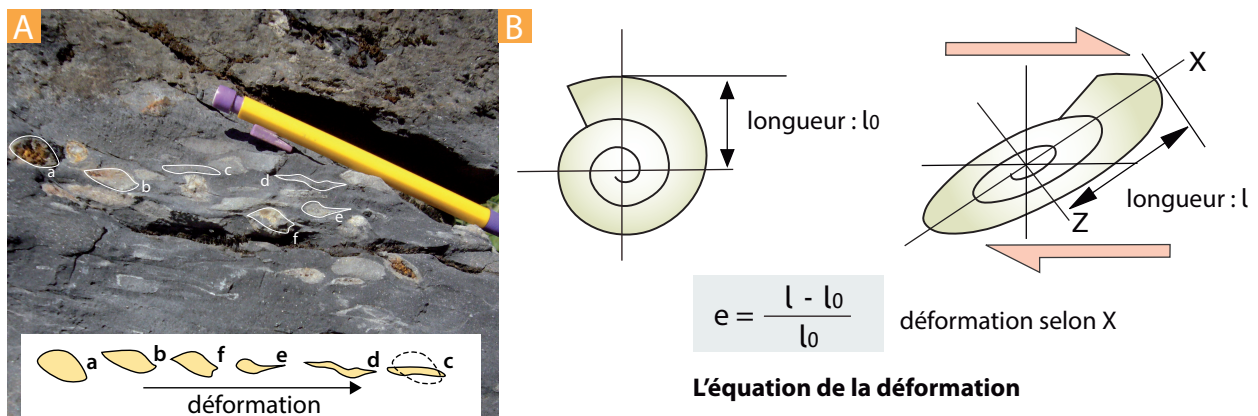


Figure 1 : deux types de déformations : plis et failles

Séisme de Landers, Californie

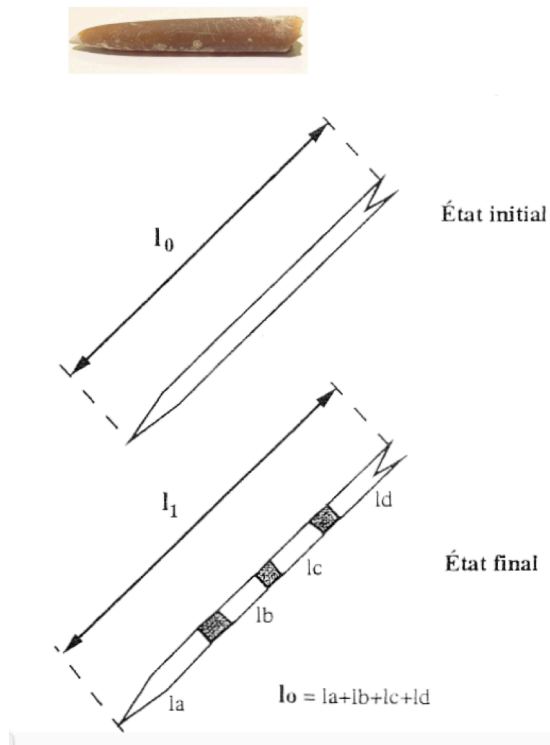
Figure 2 : Les paramètres de la déformation
(in Renard et al. 2016)

A. Déformation de fossiles dans les marbres de la zone nord-pyrénéenne. Il s'agit de petits bivalves du Jurassique dont la forme initiale est proche du spécimen a. On peut apprécier les taux de déformation en analysant les contours des fossiles déformés et leur écart par rapport à la forme de a. Attention toutefois : les changements de volume sont difficilement appréciables.

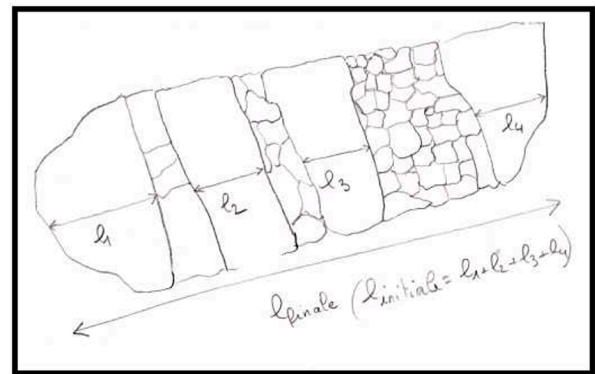
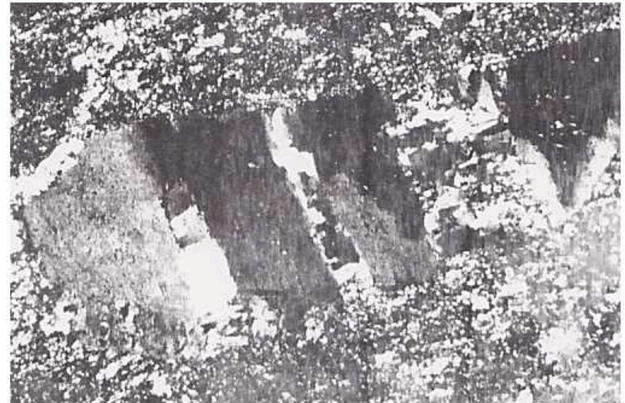
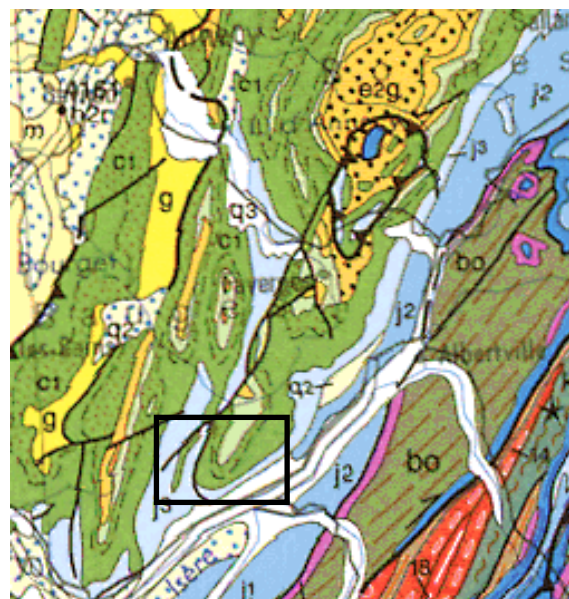
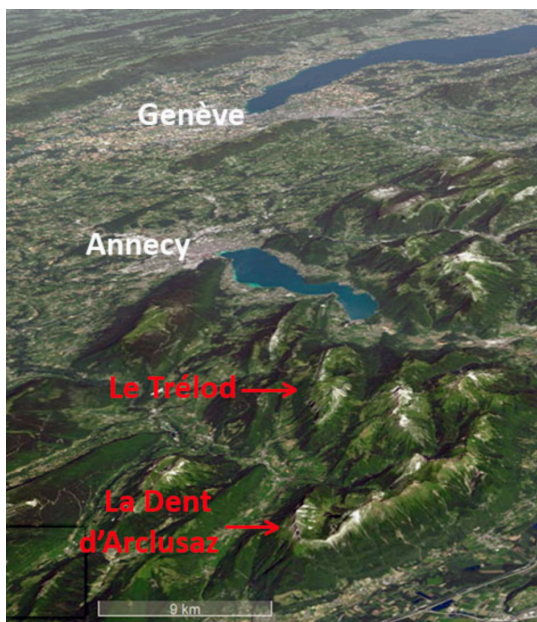
B. Définition de la déformation en deux directions.

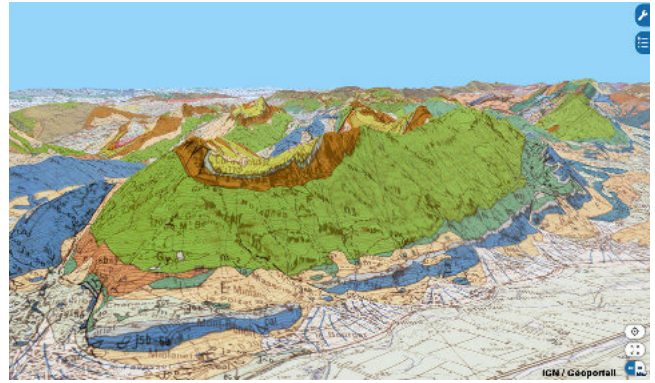
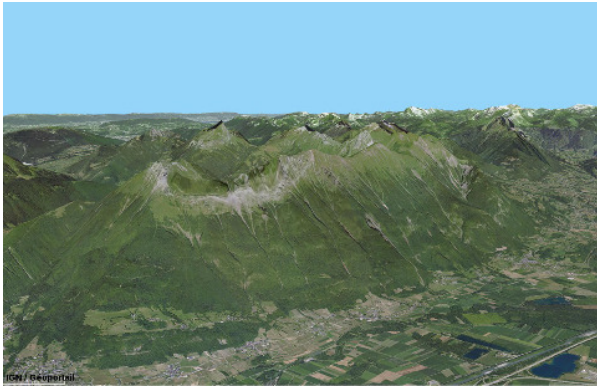
Figure 3 : Estimation de la déformation linéaire

Allongement d'un rostre de belemnite tronçonné



Allongement d'un minéral

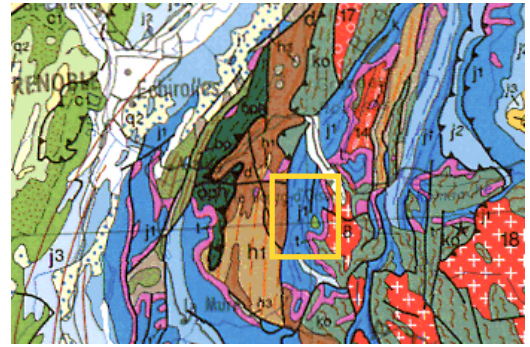
Figure 4 : Dent de l'Arclusaz, synclinal perché (Alpes externes), relief INVERSE
(planet-terre.ens-lyon.fr/)



La barre calcaire sommitale (n4-5 a) est figurée en marron. Il s'agit de la barre **urgonienne**, présente dans tous les massifs subalpins du Vercors à la frontière suisse, ainsi qu'au Sud du Mont Ventoux. Cette barre urgonienne surmonte un ensemble principalement marneux du Crétacé inférieur (vert et orange) et Jurassique supérieur (bleu). On voit aussi que la barre urgonienne est surmontée d'assez minces couches de terrains plus récents (verts clairs) du Crétacé supérieur.



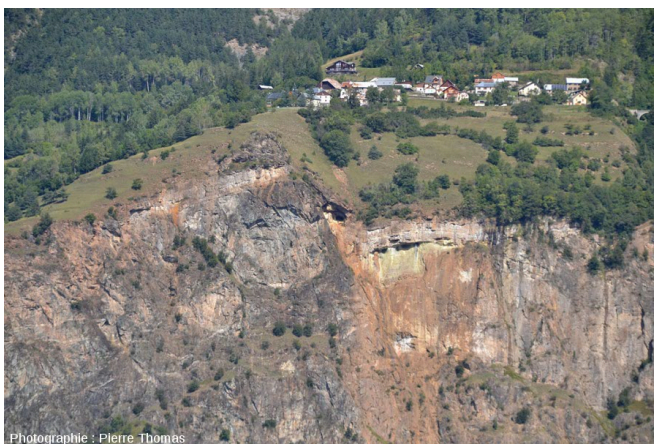
Figure 5 : Faille normale près de Bourg d'Oisans
(planet-terre.ens-lyon.fr/)



Carte géologique des Rochers d'Armentier
(1/50 000)

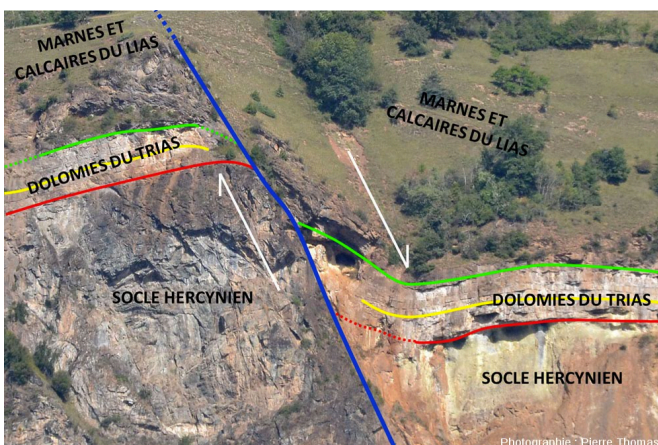


Vue Google Earth des Rochers d'Armentier



Photographie : Pierre Thomas

Faille normale présentant un décalage d'une cinquantaine de mètres juste sous le hameau d'Armentier le Haut (La Garde, près de Bourg d'Oisans, Isère).



Photographie : Pierre Thomas

Le sens du mouvement peut s'apprécier et par le décalage de la couche de Trias, et par sa torsion au voisinage immédiat de la faille (crochons de failles). Tous les terrains situés sous le Trias du compartiment de droite (SO) sont recouverts d'oxydes de fer (couleur rouille ou jaune). On peut noter des cavités dans ou à la base de ce Trias, dans le compartiment de droite : d'anciennes galeries de mines.

Figure 6 : Déformation discontinue / continue
(in Renard et al. 2016)

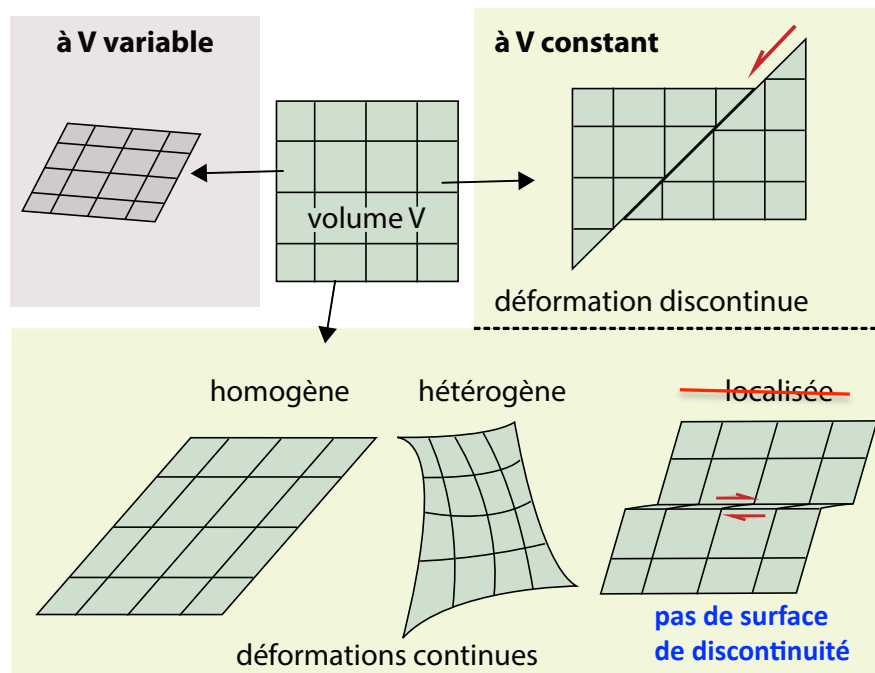
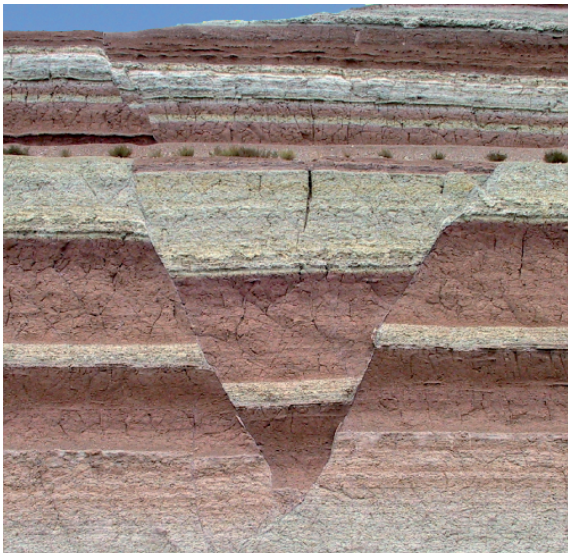


Figure 7 : observation sur le terrain de failles
(in Renard et al. 2016)



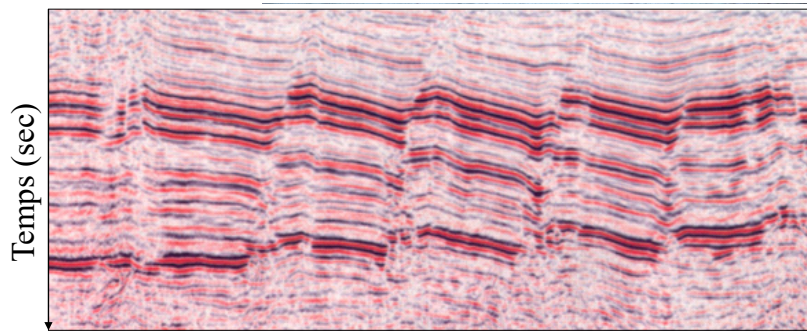
Failles conjuguées dans
des sédiments lacustres miocènes
d'Iran



Petite faille dans des sédiments
glaciaires de Patagonie

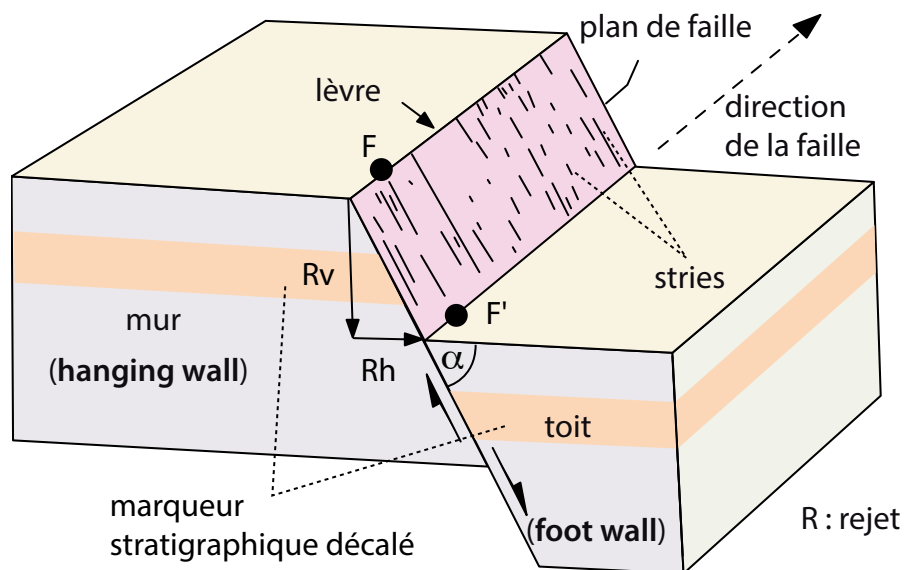


Failles.....



Failles..... sur un profil de sismique

Figure 8 : vocabulaire associé aux failles
(in Renard et al. 2016)



Pendage et azimut d'un plan

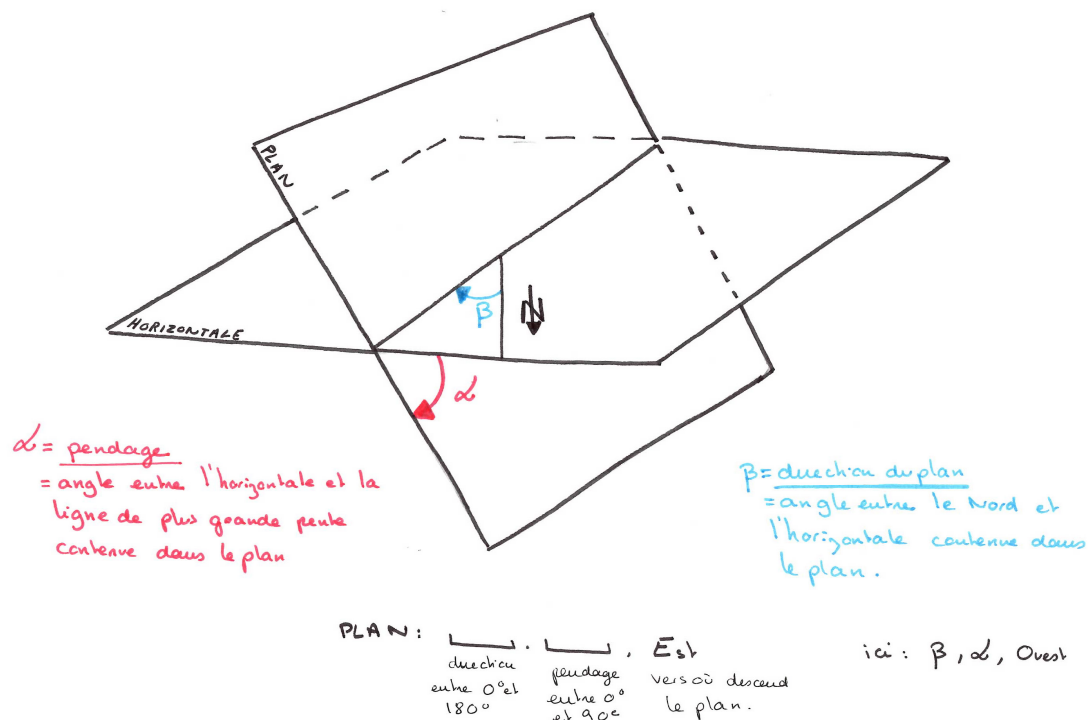
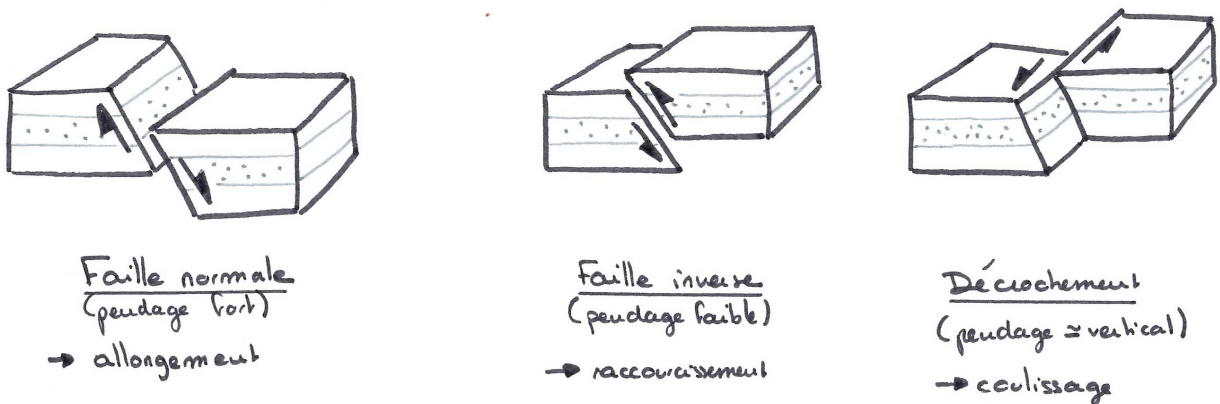


Figure 9 : 3 types de faille

Une faille normale montre un abaissement relatif du toit, alors qu'une faille inverse montre un surélévement relatif du toit. Les failles à rejet horizontal dominant sont nommées failles coulissantes ou décrochements. Dans ce dernier cas, en se positionnant sur un bloc, si le bloc opposé semble se déplacer vers la gauche, on parle de décrochement senestre (dextre pour la droite).



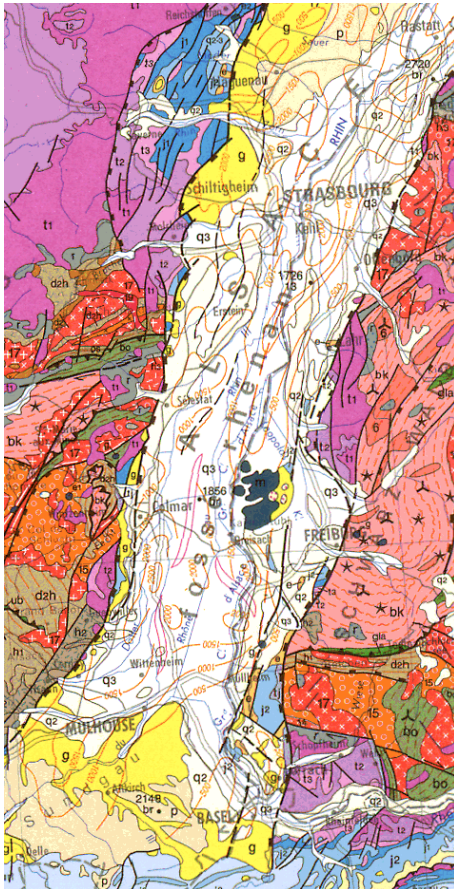
Application à la faille d'Ornans (Jura)



Détermination du pendage (méthode =):

Détermination du jeu de la faille (n3 est plus récent que J8):

Figure 10 : le fossé rhénan
(carte de France au 1/10⁶, planet-terre.ens-lyon.fr/)



Faïlle normale affectant les dépôts de la carrière du Strangenberg. La faille décale vers le bas le compartiment de gauche, par rapport au compartiment de droite selon un plan de faille assez pentu.

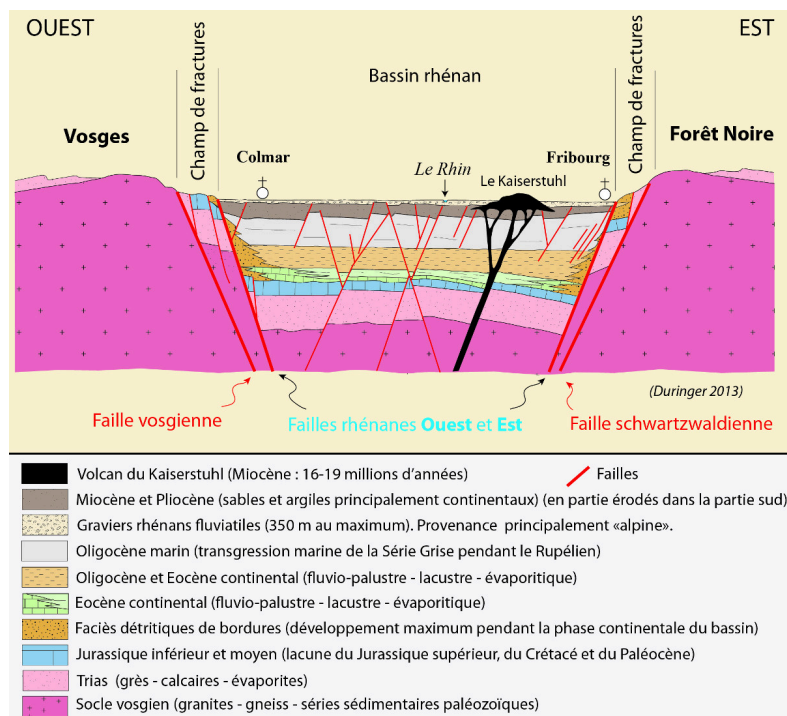
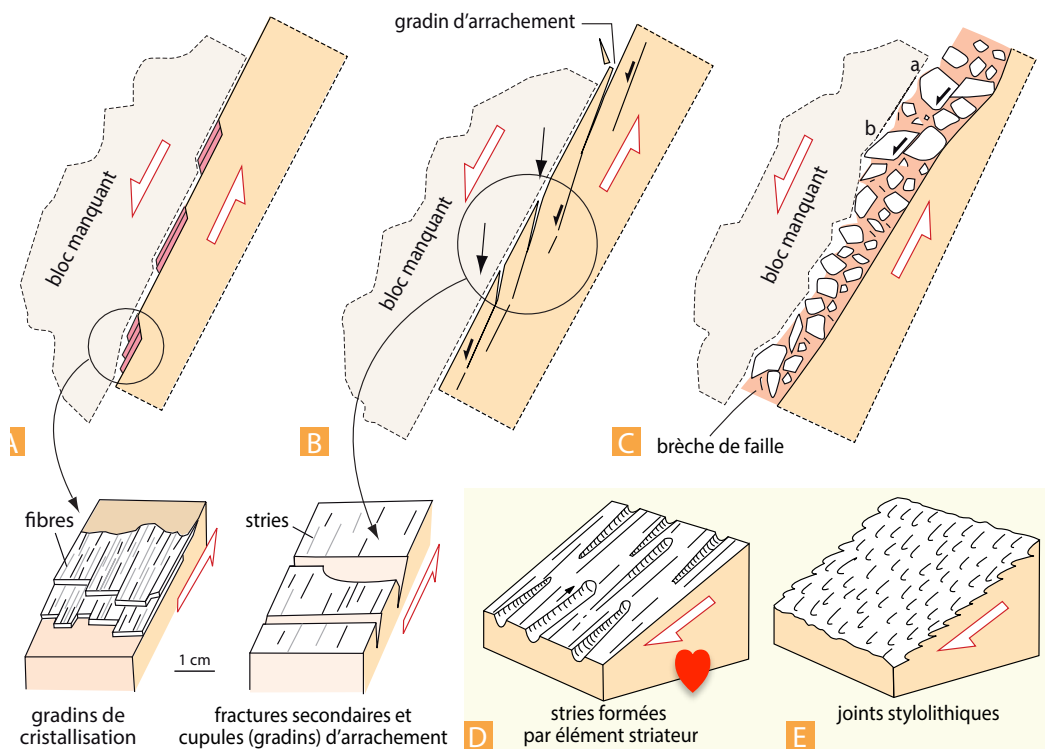
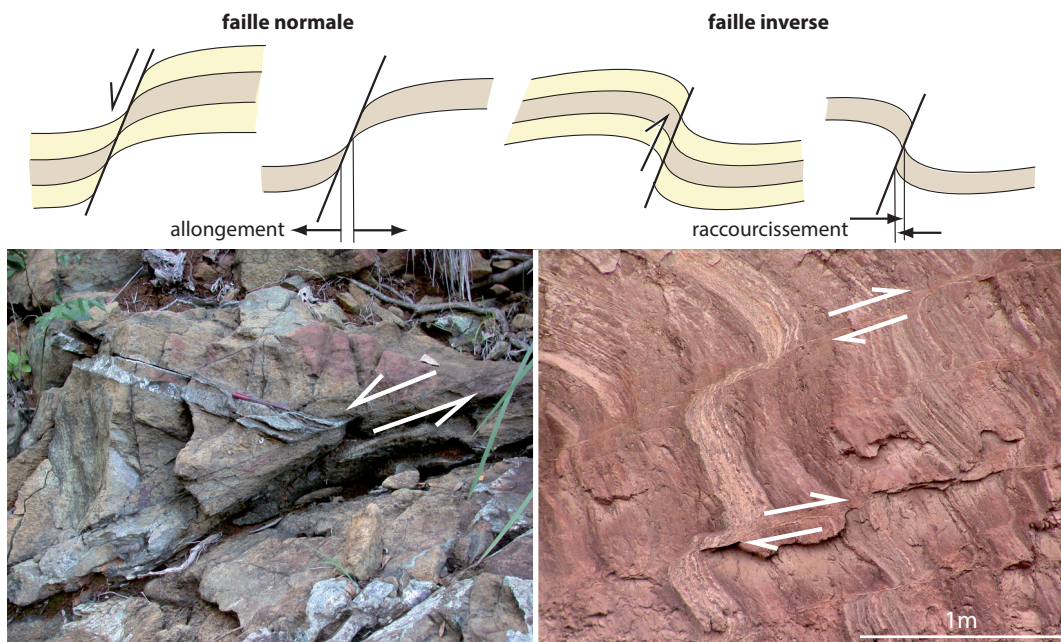


Figure 11 : déformations associées aux failles (ENS / G2E)
(in Renard et al. 2016)



Formation de crochons de failles (ENS / G2E)



A. Cas d'un niveau de gabbro déformé par une faille normale au sein des péridotites des ophiolites de Nouvelle-Calédonie (voir chapitre 15). La déformation plastique des gabbros suppose une température élevée (700-800 °C). Cette faille a donc fonctionné pendant l'histoire océanique alors que les péridotites étaient encore chaudes. Photo : Y. Lagabrielle.

B. Cas de failles inverses associées à un grand pli frontal dans le Tien Shan (voir fig. 14.16 C). Photo : S. Dominguez.

Figure 12 : les plis en carte

Sur la carte, les terrains plissés apparaissent souvent de manière plus ou moins **symétriques de part et d'autre de l'axe du pli**.

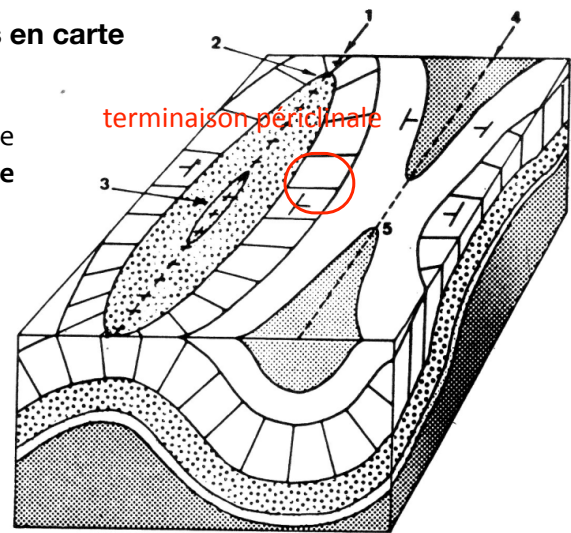
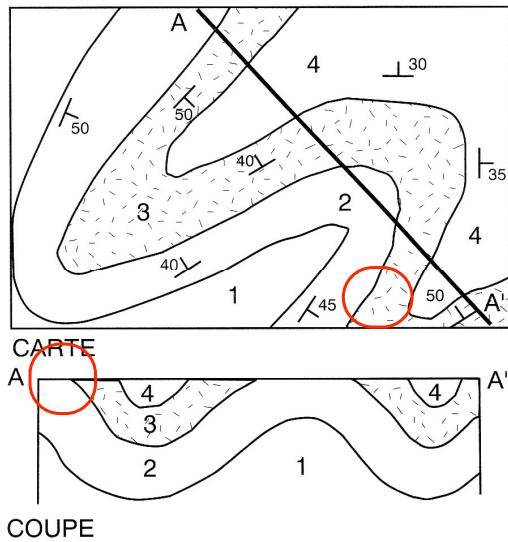


Figure 13 : relief conforme / relief inverse
(in M. Masson et Cie, 1967)

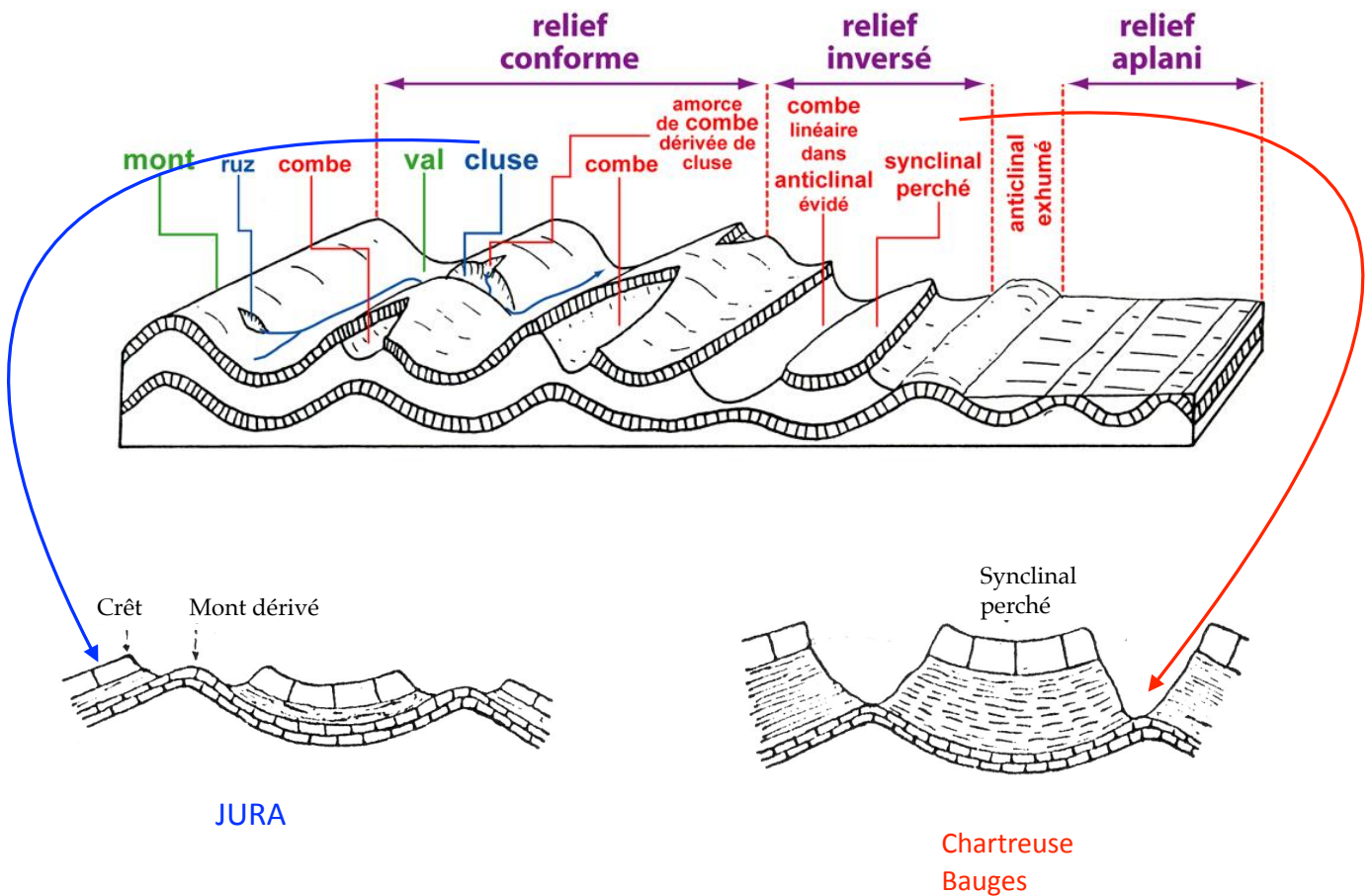


Figure 14 : éléments de description des plis
(in Renard et al. 2016)

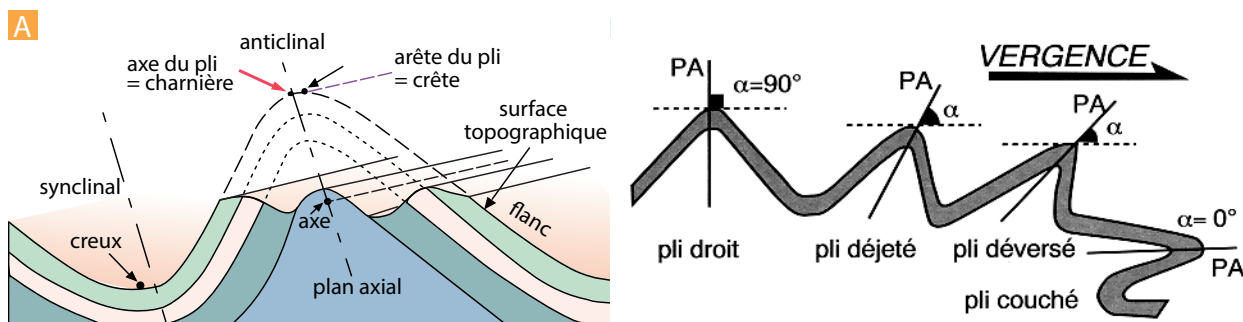
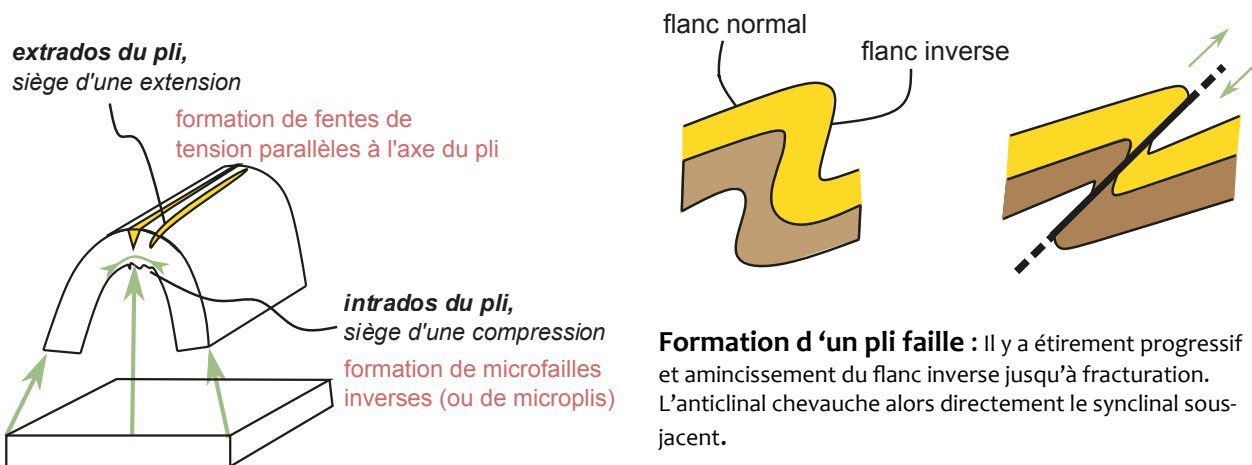
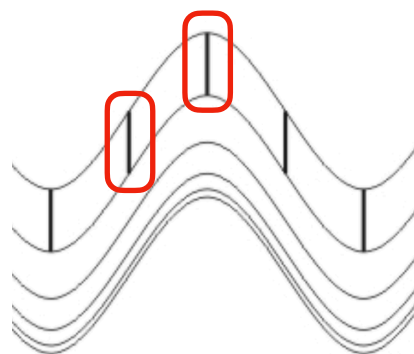


Figure 15 : association de plis et de failles
(in Dunod et al 2021, in Renard et al. 2016)

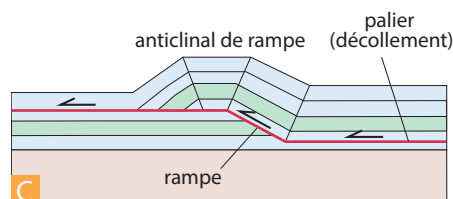
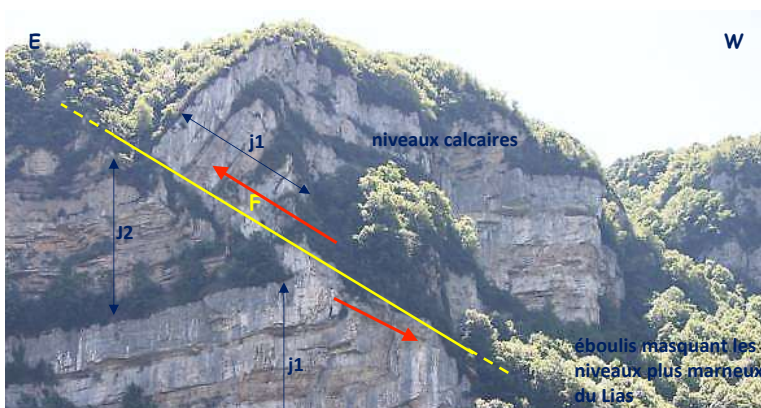


ENS, G2E

Plis semblable : l'épaisseur réelle des couches est **variable** le long des flancs du pli, tout en étant maximale aux charnières et minimale aux flancs (ci-contre). Par contre pour les plis semblables, l'épaisseur des couches mesurée parallèlement à la surface axiale du pli est constante.



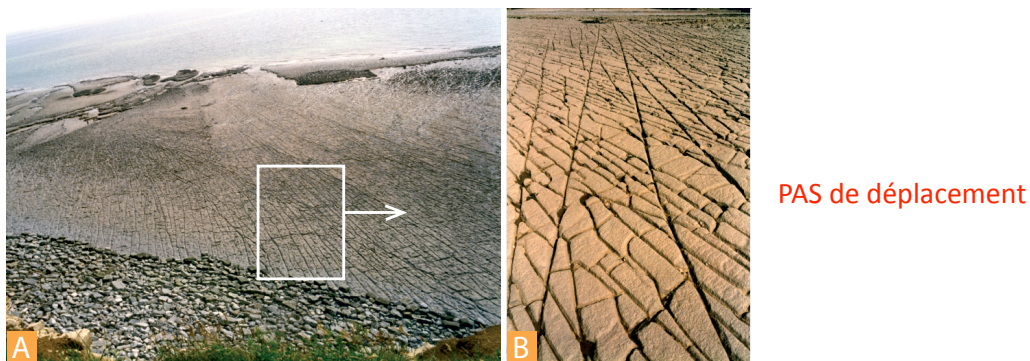
A grande échelle, formation d'un pli rampe



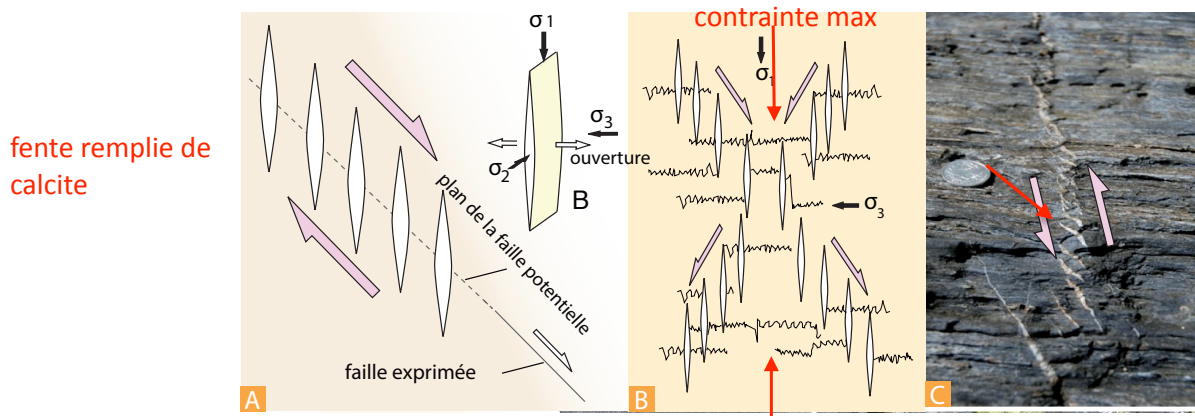
JURA

Figure 16 : diaclase, fractures d'extension, filon, joints stylolithiques
(in Renard et al. 2016)

A et B. champ de diaclases dans les sédiments paléozoïques du Pays de Galles.

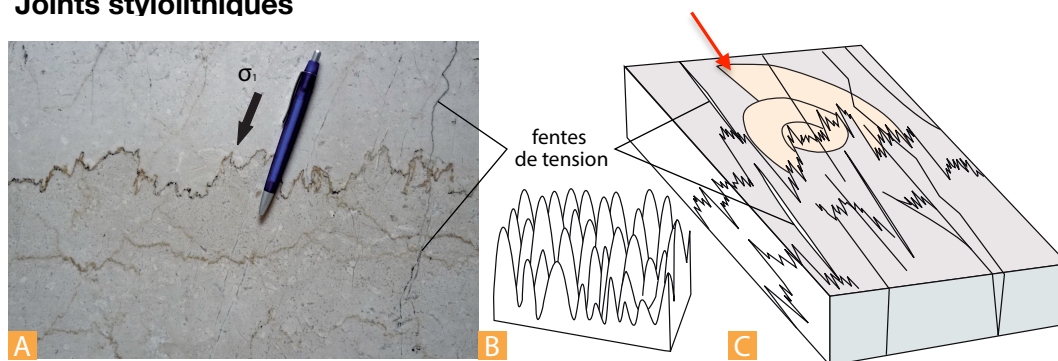


Fractures d'extension et filon



- A.** Répartition en échelon le long d'une faille potentielle.
- B.** Détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes principales.
- C.** Exemple dans les schistes bleus du nord de la Nouvelle-calédonie.

Joints stylolithiques



- A.** Un exemple de joint stylolithique dans des marbres bioclastiques. Notez la différence de teinte entre les deux blocs qui montre que le joint est une limite séparant des ensembles initialement éloignés. la matière organique se concentre sur le joint stylolithique en raison de la dissolution de la matière avoisinante. Photo : Y. lagabriele.
- B.** schéma montrant la disposition des pics stylolithiques sur un joint.
- C.** schéma montrant la dissolution d'un fossile et la géométrie des fentes de tension par rapport aux joints stylolithiques.

Figure 17 : Bilan sur les déformations
(L. Labrousse)

Bloc-diagramme récapitulatif montrant une faille normale ainsi que des fentes de tension, des joints stylolithiques et des pics stylolithiques. S_0 indique la stratification. Certains galets sont étirés.

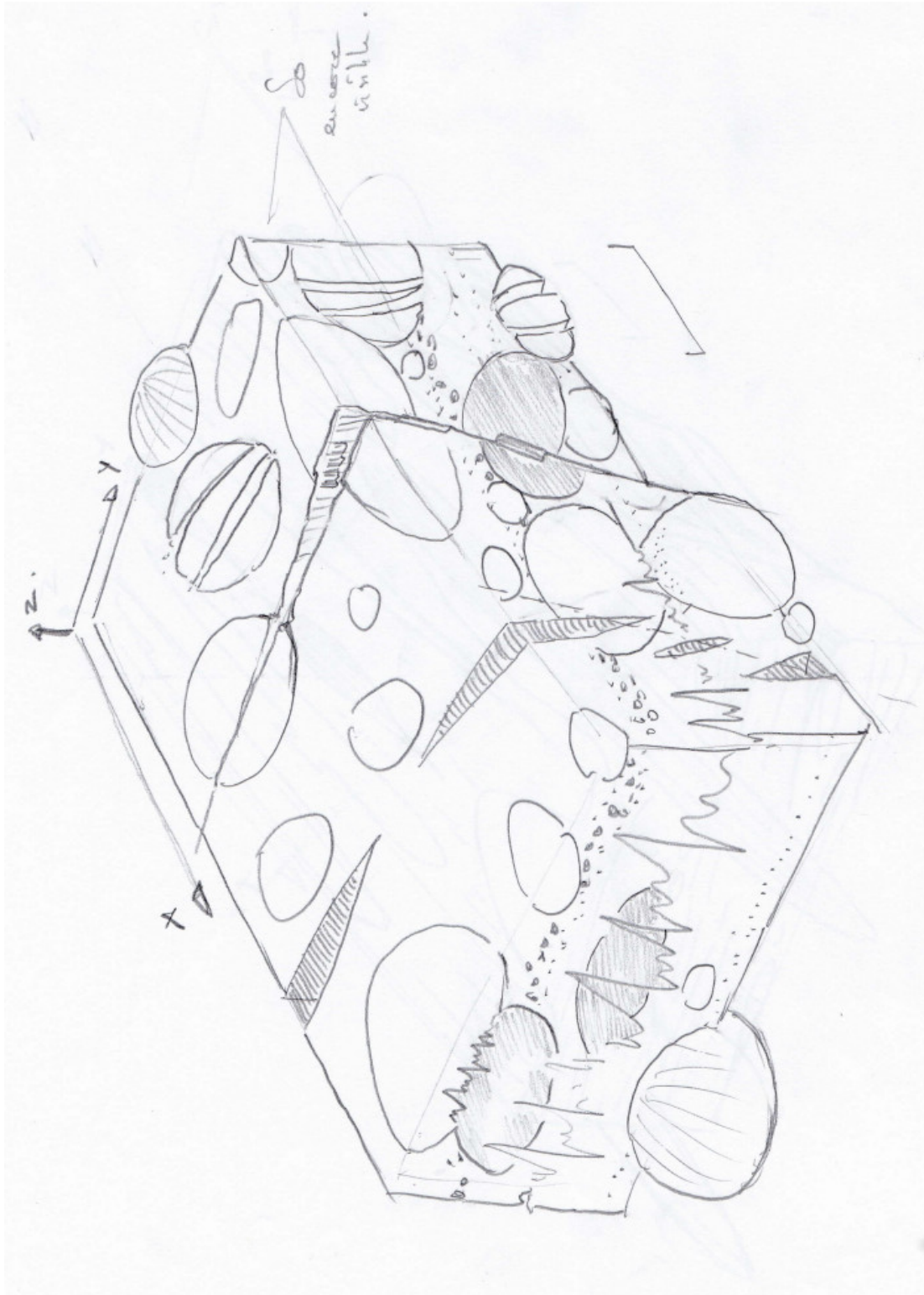
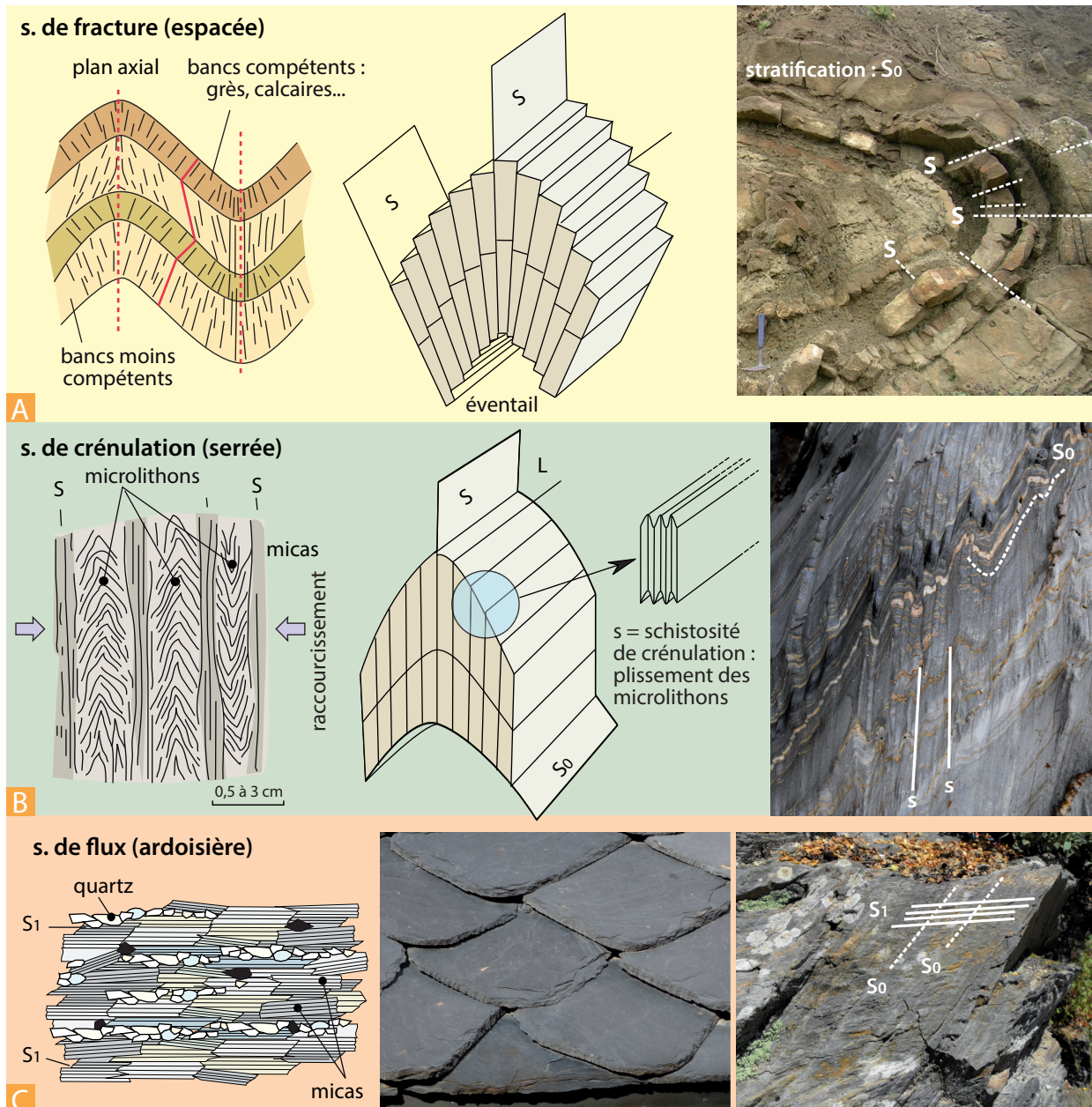
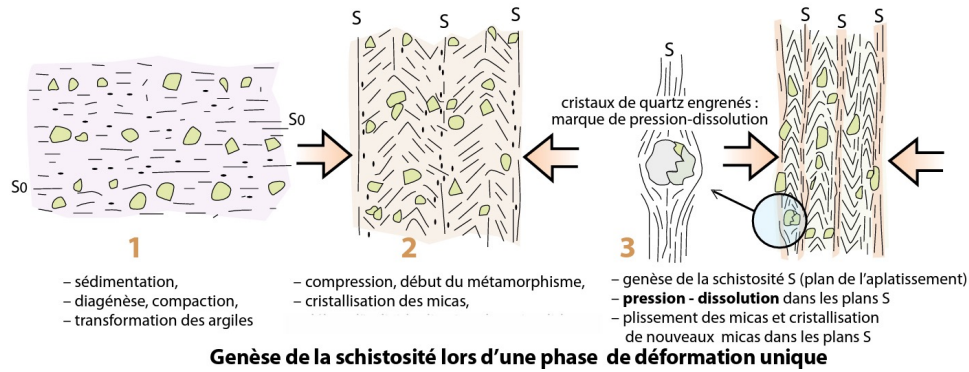


Figure 18 : déformation pénétrative : schistosité et foliation (in Renard et al., 2016)**3 types de schistosité (ENS/GzE) SCHISTOSITE = débit mécanique en feuillets**

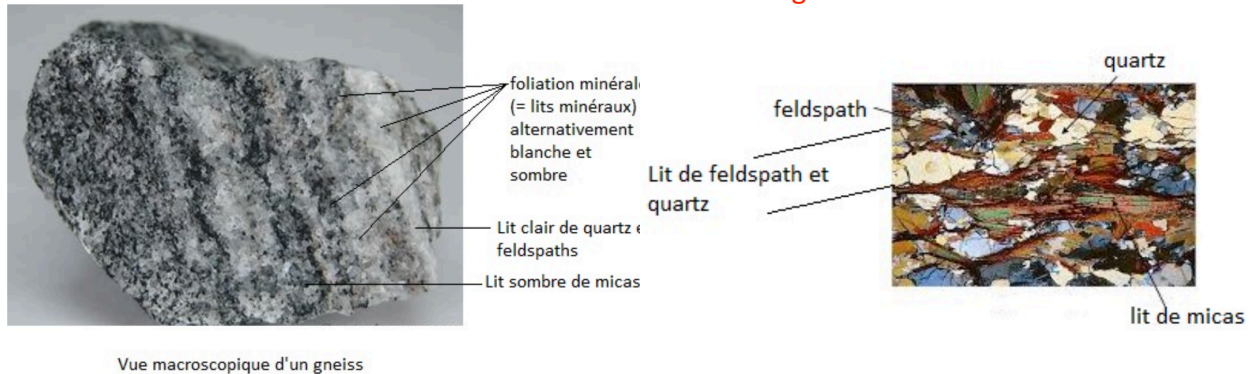
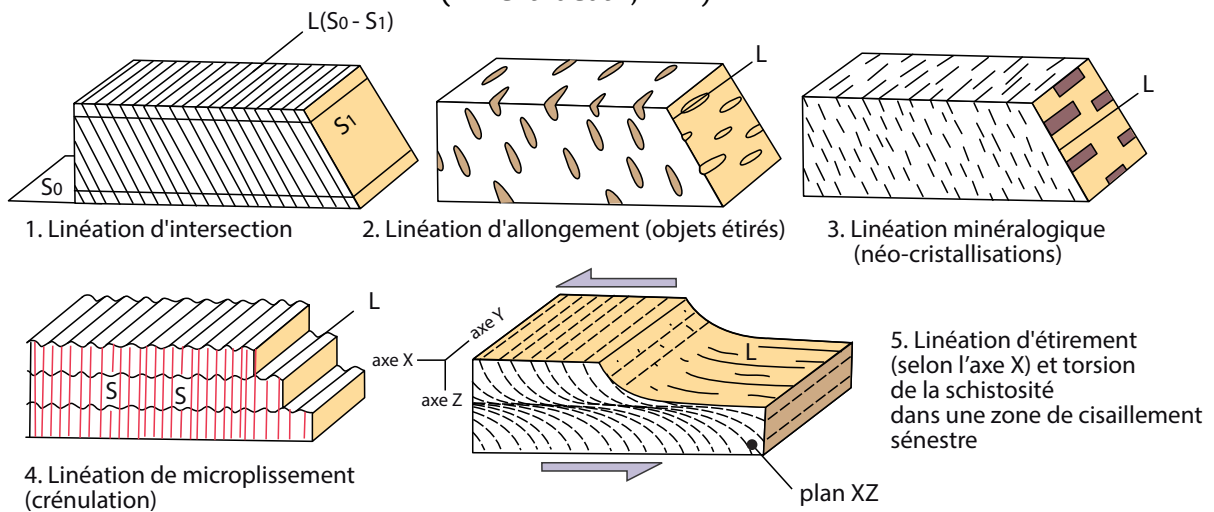
- schistosité de **fracture**, ou schistosité espacée (*spaced cleavage*) dont les plans sont espacés de quelques centimètres. Ces plans peuvent se disposer parallèlement aux axes des plis ou en éventail.
- schistosité de **crénulation**, d'espacement millimétrique, le long de laquelle les roches sont microplissées
- schistosité de **flux**, plus serrée encore, correspondant à un espacement inframillimétrique. C'est la schistosité qui permet le débit des ardoises (on parle de schistosité ardoisière). Elle est liée au développement des feuillets des micas métamorphiques.



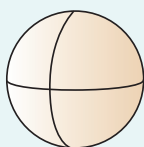


Foliation dans un gneiss (eduterre.ens-lyon)

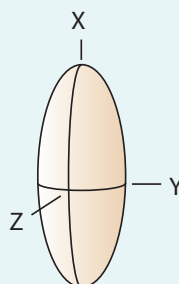
lits de minéralogie différente

Figure 19 : les linéations
(in Renart et al., 2016)Figure 20 : l'ellipsoïde des déformations
(in Renart et al., 2016)

X : axe d'allongement maximum
Y : axe intermédiaire
Z : axe de raccourcissement maximum

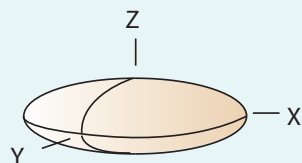


état initial



cas 1

Z proche de Y
ellipsoïde en cigare, constriction



cas 2

X proche de Y
ellipsoïde en galette, aplatissement

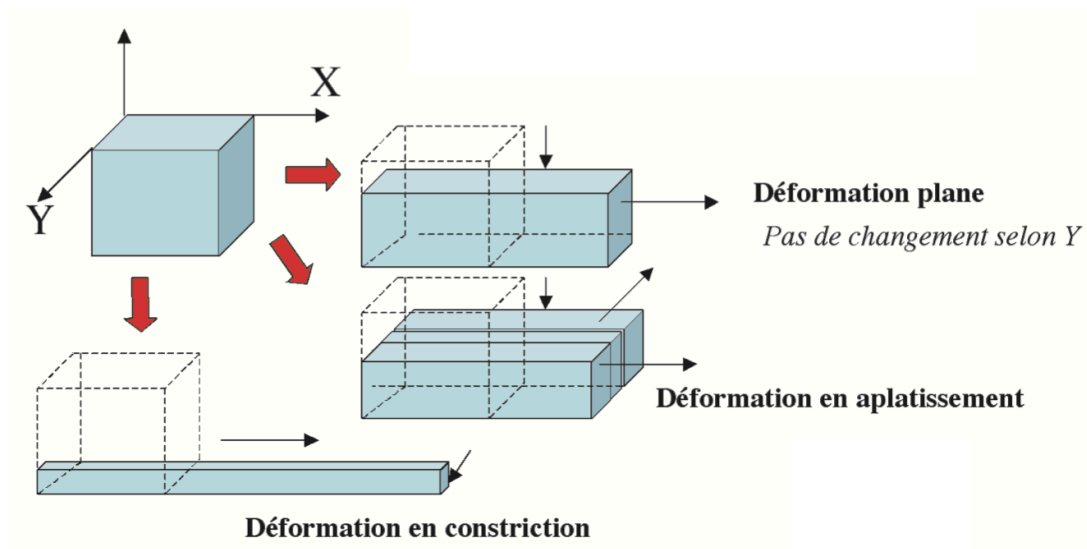


Figure 21 : cisaillement pur/simple
(in Renart et al., 2016)

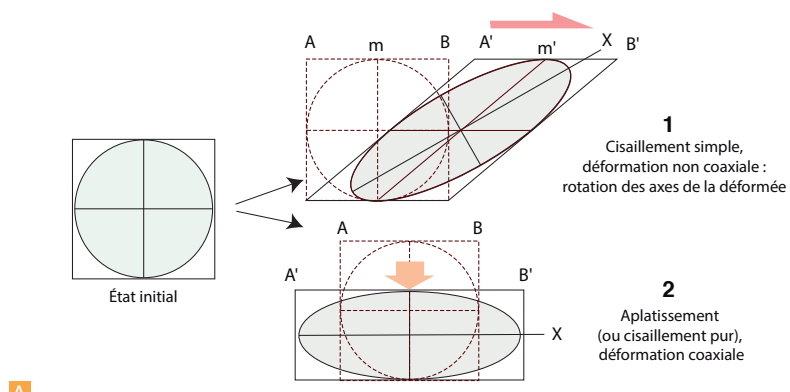
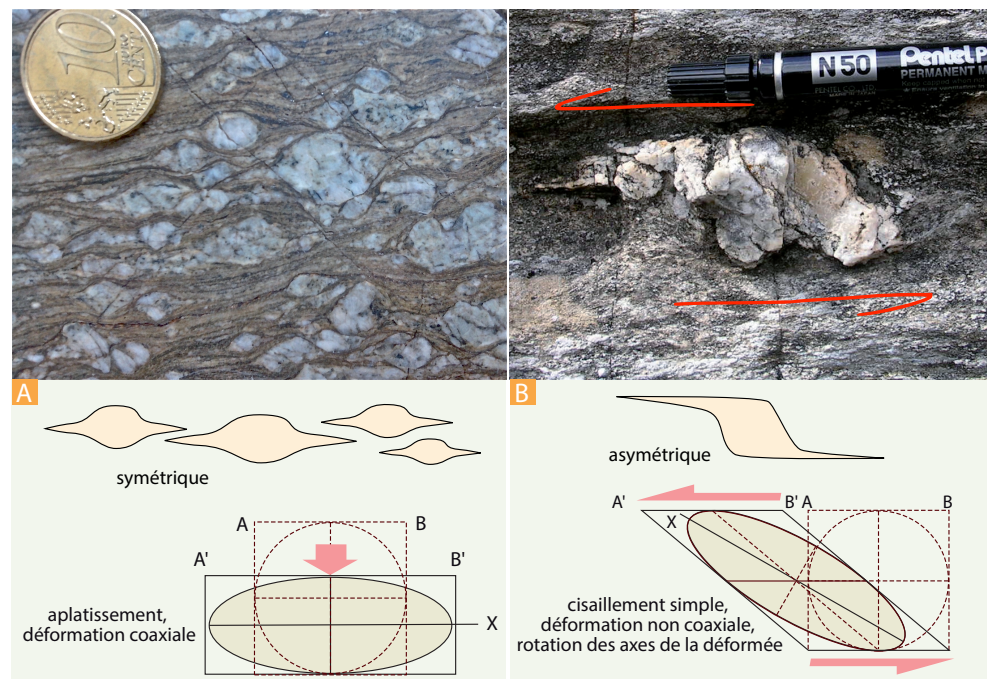


Figure 22 : cisaillement pur ou simple?
(in Renart et al., 2016)

! PLAN XZ



	Cisaillement pur (« pure shear ») (aplatissement-étirement)	Cisaillement simple (« simple shear »)
Explication	La déformation finie peut se décomposer en étapes (ou incréments) pendant lesquelles le matériau est aplati dans la direction de raccourcissement, étiré dans la direction d'allongement. Il n'y a pas de rotation au cours de la déformation progressive : les axes d'allongement et de raccourcissement conservent une direction constante. La déformation par aplatissement/étirement est dite coaxiale .	La déformation finie peut se décomposer en incréments pendant lesquels le matériau est cisailé en gardant une épaisseur constante : ses côtés parallèles au cisaillement ne sont pas déformés et les côtés non-parallèles au cisaillement s'étirent. Il y a rotation au cours de la déformation progressive : les axes d'allongement tournent. La déformation par aplatissement/étirement est dite non coaxiale .
Peut-on caractériser un ellipsoïde de la déformation finale ?	Oui. X = sens de l'allongement maximal, Z = sens du raccourcissement maximal, Y perpendiculaire à X et Z (dans les deux représentations, Y est perpendiculaire au plan du dessin).	Oui. X = sens de l'allongement maximal, Z = sens du raccourcissement maximal, Y perpendiculaire à X et Z (dans les deux représentations, Y est perpendiculaire au plan du dessin).
Peut-on caractériser un ellipsoïde des contraintes ?	Oui. La déformation est non-rotationnelle (coaxiale) : $\sigma_1 // Z$, $\sigma_2 // Y$, $\sigma_3 // X$. Par convention, on suppose que les contraintes s'exercent au centre de l'objet, donc on oriente les vecteurs vers le centre.	Non. La déformation étant rotationnelle (non coaxiale), il n'est pas possible d'associer la déformation finie à un unique ellipsoïde des contraintes (l'orientation des contraintes ayant varié pendant la déformation).

OUI, Si et seulement si déformation de **faible** importance.

Bandes cisaillement

(in Renart et al., 2016, planet-terre.ens-lyon.fr)

Dans les roches déformées de façon **plastique**, la déformation affecte l'ensemble du matériau mais elle n'est **pas isotrope**. Les glissements s'effectuent de façon **préférentielle** sur de nombreux **plans de cisaillement**, organisés en couloirs de déformation à toutes les échelles, appelés **bandes de cisaillement**.

Plan S : plan de schistosité, plan C : plan de cisaillement

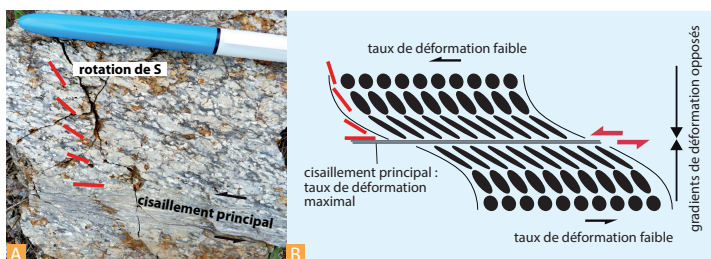
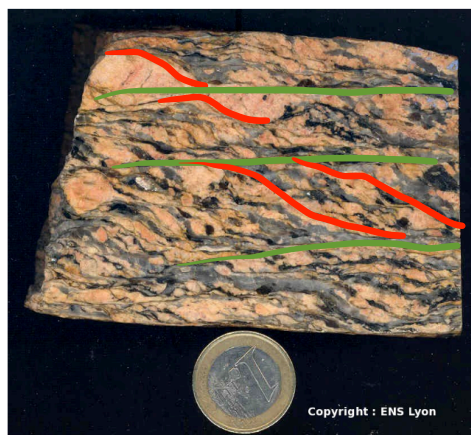
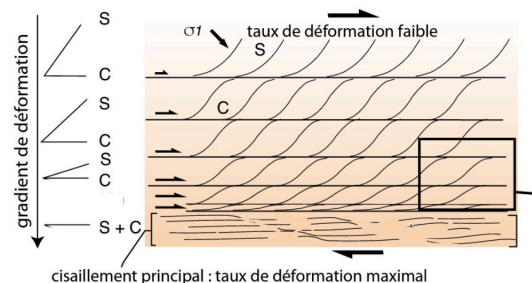


Figure 14.33 Déformation non homogène dans les bandes de cisaillement.

A. Déformation progressive d'un granite de l'Agly montrant la rotation de la schistosité et l'intensification de la déformation vers le cisaillement principal. Photo : Y. Lagabrielle.

B. Distribution des ellipsoïdes de la déformation de part et d'autre d'un cisaillement principal.



Le décalage du feldspath en haut à gauche souligne le plan de cisaillement et montre le sens du mouvement relatif. La schistosité, plus marquée est aussi plus oblique et plus sigmoïde.

Figure 23 : ellipsoïde des contraintes
(in Renart et al., 2016)

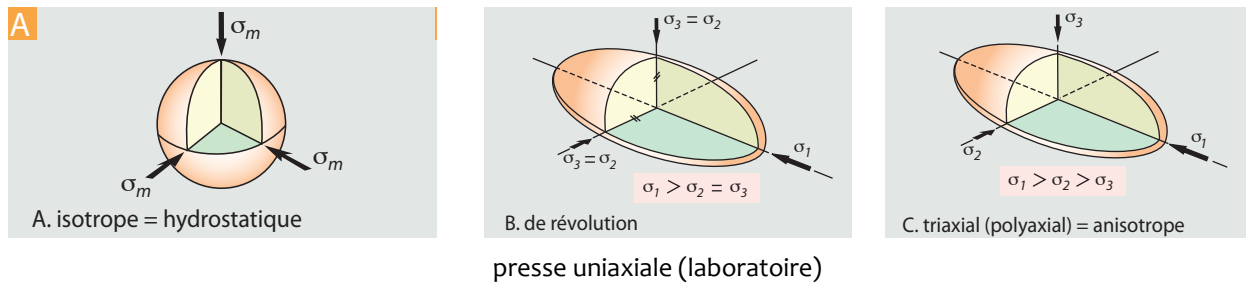


Figure 24 : lien entre type de faille et ellipsoïde des contraintes
(in Dunod, 2021)

Les failles normales	Les failles inverses	Les failles décrochantes
- la composante principale du rejet est verticale ; - le toit est descendu par rapport au mur ; - résultent d'un régime d'extension (étirement horizontal), donc avec $\vec{\sigma}_3$ et $\vec{\sigma}_2$ horizontales, et $\vec{\sigma}_1$ verticale ; - pendage fort (entre 45 - 60°) : un pendage de 60° correspond à une position de la faille à 30° de $\vec{\sigma}_1$.	- la composante principale du rejet est verticale ; - le toit est monté par rapport au mur ; - résultent d'un régime de compression horizontal, avec $\vec{\sigma}_1$ et $\vec{\sigma}_2$ horizontales (respectivement perpendiculaire et parallèle au plan de faille), et $\vec{\sigma}_3$ verticale. - pendage plus faible (à environ 30° de $\vec{\sigma}_1$ horizontale).	- verticales ; - rejet horizontal sénestre (si chaque bloc se déplace vers la gauche d'un observateur situé sur l'autre bloc) ou dextre (si le déplacement relatif est vers la droite de l'observateur) ; - comme pour la faille inverse, $\vec{\sigma}_1$ et $\vec{\sigma}_2$ sont horizontales (mais obliques par rapport au plan de faille), et $\vec{\sigma}_3$ est verticale.

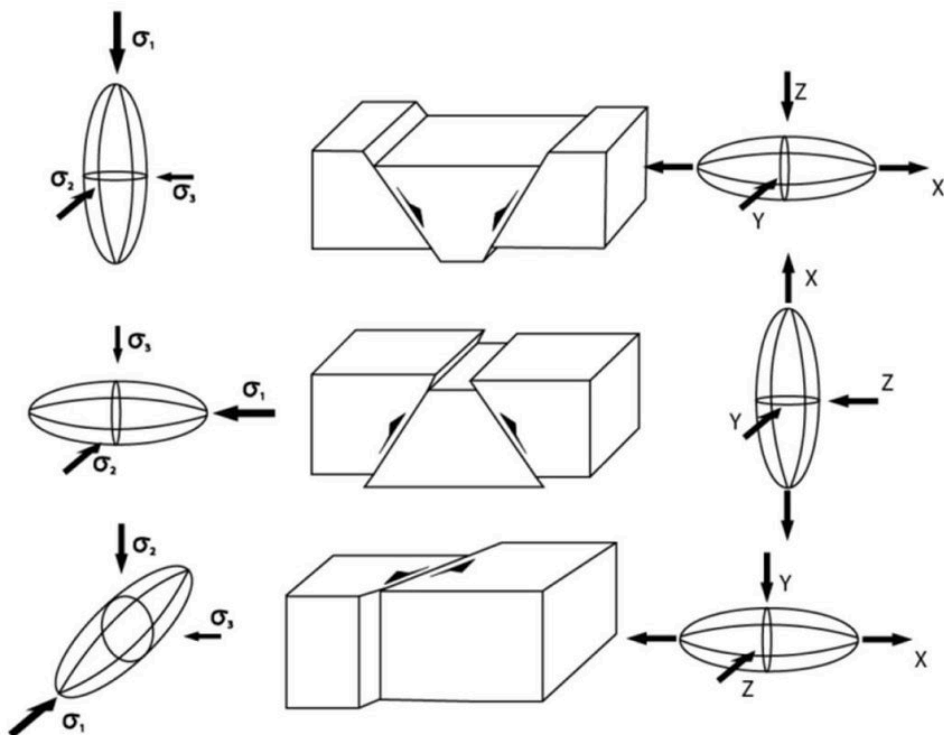
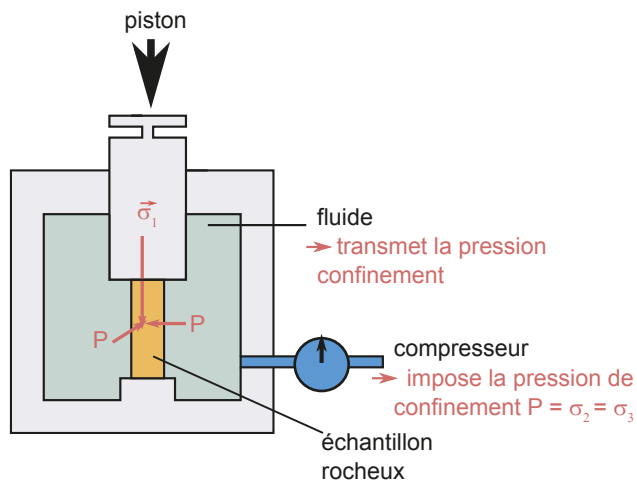


Figure 25 : Presse uniaxiale
(in Dunod, 2021)

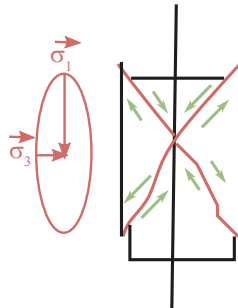
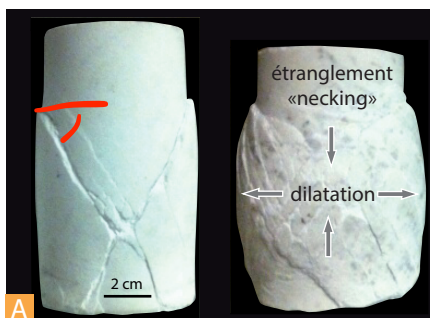


On place un petit cylindre de roche dans une **presse**. L'enfoncement progressif du **piston** permet de générer une contrainte maximale σ_1 . Le **compresseur** engendre la pression de confinement P , qui est égale à σ_2 et σ_3 , perpendiculaires à σ_1 . La pression de confinement modélise donc la pression lithostatique.

La contrainte déviatorique, dans ce cas égale à $\sigma_1 - \sigma_3$ ou $\sigma_1 - \sigma_2$, est notée σ_d par la suite.

On mesure la déformation ϵ (en % de variation des dimensions par rapport à l'état initial) pour chaque σ_d imposée : c'est le fondement de l'étude rhéologique des roches.

Figure 26 : résultats d'expériences de presse uniaxiale
(in Renart et al., 2016; in Dunod, 2021)



Une pression de confinement correspondant à environ 3 km de profondeur. Dans ce cas, il apparaît deux groupes de failles d'orientations différentes : ce sont des failles conjuguées, avec un angle compris entre 30 et 45° par rapport à σ_1 .

Figure 27 : relation contrainte - déformation
(in Renart et al., 2016)

Essais sur 3 types d'échantillons à **vitesse constante**.

1. Roche cassante

2 et 3 : Roches ductiles

Déformation réversible -> comportement élastique

Déformation irréversible -> comportement plastique ou visqueux.

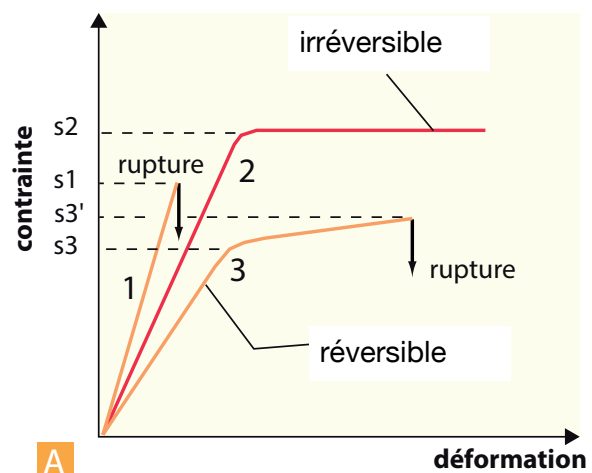


Figure 28 : influence de la pression de confinement et de la température sur la déformation

Le seuil de rupture est indiqué par une flèche : il n'a pas été atteint pour toutes les expériences

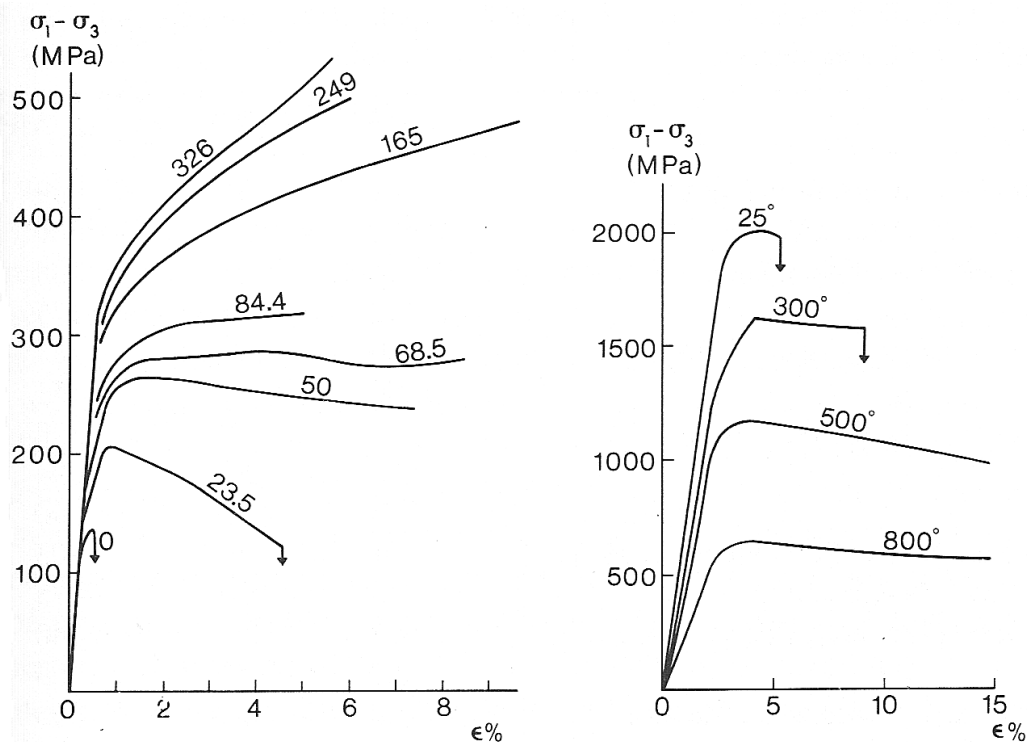
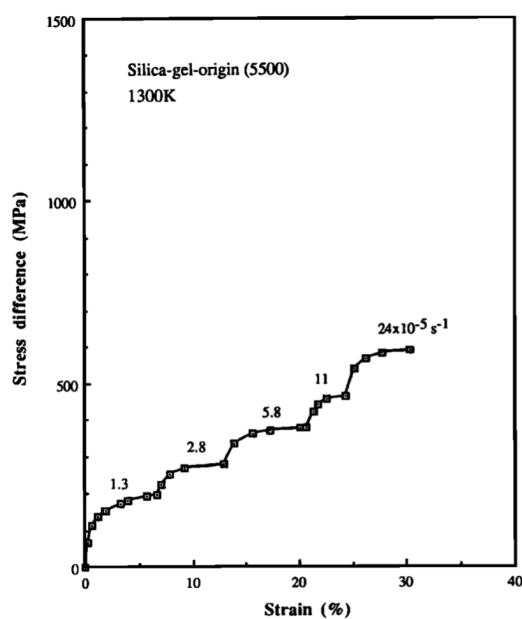


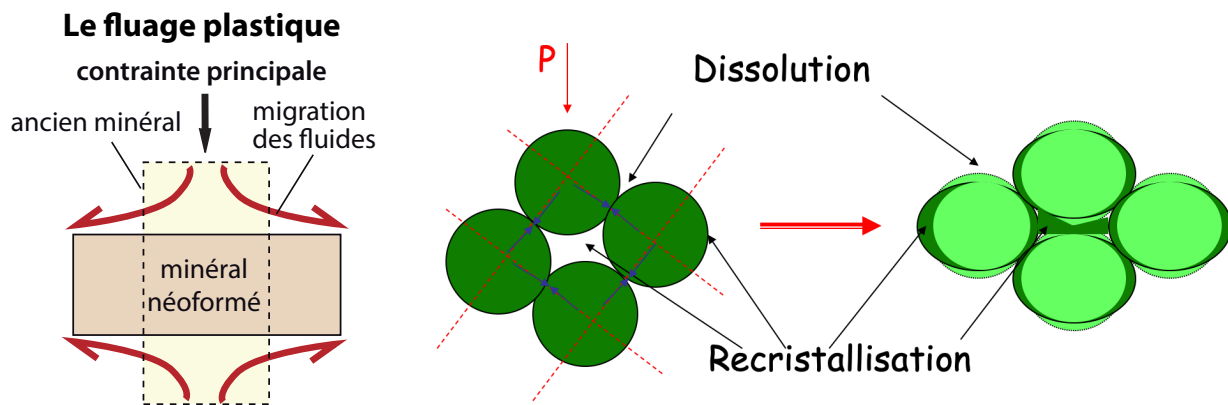
Figure Effects of pressure (left: Carrara marble) and temperature (right: granite) on the stress-strain behaviour of rocks. Numbers on curves give confining pressure (in MPa) and temperature (in °C), respectively (from Jaeger and Cook 1979).

Figure 29 : influence de la vitesse de déformation



Les expériences sont réalisées avec des vitesses croissantes

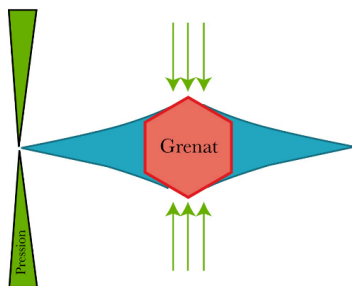
Figure 30 : Pression - dissolution
(in Renart et al., 2016)



L'aplatissement résulte de la dissolution irrégulière aux extrémités des objets et dans les ombres de pression et de la migration des solutions en dehors de la roche.

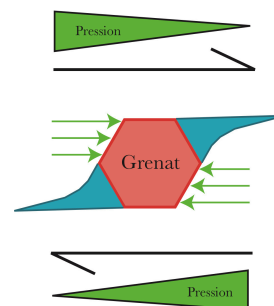
Figure 31 : ombres de pression
(planet-terre.ens-lyon.fr)

Cisaillement pur

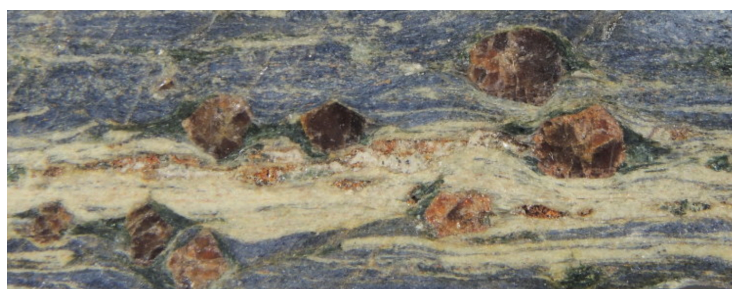


Dans le cas d'un cisaillement **pur** (ou aplatissement pur), les contraintes locales vont entraîner le développement d'ombres de pression **symétriques**. Étant donné que ces zones sont des zones de moindres contraintes, les minéraux auront un plus gros volume que dans les autres zones de la roche. C'est un exemple de formation de minéraux synkinématiques. L'étude de ce type de marqueurs en lame mince sur des échantillons orientés permet de retracer la déformation de l'unité géologique à laquelle la roche appartient.

Cisaillement simple



Lors d'un cisaillement **simple**, les contraintes locales exercées sur les faces du grenat (ou autre minéral) sont **asymétriques**. Les faces à l'opposé de la pression maximale sont donc à l'abri (total ou partiel) de ces contraintes ce qui favorise la recrystallisation syn-cinématique dans ces zones de minéraux (en bleues sur la figure) : ce sont les ombres de pression ou queue de recrystallisation. L'étude de ce type de marqueurs en lame mince sur des échantillons orientés permet de retracer la déformation de l'unité géologique à laquelle la roche appartient.



Ombres de pression sur une glaucophanite de faciès éclogites de l'île de Groix.
Les ombres de pression sont constituées de chlorite, minéral typique du faciès des schistes verts

Figure 32 : déformation intracristalline (G2E/ENS)

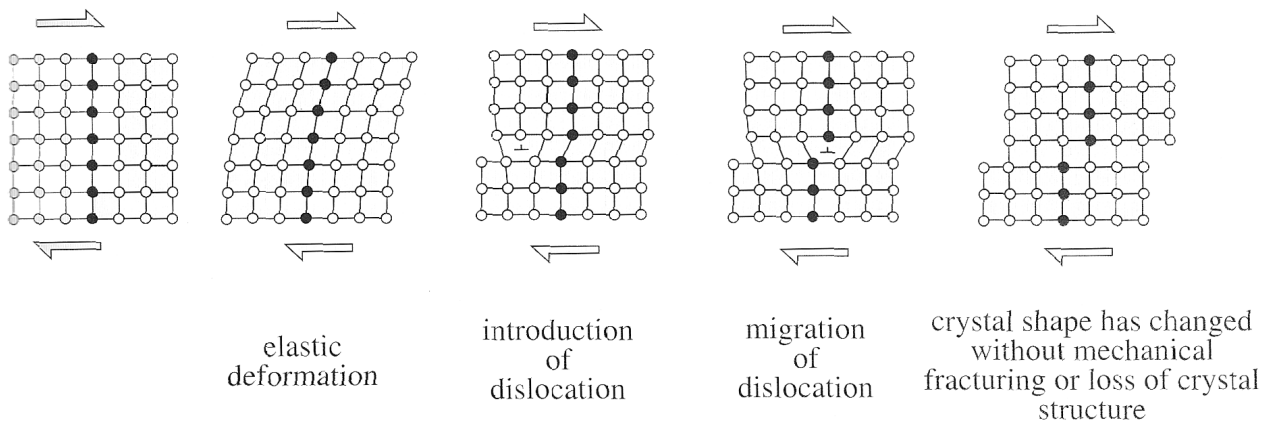
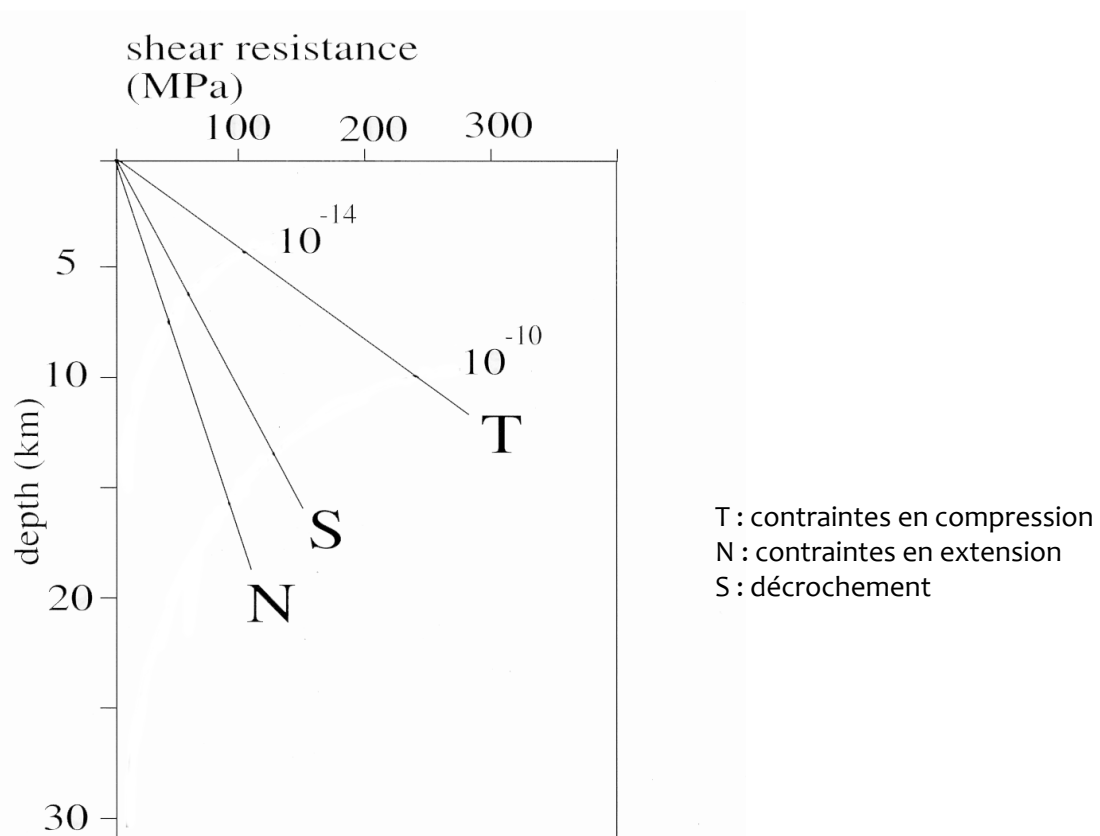


Fig. Deformation of a crystal by movement of an edge dislocation; the top half of the crystal is translated over one lattice unit to the **right** as a result of the passage of a single dislocation

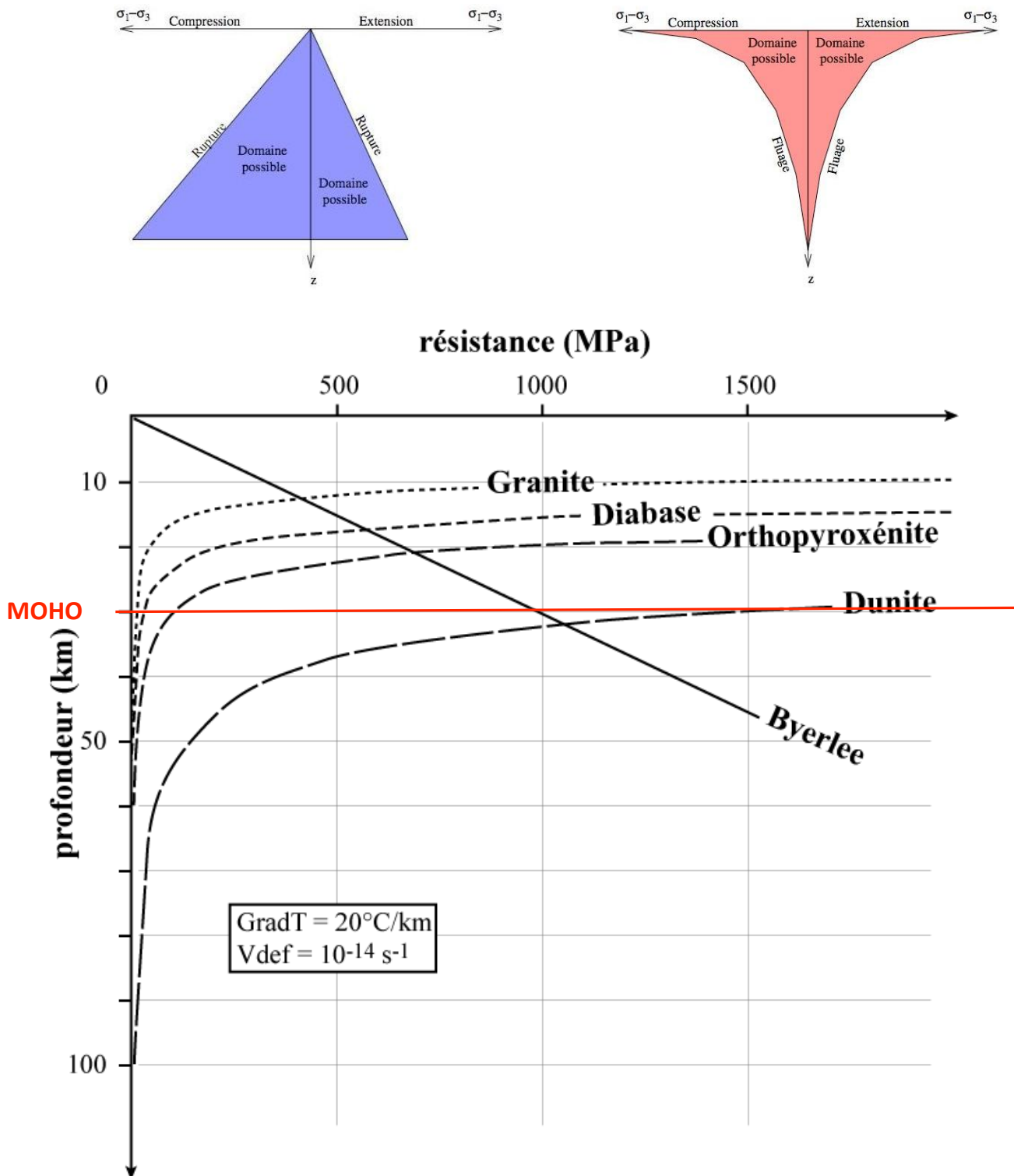
from left to right. View normal to the edge dislocation. One lattice plane is marked in **black** to show the relative displacement of the upper part of the crystal with respect to the lower part

Figure 33 : Loi de Byerlee



Depth-strength diagram for quartz at a geothermal gradient of 30 °C/km and hydrostatic fluid pressure in brittle faults (based on Sibson 1983). **Straight lines** are strength of brittle fracturing for thrust (T), strike-slip (S) and normal faults (N). **Curved lines** are for dislocation creep at strain rates of 10^{-14} and 10^{-10} s^{-1}

Figure 34 : enveloppe rhéologique de la lithosphère



(le diabase est un micro-gabbro, modèle ici de la croute océanique)

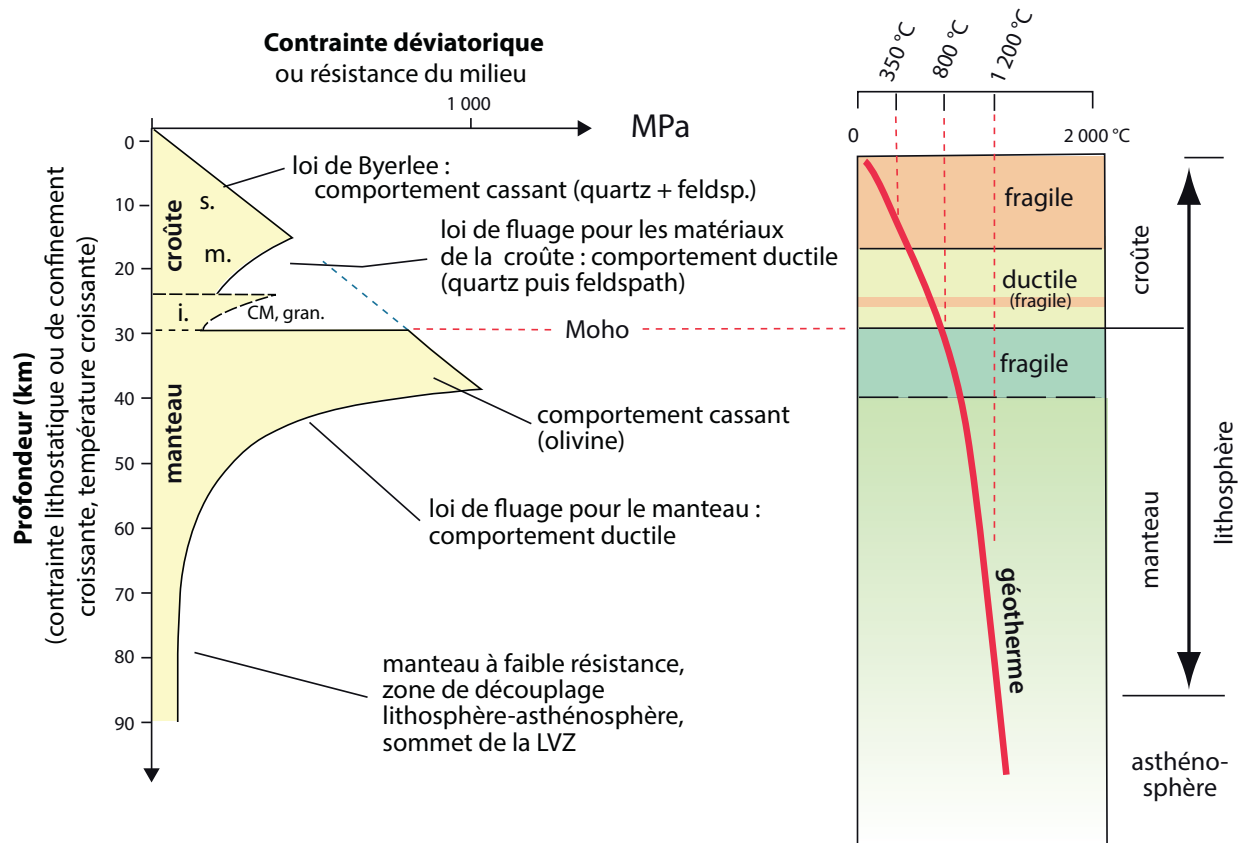
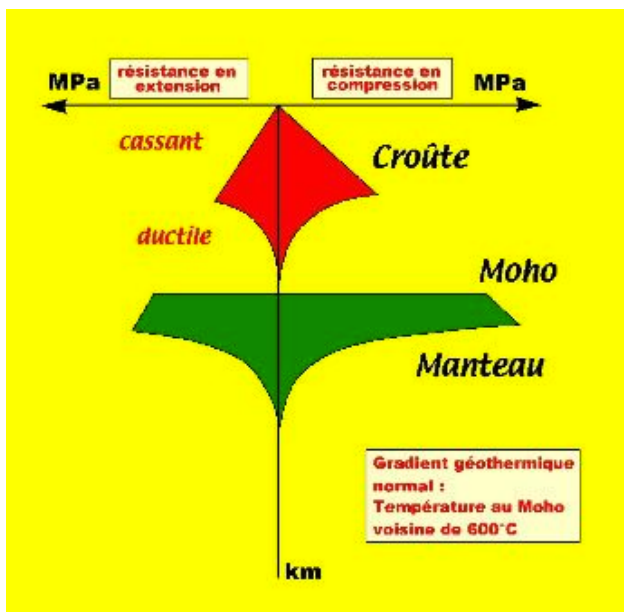
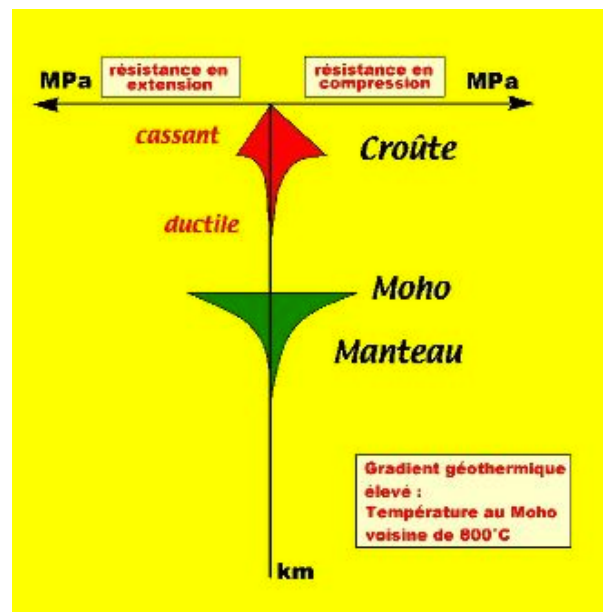


Figure 35 : diversité des enveloppes rhéologiques de la lithosphère (planet-terre.ens-lyon.fr)



Profil rhéologique en extension et en compression pour un gradient géothermique normal.



Profil rhéologique en extension et en compression pour un gradient géothermique élevé.

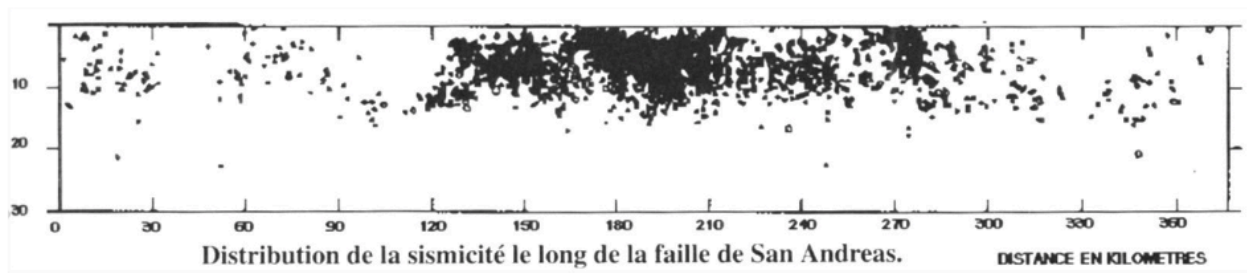
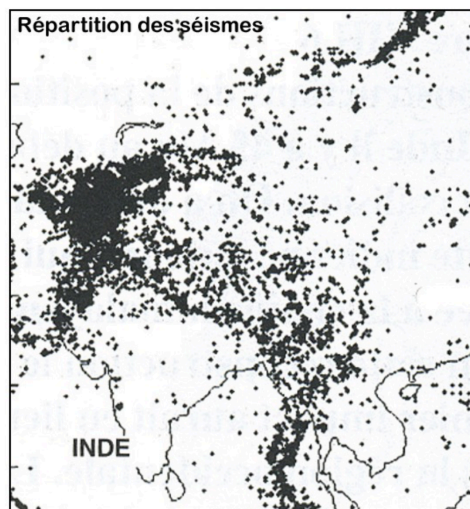
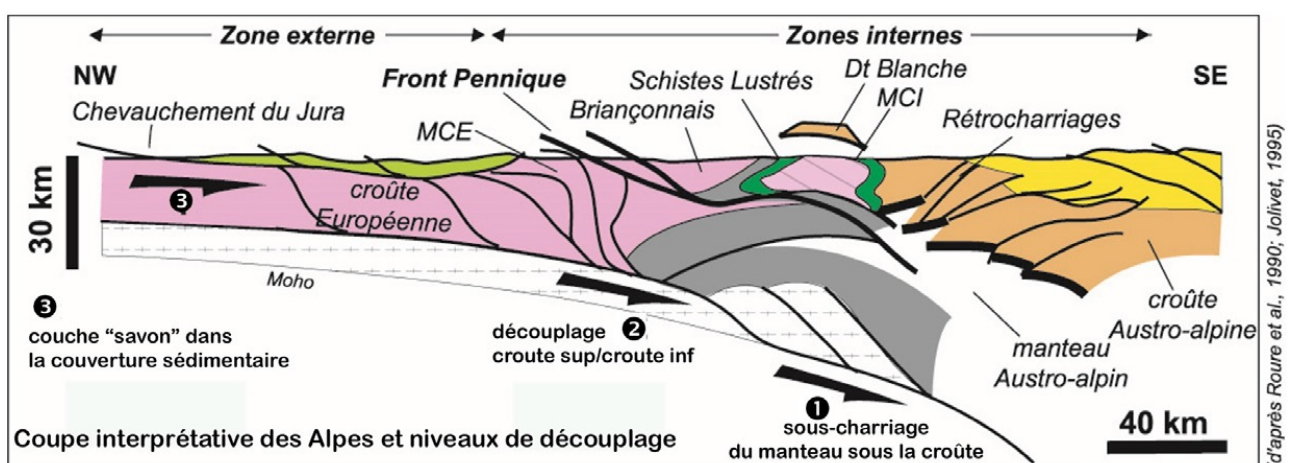
Figure 36 : profondeur des séismes au niveau de la faille de San Andreas**Figure 37** : répartition des séismes au niveau de l'Himalaya**Figure 38** : Coupe interprétative des Alpes et niveaux de découplage

Figure 39 : Comportement global élastique de la lithosphère

Le modèle rhéologique ne prévoit pas un comportement élastique de la lithosphère à grande échelle, pourtant détecté par différents moyens (anomalies gravimétriques, topographie, sismique réflexion, suivi GPS, localisation du Moho) dans différents contextes :

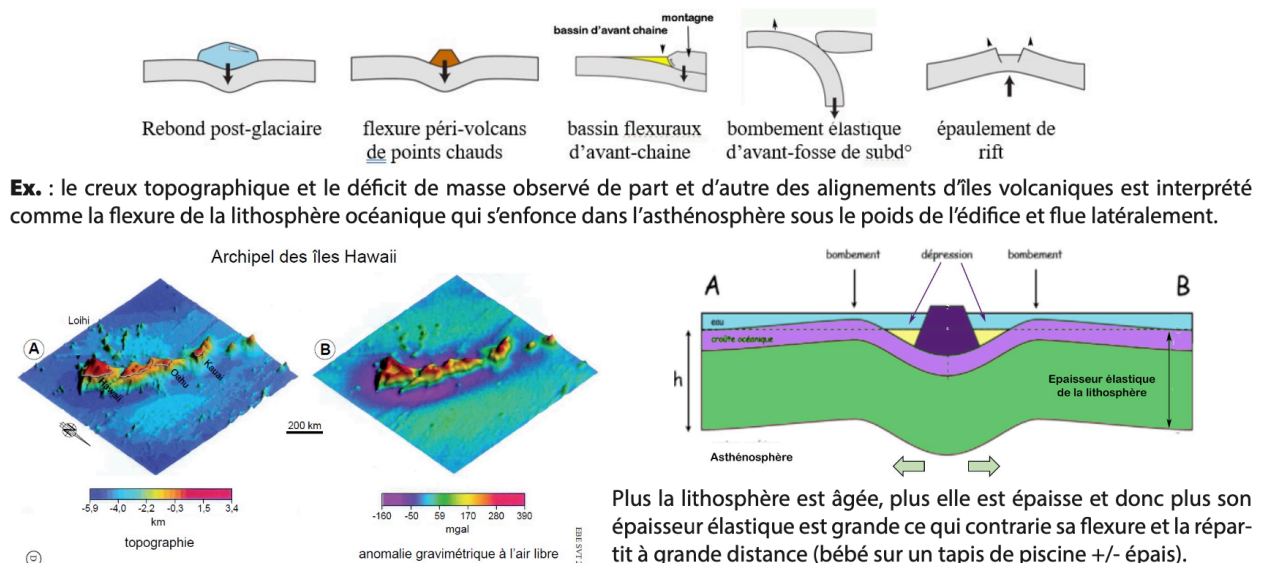


Figure 40 : flambage de la lithosphère en France

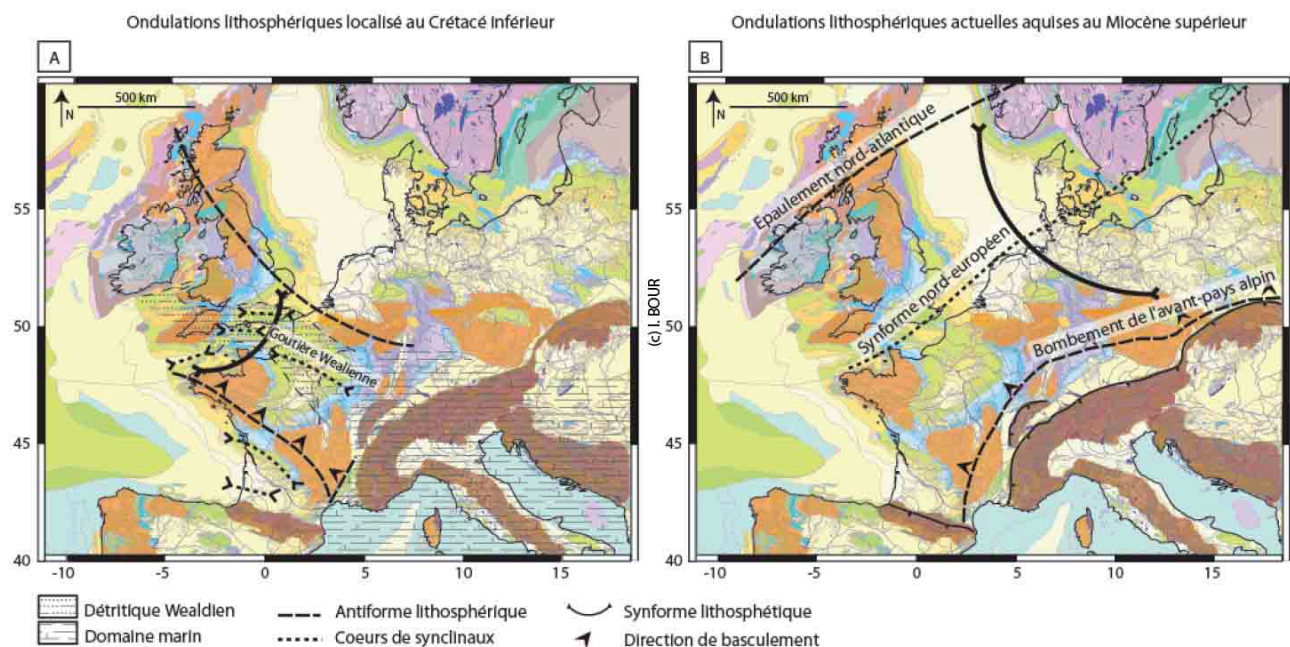
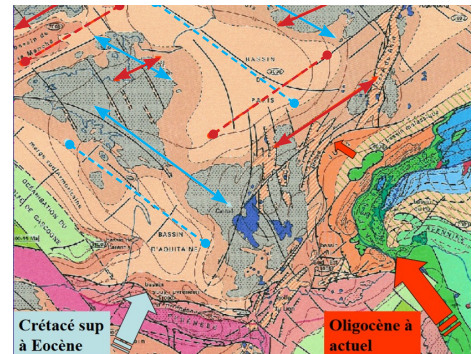
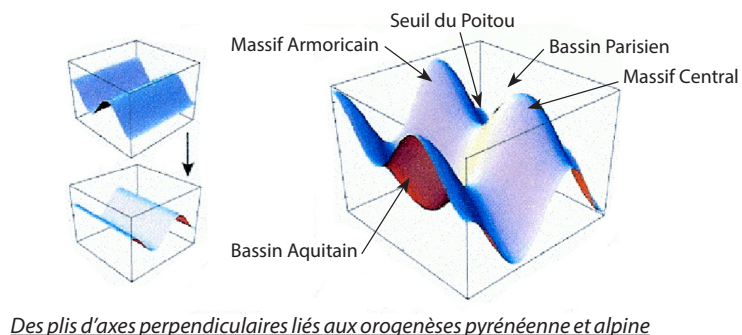


Fig. 161: Organisation des déformations de grande longueur d'onde au niveau de la marge Nord européenne : (A) Ondulations lithosphériques localisées au Crétacé inférieur (d'après Wyns, 1996 ; De Wever et al., 2002). (B) Ondulations lithosphériques actuelles acquises au Miocène supérieur (d'après Wyns, 1996).

Des Alpes au bassin de Londres, deux séries de plis aux axes perpendiculaires sont identifiables : des **plis d'axes NO-SE** et **plis d'axes NE-SO**. Ils sont, pour les premiers, en cohérence avec le **raccourcissement imposé par l'orogénèse pyrénéenne** (*Crétacé sup à Eocène*), pour les seconds, avec le **raccourcissement imposé par l'orogénèse alpine** (*Oligocène à actuel*). Au centre, on trouve des **massifs anciens** (*Massif Armoricain, Massif Central*), des **bassins** (*Bassin Aquitain, Bassin Parisien*) et des **seuils** (*seuil du Poitou, entre MA et MC et qui sépare BA et BP, seuil du Morvan, qui sépare BP et bassin du sud-est*).



Toutes ces structures peuvent être interprétées comme des **interférences de plis** d'axes perpendiculaires :

- **interférence d'anticlinaux = dômes** (MA, MC)
- **interférence de synclinaux = bassins** (BA, BP)
- **interférence anti/synclinal = seuil** (Poitou, Morvan).

Ainsi, toute la géologie de la France traduit un phénomène de **déformations à très grandes longueurs d'ondes = en champ lointain** (car loin des zones de collision) appelé **flambage** de la lithosphère. Il correspond à une courbure d'un matériau soumis à une compression qui a alors tendance à se déformer selon une direction perpendiculaire à l'axe de compression.