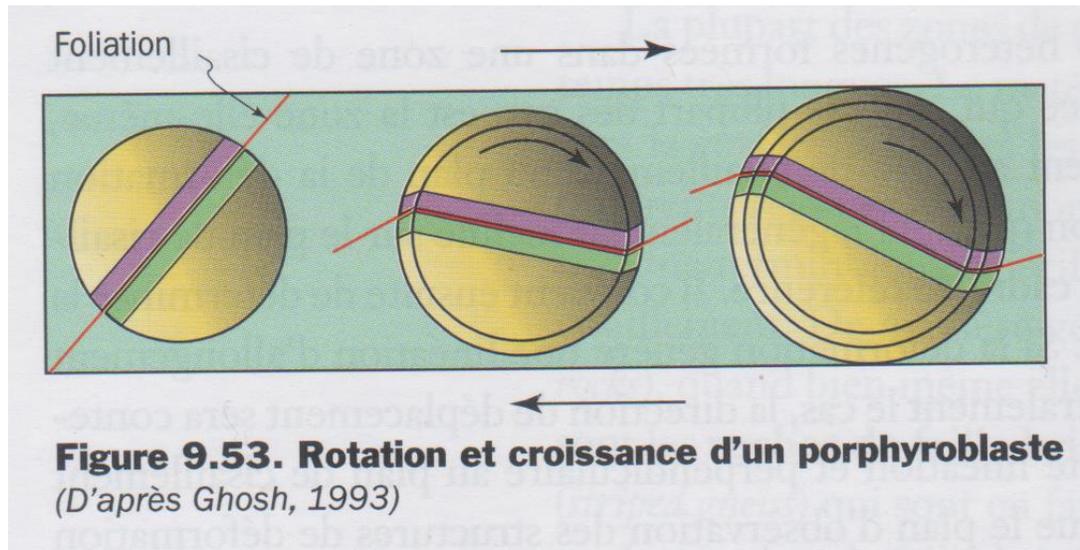
Objets dans la matrice

Si la roche comporte des objets reconnaissables (phénocristaux typiquement), on peut les utiliser pour déterminer un sens de cisaillement (en pratique c'est moins fiable que les relations avec les plans de cisaillement, décrites plus haut).

- Les surcroissances (ombres de pression) sur ces minéraux (*winged objects*) peuvent montrer une asymétrie qui donne le sens de cisaillement. Les objets en σ ont des ombres de pression qui se développent « dans » la déformation ; les objets en δ tournent à cause du cisaillement en entraînant leurs surcroissances. La difficulté est de déterminer sur le terrain à quoi on a affaire.

Figure 64. Surcroissances sur des objets rigides et sens de cisaillement.

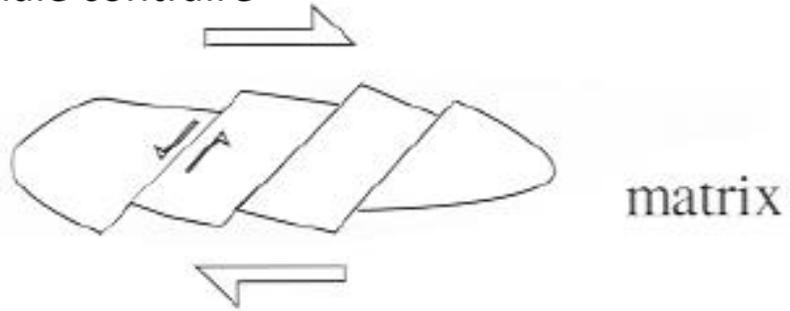




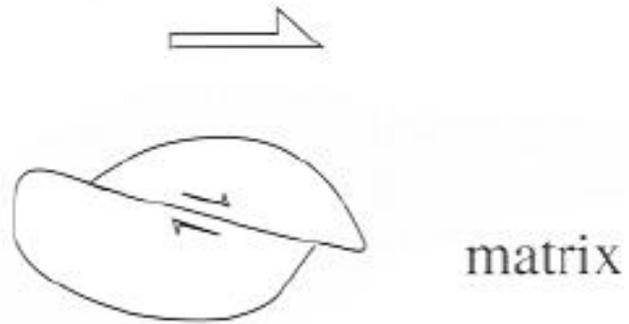
Le claste constitue le coeur rigide et la zone recristallisée, en ombre de pression, constitue le manteau, plus déformable.

- Des objets cassés par des microfailles peuvent aussi donner un sens de cisaillement.

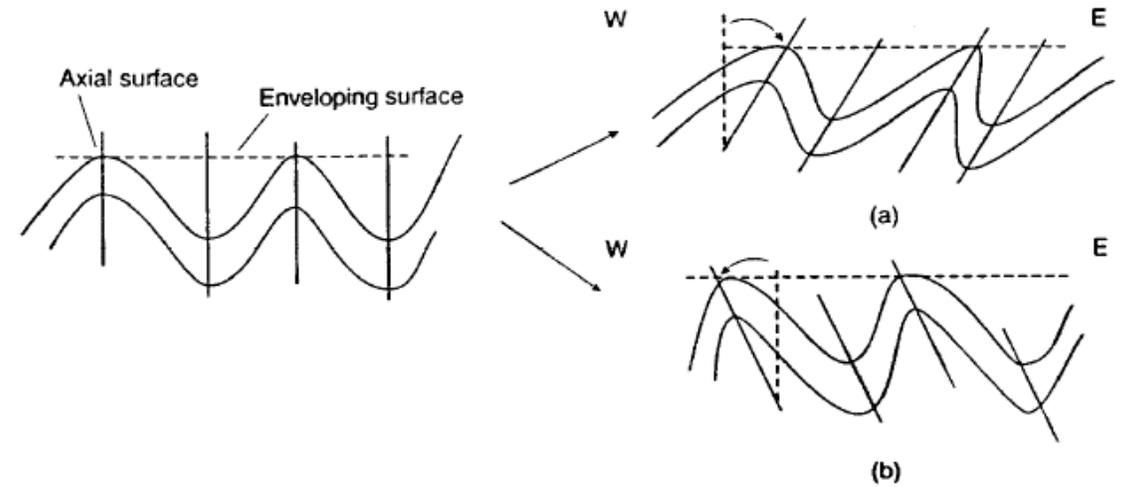
antithetic microfaults or shear zones in grains
Exp. Faille normale contraire



synthetic microfaults or shear zones in grains



Plis asymétriques, ou plis d'entraînement



**Figure 65. Fracturation
d'objets rigides.**

Plis asymétriques, ou plis d'entraînement

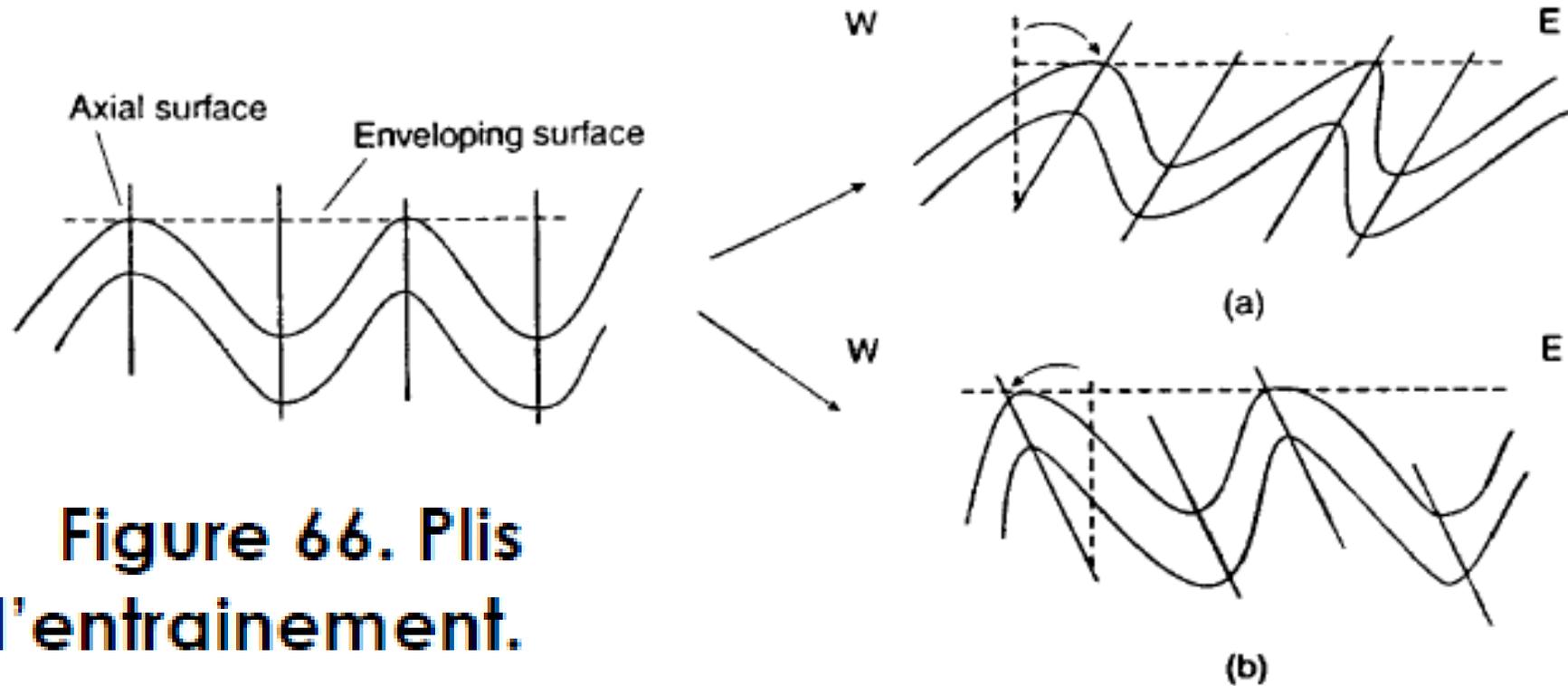
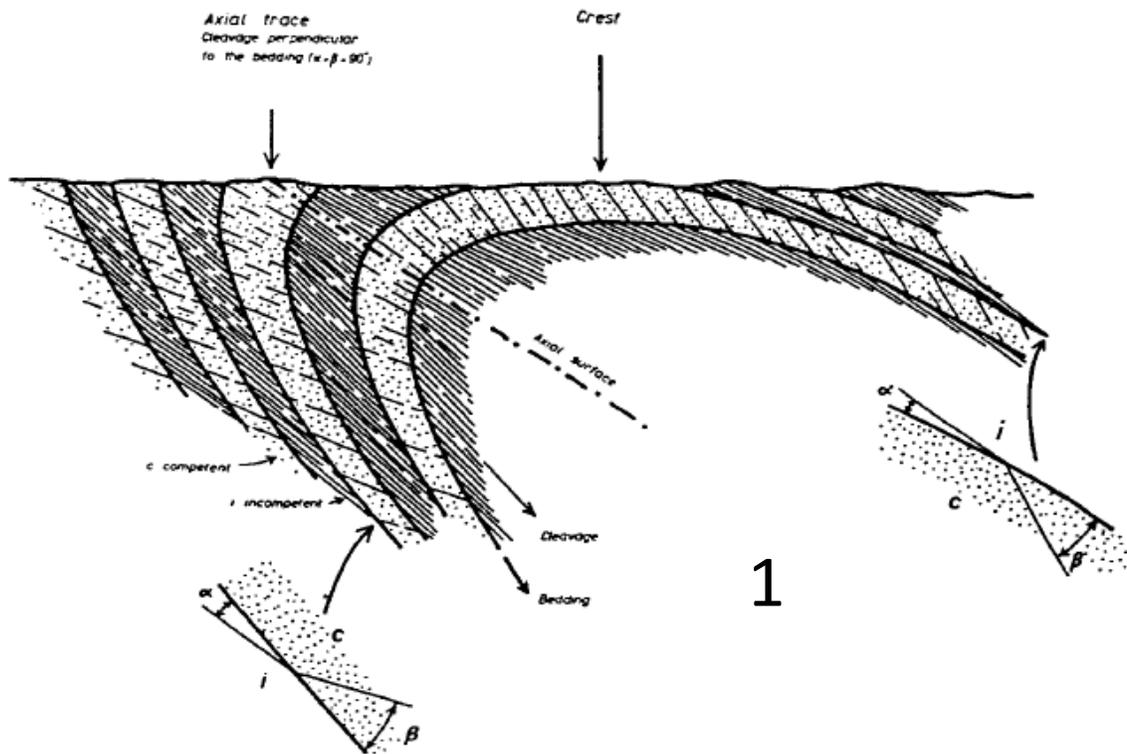
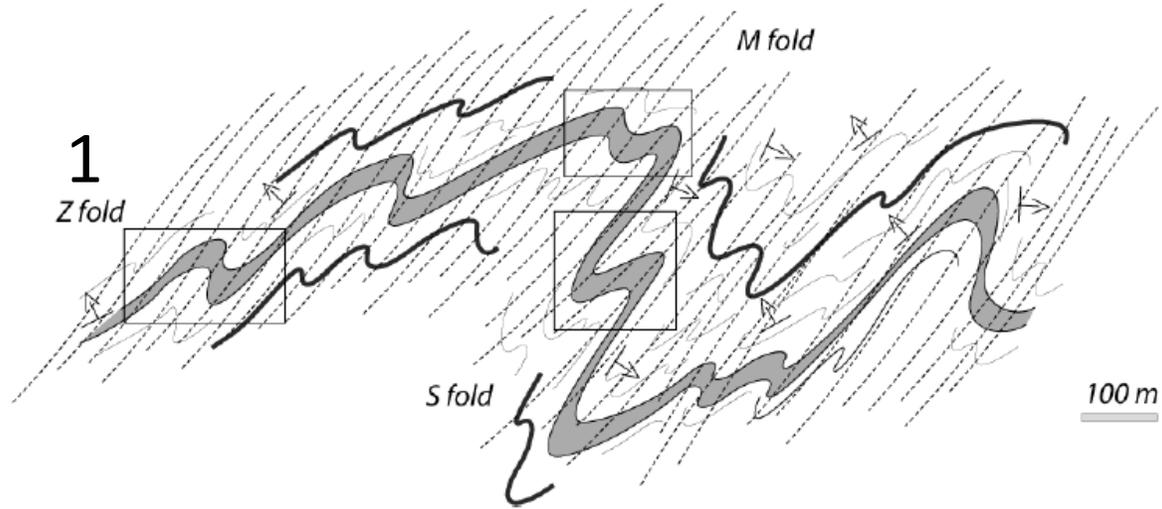


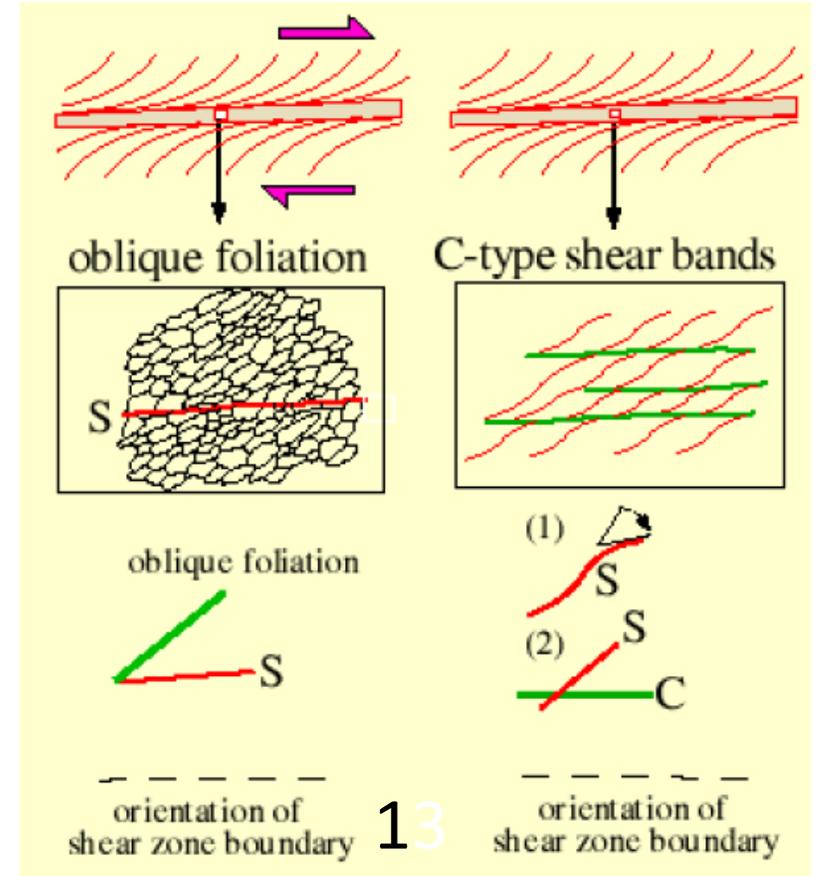
Figure 66. Plis d'entraînement.

Des plis asymétriques (en S ou en Z, selon la forme du flanc court, en regardant dans l'axe du pli) peuvent parfois marquer un sens de cisaillement.

Systemes plissés sur le terrain



Faites un commentaire du Schéma suivant :



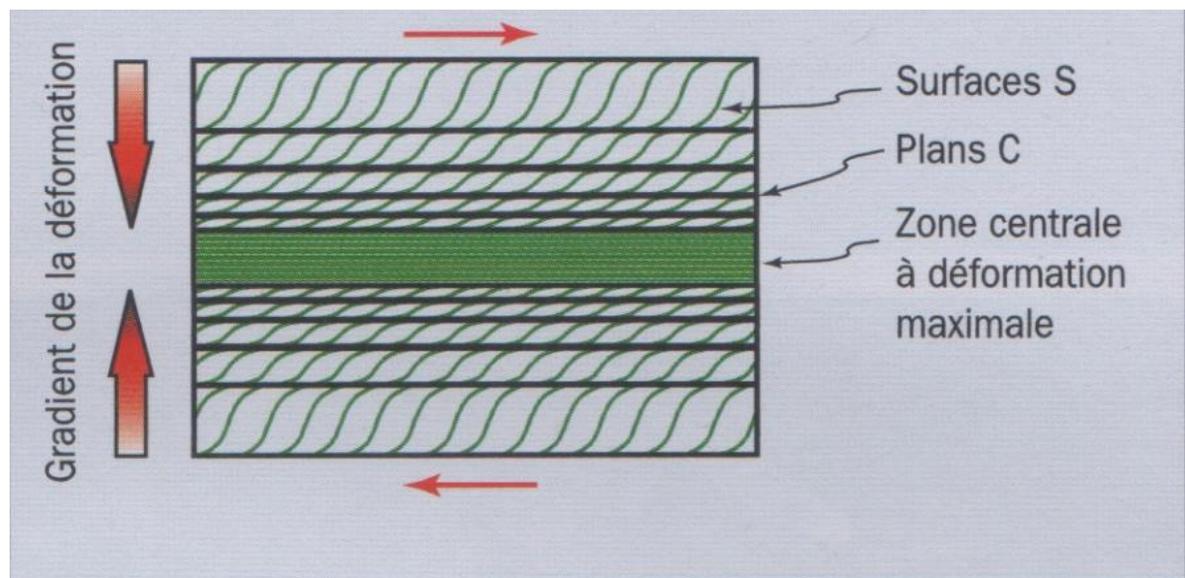


Figure 9.60.A. La représentation de la déformation dans la zone de cisaillement sud-armoricain (D'après Berthé et al., 1979)



Figure 9.60.B. Le cisaillement sud-armoricain : la déformation à l'échelle du grain (D'après Berthé et al., 1979)

L'orientation préférentielle des phyllosilicates signe la trace des plans de schistosité S. L'atténuation du glissement le long des plans C est matérialisée par la déformation sigmoïdale des surfaces S qui finissent par s'anastomoser avec les surfaces C. La déformation est continue à l'échelle du grain.

3. La déformation ductile hétérogène

Les éléments de fabrique étudiés plus haut s'observent dans le cas de déformation homogène, au moins localement. Mais la déformation ductile est très souvent hétérogène elle aussi.

3.1. Les zones de cisaillement

En domaine ductile, la déformation a tendance à se localiser dans des zones relativement étroites : les zones de cisaillement (*shear zone*, ou *high-strain zone*) ; ceci est vrai à toutes les échelles, de la carte à l'échantillon.

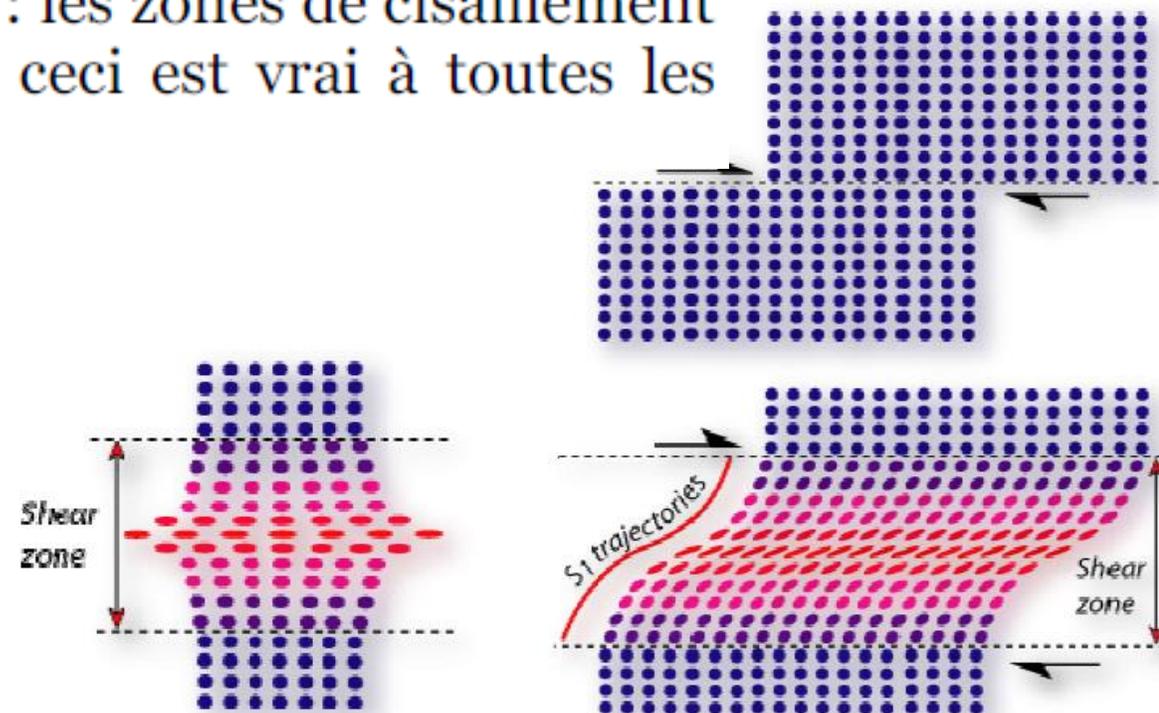
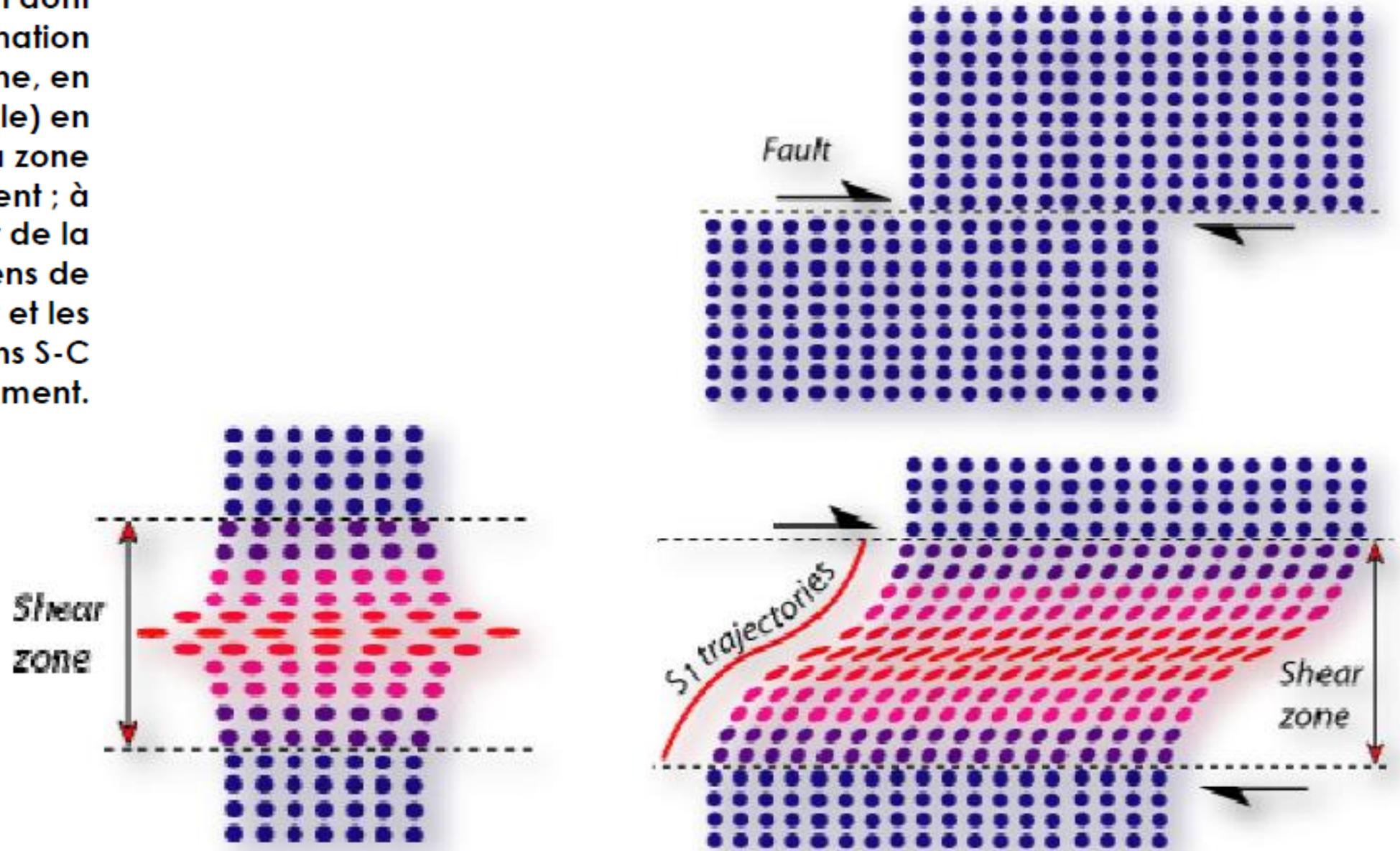
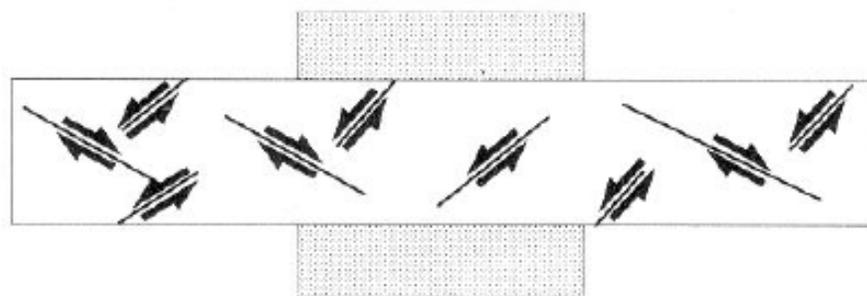


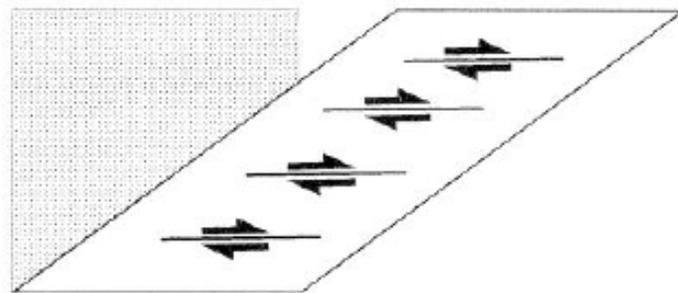
Figure 67. Zones de cisaillement en cisaillement simple et pur. Notez la façon dont la déformation augmente (et tourne, en cisaillement simple) en pénétrant dans la zone de cisaillement ; à rapprocher de la discussion sur les sens de cisaillement et les relations S-C précédemment.



Une zone de cisaillement peut correspondre à une déformation en cisaillement pur ou simple – en théorie. En pratique, ce sont le plus souvent des zones en cisaillement simple, et le cisaillement pur est accommodé par des zones de cisaillement (simple) conjuguées (Figure 57).



*cisaillement pur
fabrique symétrique*



*cisaillement simple
fabrique asymétrique*

Figure 57. Déformation coaxiale et non-coaxiale ; fabrique symétrique ou asymétrique. Notez la question d'échelle : chacune des zones de cisaillement du dessin du haut est, localement, asymétrique.

Des zones de cisaillement (simple) sont souvent l'équivalent en profondeur (voire la prolongation) de failles cassantes.

La cinématique des zones de cisaillement (sens de cisaillement en particulier) est discutée au paragraphe précédent (2.5.b)

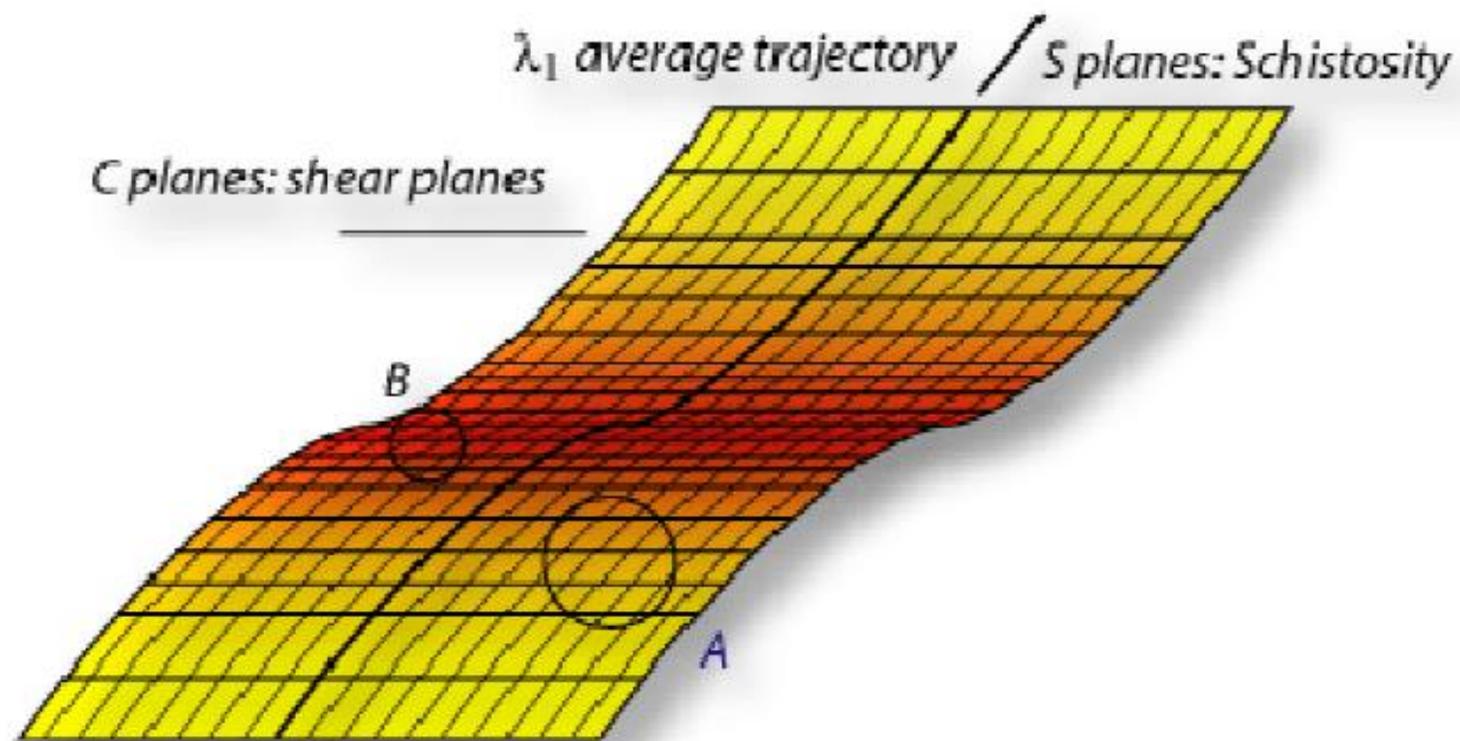


Figure 68. Trajectoires de foliation (S) et des plans de cisaillement (C) en rentrant dans une zone de cisaillement ductile.

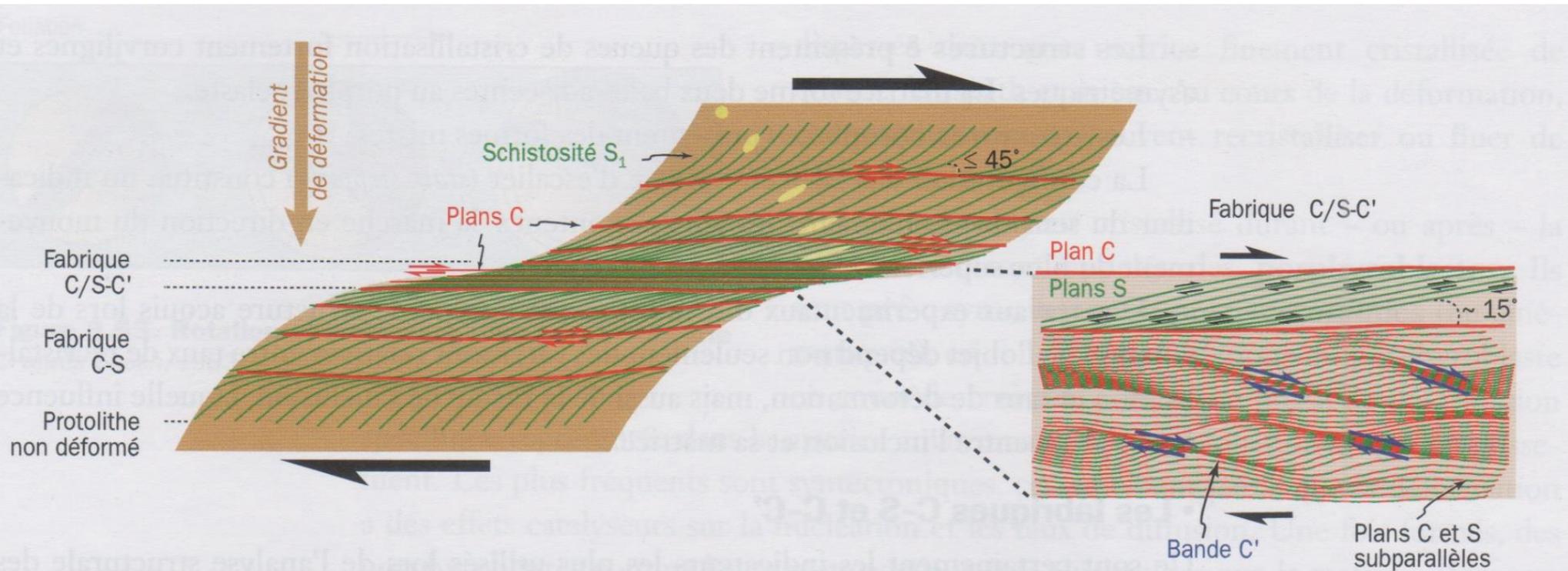


Figure 9.55.B. Caractéristiques géométriques des structures C-S et C-C' dans une zone de cisaillement

(D'après Dennis et Secor, 1987; Choukroune, 1994; Gautier, com. pers.)

Au cours d'une déformation en cisaillement (ici le cas d'un cisaillement simple), la schistosité se couche progressivement sur la direction du cisaillement (ceci est une des principales expressions du caractère non coaxial de cette déformation). Au cœur d'une zone de cisaillement, la déformation étant plus intense, la schistosité est à la fois plus marquée, formant une anisotropie mécanique, et de faible obliquité. Les plans de schistosité peuvent alors servir de plans de cisaillement. Néanmoins, comme la schistosité n'est pas exactement parallèle au cisaillement global (pour obtenir un parallélisme parfait, il faudrait théoriquement déformer à l'infini), le glissement sur les plans de schistosité induit un épaississement de

la zone de cisaillement. Cependant, en cisaillement simple, l'épaisseur de la zone de cisaillement n'est pas censée varier. Pour compenser l'épaississement induit par le glissement sur la schistosité, des bandes de cisaillement C' se développent alors, obliques au cisaillement global et assurant une composante d'amincissement de la zone de cisaillement. La situation est différente aux marges de la zone de cisaillement, où la schistosité est peu marquée et de forte obliquité (avec un angle maximal de 45° dans le cas du cisaillement simple), et où des plans de cisaillement C peuvent éventuellement apparaître parallèlement au cisaillement global (ils en sont alors une réplique d'échelle locale).

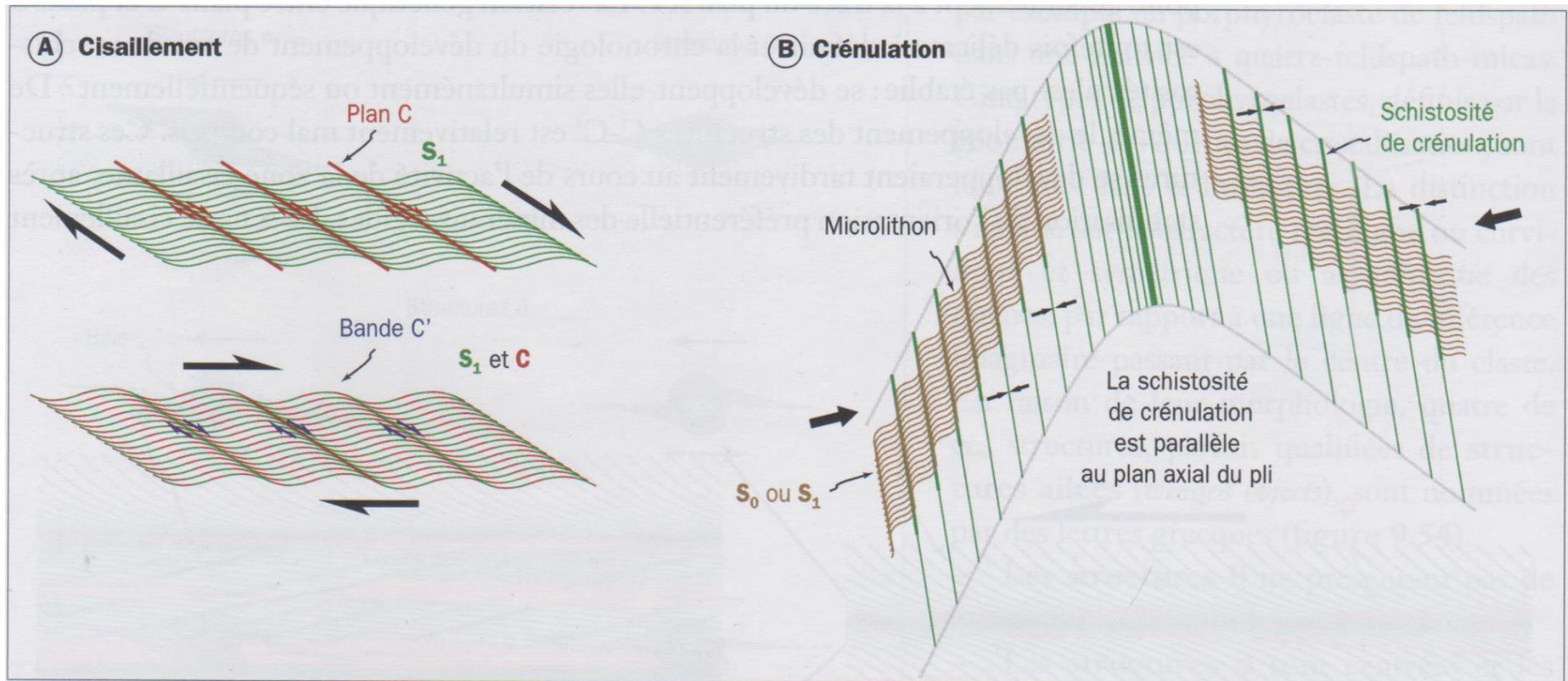


Figure 9.56. Interprétations des structures sigmoïdes

La géométrie des structures C-S et de la schistosité de crénulation peut être similaire, mais leur signification est totalement différente.

A. Les plans délimitant les structures sigmoïdes sont des plans de cisaillement (C ou C') qui donnent une indication de mouvement.

B. Les structures sigmoïdes soulignent une nouvelle schistosité qui, comme toute schistosité, est perpendiculaire au raccourcissement maximal (Z ou λ_3) et se forme par dissolution-précipitation. La géométrie des sigmoïdes est inversée d'un flanc à l'autre du pli.

3.2. Les boudins

Les boudins sont des structures en extension, dues à la rupture d'un niveau localement plus compétent (cassant) au

sein d'un paquet « mou » (moins compétent, et se déformant de façon plastique).

Ils sont liés à un contraste de viscosité (de compétence).

Selon la géométrie de l'extension (uni- ou bi-directionnelle), on peut avoir des boudins de forme différente (boudinage en « tablette de chocolat », *chocolate-block boudinage*).

On peut trouver des boudins dans les flancs d'un pli (extension locale, cf. paragraphe suivant).

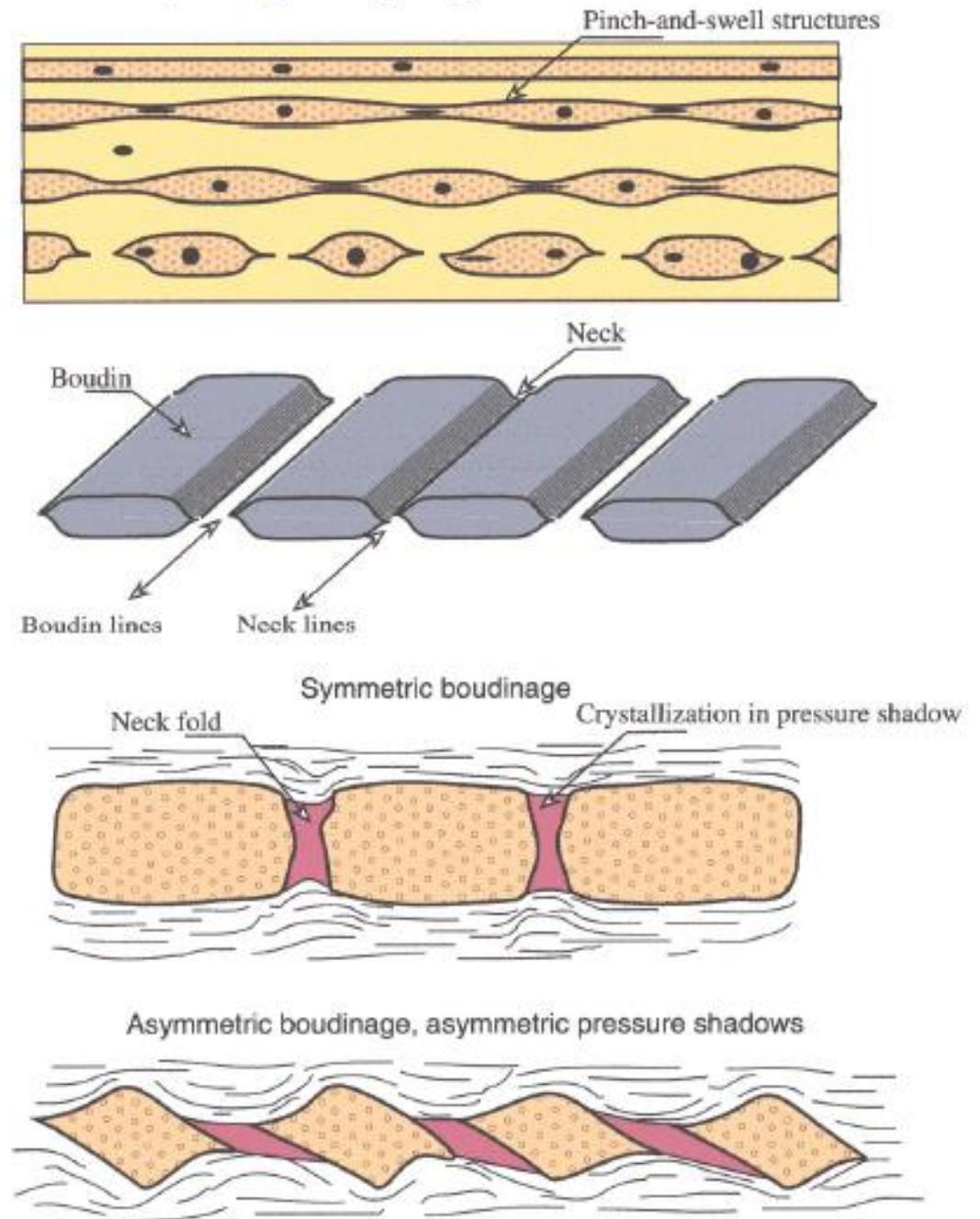
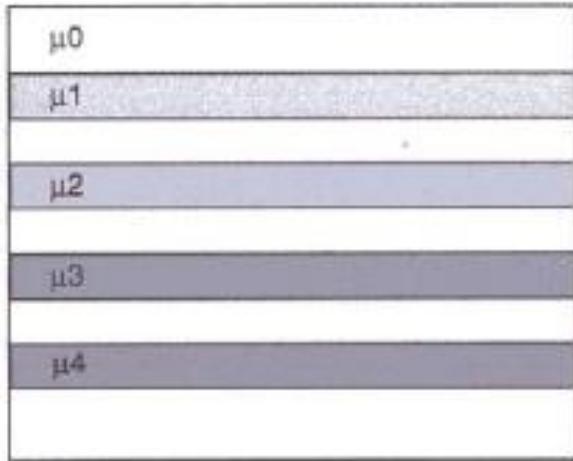
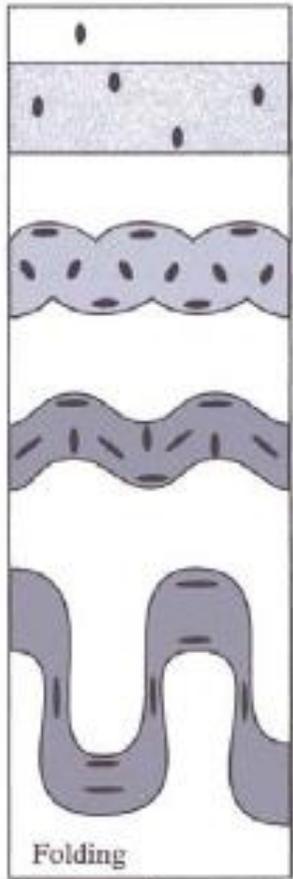


Figure 69. Formation progressive de boudins par extension.

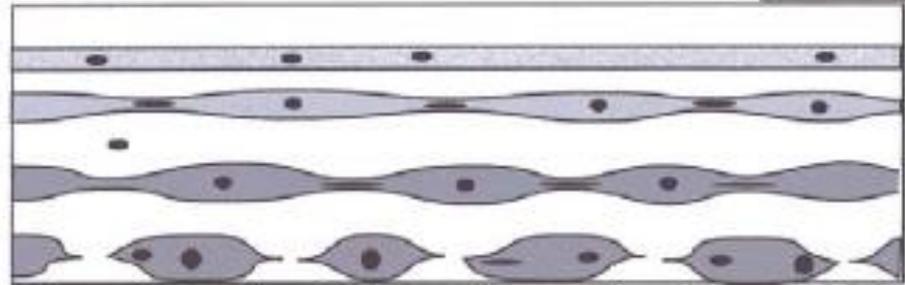
Folding and boudinage



$\mu_0 = \mu_1 < \mu_2 < \mu_3 < \mu_4$
— Viscosity —>
— Competence —>



Folding



Boudinage

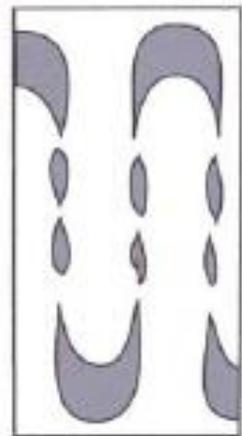


Figure 70. Contrôle rhéologique sur la géométrie des boudins et leur amplitude.

3.3. Les plis

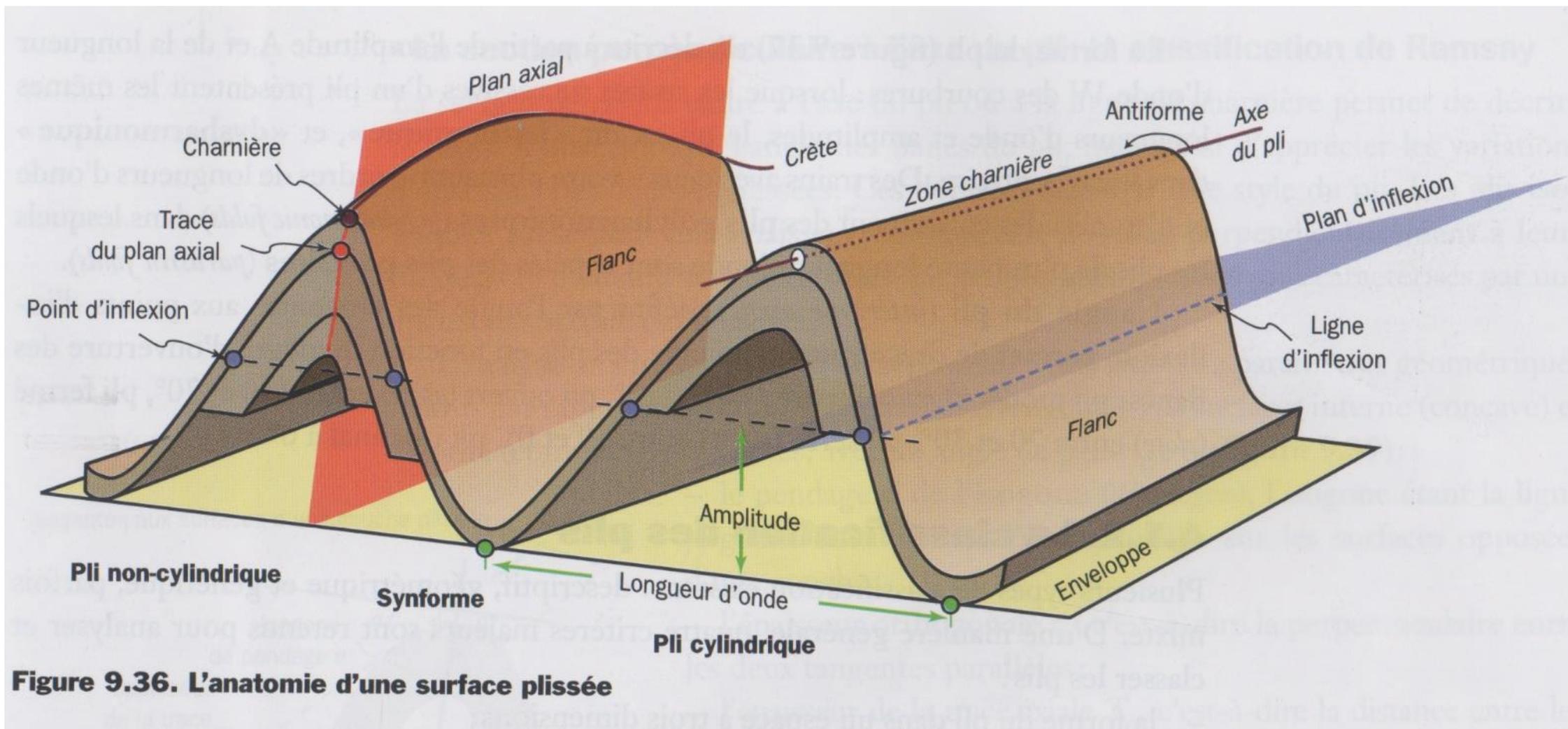
.. sont traités au paragraphe suivant, bien qu'il s'agisse, évidemment, de déformation hétérogène !

4. Les plis

Les plis sont une des manifestations les plus spectaculaires de la déformation ductile. En France, on les associe souvent à une déformation de couverture, de type sub-Alpin ; mais ils sont en fait omniprésents dans tous les niveaux structuraux, y compris dans la croûte profonde.

Il existe une très (trop ?) abondante terminologie pour décrire les plis ; la plupart est en réalité assez logique.

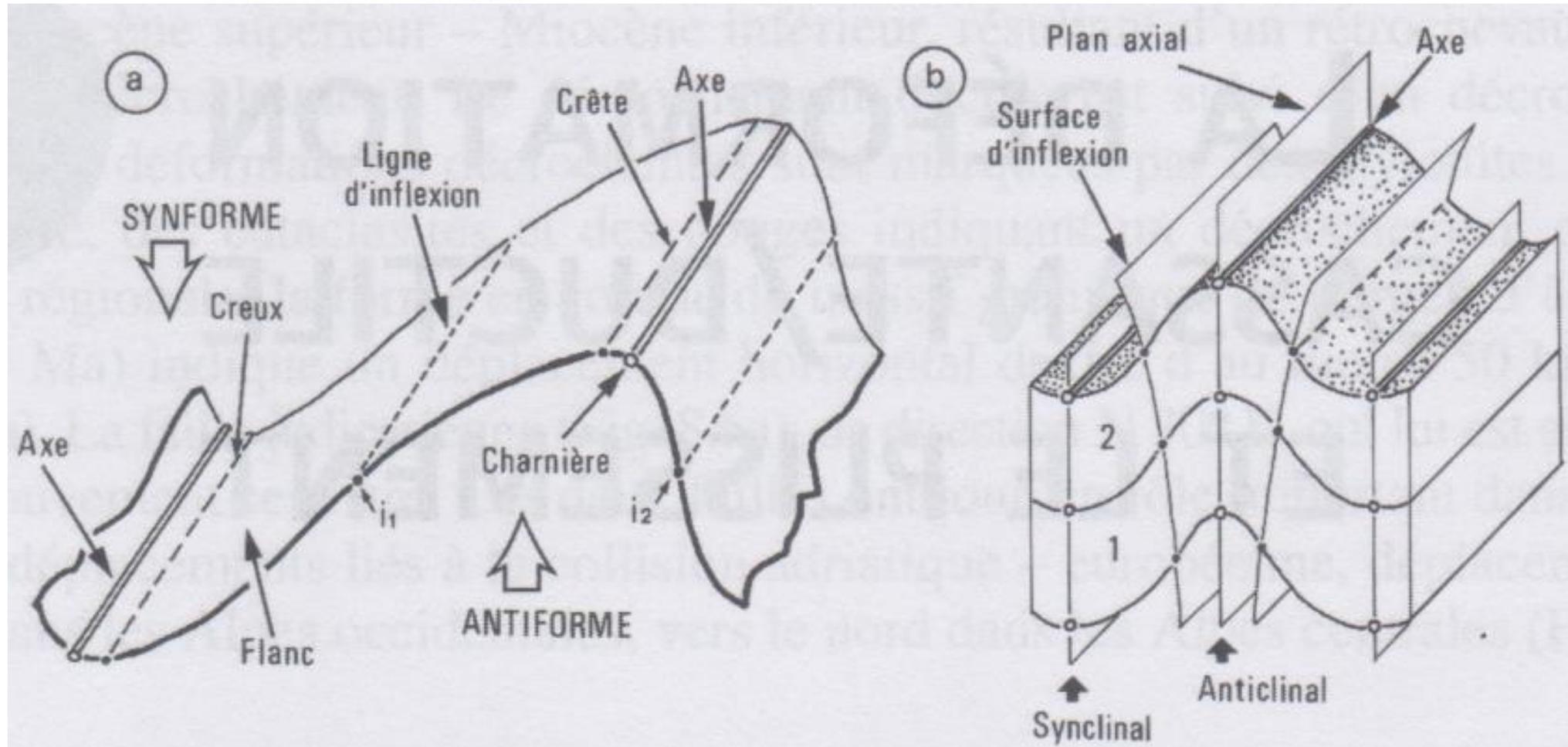
Par ailleurs, différents mécanismes permettent de former des plis ; ils produisent des plis aux caractéristiques différentes (c'est pour cela qu'il importe de les décrire !).



4.1. Terminologie descriptive

a. Géométrie

Éléments d'un pli



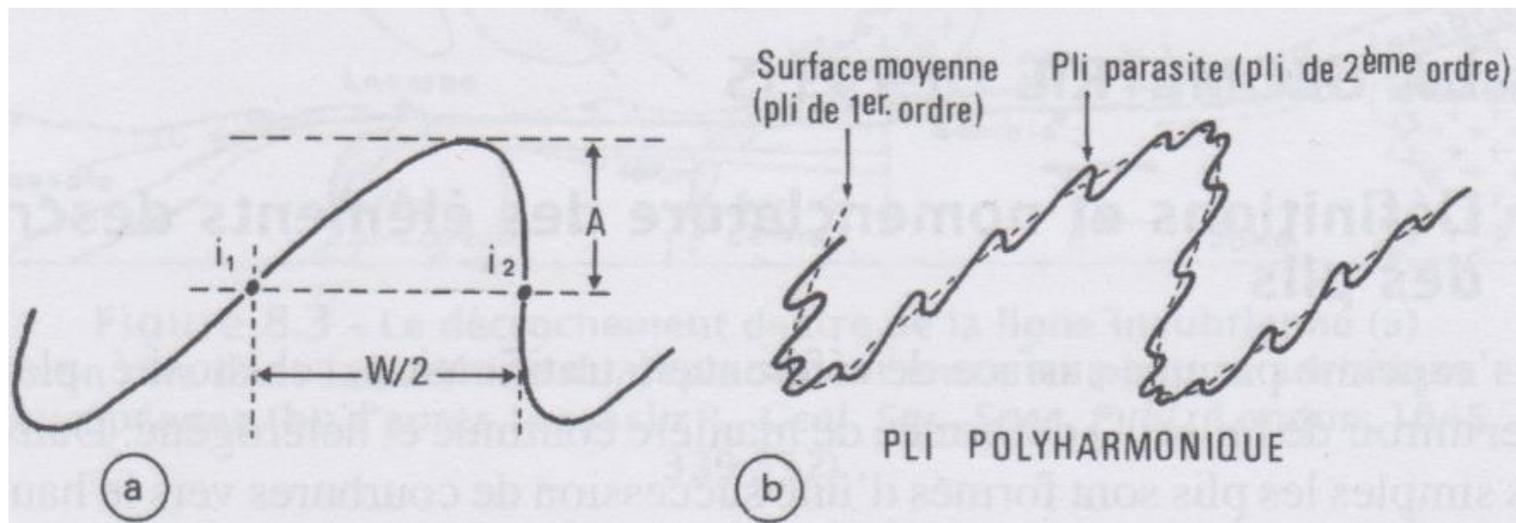


Figure 9.2 - a) Amplitude (A) et demi-longueur d'onde (W/2) d'un pli ;
 b) surface moyenne et plis parasites d'un pli polyharmonique.

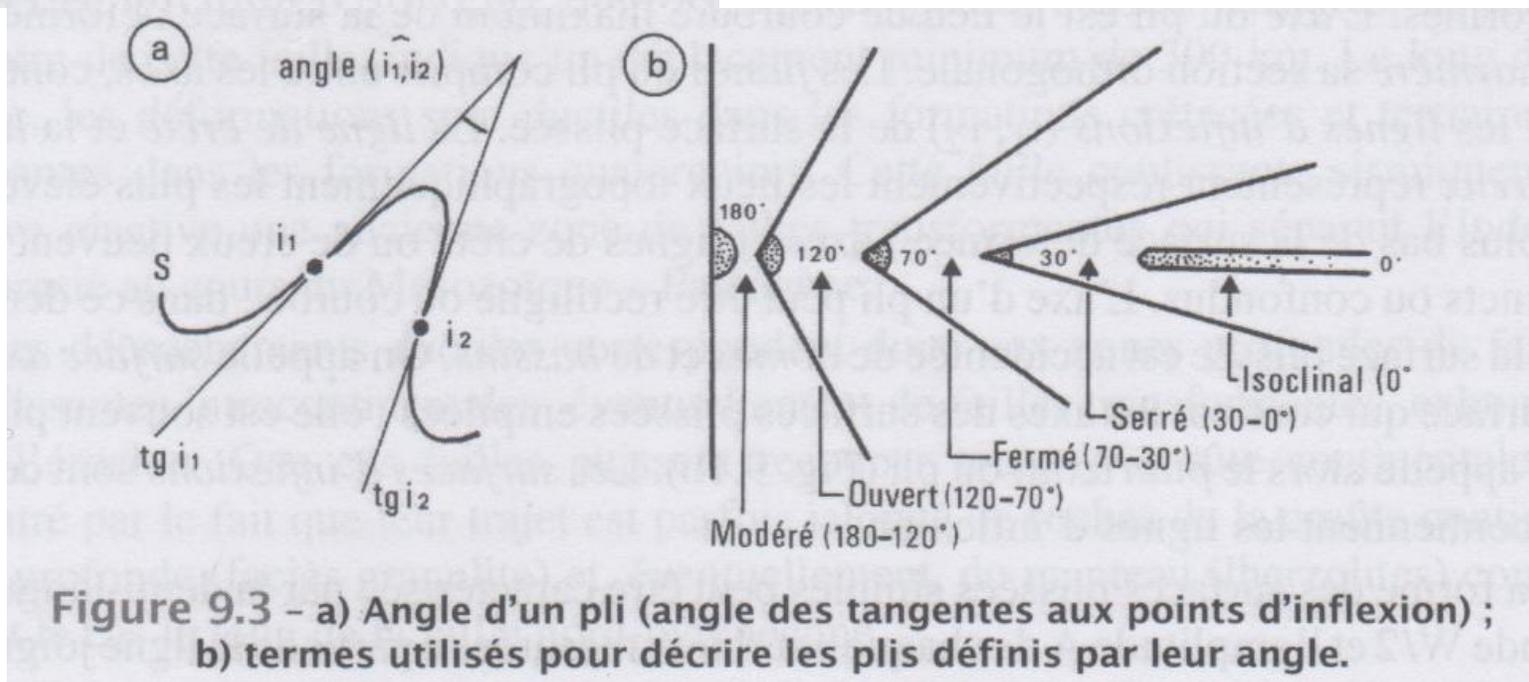


Figure 9.3 - a) Angle d'un pli (angle des tangentes aux points d'inflexion) ;
 b) termes utilisés pour décrire les plis définis par leur angle.

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. 9.3 a). Selon la valeur de cet angle on parle de pli modéré (gentle), ouvert (open), fermé (close), serré (tight) et isoclinal (Fig. 9.3b). Des méthodes précises permettent de décrire et de classer les plis (voir *Ramsay 1967, Hudleston 1973, Twiss 1988*).

Un pli est courbé le long de son axe (*fold axis*), ou charnière (*hinge*) en section. Les axes de toutes les surfaces des plis définissent une surface (souvent un plan) axial (*axial plane*). Entre les charnières, on a des flancs (*limbs*). On parle aussi, parfois de la crête du pli (*culmination, crest*) pour désigner le point topographiquement le plus élevé.

Un pli qui est similaire par translation le long de son axe est un pli cylindrique (*cylindrical*). Si l'axe est courbé, il peut définir des structures en dômes et bassins (*dome and basin*).

Forme des plis

En section, un pli est un antiforme si ses flancs pendent dans des directions opposées, et un synforme si leur pendages converge (antiform, synform). Si les couches les plus jeunes sont au cœur, on parle de synclinal, sinon d'anticlinal (syncline, anticline).

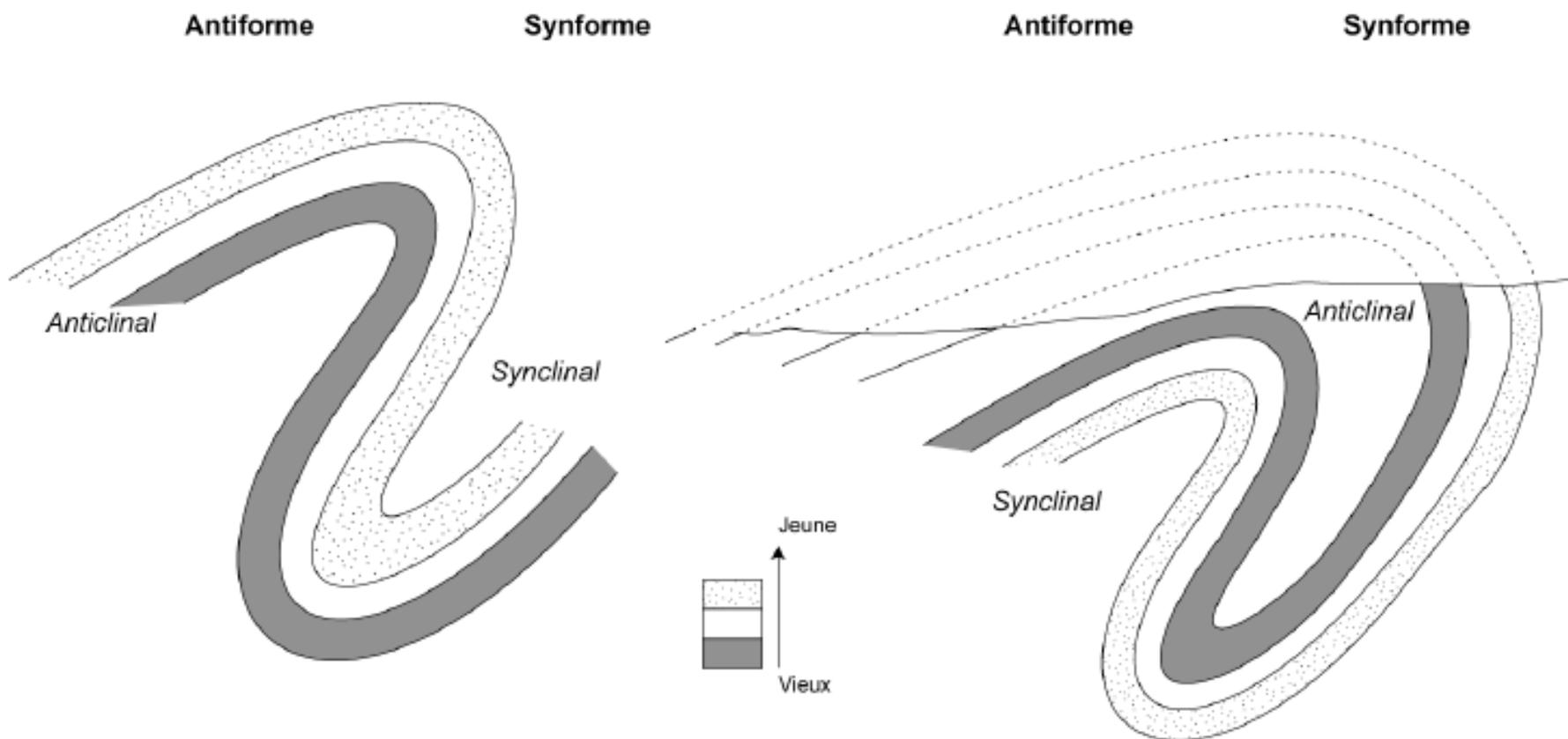
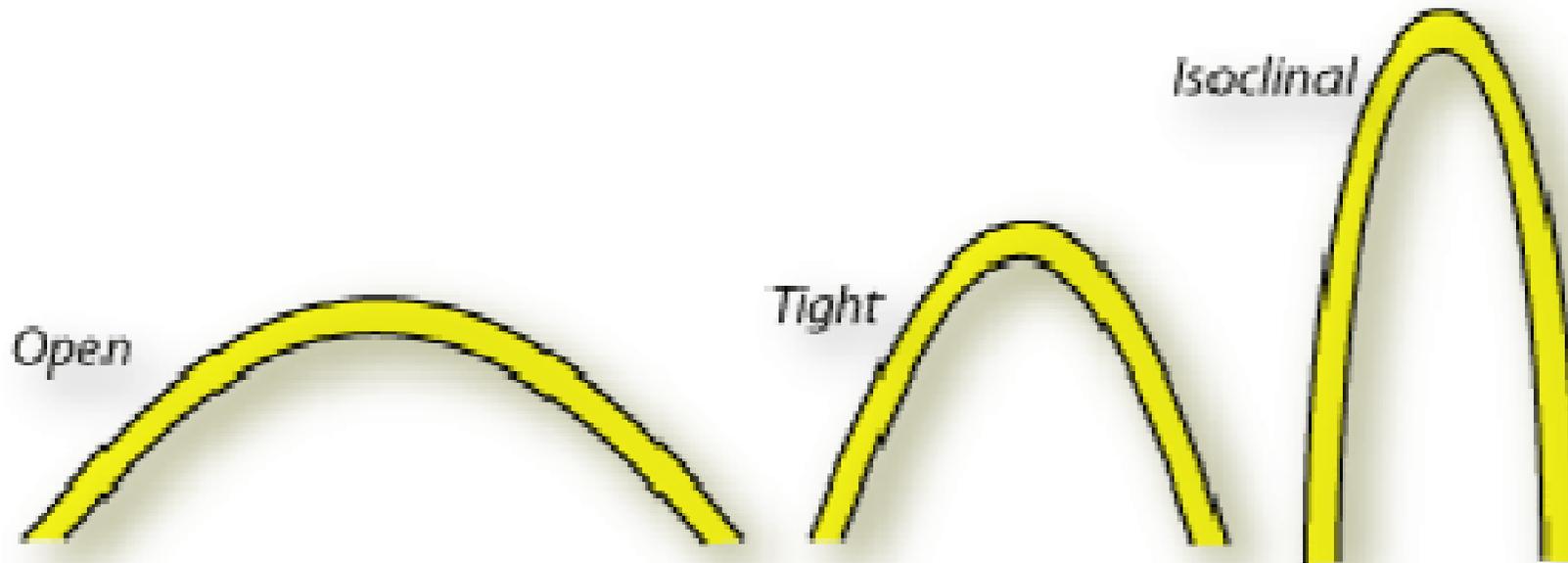


Figure 72. Tous les antiformes ne sont pas forcément des anticlinaux... Le cas à droite est appelé « tête plongeante », et on le trouve dans les domaines de nappes ductiles (Montagne Noire...).

Profil des plis

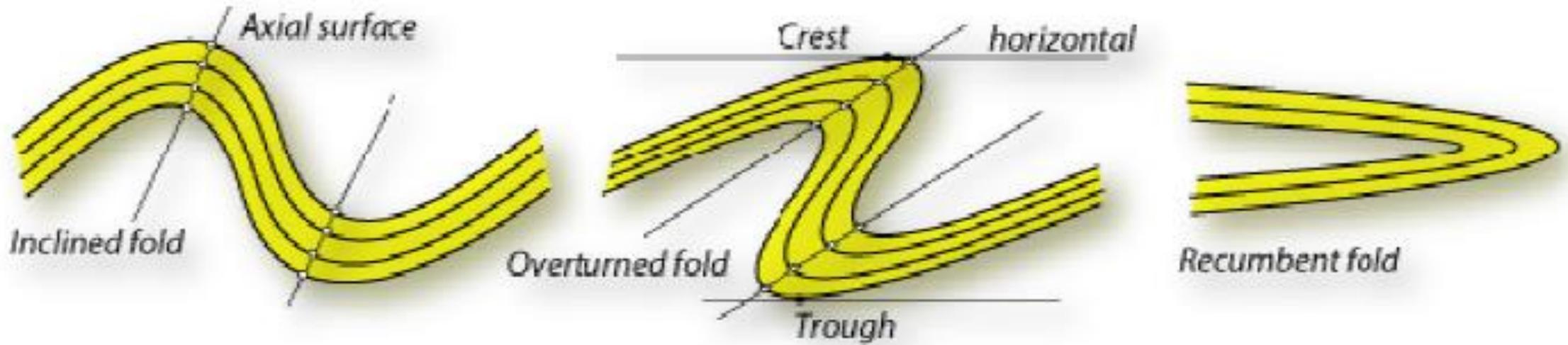
Les plis peuvent être plus ou moins serrés ; on parle par exemple de plis ouverts, serrés ou isoclinaux (*open, tight, isoclinal*).



Orientation

Selon l'inclinaison du plan axial, on décrit un pli comme droit (*upright*), incliné (*inclined*), déversé (*overturned*) ou couché (*recumbent*).

Un pli déversé a en général un flanc normal, et un flanc inverse (*upright, overturned limb*).



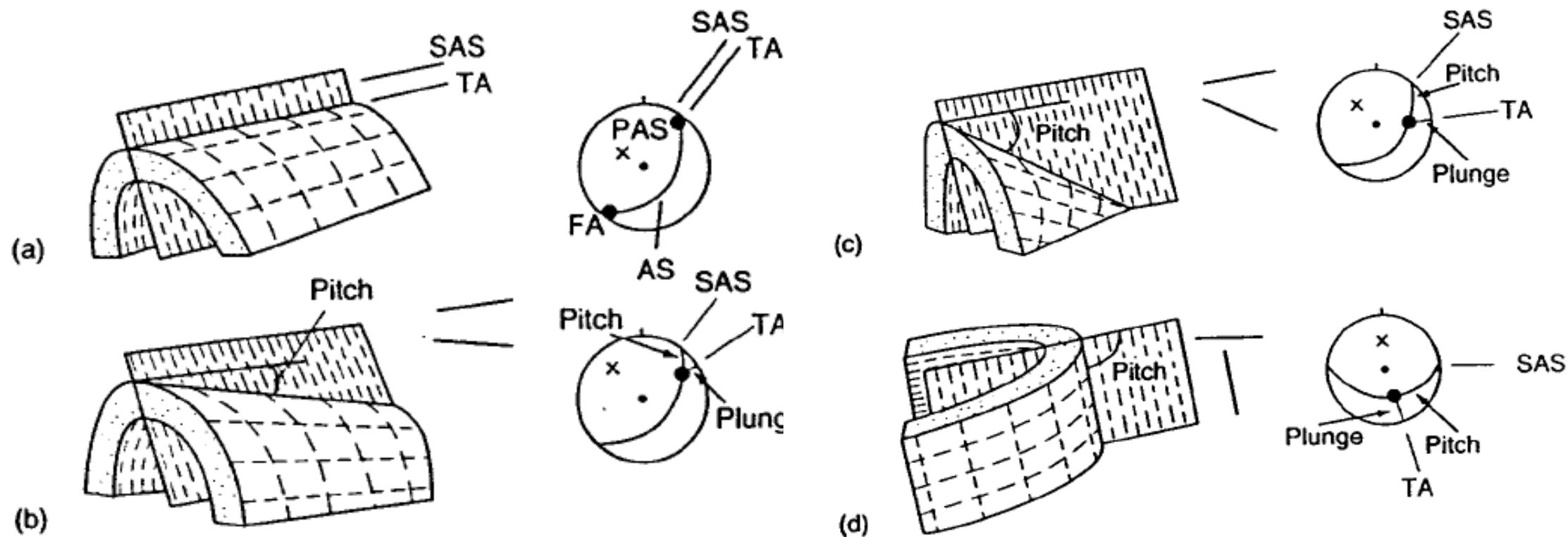
Pli incliné

déversé pas renversé

Pli couché

Figure 74. Forme des plis.

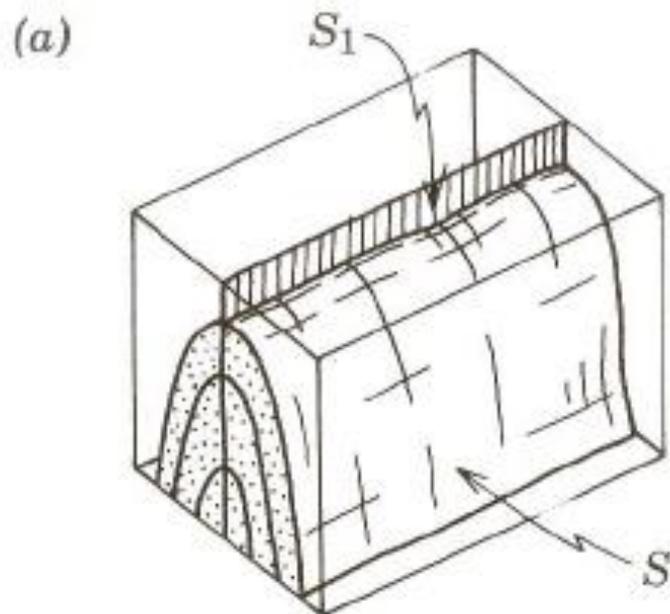
D'autre part, l'axe du pli lui-même peut avoir un pendage. On a des plis à axe horizontal, plongeants, verticaux, ou même inversé (*horizontal, plunging, vertical, reclined*).



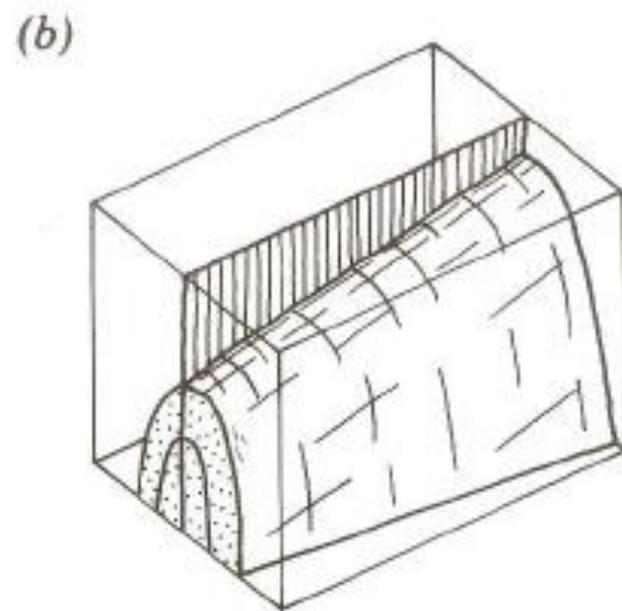
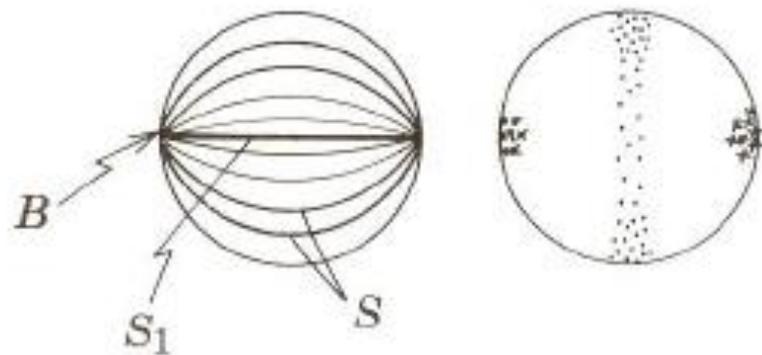
La combinaison des deux permet une grande variété de formes de plis (cf. TP5, projections stéréographiques).

Figure 75. Inclinaison de l'axe du pli.

Figure 76. Forme des plis.



Horizontal normal



Plunging normal

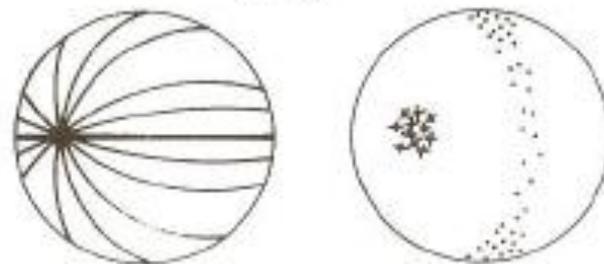
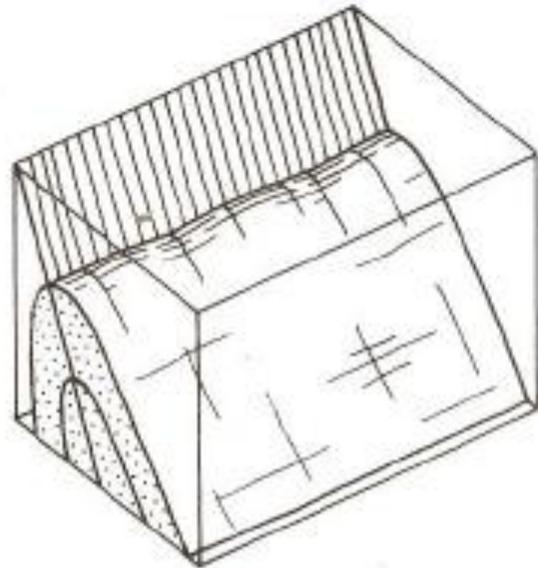
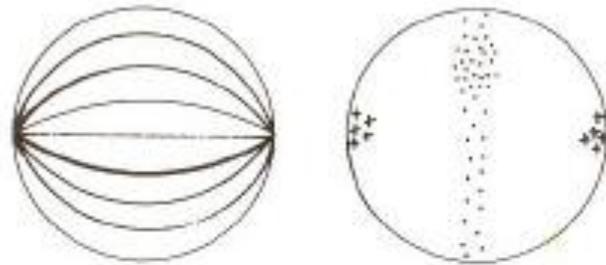


Figure 76. Forme des plis.

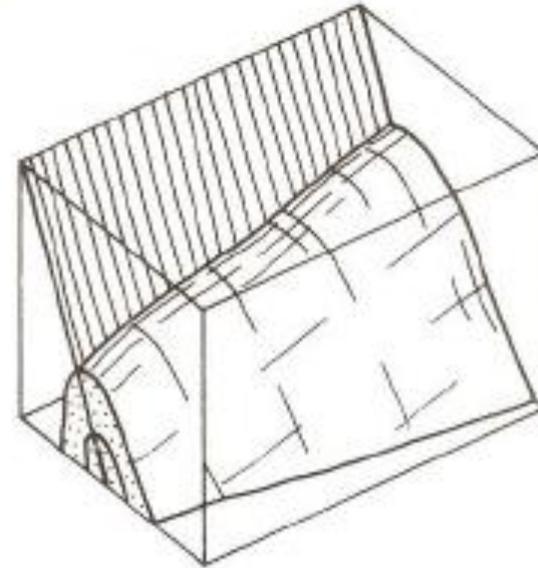
(c)



Horizontal inclined



(d)



Plunging inclined

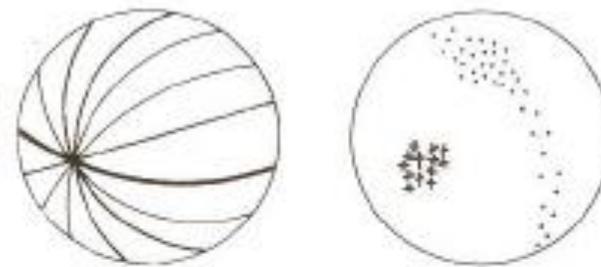
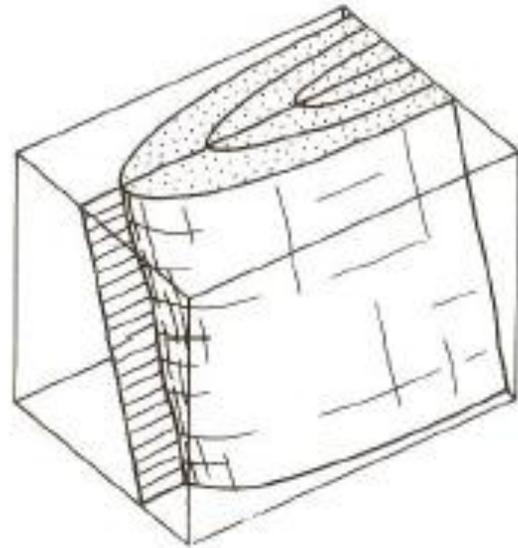
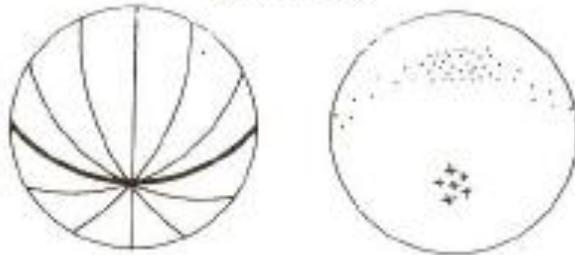


Figure 76. Forme des plis.

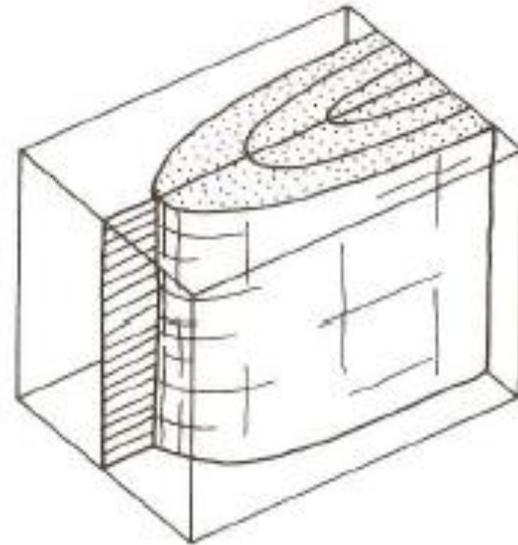
(e)



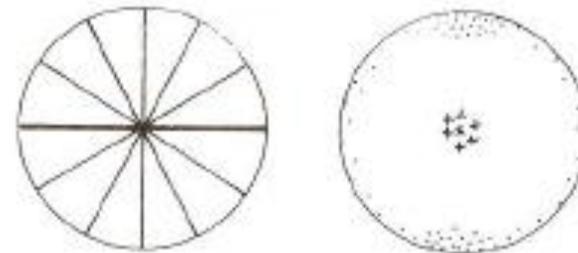
Reclined



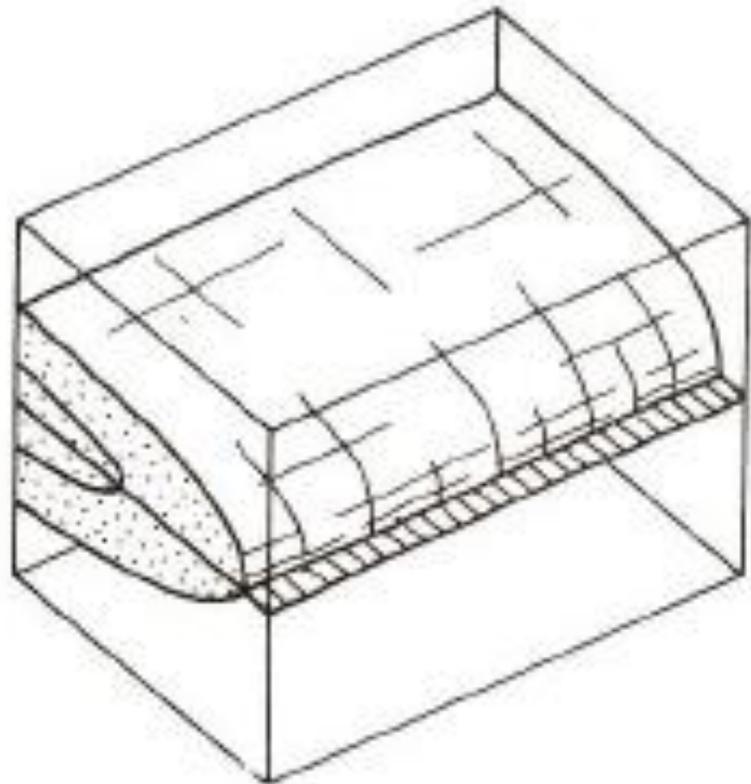
(f)



Vertical



(g)



Recumbent = pli couché

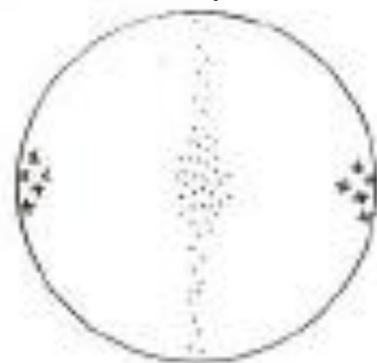


Figure 76. Forme des plis.

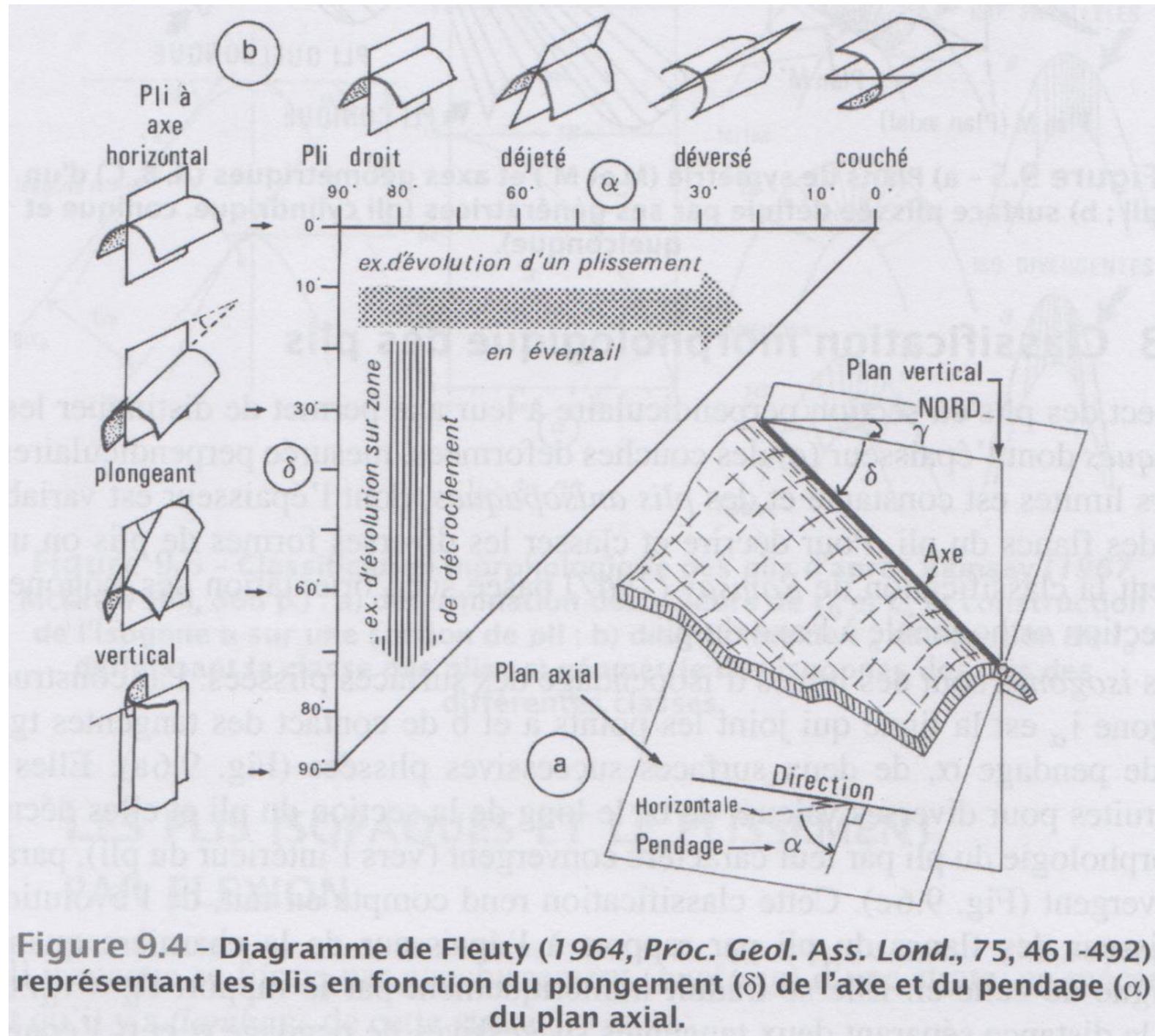


Figure 9.4 - Diagramme de Fleuty (1964, *Proc. Geol. Ass. Lond.*, 75, 461-492) représentant les plis en fonction du plongement (δ) de l'axe et du pendage (α) du plan axial.

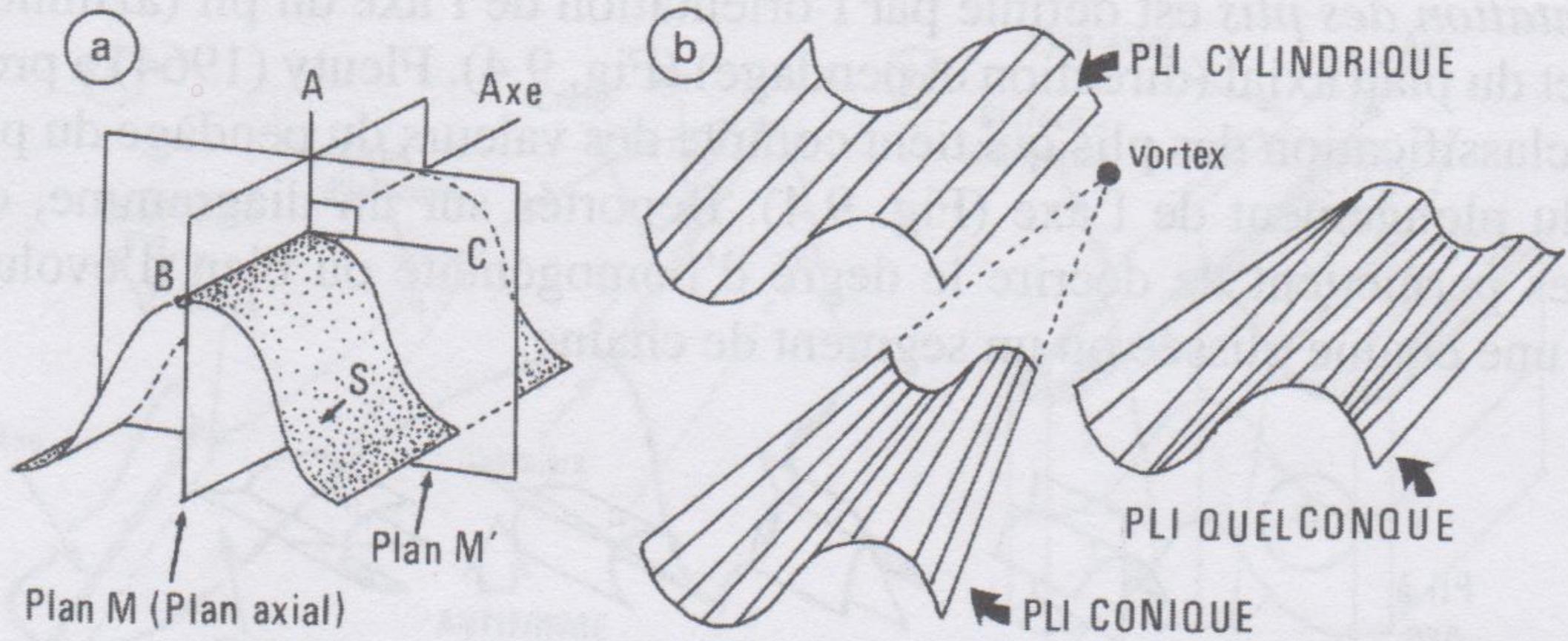


Figure 9.5 – a) Plans de symétrie (M et M') et axes géométriques (A, B, C) d'un pli ; b) surface plissée définie par ses génératrices (pli cylindrique, conique et quelconque).

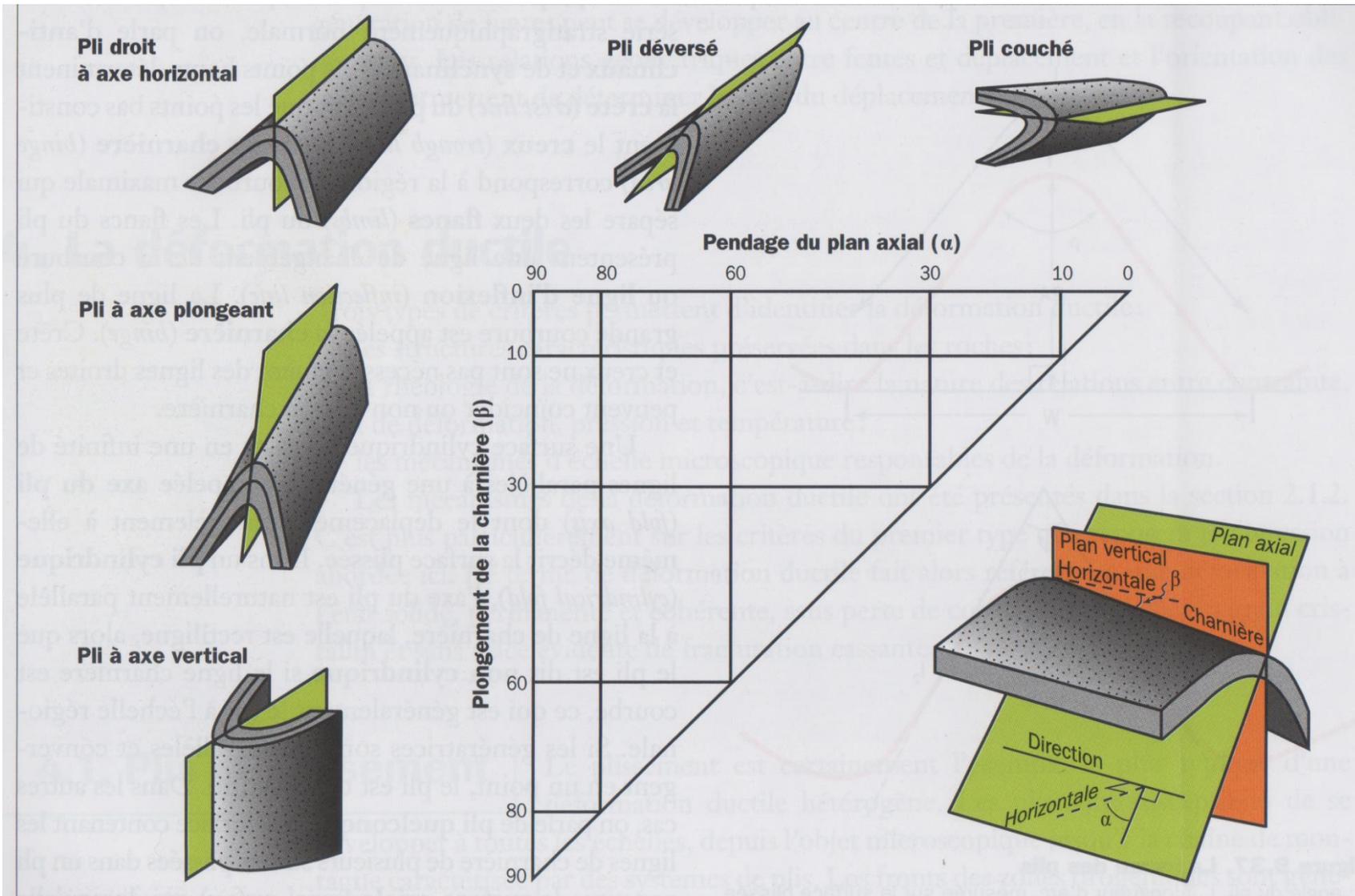


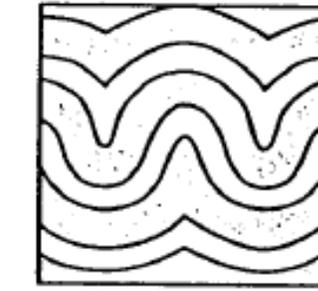
Figure 9.38. L'orientation des plis (D'après Fleuty, 1964)

L'orientation est définie d'après le plongement de la charnière (β) et le pendage du plan axial (α).

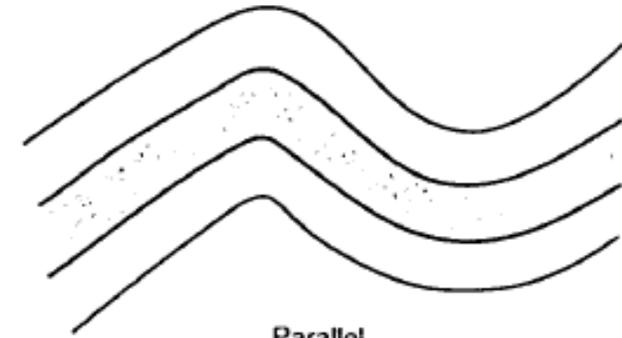
b. *Épaisseur des couches*

On peut distinguer deux types principaux :

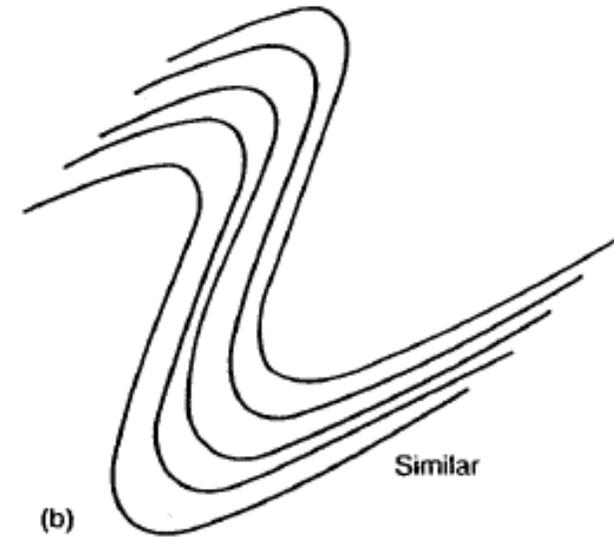
- Les plis dans lesquels chaque couche a une épaisseur constante dans tout le pli (il y a alors des problèmes d'espace au cœur du pli ; dans les Alpes ils sont accommodés par un mécanisme de « bourrage » de niveaux ductiles (Trias) dans le cœur du pli (plis isopaques ; *isopach* ou *parallel fold*);
- Les plis dans lesquels l'épaisseur varie le long d'une couche, ce qui permet de les « empiler » indéfiniment (plis anisopaque, ou semblable ; *similar fold*).



(a) Parallel-concentric



Parallel



Similar

(b)

Figure 77. Plis isopaques et anisopaques.

De façon plus générale, on peut tracer les isogones d'un pli en reliant les points qui ont le même pendage sur les surfaces supérieures et inférieures d'une couche. On peut alors classer les plis en 3 classes (et des sous-classes) selon que les isogones convergent, sont parallèles ou divergent.

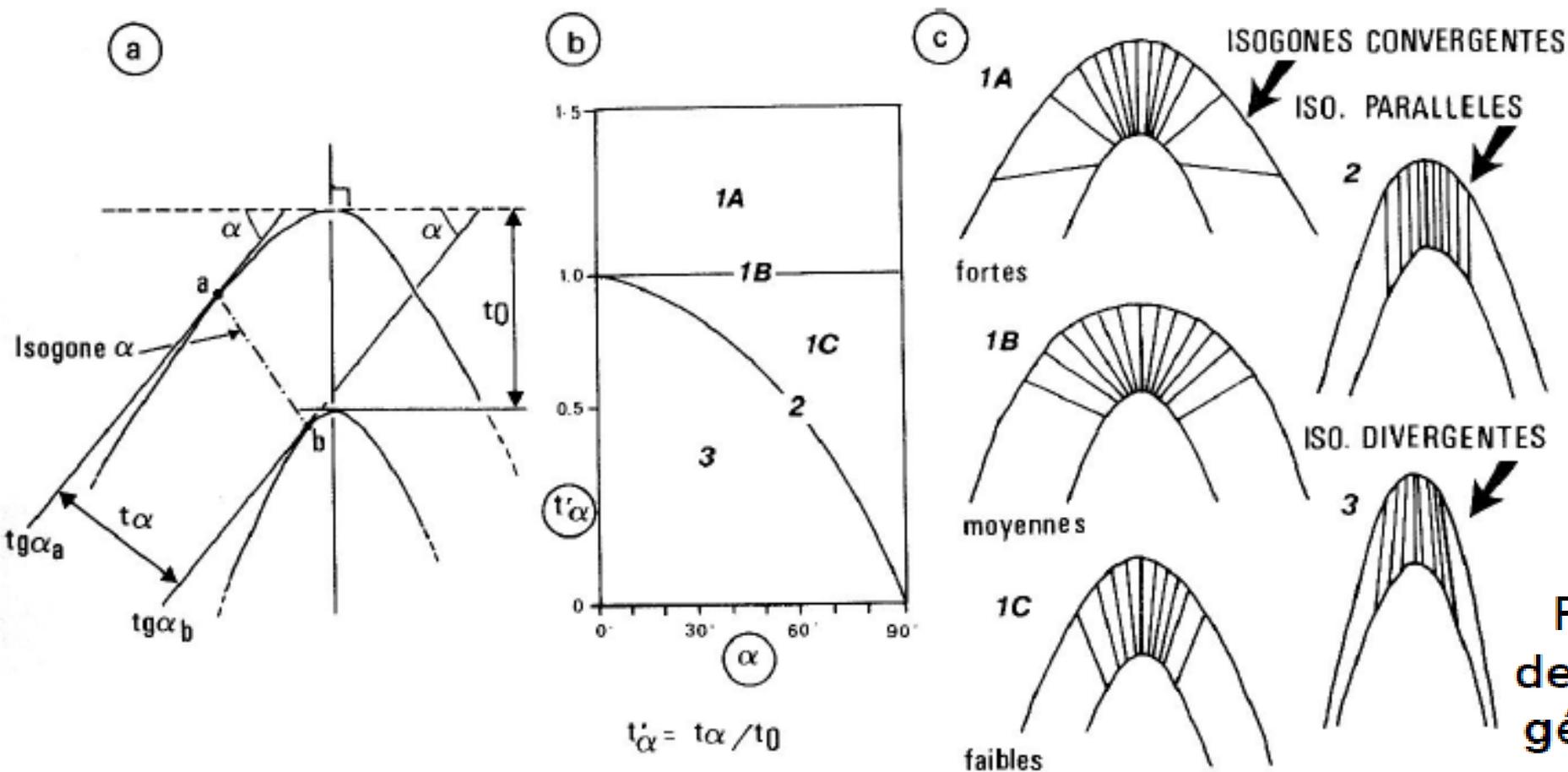


Figure 78. Classification des plis en fonction de la géométrie des isogones.

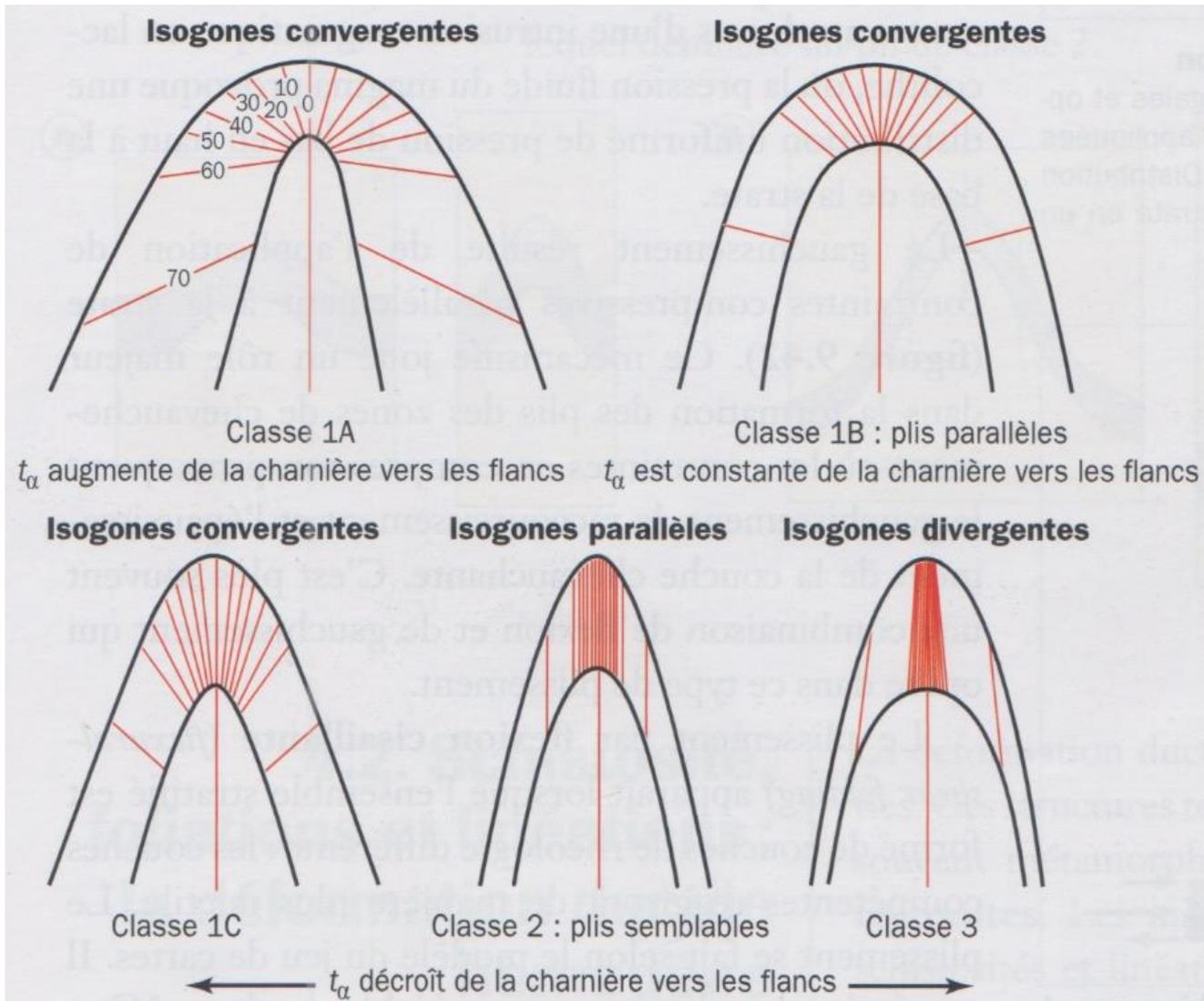


Figure 9.40.A. La classification des plis de Ramsay (1967)

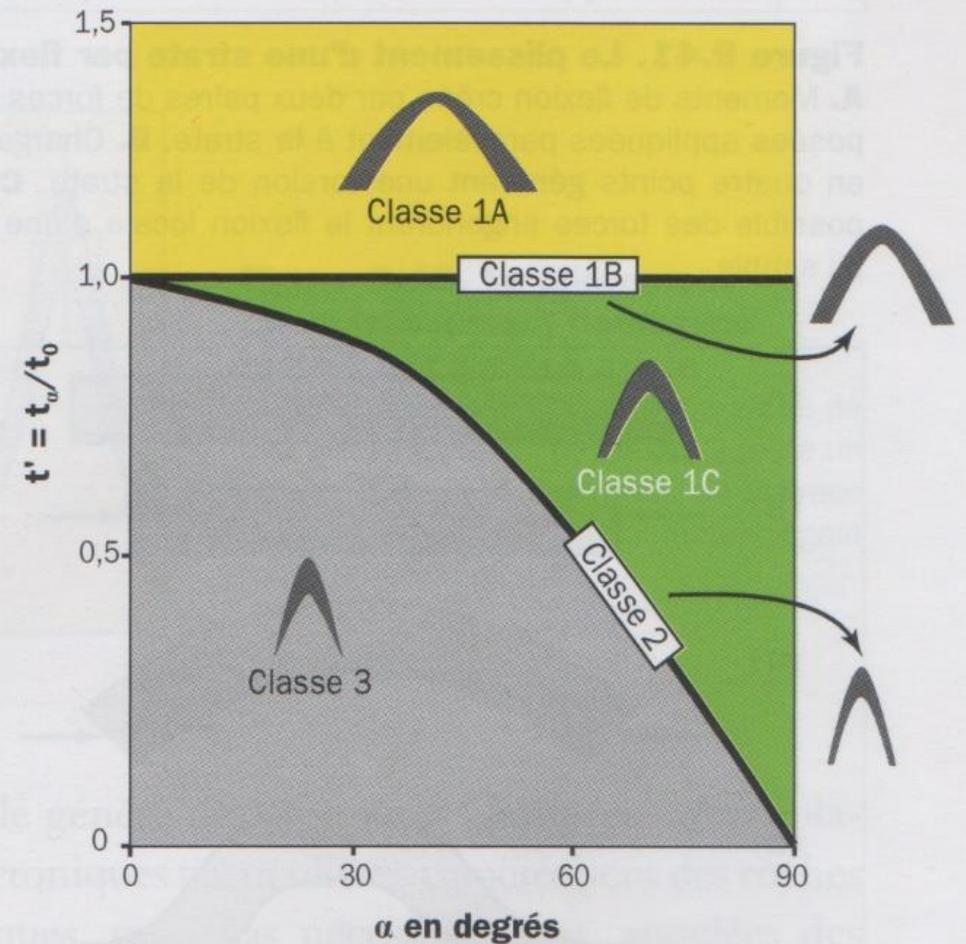


Figure 9.40.B. La classification des plis en fonction de l'épaisseur orthogonale t_α . t_0 est l'épaisseur orthogonale à la charnière où $\alpha = 0$.

Tangentes aux surfaces d'une couche plissée

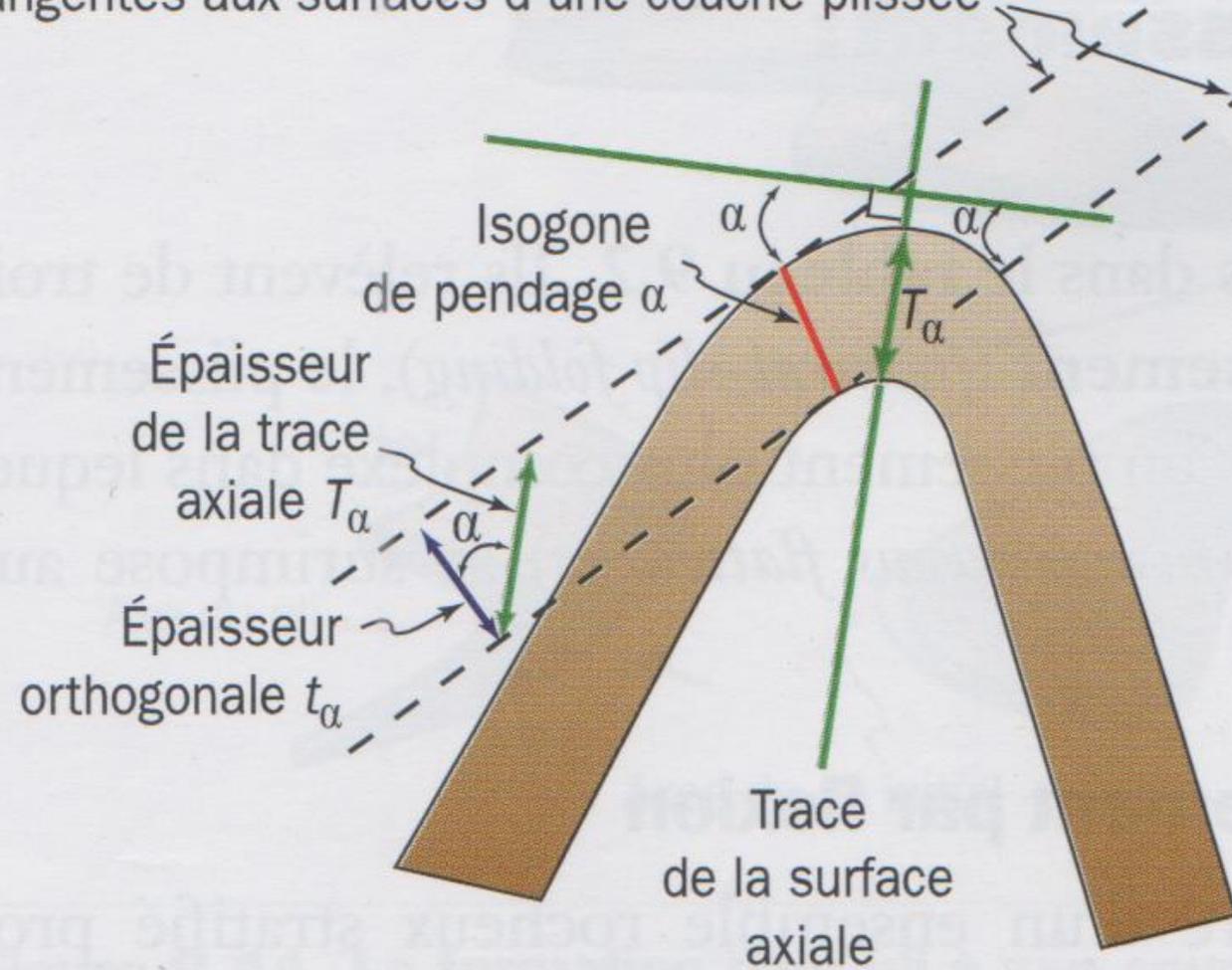


Figure 9.39. Les paramètres géométriques caractérisant le style d'un pli

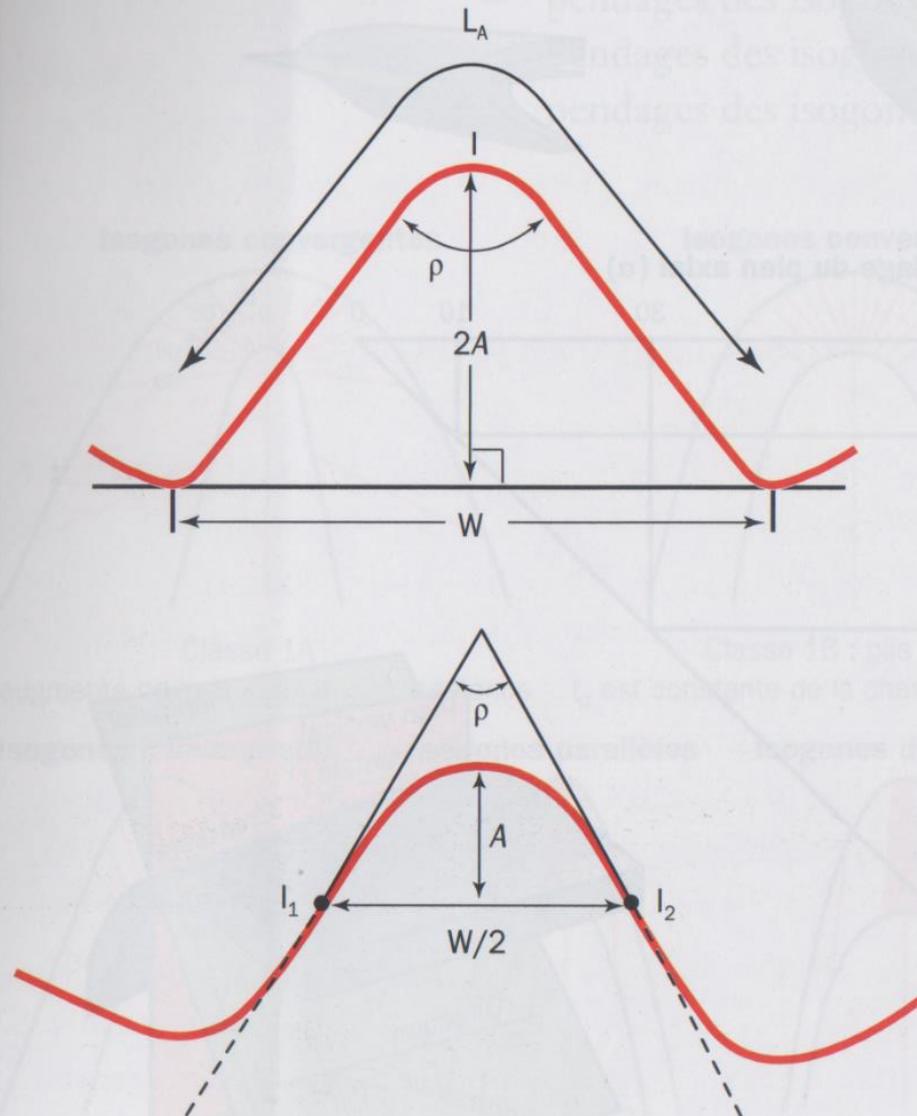


Figure 9.37. La forme des plis

ρ : angle du pli. L_A : longueur d'arc, mesurée sur la surface plissée. Demi-longueur d'onde $W/2$ et amplitude A sont mesurées à partir des lignes joignant les points d'inflexion.

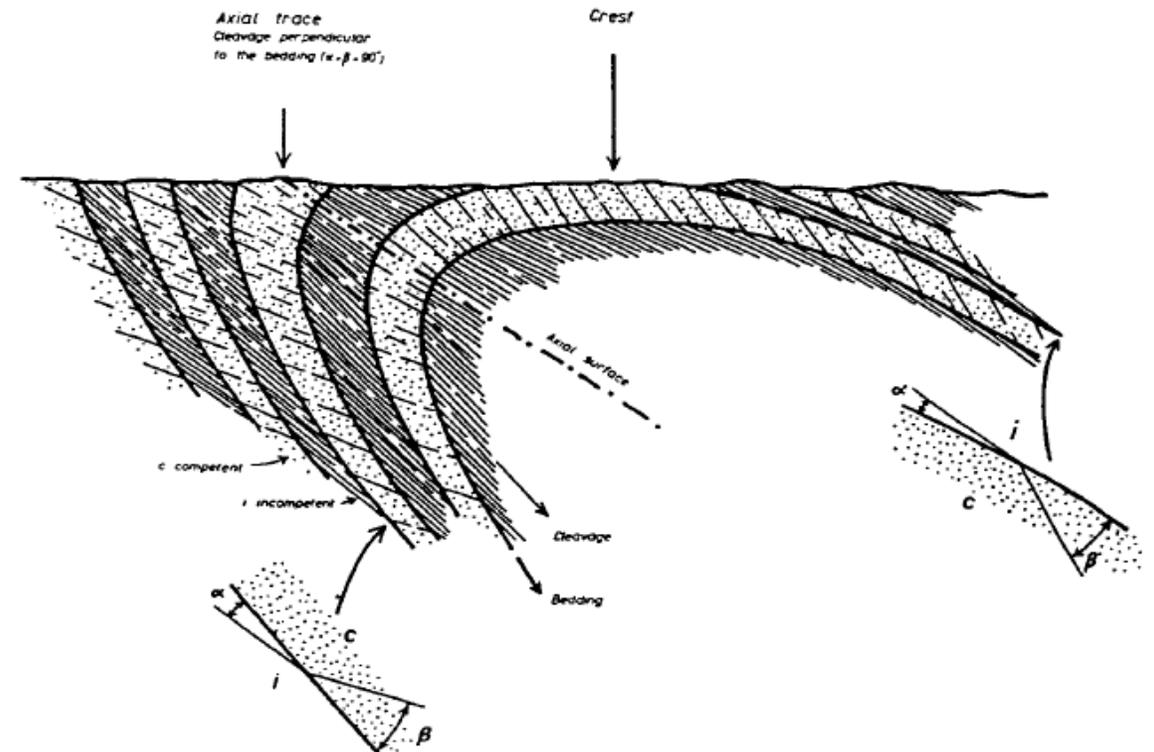
c. Relations entre plis et autres éléments structuraux

Plis et schistosité

De façon générale, les plis sont associés à une schistosité de plan axial (axial planar cleavage), parallèle au plan axial du pli ou légèrement en éventail.

La schistosité de plan axial peut légèrement changer d'angle, selon la nature des couches (réfraction de schistosité).

Figure 79. Schistosité de plan axial.



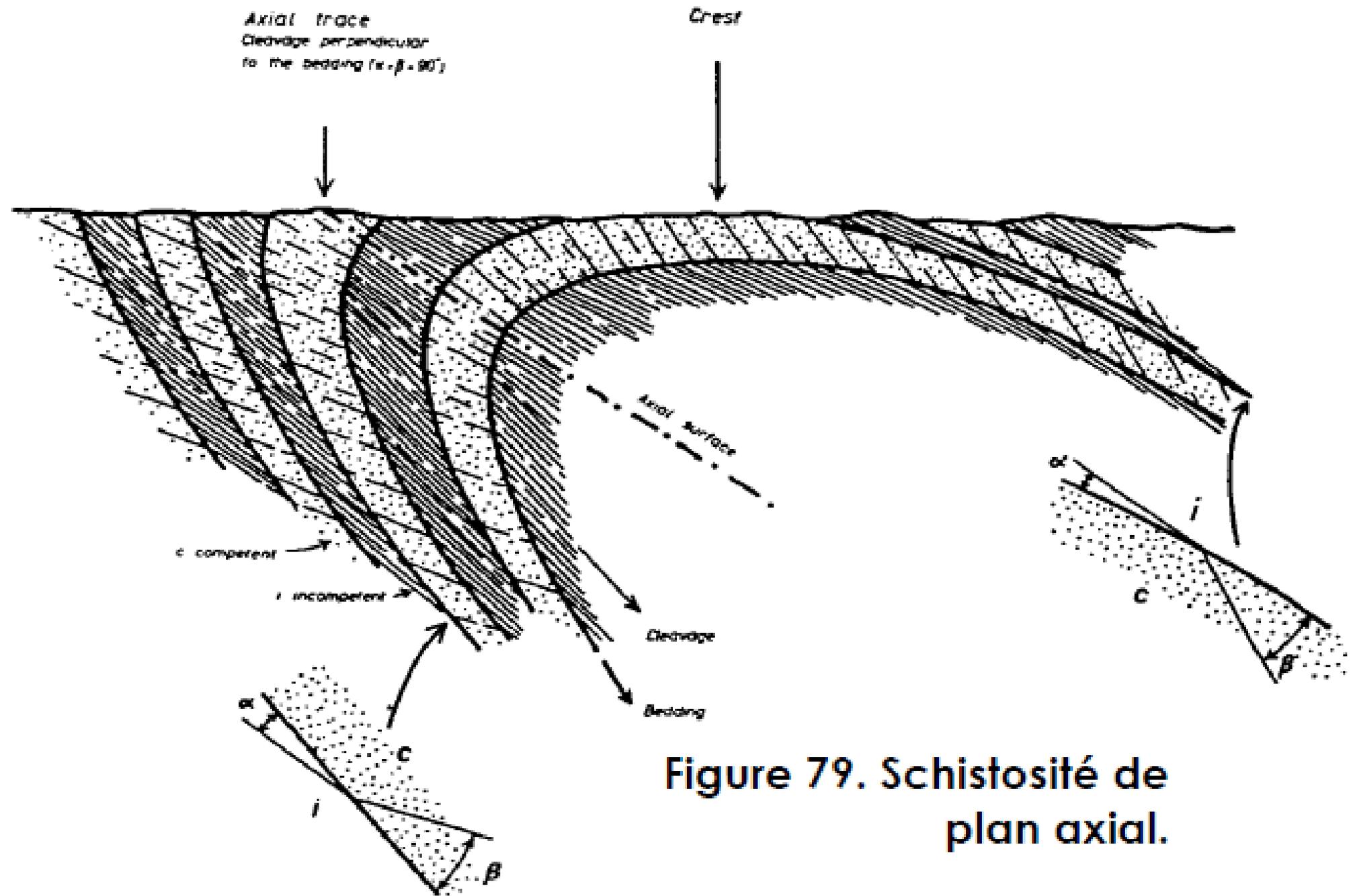


Figure 79. Schistosité de plan axial.

Emboîtement de plis

Comme beaucoup d'objets en géologie, les plis sont des structures auto-similaires : on retrouve à petite échelle des formes semblables aux formes à grande échelle. Ici, on parle de plis parasites (*parasitic folds*).

De part et d'autre de l'axe d'un pli principal, les plis de second ordre ont une asymétrie différente (plis en « S » et plis en « Z ») ; proche du sommet les plis secondaires sont des plis symétriques en « M ».

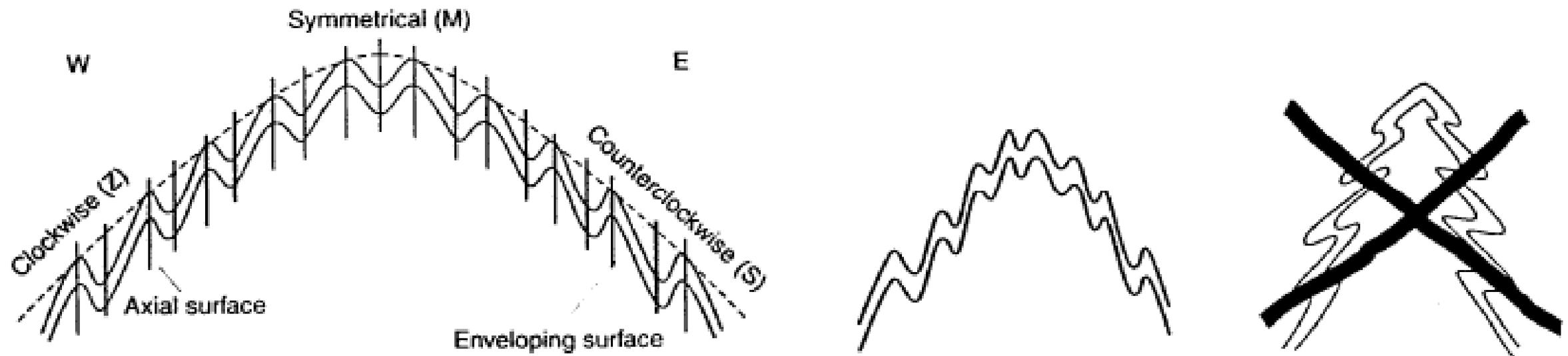


Figure 80. Plis parasites sur un anticlinal.

Systemes plissés sur le terrain

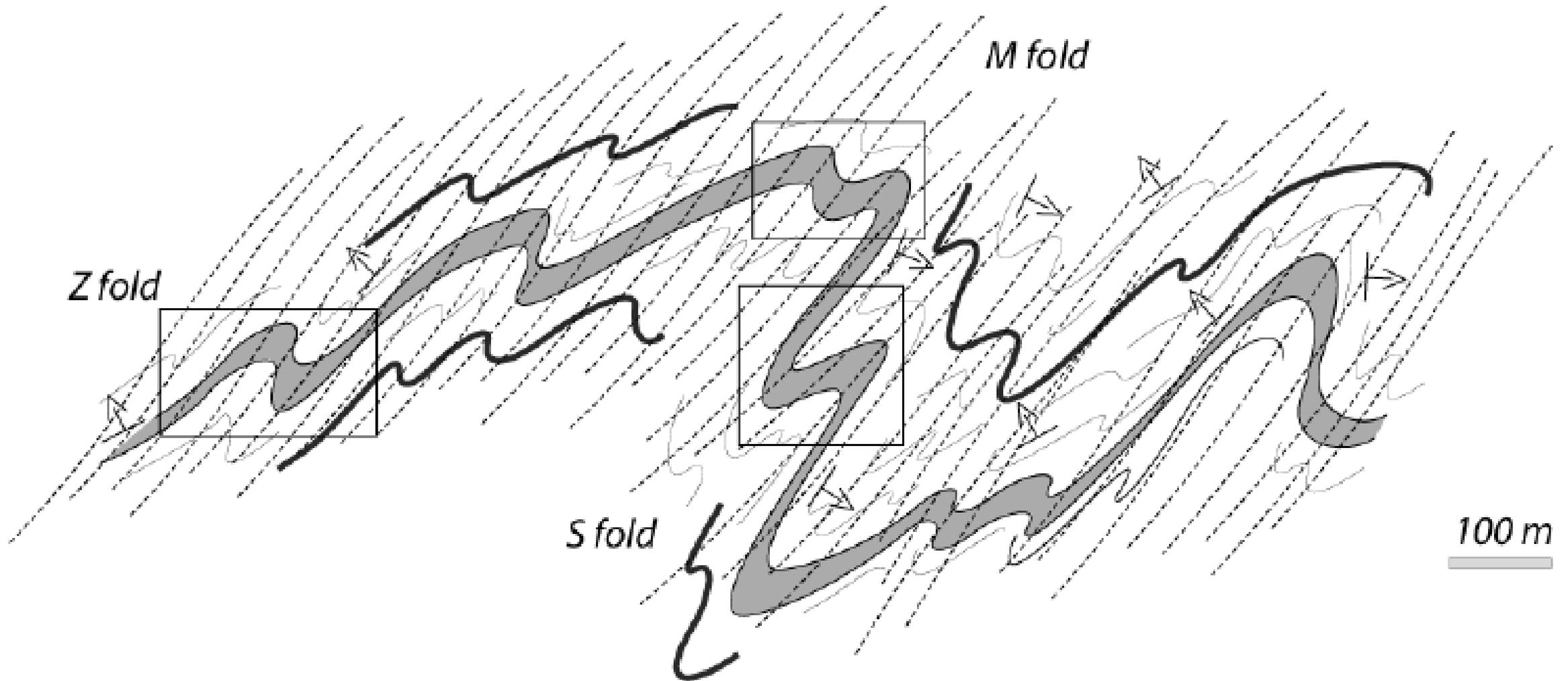


Figure 81 : associations plis régionaux – plis de second ordre – schistosité ; notez dans chaque cadre les relations géométriques différentes, que l'on peut utiliser pour comprendre la structure d'ensemble.

d. Plis particuliers

On utilise des termes particuliers pour certains types de plis, illustrés Figure 82 : plis en genou (*kink folds*) ; plis ptygmatisés (*ptygmatic*) ; plis coffrés (*box fold*) ; plis déracinés (*rootless*).

On peut aussi rappeler ici les plis de crénulation (Figure 53, paragraphe 2.2.c).

d. Plis particuliers

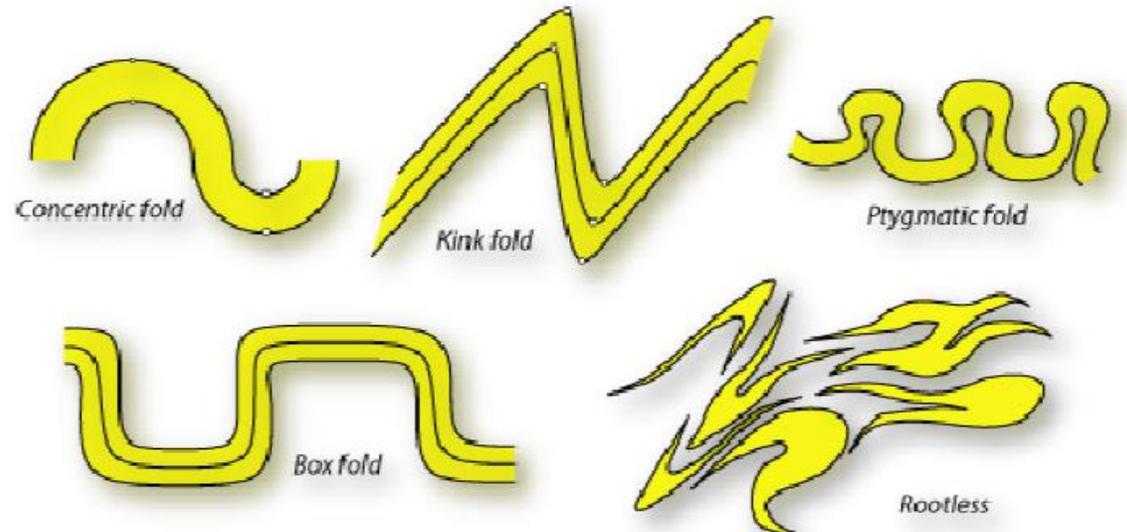
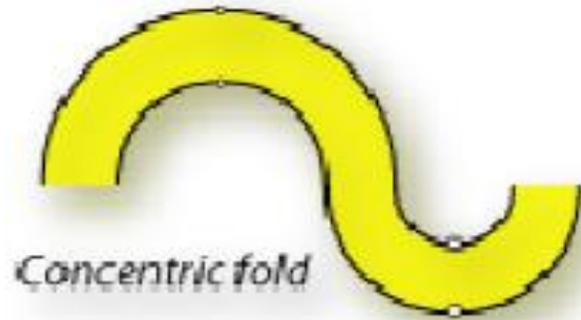
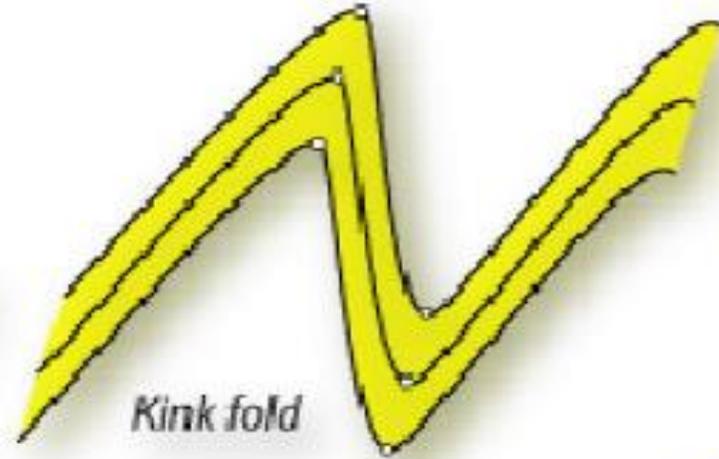


Figure 82 : Quelques plis particuliers

d. Plis particuliers



Concentric fold



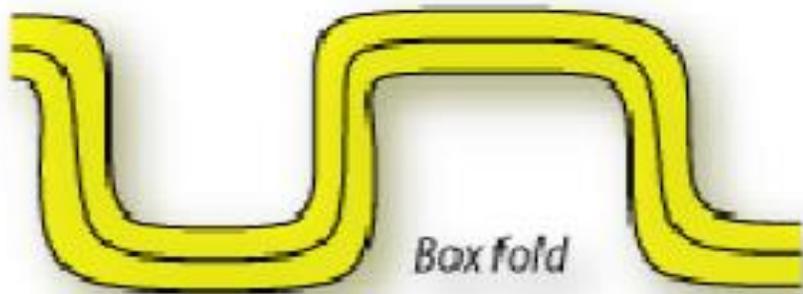
Kink fold

En genou



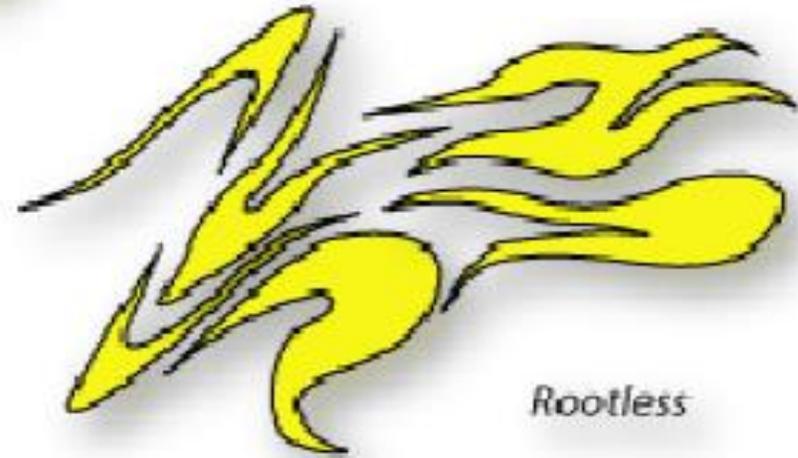
ptygmatique

Ptygmatic fold



Box fold

Coffré



Rootless

Déraciné

Si les axes de plis sont courbes, on peut arriver à former des plis à section fermée, appelés plis en fourreau (sheath folds).

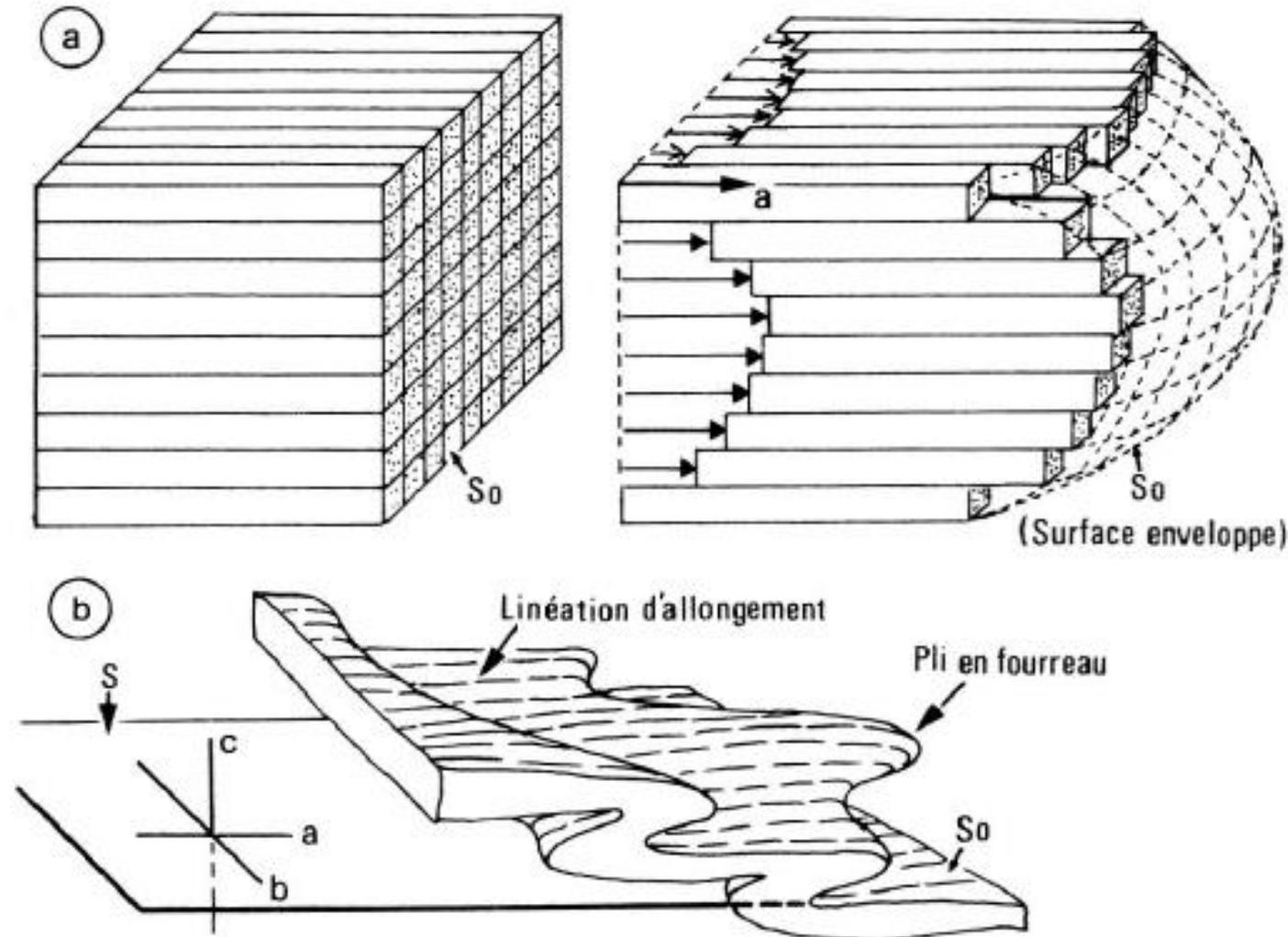


Figure 83. Plis en fourreau.

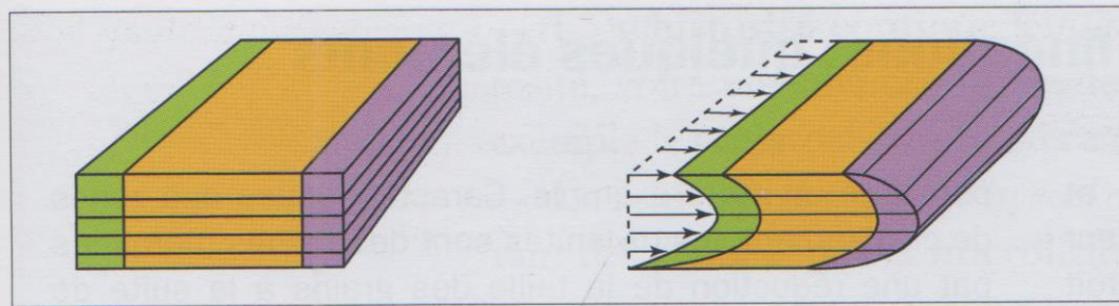


Figure 9.43. Le plissement par cisaillement passif

Mécanisme de cisaillement simple hétérogène

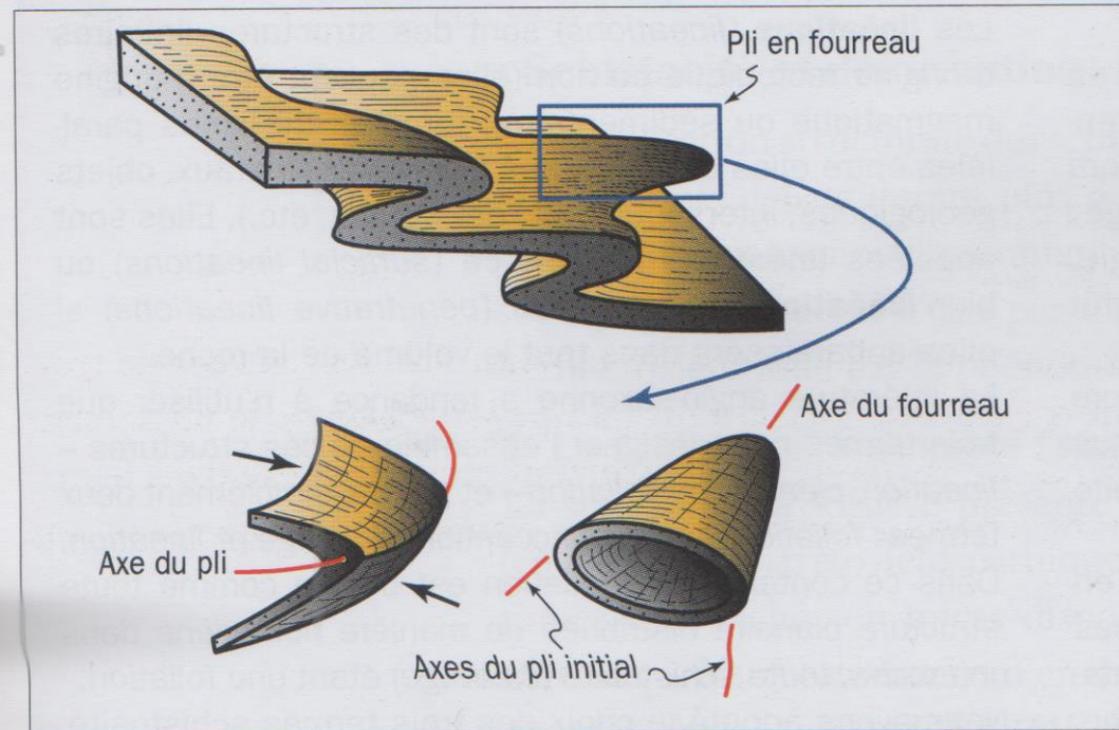


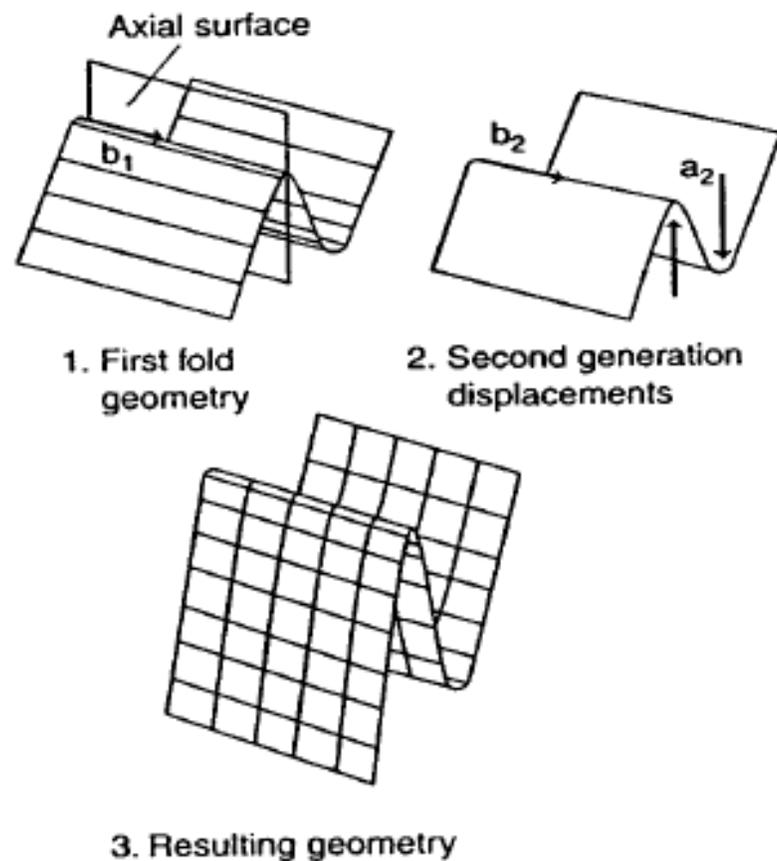
Figure 9.44. La formation d'un pli à axe courbe par cisaillement simple hétérogène

L'allongement de la surface plissée dans le sens du déplacement génère un pli en fourreau.

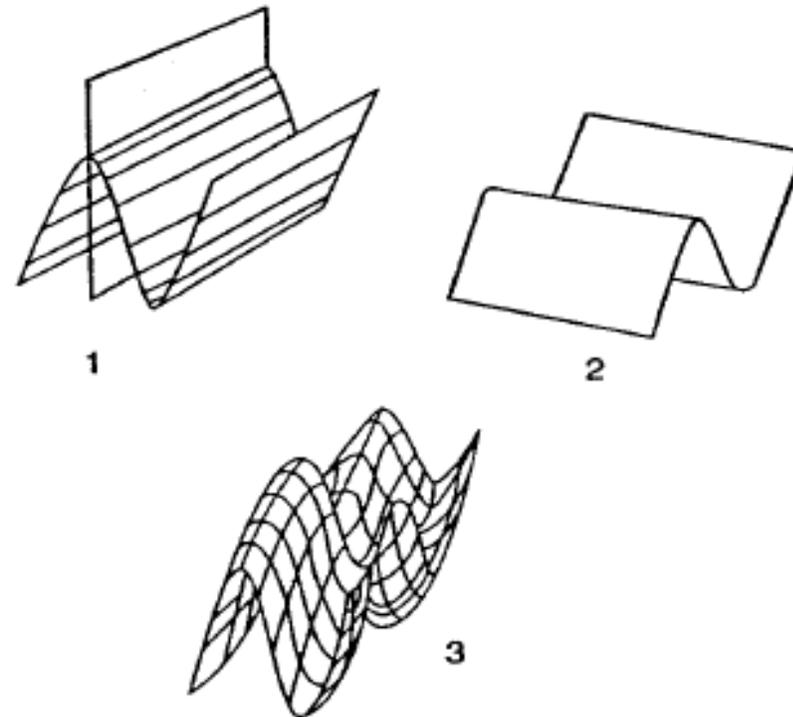
e. Interférences de plis

Une région qui subit plusieurs phases de plissement présente des structures d'interférence (plis replissés). On classe les plus communs en plusieurs types (Figure 84) :

(a) Type 0



(b) Type 1

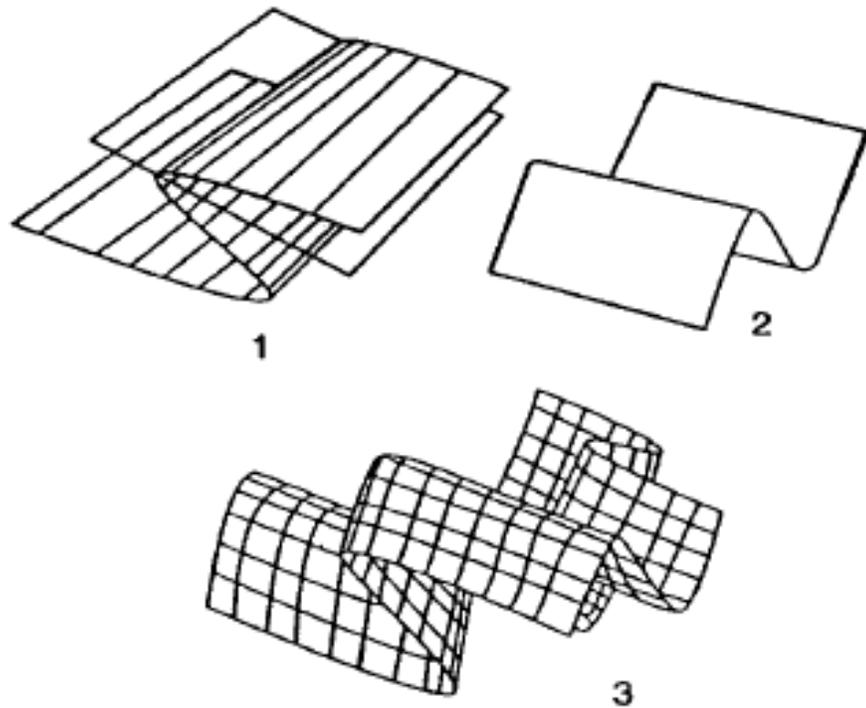


- Type 0 : les deux plissements ont la même orientation. Les premiers plis sont resserrés ;
- Type 1 : deux phases de plissements orthogonales. Structures en dômes et bassins ;

e. *Interférences de plis*

- Type 2 : plis couchés replissés par des plis droits orthogonaux. Structures « en champignon » ;
- Type 3 : plis couchés replissés par des plis droits. « plis plissés » (*refolded folds*).

(c) Type 2



(d) Type 3

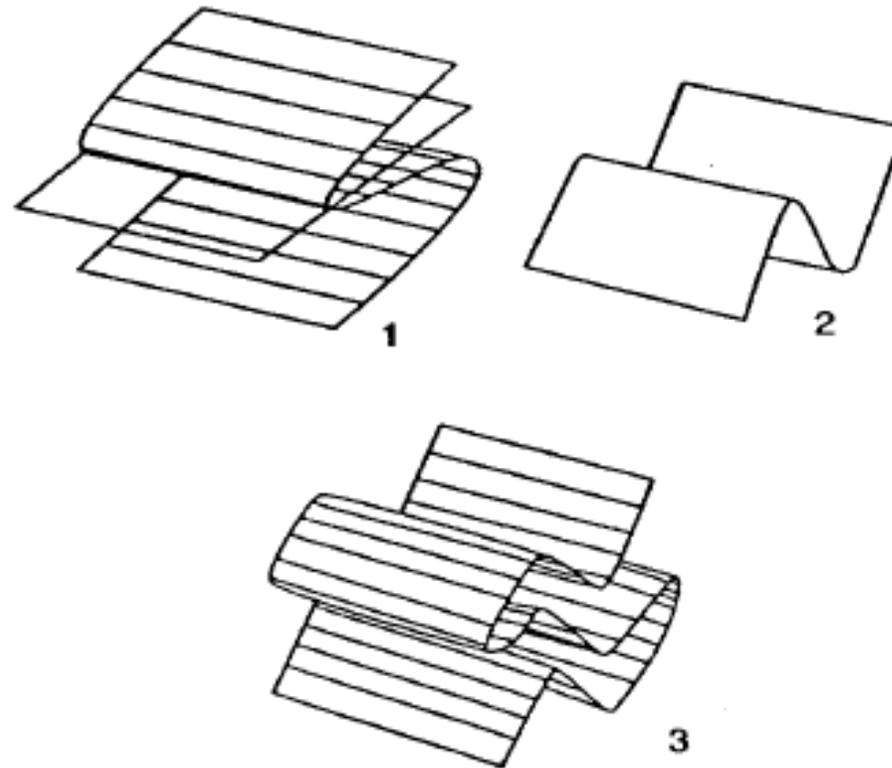


Figure 84. Interférences de plis.

4.2. Plissement par flexion : les plis isopaqques

C'est la façon la plus intuitive de former des plis : en appuyant sur les extrémités d'une couche, elle se plie. Ce sont les plis classiques de la couverture sédimentaire (chaînes subalpines).

a. Le flambage

Le mécanisme par lequel une plaque (ou une barre) se plie si on appuie sur ses extrémités (même parfaitement parallèlement) est connu sous le nom de flambage (*buckling*).

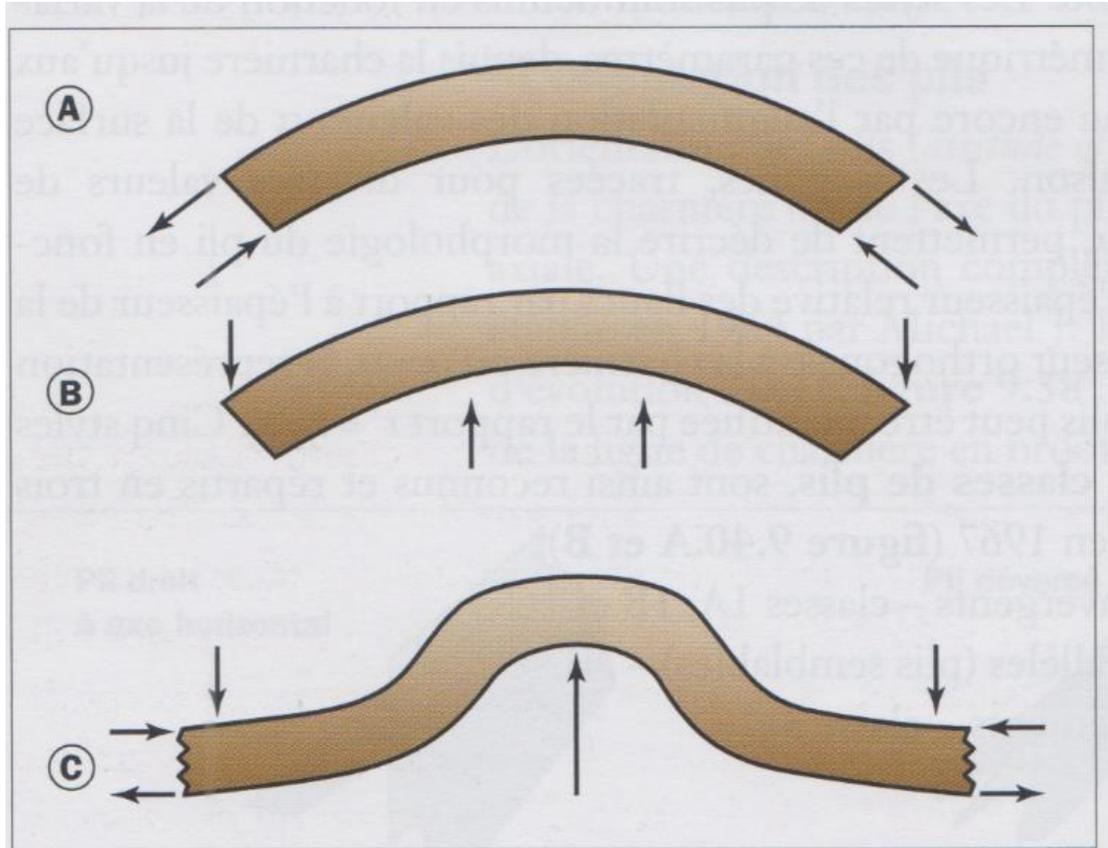


Figure 9.41. Le plissement d'une strate par flexion

A. Moments de flexion créés par deux paires de forces égales et opposées appliquées parallèlement à la strate. **B.** Charges appliquées en quatre points générant une torsion de la strate. **C.** Distribution possible des forces engendrant la flexion locale d'une strate en un pli simple.

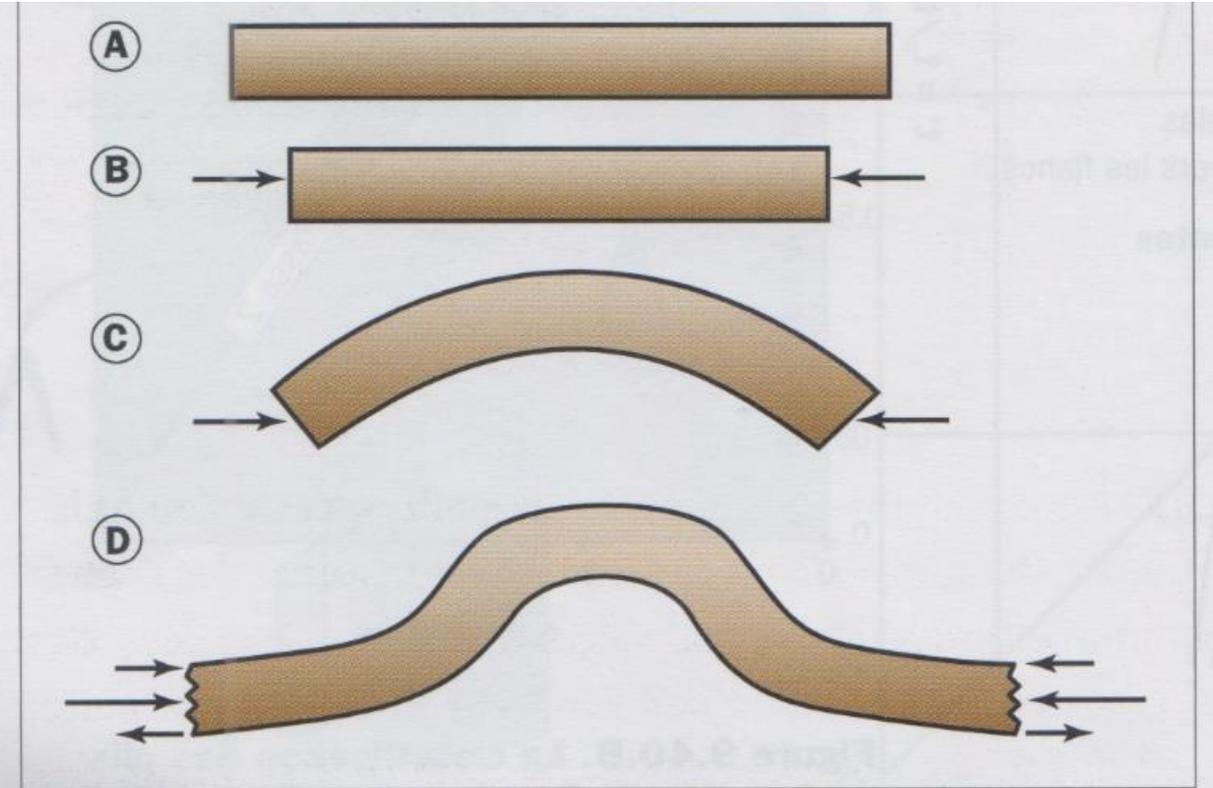
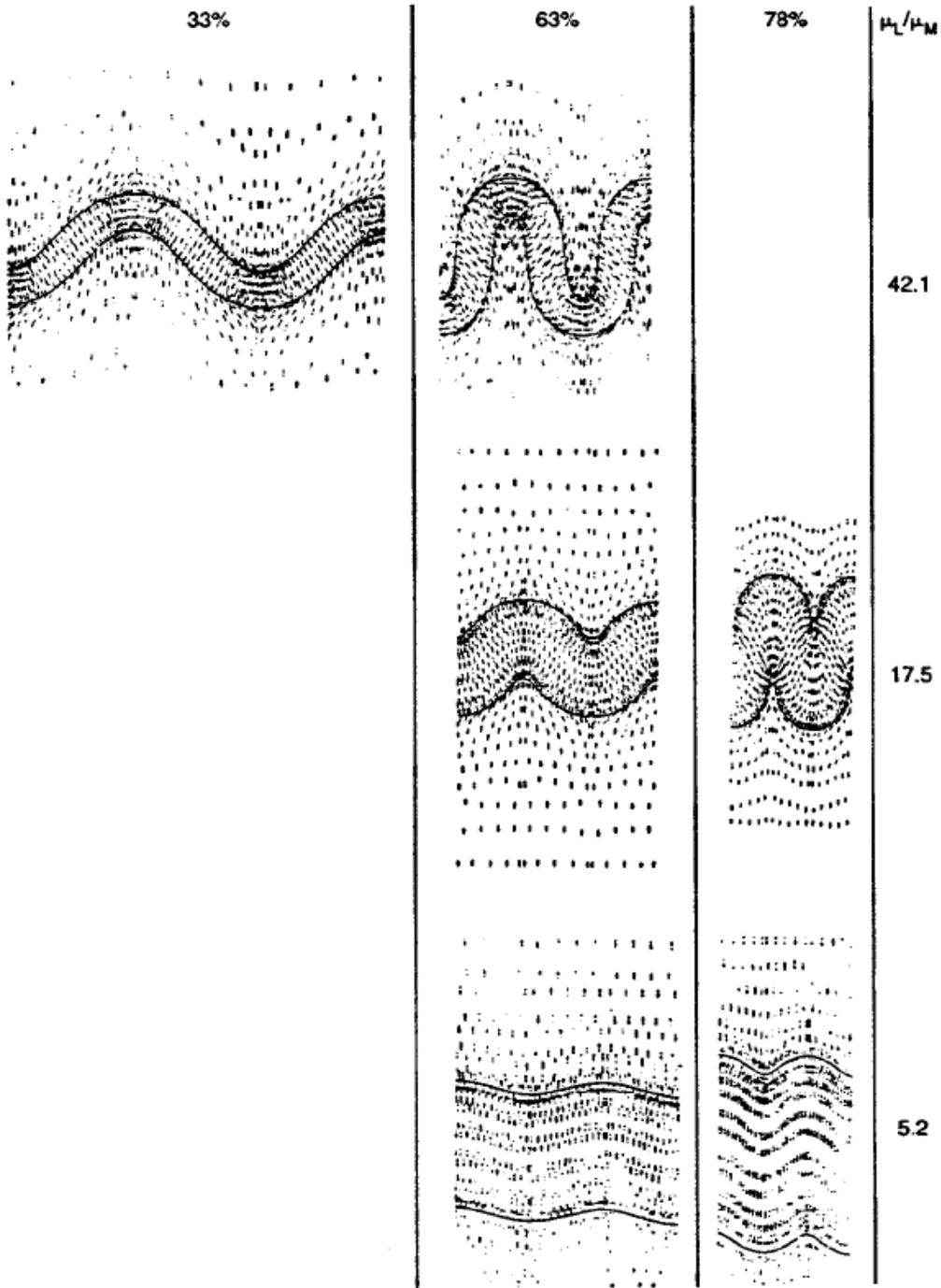


Figure 9.42. Le plissement d'une strate par gauchissement

Deux forces égales et opposées appliquées aux extrémités opposées d'une plaque entraînent sa compression.



L'amplitude des plis dépend, quant à elle, du contraste de viscosité et de la quantité de raccourcissement.

Figure 86. Modèles numériques de plissement d'une couche, avec différents contrastes de viscosité avec son environnement (décroissant de haut en bas). Plus le contraste de viscosité est élevé, plus les plis ont une amplitude élevée.

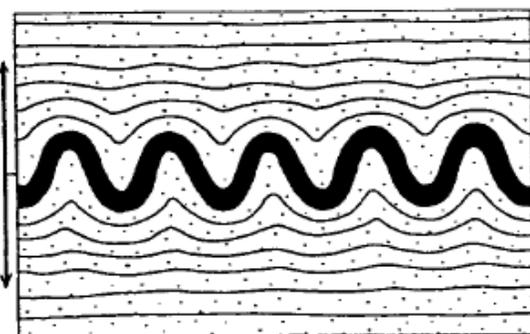
Flambage d'une pile de couches

Deux effets jouent un rôle :

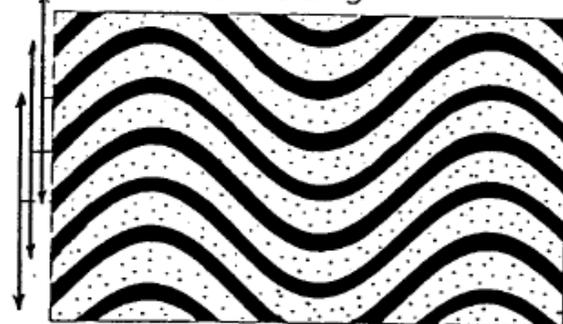
- Des couches suffisamment proches se comportent comme une seule couche (et forment donc des plis de plus grande amplitude) ;
- Les couches les plus épaisses contrôlent le mode de plissement de l'ensemble.

On peut donc obtenir des types de plis assez divers...

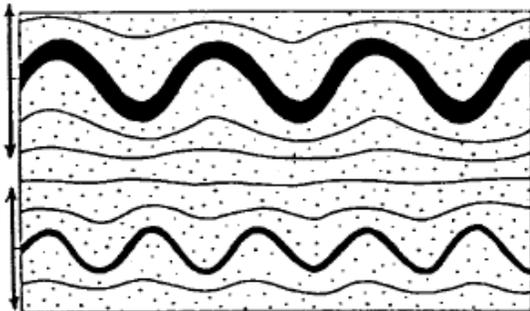
A. Single competent layer



C. Harmonic folding



B. Disharmonic folding



D. Polyharmonic folding

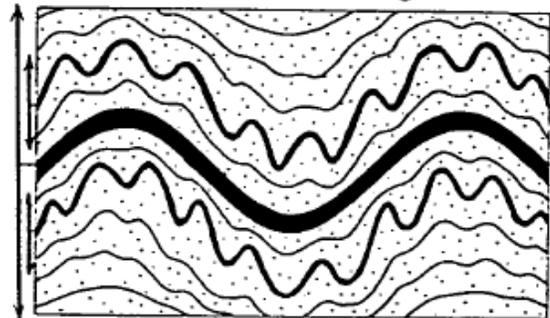
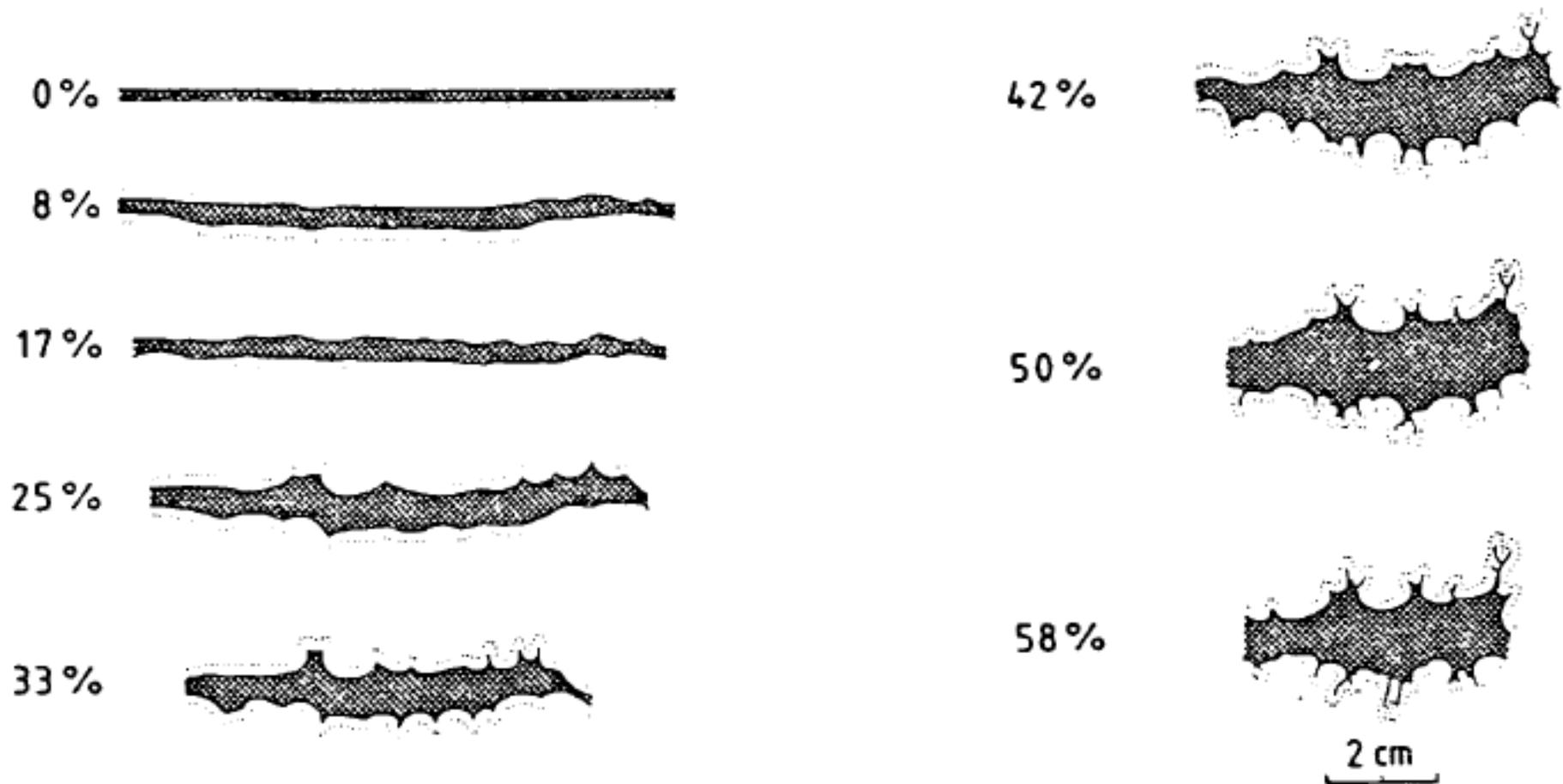


Figure 87. Plissement d'une pile de couches compétentes (noir) et moins compétentes (pointillés). A. Une seule couche compétente. B. Deux couches compétentes, d'épaisseurs différentes se plissent chacune selon son mode propre si elles sont assez écartées. C. Plusieurs couches compétentes proches : noter que la longueur d'onde des plis a augmenté. D. Une couche épaisse et des couches minces ; les couches minces tendent à suivre la couche épaisse.

NB—si à l'inverse on a une couche peu compétente dans une matrice compétente, on forme des structures un peu différentes (« mullions »).



**Figure 88. « mullions »
développés
expérimentalement
avec une couche peu
compétente dans une
matrice compétente.**

b. Régime de déformation dans les plis et microstructures associées

Si on continue à modéliser les plis comme des simples plaques déformées, on voit que le plissement impose des déformations internes dans la plaque qui peuvent se faire de deux façons, par déformation de charnière (*neutral plane folding*) ou par déformation de flanc (*flexural folding*).

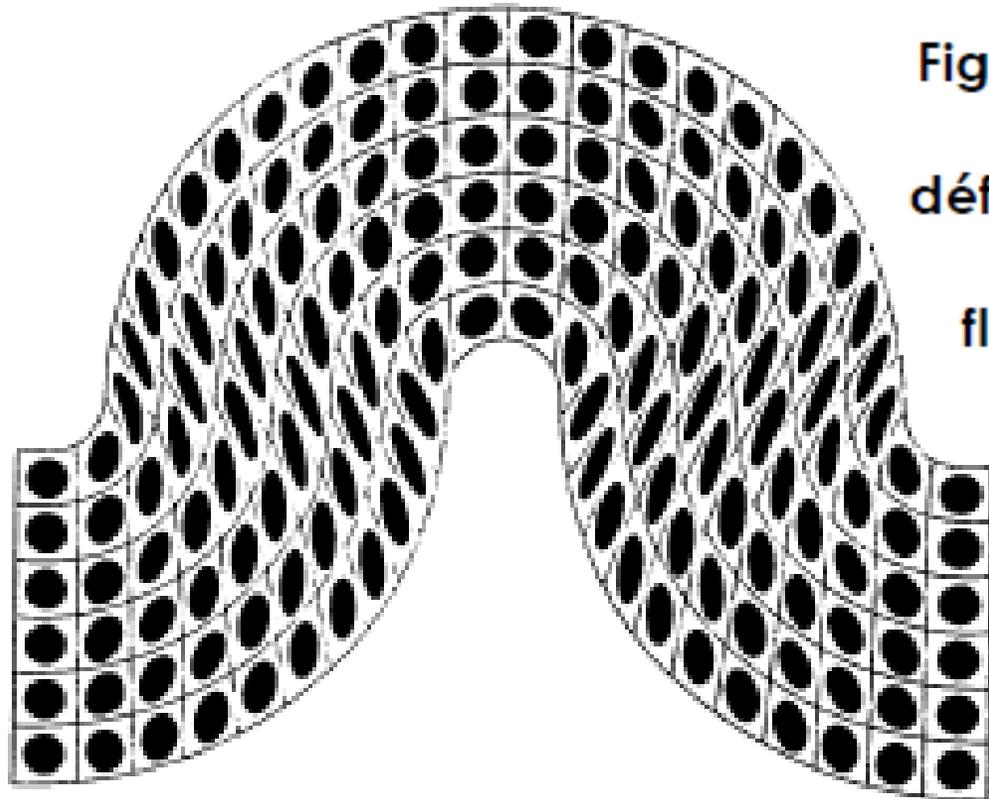
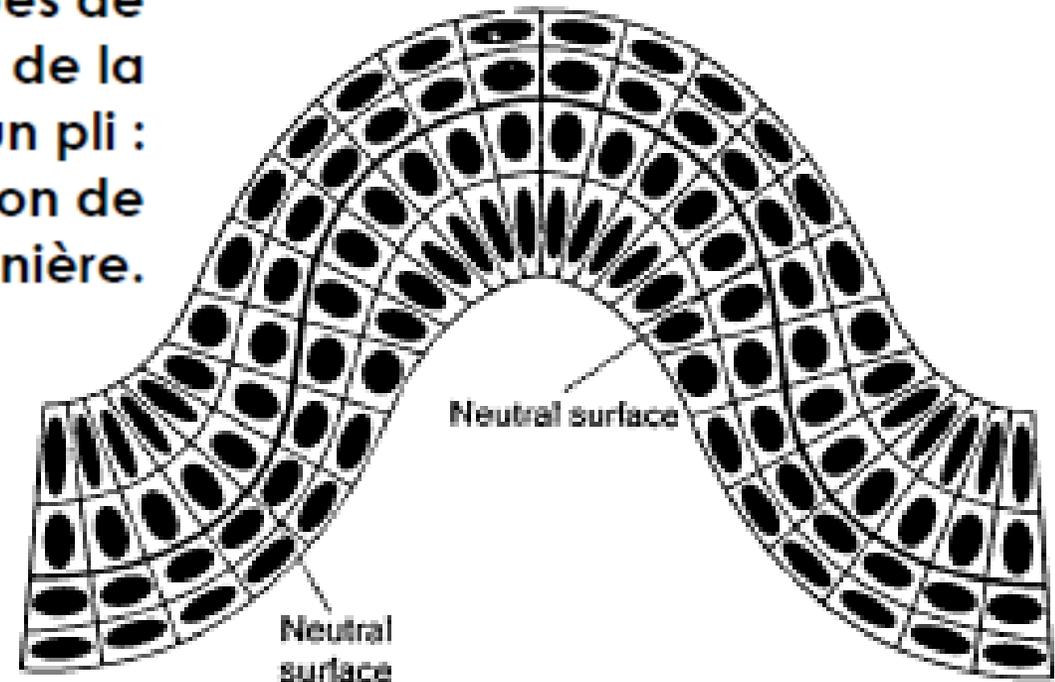


Figure 89. Deux types de répartition de la déformation dans un pli : par déformation de flanc, ou de charnière.



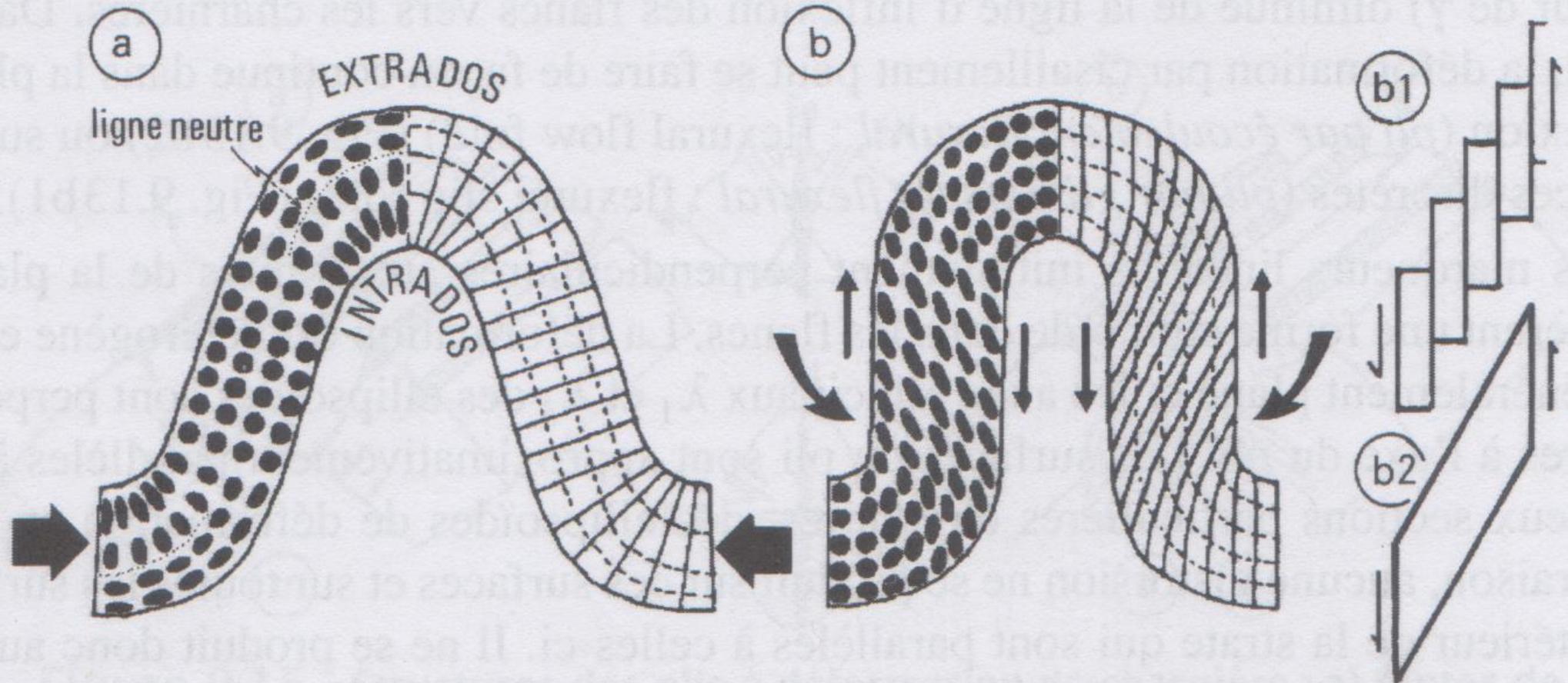


Figure 9.13 - Pli monocouche à déformation de charnière (a) et de flanc (b) avec cisaillement discontinu (b₁) ou continu (b₂).

Plis par déformation de flanc

Dans ce cas, la déformation interne de la plaque est accommodée en créant des cisaillements simples dans la plaque (cf. plissement d'un annuaire ou d'un paquet de cartes).

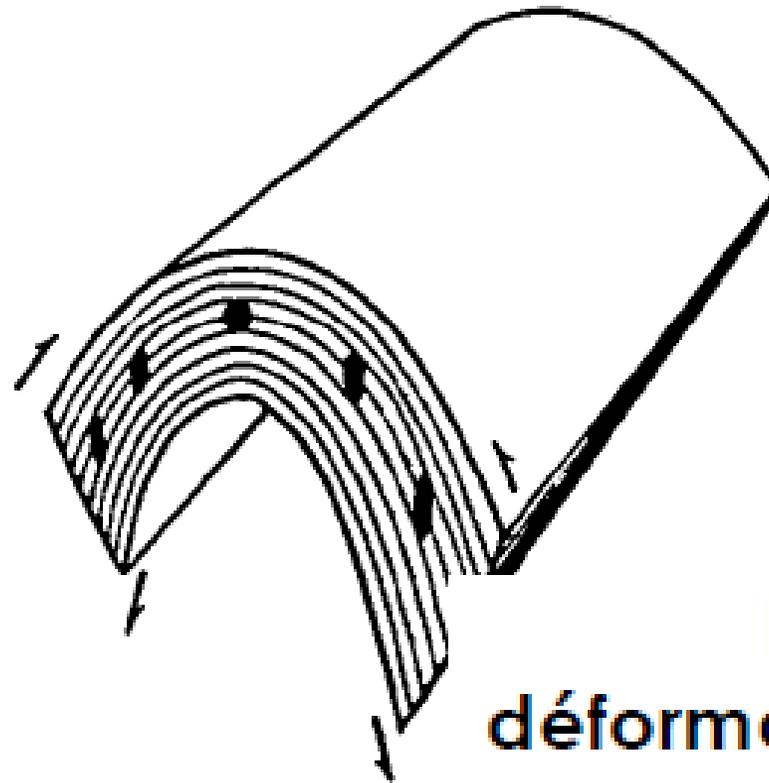
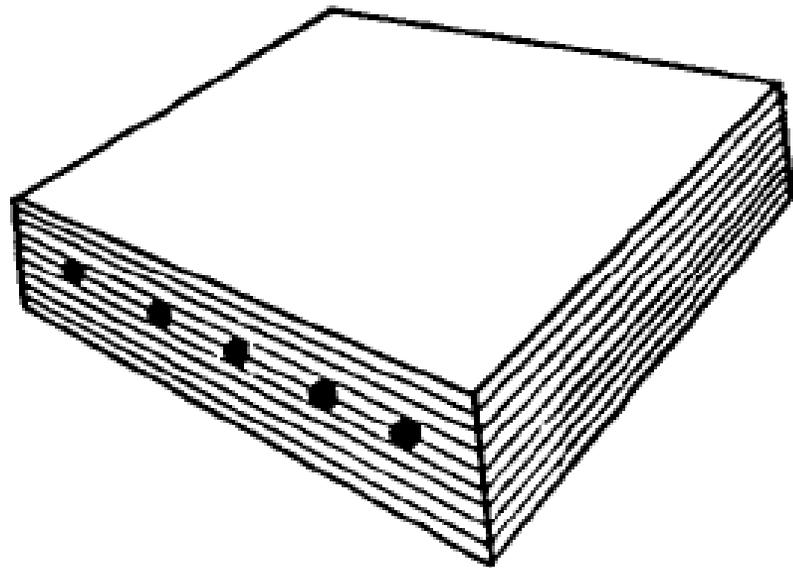


Figure 90. Pli à déformation de flanc.

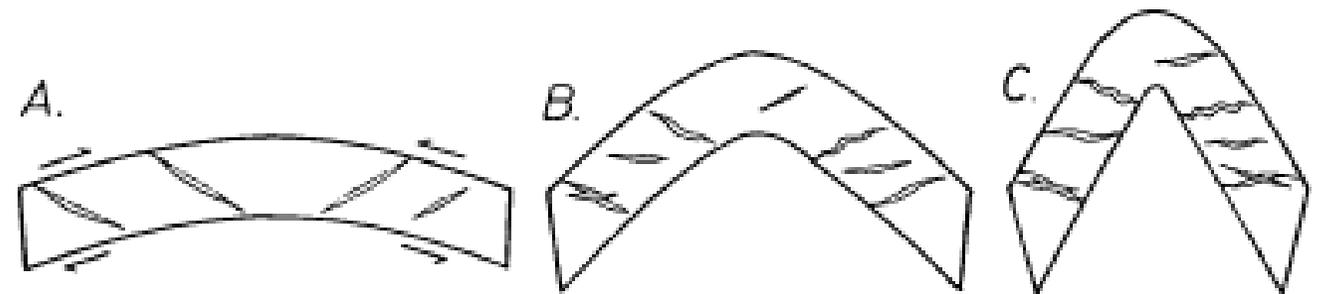
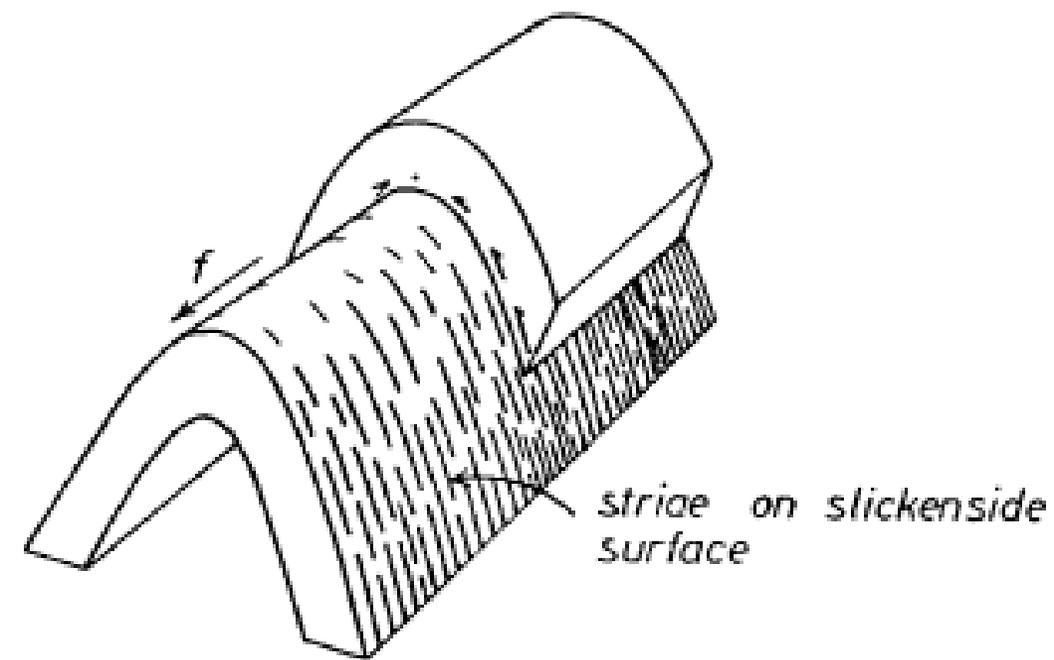
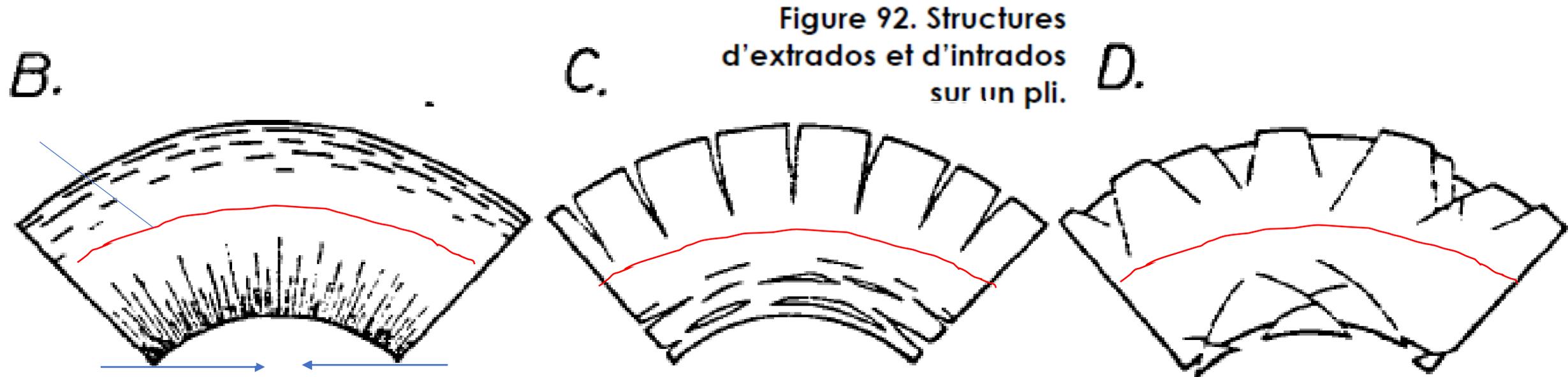


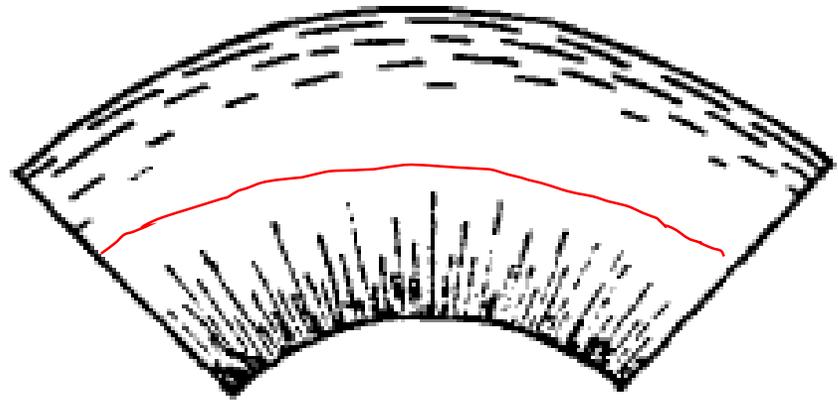
Figure 91. Structures associées au plissement par déformation de flanc : glissement banc sur banc (gauche), fentes de tension dans le flanc du pli (droite).

Plis par déformation de charnière

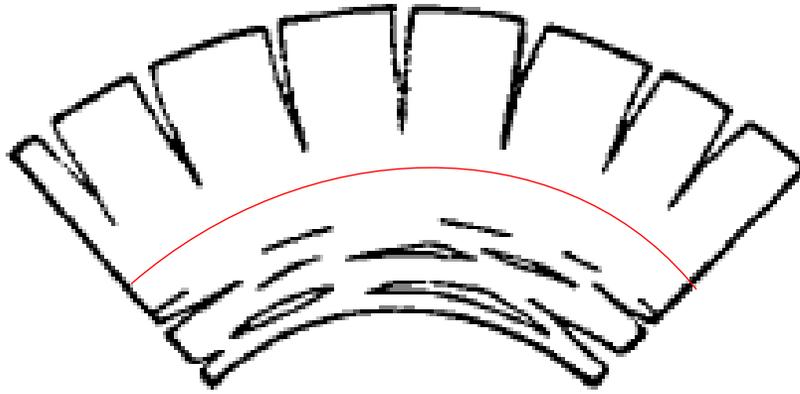
C'est le mode de déformation d'une simple poutre ou plaque. Dans ce cas, on constate aisément qu'il existe une « ligne neutre » (*neutral line*) quelque part au milieu de la poutre ; ce qui est « au dessus » est en extension, ce qui est en dessous est en compression. On observe donc des structures extensives à l'extérieur (« extrados ») du pli, et compressives à l'intrados.



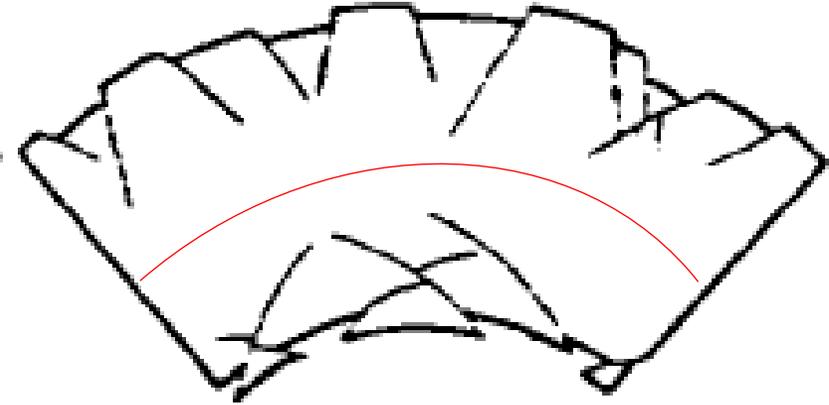
B.



C.



D.



**Figure 92. Structures
d'extrados et d'intrados
sur un pli.**

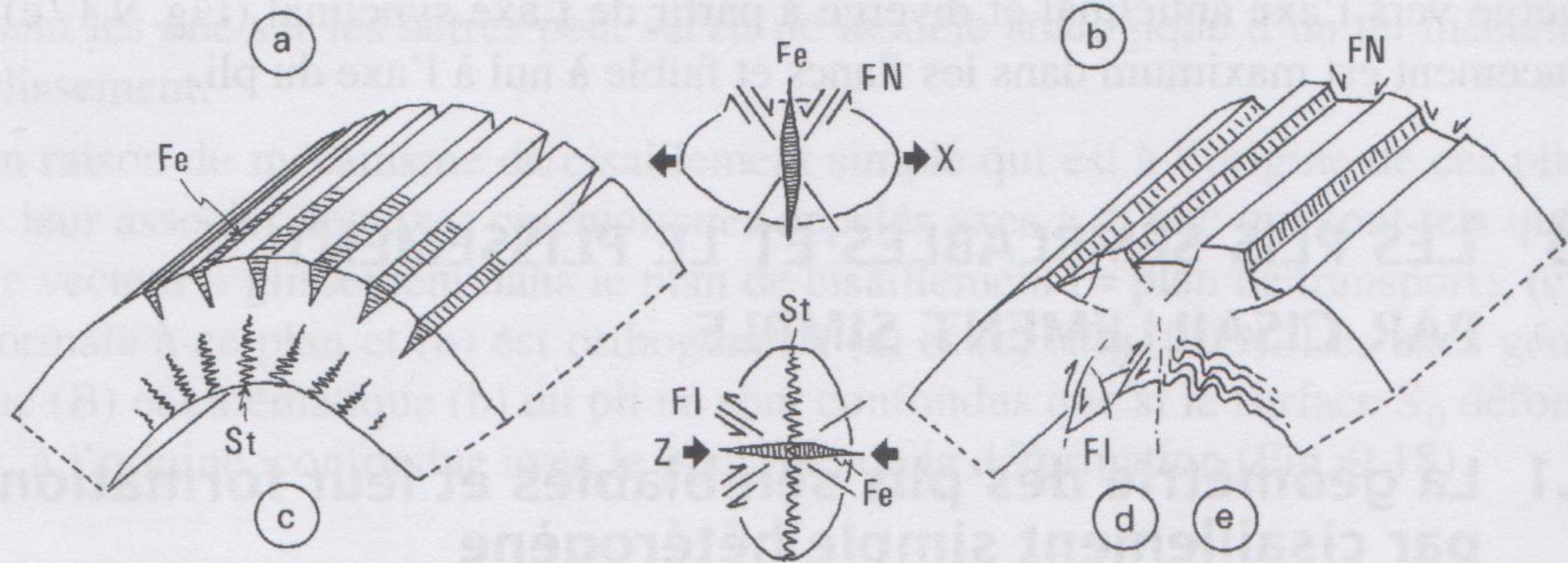


Figure 9.15 - Structures des plis à déformation de charnière ; a) fentes de traction (Fe), b) failles normales (F_N), c) stylolithes (St), d) failles inverses (F_I) et e) microplissement ; au centre modes d'associations des diverses structures.

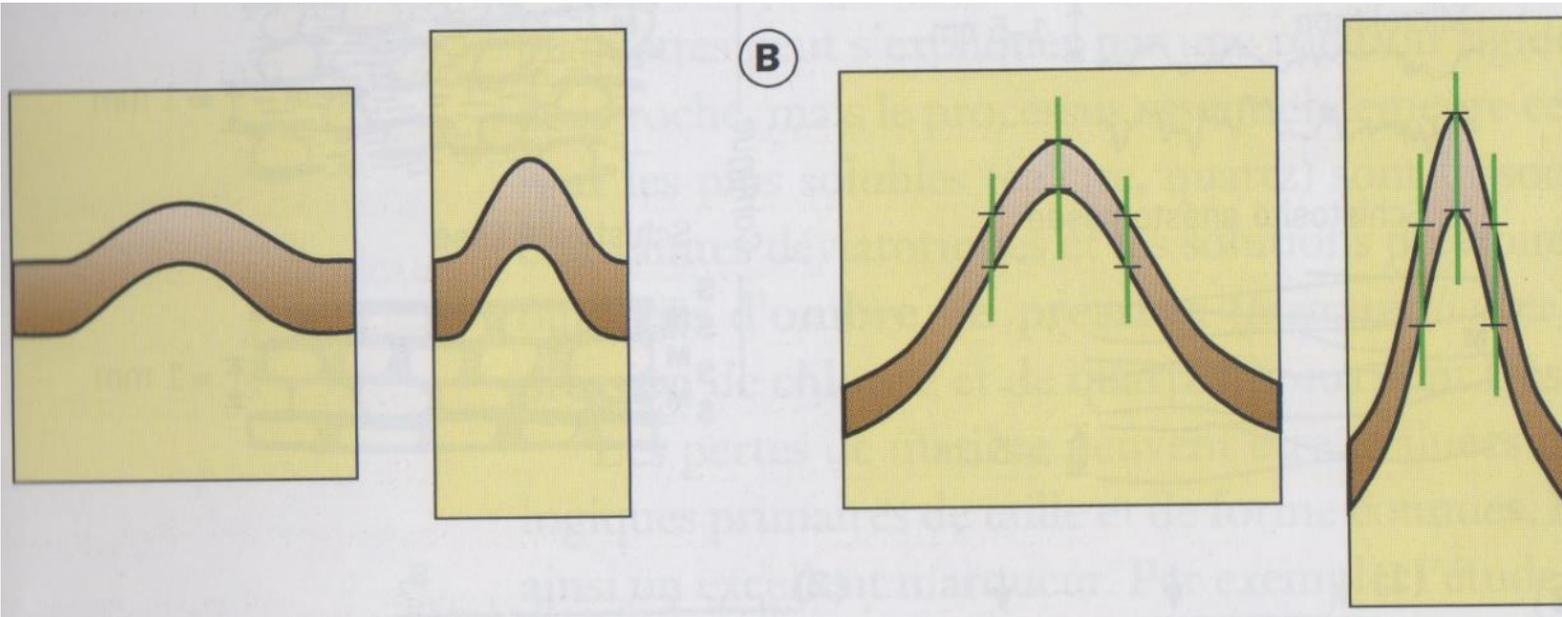


Figure 9.45. Le plissement par aplatissement homogène normal à la surface axiale

A. Pli de classe 1B transformé en pli de classe 1C. **B.** Un pli de classe 2 reste un pli de classe 2. L'épaisseur de la trace axiale augmente mais demeure égale tout autour du pli.

EXTENSION D'EXTRADOS ET RELATION PLI – FAILLES NORMALES, ANTICLINAL DU PONT DE SAINT MEN

Pierre Thomas

Laboratoire de Géologie de Lyon / ENS Lyon

Résumé

Plissement et fracturation : failles d'extrados

Figure 1. Anticlinal du pont de Saint Men (Hérault), dont la charnière est affectée de 2 failles

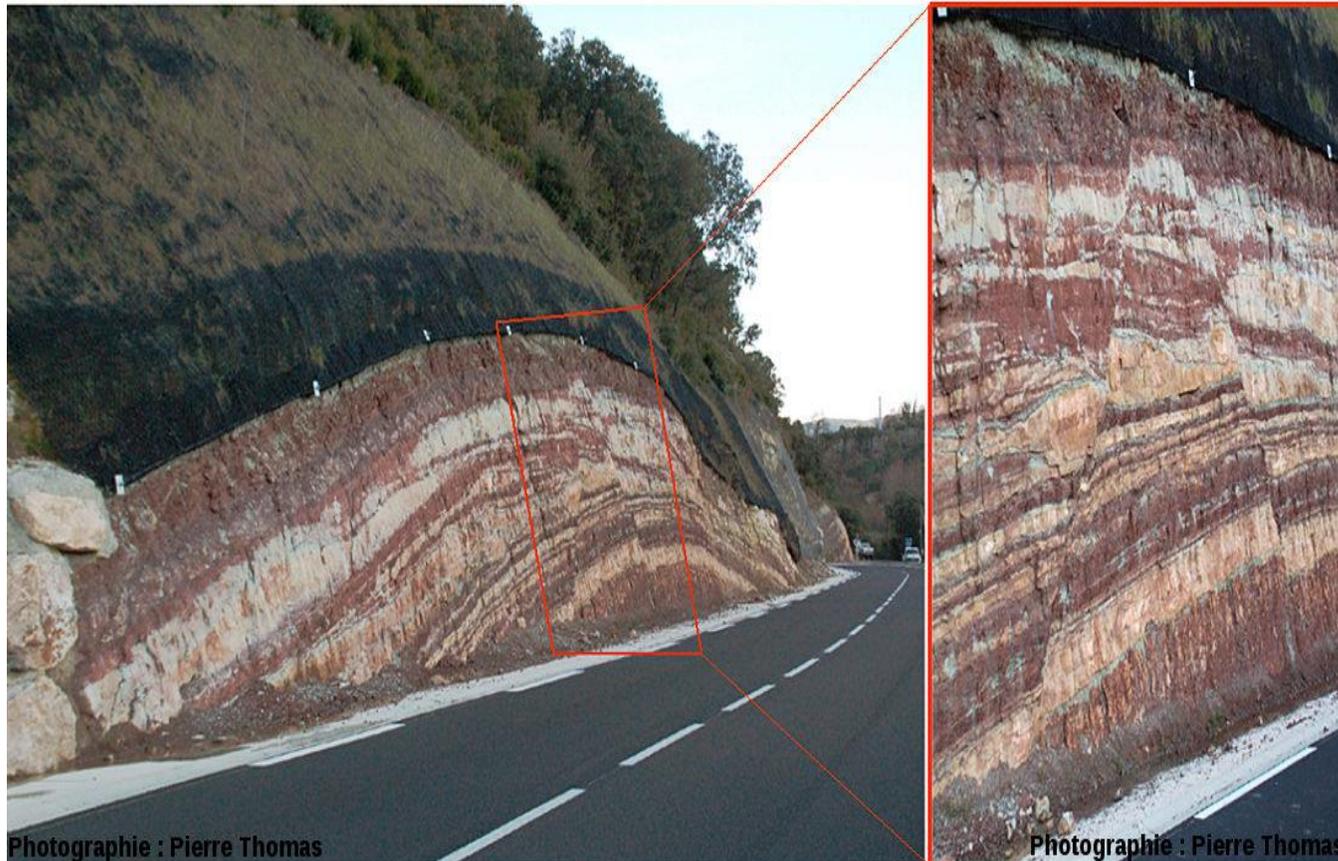
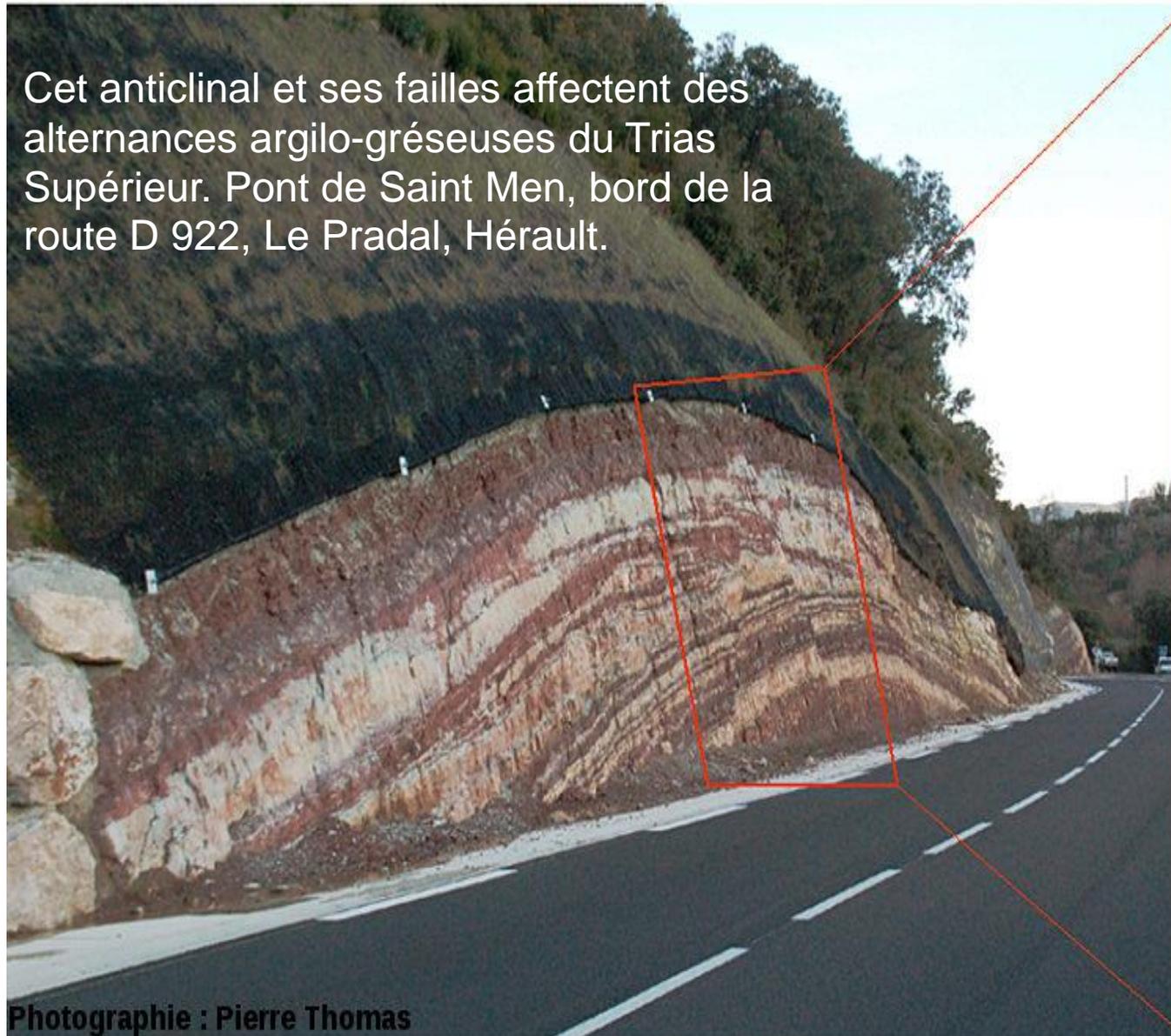
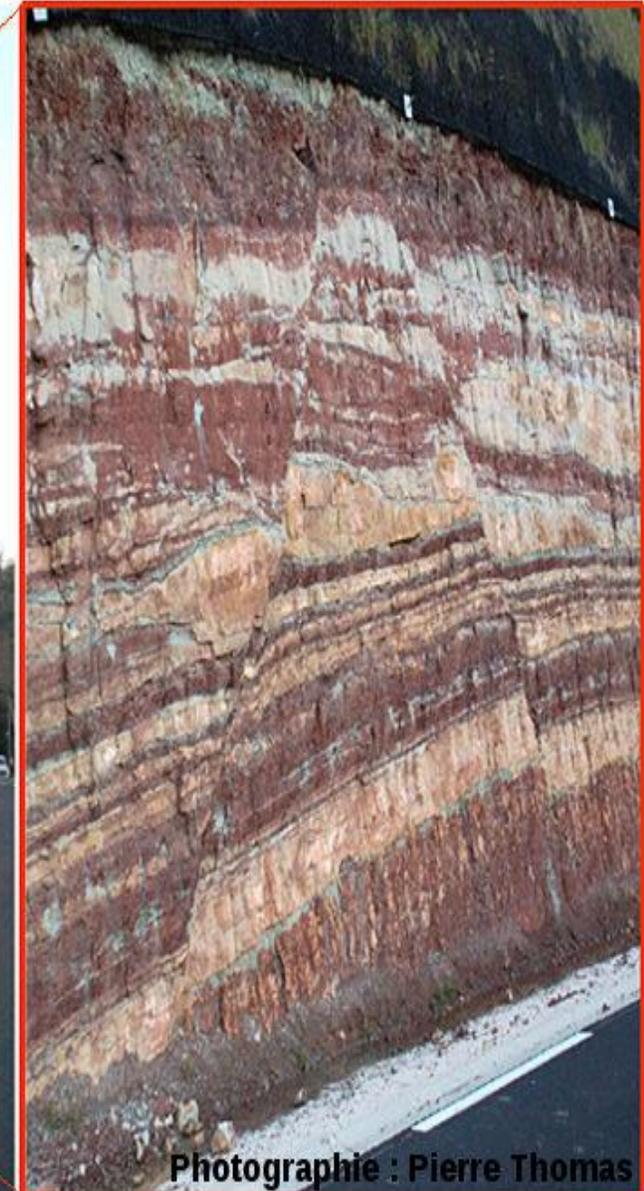


Figure 1. Anticlinal du pont de Saint Men (Hérault), dont la charnière est affectée de 2 failles normales limitant un horst (détail à droite)

Cet anticlinal et ses failles affectent des alternances argilo-gréseuses du Trias Supérieur. Pont de Saint Men, bord de la route D 922, Le Pradal, Hérault.



Photographie : Pierre Thomas



Photographie : Pierre Thomas

On peut noter que l'épaisseur des couches d'argile ou de grès est très variable, ce qui est classique dans les séries détritiques



Photographie : Pierre Thomas

Figure 5. Détail de l'anticlinal du pont de Saint Men, bord de la route D 922, Le Pradal (Hérault)

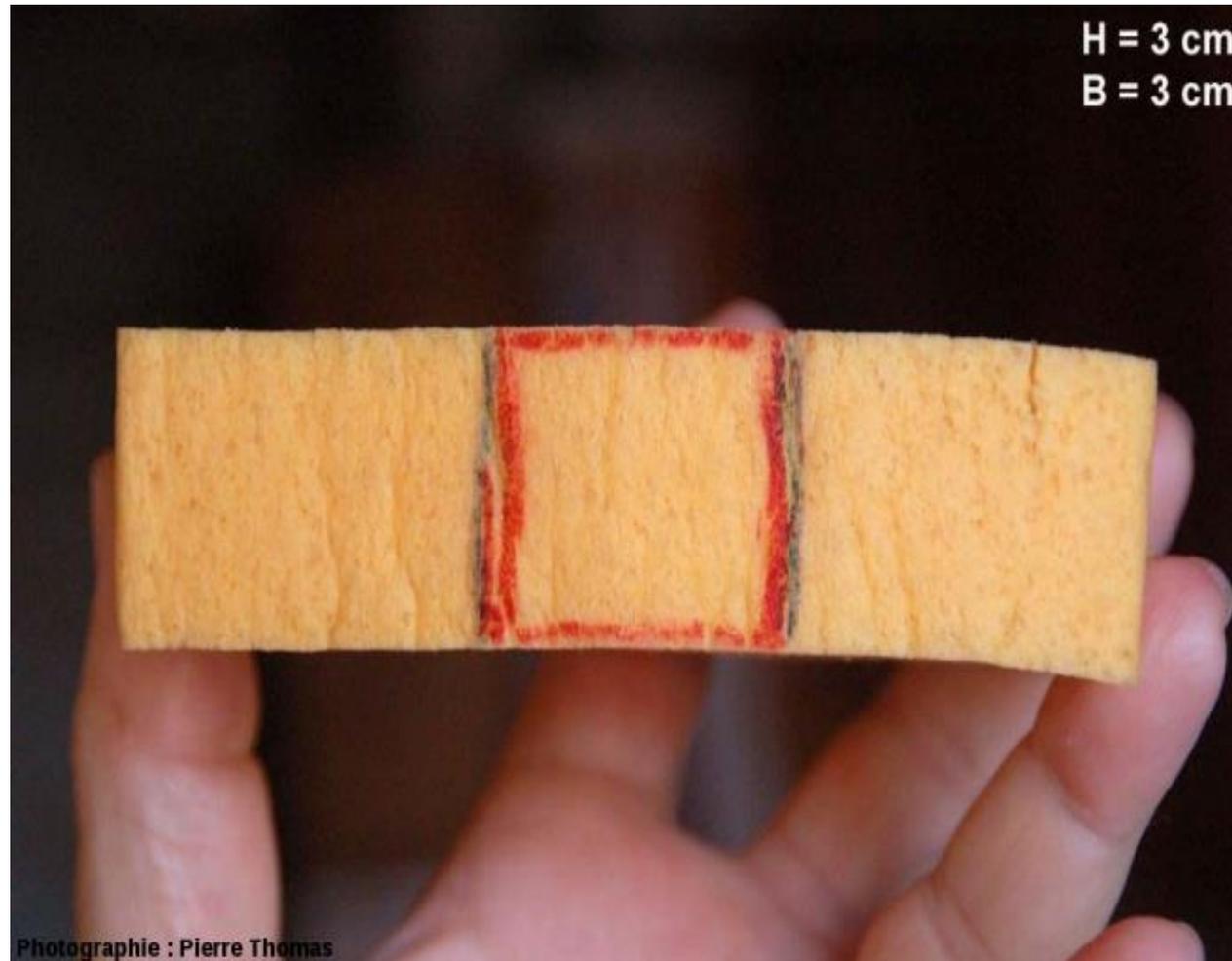


Photographie : Pierre Thomas

Cette association pli – failles normales peut être expliquée par des phénomènes très locaux, par exemple en terme d'extension d'extrados. Quand on plisse une couche, la partie convexe du pli (le haut dans le cas d'un anticlinal, d'une antiforme pour être plus précis) a tendance à subir une élongation, alors que la partie concave (le bas dans le cas d'un anticlinal) a tendance à subir un raccourcissement. Élongation et raccourcissement peuvent se faire de façon ductile si la couche est suffisamment déformable (couche incompétente), de façon cassante dans le cas d'une couche peu déformable (couche compétente). L'élongation due à l'extension sur la face convexe du pli est dite « d'extrados » (et le raccourcissement du côté concave est dit d'intrados). Dans le cas d'une déformation cassante, cette extension d'extrados engendrera des fentes ouvertes, ou des failles normales comme c'est le cas au pont de Saint Men.

Les figures 8, 9 et 10 montrent une simulation analogique très simple de ces déformations d'extra- et d'intra-dos, obtenue en tordant une éponge humide.

Figure 8. Simulation analogique de déformation d'extrados / intrados : état initial



Un carré rouge de 3 x 3 cm sert de repère sur cette éponge humide. Cette face de l'éponge mesure 11 x 3 cm. H et B représentent respectivement les longueurs des côtés Haut et Bas du carré rouge

Figure 9. Simulation analogique de déformation d'extrados / intrados : raccourcissement de 3 cm



La même éponge ayant subi un raccourcissement Gauche-Droite avec possibilité de mouvement Haut-Bas.

Le raccourcissement Gauche-Droite est de 3 cm (il n'y a plus que 8 cm de gauche à droite de l'éponge tordue, au lieu des 11 cm initiaux).

Le carré repère a changé de forme, il s'agit d'une déformation continue, ductile d'une éponge humide.

Le haut du carré repère est plié, et la longueur H de son côté supérieur convexe s'est allongée (4,5 cm au lieu des 3 cm initiaux).

Le bas du carré repère, sur la face concave du plis, a été raccourci, et sa longueur B n'est plus que de 1,5 cm au lieu des 3 cm initiaux.

La même éponge ayant subi un raccourcissement Gauche-Droite.

Avant sa flexion, la partie supérieure de l'éponge a été coupée sur la moitié de son épaisseur, ce qui a permis une déformation cassante discontinue, avec ouverture de « fissures » d'extrado. Dans ce cas, l'extension d'extrados a été encore plus importante que dans la figure précédente, puisque le côté supérieur convexe du carré repère a acquis une longueur H de 5,5 cm (contre 3 cm initialement).

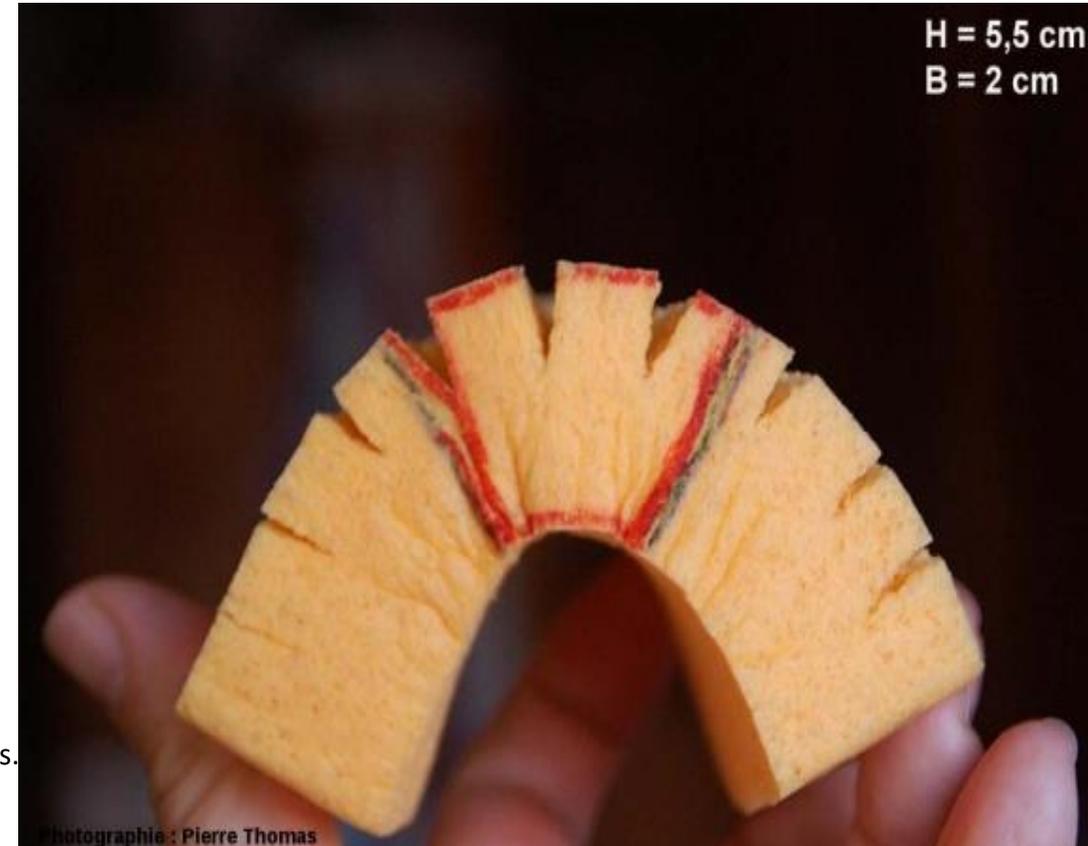


Figure 10. Simulation analogique de déformation d'extrados / intrados : raccourcissement de 3 cm avec fissures

Figure 9. Simulation analogique de déformation d'extrados / intrados : raccourcissement de 3 cm



La même éponge ayant subi un raccourcissement Gauche-Droite

avec possibilité de mouvement Haut-Bas.

Le raccourcissement Gauche-Droite est de 3 cm (il n'y a plus que 8 cm de

gauche à droite de l'éponge tordue, au lieu des 11 cm initiaux).

Le carré repère a changé de forme, il s'agit d'une déformation

continue, ductile d'une éponge humide.

Le haut du carré repère est plié, et la longueur H de son côté supérieur

convexe s'est allongée (4,5 cm au lieu des 3 cm initiaux).

Le bas du carré repère, sur la face concave du plis, a été raccourci,

et sa longueur B n'est plus que de 1,5 cm au lieu des 3 cm initiaux.

La même éponge ayant subi un raccourcissement
Gauche-Droite.

Avant sa flexion, la partie supérieure de l'éponge
a été coupée sur la moitié de son épaisseur,
ce qui a permis une déformation cassante
discontinue,
avec ouverture de « fissures » d'extrados.
Dans ce cas, l'extension d'extrados a été encore
plus importante que dans la figure précédente
, puisque le côté supérieur convexe du carré repère a
acquis
une longueur H de 5,5 cm (contre 3 cm initialement).

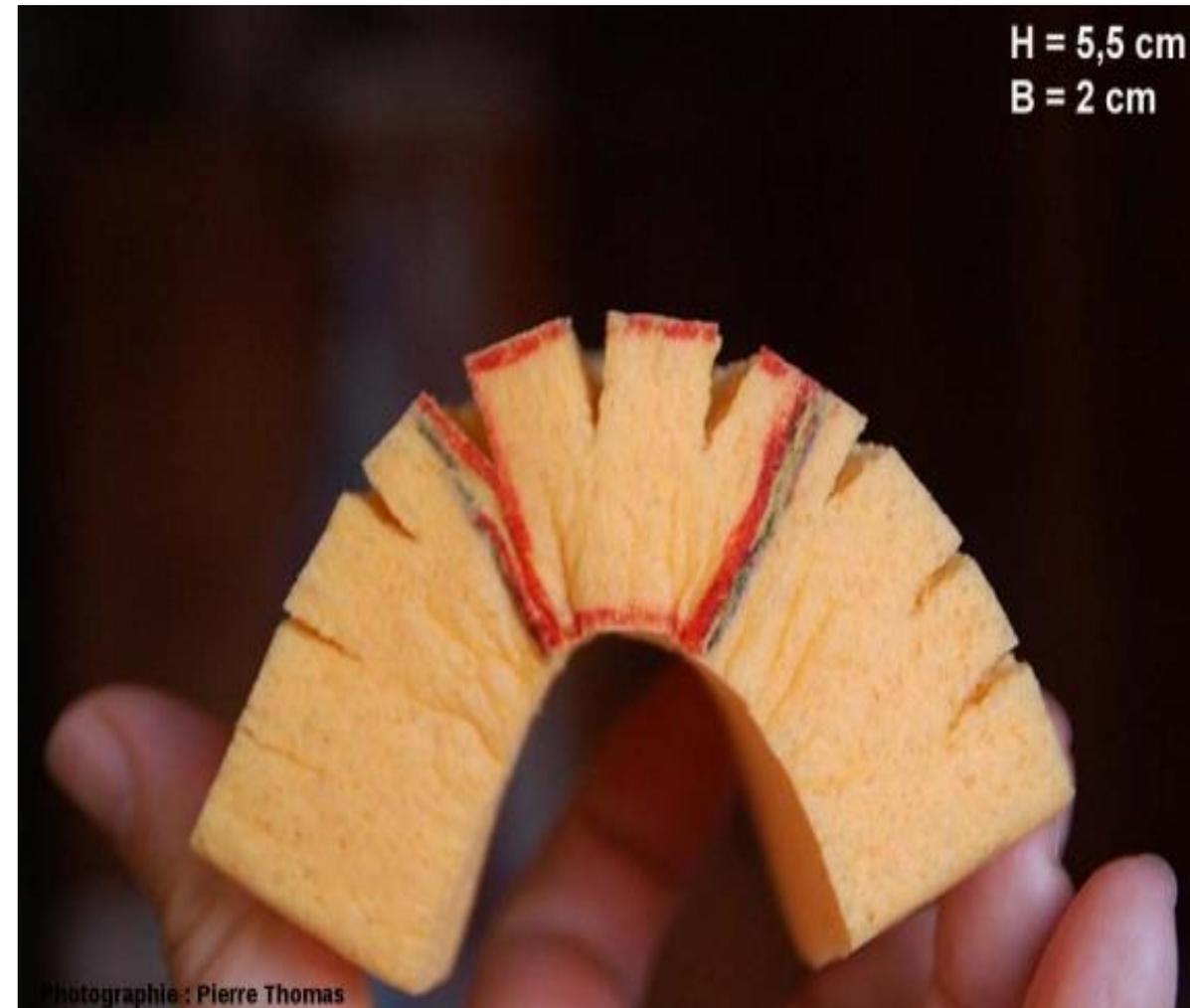


Figure 10. Simulation analogique de déformation d'extrados / intrados : raccourcissement de 3 cm avec fissures

L'extension d'extrados ne se retrouve pas que dans les plis « tectoniques », mais aussi dans le cas de flexion de surface durcie de coulée de lave ou de flexion de banquise

Plissement par cisaillement ou aplatissement : les plis anisopaques (plis passifs)

Une autre façon de former des plis est simplement par déplacement différentiel d'un marqueur (cisaillement hétérogène). On trouve donc des plis dans toutes les zones de cisaillement, et plus généralement dans toute la croûte moyenne ou inférieure.

Ce sont des plis qui ne se forment pas par flambage d'une couche de viscosité différente, mais par mouvement différentiel sur les plans de cisaillement.

a. Plis par cisaillement simple (plis semblables)

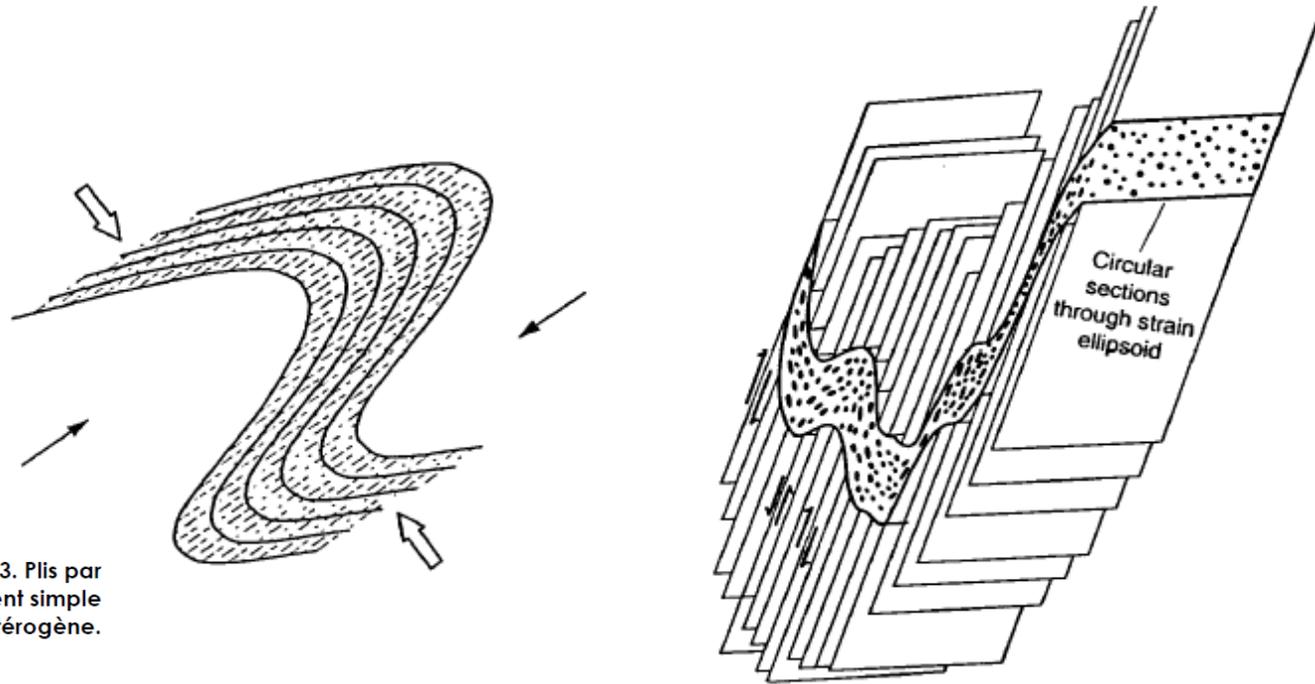


Figure 93. Plis par cisaillement simple hétérogène.

C'est le cas le plus classique : cisaillement simple, typiquement dans une zone de cisaillement ductile.

C'est la façon dont se forment les plis en fourreau (Figure 83).

b. Plis par aplatissements hétérogène

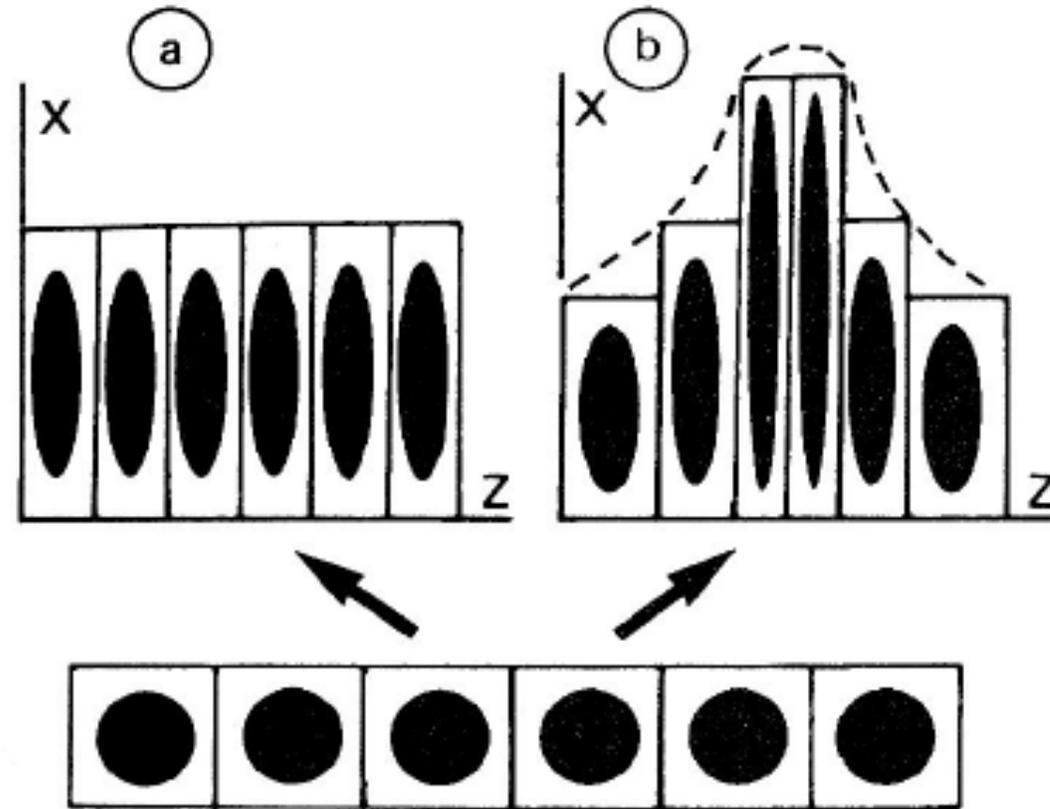


Figure 94. Plis par cisaillement pur hétérogène.

Il est même possible de faire des plis par cisaillement pur... ce n'est sans doute pas le cas le plus commun. Dans ce cas, ce sont des plis purement passifs.

5. Tectonique ductile à l'échelle régionale

On peut schématiquement opposer deux types de domaines où la déformation est essentiellement ductile :

- * Les domaines de couverture plissées,
- * Les zones profondes de la croûte.

5.1. Associations de plis et chevauchements

Dans les domaines « de couverture », comme par exemple les chaînes sub-alpines ou les zones externes de la chaîne hercynienne, on a typiquement des associations de plis et de nappes. Les chevauchements sont souvent des flancs inverses étirés de plis. Il y a un contraste rhéologique important entre le « socle » et sa « couverture » (cassant vs. ductile), qui contrôle la géométrie du système. Le rôle mécanique de couches plus ou moins compétentes est important dans la morphologie des plis

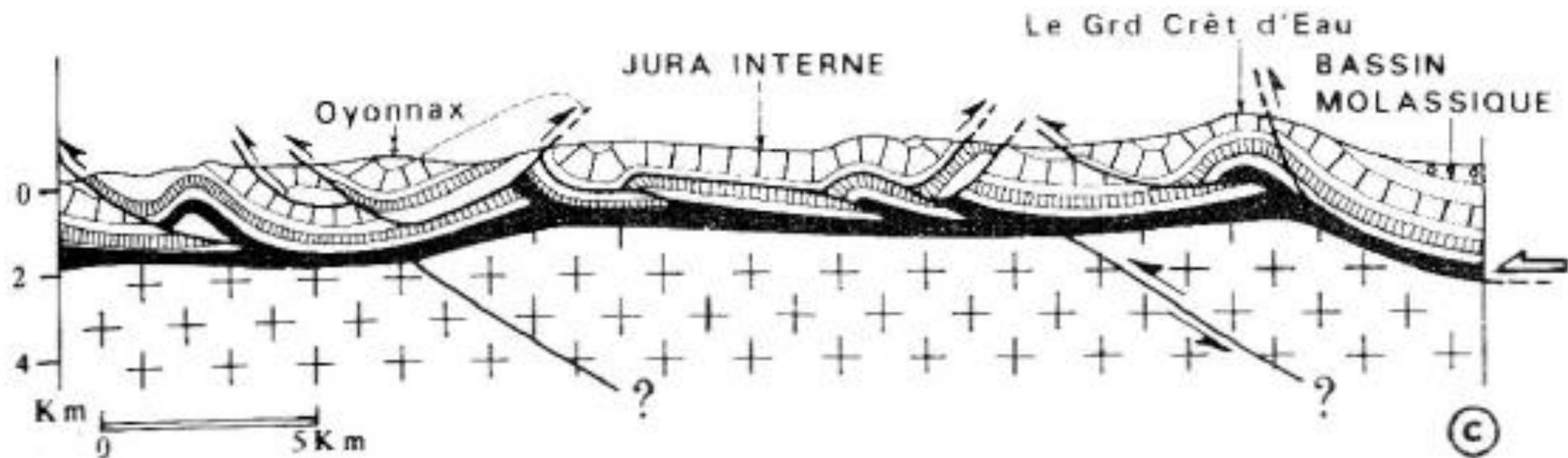


Figure 95. Tectonique de couverture plissée, type sub-alpin.

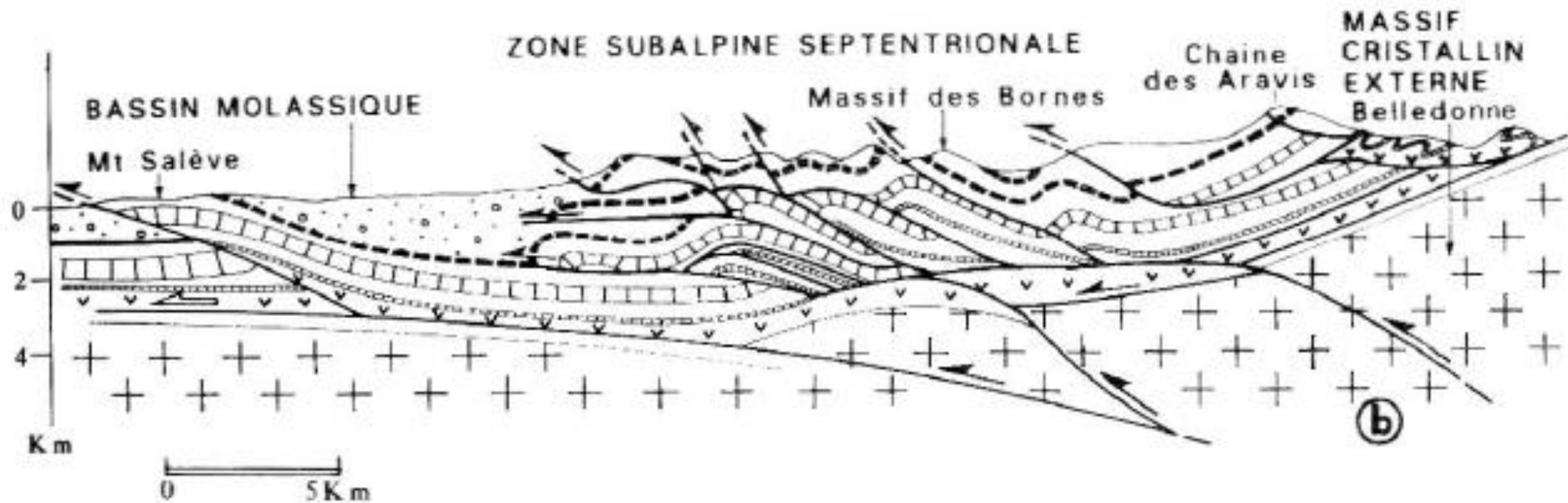


Figure 95. Tectonique de couverture plissée, type sub-alpin.



Figure 95. Tectonique de couverture plissée, type sub-alpin.

En allant vers des niveaux structuraux plus profonds, on a toujours des associations de plis et de chevauchements ; mais une importante schistosité se développe (plan axial, souvent parallèle aux chevauchements). Le rôle rhéologique d'une unité particulière s'amenuise, et on évolue vers un domaine purement ductile où la tectonique cassante (failles et chevauchements) n'a plus guère de place.

foreland

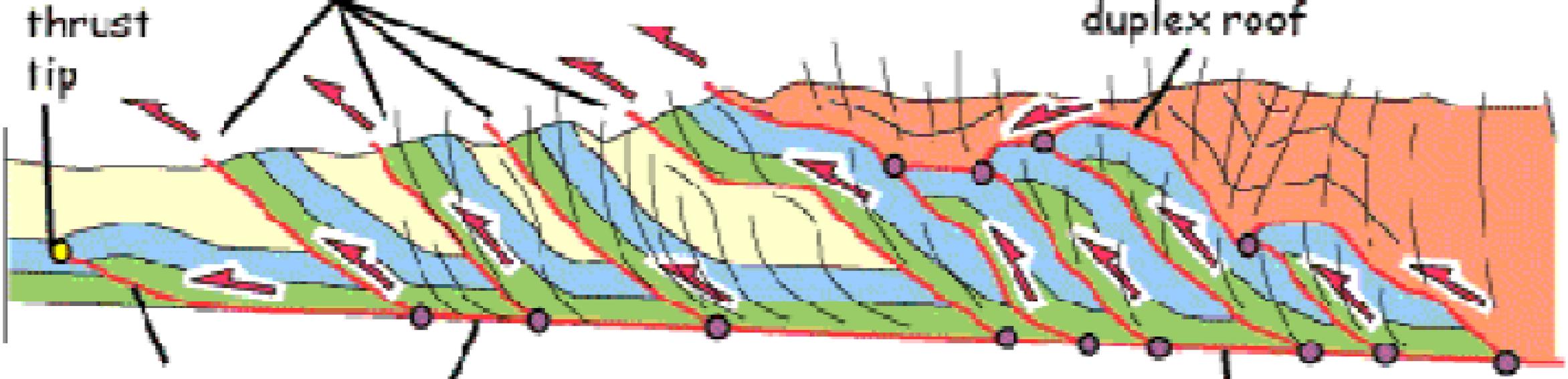
these thrusts cut directly to the surface

main thrust sheet is folded by underlying (later) thrusts

hinterland

emergent imbricate fan

duplex roof



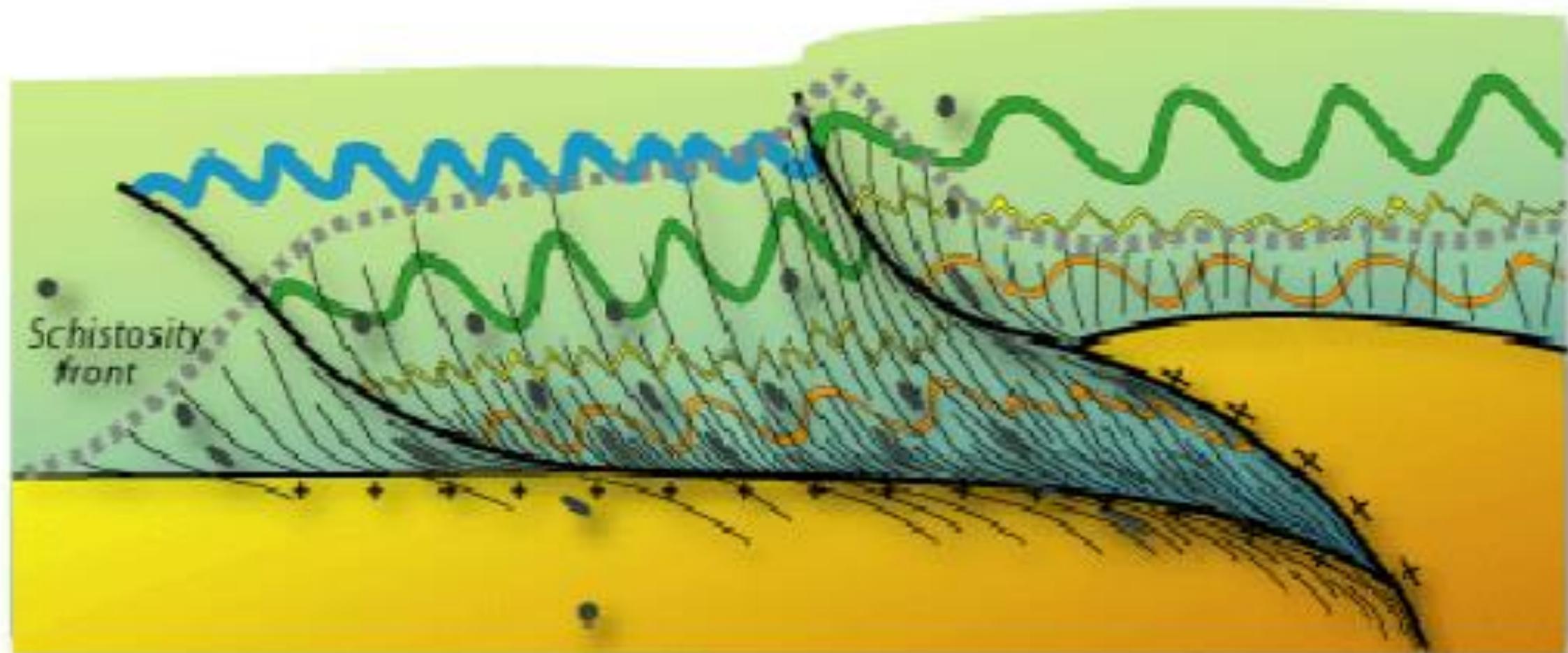
"blind" thrust

floor to imbricates

duplex floor

these thrusts branch onto the master (roof) thrust before they reach the surface

• branch lines



PLUS D'ENTRAÎNEMENT DANS L'AUTOCHTONE À LA BASE D'UNE NAPPE DE CHARRIAGE (RIPAUD, AUDE)

Pierre Thomas ; Olivier Dequincey

ENS Lyon - Laboratoire des Sciences de la Terre

Résumé

*Déformation de l'autochtone à la base de la nappe des
Corbières.*

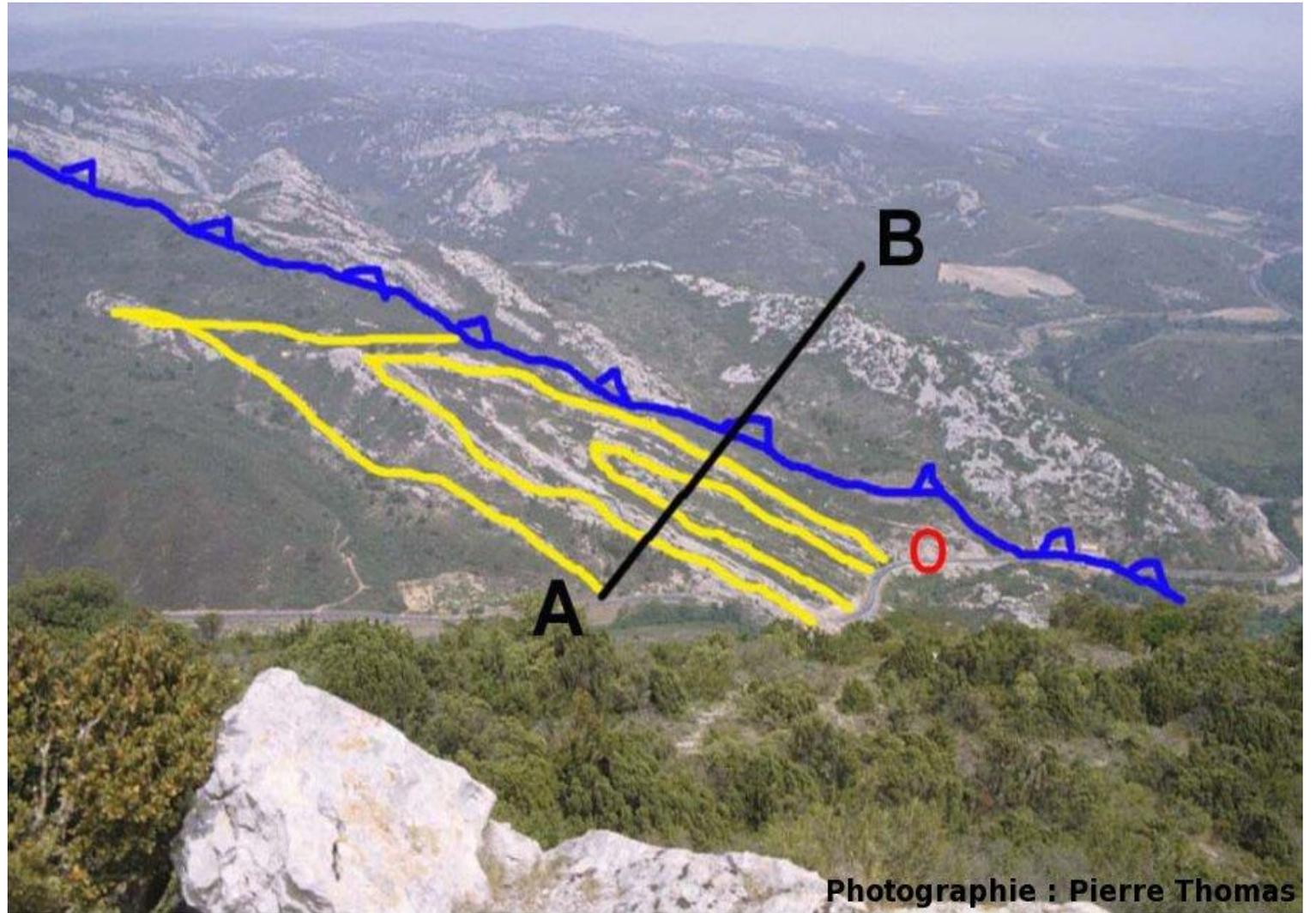
Figure 1. Plis d'entraînement (synclinal couché) dans l'autochtone, sous la nappe des Corbières
(Ripaud, 11)



Photographie : Pierre Thomas

Figure 2. Interprétation structurale du paysage, nappe des Corbières (Ripaud, 11)

Le trait bleu représente le chevauchement des écailles intermédiaires de la nappe des Corbières. Les traits jaunes représentent les couches plissées du Crétacé terminal. Le tracé AB localise approximativement la coupe de la figure 6.



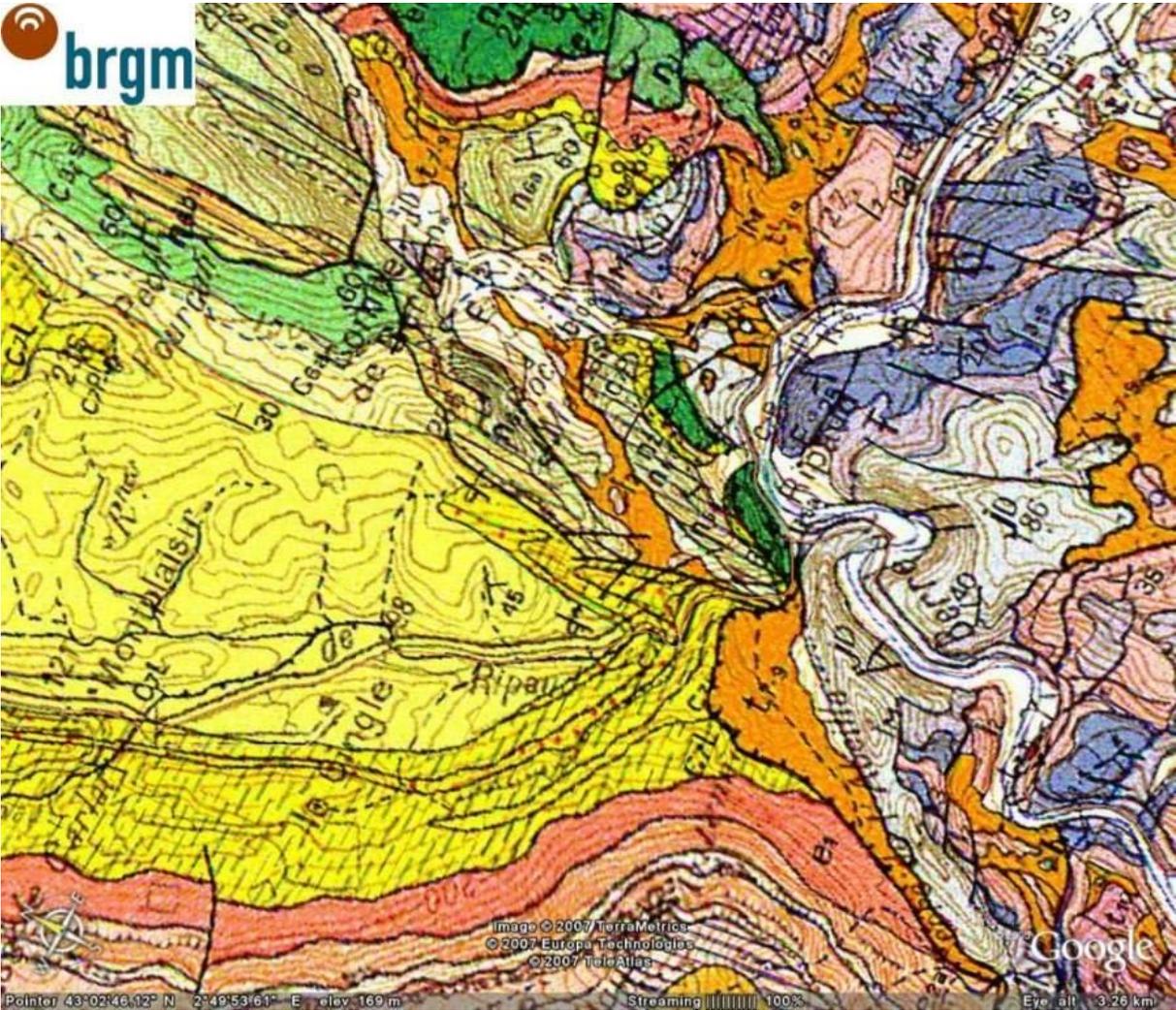
Photographie : Pierre Thomas

Le trait bleu représente le chevauchement des écailles intermédiaires de la nappe des Corbières. Les traits jaunes représentent les couches plissées du Crétacé terminal.

Le tracé AB localise approximativement la coupe de la figure 6.

Figure 3. Extrait de la carte géologique de Capendu au 1/50 000 (BRGM)

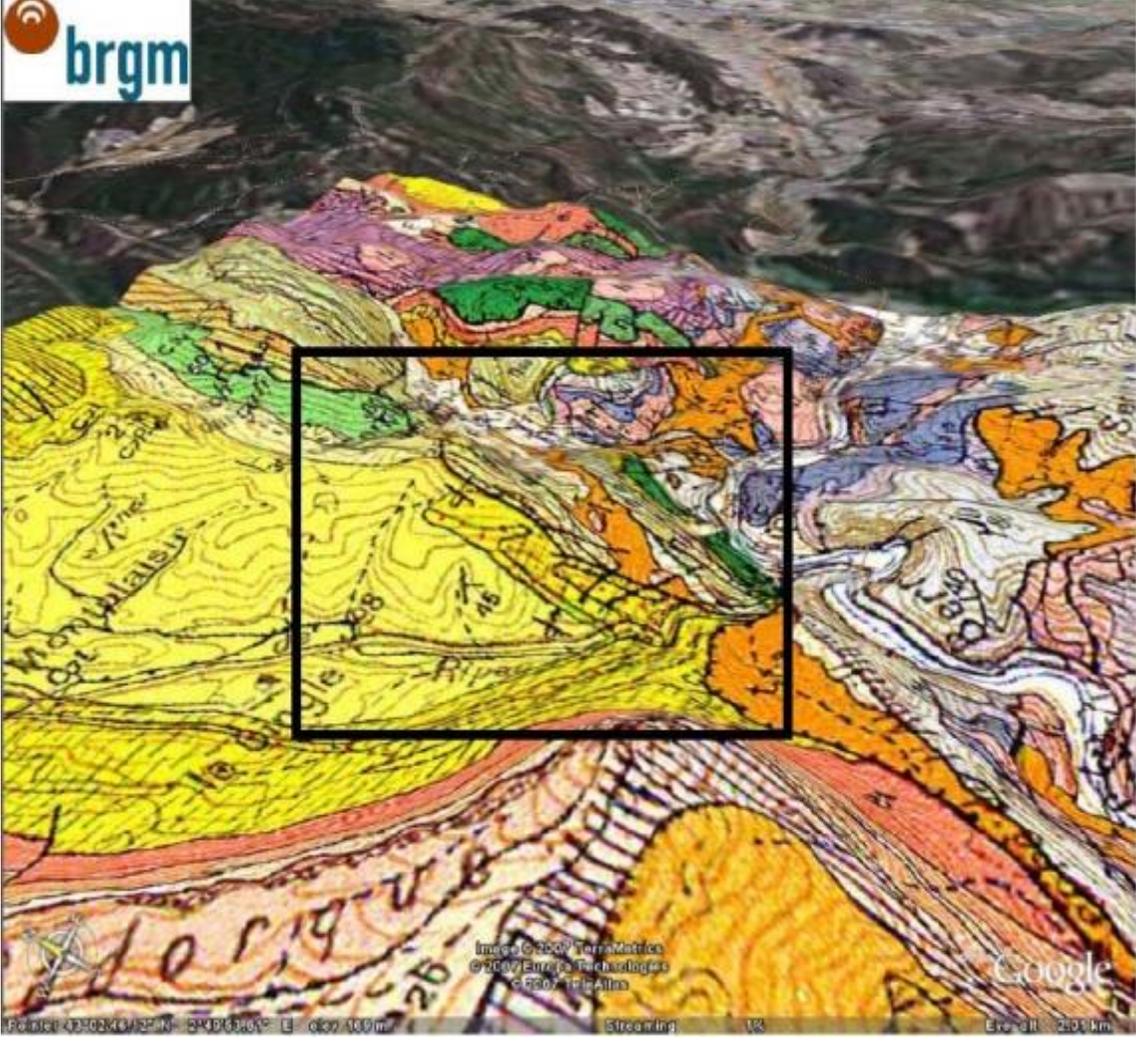
Droits réservés - © 2007 BRGM / Google



Cet extrait est centré sur le pli de l'image 1.

Figure 4. Vue oblique de l'extrait de la carte géologique de Capendu

Droits réservés - © 2007 BRGM / Google



Le rectangle noir figure approximativement la zone couverte par l'image 1.

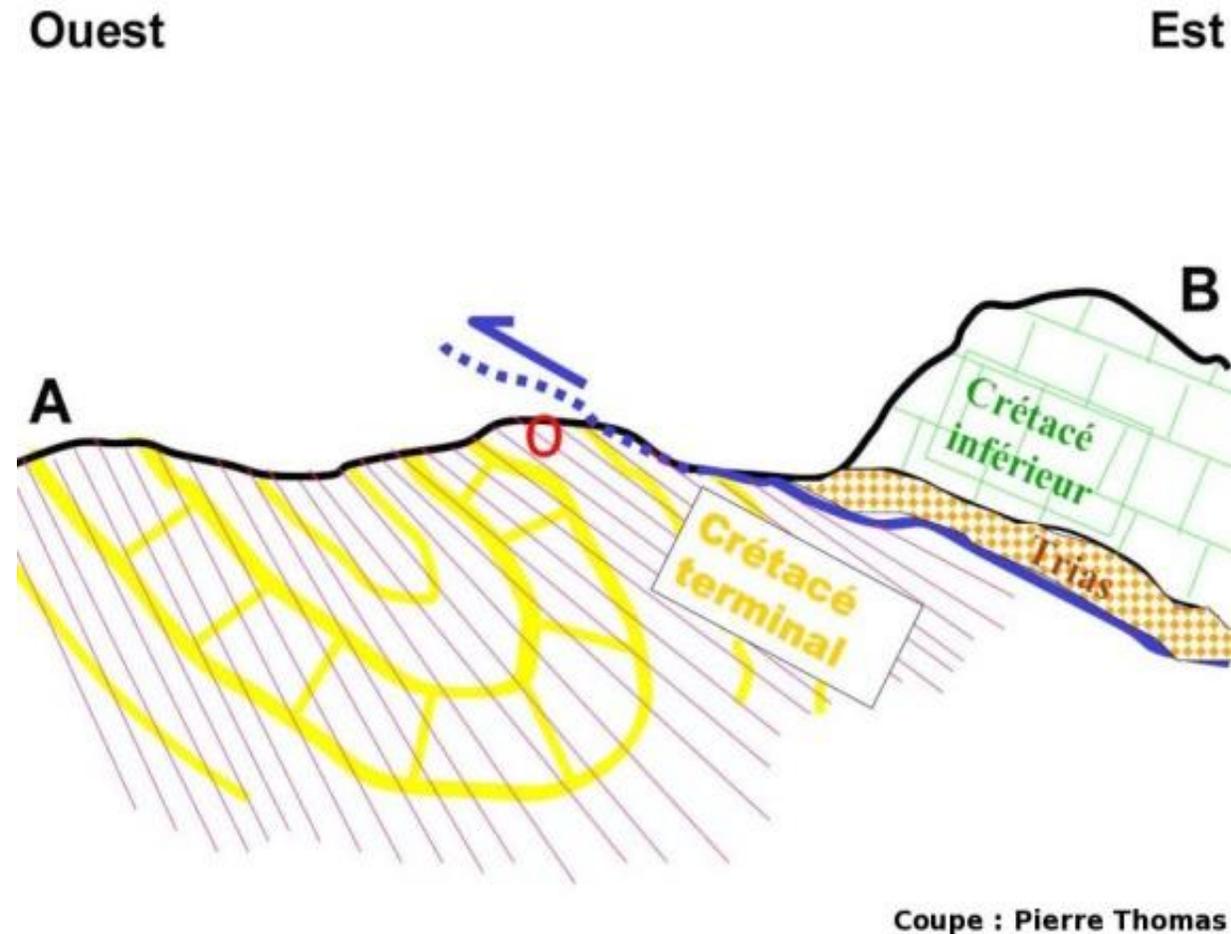
Figure 5. Interprétation structurale schématique de la région de Ripaud (11)



Le chevauchement principal de la nappe des Corbières est figuré en rouge.

Les chevauchements des écaïlles intermédiaires sont en bleu.
Les traits noirs épais soulignent notre pli.

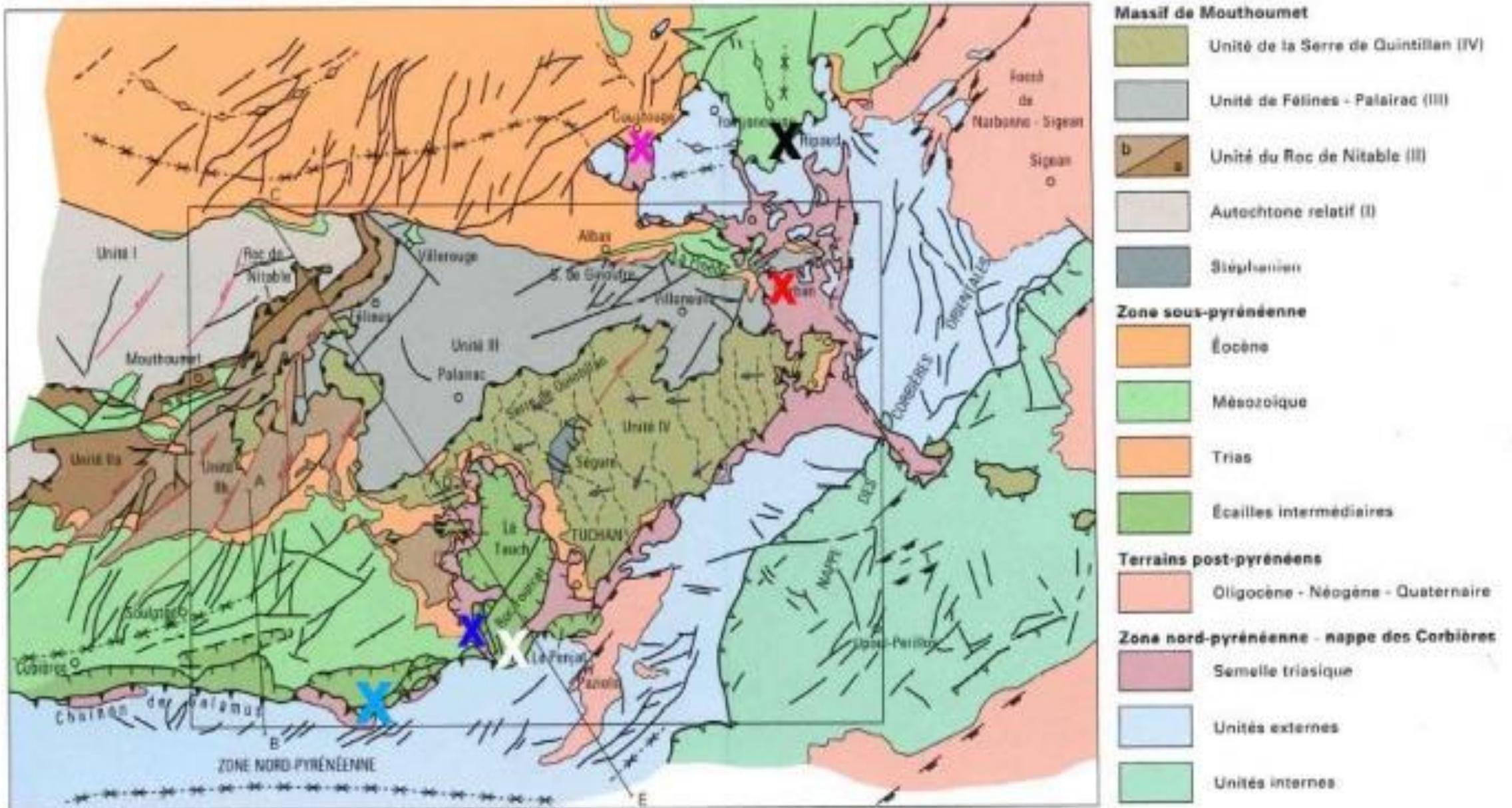
Figure 6. Coupe schématique selon le trajet AB de l'image 2, nappe des Corbières (Ripaud, 11)



Les traits fins, parallèles au plan axial du pli, représentent une schistosité, invisible dans le panorama, mais bien présente sur le terrain.

Le cercle rouge indique la position des images.

Figure 7. Schéma structural de la région des Corbières (BRGM)



5.2. Domaines profonds des zones déformées

Dans les domaines profonds (à partir du faciès amphibolite), on est dans le domaine de la déformation purement ductile ; la déformation cassante est rare, limitée à par exemple des pegmatites (pression de fluide importante).

Les domaines structuraux profonds, au premier abord, se ressemblent : ce sont des zones de gneiss, plus ou moins déformés. Il est possible d'y identifier des zones de cisaillement ; une étude cinématique plus fine permet de se rendre compte que ces domaines ductiles peuvent enregistrer des associations structurales analogues à celles que l'on peut voir en domaine cassant : zones décrochantes (grands décrochements ductiles, type Bretagne) ; zones extensives (Metamorphic core complex, Figure 132) ; zones compressives (chevauchements crustaux, Haut-Allier par exemple).

charriages synsédimentaires-
tectonique cassante

plis isopaques

plis anisopaques-
schistosité

foliation

dômes migmatitiques

cisaillements ductiles

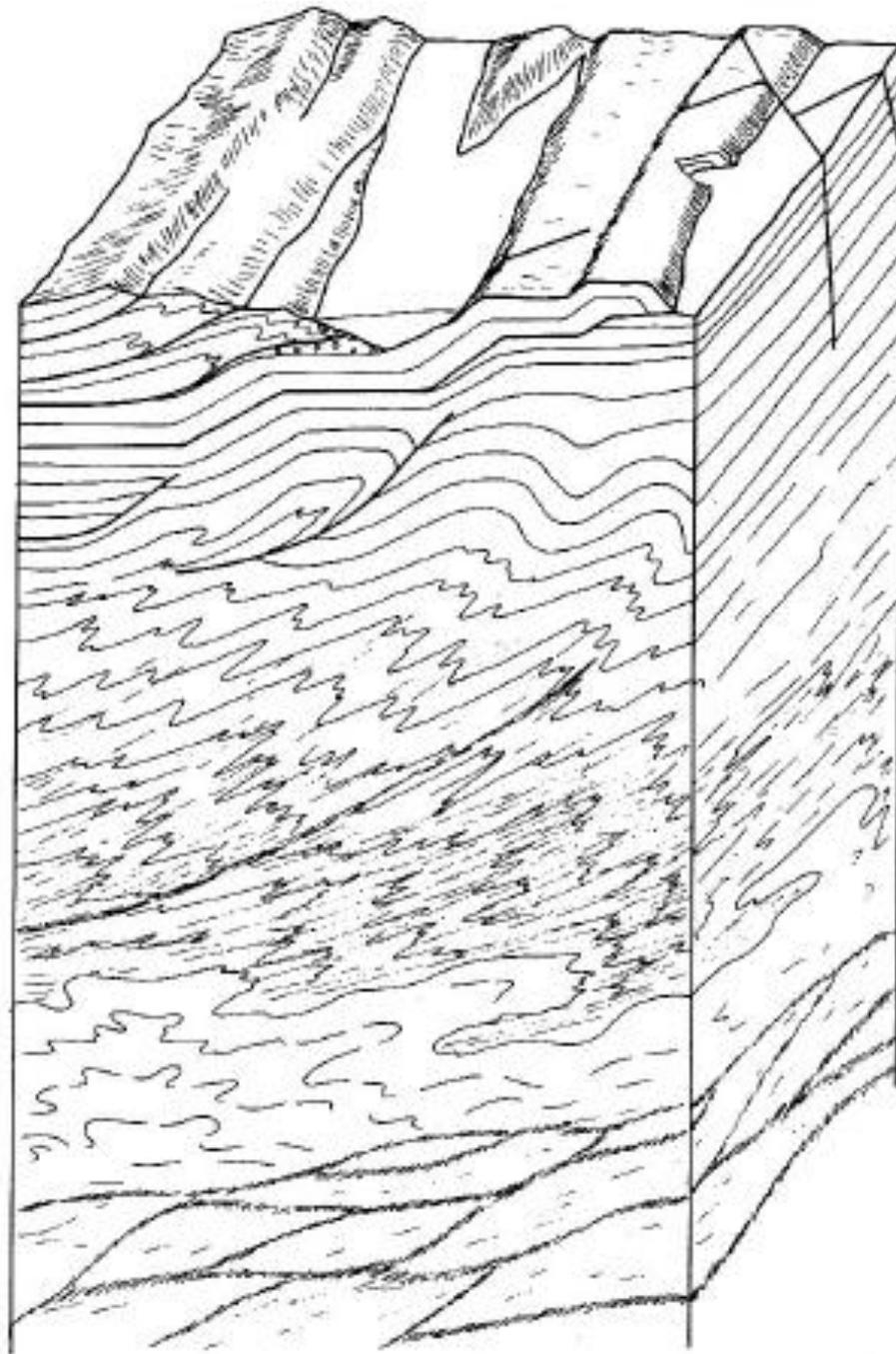


Figure 97. Représentation schématique des styles tectoniques à différents niveaux structuraux.

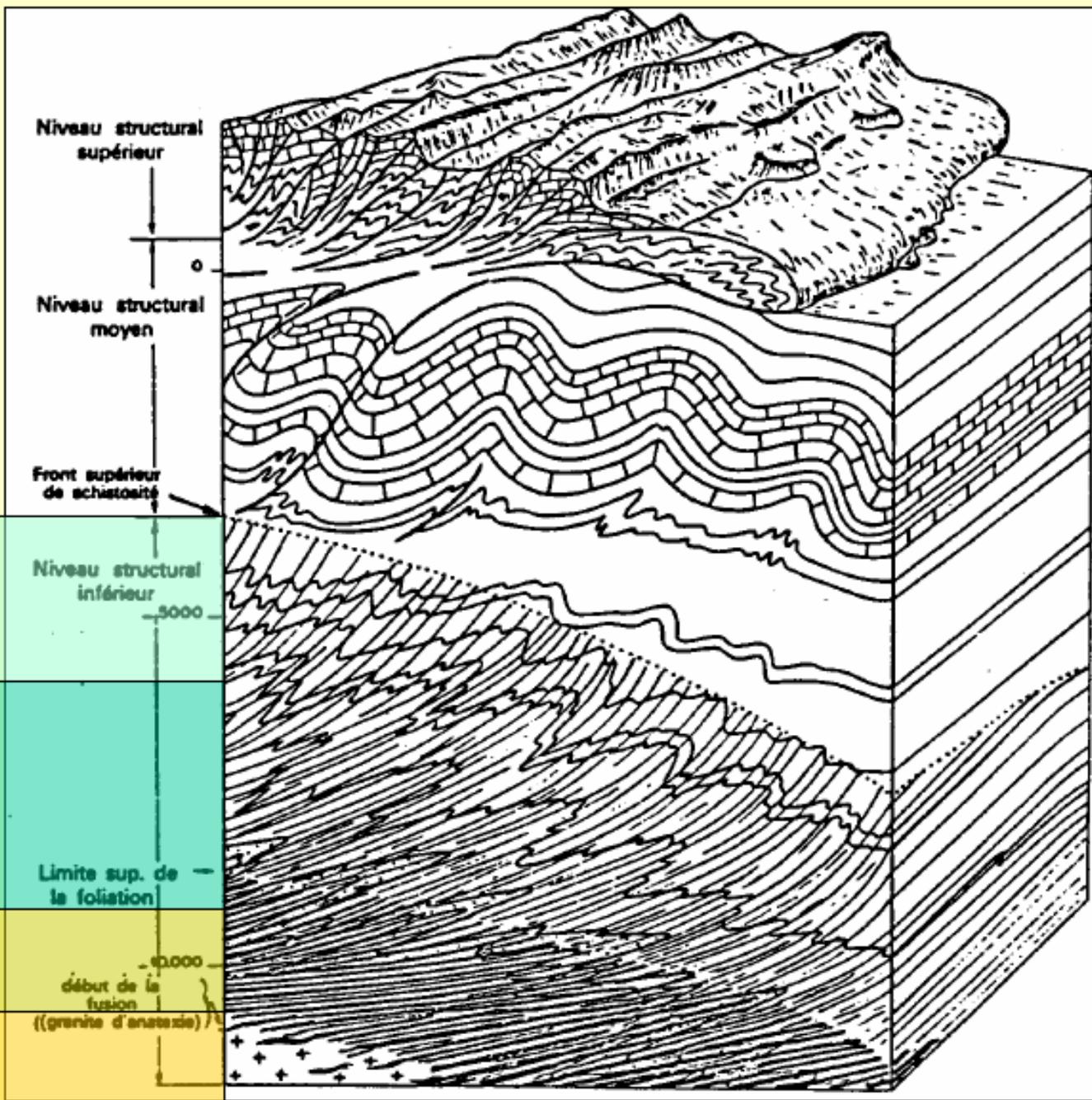
Relations métamorphisme et épaississement crustal.

Epizone

Mésozone

Catazone

Anatexie



Niveau structural supérieur

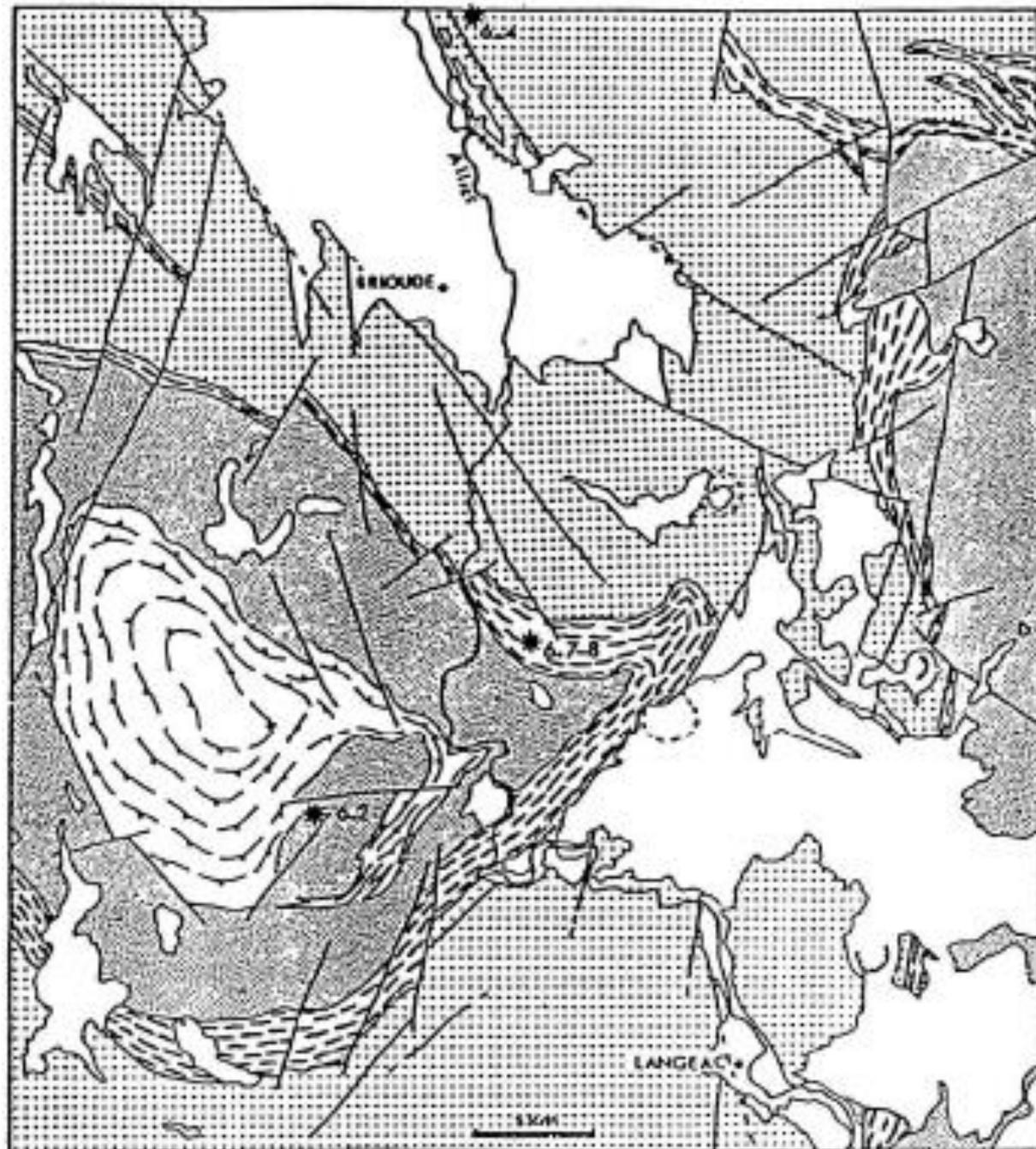
Niveau structural moyen

Front supérieur de schistosité

Niveau structural inférieur -5000

Limite sup. de la foliation -10000

-10000
début de la fusion
((granite d'anatexie))



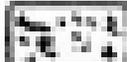
-  Formations volcaniques et superficielles
-  Gneiss anastictiques à reliques granulitiques
-  Groupe leptyne-amphibolique
-  Gneiss à biotites et sillimanites
-  Orthogneiss de Cayeux

Figure 98.
Chevauchements en
domaine ductile : le
Haut-Allier.

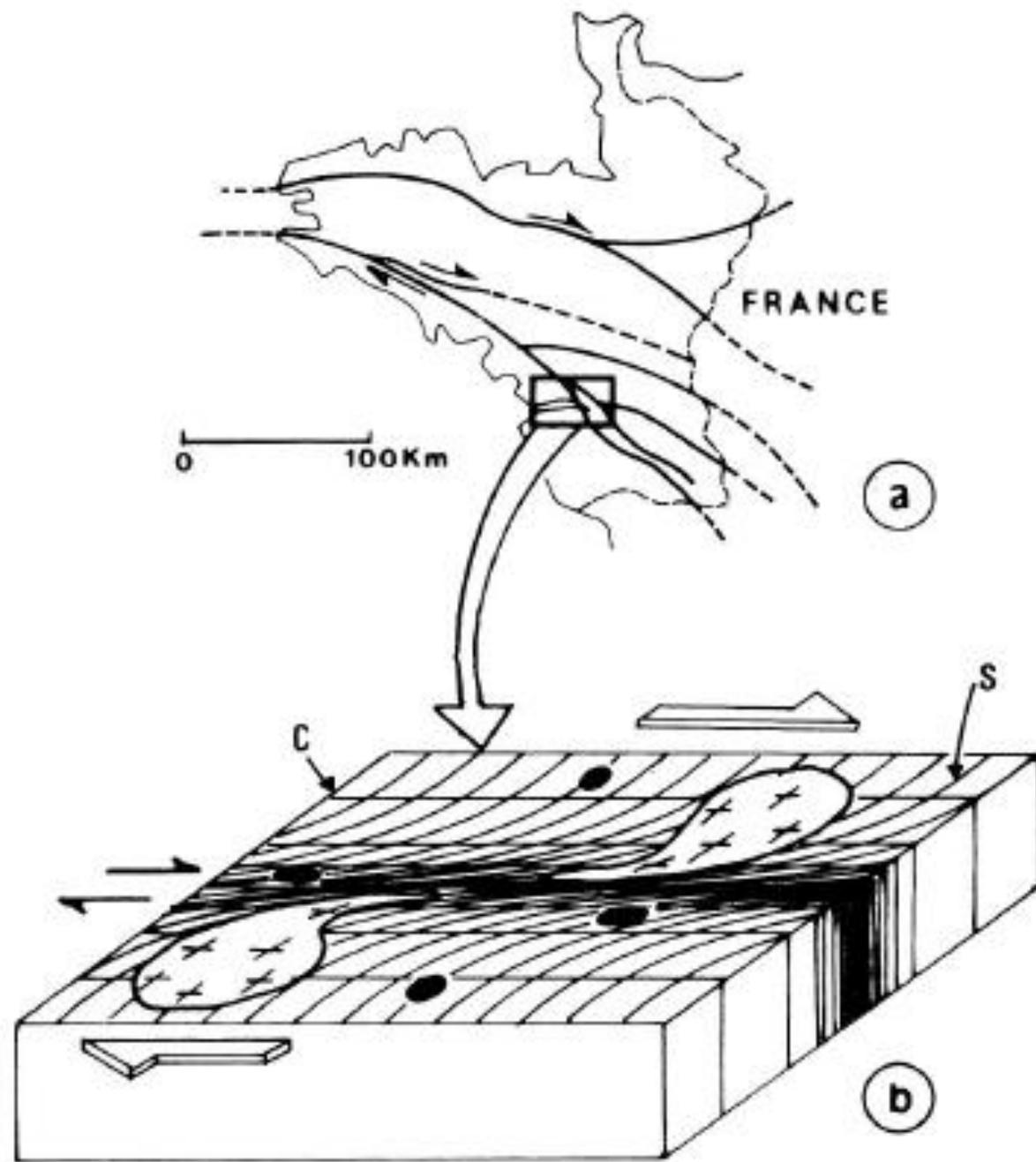
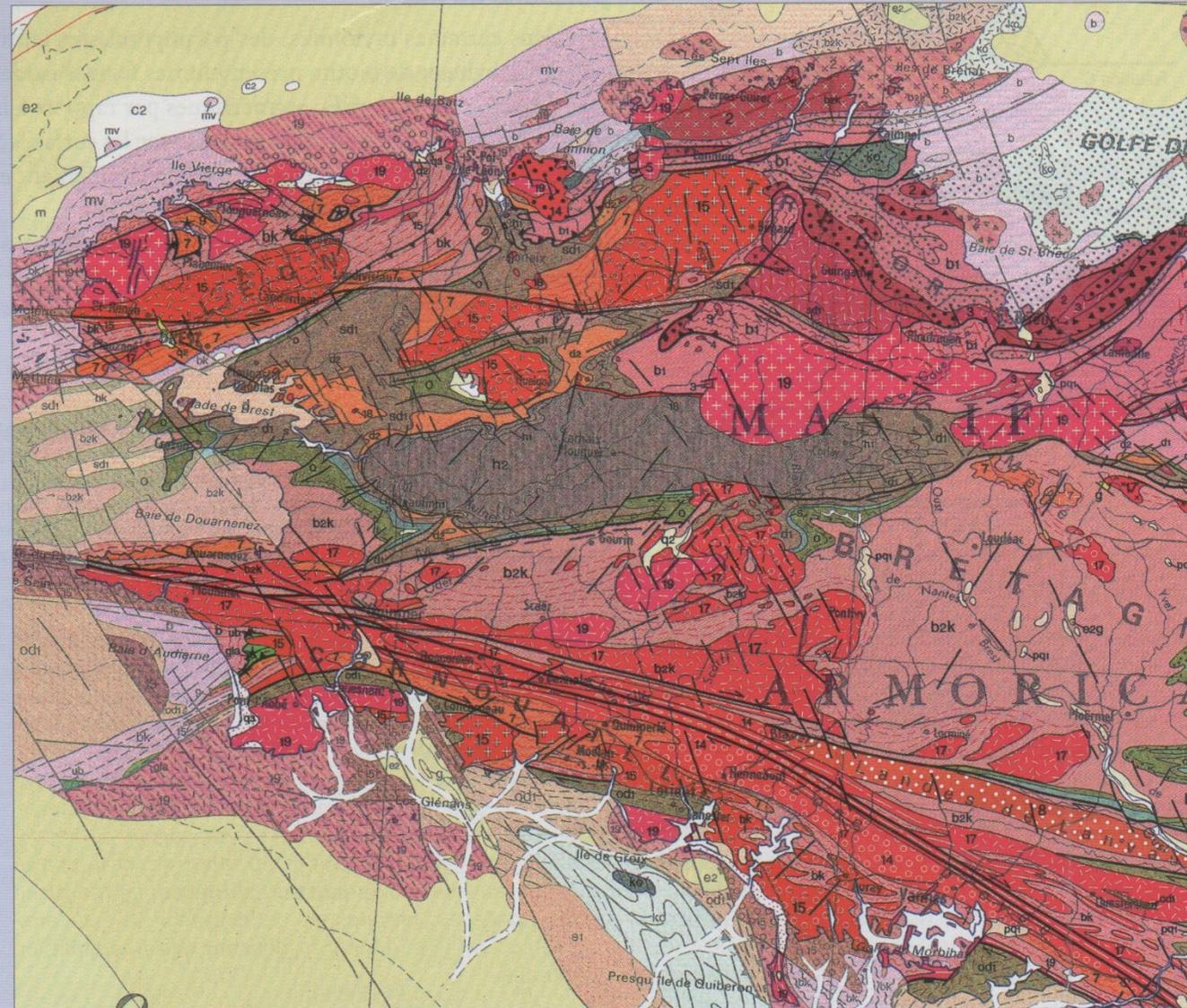


Figure 99.
Décrochements
ductiles : les
cisaillements hercyniens
de Bretagne.

Figure 9.59. Le cisaillement sud-armoricain : déformation à l'échelle régionale

Le système de failles sud-armoricain est constitué d'un réseau de failles de décrochement dextres qui ont contrôlé la mise en place des leucogranites varisques. La réactivation des failles a provoqué le déplacement des massifs de granites par cisaillement simple et leur déformation plastique dans la zone de déformation la plus intense. Visible à l'échelle du massif, la déformation l'est également à l'échelle de l'échantillon (© Carte géologique de la France au millionième, BRGM, 1996).



MICROPLIS DANS UN SCHISTE

Pierre Thomas ; Emmanuelle Cecchi

ENS Lyon - Laboratoire des Sciences de la Terre

Résumé

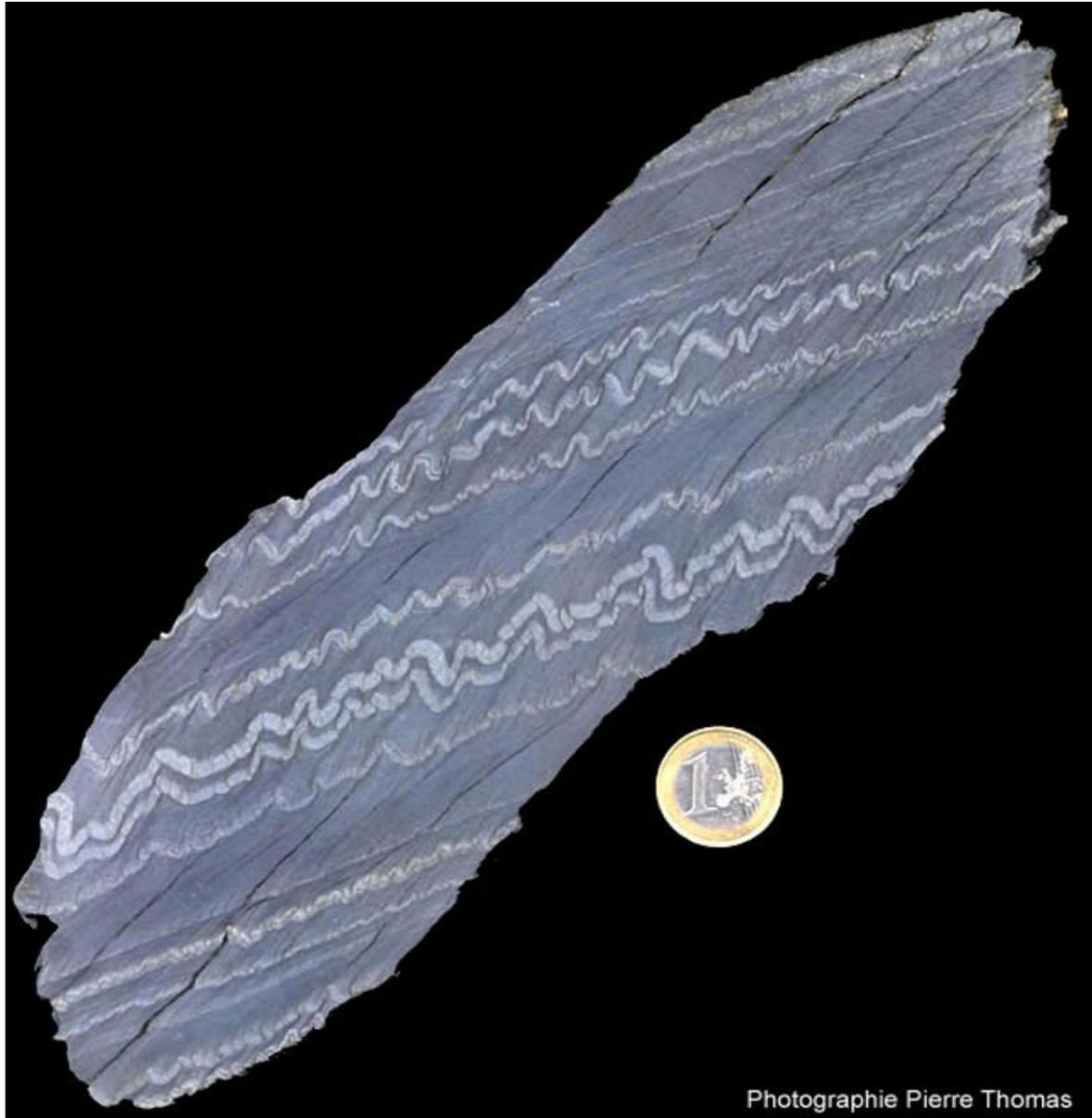
Microplis dans un galet de schiste zébré de la Rivière de Morlaix (29).

Figure 1. Microplis dans un schiste Zébré

Coupe dans un schiste zébré.

Niveaux argileux : Sombres

Niveaux gréseux : Clairs



Photographie Pierre Thomas

*Représenter sur un schéma.

*Relever (citer en décrivant) les différents éléments structuraux

*Que peut-on tirer comme indications:

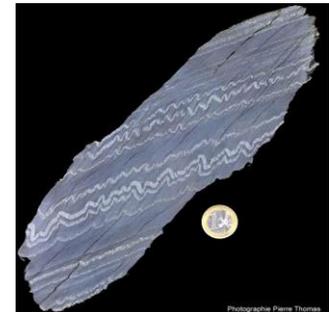
- Tectonique
- Nature de la déformation
- Profondeur, etc. ...

Il s'agit d'une coupe faite dans un galet échantillonné dans la Rivière de Morlaix (29). Ce galet provient d'une formation constituée d'alternances argilo-gréseuses, connue localement sous le nom de "schistes zébrés".

Les niveaux argileux sont sombres, les niveaux gréseux clairs. Cette formation, que l'on peut assimiler à un flysch, est daté du Carbonifère inférieur (h1Z sur la carte géologique de Morlaix). Ces alternances argilo-gréseuses ont été tectono-métamorphisées en faciès schistes vert (présence de séricite et chlorite).

La tectonique forme des figures remarquables. La manifestation la plus visible de la tectonique est représentée par les *plissements des niveaux gréseux*. Les plis sont :

- anisopaques : l'épaisseur d'un même niveau plissé varie,
- disharmoniques : les niveaux gréseux et argileux contiguës sont plissés de manière différente,
- dissymétriques : pour les plis antiformes, les flancs gauches sont longs et les flancs droits courts.



On remarque que ces niveaux gréseux sont micro-fracturés. Les *niveaux argileux montrent une schistosité*, à peu près parallèles aux plans axiaux des plis des niveaux gréseux.

La tectonique a donc eu lieu à une profondeur suffisante (pression et température suffisantes) pour schistosier les niveaux argileux particulièrement incompetentes, mais insuffisante pour schistosier les niveaux gréseux plus compétents.

L'incompétence des niveaux argileux explique la disharmonie. La dissymétrie des plis indique une composante de cisaillement dans la déformation : le haut de l'échantillon se dirigeait vers la droite (dans la position actuelle de l'échantillon).

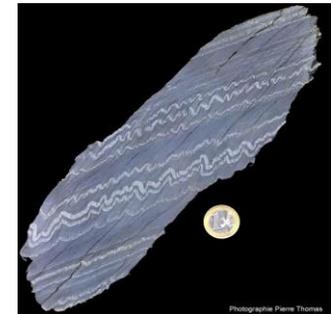
Il s'agit d'une coupe faite dans un galet échantillonné dans la Rivière de Morlaix (29). Ce galet provient d'une formation constituée d'alternances argilo-gréseuses, connue localement sous le nom de "schistes zébrés".

Les niveaux argileux sont sombres, les niveaux gréseux clairs. Cette formation, que l'on peut assimiler à un flysch, est daté du Carbonifère inférieur (h1Z sur la carte géologique de Morlaix). Ces alternances argilo-gréseuses ont été tectono-métamorphisées en faciès schistes vert (présence de séricite et chlorite).

La tectonique forme des figures remarquables. La manifestation la plus visible de la tectonique est représentée par les *plissements des niveaux gréseux*. Les plis sont :

- anisopaques : l'épaisseur d'un même niveau plissé varie,
- disharmoniques : les niveaux gréseux et argileux contiguës sont plissés de manière différente,
- dissymétriques : pour les plis antiformes, les flancs gauches sont longs et les flancs droits courts.

On remarque que ces niveaux gréseux sont micro-fracturés. Les *niveaux argileux montrent une schistosité*, à peu près parallèles aux plans axiaux des plis des niveaux gréseux.



La tectonique a donc eu lieu à une profondeur suffisante (pression et température suffisantes) pour affecter d'une schistosité les niveaux argileux particulièrement incompétents, mais insuffisante pour affecter par la même schistosité les niveaux gréseux plus compétents.

L'incompétence des niveaux argileux explique la disharmonie.

La dissymétrie des plis indique une composante de cisaillement dans la déformation : le haut de l'échantillon se dirigeait vers la droite (dans la position actuelle de l'échantillon).



III. Déformation cassante

1. La rupture des roches

1.1. Mécanismes macro- et microscopiques

A l'échelle microscopique, la rupture implique de briser des liaisons atomiques. En théorie, c'est très difficile et devrait nécessiter une énergie (donc une contrainte) très supérieure à la contrainte observée pour la rupture des matériaux géologiques (et modélisée par le critère de Coulomb-Navier, voir paragraphe I.4.2.c).

A l'échelle d'un massif de roche, il existe de nombreuses fractures préexistantes (diaclasses, litage, anciennes failles, etc.), si bien que la déformation régionale implique plutôt la réactivation de fractures existantes que la formation de nouvelles ruptures. Mais il est, quand même, possible de casser une roche non-fracturée, et expérimentalement ceci ne nécessite pas des énergies compatibles avec la rupture de liaisons atomiques !

La solution à ce paradoxe apparent est connue sous le nom de « fracturation de Griffith » (*Griffith cracking*). A l'échelle du grain, une roche contient d'innombrables petites fractures : limites de grains, micro-fractures, pores, etc. A la pointe de ces craquelures, il se produit une importante concentration de contraintes ; pour une fente elliptique d'axes a et b , la contrainte à la pointe de la fracture est augmentée d'un facteur $2(a+1)/b$ (on peut aussi écrire cette valeur en fonction du grand axe a et du rayon de courbure de la pointe de la craquelure, ce qui revient au même). Pour une craquelure de rapport d'aspect 10 :1 par exemple, la contrainte en bout de fente est donc augmentée d'un facteur 22 par rapport à la contrainte externe !

Autrement dit, une roche apparemment « intacte » contient en réalité de nombreuses fentes sur lesquelles le glissement a lieu.

1.2. Géométrie

Pour l'essentiel, nous discuterons la géométrie de la rupture en utilisant la méthode dite du cercle de Mohr (TD 2). Les principaux résultats sont les suivants :

- L'orientation des failles ou fractures par rapport à la contrainte varie en fonction de la pression de confinement (contrainte moyenne).
- Pour des pressions crustales typiques, les failles sont orientées à 30° de part et d'autre de σ_1 ; on a donc des systèmes de failles conjuguées avec un angle de 60° entre elles. Des failles normales ont ainsi un pendage typique de 60° , qui diminue avec la profondeur.
- Elles sont associées à des fentes de tension parallèles à σ_1 .

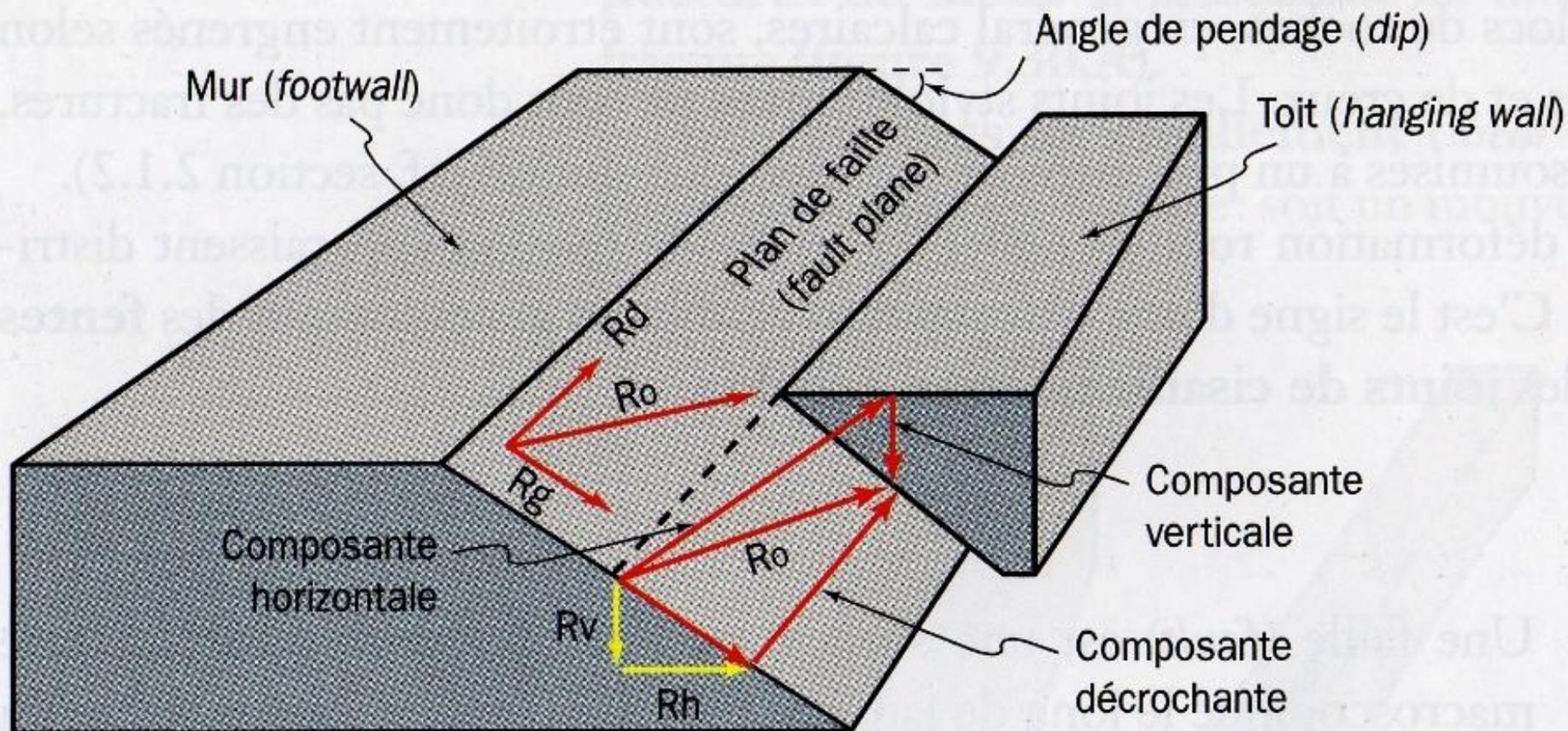


Figure 9.32. La terminologie d'une faille

R_d : décrochement (*strike-slip*). R_g : rejet de pente, glissement (*dip-slip*). R_o : rejet oblique (*oblique-slip*). R_h : rejet horizontal (*heave*). R_v : rejet vertical (*throw*).

a. Effet de la pression de confinement sur la géométrie

Pressions de confinement faibles ou nulles : fentes de tension purement cassantes

Pour des faibles pressions de confinement, la rupture se développe sans glissement, par des fissures perpendiculaires à σ_1 , qui s'ouvrent dans la direction de σ_3 . Ce sont des fentes de tension (*tensile cracks*)(cf. Figure 100).

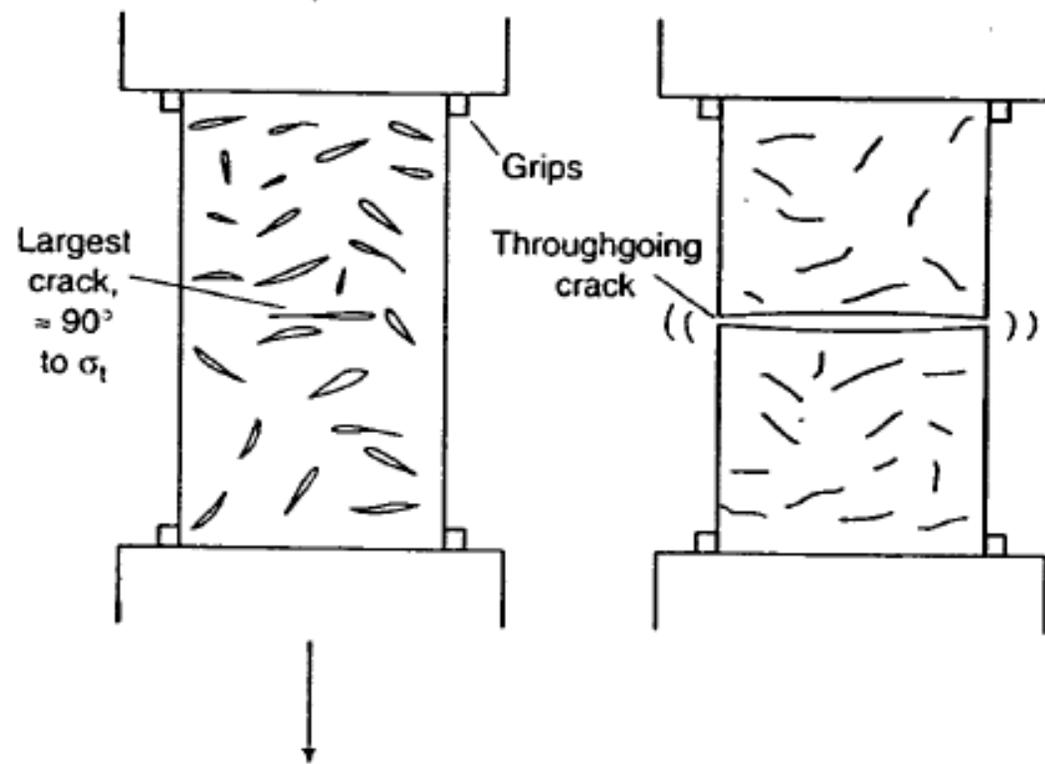
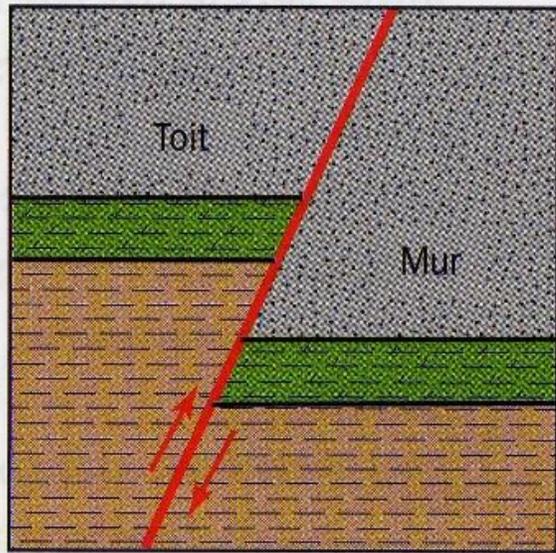
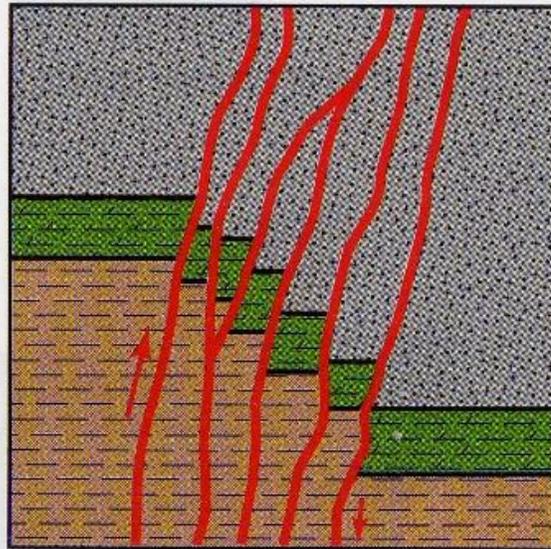


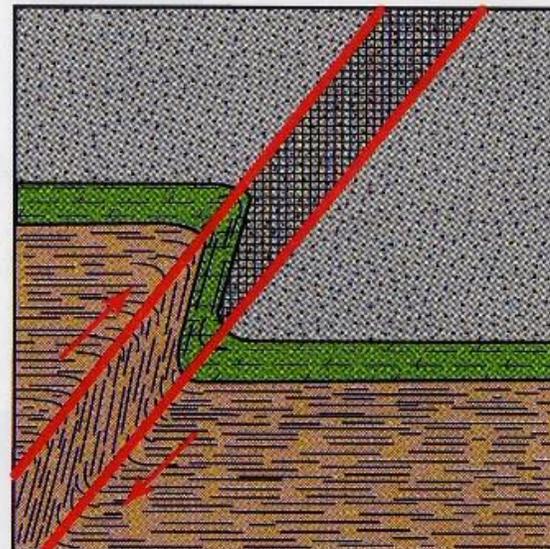
Figure 100. Rupture sur des fentes de Griffiths pré-existantes. Les fentes dans la bonne orientation sont activées et deviennent la « vraie » fracture. Les autres fentes sont refermées.



(A)



(B)



(C)

Figure 9.31. Les styles de failles

- A.** Faille : fracture cisailante cassante simple.
- B.** Zone de failles : association de fractures cisailantes.
- C.** Zone de cisaillement ductile.

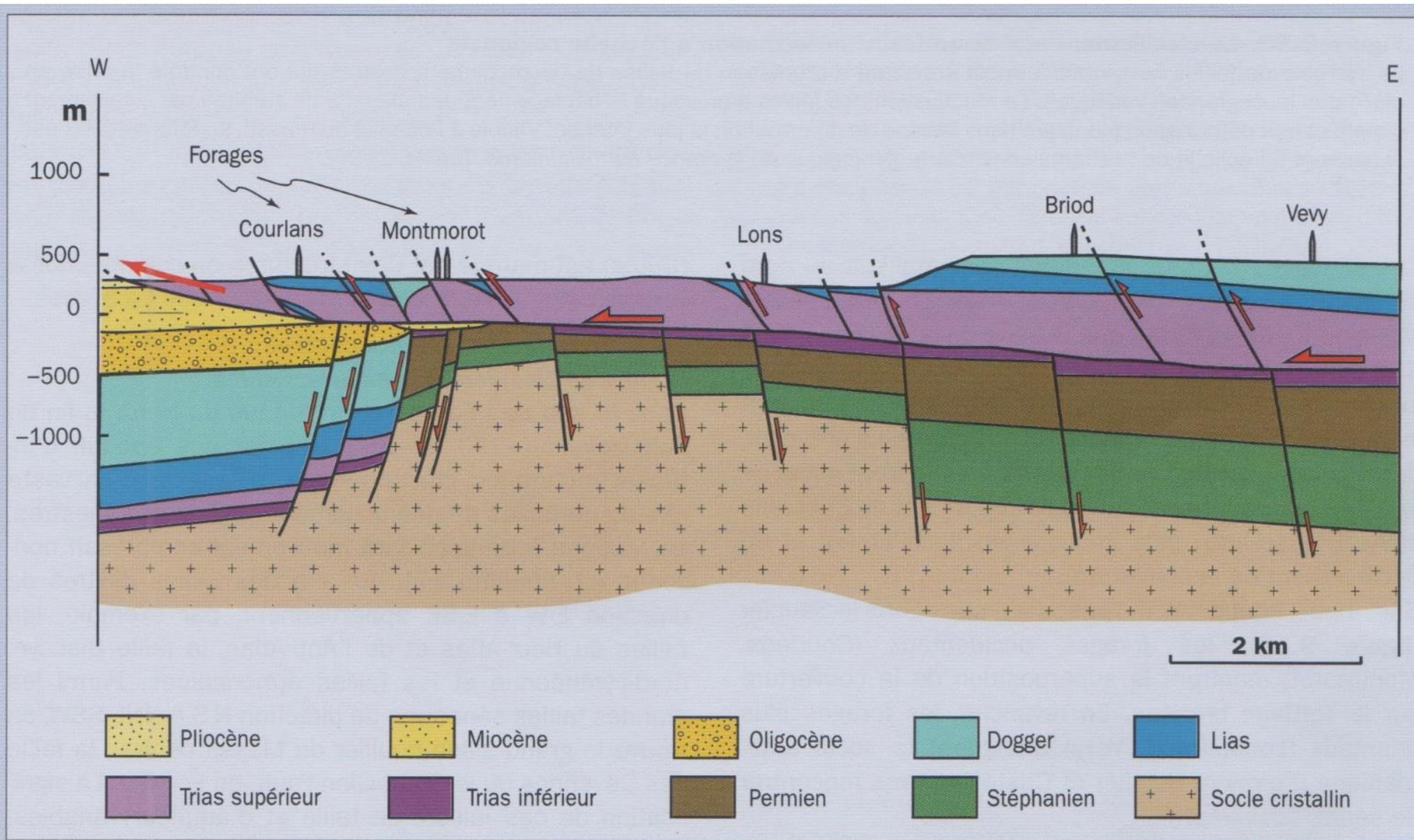


Figure 9.58. Coupe à travers le faisceau lédonien, bordure occidentale du Jura externe (D'après Chauve et al., 1988)

Pressions de confinement élevées : rupture cisailante ductile-cassante

Pour des pressions de confinement plus élevées, il devient plus difficile d'ouvrir des fissures. La fracturation a lieu par glissement sur des plans de fracture (plans préexistants et dans la bonne orientation, ou de façon analogue au cas précédent, par exagération de fentes de Griffith) (*shear fractures*).

D'autre part, la rupture a maintenant lieu après un petit peu de déformation plastique (et pas uniquement élastique, comme dans le cas précédent).

Typical strain before fracture or faulting (percent)	<1	1-5	2-8	5-10	>10
Compression $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$					
Extension $\sigma_3 < \sigma_1 = \sigma_2$					
Typical stress-strain curves ($\sigma_1 - \sigma_3$)					

Brittle

Brittle ductile transition

Ductile

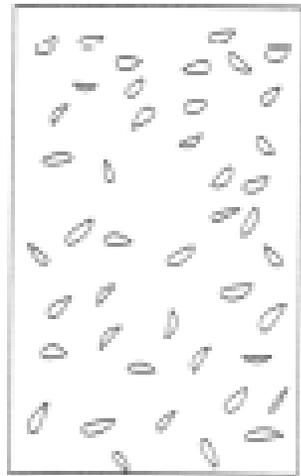
Pre-deformation
(open Griffith cracks)

Compression begins;
volume decrease; crack
closure

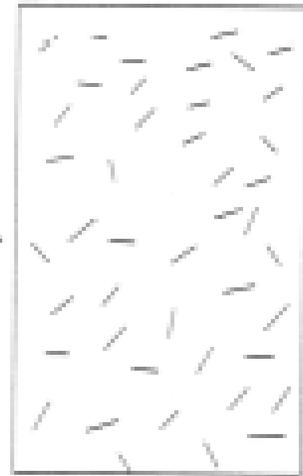
Dilatancy occurs (volume
increase) cracks initiate
and propagate

Cracks grow, branch,
and begin to interact

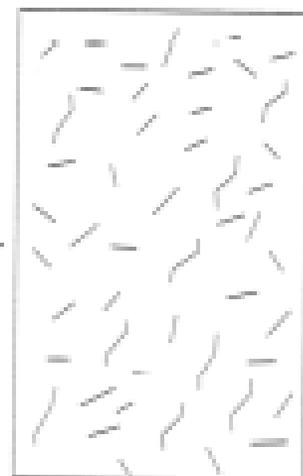
A throughgoing shear
fracture forms



(a)



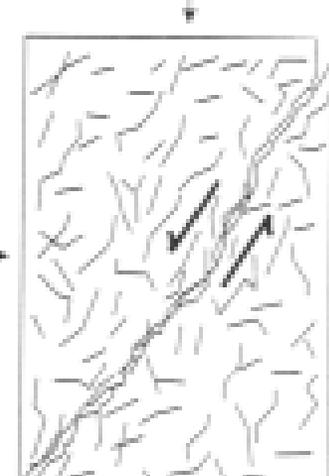
(b)



(c)



(d)



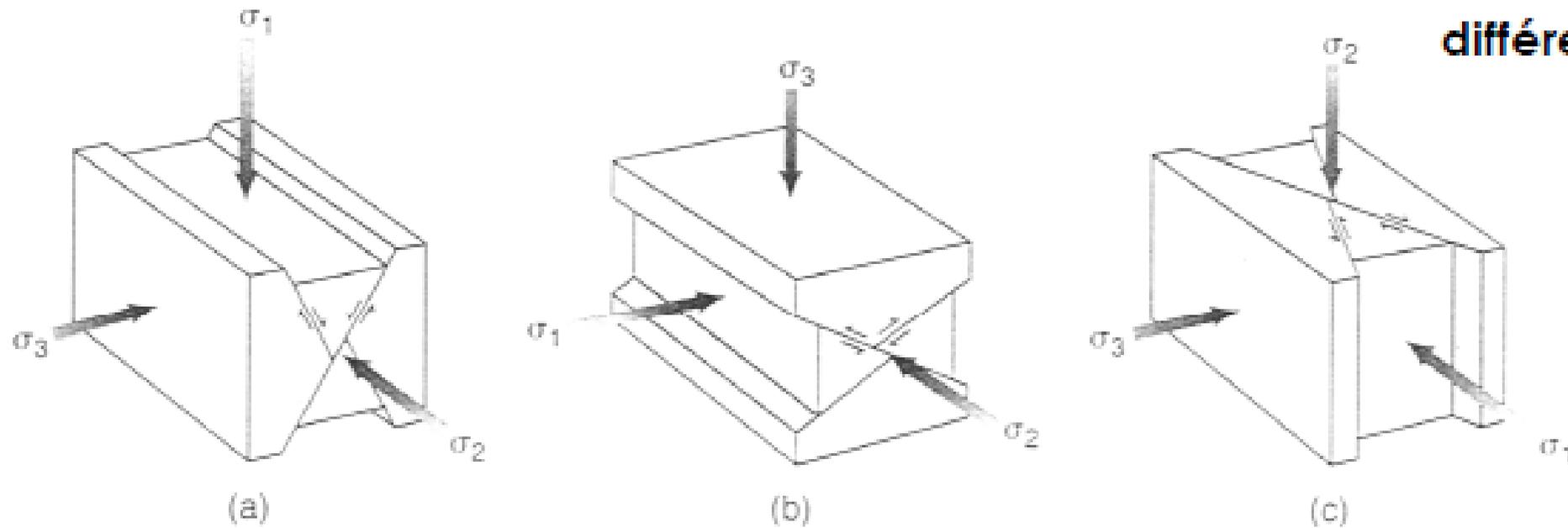
(e)

**Figure 102. Rupture
cisailante sur fractures
de Griffith.**

b. Systèmes de failles conjuguées

Les failles qui se forment par rupture cisailante (en suivant le critère de Navier-Coulomb) se forment à 30° de σ_1 , et contiennent σ_2 . Il y a donc deux orientations possibles pour la rupture (ou la réactivation de failles existantes), qui forment des systèmes de failles dit conjugués (*conjugate faults*).

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-echelon tension gashes*).

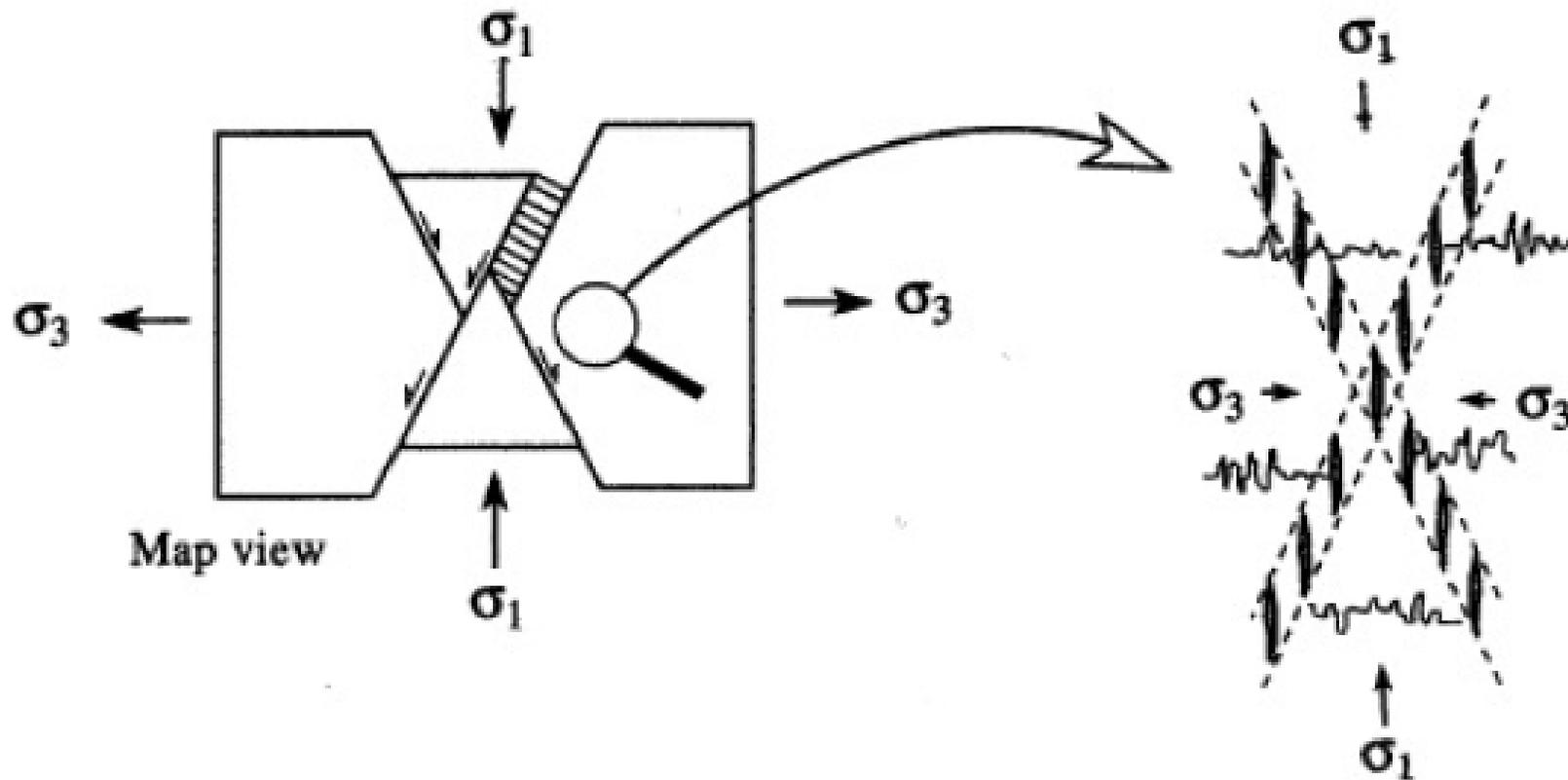


Figure 104. Association entre failles conjuguées et fentes de tension (et stylolithes – cf. paragraphe 2.2).

2. Joints, fractures et veines

Les joints, fractures, etc. (*joints, fractures*) sont souvent les éléments géométriques les mieux visibles sur un affleurement; il s'agit de fracturation cassante, sans déplacement (ou avec un déplacement minimal) sur les plans de rupture.

Quand les systèmes de fracture sont remplis de minéraux (souvent quartz ou calcite), on parle de veine (*vein*).

2.1. Joints et diaclases

La plupart des masses rocheuses présentent une (ou plusieurs) fracturation(s) plus ou moins régulière, sans déplacement, qui le plus souvent définit la forme de l'affleurement: des joints (*joints*) ou diaclases. Il n'y a en général pas de déplacement sur les joints, ce sont donc des fractures tensiles (et pas de la rupture cisailante).

Les joints sont importants

- En hydrologie (ou pour le pétrole) : ils définissent la perméabilité en grand d'un réservoir ;
- En géotechnique, génie civil et minier, etc. : ils définissent la solidité d'une masse rocheuse ;
- En géomorphologie : ils définissent souvent les principales directions du relief ;
- En gîtologie : ils sont souvent des sites de précipitation de minéraux, dont des minéraux d'importance économique (systèmes de veines minéralisées, ou *stockwork*).

Les joints sont des fractures tensiles ; leur origine peut varier :

- Fracturation tectonique (on a dans ce cas des systèmes conjugués de joints, dans des directions compatibles avec le champ de contrainte régional) ;
- Fracturation par relâchement des contraintes (post-tectonique) ;
- Fracturation hydraulique (par exemple, eau libérée par la cristallisation d'un pluton ; dans ce cas, on a souvent des systèmes de veines de quartz ou de pegmatites, qui remplissent la fracturation, et qui définissent deux systèmes, radial et concentrique autour du pluton) ;
- Fracturation par érosion et remontée à la surface (compétition entre compression des roches qui se refroidissent – cf. prismation en « orgues basaltiques », *columnar jointing* – et expansion due à la diminution de pression).

2.2. Fentes de tension, stylolithes

Les fentes de tension sont en général de petites veines (quelques dizaines de centimètres, encore qu'il y ait des exemples de structures analogues de taille kilométrique) remplies de minéraux (calcite ou quartz). Ce sont des fractures tensiles, qui s'ouvrent dans la direction de σ_3 . Elles sont associées aux failles, et forment des systèmes « en échelon » (*en-echelon tension gashes*) le long des plans de faille, ou parfois à l'endroit où « il y aurait du » y avoir une faille.

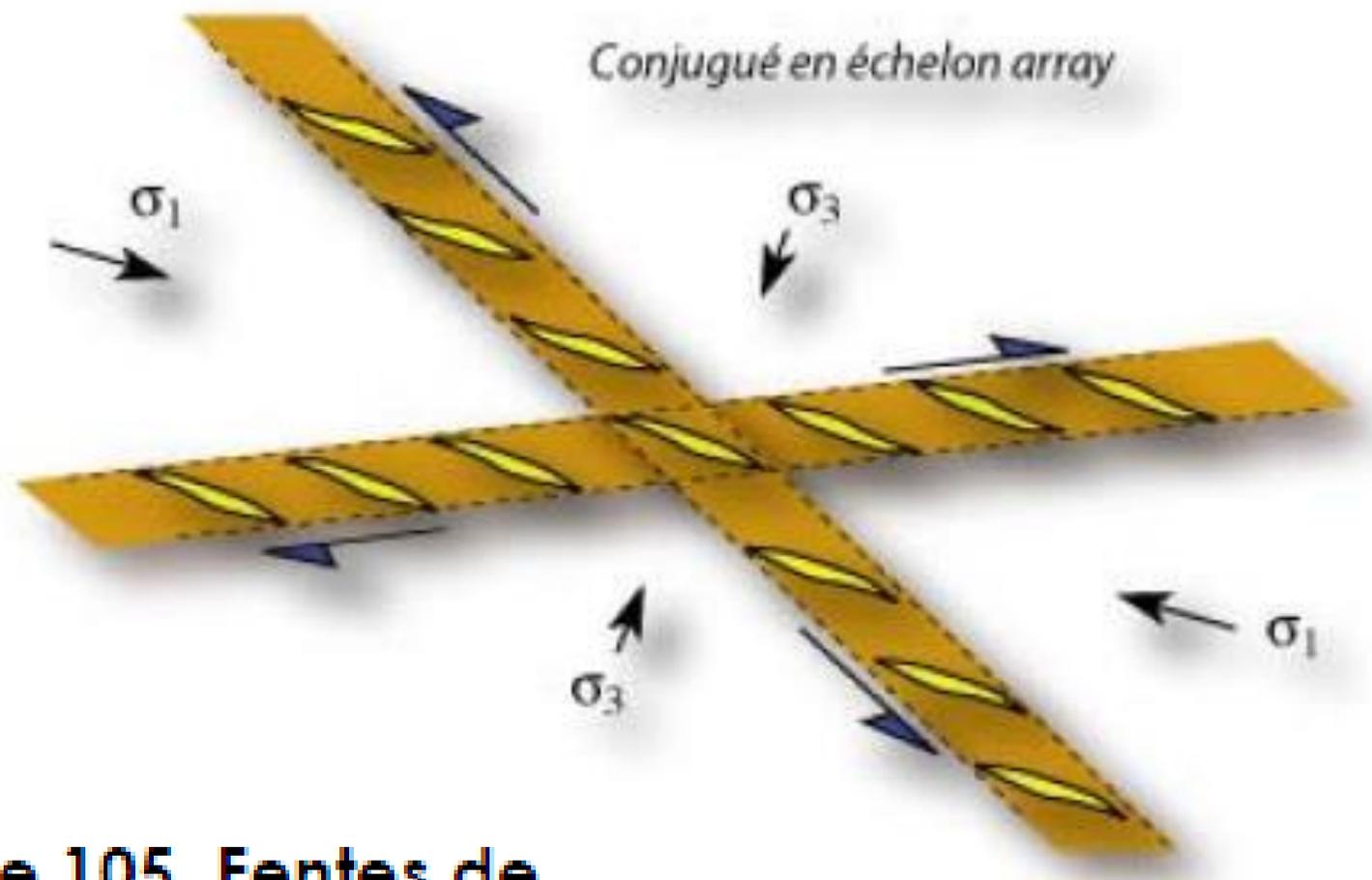


Figure 105. Fentes de tension formant deux systèmes en échelon conjugués.

Il n'est pas rare que des fentes de tension soient à leur tour déformées par le mouvement relatif des lèvres de la faille ; on peut même parfois voir une nouvelle génération de fentes les recoupant.

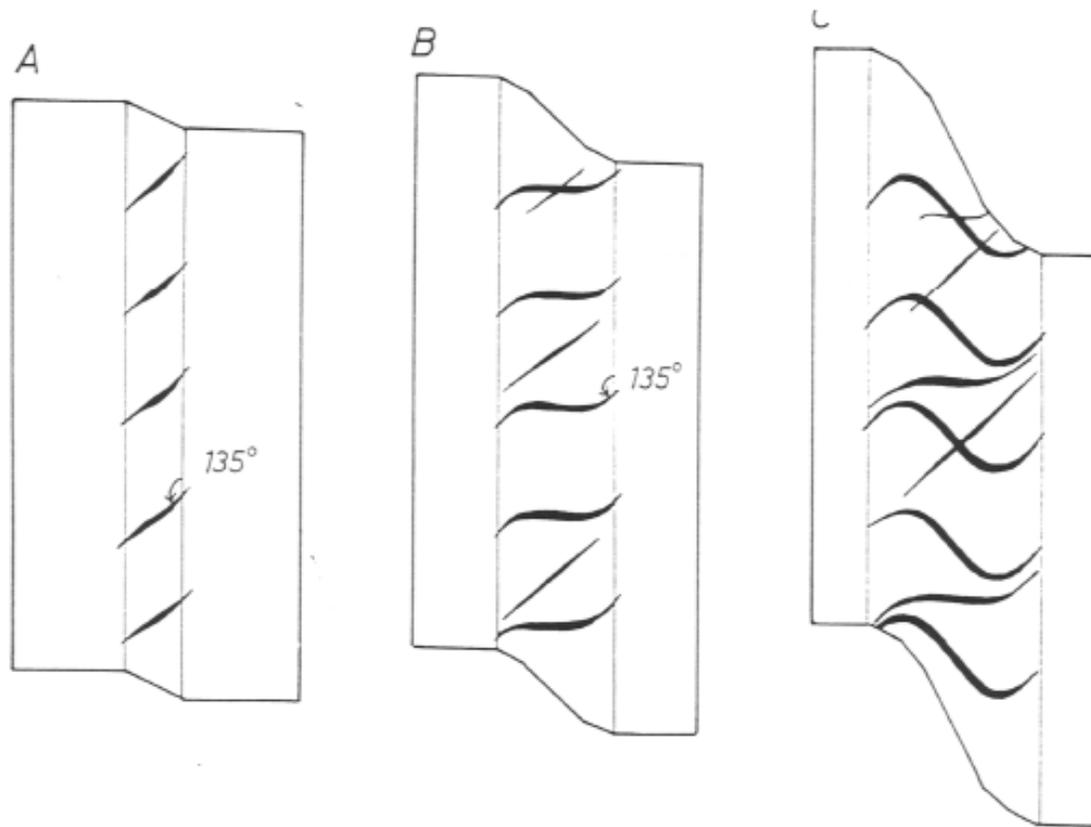
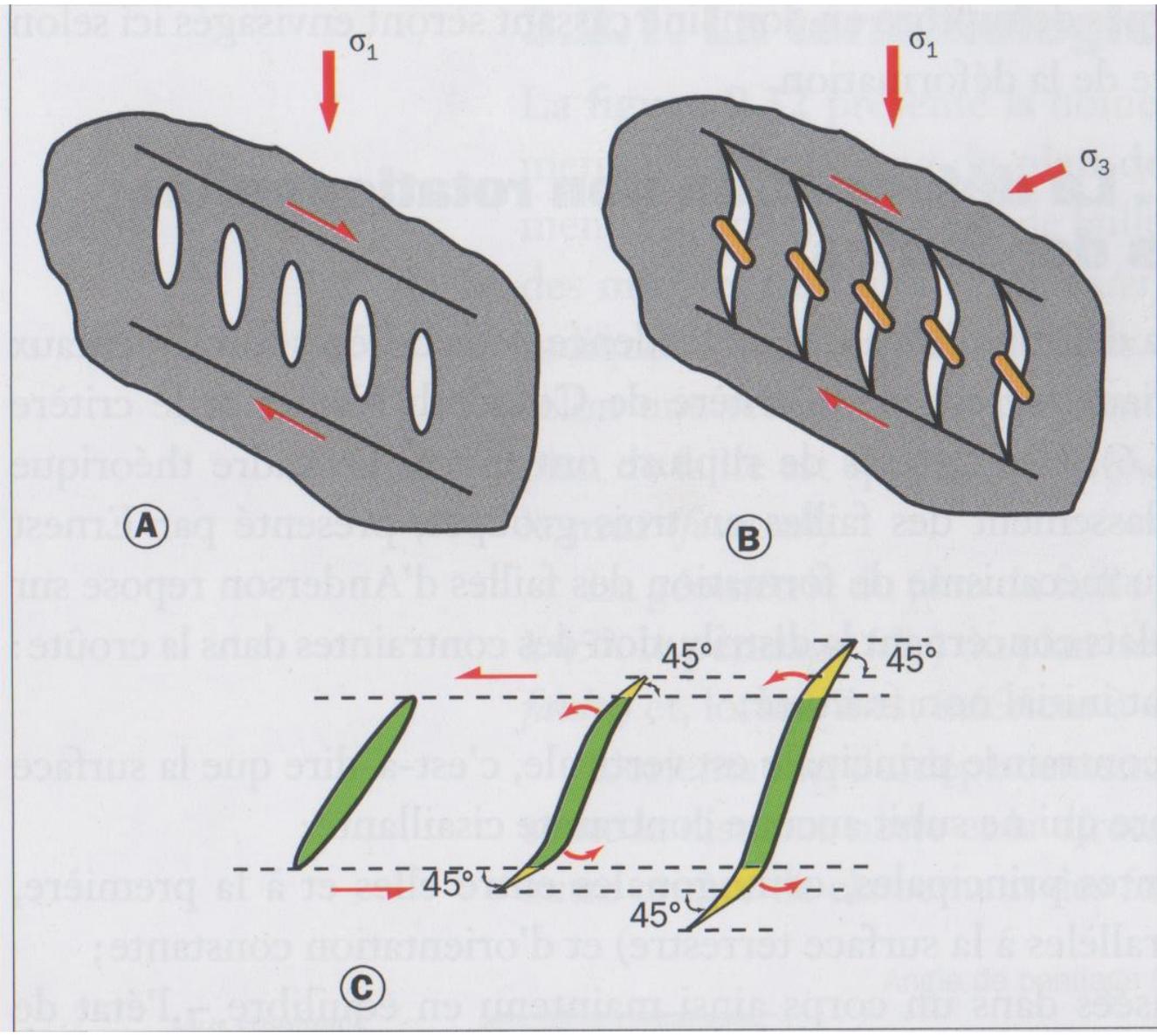


Figure 106. Fentes de tension en échelon déformées par le mouvement relatif sur une zone de cisaillement.



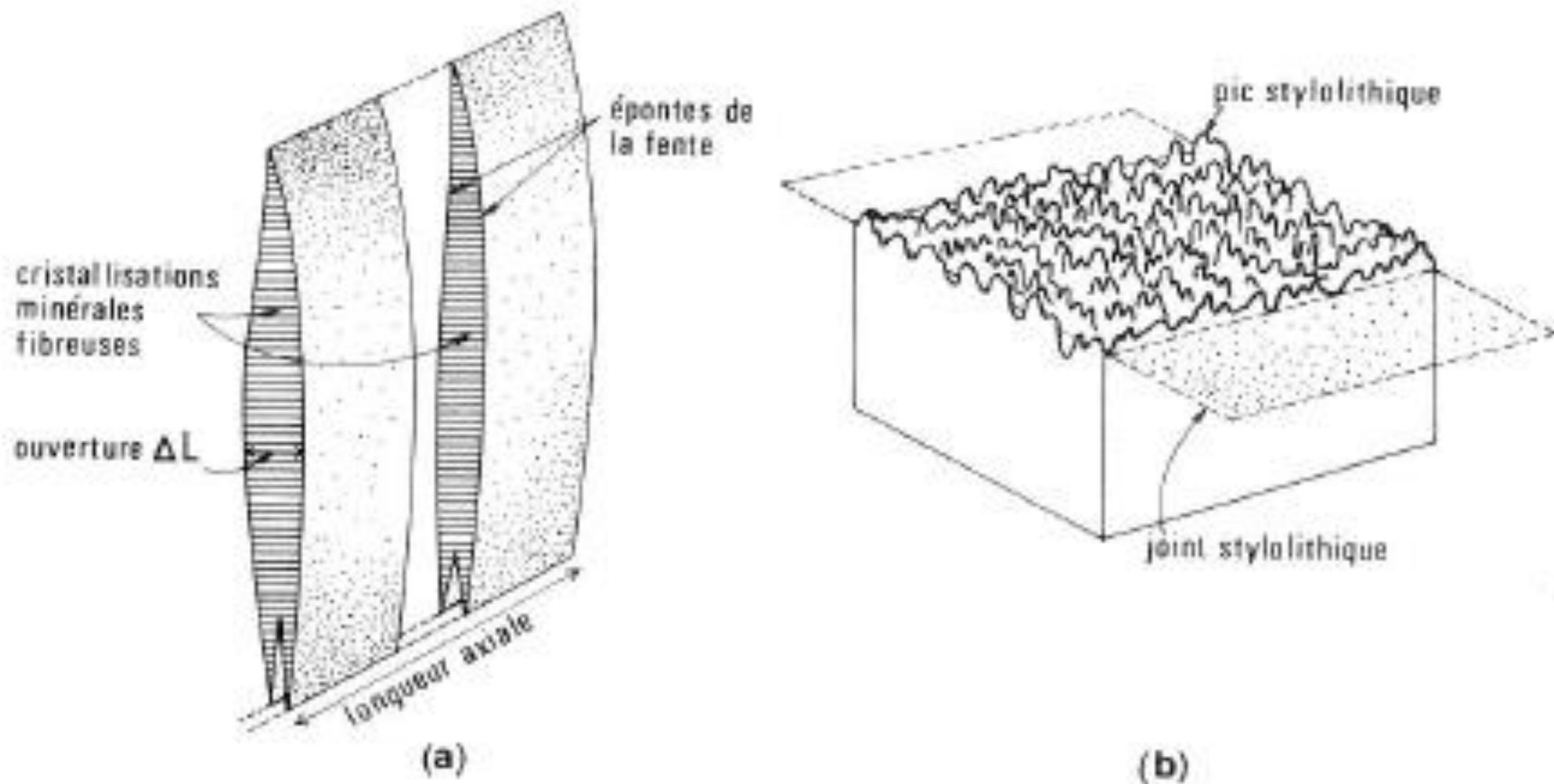


Figure 107. Fentes de tension et joints stylolithiques. σ_1 est vertical dans ce dessin.

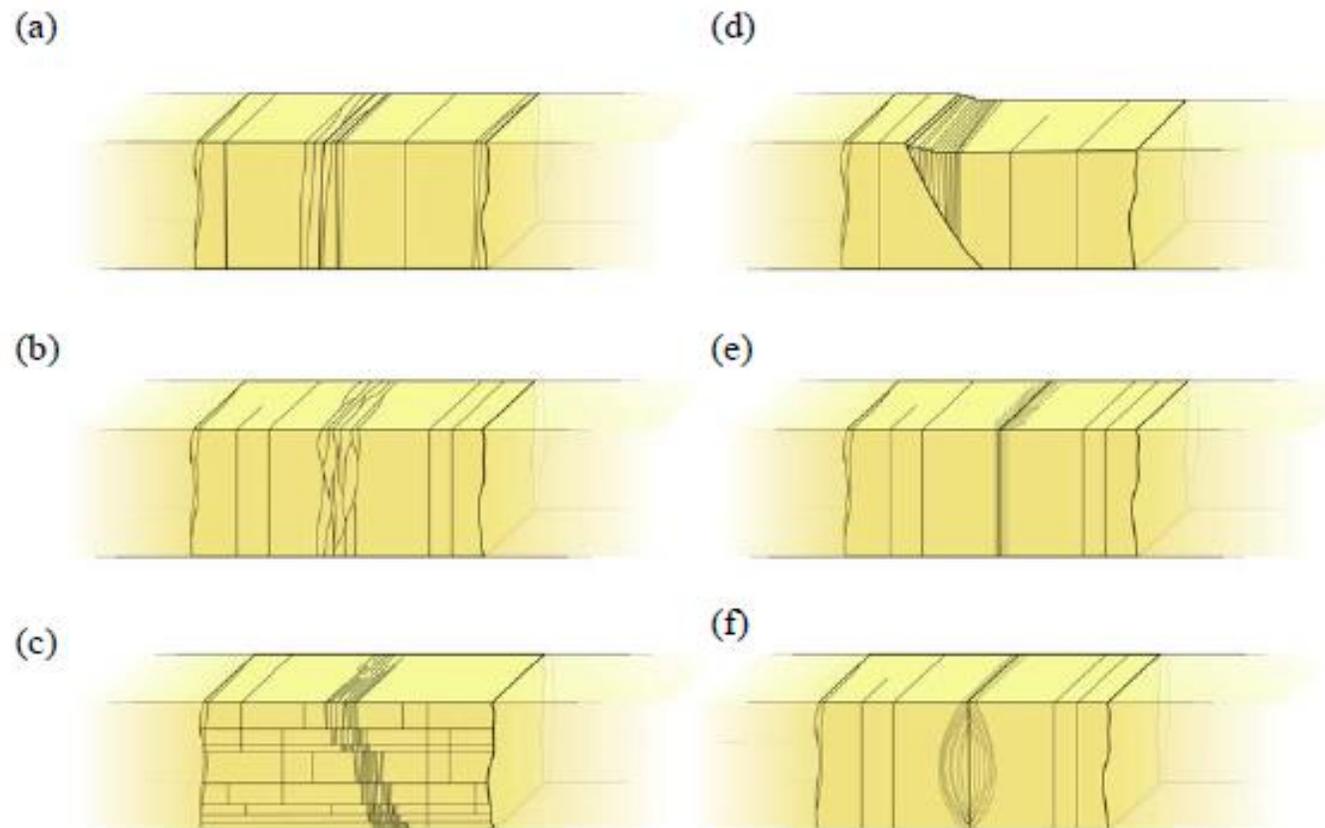


Figure 2.23 : Les différents types de corridors fracturés rencontrés sur le terrain (d'après Connolly, 1999, Fracture Corridors Project year 1 (unpublished report, Total, Shell) et Bazalgette *et al.*, 2000, Fracture Corridors Project year 2 (unpublished report, Total, Shell). (a) Simple persistent FC (SPFC) : le corridor est composé principalement de HPF peu espacées, (b) Internal Anastomosed FC (IAFC) : couloir formé par une concentration de fractures anastomosées (en relation ou non avec une zone de faille, (c) Bed segmented FC (BSFC) : corridor formé de fractures limitées aux bancs (BCF), (d) Clustered branching FC (CBFC) : couloir de fractures en mode I branchées en tête de faille. (e) Fanning FC (FFC) : couloir de fractures divergeant à partir d'une fracture principale centrale. (f) Arcuate Halo FC (AHFC) : corridor formé d'un fuseau de fractures de mode I dont les extrémités convergent vers une fracture principale centrale. Les types (a), (b), (c) et (d) sont fréquemment rencontrés sur le terrain. Les types (e) et (f) sont, pour leur part, beaucoup plus anecdotiques.

* C-2 : Relations Cristallisation-Déformation

Un deuxième grand groupe de critères microtexturaux permettant d'établir des *chronologies relatives de cristallisation* dans les roches métamorphiques s'appuie sur les relations géométriques qui existent parfois entre les blastes (en particulier les porphyroblastes), leurs inclusions et la structure des constituants matriciels. Avant d'aborder cette question, il importe de résumer brièvement ce que l'on sait sur les modalités de la déformation des roches métamorphiques et sur la genèse de leur "fabrication" syncinématique.

Dans les roches qui ont subi un métamorphisme régional syntectonique comme dans celles que l'on trouve dans les ceintures dynamométamorphiques (voire même les matériaux d'origine mantellique), on note de façon remarquable que ces métamorphites sont pourvues d'une ou plusieurs surfaces d'origine mécanique (tectonique) plus ou moins dissociables d'éléments planaires préexistants tels que des litages ou des arrangements anisotropes d'origine sédimentaire, magmatique ou tectonique. En appelant S_0 ces surfaces antérieures au métamorphisme, on constate très fréquemment que les surfaces mécaniques précédentes sont *grosso-modo* sub-parallèles au plan axial de microplis d'amplitude centimétrique à plurimétrique affectant S_0 . Bien que cette constatation souffre de très nombreuses exceptions, les auteurs (52) (53) ont couramment pris l'habitude de désigner sous le terme de "schistosité de plan axial" ou de "foliation de plan axial" (S_1 ou S_{n+1}) ces surfaces différentes de surface S_0 . L'origine et la genèse de ces schistosités ou de ces foliations a été longuement débattue dans la littérature. Il semble démontré aujourd'hui qu'elles apparaissent,

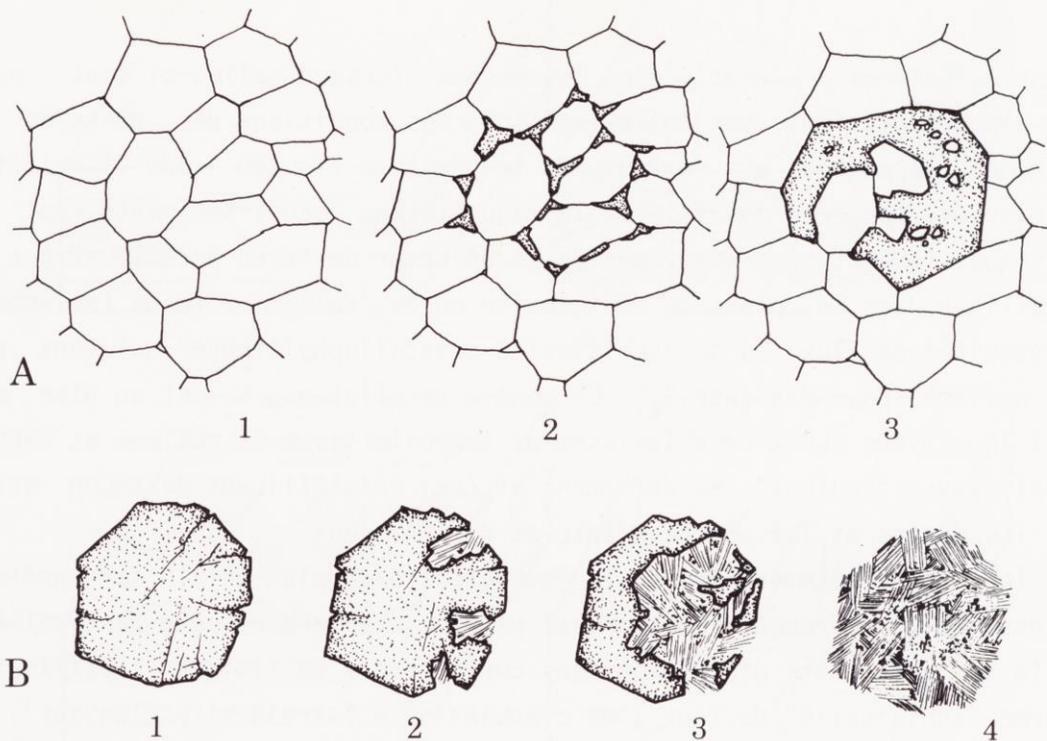


Fig.40:(A):Formation de grenats "en atoll" par nucléation et croissance cristalline au niveau des "points triples" des grains de quartz de la matrice (selon de Wit *et al.*, (79)); (B):autre possibilité d'une apparence de grenat "en atoll" par pseudomorphose partielle des grenats (inspiré de Rast (6)).

en tant qu'*élément pénétratif* dans les roches, lorsque celles-ci sont soumises à des déformations "tangentielles" sous des conditions de pression de confinement (= charge) et, surtout, de température ($T > 150 - 100^{\circ}\text{C}$) relativement élevées. Sous ces conditions, la majorité des roches sédimentaires et magmatiques tendent progressivement à se déformer de façon ductile et à (re) cristalliser dans les plans de schistosité ou de "foliation" (d'où les noms de "schistosités de flux" ou de "schistosité cristallophyllienne" qui sont parfois utilisés pour désigner S_1). On montre en effet que S_1 est un plan dans lequel la matière subit un aplatissement approximativement maximum et dans lequel pivotent, "roulent", se déforment et (re) cristallisent de façon anisotrope les objets et les cristaux ante-et synschisteux.

Dans les roches métamorphiques, la "schistosité de plan axial" se présente avec des faciès différents qui portent parfois une terminologie particulière. Pour la suite de cette discussion nous conviendrons de limiter l'utilisation du terme "schistosité" (de flux ; de crénulation = "strain slip cleavage") aux *microstructures planaires* visibles au microscope et celui de "foliation" aux litages d'échelle *mésoscopique* dessinés par des lits minéralogiquement et granulométriquement différents ou des lits dans lesquels les minéraux prennent des orientations préférentielles sur plusieurs mètres. Si l'on suit cette convention, on constate alors que toutes les roches métamorphiques qui sont pourvues d'une "foliation" ne sont pas nécessairement munies d'une schistosité de flux et vice-versa. Il importe par ailleurs de signaler qu'il existe des roches métamorphiques qui ne sont ni foliées ni schistosées (cas par exemple des matériaux qui se trouvent au coeur de certains intrusifs ante-métamorphiques). Comme cela est illustré par la Fig. 41, il existe plusieurs types de foliations susceptibles de se combiner :

- 1 - foliation par litage compositionnel (alternance millimétrique à décimétrique de lits ayant des compositions minéralogiques différentes) ;
- 2 - foliation par litage d'horizons granulométriquement différents dans des roches ayant, ou n'ayant pas, une composition minéralogique uniforme ;
- 3 - foliation par orientation préférentielle de certains minéraux syngénétiques ou protérogènes d'habitus tabulaire (micas) ;
- 4 - foliation par orientation préférentielle de certains agrégats polycristallins limités par des micro-surfaces d'origine tectonique (microcisaillements, par exemple) ;
- 5 - foliation par orientation (ou réorientation) préférentielle d'objets ante-cinématiques (galets, pillow-lavas, olistolithes, porphyroclastes, filonets quartzeux ou quartzo-feldspathique, niveaux boudinés et tronçonnés) ou syn-cinématiques (charnières isoclinales de microplis dissociées de leurs flancs, lentilles de quartz "d'exudation" synschisteuses).

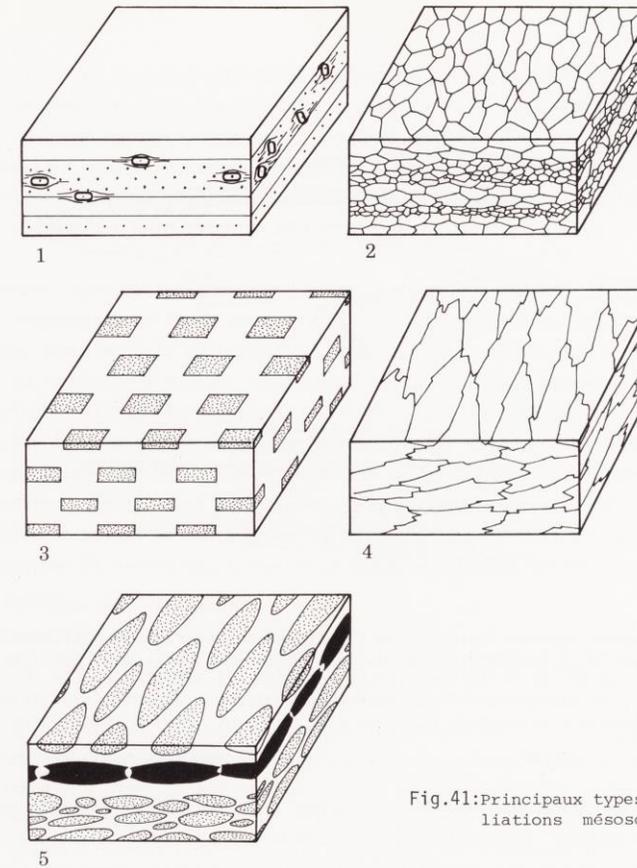


Fig.41: Principaux types de foliations mésoscopiques.

L'alternance de niveaux minéralogiquement différents dans les roches foliées peut avoir plusieurs origines ; il peut s'agir soit :

- d'anciens lits d'origine sédimentaire ou, plus exceptionnellement d'origine magmatique (cas des complexes ignés ou des coulées de lave "stratifiés"),
- d'une foliation préexistante (métamorphismes pluriphasés mono-ou polycycliques),
- de niveaux issus de la différenciation métamorphique d'un matériel originel homogène ou hétérogène,
- de ségrégations minéralogiques syngénétiques ou protérogènes disposés dans des surfaces de cisaillements ductiles ("shear-zones") affectant en particulier des corps magmatiques grenus homogènes,
- d'enclaves enallogènes ou de septas fortement laminées dans des corps intrusifs ante-métamorphiques.

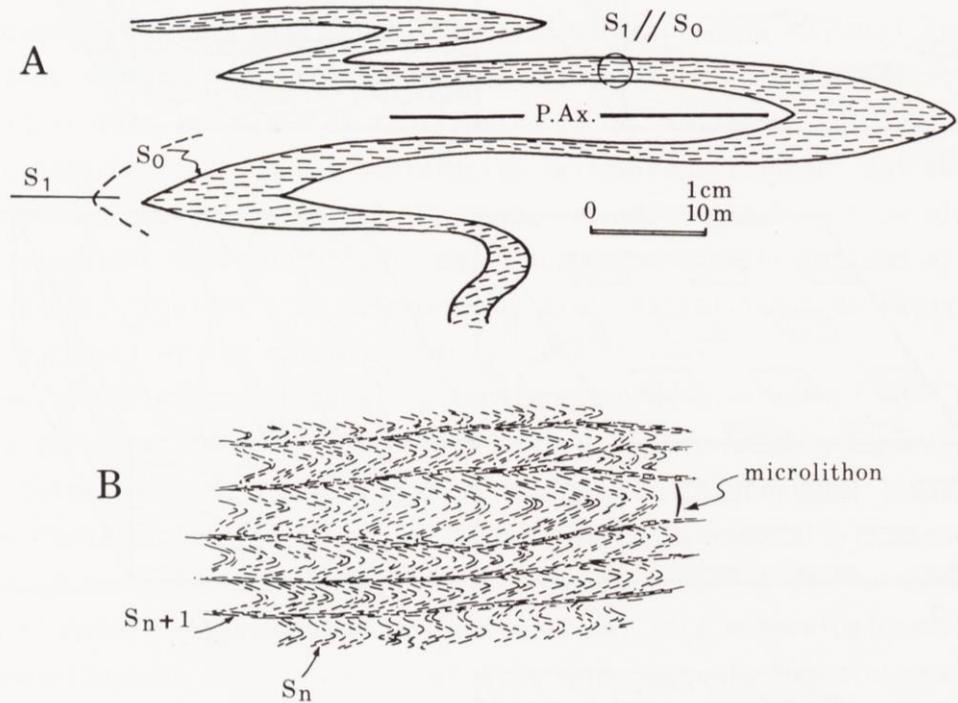


Fig.42: Style des plis isoclinaux qui autorisent une forte "transposition tectonique" de S_0 (stratification) en une "foliation" $S_0 // S_1$ (sauf dans les charnières de plis); (B): schistosité de "crénulation" (strain-slip cleavage) S_{n+1} se surimposant à une surface antérieure S_n (le plus souvent une ancienne schistosité de flux ou, plus rarement, une ancienne stratification).

Les deux premières possibilités appliquées à des roches qui ont subi un métamorphisme régional indiquent *très fréquemment* que la foliation est une surface d'origine double dans laquelle S_0 et S_1 sont parallèles entre elles sauf au niveau des charnières de plis où S_1 est oblique sur S_0 (Fig. 42). Cette dualité tient aux phénomènes de transposition tectoniques (80) de S_0 en S_1 (F_1); elle ne saurait toutefois impliquer systématiquement qu'à l'échelle régionale S_0 puisse être globalement parallèle à S_1 .

À l'échelle microscopique la schistosité se présente sous deux aspects principaux soit :

- sous celui d'un ensemble de surfaces plus ou moins parallèles et continues dans lesquelles se réorientent les cristaux ou les objets protérogènes et le long desquelles cristallisent ou recristallisent des minéraux. Ces surfaces seront d'autant plus évidentes que les blastes néoformés auront des formes cristallines tabulaires (cas des phyllosilicates qui se développent préférentiellement avec leurs faces (001) // à S_1)
- sous celui d'une infinité de surfaces parallèles entre elles ou en faisant

entre elles des angles de 30° - 40° (= schistosités conjuguées). Ces surfaces sont également le siège d'une néoblastèse orientée et elles délimitent des corps en forme de fuseau couramment désignés sous le terme de *microlithons*. Ces derniers peuvent être monocristallins et sub-isotropes ; ils renferment souvent des minéraux (micas, amphiboles) disposés dans des microliths plus ou moins plissotés (microplis plus ou moins ouverts et plus ou moins symétriques).

Le premier type de schistosités qui vient d'être décrit est caractéristique des "schistosités de flux" primaires et leur apparition dans une région déterminée témoigne à la surimposition d'un système, ayant un âge local déterminé, de forces compressives fréquemment désignées sous le terme de "phase tectonique". Il importe toutefois de signaler que les schistosités de flux n'ont pas forcément une extension régionale ; elles peuvent se localiser et se superposer dans des couloirs verticaux ou horizontaux qui matérialisent des accidents tectoniques cisailants (décrochements profonds, failles transformantes, surfaces de chevauchement ductiles). Il est difficile dans ce cas de raccorder la genèse de ces schistosités à des "phases tectoniques" ayant une signification "tectogénique".

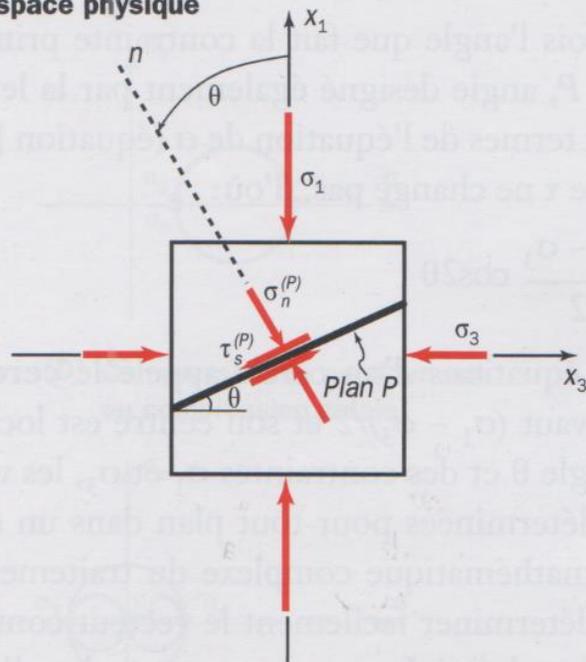
Le second type de schistosité correspond à ce que les auteurs appellent communément une "schistosité de crénulation" ("strain-slip cleavage"). Les microplis qui affectent les microlithons correspondent de façon courante à la reprise tectonique d'une schistosité de flux préexistante ; les schistosités de crénulation seraient donc des schistosités S_{n+1} correspondant à la surimposition d'une phase de déformation ductile ou "semi-ductile" moins "profonde" que les schistosités de flux qu'elles recoupent (c.a.d. S_n , $n \neq 0$).

Ceci étant et compte tenu de ce que nous avons dit précédemment (p. 52) à propos des "forces de cristallisation" des minéraux, il ressort clairement que l'on peut situer l'âge relatif d'une espèce minérale dans une roche schistosée en examinant les relations existant entre S_n et tel ou tel minéral. Pour ce faire, il est parfois nécessaire de prendre en considération (4)

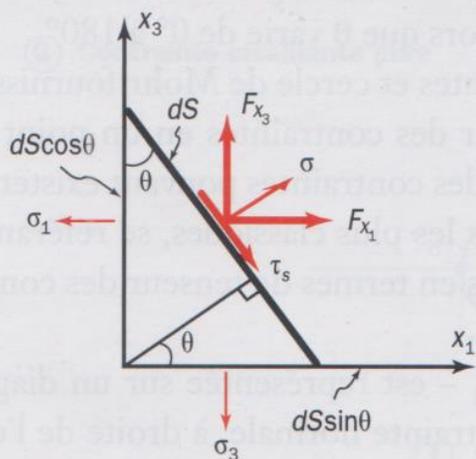
^o Ceci n'est pas une règle absolue (en particulier dans les roches épimétamorphiques) car on connaît (4) (52) de nombreux exemples de schistosités de crénulation primaires simples ou conjuguées délimitant des microlithons qui renferment des minéraux orientés d'origine clastique (par exemple des phyllosilicates "flottés") ; ces derniers matérialisent des surfaces préexistantes qui n'ont pas une ascendance tectono-métamorphique (ils peuvent être, à la limite, diagénétiques) mais sédimentaire (S_0).

^{oo} Ce terme est un "faux-ami" ; il n'implique pas que les inclusions se disposent suivant une microstructure en hélice ou hélicoïdale.

A Espace physique



B Projection de la surface sur les axes x_1 et x_3



C Diagramme de Mohr

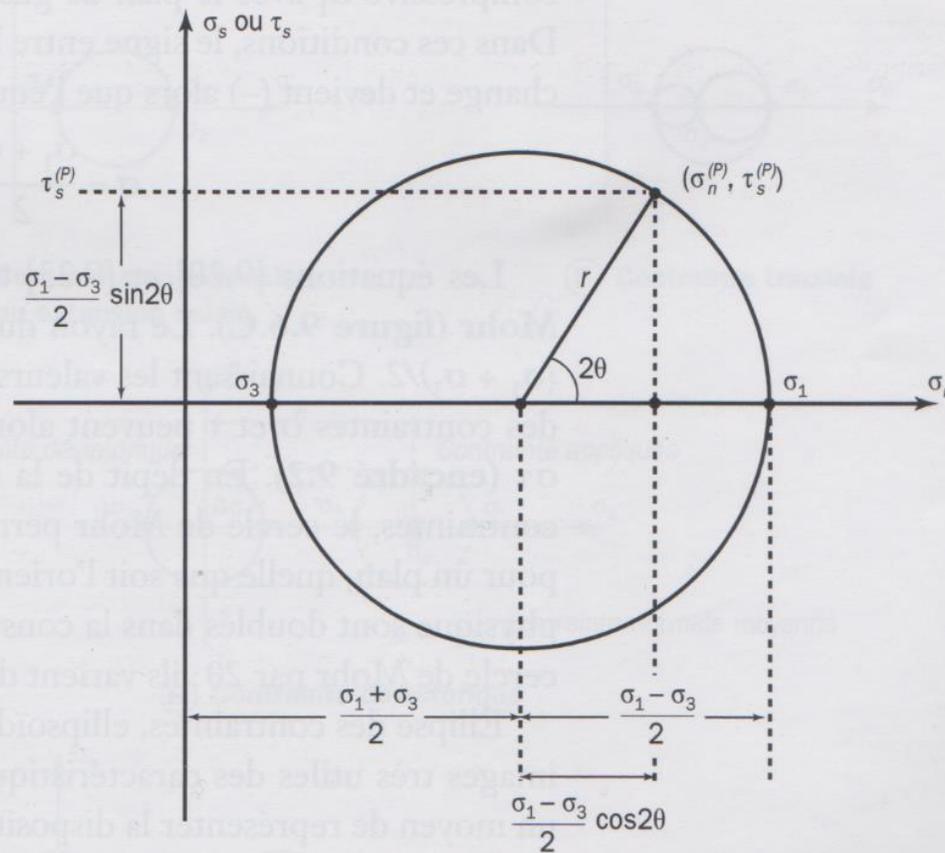


Figure 9.6.A, B et C. La représentation de la contrainte en un point sur un diagramme de Mohr

Construction du cercle de Mohr des contraintes : application

Connaissant les contraintes σ_1 et σ_3 (par exemple $\sigma_1 = 40$ MPa et $\sigma_3 = 20$ MPa) et l'angle $\theta = -30^\circ$ d'inclinaison d'un plan P par rapport à σ_1 (dans le sens antihoraire), on peut déterminer les contraintes σ_n et τ_s pour ce plan. Les valeurs de σ_1 et σ_3 sont reportées sur l'axe horizontal (figure 9.6.D) et un cercle de diamètre $\sigma_1 - \sigma_3$ est tracé par ces deux points. On reporte un rayon à un angle de 2θ , c'est-à-dire 60° , mesuré en sens antihoraire à partir de l'axe x . L'intersection de ce rayon avec le périmètre du cercle définit un point de coordonnées x, y correspondant à σ_n et τ_s pour le plan considéré : $\sigma_n = +25$ MPa et $\tau_s = -8,7$ MPa. Le périmètre du cercle représente l'ensemble des couples σ_n et τ_s pour tous les plans inclinés entre 0 et 180° (de 0 à -90° et de 0 à $+90^\circ$) par rapport à la contrainte principale.

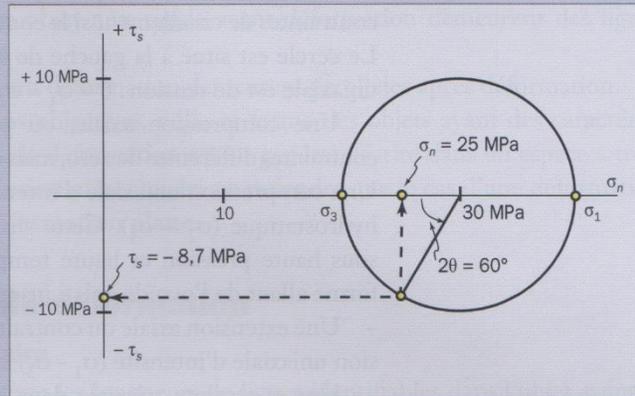


Figure 9.6.D. La construction du cercle de Mohr des contraintes
Les valeurs de la contrainte normale σ_n et de la contrainte cisillante τ_s sont déterminées pour un plan faisant un angle $\theta = -30^\circ$.

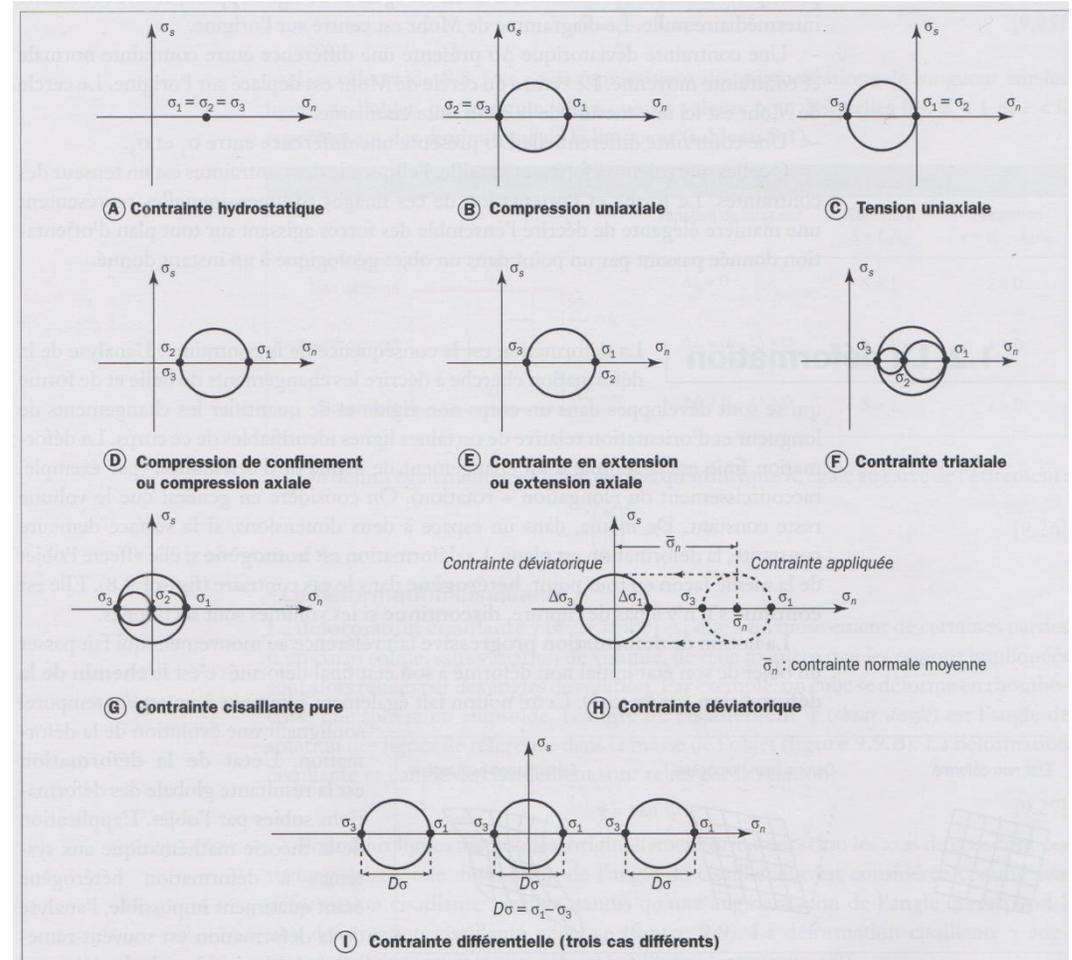


Figure 9.7. Diagrammes de Mohr pour des états de contrainte particuliers

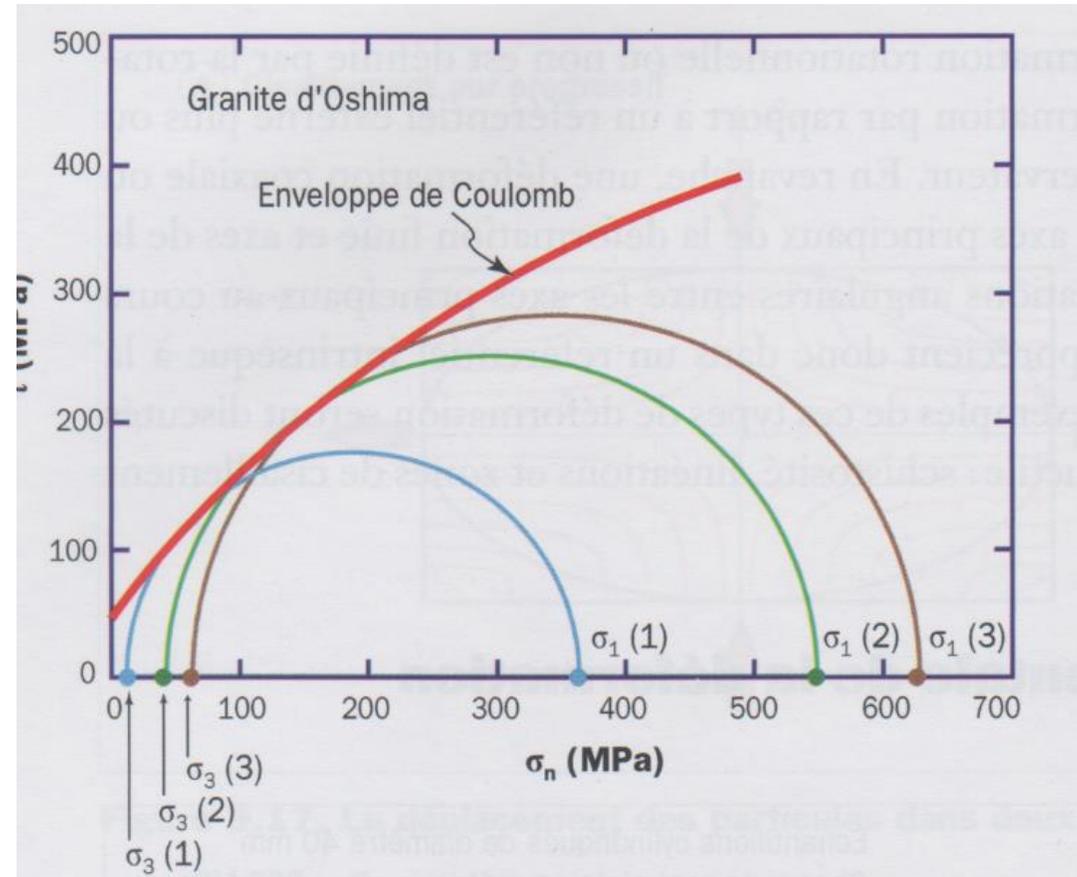


Figure 9.20. Le diagramme de Mohr du granite d'Oshima (Japon) soumis à trois essais sous des pressions de confinement différentes (D'après Fortin, com. pers.)

L'enveloppe de Coulomb est reportée en rouge. Comparer avec la figure 9.21.F.

Figure 9.21.F. La représentation d'une série de tests de résistance à la compression sur un échantillon de grès
 L'échantillon est soumis à différentes pressions de confinement. Les points de rupture définissent une ligne droite : l'enveloppe de rupture de Coulomb (comparer avec la figure 9.20).

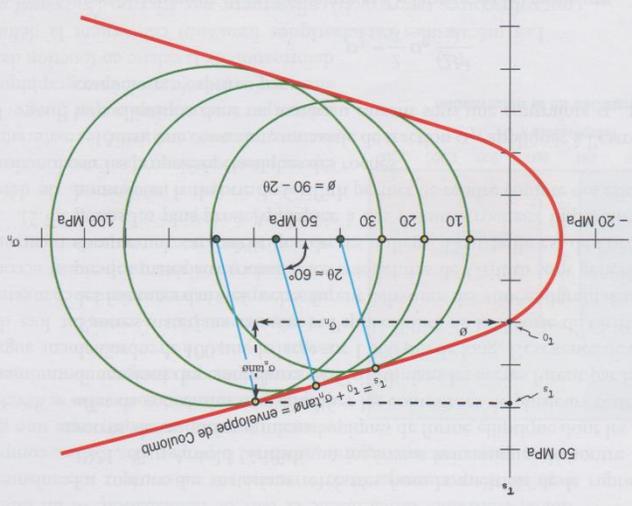
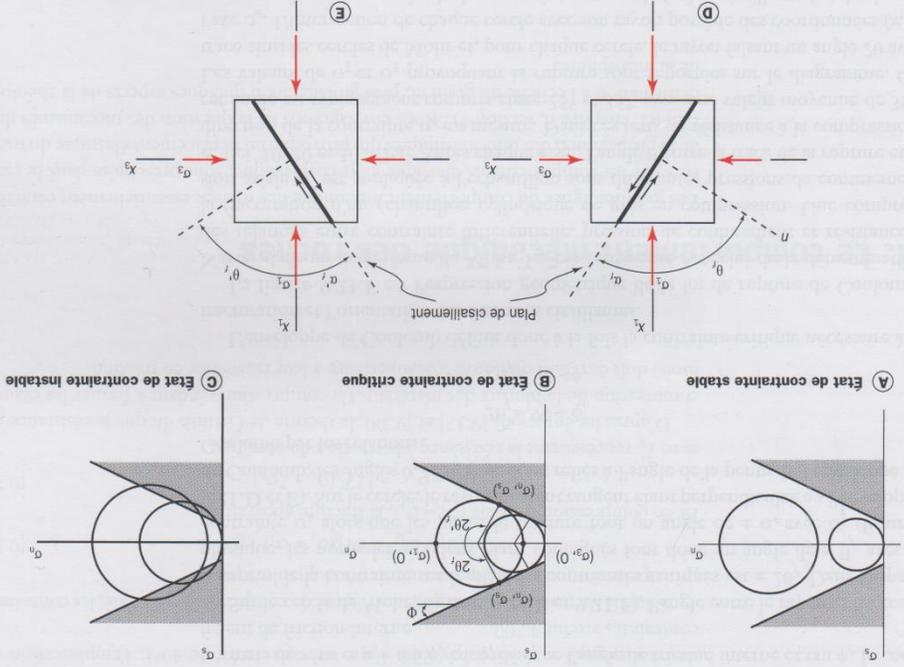
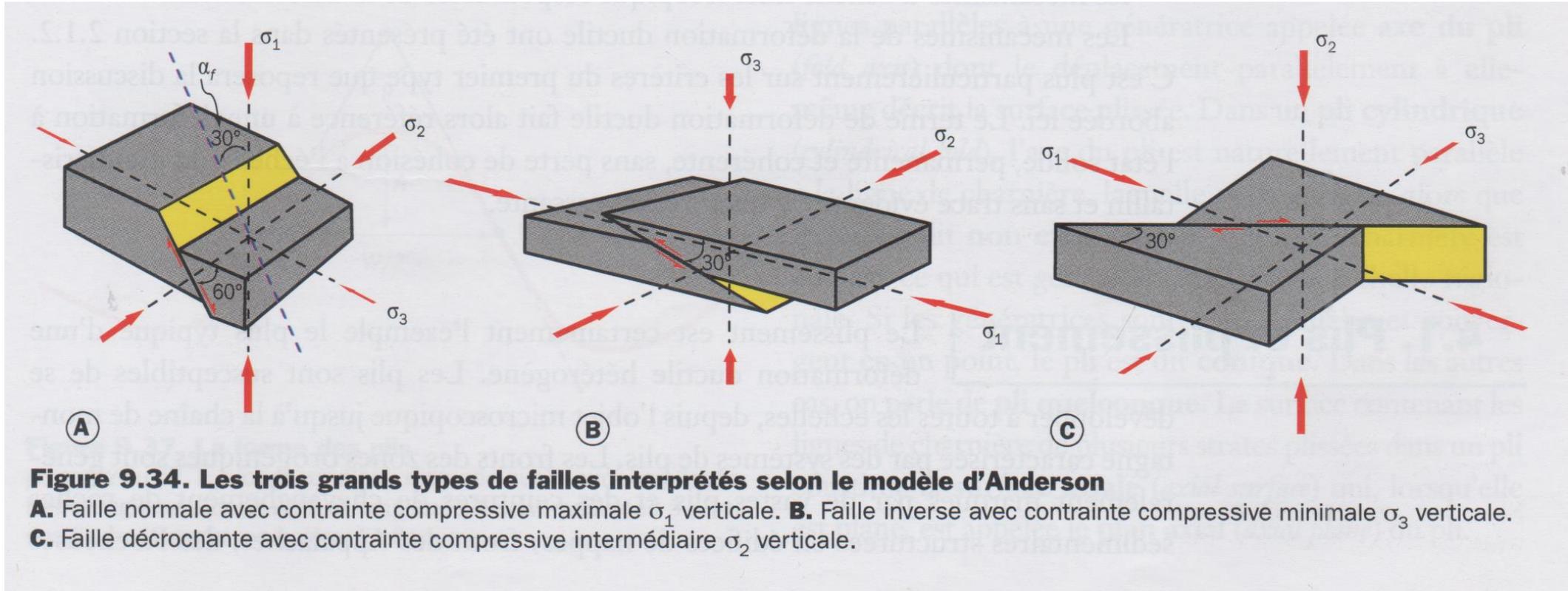
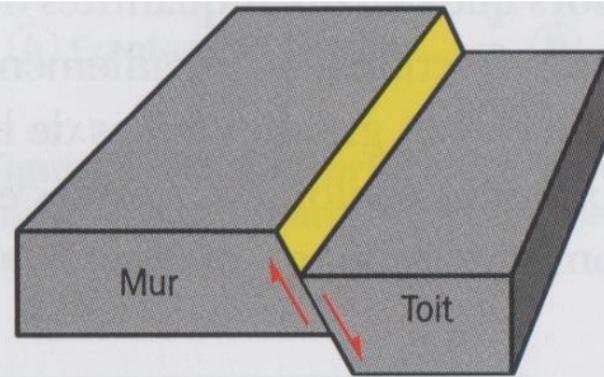


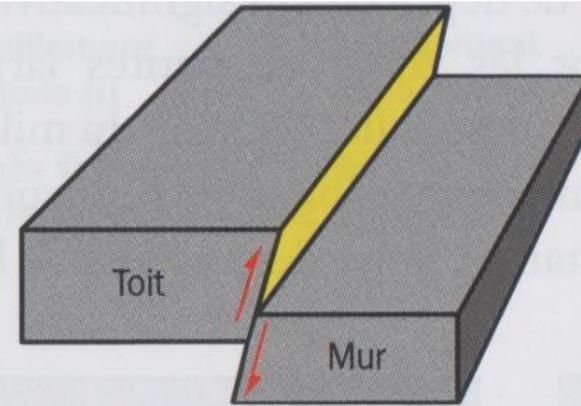
Figure 9.21.A à E. La représentation graphique du critère de Coulomb-Navier dans le cas d'une compression axiale
 Le critère de Coulomb-Navier divise le diagramme en un espace de contrainte instable (grisé) et un espace de contrainte stable. Dans le cas de la figure B, les rayons sont tracés aux points tangents à l'enveloppe de rupture; l'angle de friction interne ϕ et les doubles des angles de rupture $2\theta_f$ et $2\theta_i$ sont indiqués. Les figures D et E représentent l'espace physique avec les orientations des plans de cisaillement repérés par les angles de fracture.



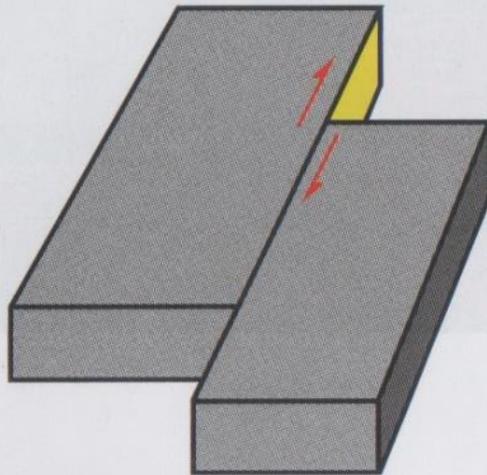




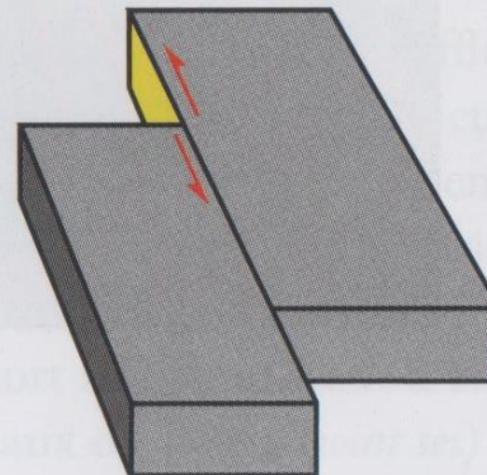
Faïlle normale (*normal fault*)



Faïlle inverse (*reverse fault*)



Faïlle décrochante dextre
(*dextral strike-slip fault*)



Faïlle décrochante sénestre
(*sinistral strike-slip fault*)

Figure 9.33. Les différents types de failles identifiées d'après le déplacement relatif des blocs