

ENSEIGNEMENT DE SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE (SVT)
°° SCIENCES DE LA TERRE °°
>> Cours <<

Chapitre 23

Les déformations de la lithosphère

COURS COMPLET RÉDIGÉ

Objectifs : extraits du programme

ST-D Les déformations de la lithosphère (BCPST 1)	
La lithosphère, enveloppe externe de la partie solide de la Terre, est une enveloppe qui se déforme sous l'effet de forces imposées par la dynamique interne. Cette déformation dépend de la rhéologie des matériaux qui la composent selon les conditions de pression et de température. Ces déformations sont à mettre en évidence à partir d'observations de l'échelle de l'échantillon à celle de la lithosphère (observations géophysiques). Ces observations permettent de construire un modèle physique du comportement mécanique de la lithosphère, qui permet d'expliquer la construction de la topographie et les phénomènes sismiques. L'étude de la sismogénèse est l'occasion de détailler un mode de déformation de la lithosphère, à partir de mesures de déformations actives aujourd'hui pour, in fine, faire le lien avec l'appréhension d'un aléa et la compréhension d'un risque (développé dans la partie ST-I sur les risques). Les séismes, comme marqueurs actifs de la déformation cassante, constituent une donnée clef ayant nourri les réflexions aboutissant à la théorie de la tectonique des plaques. Les définitions de la lithosphère introduites en ST1-A sont complétées par les aspects rhéologiques. Cette partie est l'occasion d'expliquer l'expression de surface de la dynamique interne de la Terre.	
Savoirs visés	Capacités exigibles
ST-D-1 La rhéologie de la lithosphère	
Les matériaux lithosphériques se déforment sous l'effet de contraintes : la déformation est réversible ou irréversible. La déformation finie peut se décomposer en étapes (ou incréments) de deux types comportant ou non une part de rotation. Le cisaillement est alors pur ou simple. Les propriétés mécaniques des roches dépendent de leur minéralogie, des conditions pression- température et de la présence de fluides ainsi que de la vitesse de déformation. Ces propriétés mécaniques mènent à la définition thermomécanique de la lithosphère abordée précédemment. Le comportement global de la lithosphère est déterminé par son enveloppe rhéologique, mais ce modèle statique est questionné par des observations de terrain ainsi que par des données géophysiques. L'hétérogénéité verticale de comportement mécanique de la lithosphère peut déterminer des niveaux de découplage.	- Distinguer déformation et contrainte. - Construire une ellipse (2D) ou un ellipsoïde (3D) de déformations, dans le but d'établir, lorsque cela est possible, l'orientation des contraintes. - Exploiter des courbes rhéologiques pour distinguer déformation élastique, déformation plastique, phénomène de fluage et la notion de rupture. - Distinguer un comportement ductile et un comportement cassant (ou fragile). - Relier les différents types de comportement à la compétence des roches et aux conditions thermodynamiques. - Illustrer l'importance de la vitesse de déformation dans la rhéologie. - Analyser des objets tectoniques à partir de différents supports à différentes échelles (cartes géologiques, photographies, échantillons). - Analyser des objets tectoniques, en termes d'ellipsoïde des déformations finies et, lorsque c'est possible, faire le lien avec le régime de contraintes.

		- Analyser des microstructures associées aux structures d'échelle supérieure. - Analyser un style structural régional. - Savoir relier observations de terrain et déformation. - Établir un profil rhéologique de la lithosphère continentale à l'aide de la loi de Byerlee et des lois de fluage. - Relier le profil rhéologique avec la distribution des séismes en profondeur. - Comparer les profils rhéologiques des lithosphères continentale et océanique. - Discuter l'allure de ces profils en fonction du gradient géothermique local. - Discuter des limites d'application des enveloppes rhéologiques à partir d'observations.
Précisions et limites : <i>On se limite ici à définir la fabrique (schistosité, foliation et linéation). Les mécanismes de la déformation à l'échelle cristalline tout comme les cercles et enveloppes de Mohr ne sont pas au programme. On présentera en 2D le cisaillement simple et le cisaillement pur comme les deux incréments possibles de déformation comportant chacun une direction d'étirement et de raccourcissement. On présentera la déformation finie coaxiale (respectivement non coaxiale) comme la succession (l'intégrale) d'incrément de cisaillement pur (respectivement simple). Les microstructures sont étudiées en 1ère année sans lien avec les transformations minéralogiques (vues en deuxième année). Les études pratiques liées à la déformation de la lithosphère sont intégrées aux sorties de terrain.</i> <i>Les limites d'application du modèle des enveloppes rhéologiques, et notamment l'importance du taux de déformation, sont discutées à la lumière de données de terrain et de données géophysiques.</i>		
ST-D-2 Les séismes : origine et conséquences		
L'étude des séismes et l'évaluation des aléas sismiques passent par la description des événements et par des mesures et des calculs (magnitude, mécanismes au foyer, déplacement par GPS...). La relaxation rapide d'énergie accumulée par les déformations élastiques, mesurables par géodésie spatiale, est responsable de la formation des séismes. La notion (historique) de cycle sismique rassemble l'accumulation de déformation élastique et le rebond sismique. Pour un séisme donné, le mécanisme au foyer permet l'analyse de la géométrie de la faille et de son mouvement. L'étude d'un ensemble de mécanismes au foyer dans une région donnée permet de caractériser et modéliser le contexte tectonique. La distribution mondiale des séismes et la variabilité des mécanismes au foyer renseigne sur la géodynamique globale et sur les frontières de plaques. Les mesures de géodésie spatiale par GPS permettent d'évaluer les déplacements instantanés, de les comparer à ceux déterminés à l'échelle des frontières de plaque (en termes de bilan de déformation) et de préciser la connaissance de l'aléa localement.		- Expliquer la notion de magnitude et les ordres de grandeurs et comparer la magnitude de moment à une intensité type MSK. - Relier les notions de magnitude et de temps de récurrence à l'évaluation de l'aléa sismique. - Expliquer la notion de risque : distinguer les concepts d'aléa et de risque. - Discuter la notion de cycle sismique en la confrontant avec des données géodésiques actuelles. - Exploiter des données de mécanismes au foyer. - Relier ces données aux contextes géodynamiques. - Exploiter et relier des données de géodésie spatiale (GPS) permettant la surveillance des failles actives et la quantification de l'aléa par mesure de l'accumulation de déformation élastique autour de ces failles. - Comparer en ordre de grandeur les déplacements (temps, distance, mouvement des plaques, mesures locales).
Précisions et limites : <i>L'étude d'un ou de quelques exemples de séisme, laissés au choix, permet de montrer la diversité des observations effectuées avant, pendant et après le séisme. Il est essentiel de décrire le séisme comme une fracture avec glissement qui se propage dans un milieu élastique.</i> <i>La construction stéréographique d'un mécanisme au foyer n'est pas au programme ; on se limite, sur les sismogrammes, à la compréhension de l'arrivée des ondes (compression ou distension).</i> <i>Concernant le modèle de rebond élastique et de cycle sismique, il s'agit de comprendre qu'il est trop « simple » : les progrès des dix dernières années montrent que la périodicité suggérée par le modèle n'est quasiment jamais observée.</i> <i>On exploite une carte avec des vecteurs GPS et une carte de déplacements obtenus par interférométrie radar ou par corrélation d'images, mais la connaissance des méthodes permettant leur obtention n'est pas exigible.</i>		
Liens : La structure de la planète Terre (ST-B) La géodynamique de la lithosphère (ST-C-3) Les risques géologiques (ST-I-1)		

Introduction

Comme nous avons pu le voir dans le **chapitre 21**, la **lithosphère**, **couche superficielle de la géosphère (0 à environ 100 / 200 km) comprenant la croûte et une partie du manteau supérieur**, peut être définie de multiples façons :

- Une **définition sismique** : la **lithosphère** est **située au-dessus de la LVZ (de 0 à environ 100-200 km de profondeur)**, la **LVZ (Low Velocity Zone, zone de faible vitesse)** étant une **zone d'affaiblissement important des vitesses des ondes sismiques, notamment des ondes P, au sein du manteau supérieur**.

La **profondeur (variable) de la LVZ délimitant lithosphère et asthénosphère sous-jacente** est parfois appelée **LAB** pour **Lithosphere-Asthenosphere Boundary** (= limite lithosphère-asthénosphère).

- Plutôt **superficielle** sous les **océans** (en général entre 60 et 100 km)
- Plutôt **profonde** sous les **continents** (en général entre 100 km et jusqu'à 300 km !)

- Une **définition thermique** : la **lithosphère** est **la portion de croûte et manteau supérieur située au-dessus de l'isotherme 1300 °C**.
- Une **définition rhéologique** : la **lithosphère** est **la portion de croûte et manteau supérieur qui a un comportement globalement rigide (= cassant) suite à une contrainte**.

Cette **dernière définition** fait référence à une **caractéristique géologique majeure** de la lithosphère, la **rhéologie** (du gr. *rhéô*, couler) tant **l'étude physique de la déformation des matériaux sous l'effet de contraintes mécaniques**. Ainsi, la lithosphère, **enveloppe externe de la partie solide de la Terre**, est une **enveloppe qui se déforme** sous l'effet de **forces** imposées par la **dynamique interne**. Cette **déformation** dépend de la **rhéologie** des **matériaux** qui la composent selon les conditions de **pression** et de **température**.

On appelle **tectonique*** (du gr. *tektonikos*, charpente) ou **géologie structurale*** la **partie de la géologie qui étudie les déformations de la lithosphère en place et ses causes**. Les **structures géologiques** sont ici **considérées comme l'organisation des objets géologiques découlant de déformations**. On les distinguera de la **texture des roches** (**agacement des minéraux ou des sédiments constitutifs d'une roche dû à son mode de formation, indépendamment de toute contrainte tectonique**).

Le terme « **géologie structurale** » est de plus en plus utilisé car très usité par les Anglo-Saxons qui ont tendance à **réserver le mot « tectonique »** aux aspects de **tectonique globale** et/ou à la **tectonique des plaques**. Cette évolution sémantique est **récente** (deuxième moitié du XX^e siècle pour un terme qui date du XIX^e siècle) et ne correspond pas au **sens historique** du mot « tectonique ».

Si l'on suit cette tendance, l'on peut aussi considérer que la **géologie structurale** s'attacherait à **décrire géométriquement les structures**, alors que la **tectonique** chercherait à en **expliquer la genèse par les grands phénomènes géodynamiques**... Cela dit, les deux aspects sont-ils aujourd'hui dissociables ou distinguables ?

Au sein de la **tectonique** ou **géologie structurale**, on peut préciser certains **champs disciplinaires** :

- La **tectonique régionale** est **l'étude des structures à l'échelle kilométrique ou au-delà**.
- La **microtectonique** est **l'étude des structures à l'échelle décimétrique, centimétrique ou millimétrique (microstructures)**.

On y inclut donc **l'étude de la déformation affectant l'organisation minérale (= pétrofabrique*)** que l'on peut appeler **pétrologie structurale**.

* On appelle **fabrique d'une roche**, ou **pétrofabrique** (**mot employé dans le programme**) :

- 1. **Au sens large** (plutôt employé par les **Anglo-Saxons**) : **l'agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche**. Les Anglo-Saxons parlent ainsi parfois de « **fabrique sédimentaire** », « **fabrique métamorphique** » ou « **tectonométamorphique** »...

Le mot se rapproche alors de ce qu'il convient plutôt d'appeler **texture** de roche, quand il fait référence qu'à **autre chose qu'une roche déformée**.

- 2. **Au sens strict** (plutôt employé par les **francophones**, mais aussi souvent le **sens le plus courant des travaux anglo-saxons**) [**sens à préférer**] : **l'agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche suite à sa déformation**. La notion se superpose donc pratiquement au concept de « **microstructure** ».

Si l'on retient le premier sens, alors on pourra distinguer :

- La **fabrique primaire**, **agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche (non déformée) acquis lors de sa formation** [= **texture**].
- La **fabrique secondaire**, **agencement spatial des minéraux ou éléments constitutifs d'une roche acquis lors de sa déformation** [= **sens 2 ci-dessus**].

- La **tectonique globale** est **l'étude des structures à l'échelle de la planète ou des grands ensemble géologiques mondiaux**.
- La **tectonophysique** est **l'étude des structures et de leur déformation en appliquant les méthodes et outils de la physique**.

(!) La « **tectonique des plaques** » est une **théorie bien étayée postulant l'existence de plaques lithosphériques plutôt rigide en mouvement au-dessus d'une asthénosphère plutôt ductile**. Il s'agit d'un des plus puissants paradigmes de la géologie actuelle.

[Revoir le chapitre 22](#)

Enfin, on s'intéressera également dans **ce chapitre** aux **caractéristiques des séismes** et à leur **genèse**.

Comment les objets géologiques réagissent-ils à des contraintes mécaniques ?

I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques

- Une **déformation** se caractérise par :
 - Un **état initial**, où l'objet n'est **pas encore déformé** ;
 - Des **états intermédiaires**, où l'objet **subit / accumule des contraintes** à l'origine de la **déformation**.
 - Un **état final**, où l'objet est **déformé**, les **contraintes** pouvant **cesser** ou **se poursuivre** (appelant, dans ce second cas, une poursuite ou une modification à venir de la déformation).
- Dans **cette partie**, on pose des **bases physiques** (extrêmement sommaires) et **expérimentales** de ce phénomène de déformation.

Capacités exigibles

- ✓ **Distinguer** déformation et contrainte.
- ✓ **Construire** une ellipse (2D) ou un ellipsoïde (3D) de déformations, dans le but d'établir, lorsque cela est possible, l'orientation des contraintes.
- ✓ **Exploiter** des courbes rhéologiques pour distinguer déformation élastique, déformation plastique, phénomène de fluage et la notion de rupture.
- ✓ **Distinguer** un comportement ductile et un comportement cassant (ou fragile).
- ✓ **Relier** les différents types de comportement à la compétence des roches et aux conditions thermodynamiques.
- ✓ **Illustrer** l'importance de la vitesse de déformation dans la rhéologie.
- ✓ **Établir** un profil rhéologique de la lithosphère continentale à l'aide de la loi de BYERLEE et des lois de fluage.
- ✓ **Relier** le profil rhéologique avec la distribution des séismes en profondeur.
- ✓ **Comparer** les profils rhéologiques des lithosphères continentale et océanique.
- ✓ **Discuter** l'allure de ces profils en fonction du gradient géothermique local.
- ✓ **Discuter** des limites d'application des enveloppes rhéologiques à partir d'observations.

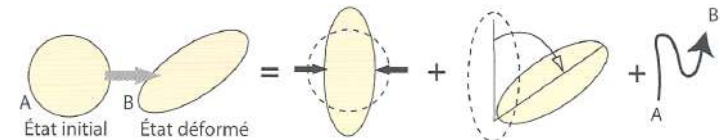
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation

1. La déformation, une modification géométrique des objets

a. La déformation : un changement de forme (← distorsion), orientation (← rotation) et/ou localisation (← translation) d'un objet

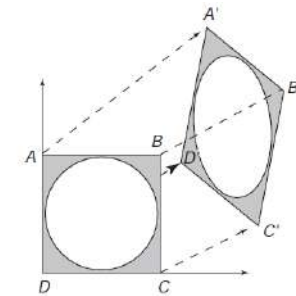
- On peut appeler **déformation** la **modification de la forme** (dû à une **distorsion**), de l'**orientation** (dû à une **rotation**) et/ou de la **position d'un corps** (dû à une **translation**) ou de ses **constituants en réponse à des contraintes mécaniques**.
- Il y a donc **trois composantes possibles** (mais **une suffit**) dans la **déformation** (figure 1).

On notera bien que les **aspects géométriques et organisationnels non dus à des contraintes** ne relèvent pas du champ d'étude des **structures tectoniques** car ils ne relèvent pas de la **déformation**.

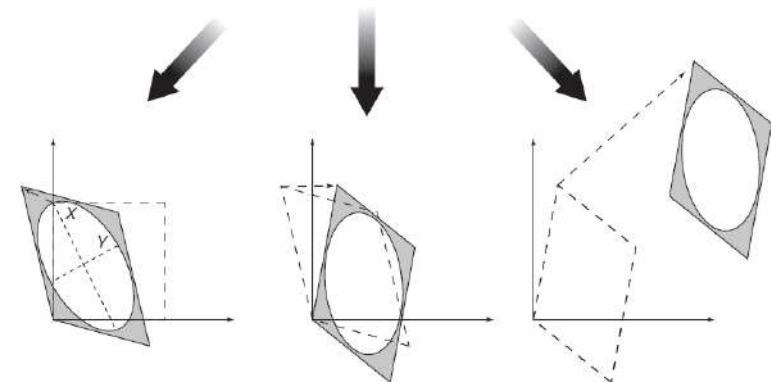


Déformation finie = changement de forme + rotation + déplacement

Vision simple



Déformation



Distorsion
(Déformation au sens
le plus strict)

Rotation

Translation

Vision plus précise

▲ FIGURE 1. Les trois composantes de la déformation.

D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013) et VAN DER PLUIJM & MARSHAK (2004), traduit.

b. Typologies de la déformation

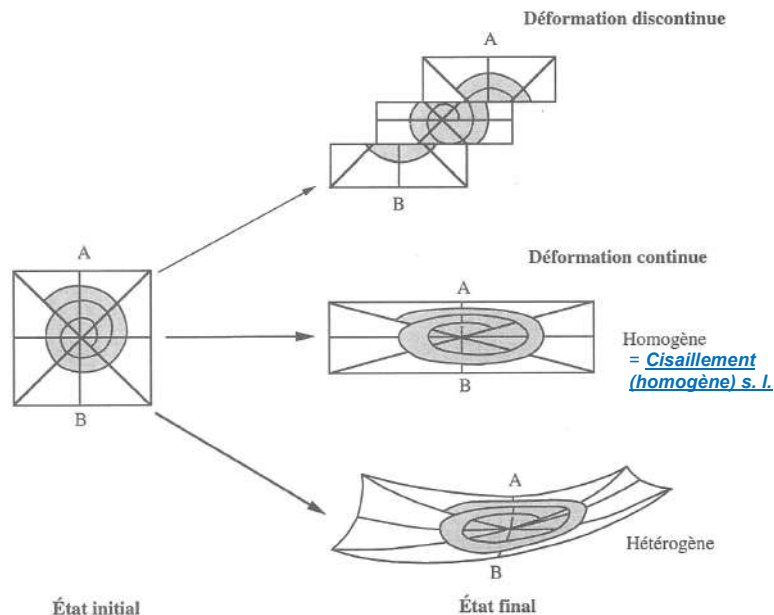
a. La rupture ou le fluage : déformation discontinue (= discrète = cassante = fragile) vs. continue (ductile = souple)

- On peut distinguer (figures 2-3) :
 - La **déformation discontinue**, aussi appelé **discrète**, **cassante** ou **fragile**, caractérisée par une **fracturation de l'objet au cours de la déformation**. L'objet subit une **rupture**.

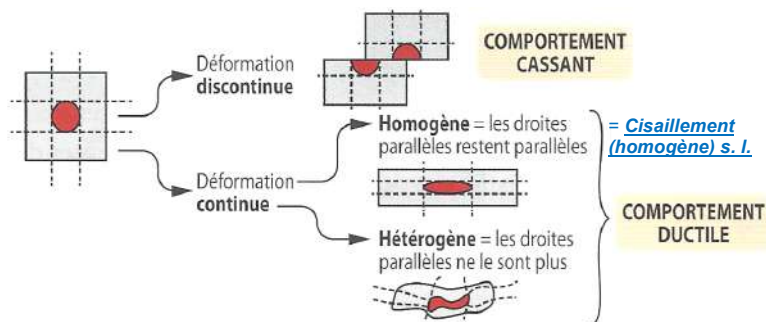
- La **déformation continue**, aussi appelée **ductile** ou **souple**, caractérisée par une **déformation sans rupture de l'objet**. L'objet subit un **fluage**, c'est-à-dire une **déformation progressive et définitive sans rupture**.

On peut remarquer que « **fluage** » vient de... « **fluide** » (!), alors même que la **déformation** touche ici des **matériaux solides** ! Néanmoins, en **rhéologie**, la **déformation ductile** est assimilable à une sorte de **phénomène d'écoulement d'un « fluide » à extrêmement haute viscosité** (la **viscosité** étant la **résistance à l'écoulement**).

Nous verrons un peu **plus loin** qu'un **matériau** commence par **fluer**, même modestement, avant de **casser**.



▲ FIGURE 2. **Déformation discontinue vs. continue (homogène vs. hétérogène).**
D'après NOUGIER (2000a).



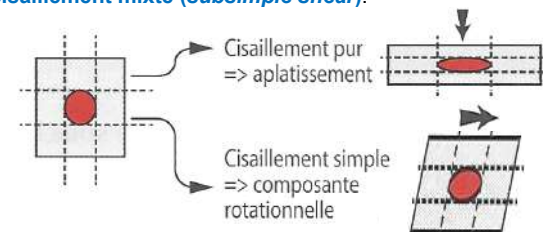
▲ FIGURE 3. **Déformation discontinue vs. continue (homogène vs. hétérogène).**
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).

β. Parallélisme des droites ou courbure : déformation homogène (cisaillement homogène au sens large) vs. hétérogène

- On peut distinguer (figures 2-3) :
 - La **déformation homogène** ou **cisaillement (homogène) au sens large**, caractérisée par un **parallélisme conservé des droites initialement présentes dans l'objet avant déformation**.
 - La **déformation hétérogène (= inhomogène)**, caractérisée par une **courbure des droites initialement présentes dans l'objet avant déformation**.

γ. Focus sur le cisaillement homogène : cisaillement pur (aplatissement-étirement sans rotation : déformation coaxiale) et cisaillement simple [cisaillement au sens le plus strict] (rotation : déformation non coaxiale)

- On peut distinguer (figure 4) :
 - Le **cisaillement pur (pure shear)**, où **l'objet subit uniquement un aplatissement, sans rotation**.
 - Le **cisaillement simple ou cisaillement au sens strict (simple shear)** où **l'objet subit une rotation**. Il y a donc :
- Dans les faits, il y a souvent une **superposition des deux cisaillements** : on parle de **cisaillement mixte (subsimpl shear)**.



▲ FIGURE 4. **Cisaillement pur vs. simple : cas d'une déformation homogène.**
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021), modifié.



(!) **Contrairement** à ce que laissent supposer certains **manuels de BCPST**, les **cisaillements** peuvent tout à fait être **hétérogènes** ou s'appliquer à la **déformation discontinue** (voir f → page 6).

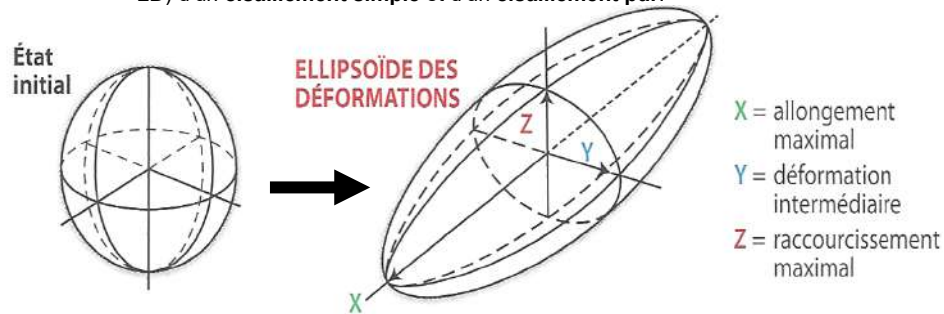
c. Une déformation modélisable dans un repère orthonormé par un ellipsoïde (3D) ou une ellipse (2D) des déformations

α. Des ellipsoïdes de déformation comprenant un axe de plus grand allongement (X), un axe de plus grand raccourcissement (souvent Z) et, en 3D, un axe intermédiaire (souvent Y)

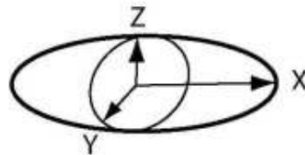
- D'un point de vue descriptif, la **déformation** se caractérise donc par sa dimension **géométrique** que l'on peut étudier dans un **repère orthonormé en trois dimensions (X, Y, Z)**, voire en **deux dimensions (X, Z) ou (X, Y)**.
- On appelle **ellipsoïde de déformation (en 3D)**, ou **ellipse de déformation (en 2D)** – même si le terme **ellipsoïde** est aussi **utilisé très souvent même en 2D** (figure 5) une **représentation ellipsoïdale d'une déformation matérialisant les trois axes perpendiculaires affectés par la déformation**.
- On peut ainsi définir :
 - Un **axe d'allongement maximal** noté **X**
 - Un **axe de raccourcissement maximal** noté **Z** (parfois Y par les Anglo-Saxons)
 - Un **axe intermédiaire** noté **Y** (parfois Z par les Anglo-Saxons).

β. Application à la déformation ductile homogène : cisaillements purs et simples

- L'état final de la figure 5 correspond aux ellipses de déformation (ici seulement en 2D) d'un cisaillement simple et d'un cisaillement pur.



De l'état initial à l'état final d'une déformation, matérialisé par un ellipsoïde des déformations. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).



Vision simplifiée. Document C. NICOLLET

▲ FIGURE 5. Ellipsoïdes des déformations.

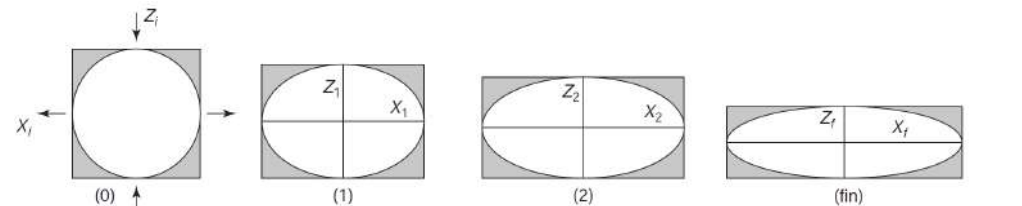
d. De la déformation incrémentale à la déformation finie

α. Notions de déformation incrémentale et déformation finie (= totale)

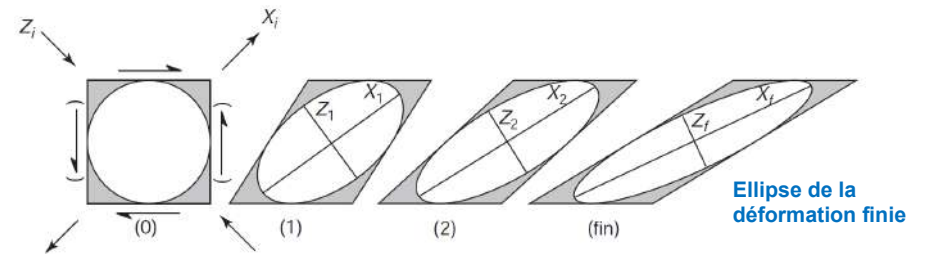
- Une **déformation**, notamment si elle est **ductile**, passe par un **nombre infini d'étapes intermédiaires** que l'on peut nommer **incrément** (figures 6-7).
- La **somme de ces incréments aboutit in fine** à la **déformation finie (= déformation totale)**, observée / appréhendée à un moment donné.
- Attention, dire de la **déformation** qu'elle est **finie** ne signifie pas que l'objet ne peut pas **continuer à se déformer** si les **contraintes perdurent** ou si de **nouvelles contraintes** se font jour.

β. Un chemin de déformation souvent difficile à reconstituer en cas de déformation complexe (déformation hétérogène)

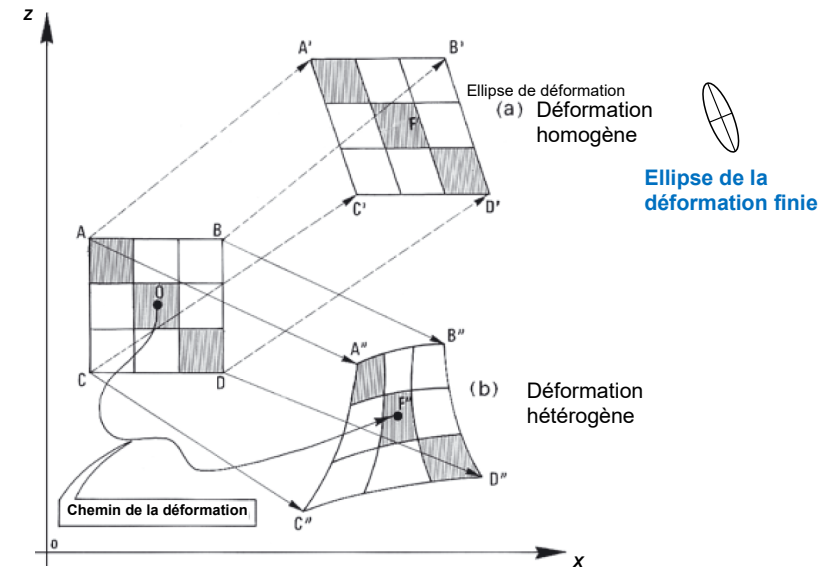
- On appelle **chemin de la déformation** l'ensemble des **étapes intermédiaires (incrément)** de déformation d'un objet depuis son **état initial** à son **état final** (figure 8).
- Généralement, le **tectonicien** n'a accès qu'à la **déformation finie** et, en cas de **déformation hétérogène**, il est extrêmement **difficile** de reconstituer l'**historique de déformation** d'un objet, voire son **état initial**.
- On verra que la **même difficulté** se pose pour **remonter aux contraintes** à l'origine de la **déformation** (voir 2.).



▲ FIGURE 6. De l'état initial à l'état final dans un cisaillement pur (déformation coaxiale : aplatissement = compression).
D'après VAN DER PLUIJM & MARSHAK (2004), adapté



▲ FIGURE 7. De l'état initial à l'état final dans un cisaillement simple (déformation rotationnelle : « vrai » cisaillement).
D'après VAN DER PLUIJM & MARSHAK (2004), adapté



▲ FIGURE 8. Chemin de la déformation. D'après MERCIER *et al.* (2004), adapté.

e. La quantification de la déformation homogène

α. La quantification de la déformation linéaire (typiquement applicable dans le cas d'un cisaillement pur... mais aussi simple) : extension (e ou ε), étirement (S) et élongation quadratique (λ)

- On peut quantifier une **déformation linéaire**, selon l'axe X, par les paramètres suivants [tous sans dimension] (figure 9) :
 - L'**allongement relatif** ou **extension** (*extension*) noté(e) e ou ε qui mesure le pourcentage d'élongation de l'échantillon par rapport à son état initial :

$$\varepsilon = \frac{l_f - l_i}{l_i}$$

Multiplier par 100 pour obtenir un pourcentage

- L'**étirement** (*stretch*) noté S qui est le rapport des dimensions de la taille de l'objet déformé sur la taille initiale de l'objet :

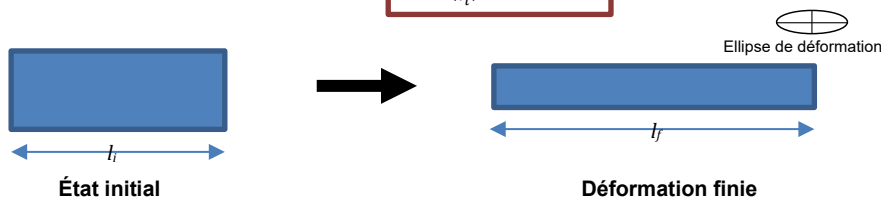
$$S = \frac{l_f}{l_i} = 1 + \varepsilon$$

l_f : longueur finale de l'objet (en m)

l_i : longueur initiale de l'objet (en m)

- L'**élongation quadratique** (*shear strain*) noté λ qui est le carré de l'étirement :

$$\lambda = \left(\frac{l_f}{l_i}\right)^2 = (1 + \varepsilon)^2$$



▲ FIGURE 9. Paramètres utilisés dans la quantification d'une déformation finie selon l'axe d'allongement maximal (X) dans le cadre d'une déformation coaxiale (cisaillement pur = sans rotation). Original.

L'ellipse représentée est l'ellipse de déformation.

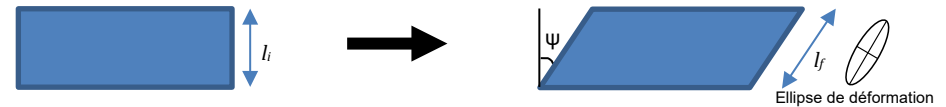
Remarque logique :

- Pour un allongement, $\varepsilon > 0$ (valeur positive)
- Pour un raccourcissement, $\varepsilon < 0$ (valeur négative)

- Il est aussi possible de quantifier cet allongement dans le cas d'un cisaillement simple (figure 10).

β. La quantification de la déformation cisailante au sens strict (= par cisaillement simple) : angle de déformation ψ et déformation cisailante γ

- Dans une déformation par cisaillement au sens strict (cisaillement simple), avec rotation de l'objet sans modification de sa hauteur (figure 10), on peut caractériser spécifiquement :
 - L'**angle de déformation** noté ψ , angle formé entre une ligne droite initiale et la même ligne droite à l'état final.
 - La **déformation cisailante** notée γ , définie par la relation $\gamma = \tan \psi$.



▲ FIGURE 10. Paramètres utilisés dans la quantification d'une déformation finie selon l'axe d'allongement maximal (X) dans le cadre d'un cisaillement simple (= avec rotation), situation de non coaxialité. Original.

L'ellipse représentée est l'ellipse de déformation.

γ. La quantification de la déformation avec une composante linéaire et une composante cisailante : toutes les quantifications précédentes

- Dans le cas d'un cisaillement mixte, on pourra utiliser tous les quantificateurs ci-dessus pour caractériser la composante linéaire d'une part, et la composante cisailante d'autre part, de la déformation. C'était d'ailleurs déjà le cas du cisaillement simple.

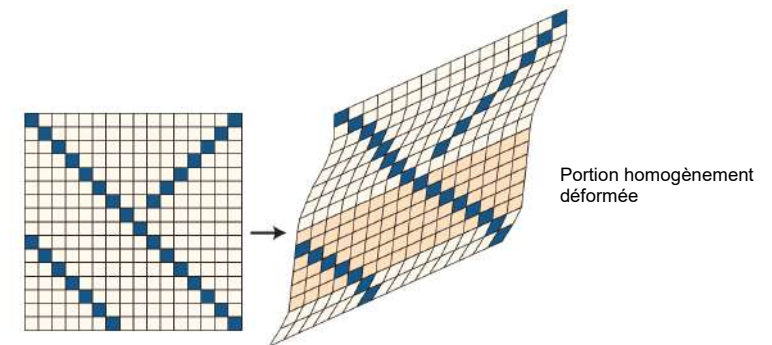
f. L'étude des situations hors de la déformation continue homogène

- Jusqu'ici, nous avons choisi nos exemples dans la déformation continue (= ductile) homogène qui sont les plus simples à appréhender et théoriser.
- Examinons à présent le cas de la déformation continue (= ductile) hétérogène et de la déformation discontinue.

Notons que les deux mécanismes basiques vus précédemment, le cisaillement pur et le cisaillement simple, provoquent aussi de la déformation hétérogène et de la déformation discontinue.

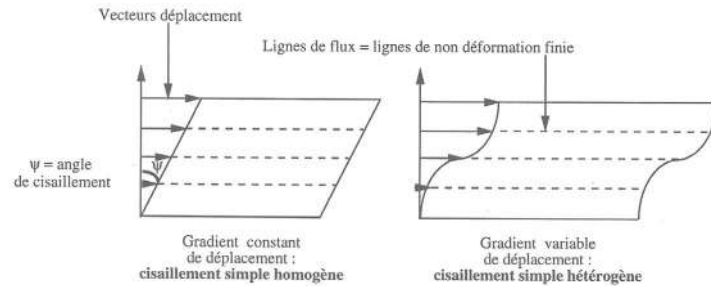
α. L'étude de la déformation continue hétérogène

- Les déformations franchement hétérogènes sont difficiles à caractériser et quantifier. Des indices de chaque étape de déformation doivent être recherchés mais la tâche peut être parfois impossible.
- Toutefois, on peut utiliser des outils de la déformation homogène (ellipsoïdes, quantificateurs) dans un certain nombre de situations, par exemple :
 - 1/ Il arrive qu'une portion de la déformation soit homogène (figure 11).



▲ FIGURE 11. Portion de déformation homogène dans une déformation hétérogène. D'après FOSSEN (2016), traduit.

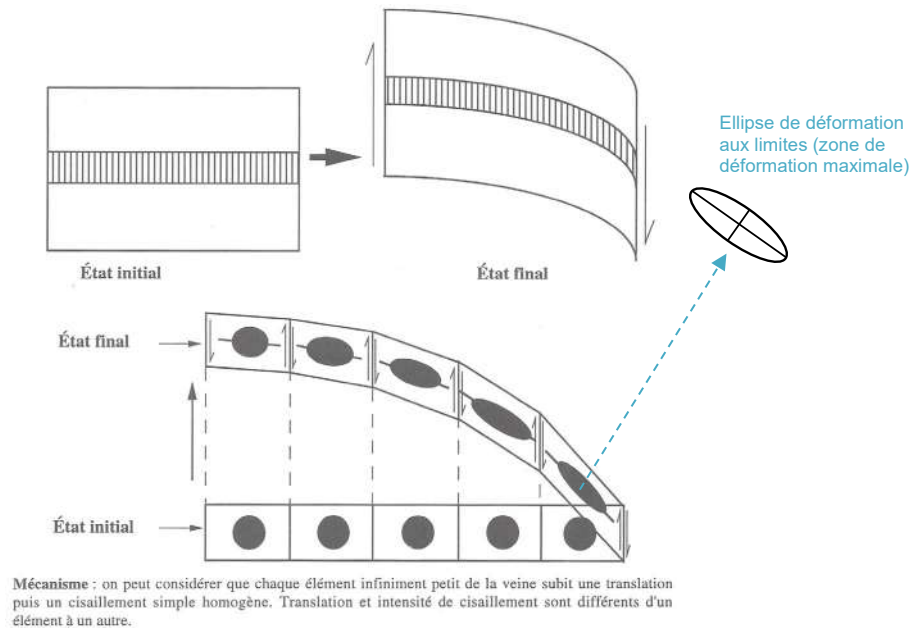
- 2/ Une dimension peut rester **homogène** (les **droites** restent des **droites**) lors de la déformation hétérogène, alors les **outils d'étude** de la **déformation homogène** peuvent **s'appliquer à cette dimension** (figure 12).



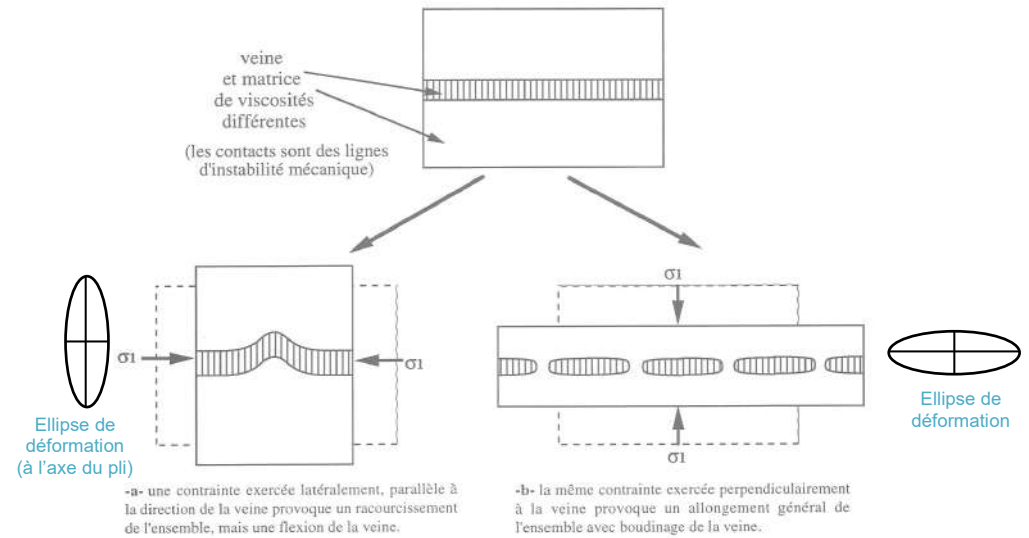
▲ FIGURE 12. Cisaillement simple homogène vs. hétérogène. D'après NOUGIER (2000a).

- 3/ Une **déformation hétérogène** est souvent **modélisable** par des **déformations homogènes élémentaires** en réduisant l'objet à de **très petits carrés** négligeant la composante courbe (cas des figures 13-14, mais aussi de la figure 11).

On peut alors choisir de produire des **ellipsoïdes « globaux »** correspondant à la **déformation 'homogène' élémentaire maximale** mais la **rigueur de cette « simplification »** est très discutée au sein de la communauté des professeurs de classe préparatoire.



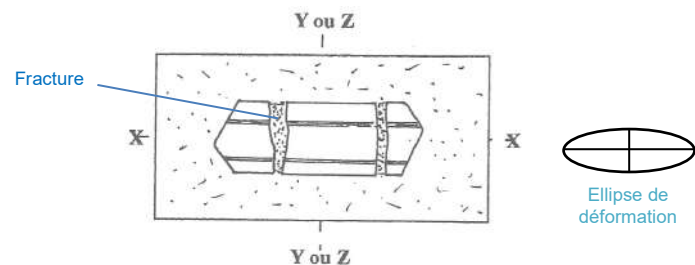
▲ FIGURE 13. Cisaillement simple hétérogène (→ pli isopaque) : décomposition en unités élémentaires homogènes. D'après NOUGIER (2000a).



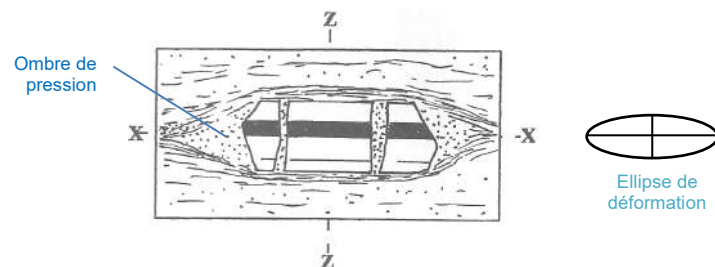
▲ FIGURE 14. Cisaillement pur hétérogène (→ pli anisopaque) : décomposition en unités élémentaires homogènes. D'après NOUGIER (2000a).
Les contraintes citées sont abordées dans le 2.

β. L'étude de la déformation discontinue

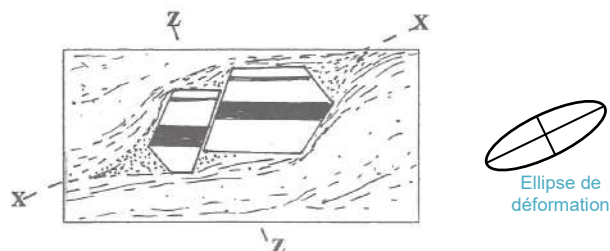
- La **déformation discontinue** peut en général être étudiée aisément :
 - 1/ Comme nous le verrons **plus loin**, de **nombreux indices**, à l'échelle **microstructurale** comme à l'échelle **locale**, permettent d'orienter les **déformations** (et parfois les **contraintes**), permettant de replacer l'objet dans des situations de **cisaillement pur** ou **simple**. Des **exemples microstructuraux** simples sont donnés à la figure 15.
 - 2/ On peut du reste souvent assimiler une **déformation discontinue** à une **déformation continue** par **approximation** (figure 16).



Une fragmentation minérale dans un cas de cisaillement pur

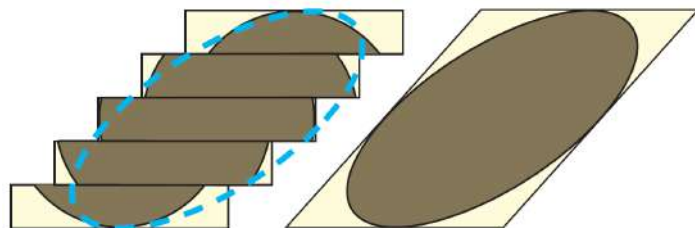


Une fragmentation minérale et des ombres de pression dans un cas de cisaillement pur



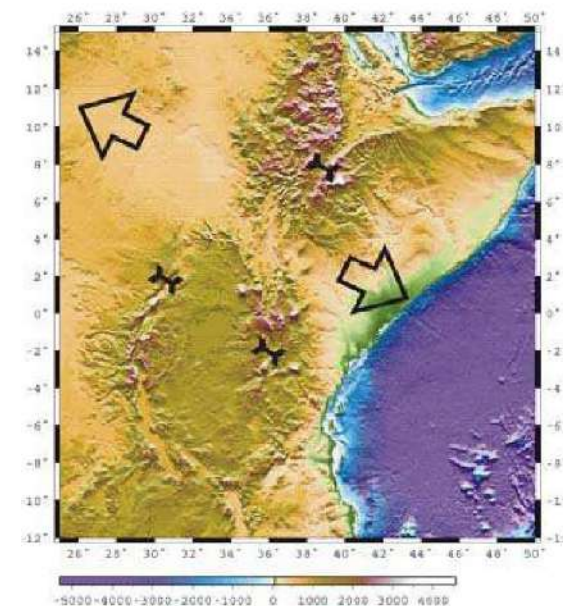
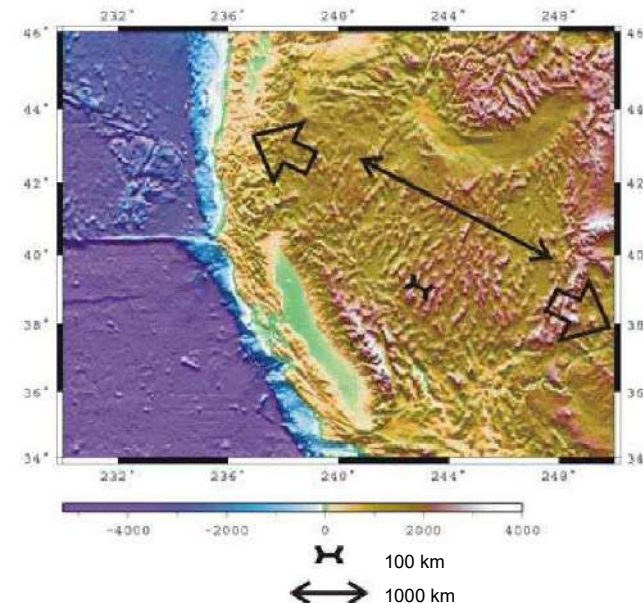
Une rupture minérale et des ombres de pression dans un cas de cisaillement simple

▲ FIGURE 15. Trois exemples d'analyse de déformations microstructurales cassantes.
D'après NOUGIER (2000a).



▲ FIGURE 16. Approximation d'une déformation discontinue à une déformation continue.
D'après FOSSEN (2016).

g. Déformation distribuée (= diffuse) ou localisée



▲ FIGURE 17. Deux zones en extension : le Basin and Range (USA) [déformation distribuée] et le Rift est-africain (Afrique) [déformation localisée]. D'après SCHUELLER (2004), adapté.

- Dans une **étude tectonique régionale**, on peut distinguer (figure 17) :
 - La **déformation distribuée** ou **diffuse répartie sur une large zone au sein de la région étudiée**.
 - La **déformation localisée répartie sur une zone étroite au sein de la région étudiée**.

Notons que la **frontière entre ces deux termes** est très **floue** et **dépend beaucoup du contexte**. En fait, ce concept a un **intérêt** s'il est employé de **manière relative**, pour **comparer** des **zones tectonisées** : on dira alors de la **déformation** d'une **région** qu'elle est **plus diffuse** ou au contraire **plus distribuée** qu'une autre.

h. Notion de tectonite : une roche « tectonisée » (= notoirement déformée)

- On peut appeler **tectonites** ou **roches tectonisées** les **roches dont l'organisation est très fortement impactée par la ou les déformations subies**.

Roches métamorphiques et tectonites : ne pas confondre

On appelle **métamorphisme** l'ensemble des modifications minéralogiques d'une roche à l'état **solide** qui interviennent dans une roche soumise à une modification importante des conditions de **pression, température et/ou hydratation**.

Très **souvent**, les **roches métamorphiques** sont formées par **enfouissement** : elles sont alors **fortement déformées** et sont donc des **tectonites**.

Néanmoins, il est également possible de former des **roches métamorphiques** par :

- Hydrothermalisme** (circulation d'eaux chaudes associée au volcanisme)
- Métamorphisme de contact** (modifications métamorphiques d'une roche par chauffage sans enfouissement, suite à l'intrusion proche d'une masse chaude comme un pluton) ; on forme alors des roches nommées **cornéennes**.

Dans ces deux cas, les **roches métamorphiques** formées ne sont **pas tectonisées**.

En résumé :

- Beaucoup de **roches métamorphiques** sont des **tectonites** ;
- Toutes les roches métamorphiques** ne sont néanmoins **pas des tectonites** (cas des **cornéennes**) ;
- De nombreuses **tectonites** ne sont **pas des roches métamorphiques** : il y a alors eu **déformation à faible profondeur**, sans enfouissement et sans **modification de l'assemblage minéral**.

2. La déformation, une réponse dynamique à des contraintes

- La **déformation** répond à des **contraintes mécaniques**.

a. Notion de contrainte σ : la résultante des forces appliquées en un point

- On appelle **contrainte mécanique σ** (au singulier) la **résultante de l'ensemble des forces qui s'exercent sur une surface, en un point donné d'un objet (dF / dS)**. On la représente généralement par un **vecteur**.

Ainsi, c'est une **force appliquée sur une surface**, donc homogène à une **pression** (exprimable en pascals **Pa** ou en **bars***) mais une **pression orientée**, généralement **oblique à la surface considérée** (figure 18).
* 1 bar = 10^5 Pa

La notion de force

On appelle **force F** une **action mécanique exercée par un objet sur un autre**. Elle s'exprime en **newtons N**.

Modélisable par un **vecteur**, elle est **définie** par :

- sa **direction** (orientation de la force),
- son **sens** (vers où la force agit),
- son **intensité** appelée **norme** (mesurée en newtons N),
- son **point d'application** (endroit où la force s'exerce).

Une **force non compensée** peut avoir deux **actions mécaniques notoires** (l'une, ou l'autre, ou les deux) :

- Déplacer** l'objet
- Déformer** l'objet

En zone **stable isostatiquement**, une **roche** est **classiquement** soumise à **deux forces verticales réciproques** (= qui se compensent) (figure 18, gauche) :

- La **force de pesantueur F_P** qui, en un point, dépend de la **section S** , la **hauteur h** de la colonne rocheuse, la **masse volumique ρ** de la roche et l'**accélération de la pesanteur g** : $F_P = S h \rho g$. Cette force s'exerce **vers le centre de la Terre**.
- La **poussée d'ARCHIMÈDE F_{zz}** , de **même norme** que la **précédente** (à l'équilibre) qui s'exerce **vers le haut**.

La notion de pression

On appelle **pression P** l'**intensité d'une force qu'exerce un corps sur un autre par unité de surface S du second**. Elle s'exprime en **pascals Pa** dans le système international (mais peut être exprimée en **bars**, en **atmosphères**...).
 $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$

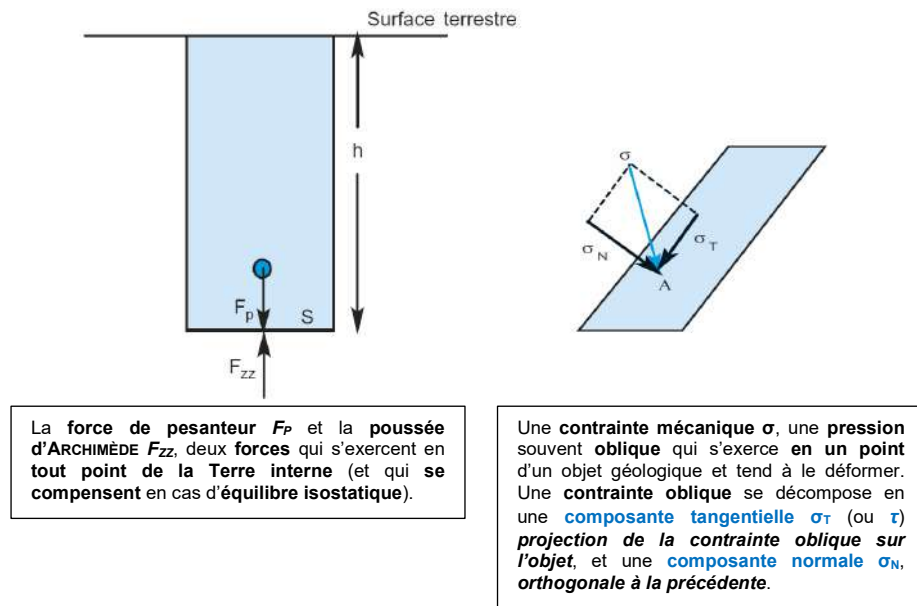
$$P = \frac{F}{S}$$

Par exemple, la **pression lithostatique P_l** qui **s'exerce sur la base d'une colonne de roches** est égale à :

$$P_l = \frac{F_P}{S}$$

b. La décomposition d'une contrainte dans un plan : contrainte normale σ_N (composante compressive) et contrainte tangentielle (composante cisailante s. str.) $\sigma_T = \tau$

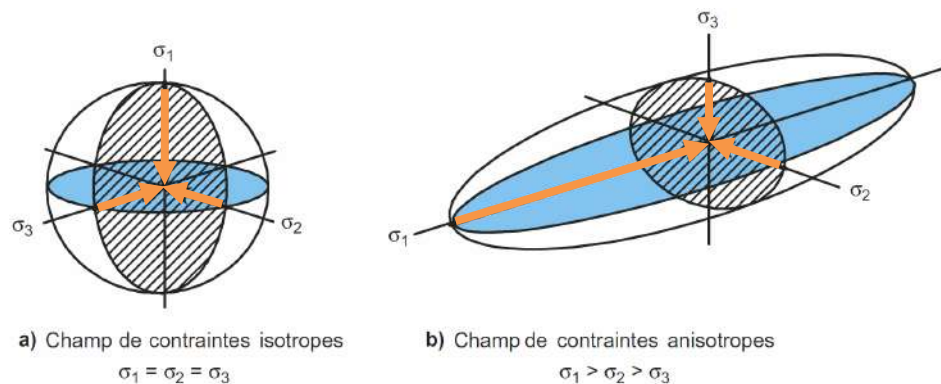
- En **contrainte biaxiale** (contrainte plane), on peut **décomposer** une **contrainte oblique σ** en (figure 18) :
 - une **composante normale σ_N** , **composante compressive**, **orthogonale à la précédente et s'exerçant perpendiculairement à la surface de l'objet**.
 - et une **composante tangentielle σ_T** (ou τ), **composante cisailante** (au sens strict), **projection de la contrainte oblique sur la surface de l'objet et s'exerçant tangentiellement à cette surface**.



▲ FIGURE 18. **Forces et contraintes**. D'après PEYCRU *et al.* (2008)

c. Les ellipsoïdes (3D) de contraintes (ou ellipses en 2D), un outil de compréhension de la compression-étirement (cisaillement pur)

a. Trois composantes en 3D formant un ellipsoïde des contraintes : σ_1 (contrainte maximale), σ_2 (contrainte intermédiaire) et σ_3 (contrainte minimale)



▲ FIGURE 19. **Ellipsoïdes des contraintes**. D'après PEYCRU *et al.* (2008), modifié légèrement.

- En **trois dimensions**, on peut décomposer la **contrainte** dans un repère orthonormé en (figure 19) :
 - Une **contrainte maximale** (compressive) σ_1 ;
 - Une **contrainte minimale** (extensive) σ_3 ;
 - Une **contrainte intermédiaire** σ_2 .
- La **représentation de ces trois contraintes en les faisant converger en un point délimite les contours d'une ellipsoïde** qui est l'**ellipsoïde des contraintes**. Là encore, en 2D, on peut se contenter d'une **ellipse de déformation** (avec σ_1 et σ_3).

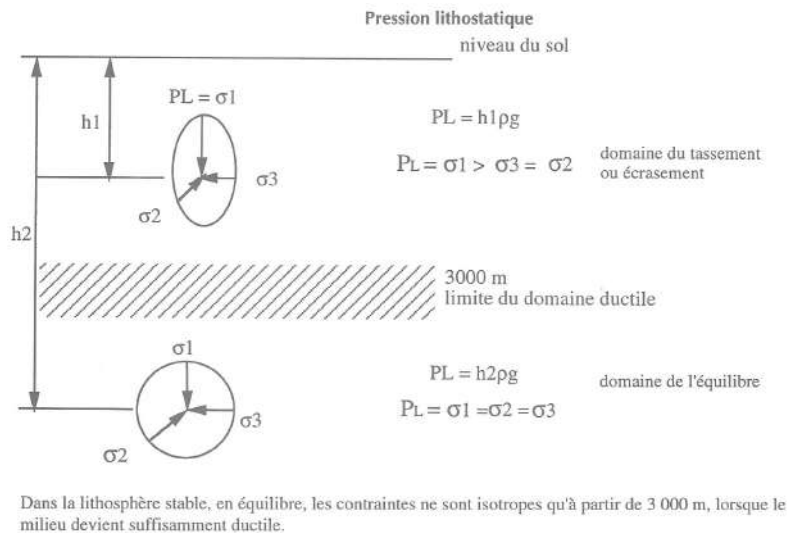
β. Contraintes isotropes (→ compaction) vs. anisotropes (→ compaction + déformation)

- Les **contraintes** en un point, à un **temps donné**, peuvent être (figure 19) :
 - Isotropes** : les **contraintes sont équitablement réparties dans l'espace** ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$). Dans ce cas, l'**ellipsoïde des contraintes** est une **sphère**. La seule conséquence possible est une **compaction**, si la **résistance du matériau** ne s'y oppose pas.
 - Anisotropes** : les **contraintes sont différenciellement réparties dans l'espace** ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Dans ce cas, l'**ellipsoïde des contraintes** est une vraie **ellipsoïde non sphérique**. La **conséquence** possible est une **compaction** et surtout une **déformation**, si la **résistance du matériau** ne s'y oppose pas.
- On rencontre des **contraintes isotropes** :
 - En l'absence de contraintes géodynamiques et **à partir** d'une certaine **profondeur** (en moyenne et environ 3000 m).
- On rencontre des **contraintes anisotropes** :
 - En l'absence de contraintes géodynamiques mais **au-dessus** d'une certaine **profondeur** (en moyenne et environ 3000 m) où la **pression lithostatique** l'emporte sur la **poussée d'ARCHIMÈDE** (figure 20).
Pour information, elle est d'environ 0,1 GPa à 3 km (3000 m).
 - Bien évidemment, dès lors qu'il y a des **contraintes géodynamiques** !

Notons que les **contraintes**, même **isotropes**, peuvent entraîner (selon la **profondeur**) :

- Une **compaction**, comme nous venons de le voir : il y a alors notamment **réduction de la porosité** et la possibilité de **recristallisations** dans les **zones de moindre contrainte** (voir C) ;
- Une **modification de la maille cristalline** dans le sens d'une **diminution de volume** pouvant conduire à l'apparition de **nouveaux minéraux à l'état solide** (cas du **métamorphisme**) ;
- Un **changement d'état** : fusion ou cristallisation, selon le diagramme de phase des minéraux incriminés.

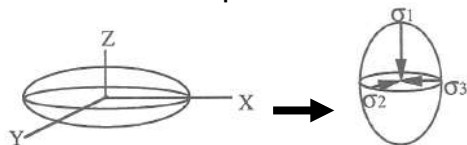
(!) La **distorsion** n'est possible qu'en cas de **contraintes anisotropes** mais les **processus ci-dessus** peuvent s'y **superposer** (selon la profondeur)



▲ FIGURE 20. Les domaines d'anisotropie et d'isotropie des contraintes (hors contraintes géodynamiques) dans le manteau. D'après NOUGIER (2000a)

γ. De l'ellipsoïde des déformations à l'ellipsoïde des contraintes

- Dans le cas d'un **cisaillement pur**, on peut reconstituer l'**ellipsoïde des contraintes** qui est **perpendiculaire** à l'**ellipsoïde des déformations** (figure 21) :
 - σ_1 est dans la **même direction** que **Z**, direction de la **compaction** ;
 - σ_3 est dans la **même direction** que **X**, direction de l'**allongement** ;
 - σ_2 est dans la **même direction** que **Y**.

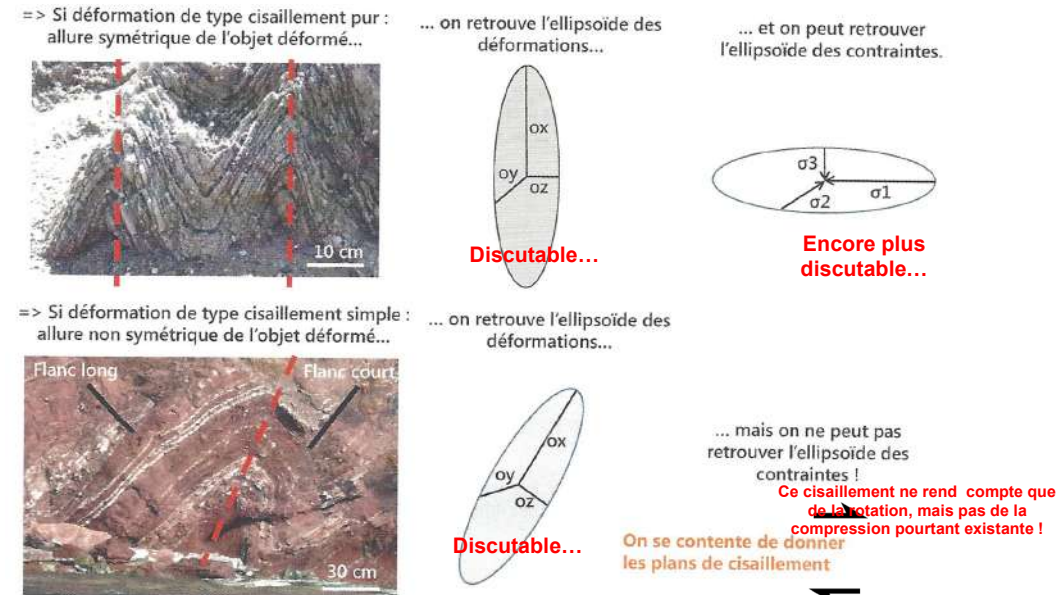


▲ FIGURE 21. Les domaines d'anisotropie et d'isotropie des contraintes (hors contraintes géodynamiques) dans le manteau. D'après NOUGIER (2000a)

δ. La nécessité de vérifier la coaxialité d'une déformation avant d'inférer un ellipsoïde de contrainte, adapté aux seules situations de cisaillement pur

- Bien entendu, un **ellipsoïde de contraintes** n'est **reconstituable** qu'à condition que l'**axe des contraintes** et celui de la **déformation** n'ait **pas subi de rotation** (pas de cisaillement simple). Seul le **cisaillement pur** (avec uniquement **extension-compression**) peut permettre d'inférer une **ellipsoïde des contraintes**.
- L'un des **indices** (pas forcément absolu...) est de vérifier si la **déformation** est **symétrique**, indice plutôt en faveur d'un **cisaillement pur**, ou non, auquel cas il y a une **composante rotationnelle** (figure 22).

Il faut que la **déformation** soit **homogène** (ce que suppose un **cisaillement pur**) dans la **direction de déformation** considérée.



▲ FIGURE 22. Ellipsoïde de déformation ou pas ? D'après DAUTEL et al. (2021).

Ci-dessus, il s'agit d'un pli, donc d'une **déformation hétérogène** (droites transformées en courbes), ce qui pourrait rendre **hasardeux voire impossible la production d'ellipsoïdes a priori**. Toutefois, les auteurs ont probablement ici considéré que l'**axe du pli** était une **droite** qui restait une **droite** et ont utilisé cette **dimension « homogène »** (axe **X** d'étirement maximal) pour inférer leurs **ellipsoïdes qui ne sont en fait valables qu'à l'intrados** ; la **perpendiculaire** est alors l'**axe Z** (manifestant un « raccourcissement global »), même si – dans les faits et dans le détail – les **droites le long de Z** sont devenues des **courbes**. Quant au fait de passer à l'**ellipsoïde des contraintes**, il est **encore plus hasardeux** et nombre de collègues s'y **refusent**. Prudence donc !

ε. Contrainte moyenne, contrainte déviatorique (= déviateur), contrainte différentielle

- On peut définir :
 - Une **contrainte moyenne** $\bar{\sigma}$, qui est la **moyenne des normes des contraintes normales**.

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$

- Une **contrainte déviatorique** σ' (ou **déviateur**) qui est, **pour une composante donnée, la différence entre la norme de cette composante et la contrainte moyenne**.

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - \bar{\sigma}$$

$$\sigma'_1 > 0 \quad \sigma'_3 < 0 \quad \sigma'_2 \text{ positive ou négative}$$

- Une **contrainte différentielle** σ_d (ou $\Delta\sigma$) qui est la **différence entre la norme de la contrainte maximale et celle de la contrainte minimale**.

$$\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$$

d. Bilan sur le lien déformation-contrainte dans le cadre des cisaillements pur et simple

- Voir [tableau I](#).

▼ **TABLEAU I. La déformation continue homogène : cisaillement pur et cisaillement simple.**
D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021).

	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)	Non.
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).

B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation

1. Modalités de l'étude expérimentale de la déformation rocheuse

- L'étude expérimentale de la **déformation rocheuse** emprunte à la **physique des matériaux** des **outils** et **dispositifs expérimentaux** de la **rhéologie classique**. Les **matériaux étudiés** sont alors des **échantillons rocheux**.

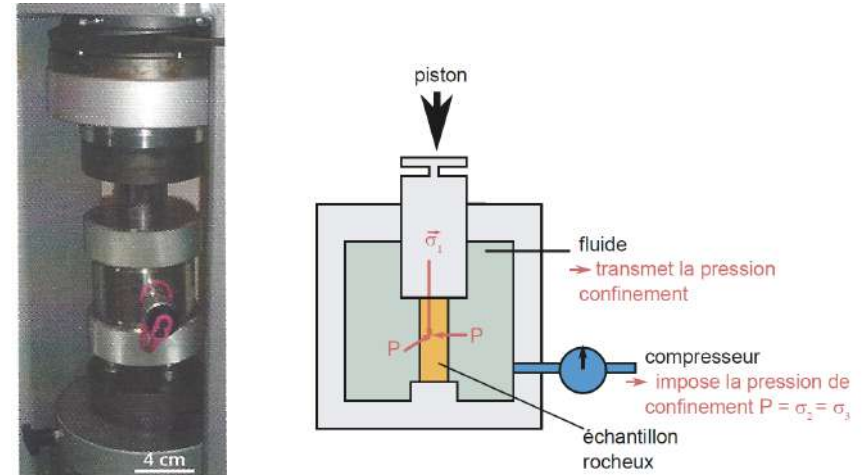
a. L'étude de la réponse à la compression : des cylindres de roches placés dans des presses triaxiales

- Les **études expérimentales** de **déformation** des **roches** se réalisent au moyen de **presses mécaniques triaxiales** (= **exerçant une contrainte sur l'objet dans toutes les directions de l'espace**) ([figure 23](#)), assurant l'application contrôlée :
 - D'une **contrainte principale** σ_1 appliquée **verticalement** sur l'échantillon grâce à un piston,

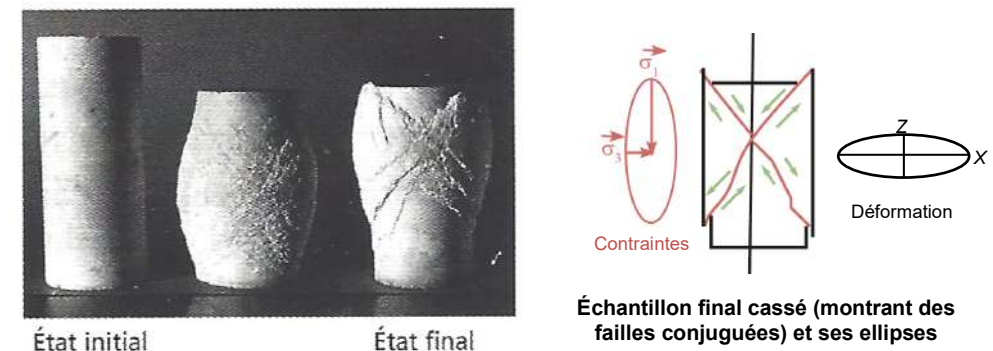
- D'une **pression de confinement**, permise par la **mise sous pression** d'un **fluide environnant**, tel que $\sigma_2 = \sigma_3$. Celle-ci permet notamment de modéliser la **pression lithostatique**.

Il existe aussi des **presses triaxiales plus complexes** permettant d'**appliquer des contraintes σ_2 et σ_3 différentes**.

- Les **roches** sont **préalablement découpées** en **cylindres normalisés** (parfois appelés « **éprouvettes** ») et **lisses** que l'on **place dans la presse**. L'échantillon **répond** alors à la **contrainte en se déformant** ([figure 24](#)).
- Notons que les **contraintes** peuvent être **modulées** et **appliquées** avec une **intensité croissante** (ou **décroissante**) de manière plus ou moins **rapide**.



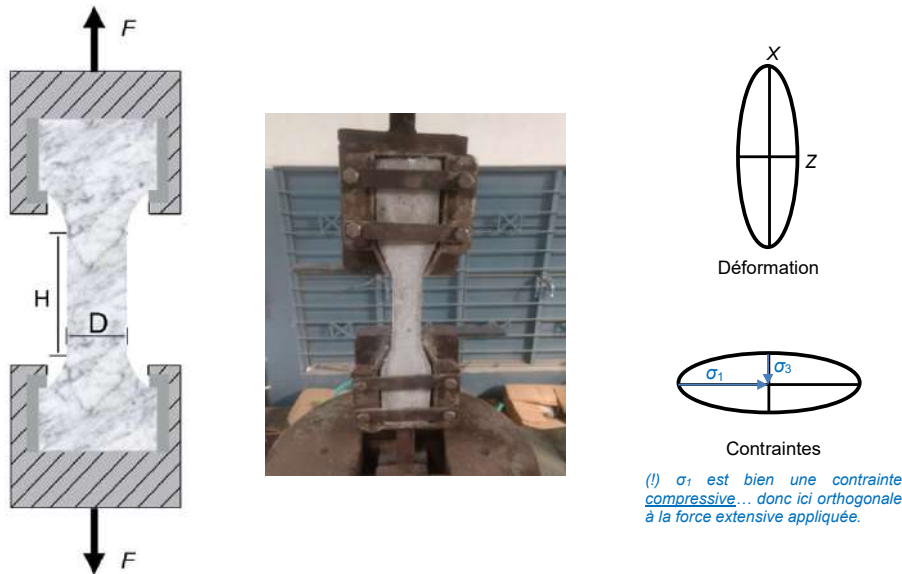
▲ **FIGURE 23. Presse triaxiale.** D'après DAUTEL *et al.* (2021) et PERRIER, BEAUX *et al.* (2008).



▲ **FIGURE 24. Déformation progressive d'un échantillon (« éprouvette ») dans la presse.**
D'après DAUTEL *et al.* (2021) et PERRIER, BEAUX *et al.* (2021).

Il s'agit ici d'un cas de **réponse en compression**, à une **pression de confinement** proche de **1 kbar** (~ 3 km de profondeur). L'angle entre les **failles conjuguées** est compris **entre 30 et 45 °**.

b. L'étude la réponse à la traction : des cylindres ou des parallélépipèdes de roches soumis à un test de traction



▲ FIGURE 25. Test de traction uniaxial sur un matériau : une modalité simple. D'après PERRAS & DIEDERICH (2014) et KRISHNARAJA *et al.* (2018)

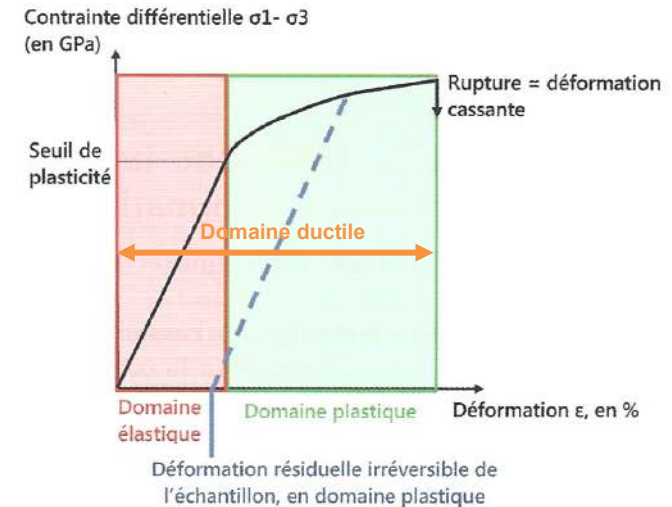
- Dans le **principe fondamental**, on peut citer le **dispositif le plus simple existant (uniaxial)** : il s'agit ici de **maintenir l'échantillon rocheux (cylindrique ou, plus souvent, parallélépipédique) entre deux étaux situés chacun à une extrémité de l'échantillon puis d'appliquer une force extensive (ici unidimensionnelle) à l'échantillon (figure 25).**
- Des **dispositifs plus complexes** permettent aussi de **maintenir une pression de confinement** par un **fluide** si besoin ou d'étudier selon des **modalités différentes la traction**.

Notez qu'une **presse triaxiale de compression** peut aussi être **utilisée en extension**, en appliquant une **pression de confinement plus élevée que la contrainte verticale**. Il existe aussi des **presses triaxiales** qui appliquent des **contraintes latérales orientées**.

2. Une réponse typique en trois temps : fluage élastique, fluage plastique, rupture

- Dans le cas d'une **contrainte appliquée progressivement et d'intensité croissante**, on observe typiquement **trois temps** dans la **déformation comme réponse à la contrainte** (quatre si on compte l'absence initiale de réponse) (figure 26).

Pour la plupart des **graphes ci-dessous** et en **l'absence de précision**, on se place dans le cas d'une **contrainte compressive en presse triaxiale**. L'**élongation différentielle ϵ** est évaluée en fonction de la **contrainte différentielle σ_a** appliquée à l'échantillon, bien que cette dernière soit en **ordonnée** et la **déformation en abscisse**.



▲ FIGURE 26. Diagramme contrainte-déformation typique d'un échantillon rocheux (en compression). D'après DAUTEL *et al.* (2021)

a. L'absence de réponse déformationnelle aux faibles contraintes

- Si la **contrainte différentielle** est faible, elle ne modifie pas la forme de l'objet.

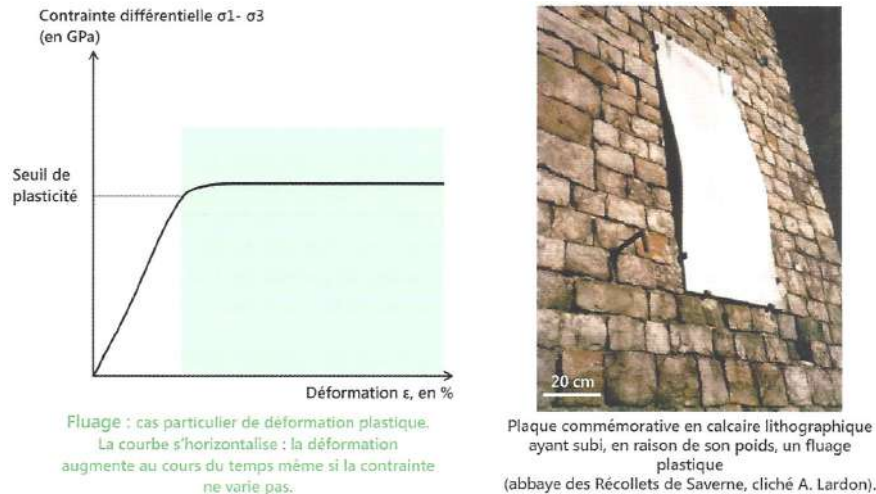
b. Une déformation réversible : le domaine ductile élastique

- L'**augmentation** de l'**intensité** et/ou de la **durée d'exposition** à la **contrainte** induit une première **déformation ductile (continue)** de l'objet qui **repréend toutefois sa forme initiale en cas de cessation de la contrainte** : c'est la **déformation élastique**.

c. Une déformation irréversible (= définitive) : le domaine ductile plastique ; notions de déformation résiduelle et de fluage à contrainte constante

- La poursuite de l'**augmentation** de l'**intensité** et/ou de la **durée d'exposition** à la **contrainte** induit ensuite une **déformation ductile (continue)** de l'objet qui **ne reprend pas sa forme initiale en cas de cessation de la contrainte, la déformation étant partiellement ou totalement conservée** : c'est la **déformation plastique**.
- Si la **déformation** que **partiellement conservée**, on observe souvent une **déformation résiduelle**, c'est-à-dire **une déformation plastique moins élevée que la déformation au moment de l'application maximale de la contrainte, l'objet ayant effectuée un mouvement élastique, toutefois insuffisant pour revenir à sa forme initiale**.
- Certains matériaux continuent de **fluer** sans jamais rompre.

Dans un certain nombre de cas, notamment pour des **roches incompetentes**, si la **contrainte est maintenue constante**, alors le **fluage se poursuit (figure 27)** : c'est le **fluage à contrainte constante**. On l'observe notamment à **forte pression de confinement** (modélisant une **forte pression lithostatique**, donc une **profondeur importante**). Ce phénomène traduit le fait que le **matériau accommode la contrainte** au fur et à mesure du temps par ses **transformations internes (voir C)**.



▲ FIGURE 27. Diagramme contrainte-déformation dans le cas d'un fluage à contrainte constante et cliché d'une plaque calcaire fluante. D'après DAUTEL *et al.* (2021)

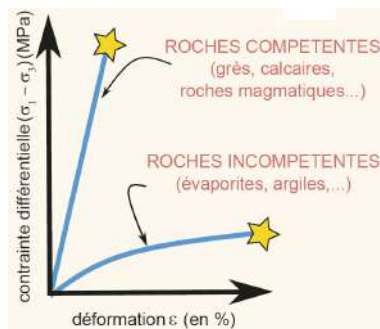
d. Une déformation cassante : la rupture

- Enfin, si la contrainte continue d'augmenter, la plupart du temps le **matériau** atteint la **rupture**. Selon le **type de matériau** (et de nombreux autres paramètres... voir 3. ci-dessous), la **rupture** peut intervenir très **rapidement** voire quasi-immédiatement, ou bien intervenir **tardivement** au cours de l'expérience.

3. L'influence de divers paramètres physico-chimiques sur la déformation

- Voyons à présent comme, toutes choses égales par ailleurs, la **déformabilité** des **matériaux** est influencée par divers **paramètres physico-chimiques**.

a. Le facteur lithologique et minéralogique (la composition de la roche) et la notion de compétence des roches



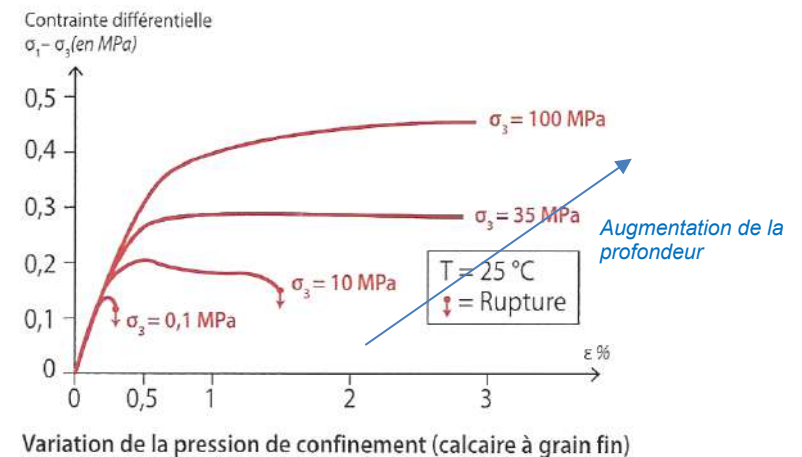
▲ FIGURE 28. Compétence des roches et déformation. D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021).
L'étoile correspond à la rupture.

- Le **type de la roche**, les **minéraux** qui la **constituent**, son **caractère meuble** (sédiment) ou **consolidé**, la présence éventuelle de **pores (porosité)**...vont contrôler le **comportement déformationnel** du matériau.
- La **compétence** d'une roche est **sa capacité à rompre plutôt qu'à fluer lorsqu'elle est soumise à une contrainte donnée**. On distinguera ainsi les **roches « compétentes »** (*plutôt cassantes, mais demeurant non déformées ou avec un comportement élastique pour des contraintes élevées, soit une forte résistance à la contrainte*) et les roches « **incompétentes** » (*plutôt « fluantes »*), encore une fois pour des conditions mécaniques données.

La **compétence d'un matériau** est initialement une **notion de génie de la construction**... La **construction d'édifices stables et durables** passe par l'emploi de **roches rigides résistant à d'importantes contraintes sans se déformer** (ou du moins **sans fluer**... **ni rompre**, ce qui suppose que la **rupture** soit **atteinte pour des contraintes élevées**).

b. Le facteur pression lithostatique (et donc profondeur)

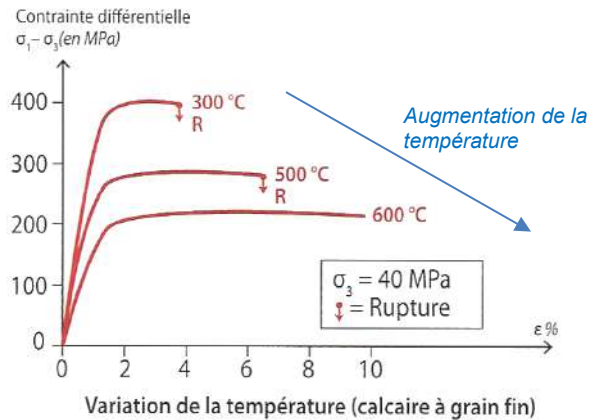
- En faisant varier la **pression de confinement** qui modélise la **pression lithostatique**, on constate que (figure 29) :
 - Plus la **pression lithostatique** et donc la **profondeur** augmentent, plus un **matériau** donné **flue** et tend à se **déformer ductilement**.
 - Au contraire, moins la **pression lithostatique** est élevée et donc plus un objet se situe **près de la surface**, plus le **matériau** a tendance à **rompre**.



▲ FIGURE 29. Diagramme contrainte-déformation et variation de la pression lithostatique. D'après DAUTEL *et al.* (2021)

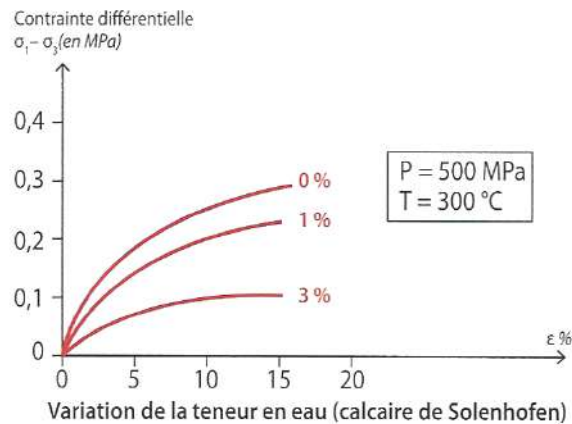
c. Le facteur température (qui augmente également avec la profondeur et dépend du contexte géodynamique)

- En faisant varier la **température**, on constate que (figure 30) :
 - Plus la **température** (et donc, souvent, la **profondeur** –le **gradient géothermique** étant par ailleurs très **dépendant** du **contexte géodynamique**) **augmente**, plus un **matériau** donné **flue** et tend à se **déformer ductilement**.
 - Au contraire, moins la **température** est élevée, plus le **matériau** a tendance à **rompre**.



▲ FIGURE 30. Diagramme contrainte-déformation et variation de la température.
D'après DAUTEL *et al.* (2021)

d. Le facteur fluides (pressions des fluides) : une action variable qui dépend de la pression lithostatique



▲ FIGURE 31. Diagramme contrainte-déformation et variation de la pression en fluide à HAUTE pression de confinement (modélisant une haute pression lithostatique).
D'après DAUTEL *et al.* (2021)

- La **pression partielle en fluides** dans une **roche** :
 - Fait **augmenter la ductilité** en **profondeur** (P lithostatique élevée) (figure 31) ;
 - Fait **augmenter la fragilité** en **surface** (P lithostatique faible), générant un phénomène nommé **fracturation hydraulique** (même quand le fluide n'est pas de l'eau).

Dans ce cas, la **pression du fluide** dans les **pores** tend à faire **éclater la roche**, cette tendance n'étant **pas compensée** par la **faible pression lithostatique**.

e. Le facteur temps : la vitesse de charge

α. Un paramètre expérimental loin des valeurs réelles

- On appelle **vitesse de charge** ou **vitesse de déformation** la **vitesse à laquelle se produit une déformation** (expression en s^{-1}) :

Cisaillement pur (cas pour les presses utilisées) voire simple
[vitesse d'allongement] :

$$\dot{\varepsilon} = \frac{d\varepsilon}{dt}$$

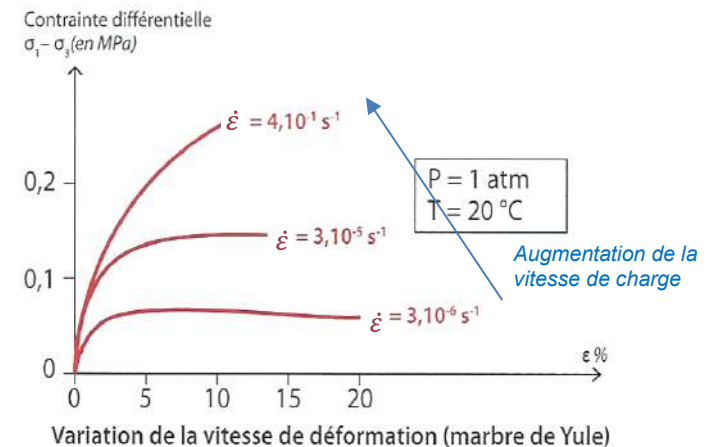
Cisaillement simple [vitesse de rotation] :

$$\dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt}$$

- Comme le remarquent MERCIER *et al.* (2016), « les essais **en laboratoire** se font à des **[vitesses de charge]** $\dot{\varepsilon}$ de l'ordre de 10^{-3} à $10^{-8} s^{-1}$ allant **jusqu'à** $10^{-9} s^{-1}$ pour le **fluage expérimental**. Ceci est **loin** de représenter les **vitesses des phénomènes géologiques** qui sont de l'ordre de $10^{-14} s^{-1}$ à $10^{-15} s^{-1}$ pour les déplacements horizontaux. »

β. Une lenteur qui favorise la ductilité

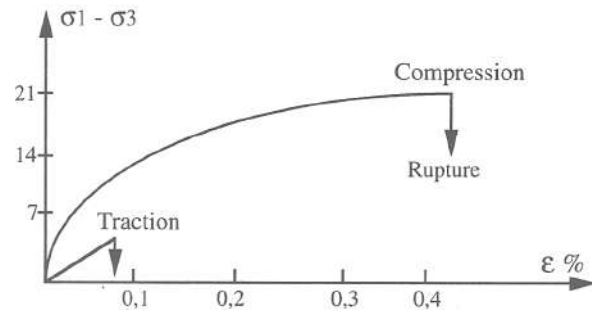
- Plus la **vitesse de déformation** diminue, plus le **matériau** aura un **comportement ductile**, alors que la **déformation rapide** favorise la **fragilité** (figure 32).



▲ FIGURE 32. Diagramme contrainte-déformation et variation de la vitesse de déformation.
D'après DAUTEL *et al.* (2021)

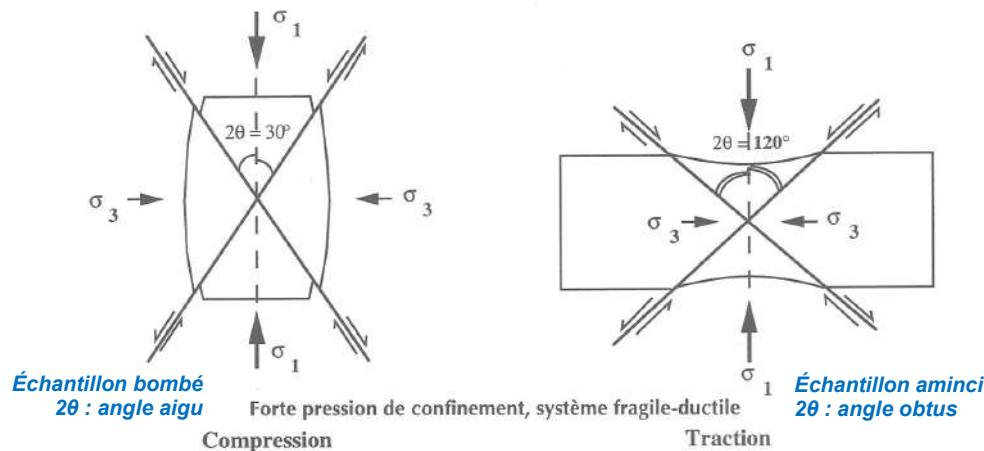
f. Remarque : une résistance généralement moindre à la traction qu'à la compression

- On peut noter que les **matériaux rompent beaucoup plus facilement en traction** qu'en **compression** (figure 33). On considère que la **contrainte différentielle** à exercer pour **atteindre la rupture** est **10 à 20 fois plus faible en traction** qu'en **compression**.



▲ FIGURE 33. Diagramme contrainte-déformation et variation du régime de contrainte.
D'après NOUGIER (2000a)

- Le régime de contrainte impacte également le **comportement ductile plastique** de l'éprouvette (figure 34) :
 - Raccourcissement et bombement en compression ;
 - Amincissement et creusement en traction.
- Il impacte aussi le **comportement cassant**, les **failles conjuguées** (dont on rappelle qu'elles se forment avec une **pression de confinement élevée**) n'ayant pas le même angle dans les deux cas (figure 34).



▲ FIGURE 34. Angle formé par la cassure d'une éprouvette déformée en compression et en traction. D'après NOUGIER (2000a)

g. Bilan

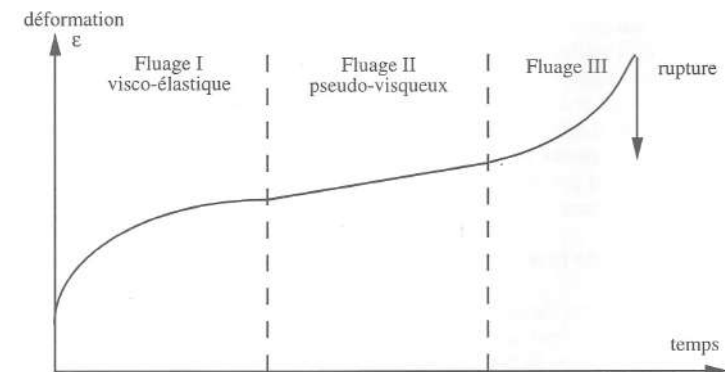
- Une **roche** aura un **comportement d'autant plus ductile** (et d'autant moins **fragile**) que :
 - La **roche** est **incompétente**,
 - La **pression lithostatique** (et donc la **profondeur**) est **élevée**,
 - La **température** est **élevée**,
 - La **pression en fluides** est :
 - En surface (faible P_{litho}) : **faible** ;
 - En profondeur (forte P_{litho}) : **élevée**.
 - La **vitesse de charge** (rapidité de la déformation) est **faible**.
 - La **compression** domine sur la **traction**.

4. La déformation rocheuse réelle sur le temps long : fluages primaire, secondaire et tertiaire

- Comme nous venons de le noter (3.e, page précédente), les **expériences de compression ou traction de roches** sont opérées à des **vitesse de charge** bien **supérieures** à celles qui président **véritablement dans les processus géologiques**.
- Des **études sur plusieurs mois** ont ainsi été conduites, à **contrainte constante** (fluage à contrainte constante), à forte pression de confinement (de manière à reproduire les **fortes pressions lithostatiques en profondeur**). Ces conditions **se rapprochent des conditions** existantes dans les **processus géologiques**. On obtient alors une **courbe de déformation en trois temps** (figure 35) :
 - Fluage primaire** ou **fluage transitoire** : la **vitesse de déformation initialement forte diminue exponentiellement jusqu'à stabilisation**.

En cas d'arrêt de la contrainte, la roche reprend sa forme initiale (**comportement élastique**), une partie de la déformation étant restituée immédiatement (**comportement élastique au sens strict**) et une autre de manière retardée (**comportement anélastique** ou **viscoélastique**).

- Fluage secondaire** ou **fluage pseudo-visqueux (= plastico-visqueux)** : la **vitesse de déformation reste à peu près constante** et la **déformation est partiellement conservée (déformation résiduelle)** si la **contrainte cesse**.
- Fluage tertiaire** : la **vitesse de déformation ré-augmente fortement** et peut **atteindre un seuil de rupture**.



▲ FIGURE 35. Courbe de fluage à contrainte constante sur plusieurs mois.
D'après NOUGIER (2000a)

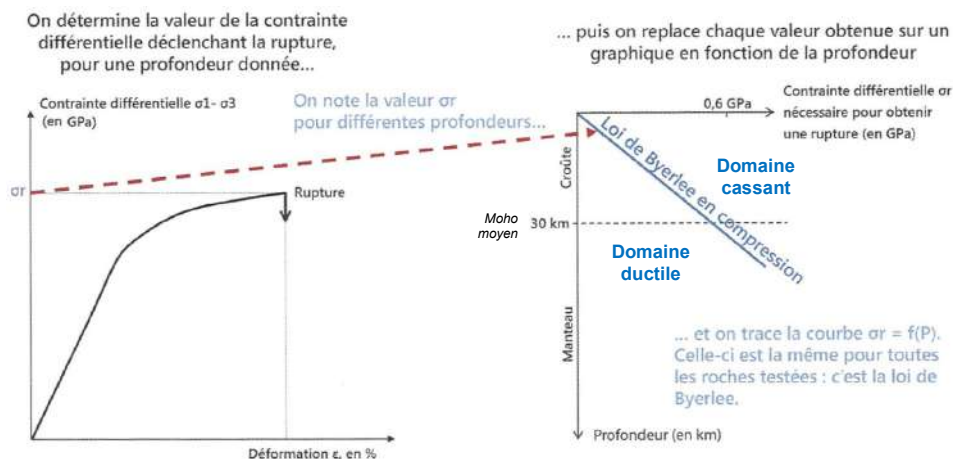
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère

1. Le recours à deux lois physiques empiriques

- Deux **lois empiriques** permettent d'étudier la **réponse à la déformation des roches** ont été utilisées pour **prédire le comportement des roches lithosphériques** en place.

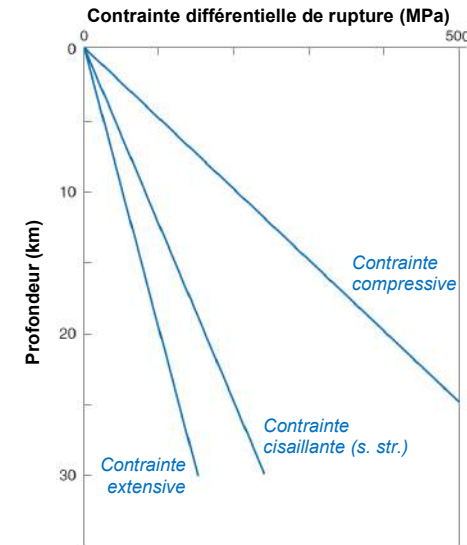
a. Une loi exprimant la contrainte de rupture de tout matériau en fonction de la profondeur : la loi de friction (= de frottement) de BYERLEE

- Dans les **années 1970**, le géologue américain **James D. BYERLEE** (1927-2015) (US Geological Survey) (**figure 38**) réalise les travaux suivants :
 - Il travaille sur des **roches préfacturées**.
 - Ses expériences visent à **déterminer la contrainte minimale pour laquelle les roches préfacturées vont glisser l'une par rapport à l'autre sur les plans de faille** ou **contrainte de rupture σ_r** qui est une **contrainte différentielle σ_d** ($= \sigma_1 - \sigma_3$).
 - Il fait varier la **pression de confinement**, ce qui **modélise la profondeur**.
 - Ses **expériences** sont en revanche menées à **température constante**.
- Il obtient une **droite matérialisant la contrainte de rupture en fonction de la profondeur (déduite de la pression lithostatique mimée par la pression de confinement $\sigma_2 = \sigma_3$)** : c'est la **loi de BYERLEE**, dite **loi de friction** ou **loi de frottement** (**figure 36**). Dans le graphe tel qu'il est présenté sur la **figure**, **l'aire au-dessus de la courbe** correspond au **comportement cassant** et **l'aire sous la courbe** au **comportement ductile**.
- Très important** : cette loi est la même quel que soit le matériau testé.



▲ FIGURE 36. **La loi de BYERLEE et son obtention.** D'après DAUTEL *et al.* (2021), adapté.

- En revanche, le **régime de contrainte** (compressive, extensive, cisailante s. str.) impacte la **pente de la droite**.



▲ FIGURE 37. **Loi de BYERLEE en fonction du régime de contrainte.** D'après FOSSEN (2016), adapté / traduit.

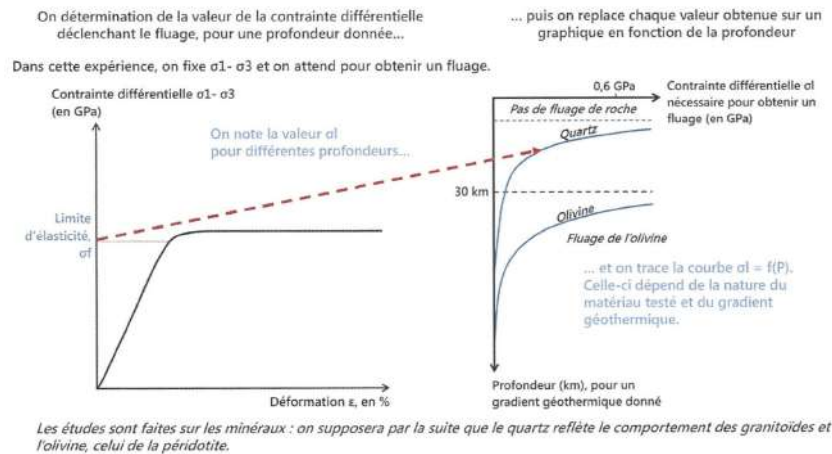


▲ FIGURE 38. **James D. BYERLEE (1927-2015).** © legacy.com (consultation avril 2022)

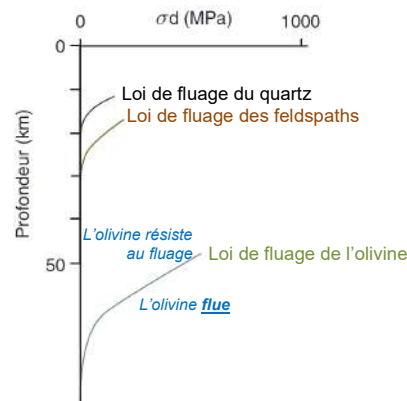
b. Une loi, propre à chaque matériau, exprimant la limite d'élasticité d'un matériau en fonction de la profondeur : la loi de fluage

- D'autres études sont menées sur le **fluage**, en jouant sur la **pression de confinement** (recréant toujours la **pression lithostatique**, donc la **profondeur**) mais aussi la **température** (à laquelle le **fluage** est assez sensible).

- En fonction de ces **deux paramètres**, chaque **matériau** a ses **propres propriétés**.
- Pour une **température fixée** (choisie **proche** de la **profondeur considérée**), on établit des **situations de fluage à contrainte constante** (revoir la notion **pages 13-14** avec la **figure 27**), la **contrainte constante et minimale appliquée pour laquelle la roche flue** pouvant être appelée **seuil de plasticité σ_f** . En faisant varier la **pression de confinement ($\sigma_2 = \sigma_3$)** mimant la **pression lithostatique**, on obtient **différentes valeurs de σ_f** .
- La **loi de fluage** désigne la **courbe matérialisant la contrainte différentielle minimale permettant d'obtenir un fluage (seuil de plasticité) en fonction de la profondeur (déduite de la pression lithostatique mimée par la pression de confinement $\sigma_2 = \sigma_3$)** (**figure 39**). Dans le graphe de la **figure**, la zone de fluage correspond à la zone sous la courbe.



▲ **FIGURE 39. Les lois de fluage (propres à chaque matériau) et leur obtention (à T fixée par rapport à un géotherme choisi, en compression).** D'après DAUTEL et al. (2021).



▲ **FIGURE 40. Lois de fluage de quelques minéraux représentatifs de la croûte continentale.** D'après FOSSEN (2016), adapté / traduit.

- Une **courbe de fluage courbe** est établie à une **pression lithostatique donnée** et :
 - Pour un **matériau donné** (**figure 40**),
 - Pour une **température donnée**, choisie en fonction d'un **géotherme appliqué**.
 - Pour une **hydratation donnée**.
- Nous verrons **plus loin** que des **facteurs variés** sont à l'origine de nombreuses **variations du fluage** (**voir 3**).

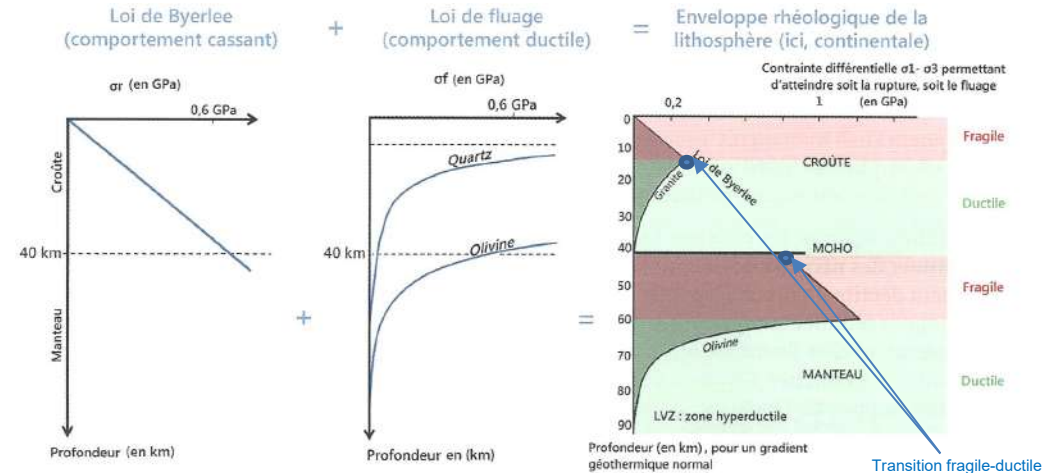
2. La combinaison de ces deux lois physiques, une opération à l'origine des profils rhéologiques de la lithosphère

- La **combinaison** de la **loi de BYERLEE** en compression et de la **loi de fluage** en compression de minéraux représentatifs de la **lithosphère** a permis de produire des **modèles ou profils rhéologiques de la lithosphère**, c'est-à-dire des **modèles de réponse déformationnelle (fragile ou ductile) à la contrainte en fonction de la profondeur**. Ces modèles se caractérisent par des **enveloppes rhéologiques, niveaux stratifiés superposés de comportement rhéologique alterné**.

Eu égard à leur **forme**, ces **profils** sont parfois présentés **informellement** comme des « **diagrammes en arbre de Noël** ».

a. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : deux modèles principaux

a. Une enveloppe rhéologique à quatre niveaux modélisés par deux minéraux dominants (quartz, olivine)



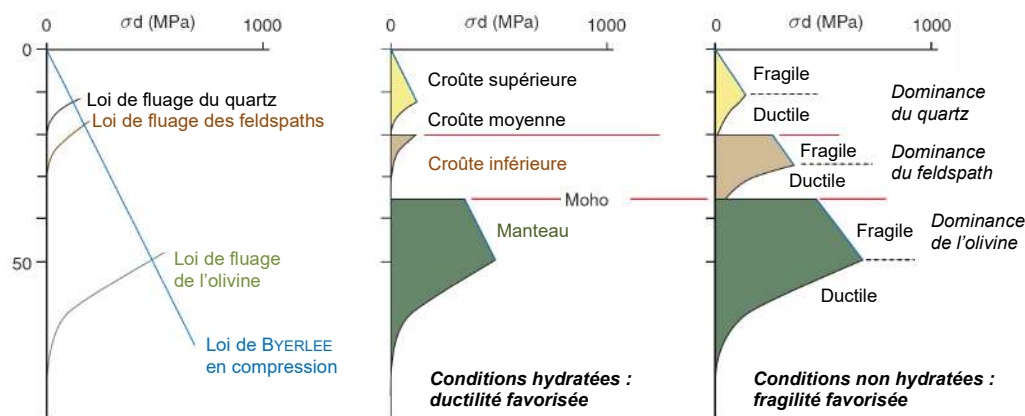
▲ **FIGURE 41. Enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : modèle à deux couches cassantes et deux couches ductiles.** D'après DAUTEL et al. (2021).

- En combinant la **loi de BYERLEE**, et la **loi de fluage** du **quartz** (ou du **granite**, ou d'une **quartzite**... ce qui ne donne pas exactement les mêmes résultats...) et la **loi de fluage** de l'**olivine** (principal composant de la **péridotite**), on obtient de la surface vers les profondeurs (**figure 41**) [**profondeurs moyennes et indicatives**] :
 - Une **croûte continentale à deux niveaux** :
 - Une **croûte supérieure (0-15 km) fragile**, suivant de près la **loi de BYERLEE**, donc à la limite de la cassure.
 - Une **croûte inférieure (15-40 km) ductile**, en lien avec le **fluage du quartz**.

- Un **manteau supérieur, séparé** de la croûte par le **Moho** qui est une **transition rhéologique réelle**, à deux niveaux également :
 - Une **portion supérieure (40-60 km) fragile, suivant de près la loi de BYERLEE, donc à la limite de la cassure.**
 - Une **portion inférieure (> 60 km) ductile, en lien avec le fluage de l'olivine.**

En fonction de la **position du Moho retenue** (30, 35, 40 km de profondeur ?), les **modèles** (ex. figures 41-42) peuvent **varier** d'un auteur à l'autre.

β. Une enveloppe rhéologique à (cinq-)six niveaux modélisés par trois minéraux dominants (quartz, feldspath, olivine) [pour information ?]



▲ FIGURE 42. **Enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : modèle à (deux-)trois couches cassantes et trois couches ductiles.**

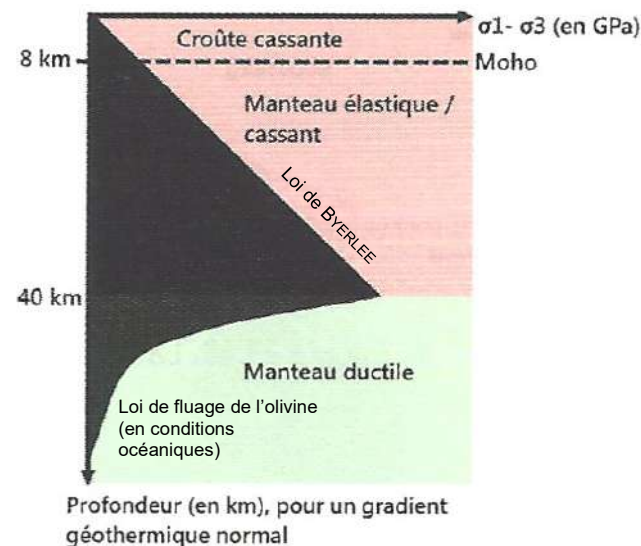
D'après FOSSEN (2016), adapté / traduit.

- Dans ce modèle, on utilise à nouveau l'incontournable **loi de BYERLEE**, et les **lois de fluage** du **quartz** (→ granitoïdes) et de **l'olivine** (→ périodite), mais on ajoute la **loi de fluage des feldspaths** (→ granulites ?), modélisant la **croûte inférieure** généralement considérée comme **plus basique** que la croûte supérieure.
 - * « **basique** » au sens de « **pauvre en silice** » (rien à voir avec le pH)
- On obtient alors un **modèle** (figure 42) avec, de la surface vers les profondeurs :
 - Une **croûte supérieure fragile**,
 - Une **croûte moyenne ductile**,
 - Une **croûte inférieure**
 - **ductile** en conditions hydratées,
 - **fragile** puis **ductile** en conditions non hydratées,
 - Un **manteau supérieur fragile** puis **ductile**.

b. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère océanique (en compression)

- Les **enveloppes rhéologiques** de la **lithosphère océanique** en **compression** sont **modélisables** par **deux niveaux** seulement, en utilisant la loi de **BYERLEE** et uniquement la **loi de fluage de l'olivine** (pour les **matériaux mantelliques**) (figure 43).

Cette **loi de fluage** varie en général par rapport à **celle du profil continental** car **l'olivine** est **placée** dans des conditions de **température** et d'**hydratation** correspondant à celles de la **lithosphère océanique**.



▲ FIGURE 43. **Enveloppes rhéologiques de la lithosphère océanique (en compression).**

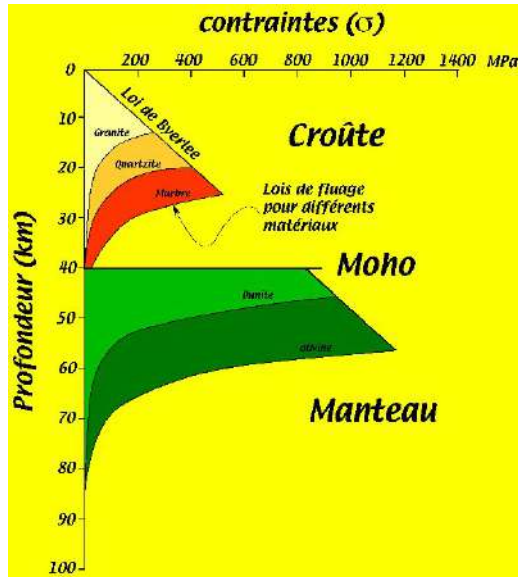
D'après DAUTEL et al. (2021).

3. Limites et variations (spatiales et temporelle) des enveloppes rhéologiques : une réalité plus complexe et diverse que le modèle

- Comme on le sait (**chapitres 21-22**), la planète n'est pas un **ensemble homogène de couches concentriques**, le **modèle radial** souffrant de notables **variations latérales** en lien avec la **géodynamique interne** de la planète.
- D'autre part, les **fluages** obtenus dans les **modèles** précédemment cités correspondent à des **matériaux choisis**, dans des conditions **choisies** de **température** et/ou d'**hydratation**, en lien avec ce que l'on sait ou croit savoir de ces paramètres en profondeur. Ces **choix** peuvent être **discutés** et ne pas correspondre à la **multiplicité des situations réelles**.
- Enfin, la **planète** étant le fruit d'une **histoire**, tous les **paramètres considérés** varient au cours des **temps géologiques**.

a. L'importance des matériaux retenus (impact sur les lois de fluage)

- Comme nous l'avons vu aux figures 41-42, la fait d'appliquer **deux ou trois lois de fluage** change drastiquement l'allure des courbes, chaque matériau étant plus ou moins compétent.
- Même en appliquant seulement **deux lois de fluage**, le **choix du matériau** conditionne l'allure de la courbe, chaque matériau possédant sa **propre loi de fluage** (toutes choses égales par ailleurs : température, hydratation...) (figure 44).



▲ FIGURE 44. L'importance du matériau modèle retenu, chacun ayant sa propre loi de fluage (profil rhéologique de lithosphère continentale en compression).

D'après S. SCHWARTZ (2001), sur *planet-terre* (consultation mai 2022)
<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/profils-rheologiques.xm1>

b. L'importance de l'hydratation et des fluides (impact sur les lois de fluage)

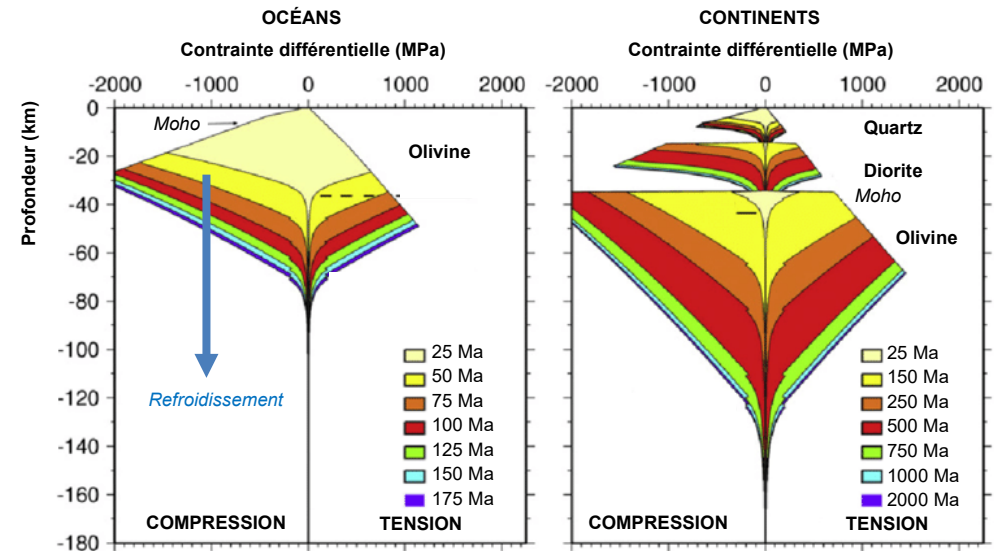
- Comme nous l'avons vu à la figure 42 (page précédente), l'hydratation – et manière générale la **présence de fluides** – favorise la **ductilité** par rapport à la **fragilité**.
- La **variation de ce paramètre** au niveau du **manteau supérieur** a contribué à la genèse de **deux modèles notoires de la lithosphère continentale** : le **modèle de la crème brûlée** et le **modèle du jelly-sandwich** (« sandwich à la gelée ») (encadré A, page suivante).

c. L'importance du gradient géothermique (impact sur les lois de fluage)

- En fonction des **zones du globe**, le **gradient géothermique** peut **varier** : nous l'avons vu, plus la **température** est **élevée**, plus le **fluage** et donc la **ductilité** sont **favorisés**, ce qui se retrouve dans les **lois de fluage** (figures 45-46).
- Ce **gradient** varie en fonction des **contextes géodynamiques** et a pu varier au cours de l'**histoire de la Terre**.

Plus une **lithosphère** est **âgée**, plus elle est **froide** (notamment dans le cas de la **lithosphère océanique**), plus elle est **cassante** et **résistante** à la déformation.

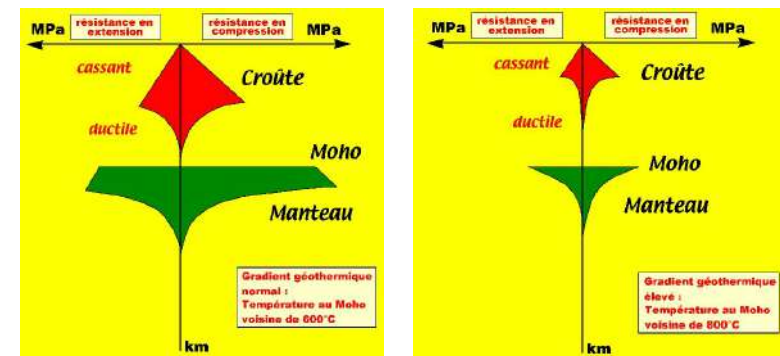
- Cette observation a un **fort impact** sur la **rhéologie** de la **lithosphère océanique** qui est **également** dépendante du **régime de contraintes** (figure 45).



▲ FIGURE 45. Enveloppes rhéologiques des lithosphères en jouant sur les lois de fluage (← température) et le régime de contrainte (compression vs. tension).

D'après HAMAI (2016), adapté. (!) Sur la figure de DAUTEL *et al.* (2021), les régimes de contrainte sont inversés.

d. L'importance du régime de contraintes compressif vs. extensif (impact surtout sur la loi de BYERLEE)



▲ FIGURE 46. L'importance régime de contrainte et du gradient géothermique retenus dans la construction du profil rhéologique de la lithosphère continentale.

D'après S. SCHWARTZ (2001), sur *planet-terre* (consultation mai 2022), URL citée plus haut

- Les **matériaux** sont nettement **moins résistants** en **régime extensif** qu'en **régime compressif**. Ces **régimes** affectent légèrement le **fluage** et surtout la loi de BYERLEE (figures 45-46).

Encadré A Différents modèles de lithosphère continentale : jelly sandwich, crème brûlée et banana split

(Au-delà du programme ? Pour information)

➤ En faisant varier divers paramètres (hydratation des couches et température notamment), trois modèles de **lithosphère continentale** ont été proposés même si (aussi étonnamment que puisse sembler cette affirmation...), les **profils** et les **arguments retenus** pour **chaque modèle différent d'un auteur à l'autre** ! Il me semble donc **hors de propos** de discuter des **modèles eux-mêmes variables** mais je cite néanmoins leur existence, en m'appuyant sur une **publication** choisie qui semble **beaucoup citée** (BÜRGMANN & DRESEN, 2008).

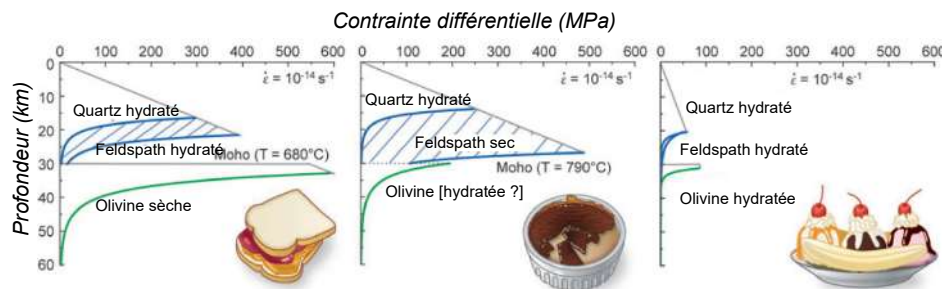


FIGURE a. Trois modèles rhéologiques de lithosphère : vision de BÜRGMANN & DRESEN (2008).

➤ On peut ainsi définir **sommairement** (figure a) :

- le **modèle jelly sandwich** (« sandwich à la gelée ») :
 - croûte inférieure peu résistante et plutôt ductile coincée entre
 - une croûte supérieure cassante et résistante
 - et un manteau supérieur ductile mais résistant à la déformation.

Dans ce modèle, une grande partie de la **résistance à long terme** des **plaques tectoniques** réside dans le **manteau lithosphérique**. Ce modèle est surtout valable dans les **reliefs stables**. C'est le modèle lithosphérique général.

- le **modèle crème brûlée** :
 - croûte globalement résistante et cassante avec une croûte inférieure peu hydratée,
 - et un manteau fluant en raison d'une température élevée et d'une hydratation importante.

[Concernant l'hydratation, le texte et la figure s'opposent dans la publication...].

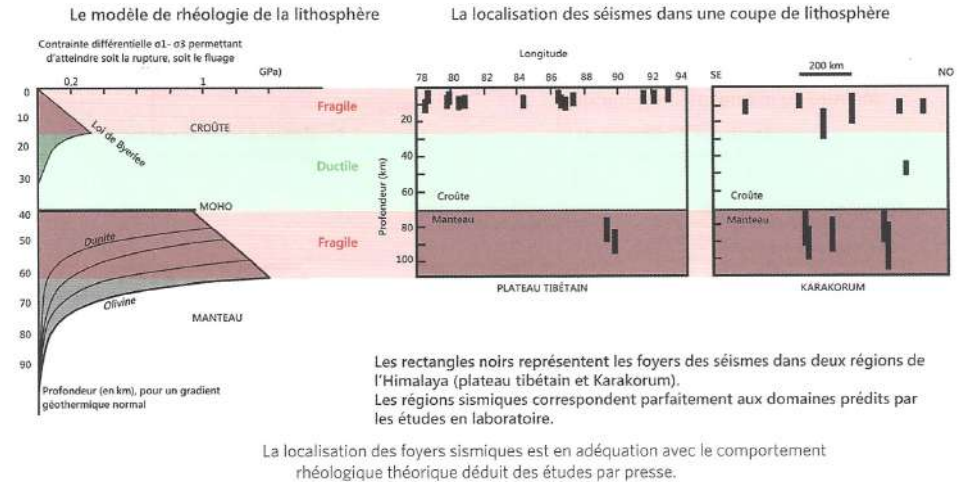
Ce modèle est plutôt adapté à des **rifts jeunes**.

- le **modèle banana split** : résistance de la lithosphère considérablement réduite le long des limites des plaques en raison de divers processus d'affaiblissement impliquant des effets thermiques, de fluide et de vitesse de déformation.

Comme ce modèle n'est valable qu'en limites de plaques, une telle réduction de la **résistance latérale** est transcrite dans l'expression « banana split ».

4. Des découplages sismiques et mécaniques au sein de la lithosphère

a. Un découplage sismique profond entre croûtes supérieure et inférieure : des foyers dans les zones cassantes (= zone sismogénique)

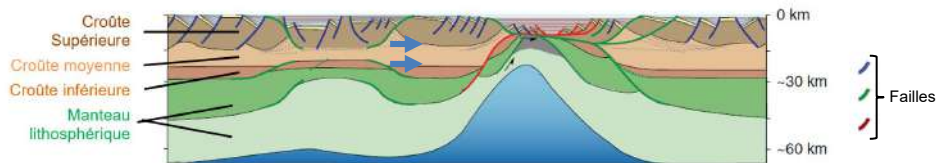


▲ FIGURE 47. Enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale et profondeur des foyers de séismes. D'après DAUTEL et al. (2021).

- Les **zones rigides de la croûte** (environ 80 % dans la croûte supérieure et env. 20 % dans la partie supérieure du manteau supérieur) sont riches en **foyers de séismes** : c'est la **zone sismogénique**. Il semble que la croûte inférieure soit un théâtre **plus pauvre** en foyers de séismes (figure 47).
- D'ailleurs, on pourra noter **plus loin** que les **foyers de séismes** de **profondeur moyenne à élevée** ne se rencontrent qu'en **zones crustales épaissies** (montagnes) et, surtout, dans les **zones de subduction**. Le **caractère cassant** de la **lithosphère** est donc, de manière attendue et logique, un **critère prépondérant** dans les **possibilités de sismogénèse**.

b. Un découplage mécanique profond entre niveaux de la croûte ou entre croûte et manteau

- Une **zone de découplage mécanique** est une **zone séparant une portion de lithosphère au comportement cassant et une portion de lithosphère au comportement ductile**.
- Dans la **lithosphère continentale**, les **zones de transition ductile-fragile** comme le **Moho** ou les **limites entre niveaux de croûte** sont considérés comme des **zones de relatif découplage mécanique**, c'est-à-dire que la **déformation** s'y propage **difficilement** et/ou elle **change de nature**. Par exemple, une **déformation** affectant la **croûte supérieure** pourra **ne pas se propager** ou **changer de nature** dans la **croûte inférieure** (figure 48).



▲ FIGURE 48. Système de failles dans une zone de rifting. D'après NALIBOFF *et al.* (2017).

Notez la quasi-absence de faillage de la croûte moyenne matérialisant des niveaux de découplage mécanique (→) au-dessus et au-dessous de cette couche.

c. Éléments de tectonique superficielle : les niveaux de décollement ou couches-savon (transition socle-sédiments, couches sédimentaires particulières)

- On peut citer également l'existence d'un **découplage mécanique superficiel** entre :
 - La **transition** entre **socle** et **couverture sédimentaire**

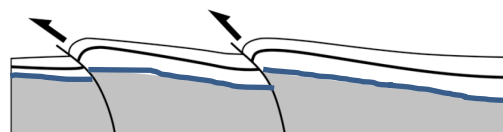
On peut appeler **socle** une **formation géologique**, avec sa propre histoire tectonique, sur laquelle repose une **formation plus récente**. La **formation plus récente** qui repose sur un socle, si elle est de nature **sédimentaire**, peut être appelée **couverture sédimentaire**.

On peut parler de (figure 49) :

- Tectonique de socle** lorsque la couverture et le socle se déforment de manière indépendante, ce qui implique un **découplage mécanique** entre les deux entités.
- Tectonique de couverture** lorsque le socle et la couverture sont déformés conjointement.



Tectonique de couverture



Tectonique de socle

▲ FIGURE 49. Système de failles dans une zone de rifting. Document B. ANSELME (BCPST2, Lycée Fénélon, Paris).

- Certaines **couches**, comme les **niveaux argileux** ou **évaporitiques**, qui facilitent le **décollement** et le **glissement** des **couches sus-jacentes**.
- Surtout employé dans ce **dernier cas**, le terme de **niveau de décollement** ou **couche-savon** désigne une **couche géologique** qui, dans un **régime régional de contraintes**, permet le **décollement** aisé des **terrains sus-jacents** qui se déplacent alors sur **d'autres terrains**.

D. Les causes et les mécanismes de la déformation

1. L'origine des contraintes générant la déformation

- La cause d'une **déformation** est la présence de **contraintes**, généralement **anisotropes**.
- Les **contraintes** peuvent être générées dans des **contextes variés**.

a. L'origine principale et majeure : la géodynamique et le déplacement horizontal des plaques lithosphériques

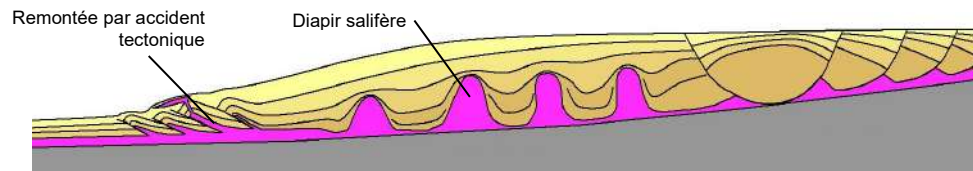
- L'essentiel des **déformations** sont dues aux **contraintes** associées aux principaux **contextes géodynamiques** :
 - Zones de **convergence lithosphérique** : zones de subduction, zones de collision
 - **épaississement** / **raccourcissement** lithosphérique, **plissements**, **failles** (plutôt **inverses**), **chevauchements** et **charriages**...
 - Zones de **divergence lithosphérique** : zones de rifting, dorsales
 - **amincissement** lithosphérique, **peu de plissements**, **failles** (plutôt **normales**)...
- + **Extension tardi-orogénique** : **phénomène gravitaire d'affaissement des chaînes de montagne à cause de la remontée gravitaire de la racine crustale, lorsque les forces de compression aux limites cessent de s'exercer**.

Des **failles normales** se forment en nombre et les **failles inverses** de la collision peuvent **rejoindre de manière normale**.

- Zone de **coulissage** : **failles décrochantes**, **failles transformantes**
 - **décrochements**, **bassins en pull-apart**...

b. La déformation gravitaire (extension tardi-orogénique, rebond post-glaciaire, tectonique salifère...)

- Des **phénomènes gravitaires** peuvent aussi être **responsables** / **accompagnés de déformations** :
 - Nous venons de citer l'**extension tardi-orogénique**
 - Nous pourrions aussi évoquer le **rebond post-glaciaire**, lorsque la **fonte d'un glacier** entraîne la **remontée de la lithosphère flexurée sous-jacente**
 - Et nous pouvons citer la **tectonique salifère** (figure 50), **ensemble des processus dynamiques et déformationnels** qui font appel à des **déplacements de sel**. Le sel est en effet un **matériau léger et fluant** à l'échelle des temps géologiques qui :
 - Peut **remonter sous forme de masses ascendantes** nommées **diapirs**,
 - Peut **remonter** à la faveur d'**accidents tectoniques pré-existants**,
 - Peut servir de **couche-savon** pour des niveaux supérieurs.



▲ FIGURE 50. Quelques situations de tectonique salifère (Gabon). Document Wikipédia.

2. Les mécanismes de la déformation : focus sur la dynamique du réseau cristallin

- Examinons à présent comme s'opère la **déformation** à l'échelle du **réseau cristallin**. L'objectif de **cette partie** n'est pas de rentrer dans un détail de **mécanismes** (**exclus du programme**) mais de survoler le processus pour introduire des **structures** que vous pourriez avoir à **étudier** ou **reconnaître**.

a. La présence de zones de fragilité dans le réseau cristallin

- La **déformation** a lieu **préférentiellement** dans les **zones de fragilité** du **réseau cristallin** qui sont **fragilisées** par la **déstructuration** du **réseau** qui en résulte :
 - **Frontières de grains** ou de **minéraux**,
 - **Éléments étrangers** au **réseau cristallin** : **inclusions**, **impuretés**, **pores** et **lacunes**.
 - **Particularités organisationnelles** du **réseau cristallin** : **macles**, **cracquelures**...
 - **Atomes s'intégrant mal** dans le **réseau cristallin** ou situés **entre les plans réticulaires** du **réseau**.

b. Les mécanismes associés à la déformation cassante : fracturation, cataclase, mylonitisation ; existence d'une possibilité de recrystallisations

La **nomenclature** et la **frontière entre les termes** qui suivent **varie notablement** selon les **auteurs**...

- La **déformation cassante** se réalise au moyen de (la **contrainte augmentant** dans **cette liste**, c'est-à-dire souvent la **profondeur de formation**) :
 - La **fracturation de la roche** par **séparation des constituants rocheux avec rupture des liaisons du réseau cristallin**, s'établissant **principalement au niveau des limites de grains ou minéraux**, ou dans les **zones de faiblesse du réseau cristallin**.

On distingue ainsi :

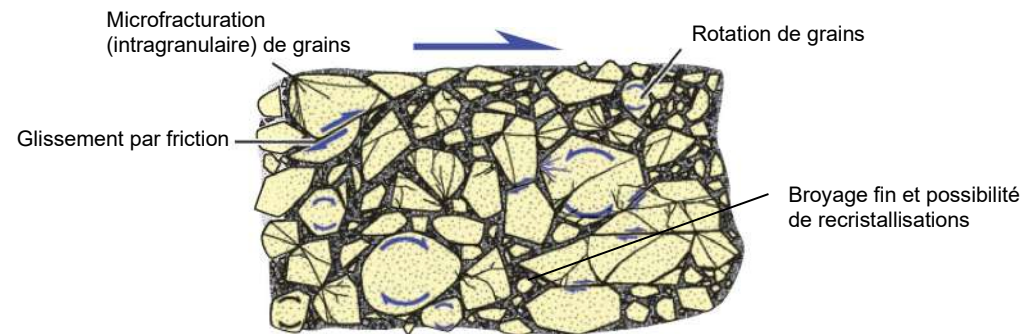
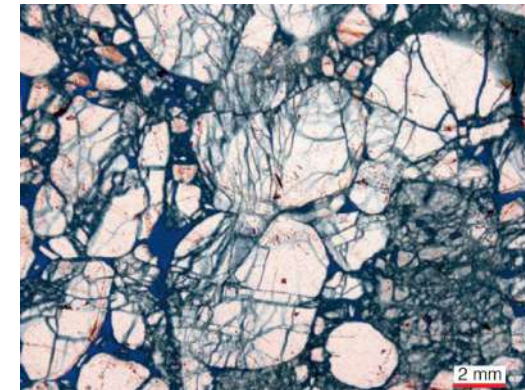
- La **fracturation intergranulaire**, qui intervient **entre les minéraux ou les grains d'une roche**.
- La **fracturation intragranulaire**, qui intervient **à l'intérieur d'un minéral ou d'un grain d'une roche**.

- La **cataclase** (figure 51), c'est-à-dire le **broyage en de multiples blocs voire grains (qui s'entrechoquent et tournent les uns autour des autres) de la zone rocheuse où s'exerce la contrainte maximale**. On peut distinguer :
 - Les **cataclasites non cohésives** : **roches constituées de débris de roches formés par le broyage tectonique**, ces **débris restant libres les uns par rapport aux autres**.

- **Si les éléments de taille silteuses ou argileuse (non visibles à l'œil nu) sont présents à plus de 70 %**, la roche s'appelle une **gouge**. Cette roche est généralement **incohésive**.
- **Si les clastes visibles à l'œil nu sont présents à plus de 70 %**, la roche s'appelle une **brèche de faille**. Cette roche peut être **incohésive** ou **cohésive**.

- Les **cataclasites cohésives (cataclasites au sens strict)** : **roches constituées de débris de roches plus ou moins fins formés par le broyage tectonique**, ces **débris étant soudés par une matrice souvent issue de fluages ou recrystallisations d'un ou de plusieurs minéraux sous l'effet de la contrainte**.
- La **mylonitisation**, c'est-à-dire la **formation de mylonites**, **roches à broyage extrêmement fin et souvent fortement consolidées par une matrice recrystallisée**. Les **mylonites**, constituant le terme ultime de la cataclase, sont des **roches tirant vers le métamorphisme**.

On peut atteindre, **en cas de contraintes extrêmement fortes, du fusion localisée de la roche puis recrystallisation rapide, ce qui forme des roches vitreuses** nommées **pseudotachylites**.



▲ FIGURE 51. Une **cataclasite (en haut) au microscope** et les **mécanismes en jeu dans la cataclase (en bas)**. D'après FOSSEN (2016), adapté. **En haut, en bleu : pores.**

- Les **principaux mécanismes** qui interviennent lors de ces processus sont :
 - Des **mécanismes mécaniques** : **glissement des grains par friction**, **rotation de grains**, **Microfracturations de grains**... et bien sûr une fréquente **compaction**.
 - **Potentiellement** des **mécanismes (physico-)chimiques** aboutissant à une **recrystallisation du matériel** qui sont en fait des **mécanismes ductiles** (**voir c**).

c. Les mécanismes permettant le fluage : fluage par diffusion, fluage par pression-dissolution (→ ombres de pression), fluage-dislocation

- Ces **mécanismes** permettent la **déformation ductile** mais aussi l'**association des grains** dans les **cataclasites** ou **mylonites** **vus en b**.

Ces **mécanismes** aboutissent au **réarrangement du réseau cristallin** et peut aller jusqu'à des **termes métamorphiques** (apparition de **minéraux métamorphiques néoformés**), voire la **fusion** comme nous l'avons vu.

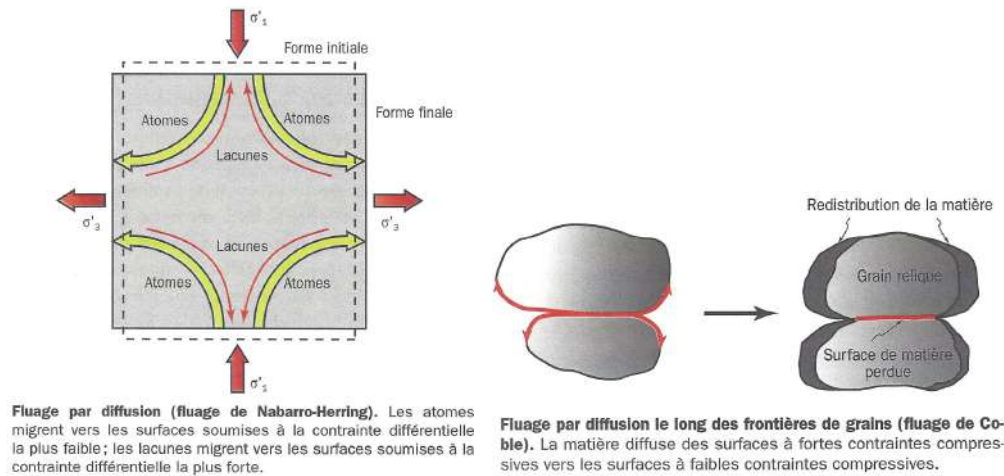
- On peut citer :

Je suis la **nomenclature sommaire** proposée par ROBERT & BOUSQUET (2013)

- Le **fluage par diffusion**, **déplacement des atomes en direction des zones de moindre de contrainte** (figure 52).

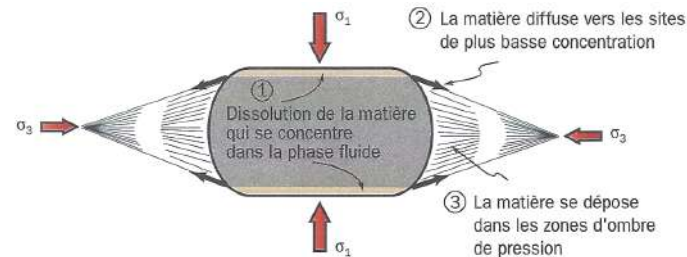
Cette migration peut avoir lieu par **migration des atomes qui traversent le réseau cristallin** (fluage de BARRO-HERRING) ou par **déplacement des atomes le long des frontières de grains** (fluage de COBLE)

Note : c'est dans les **zones de contact** entre les **grains** que la **contrainte** est **maximale**, ce qui explique que ces **zones** soient des **sites préférentiels de fluage** et d'association des grains, même lorsque ceux-ci étaient **initialement dissociés** (figure 54).



▲ FIGURE 52. Fluage par diffusion. D'après ROBERT & BOUSQUET (2013).

- Le **fluage par pression-dissolution** (= **dissolution-recristallisation**), **dissolution des atomes dans les zones de fortes pressions d'un minéral, mise en solution et recristallisation dans les zones à faibles contraintes** (figure 53).

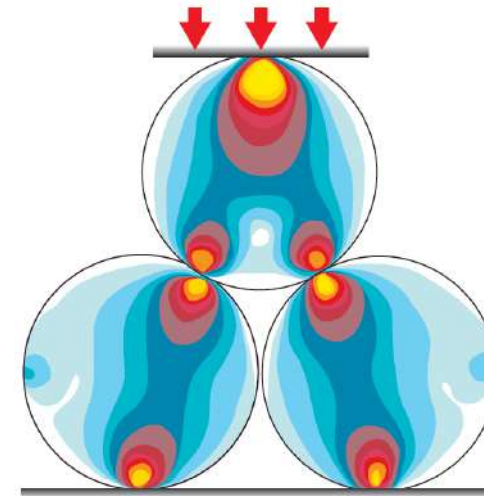


Le fluage par pression-dissolution

La matière est dissoute dans les surfaces soumises à forte pression et diffuse vers les sites de plus basse pression.

▲ FIGURE 53. Fluage par pression-dissolution = dissolution-recristallisation. D'après ROBERT & BOUSQUET (2013).

- Le **fluage dislocation**, où **un plan du réseau cristallin fragilisé glisse sur un autre de manière cisailante (cisaillement simple)**.
Je ne rentre pas dans le détail de ce mécanisme car il nous sera peu utile cette année : je me contente de le signaler.

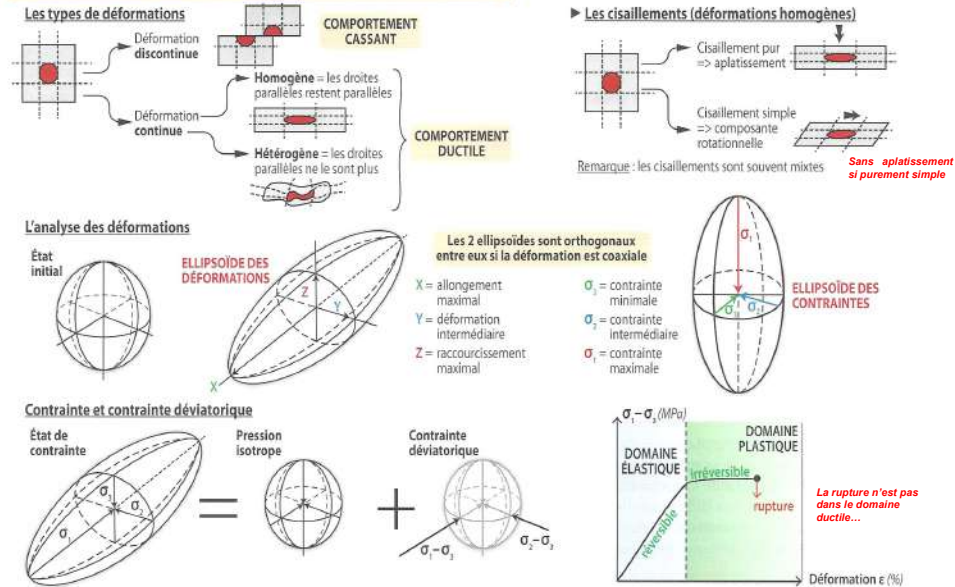


▲ FIGURE 54. Gradient de contrainte dans les grains au sein d'une roche soumis à une contrainte anisotrope. D'après HOSSEN (2016).
Plus les couleurs sont chaudes, plus la contrainte est élevée.

Bilan (adapté du programme)

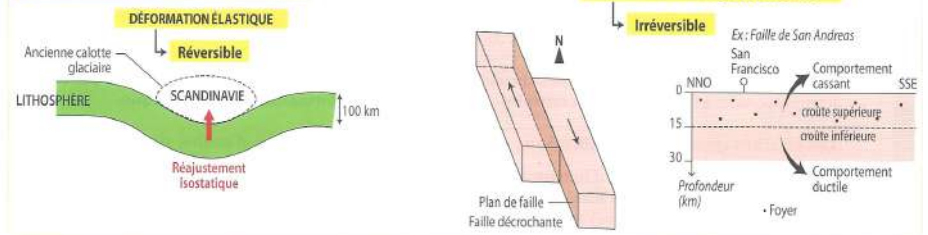
- ✓ Les **matériaux lithosphériques** se déforment sous l'effet de contraintes : la **déformation** est **réversible** ou **irréversible**.
- ✓ La **déformation finie** peut se décomposer en **étapes** (ou **incrémentes**) de **deux types** comportant ou non une part de **rotation**. Le **cisaillement** est alors **pur** ou **simple**.
- ✓ Les **propriétés mécaniques** des **roches** dépendent de leur **minéralogie**, des **conditions pression-température** et de la **présence de fluides** ainsi que de la **vitesse de déformation**. Ces **propriétés mécaniques** mènent à la **définition thermomécanique** de la lithosphère abordée précédemment.
- ✓ Le **comportement global** de la **lithosphère** est déterminé par son **enveloppe rhéologique**, mais ce **modèle statique** est questionné par des **observations de terrain** ainsi que par des **données géophysiques**. L'**hétérogénéité verticale** de **comportement mécanique** de la lithosphère peut déterminer des **niveaux de découplage**.

RHÉOLOGIE : DESCRIPTION ET ANALYSE DES DÉFORMATIONS DES ROCHES

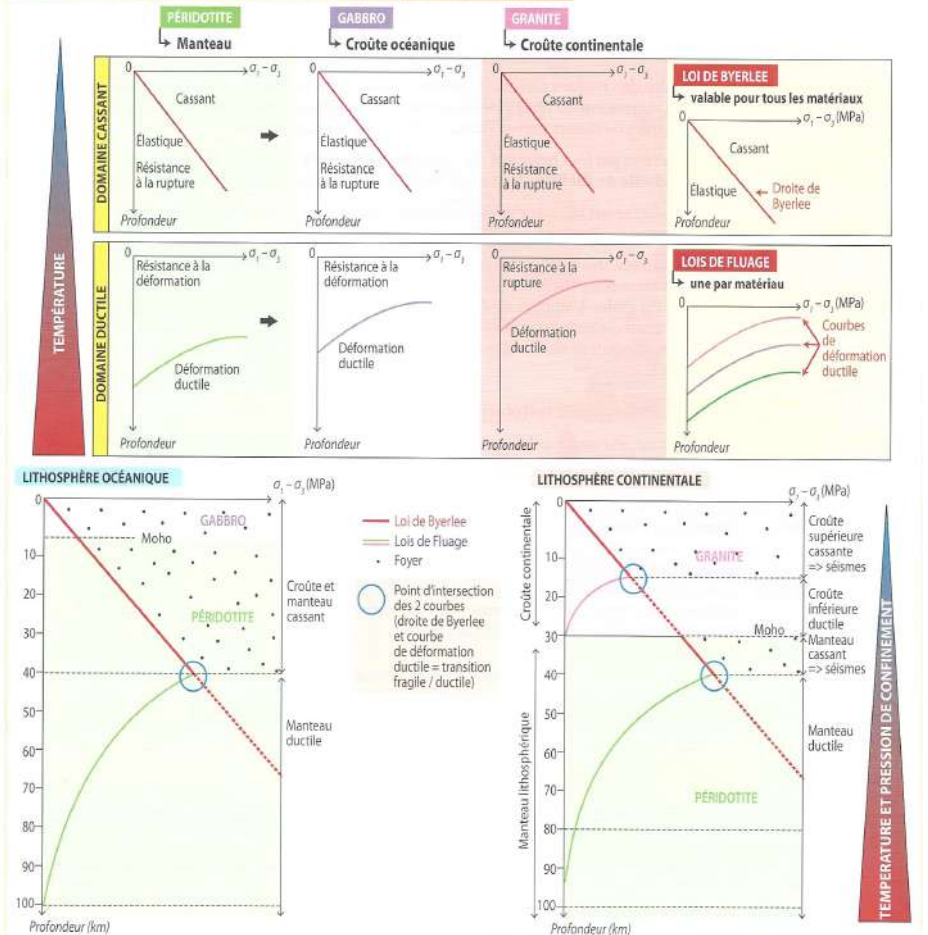


▲ FIGURE 55. **La déformation des roches : un synopsis des bases.**
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).

LES DÉFORMATIONS DE LA LITHOSPHÈRE



DU COMPORTEMENT DES ROCHES AU PROFIL RHÉOLOGIQUE DE LA LITHOSPHÈRE



▲ FIGURE 56. **La rhéologie de la lithosphère.**
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021).

II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles

- La **première partie** de ce cours a permis de comprendre les **bases du processus déformationnel** et des **facteurs** qui y président. Il convient à présent d'appliquer ces notions aux **situations géologiques concrètes** sur le terrain (ici réduites aux **situations d'origine géodynamique**).
- On pourra noter que les **déformations cassantes** et **ductiles coexistent** souvent...

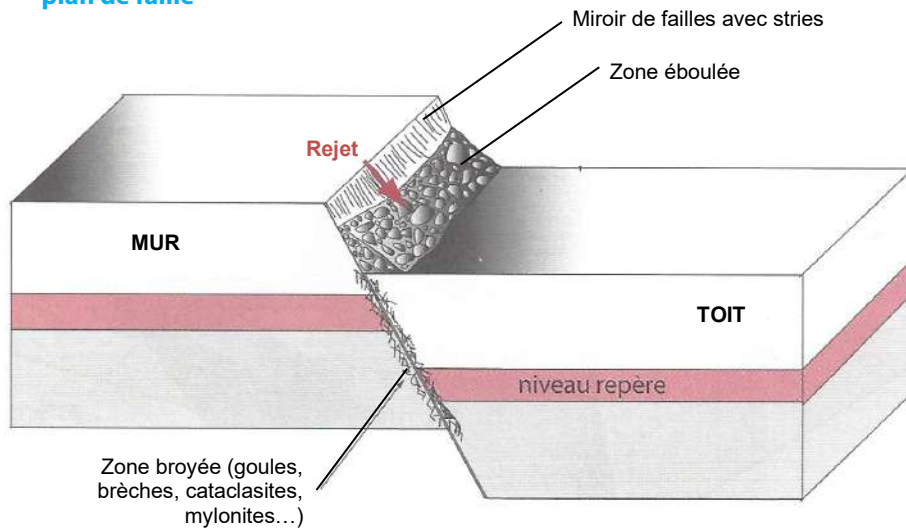
Capacités exigibles

- ✓ Analyser des objets tectoniques à partir de différents supports à différentes échelles (cartes géologiques, photographies, échantillons).
- ✓ Analyser des objets tectoniques, en termes d'ellipsoïde des déformations finies et, lorsque c'est possible, faire le lien avec le régime de contraintes.
- ✓ Analyser des microstructures associées aux structures d'échelle supérieure.
- ✓ Analyser un style structural régional.
- ✓ Savoir relier observations de terrain et déformation.

A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)

1. La faille, déformation élémentaire du domaine fragile

a. La faille et son organisation : une fracture avec glissement le long d'un plan de faille



▲ FIGURE 57. Une faille (ici normale). D'après EMMANUEL *et al.* (2007), adapté

- Une **faille** (figures 57-58) est basiquement une **fracture planaire d'un terrain géologique avec mouvement relatif des deux compartiments situés de part et d'autre**. On appelle **miroir de faille** un **plan de rupture le long duquel s'effectue le déplacement et visible localement, généralement poli par le glissement**.
- Une **faille** comprend toujours un **compartiment surélevé** et un **compartiment affaissé**.

Par convention, pour caractériser le mouvement, on prend comme :

- référentiel fixe le **compartiment situé sous le miroir de faille** qu'on nomme **mur de faille (foot wall)**,
- et comme **compartiment mobile** le **compartiment situé au-dessus du miroir de faille** qu'on nomme **toit de la faille (hanging wall)**.

Notons que les failles peuvent **bouger, changer d'orientation, rejouer dans un sens différent du sens initial (inversion tectonique)**...

- Au niveau de la **faille**, on peut trouver des **roches broyées** (goules, brèches, cataclasites, mylonites...), traduisant l'**intensité** et ainsi souvent la **profondeur des contraintes** ayant joué, et parfois des **éboulements** en bas du **miroir de failles**.

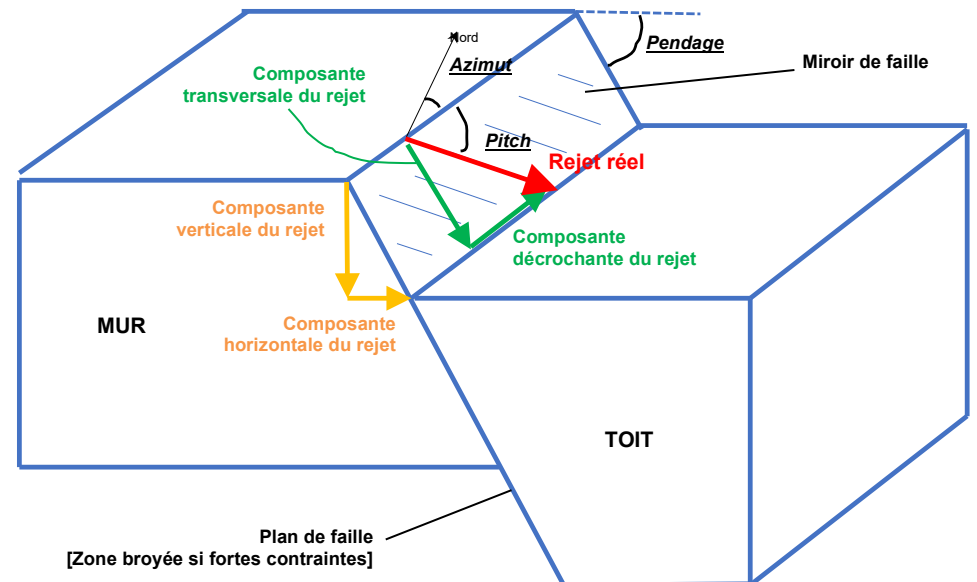
Les grandes failles majeures sont des zones broyées.

Notion de diaclase

Un **plan de fracture de roche sans déplacement relatif des blocs formés** s'appelle une **diaclase**. Celle-ci peut être d'origine altérative, tectonique ou mixte.

Les diaclases sont toutefois des sites préférentiels d'évolution en faille.

b. La caractérisation géométrique d'une faille : rejet, pendage, azimut, pitch



▲ FIGURE 58. Une faille (ici normale) : organisation et vocabulaire associé. Original 2022.

- On appelle (figure 58) :
 - Rejet d'une faille** le **déplacement effectué par le toit par rapport au mur**.

Le rejet peut être représenté par un **vecteur déplacement** caractérisé par :

- sa **direction**,
- sa **norme**,
- son **sens**.

Ce **vecteur** peut être **décomposé**, par exemple en :

- une **composante verticale**,
- une **composante horizontale**,
- une **composante transversale**,
- une **composante décrochante**.

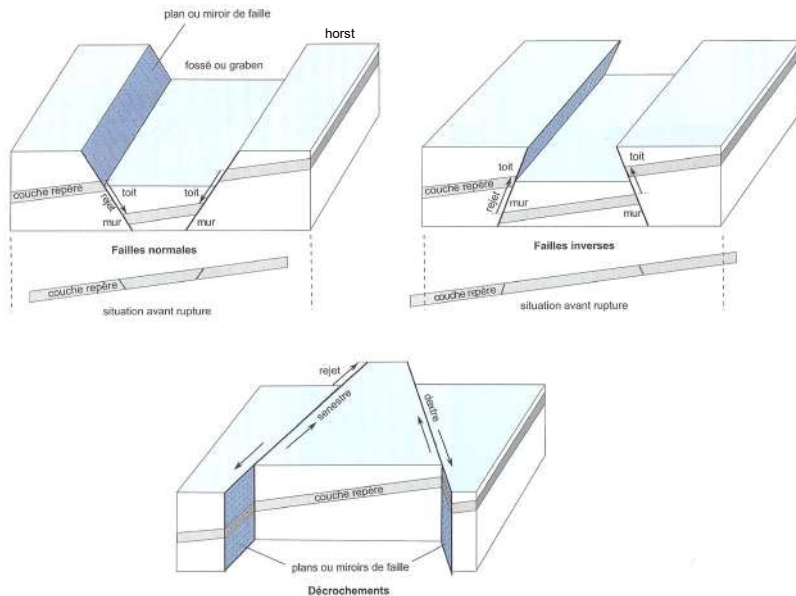
- le **pendage**, *angle vertical formé entre l'horizontale et le plan du miroir de faille*.

On lira souvent que les **failles inverses** ont typiquement un **pendage proche de 30 °** et les **failles normales** un **pendage proche de 60 °**... mais c'est en réalité purement indicatif car c'est, dans les faits, **extrêmement variable**.

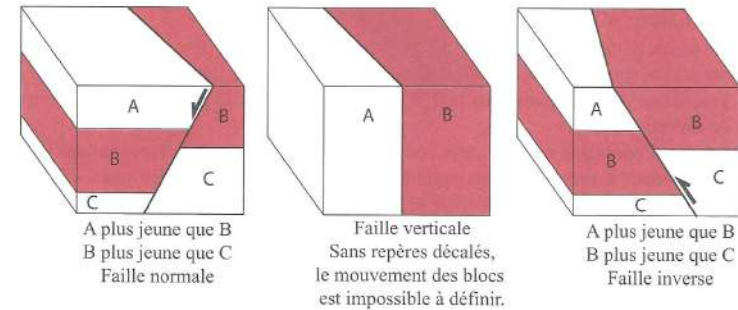
- le **pitch**, *angle formé, dans le plan de la faille, entre l'horizontale et la direction du rejet*.
- L'**azimut**, *angle formé, dans le plan horizontal, entre la direction nord (N) et la direction du rejet*.

c. La typologie des failles en lien avec le régime de contraintes (et donc souvent le contexte géodynamique)

- On peut distinguer **plusieurs types de failles** (figures 59-61 + tableau II).
- Des **couches repères** (niveaux semblables et aisément repérables de part et d'autre d'un miroir de faille) peuvent aider à visualiser le rejet.



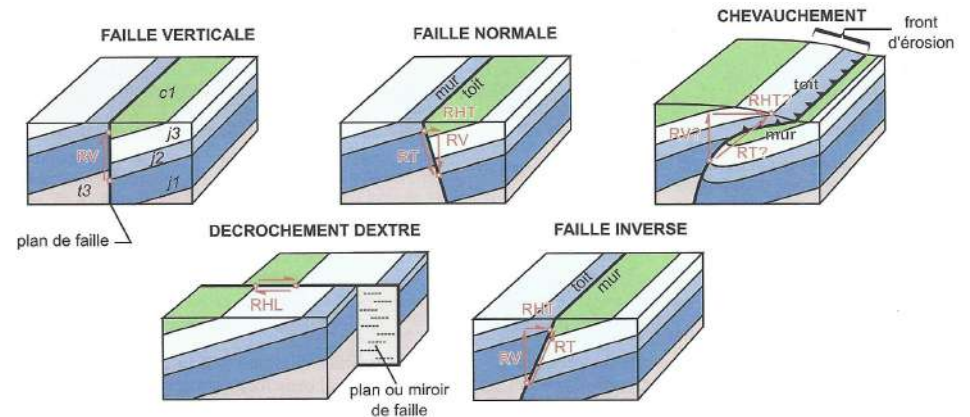
▲ FIGURE 59. **Typologie des failles**. D'après PEYCRU *et al.* (2008, 2015)



▲ FIGURE 60. **Exemples de failles**. D'après EMMANUEL *et al.* (2007)

▼ TABLEAU II. **Caractères des principaux types de failles**. D'après PEYCRU *et al.* (2015)

Type	Faille verticale	Faille décrochante	Faille normale	Faille inverse	Chevauchement
Pendage	vertical	vertical	< 90°	< 90°	horizontal
Rejet repérable	vertical (plus ancien soulevé)	horizontal (dextre ou sénestre)	vertical (mur soulevé, toit effondré)	vertical (mur affaissé, toit soulevé)	vertical (mur affaissé, toit soulevé)



L'aspect des divers types de failles après érosion et les composantes de leur rejet. Les blocs diagrammes figurent des situations où l'érosion a gommé l'essentiel des reliefs créés et amène ainsi à ne raisonner qu'à partir d'arguments géologiques (et non topographiques). RT : rejet total ; RV : rejet vertical ; RHT : rejet horizontal transversal (raccourcissement ou extension) ; RHL : rejet horizontal latéral. Les étoiles rouges correspondent aux points repères, voisins avant la fracturation, qui permettent d'estimer le rejet. Le code alphanumérique désigne les sous-périodes du calendrier géologique.

▲ FIGURE 61. **Typologie des failles : une vision plus complète**. D'après PEYCRU *et al.* (2015)

Rappelons que, cartographiquement, le **pendage** se détermine à l'aide de la **technique du V dans la vallée**.

α. Des failles normales (affaissement du toit) plutôt en régime extensif

- Les **failles normales** sont des **failles** où le **toit** descend sur le **miroir de faille**, **typiquement formées en contexte d'extension**.

Conséquence (visible en cartographie) : les **terrains au-dessus** du miroir de faille sont **plus jeunes** que les **terrains au-dessous**.

β. Des failles inverses (soulèvement du toit) plutôt en régime compressif

- Les **failles inverses** sont des **failles** où le **toit** monte sur le **miroir de faille**, **typiquement formées en contexte de compression**.

Conséquence (visible en cartographie) : les **terrains au-dessus** du miroir de faille sont **plus vieux** que les **terrains au-dessous**.

γ. Des failles décrochantes plutôt en régime transtensif (coulissage)

- Les **failles décrochantes** sont des **failles** où les **blocs** se **déplacent horizontalement l'un par rapport à l'autre**, soit **vers la droite (faille dextre)**, soit **vers la gauche (faille senestre)**.

Indice cartographique : les terrains de part et d'autre ont le **même âge**.

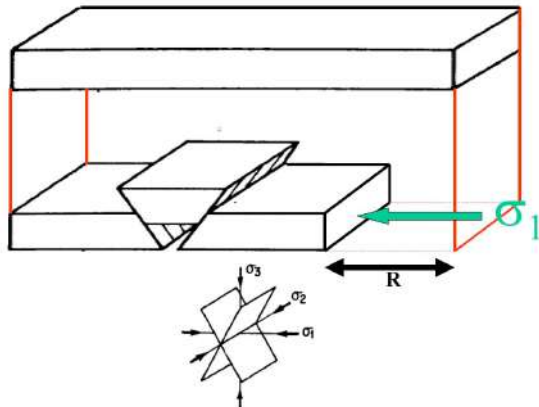
(!) Les **failles inverses** ou **normales** possèdent généralement aussi une **composante décrochante**.

Dans la réalité, les **failles** sont **variées**, peuvent être **verticales**, font appel à des **rejeux**... On peut trouver **tous les types de failles** dans **tous les contextes**.

d. Remarque : la notion de failles conjuguées

- On appelle **failles conjuguées** **deux failles de même nature, résultant d'une même contrainte, se croisant à un angle donné entre elles** (figure 62).

Notons que la **rhéologie expérimentale des roches** produit souvent des **failles conjuguées**.



▲ FIGURE 62. **Failles conjuguées : systèmes de failles**. Document P. THOMAS

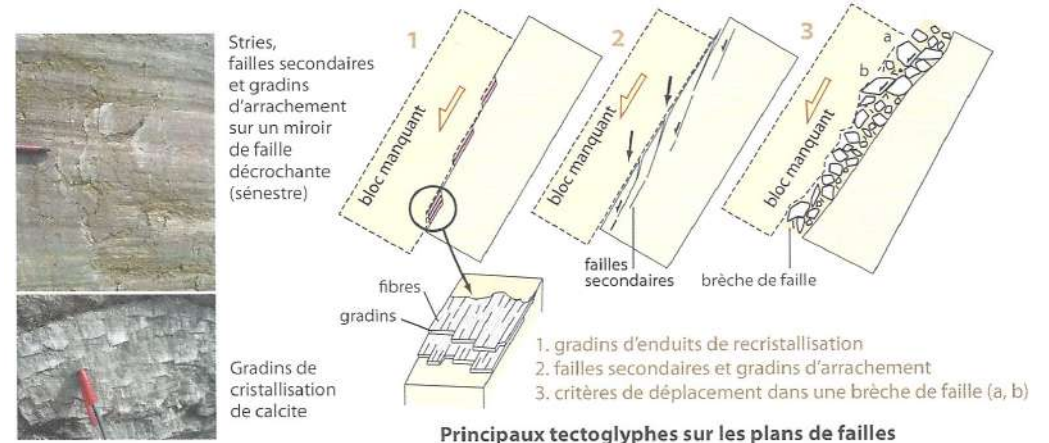
Planet-terre (consultation mai 2022)

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg187-2007-02-05.xml>

2. Les microstructures cassantes

a. Les tectoglyphes associés aux miroirs de failles

- On appelle **tectoglyphes** les **marques héritées du frottement des compartiments sur un plan de faille**, et dès lors **visibles sur les miroirs de faille** (figure 63).
- Il peut s'agir de **stries** (souvent dessinées par des **grains de sable** ou de **quartz** sur des **matériaux moins durs**), de **cristallisations en gradins** (cas de la **calcite**), de **failles secondaires**... L'orientation de ces **éléments** renseigne sur la direction du **rejet**.

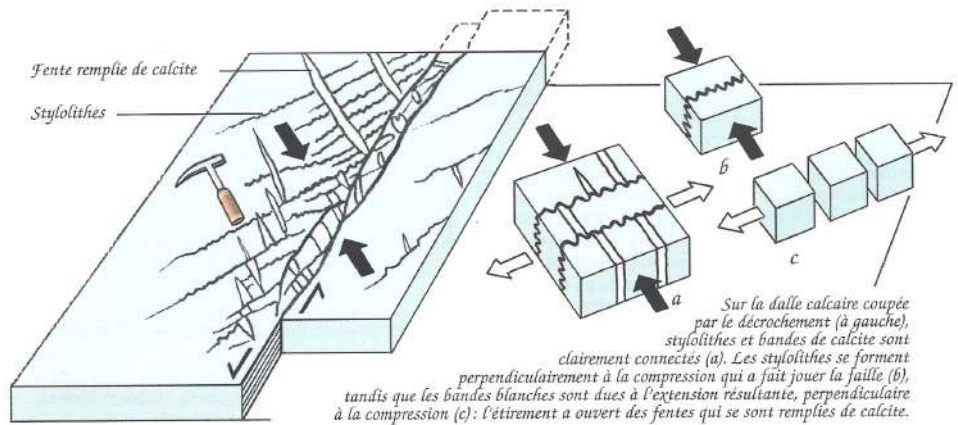


Principaux tectoglyphes sur les plans de failles

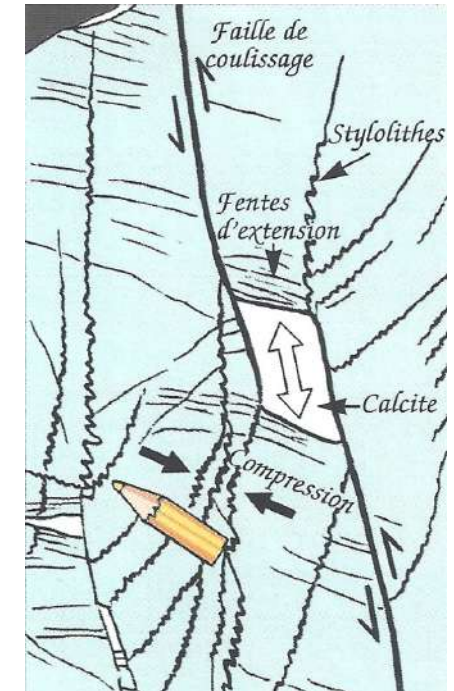
▲ FIGURE 63. **Tectoglyphes**. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

b. Dans les roches carbonatées : des joints stylolithiques (← compression), des fentes de tension (← extension) et les écailles (← coulissage)

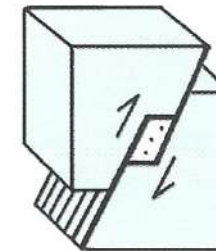
- Dans les **roches calcaires** ou **marneuses**, on peut trouver les structures suivantes (figures 64-66, page suivante) :
 - Les **joints stylolithiques** ou **stylolithes** sont des **surfaces en dents de scie formées perpendiculairement et sous l'effet d'une compression, par pression-dissolution de calcite**.
 - Les **fentes de tension** (= d'extension) sont des **fractures formées par extension d'une roche qui se remplissent secondairement de cristallisations de calcite**.
 - Les **écailles (de calcite)** sont des **déclivités en forme de parallélogramme formées à la faveur de deux microfailles coulissantes proches et parallèles qui se remplissent secondairement de calcite**. Ce sont de mini-bassins en pull-apart.



▲ FIGURE 64. Stylolites, fentes de tension (avec leur formation). D'après MATTAUER (1998)



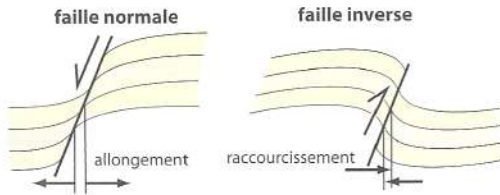
▲ FIGURE 65. Stylolites, fentes de tension, écaille de calcite. D'après MATTAUER (1998)



▲ FIGURE 66. Formation d'une écaille de calcite. D'après MATTAUER (1998)

c. Les crochons de faille [pas forcément toujours une microstructure]

- On appelle **crochon de faille** (figure 67) une **courbure des couches géologiques à proximité immédiate et souvent de part et d'autre du plan de faille**.
- Les **crochons**, par leur **forme** et leur **orientation**, sont des outils de **détermination du mouvement en jeu** au niveau de la faille.



Les **crochons de faille** dessinés par la courbure des bancs de part et d'autre d'un plan de faille sont d'excellents indicateurs cinématiques.

▲ FIGURE 66. **Crochons de failles**. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

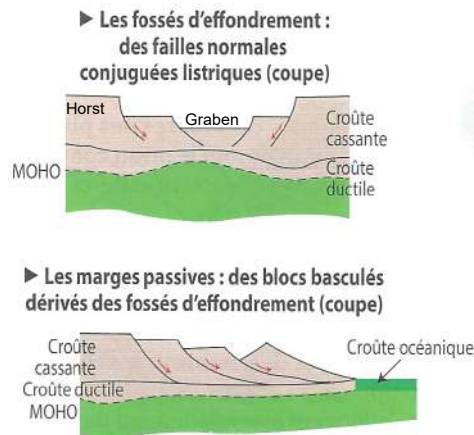
Bien que j'aie ici classé les **crochons** dans les **microstructures**, ceux-ci peuvent être de **taille très variable** : cm, dm, m, dam...

3. La tectonique cassante à l'échelle régionale

- On cherche ici à caractériser la **déformation cassante** à l'échelle **régionale** de manière sommaire.

a. En contexte extensif

α. Une prépondérance des failles normales listriques (= incurvées), formant des blocs basculés lors du rifting et perdurant dans les marges passives



▲ FIGURE 67. **Rifting (en haut) et marge passive (en bas)**. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

- En **contexte extensif**, on trouve typiquement des **failles normales** qui se trouvent être des **failles listriques**, **failles normales profondes qui s'incurvent de manière concave en bas de la croûte** (probablement en lien avec les **changements rhéologiques intracroûte**) (figure 67).
- Lors du **rifting**, **phase d'amincissement de la lithosphère continentale avec remontée de l'asthénosphère**, on assiste à la formation d'un **fossé d'effondrement (graben)**, encadré de **plateaux plus hauts (horsts)**, le tout organisé autour de **failles listriques**.

On appelle **bloc basculé** un **morceau de croûte continentale située entre deux failles listriques**.

- Lorsque l'**océanisation** progresse, les **blocs basculés** situés sur la **marge continentale** demeurent et forment une **marge passive**, **zone de transition entre lithosphère continentale et lithosphère océanique notamment caractérisées par la permanence de blocs basculés hérités du rifting et de sédiments associés à ces structures**.

β. Une variété de failles (dont normales) dans les montagnes en effondrement gravitaire

- Les **montagnes** subissent une **extension tardi-orogénique** lorsque les **contraintes compressives cessent**, ce qui **produit ou fait rejouer des failles variées**, notamment des **failles normales**.

b. En contexte compressif : un faillage varié (notamment inverse), des écaïlles, des chevauchements, du charriage et des écaïlles tectoniques

- Qu'il s'agisse d'une **chaîne de collision**, d'un **prisme d'accrétion** ou encore d'une **cordillère**, les **failles** sont **variées** dans les **zones de convergence**, notamment **inverses**.
- On peut aussi trouver :
 - Des **chevauchements**, **processus de recouvrement de terrains par des terrains au-dessus, remontant par un contact inverse** (revoir figure 61 page 27 + figure 68).
 - Des **nappes de charriage** (figure 68), **couches géologiques ayant subi un déplacement à très grande distance (plus de 5 km) suite à un chevauchement**. La **nappe** est qualifiée d'**allochtone** par rapport aux **couches** sur lesquelles **elle repose** qui constituent l'**autochtone**.

Les **petits lambeaux de nappe de charriage également posés sur l'autochtone mais séparés de la nappe principale** s'appellent des **klippes** (figure 68).

- Des **écaïlles tectoniques**, **unité géologique, peu épaisse mais profonde, de dimension décamétrique à kilométrique, comprimée entre deux réseaux de failles, et souvent chevauchantes** (figure 69).

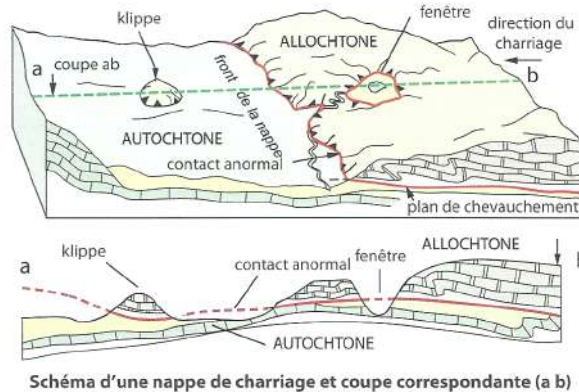
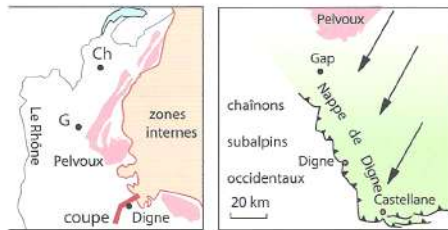
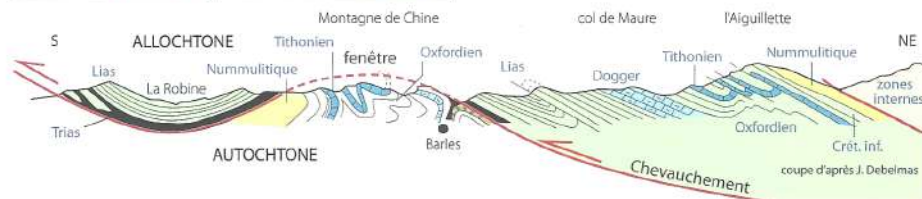


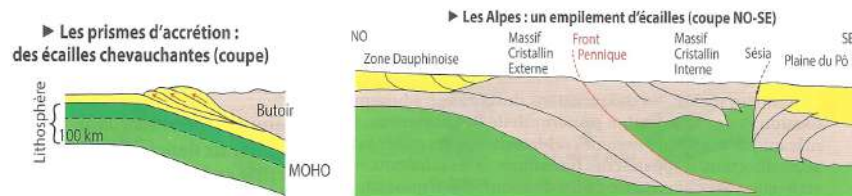
Schéma d'une nappe de charriage et coupe correspondante (a b)



Un exemple de nappe de couverture :
la nappe de Digne au sud des Alpes occidentales. La carte de gauche montre la localisation de la coupe ci-dessous, la carte de droite montre le sens et l'amplitude du déplacement de l'ensemble de la couverture des chaînons subalpins orientaux. Le chevauchement se produit nécessairement après le Nummulitique (Eocène supérieur) qui est présent à la fois dans l'autochtone et dans l'allochtone.



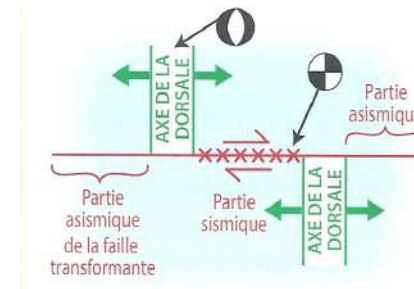
▲ FIGURE 68. Nappe de charriage (et klippe) (chevauchement illustré).
D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)



▲ FIGURE 69. Des écaïles tectoniques. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

c. En contexte transtensif (= de coulisage) : failles transformantes près des dorsales ; failles décrochantes continentales (avec possibilité de bassin en pull-apart)

- En contexte de coulisage, on peut citer :
 - Les **failles transformantes** (figure 70), **failles décrochantes découpant les dorsales perpendiculairement et dont le déplacement accompagne l'accrétion océanique.**
 - Les autres **failles décrochantes** (sur le continent). **Des bassins sédimentaires en parallélogramme ouverts par une extension entre deux failles parallèles très proches, parallèles et légèrement décalées** peuvent être formés : ce sont des **bassins en pull-apart**, ou **bassins transtensifs**, ou **rhombochasmes** (figure 71).



▲ FIGURE 70. Faille transformante. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

► Les bassins en pull-apart
ex : Mer Morte

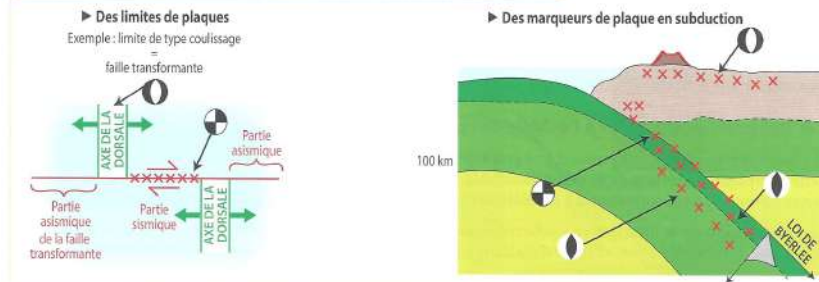


▲ FIGURE 71. Bassin en pull-apart. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

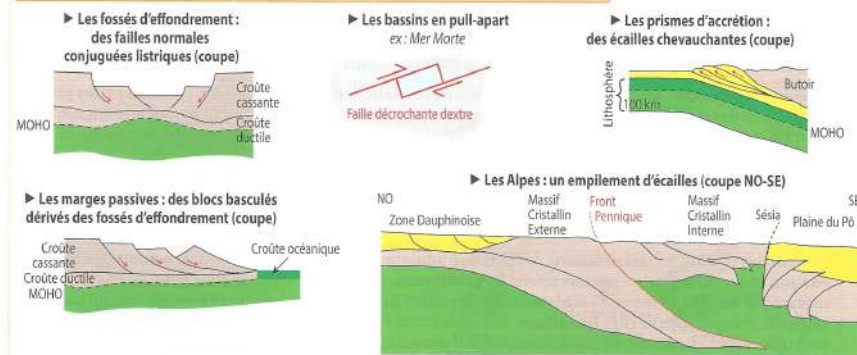
4. Bilan

- Voir figure 72.

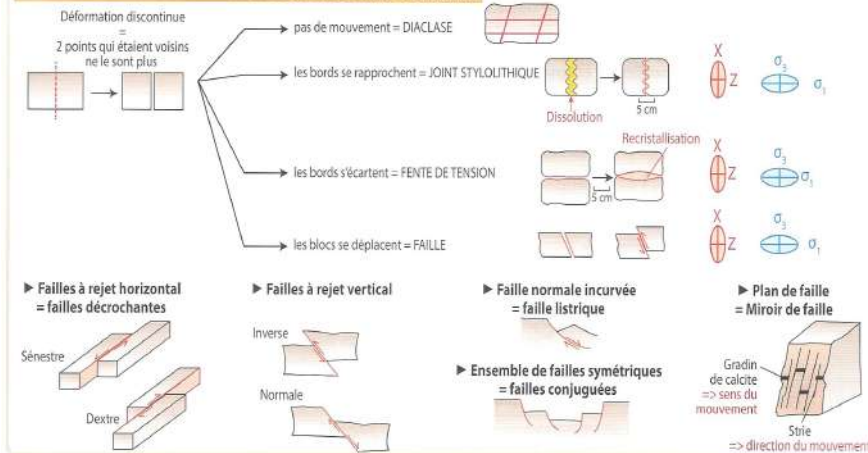
LES DÉFORMATIONS DISCONTINUES À L'ÉCHELLE DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES



LES DÉFORMATIONS DISCONTINUES À L'ÉCHELLE DE L'ENSEMBLE STRUCTURAL RÉGIONAL



LES DÉFORMATIONS DISCONTINUES À L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT



▲ FIGURE 72. Les déformations cassantes à toutes les échelles.
D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

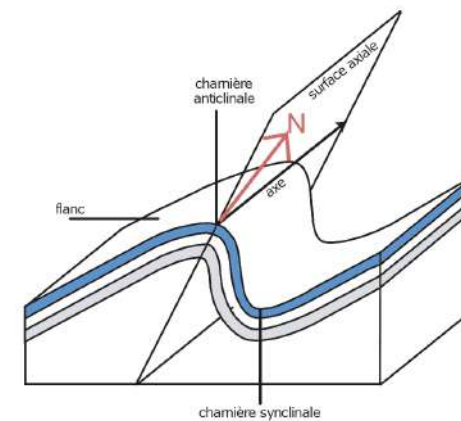
B. La déformation ductile (= souple = continue)

1. Le pli, déformation élémentaire du domaine ductile

a. Le pli et son organisation : une déformation ondulée des couches

- On appelle **pli** une **déformation ductile hétérogène consistant en une déformation ondulée de couches géologiques, opérée presque systématiquement en contexte compressif** (figure 73).
- La **zone de courbure maximale d'un pli** s'appelle la **charnière** ; les **zones situées de part et d'autre** s'appellent des **flancs**. Le **plan passant par la charnière** s'appelle l'**axe du pli**.
- La **partie haute convexe d'un pli** est nommée **antiforme** et la **partie basse concave** est nommée **synforme**.

On notera qu'en coupe, un **antiforme** dessine un « A » et un **synforme** le bas d'un « S »



▲ FIGURE 73. Géométrie d'un pli. D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

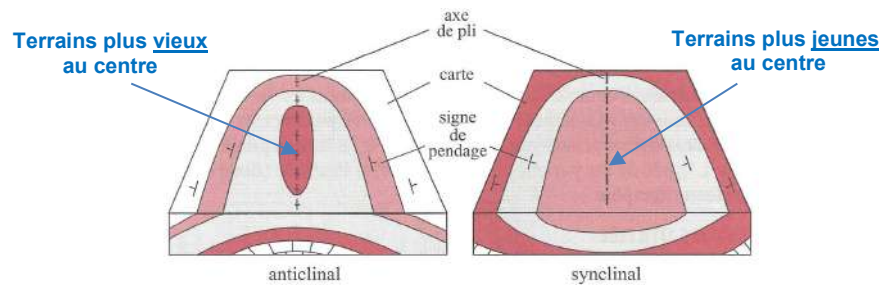
- Notons qu'un **pli** n'a **pas de pendage général** mais que, en chaque point du **pli**, un **pendage particulier** est mesurable.

b. Synclinal et anticlinal

- La **partie d'un pli avec les couches les plus anciennes au milieu** est nommée **anticlinal** et la **partie d'un pli avec les couches les plus jeunes au milieu** est nommée **synclinal** (figure 74).

Attention : « -forme » ne veut pas toujours dire « -clinal »

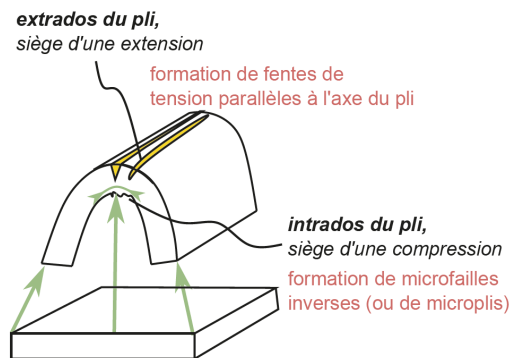
- Un **pli dont la partie convexe est vers le haut** est dit **antiforme**. Il faut toutefois vérifier que **les couches les plus anciennes sont au centre** pour affirmer que c'est un **anticlinal**, car il peut aussi s'agir d'un **synclinal retourné** (**antiforme où les couches centrales sont les plus jeunes**).
- Un **pli dont la partie concave est vers le bas** est dit **synforme**. Il faut toutefois vérifier que **les couches les plus jeunes sont au centre** pour affirmer que c'est un **synclinal**, car il peut aussi s'agir d'un **anticlinal retourné** (**synforme où les couches centrales sont les plus anciennes**).



▲ FIGURE 74. Anticlinal et synclinal en carte et coupe. D'après EMMANUEL et al. (2007)

c. Pli isopaque vs. anisopaque

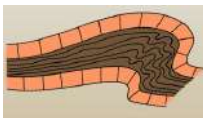
- Un pli est dit **isopaque** s'il possède la **même épaisseur dans tout son volume** ; il est **anisopaque** en cas de **variation d'épaisseur des couches** (épaisseurs des **charnières plus grande que celle des flancs**) (figure 77).
- Un pli isopaque présente (figure 75) :
 - À l'**extrados du pli** : des **fentes de tension** parallèles à l'axe du pli, signe d'une **extension**.
 - À l'**intrados du pli** : des **microfailles inverses**, des **microplis**..., signes d'une **compression**.



▲ FIGURE 75. Géométrie d'un pli. D'après PERRIER, BEAUX et al. (2021)

Remarque : harmonie vs. dysharmonie

Un **pli harmonique** présente **le même style de déformation sur toute son épaisseur et dans toutes ses couches**. Un **pli dysharmonique** [disharmonique ? orthographe peu usitée mais préférable ?] présente un **changement d'amplitude ou de fréquence entre les couches plissées, dessinant des plissements à l'intérieur d'un plus grand pli**.



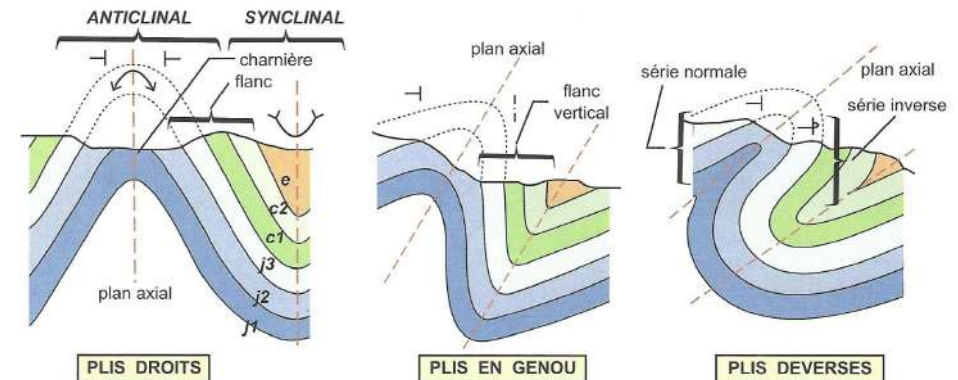
◀ **Pli dysharmonique.**
Universalis.fr (mai 2023)

d. Orientation des plis

- On peut distinguer **différents types de plis** dont voici les principaux (figures 76-77) :
 - Les **plis droits (= symétriques)** présentent un **plan axial vertical**.
 - Les **plis déjetés** présentent un **plan axial oblique et des pendages de flancs opposés**.

Un **pli déjeté dont le pendage d'un flanc est vertical** est nommé **pli en genou**.

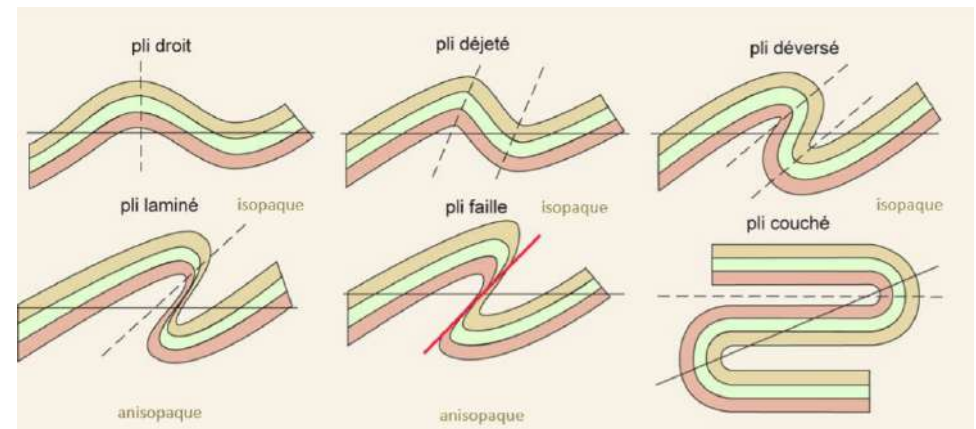
- Les **plis déversés** présentent des **plans axiaux et des flancs ayant la même orientation de pendage (mais pas la même valeur de pendage)**.
- Les **plis couchés** présentent un **plan axial horizontal**.



Les différents types de plis et leur aspect suite à leur érosion partielle.

Les unités stratigraphiques représentées (sous-périodes) s'échelonnent du Jurassique inférieur (j1) à l'Éocène (e). Les symboles des pendages et des charnières sont figurés.

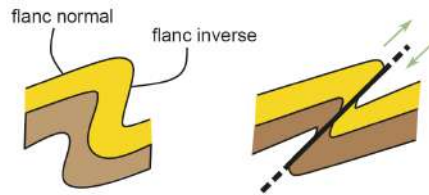
▲ FIGURE 76. Trois exemples de plis. D'après PEYCRU et al. (2015)



▲ FIGURE 77. Quelques types de plis (plis harmoniques). D'après RENARD et al. (2018)

e. La notion de pli-faille : un pli associé à une faille

- On appelle **pli-faille** un **pli** dont l'un des flancs est recoupé par une faille (figure 78).



Formation d'un pli faille.

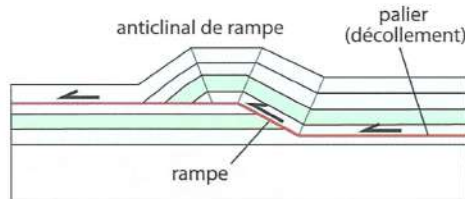
Il y a étirement progressif et amincissement du flanc inverse jusqu'à fracturation : l'anticlinal chevauche alors directement le synclinal sous-jacent.

▲ FIGURE 78. **Pli faille**. D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

f. La notion de rampe : une faille inverse qui facilite le glissement et le plissement en lien avec des couches-savons

- On appelle **rampe (tectonique)** une **faille inverse** [donc de la déformation cassante] qui affecte des structures géologiques en assurant une continuité un niveau de décollement situé à la base de la faille et un autre niveau de décollement situé au sommet (figure 79).

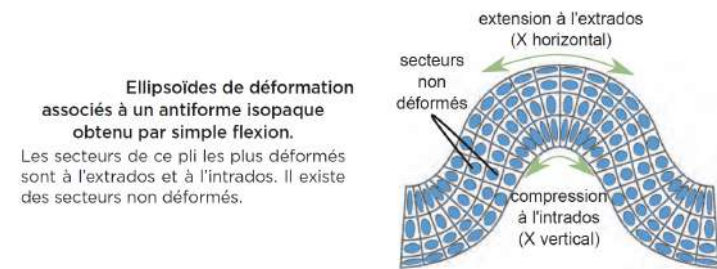
La mise en place d'écaillés tectoniques peut faire appel à ces structures.



▲ FIGURE 79. **Rampe tectonique**. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

g. Des ellipsoïdes sur les plis ?

- Comme nous l'avons vu **plus haut** (pages 6-7), le **pli** étant une **déformation hétérogène**, il ne peut être étudié que selon une **dimension homogène** ou bien en réduisant l'ensemble de la structure à des **déformations homogènes élémentaires** au niveau desquelles on peut dessiner des **ellipses** ou **ellipsoïdes de déformation** (figure 80).
- Bien que ce point soit discuté entre collègues de classe préparatoires, il semble pertinent de penser qu'**aucune ellipsoïde des contraintes ne peut être dessinée dans le domaine ductile**.

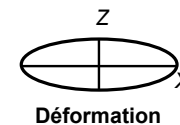
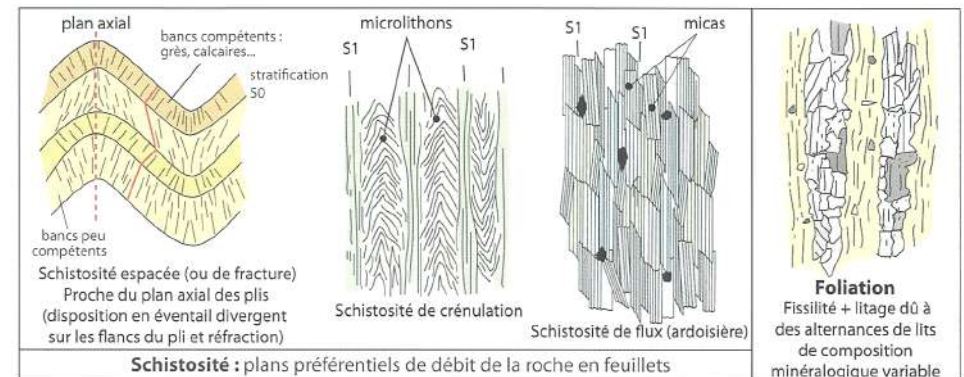


▲ FIGURE 80. **Ellipsoïdes de déformation dans un pli isopaque**. D'après PERRIER, BEAUX *et al.* (2021)

2. Les microstructures ductiles

a. Les schistosités et foliations : une répartition planaire des minéraux

- Dans les **roches métamorphiques**, les **minéraux** sont souvent **répartis** selon une **orientation préférentielle héritée** des **contraintes** ayant **présidé** lors des **recristallisations** ou **néoformations** de minéraux.



Foliation dans un gneiss
Wikipédia

▲ FIGURE 81. **Schistosité et foliation**. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

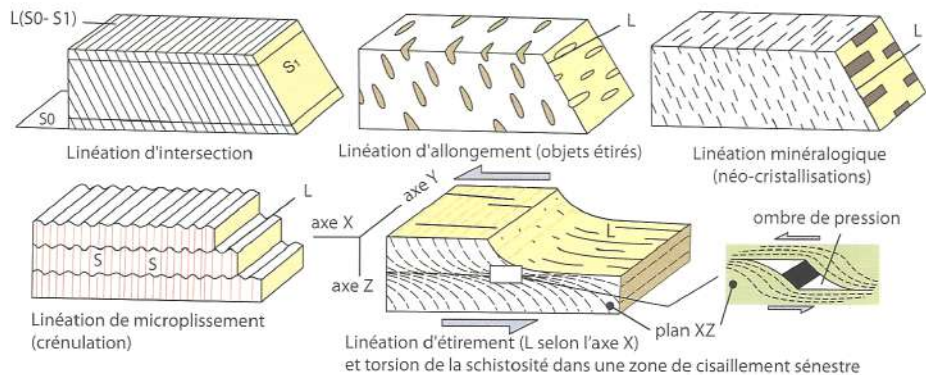
- On peut appeler (figure 81) :
 - **Schistosité** un **ensemble de structures planaires, liées à la répartition de minéraux souvent recristallisés sous l'effet de la contrainte, constituant des zones de clivage préférentiel (« débit schisteux »).**
Le détail des différents types de schistosités (figure 81) est renvoyé à la BCPST2

On peut distinguer :

- Les **schistosités pénétratives**, qui affectent la totalité de la roche.
- Les **schistosités non pénétratives**, qui affectent des zones données de la roche séparées par des zones non schisteuses (nommées **microlitons**).
- **Foliation** (ou **schistosité cristallophyllienne**) un **ensemble de structures planaires constituée de lits clairement différenciés de minéraux néoformés, sans forcément constituer des zones de net clivage mécanique.**
- Les **plans de foliation ou de schistosité** sont souvent appelés **surfaces S**.
On peut aussi distinguer la **stratification sédimentaire**, en la notant **S0**, de la **schistosité ou foliation** qu'on note **S1**.
Dès que le **métamorphisme** est d'**intensité moyenne**, la **stratification** se **fond** avec la **schistosité-foliation**.
- Déformationnellement, les **schistosités-foliations** matérialisent le plan **XY**.

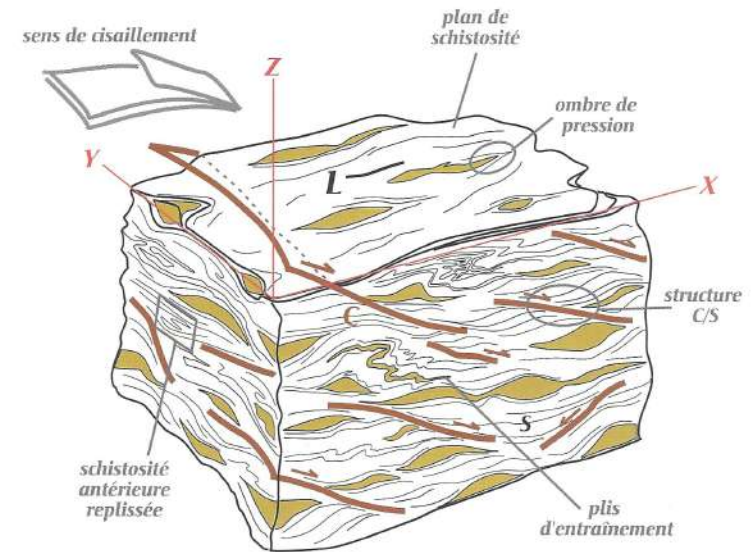
b. Les linéations : une répartition linéaire des minéraux

- On appelle **linéations** des **lignes continues ou discontinues de minéraux se répartissant dans le sens de la contrainte** (figure 82).
- Elles sont **souvent dans le plan de la schistosité / foliation, par exemple** :
 - **Linéations d'allongement** (minéraux ou grains s'allongeant sous l'effet de la contrainte)
 - **Linéations minérales** (minéraux cristallisant dans le sens de la contrainte)
- Elles peuvent aussi parfois **recouper la schistosité / foliation** (**linéations d'intersection**).

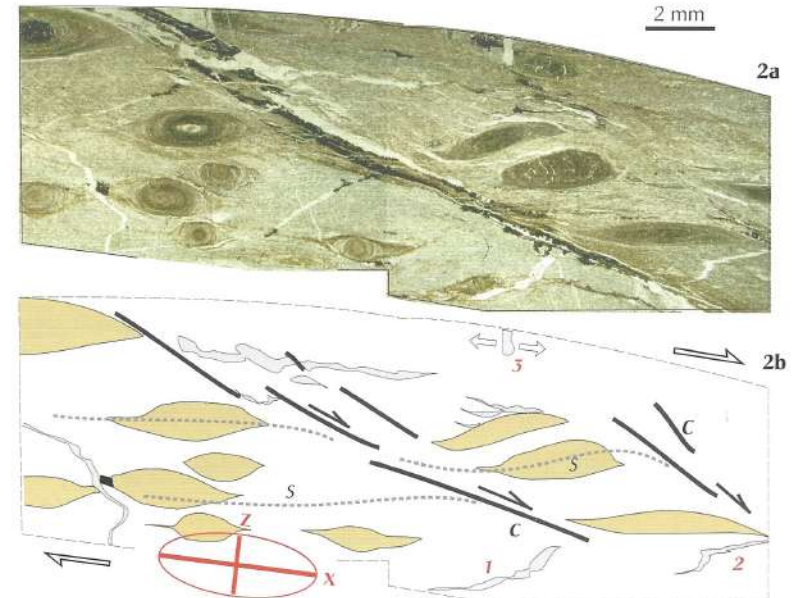


▲ FIGURE 82. **Linéations**. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

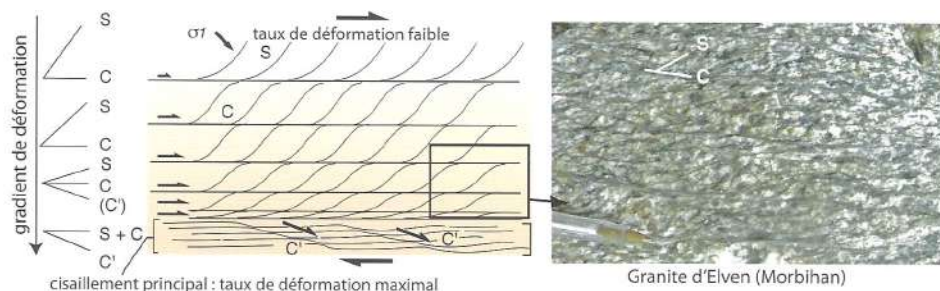
c. Les structures C/S : une interaction schistosité-cisaillement



2 Déformations enregistrées par un calcaire oolithique (2a) et leur interprétation (2b)



▲ FIGURE 83. **Structures C/S**. D'après BEAUX *et al.* (2010)

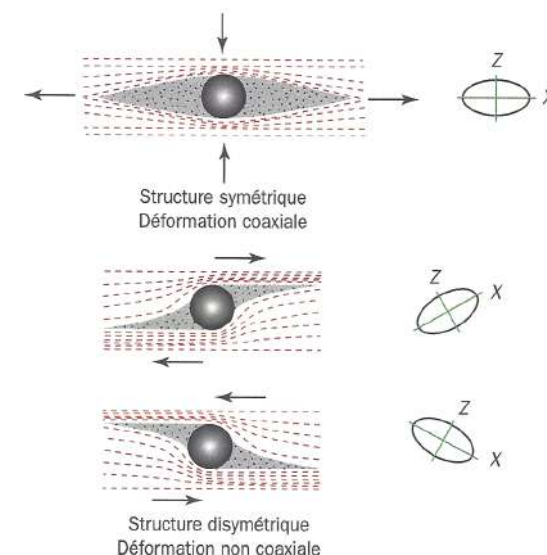


Les structures C/S dans les granites soumis à une déformation lors de leur refroidissement
 La fabrique comporte d'abord des plans de schistosité (S) correspondant au plan d'aplatissement de la matière. Puis, apparaissent des plans de glissement ou de cisaillement (C). Les plans S se rapprochent des plans C à déformation croissante. Dans la zone de cisaillement principale, S et C sont confondus, des plans C' apparaissent.

▲ FIGURE 84. Structures C/S. D'après LAGABRIELLE *et al.* (2013)

- Les **structures C/S** (figures 83-84) ont des **structures minérales sigmoïdes formées, au sein d'une roche avec une schistosité ou foliation (S), par des minéraux qui cristallisent dans le sens d'un cisaillement ultérieur (C)**.

* Cisaillement au sens strict = cisaillement simple



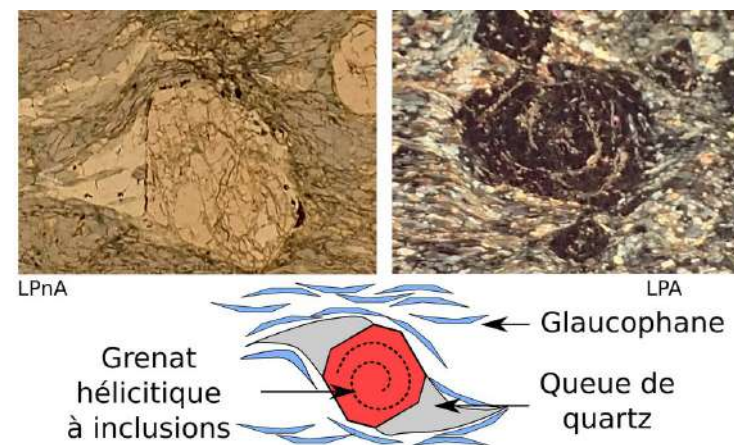
▲ FIGURE 85. Ombres de pression et régime de contrainte associé (+ ellipses de déformation).
 D'après ROBERT & BOUSQUET (2013)

d. Les ombres de pression (= queues de cristallisation), zones de moindre contrainte où cristallisent des minéraux

- On appelle **ombres de pression** ou **queues de cristallisation** les **zones de recristallisations minérales dans le sens d'allongement d'une roche, dans une zone de moindre contrainte située sur les côtés d'un grain minéral** (figure 85).
- La **structure formée** est **symétrique** dans le cas d'un **cisaillement pur**, et présente une **dissymétrie** dans le cas d'un **cisaillement simple**. Il s'agit donc d'un **outil cinématique** précieux.

Note

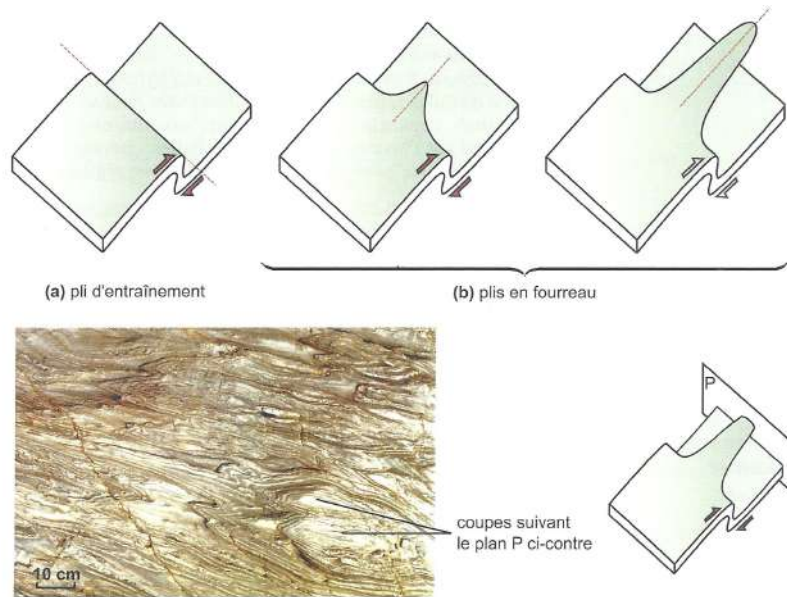
- Il existe par ailleurs des **minéraux hélicitiques** (souvent des **grenats**) (figure 85) qui sont des **minéraux de roches métamorphiques au sein desquels de plus petits minéraux ont cristallisé alors que le minéral principal subissait une rotation, les petits minéraux dessinant alors des structures spiralées consécutives à la rotation**.



▲ FIGURE 86. Un grenat hélicitique.
<https://www.svt-lycee-elorn.ovh/schiste.php> (consultation mars 2024)

e. Une figure plissée particulière : les plis en fourreau

- **Pli en fourreau** : pli en doigt de gant formé dans des zones profondes de forte ductilité (figure 85).



(a et b) Mécanisme de formation d'un pli en fourreau ; (c) photographie d'une falaise de Belle-île (Bretagne) montrant des coupes transversales du « fourreau ».

▲ FIGURE 87. **Pli en fourreau**. D'après PEYCRU *et al.* (2015)

3. La déformation ductile à l'échelle lithosphérique ou régionale

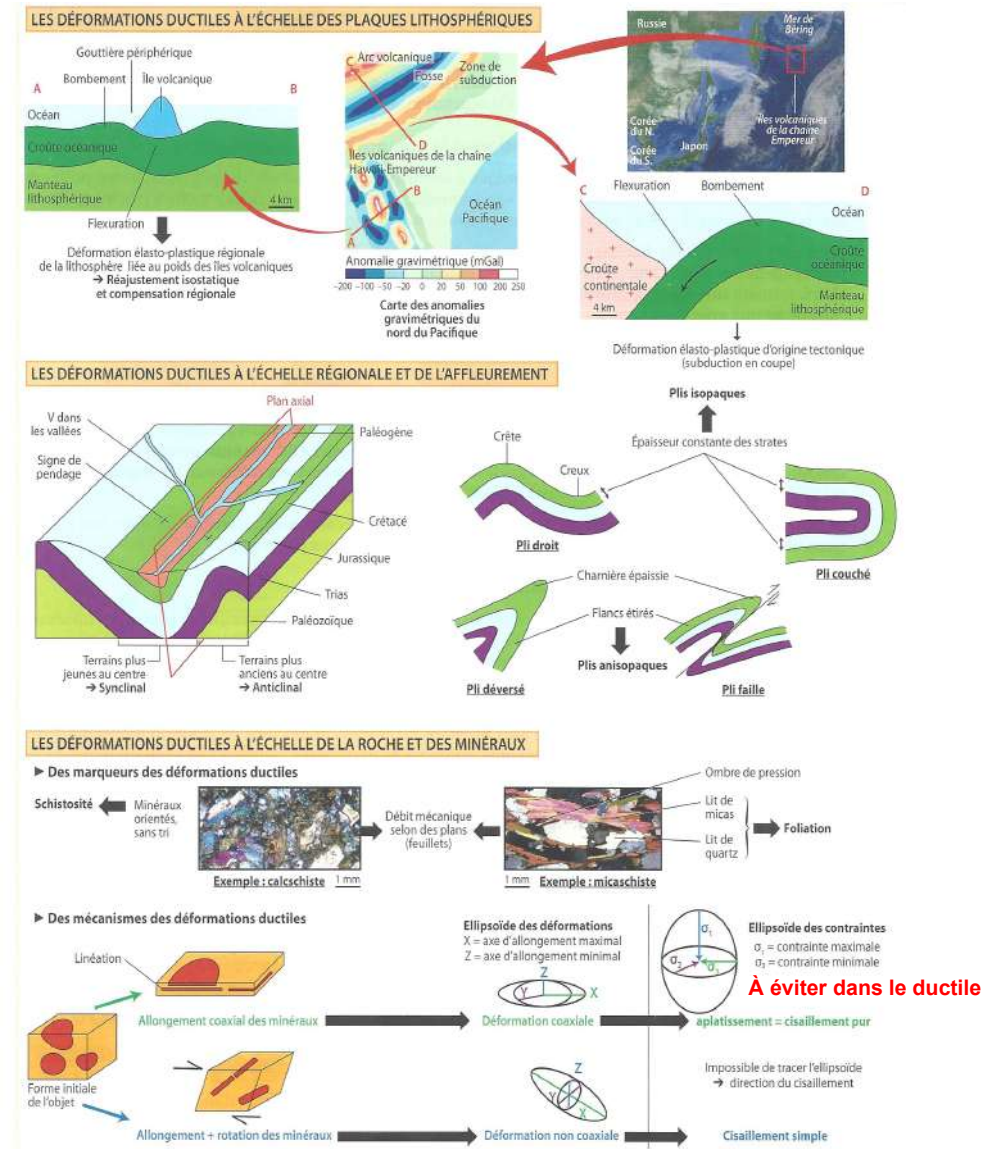
a. La flexure lithosphérique (échelle lithosphérique)

- On appelle **flexure lithosphérique** les phénomènes de **bombement élastique, concave ou convexe, de la lithosphère à grande longueur d'onde sous des effets tectoniques globaux ou des effets gravitaires**.
- Cette flexure peut se manifester dans des contextes variés : zone de **subduction** (rebond en amont des fosses), **île volcanique** (inflexion lithosphérique sous l'île), bassins d'avant-pays en avant des chaînes de montagne (flexure sous l'effet de la charge sédimentaire)...

b. Les domaines plissés (échelle régionale)

- Surtout présents en **contexte convergent**, les **domaines plissés** sont de nature **variée**.

4. Bilan



▲ FIGURE 88. **La déformation ductile**. D'après BORDI, SAINTPIERRE *et al.* (2021)

III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences

Voir **chapitre 21**
(à revoir absolument)

Capacités exigibles

- ✓ **Expliquer** la notion de magnitude et les ordres de grandeurs et comparer la magnitude de moment à une intensité type MSK.
- ✓ **Relier** les notions de magnitude et de temps de récurrence à l'évaluation de l'aléa sismique.
- ✓ **Expliquer** la notion de risque : distinguer les concepts d'aléa et de risque.
- ✓ **Discuter** la notion de cycle sismique en la confrontant avec des données géodésiques actuelles.
- ✓ **Exploiter** des données de mécanismes au foyer.
- ✓ **Relier** ces données aux contextes géodynamiques.
- ✓ **Exploiter** et **relier** des données de géodésie spatiale (GPS) permettant la surveillance des failles actives et la quantification de l'aléa par mesure de l'accumulation de déformation élastique autour de ces failles.
- ✓ **Comparer** en ordre de grandeur les déplacements (temps, distance, mouvement des plaques, mesures locales).

Bilan (adapté du programme)

- ✓ L'étude des séismes et l'évaluation des aléas sismiques passent par la **description des événements** et par des **mesures** et des **calculs** (magnitude, mécanismes au foyer, déplacement par GPS...).
- ✓ La **relaxation rapide d'énergie** accumulée par les **déformations élastiques**, mesurables par **géodésie spatiale**, est responsable de la formation des **séismes**. La notion (historique) de **cycle sismique** rassemble l'**accumulation de déformation élastique** et le **rebond sismique**.
- ✓ Pour un séisme donné, le **mécanisme au foyer** permet l'analyse de la **géométrie** de la **faille** et de son **mouvement**. L'étude d'un ensemble de **mécanismes au foyer** dans une **région donnée** permet de caractériser et modéliser le **contexte tectonique**.
- ✓ La **distribution mondiale** des **séismes** et la **variabilité** des mécanismes au foyer renseigne sur la **géodynamique globale** et sur les **frontières de plaques**.
- ✓ Les **mesures de géodésie spatiale** par **GPS** permettent d'évaluer les **déplacements instantanés**, de les comparer à ceux déterminés à l'échelle des frontières de plaque (en termes de bilan de déformation) et de préciser la **connaissance de l'aléa** localement

Références

- AUBOIN, J., J. DERCOURT & B. LABESSE (1970). *Manuel de travaux pratiques de cartographie. 1^{er} cycle et maîtrise*. Dunod, Paris.
- BARD, J.-P. (1990). *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. Masson, Paris, 2^e édition (1^e édition 1980).
- BARDINTZEFF, J.-M. (2006). *Volcanologie*. Dunod, Paris, 3^e édition (1^e édition 1991).
- BAROIS, P. (2004). *Guide encyclopédique des volcans*. Delachaux et Niestlé, Paris.
- BAUDE, D., Y. JUSSEURAND (dir.), A. ANDRÉ, V. CAILLAU, A. CAILLETTE, P. CHAUVEL, A. DE QUILLACQ, F. EL AZIZ KHALIL, I. GASPERINI, V. JOYEUX, F. LABAUNE, P. DE MARCHI, A. MÉNARD-PARROD, B. MERLANT, M. PAULHIAC-PISON, P. PILLOT, S. RABOUIN, P. ROGER & R. TOURRET (2019). *Sciences de la Vie et de la Terre. 1^{re}. Enseignement de spécialité*. Bordas, Paris.
- BAUDE, D., Y. JUSSEURAND (dir.), A. ANDRÉ, X. BERTHON, A. CAILLETTE, P. CHAUVEL, P. COSENTINO, I. GASPERINI, M. GAUJOUX, V. JOYEUX, F. LABAUNE, P. DE MARCHI, A. MÉNARD-PARROD, B. MERLANT, P. PILLOT, S. RABOUIN, P. ROGER & R. TOURRET (2020). *Sciences de la Vie et de la Terre. 7^e. Enseignement de spécialité*. Bordas, Paris.
- BEAUX, J.-F. & A. MAMECIER (2012). *Les sciences de la Terre*. Nathan, Paris, 2^e édition (1^e édition 2010).
- BEAUX, J.-F., J.-F. FOGELGESANG, P. AGARD & V. BOUTIN (2011). *Atlas de Géologie Pétrologie. BCPST 1^{re} et 2^e années*. Dunod, Paris.
- BIJU-DUVAL, B. (1999). *Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation du pétrole*. Technip, Paris, Institut français du pétrole (École du Pétrole et des Moteurs), Rueil-Malmaison (92).
- BISHOP, A. C., W. R. HAMILTON, A. R. WOOLEY (2001). *Guide des minéraux, roches et fossiles*. « Les Guides du naturalistes », Delachaux et Niestlé, Paris, 336 pages.
- BORDI, C., F. SAINTPIERRE (dir.), M. ALGRAIN, R. BOUDJEMAI, H. CLAUCE, O. GUIPPONI & Y. KRAUSS (2018). *Mémento Géologie BCPST 1^{re} et 2^e années*. Vuibert, Paris.
- BORDI, C., F. SAINTPIERRE (dir.), M. ALGRAIN-PITAVY, R. BOUDJEMAI, H. CLAUCE, O. GUIPPONI & Y. KRAUSS (2021). *Mémento Géologie BCPST 1^{re} et 2^e années*. Vuibert, Paris.
- BOTTINELLI, L., A. BRAHIC, L. GOUGUENHEIN, J. RIPERT & J. SERT (1993). *La Terre et l'Univers. Sciences de l'Univers*. Hachette, Paris.
- BÜRGEMANN, R. & G. DRESEN (2008). Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**: 531-567. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326>
- CAMPY, M. & J.-J. MACAIRE (2003). *Géologie de la surface*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^e édition 1989).
- CARON, J.-M., A. GAUTHIER, J.-M. LARDEAUX, A. SCHAAF, J. ULYSSE & J. WOZNIAK (2003) (2^e édition, 1989). *Comprendre et enseigner la planète Terre*. Ophrys, Gap – Paris, 303 pages.
- CHAMLEY, H. (2000). *Bases de sédimentologie*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^e édition 1987).
- CHANTRAINE, J., A. AUTRAN, C. CAVELIER (dir.) et collaborateurs (2003). *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*. Service géologique national, Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans, 6^e édition.
- CHEN, Z., D. LAVOIE, C. JIANG, M. J. DUCHESNE & M. MALO (2016). *Caractéristiques géologiques et évaluation des ressources pétrolières de la Formation de Macasty, Ile d'Anticosti, Québec, Canada*. Geological Survey of Canada, Open File **8019**. <https://doi.org/10.4095/297893>
- COJAN, I. & M. RENARD (2006). *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 2^e édition (1^e édition 1999).
- CORBOZ, P. & W. FREI (2013). Application de la sismique hybride dans les sous-sols instables. *Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, **25** : 331-340. https://wp.unil.ch/risk/files/2013/11/27_Corboz_MemSVSN2013_C_Li.pdf (consultation janvier 2022)
- CORDIER, P. & H. LEROUX (2008). *Ce que disent les minéraux*. Belin, Paris.
- COUVET, D. & A. TEYSSÈRE-COUVET (2010). *Écologie et biodiversité. Des populations aux socioécosystèmes*. Belin, Paris.
- DANIEL, J.-Y. (dir.), A. BRAHIC, M. HOFFERT, R. MAURY, A. SCHAAF & M. TARDY (2006). *Sciences de la Terre et de l'Univers*. Vuibert, Paris, 2^e édition (1^e édition 1999).
- DAUTEL, O. (dir.), A. PROUST, M. ALGRAIN, C. BORDI, A. HELME-GUIZON, F. SAINTPIERRE, M. VABRE & C. BOGGIO (2017). *Biologie Géologie BCPST 1^{re} année*. Vuibert, Paris.
- DAUTEL, O. (dir.), C. BORDI, F. SAINTPIERRE, M. ALGRAIN-PITAVY, M. QUERTINIEZ, A. PROUST, M. VABRE, A. HELME-GUIZON & B. MOLLIER (2019). *Biologie Géologie BCPST 2^e année*. Vuibert, Paris.
- DAUTEL, O. (dir.), M. ALGRAIN-PITAVY, C. BORDI, A. HELME-GUIZON, B. MOLLIER, A. PROUST, M. QUERTINIEZ, F. SAINTPIERRE & M. VABRE (2021). *Prépas scientifiques BCPST 1^{re} année. Biologie Géologie. Tout-en-un*. Vuibert, Paris.
- DELMAS, R., S. CHAUZY, J.-M. VERSTRAETE & H. FERRÉ (2007). *Atmosphère, océan et climat*. Belin, Paris.
- DENEUD, J., T. FERROIR, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON, M.-L. PONS & F. TEJEDOR (2011). *Biologie-Géologie BCPST-véto 2^e année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.

- DENÉUD, J., C. GODINOT, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON & F. TEJEDOR (2013). *Biologie-Géologie BCPST-véto 1^{re} année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DENÉUD, J., C. GODINOT, O. GUIPPONI, H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON, M.-L. PONS & F. TEJEDOR (2014). *Biologie-Géologie BCPST-véto 2^e année*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- DERCOURT, J. (2002). *Géologie et géodynamique de la France. Outre-mer et européenne*. « Sciences Sup », Dunod, Paris, 3^e édition (1^{re} édition 1997), 330 pages.
- DERCOURT, J., J. PAQUET, P. THOMAS & C. LANGLOIS (2006). *Géologie. Objets, méthodes et modèles*. Dunod, Paris, 12^e édition (1^{re} édition 1974).
- DUCO, A. (dir.), A. CARPENTIER, F. CELLE, G. DAOUST, N. DEWITZ, C. ETNER, H. FROISSARD, C. LAVILLE, A.-M. LE MOINE, L. LOISON, C. MÉMETEAU, B. MSIHID, J.-M. PICOCHÉ, S. REBULARD, P. REY, A. TASSEL, P.-O. THÉBAULT, E. SALGUEIRO, A. SEGUIN & S. VIGIER, 2010. *Sciences de la Vie et de la Terre Seconde*. Belin, Paris.
- EMMANUEL, L., M. DE RAFÉLIS & A. PASCO (2007). *Maxi fiches Géologie*. Dunod, Paris.
- FETTES, D. & J. DESMONS (dir.) (2007). *Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- FOUCAULT, A. & J.-F. RAOULT (2005). *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 6^e édition (1^{re} édition 1980).
- FOSSEN, H. (2016). *Structural geology*. 2nd édition (1st édition 2010), Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- FOUCAULT, A., J.-F. RAOULT, F. CECCA & B. PLATEVOET (2014). *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 8^e édition (1^{re} édition 1980).
- GODINOT, C., H. MOREAU, M. PAULHIAC-PISON & F. TEJEDOR (2010). *Biologie-Géologie 1^{re} année BCPST-véto*. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.
- GUILLERME, D., M. JUBAULT-BREGLER (dir.), O. AVISSEAU, S. BIHEL, N. BIHEL, Y. BOURVEN, V. BOUTIN, P. COMBEMOREL, P. DELHOUME, J.-M. DUPIN, A. FLORIMOND, V. GUILI, É. LE BRIS, M. MAHÉ, A. MÉRAH, É. RAINOUARD, M. RAJCHENBACH & F. SAINTPIERRE (2019). *Sciences de la Vie et de la Terre 1^{re}. Enseignement de spécialité*. Nathan, Paris.
- HAMAI, L. (2016). *Étude thermodynamique de la zone de transition mer-continent de la marge algérienne : implication géodynamique*. Thèses de doctorat, Université Côte d'Azur, Nice.
- JAUJARD, D. (2015). *Géologie. Géodynamique. Pétrologie. Études de terrain*. Maloine, Paris.
- JOLIVET, L. & H.-C. NATAF (1998). *Géodynamique*. Dunod, Paris.
- JUNG, J. (1958). *Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives*. Masson et Cie, Paris.
- JUTEAU, T. & R. MAURY (2008). *La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes*. Vuibert, Paris.
- KRÉMEUR, A.-S., A. VINCENT & N. COLTICE (2019). *Géologie*. Dunod, Paris.
- KRISHNARAJA, A. R., S. KANDASAMY & M. KOWSALYA (2018). Influence of polymeric and non-polymeric fibers in hybrid engineered cementitious composites. *Romanian Journal of Materials*, **48** (4), 507-513.
- LACOSTE, A. & R. SALANON (1969). *Éléments de biogéographie et d'écologie*. Nathan, Paris.
- LAGABRIELLE, Y., R. MAURY & M. RENARD (2013). *Mémo visuel de Géologie. L'essentiel en fiches. Licence. Prépas. CAPES*. Dunod, Paris.
- LAY, T. (2015). Chapter 1.22. Deep Earth Structure: Lower Mantle and D'. In G. SCHUBERT (dir.). *Treatise on Geophysics (Second Edition). Volume 1. Deep Earth Seismology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 638-723. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00019-1>
- LIZEAUX, C., D. BAUDE (dir.), V. AUDEBERT, C. BRUNET, G. GUTJAHR, Y. JUSSEMERAND, A. MATHEVET, P. PILLOT, S. RABOUIN & A. VAREILLE, 2007. *SVT Sciences de la Vie et de la Terre Première S*. Bordas, Paris.
- LIZEAUX, C., D. BAUDE (dir.), C. BRUNET, A. CHASLEIX, B. FORESTIER, G. GUTJAHR, Y. JUSSEMERAND, A. MATHEVET, P. PILLOT, S. RABOUIN & A. VAREILLE, 2010. *Sciences de la Vie et de la Terre Seconde*. Bordas, Paris.
- LOWRIE, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics. Second Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- MACKENZIE, W. S. & A. E. ADAMS (2005). *Initiation à la pétrographie*. Dunod, Paris, 3^e édition (1^{re} édition 1992), 192 pages.
- MARSHAK, S. (2010). *Terre, portrait d'une planète*. Traduction O. ÉVRAD. De Boeck, Bruxelles (3^e édition américaine 2008).
- MASCLE, G. (2008). *Les roches, mémoire du temps*. EDP Sciences, Les Ulis (91).
- MATTAUER, M. (1998). *Ce que disent les pierres*. Belin – Pour la Science, Paris.
- MEHIER, B. (1995). *Magmatisme et tectonique des plaques*. Ellipses, Paris.
- MERCIER, J., P. VERGÉLY & Y. MISSENERARD (2016). *Tectonique*. 4^e édition (1^{re} édition 1992), Dunod, Malakoff.
- NALIBOFF, J. B., S. J. H. SUITER, G. PÉRON-PINVIDIC, P. T. OSMUNDSEN & J. TETREAU (2017). Complex fault interaction controls continental rifting. *Nature communications*, 1179. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00904-x>
- NOUGIER, P. (2000a). *Déformation des roches et transformation de leurs minéraux. Initiation à la tectonique*. Ellipses, Paris.
- NOUGIER, P. (2000b). *Structure et évolution du globe terrestre*. Ellipses, Paris, 2^e édition (1^{re} édition 1993).
- PERRAS, M. A. & M. S. DIEDERICH (2014). A Review of the Tensile Strength of Rock: Concepts and Testing. *Geotechnical and Geological Engineering*, **32** (2): 525-546. <https://doi.org/10.1007/s10706-014-9732-0>
- PERRIER, C. & J.-F. BEAUX (dir.), A. BOUFFIER, L. BOUGEOIS, P. CARRÈRE, T. DARRIBÈRE, J. DÉMARET-NICOLAS, A. EMOND, S. MAURY, O. MONNIER, T. SOUBAYA, A. VERGNAUD & A. WOEHRLÉ (2021). *Biologie-Géologie BCPST 1. Tout-en-un*. Dunod, Malakoff (F).
- PEYCRU, P. (dir.), J.-M. DUPIN, J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. VAN DER REST, F. CARIU, C. PERRIER & B. AUGÈRE (2008). *Géologie tout-en-un 1^{re} et 2^e années BCPST*. Dunod, Paris.
- PEYCRU, P., J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN, C. PERRIER (dir.), B. AUGÈRE, J.-F. BEAUX, C. BECK, F. CARIU, J.-M. DUPIN, J.-L. SCHNEIDER, M. TARDY & C. VAN DER REST (2015). *Géologie tout-en-un BCPST 1^{er} et 2^e années*. Dunod, Paris.
- PEYCRU, P., C. PERRIER, J.-F. FOGELGESANG (dir.), B. AUGÈRE, J.-F. BEAUX, F. CARIU, P. CARRÈRE, T. DARRIBÈRE, J.-M. DUPIN & C. VAN DER REST (2019). *Biologie et géologie. BCPST 1 et 2. Tout-en-fiches*. Dunod, Paris.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE & M. RENARD (2003) (12^e édition, 1965). *Éléments de géologie*. « Masson Sciences », Dunod, Paris, 746 pages.
- POMEROL, C., Y. LAGABRIELLE, M. RENARD & S. GUILLOT (2011). *Éléments de géologie*. Dunod, Paris, 14^e édition (1^{re} édition 1965).
- PLUMMER, C. C., D. H. CARLSON & L. HAMMERSLEY (2016). *Physical Geology. Fifteenth Edition*. McGraw-Hill Education, New York (NJ), USA.
- PREVOT, C., S. REBULARD (dir.), A. BIELLE, C. BORDONADO, A. CARPENTIER, J. FAIVRE, S. FRAYON, G. GEHIN, B. PERIC, L. SALOMON, R. SEYED, É. TREHIOU, M. TREIBER, A. VAN PRAET & I. VELTZ (2019). *SVT 1^{re} enseignement de spécialité*. Belin, Paris.
- PREVOT, C., S. REBULARD (dir.), G. BARTHOLE, C. BORDONADO, R. CADET, S. FRAYON, R. SEYED, É. TREHIOU, M. TREIBER & I. VELTZ (2020). *SVT T^{re} enseignement de spécialité*. Belin, Paris.
- PROVOST, A. & C. LANGLOIS (2011). *Mini manuel de Géologie – Roches et géochimie*. Dunod, Paris.
- RENARD, M., Y. LAGABRIELLE, E. MARTIN & M. DE RAFÉLIS (2018). *Éléments de géologie. 16^e édition du « Pomerol »*. 1^{re} édition 1965 (Armand Colin). Dunod, Paris.
- ROBERT, C. & R. BOUSQUET (2013). *Géosciences. La dynamique du système Terre*. Belin, Paris.
- SANTOS, J. A. N. CATAPANG & E. D. REYTA (2019). Understanding the Fundamentals of Earthquakes signal Sensing Network. *AnalogDialogue*, **53**(3): 11 pp. <https://www.analog.com/media/en/analog-dialogue/volume-53/number-4/understanding-the-fundamentals-of-earthquake-signal-sensing-networks.pdf> (consultation janvier 2022).
- SARAO, A., M. SUGAN, G. BRESSAN, G. RENNER & A. RESTIVO (2021). A focal mechanism catalogue of earthquakes that occurred in the southeastern Alps and surrounding areas from 1928–2019. *Earth System Science Data*, **13** (5): 2245–2258. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2245-2021>
- SCHUELLER, S. (2004). *Localisation de la déformation et fracturation associée. Étude expérimentale et numérique sur des analogues de la lithosphère continentale*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00009829/>
- TAVERNIER, R. & J. LAMARQUE (1996). *Enseigner la biologie et la géologie à l'école élémentaire*. Bordas, Paris.
- VAN DER PLUIJM, B. A. & S. MARSHAK (2004). *Earth Structure. An introduction to structural geology and tectonics*. Norton & Company, New York (NY), USA.
- VIDAL, P. (1994). *Géochimie*. Dunod, Paris.

Plan du chapitre

Objectifs : extraits du programme	1
Introduction	2
I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques	3
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation	3
1. La déformation, une modification géométrique des objets	3
a. La déformation : un changement de forme ($\leftarrow$ distorsion), orientation ($\leftarrow$ rotation) et/ou localisation ($\leftarrow$ translation) d'un objet	3
b. Typologies de la déformation	3
α. La rupture ou le fluage : déformation discontinue (= discrète = cassante = fragile) vs. continue (ductile = souple)	3
β. Parallélisme des droites ou courbure : déformation homogène (cisaillement homogène au sens large) vs. hétérogène	4
γ. Focus sur le cisaillement homogène : cisaillement simple (aplatissement-étirement sans rotation : déformation coaxiale) et cisaillement pur [cisaillement au sens le plus strict] (rotation : déformation non coaxiale)	4
c. Une déformation modélisable dans un repère orthonormé par un ellipsoïde (3D) ou une ellipse (2D) des déformations	4
α. Des ellipsoïdes de déformation comprenant un axe de plus grand allongement (X), un axe de plus grand raccourcissement (souvent Z) et, en 3D, un axe intermédiaire (souvent Y)	4
β. Application à la déformation ductile homogène : cisaillements purs et simples	5
d. De la déformation incrémentale à la déformation finie	5
α. Notions de déformation incrémentale et déformation finie (= totale)	5
β. Un chemin de déformation souvent difficile à reconstituer en cas de déformation complexe (déformation hétérogène)	5
e. La quantification de la déformation homogène	6
α. La quantification de la déformation linéaire (typiquement applicable dans le cas d'un cisaillement pur... mais aussi simple) : extension (ϵ ou ϵ), étirement (S) et élongation quadratique (λ)	6
β. La quantification de la déformation cisailante au sens strict (= par cisaillement simple) : angle de déformation ψ et déformation cisailante γ	6
γ. La quantification de la déformation avec une composante linéaire et une composante cisailante : toutes les quantifications précédentes	6
f. L'étude des situations hors de la déformation continue homogène	6
α. L'étude de la déformation continue hétérogène	6
β. L'étude de la déformation discontinue	7
g. Déformation distribuée (= diffuse) ou localisée	8
h. Notion de tectonite : une roche « tectonisée » (= notablement déformée)	9
2. La déformation, une réponse dynamique à des contraintes	9
a. Notion de contrainte σ : la résultante des forces appliquées en un point	9
b. La décomposition d'une contrainte dans un plan : contrainte normale σ_N (composante compressive) et contrainte tangentielle (composante cisailante s. str.) $\sigma_T = \tau$	9
c. Les ellipsoïdes (3D) de contraintes (ou ellipses en 2D), un outil de compréhension de la compression-étirement (cisaillement pur)	10
α. Trois composantes en 3D formant une ellipsoïde des contraintes : σ_1 (contrainte maximale), σ_2 (contrainte intermédiaire) et σ_3 (contrainte minimale)	10
β. Contraintes isotropes ($\rightarrow$ compaction) vs. anisotropes ($\rightarrow$ compaction + déformation)	10
γ. De l'ellipsoïde des déformations à l'ellipsoïde des contraintes	11

δ. La nécessité de vérifier la coaxialité d'une déformation avant d'inférer un ellipsoïde de contrainte, adapté aux seules situations de cisaillement pur	11
ε. Contrainte moyenne, contrainte déviatorique (= déviateur), contrainte différentielle	11
d. Bilan sur le lien déformation-contrainte dans le cadre des cisaillements pur et simple	12
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation	12
1. Modalités de l'étude expérimentale de la déformation rocheuse	12
a. L'étude de la réponse à la compression : des cylindres de roches placés dans des presses triaxiales	12
b. L'étude la réponse à la traction : des cylindres ou des parallélépipèdes de roches soumis à un test de traction	13
2. Une réponse typique en trois temps : fluage élastique, fluage plastique, rupture	13
a. L'absence de réponse déformationnelle aux faibles contraintes	13
b. Une déformation réversible : le domaine ductile élastique	13
c. Une déformation irréversible (= définitive) : le domaine ductile plastique ; notions de déformation résiduelle et de fluage à contrainte constante	13
d. Une déformation cassante : la rupture	14
3. L'influence de divers paramètres physico-chimiques sur la déformation	14
a. Le facteur lithologique et minéralogique (la composition de la roche) et la notion de compétence des roches	14
b. Le facteur pression lithostatique (et donc profondeur)	14
c. Le facteur température (qui augmente également avec la profondeur et dépend du contexte géodynamique)	14
d. Le facteur fluides (pressions des fluides) : une action variable qui dépend de la pression lithostatique	15
e. Le facteur temps : la vitesse de charge	15
α. Un paramètre expérimental loin des valeurs réelles	15
β. Une lenteur qui favorise la ductilité	15
f. Remarque : une résistance généralement moindre à la traction qu'à la compression	16
g. Bilan	16
4. La déformation rocheuse réelle sur le temps long : fluages primaire, secondaire et tertiaire	16
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère	17
1. Le recours à deux lois physiques empiriques	17
a. Une loi exprimant la contrainte de rupture de tout matériau en fonction de la profondeur : la loi de friction (= de frottement) de BYERLEE	17
b. Une loi, propre à chaque matériau, exprimant la limite d'élasticité d'un matériau en fonction de la profondeur : la loi de fluage	17
2. La combinaison de ces deux lois physiques, une opération à l'origine des profils rhéologiques de la lithosphère	18
a. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère continentale (en compression) : deux modèles principaux	18
α. Une enveloppe rhéologique à quatre niveaux modélisés par deux minéraux dominants (quartz, olivine)	18
β. Une enveloppe rhéologique à (cinq-)six niveaux modélisés par trois minéraux dominants (quartz, feldspath, olivine) [pour information ?]	19
b. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère océanique (en compression)	19
3. Limites et variations (spatiales et temporelle) des enveloppes rhéologiques : une réalité plus complexe et diverse que le modèle	19
a. L'importance des matériaux retenus (impact sur les lois de fluage)	20
b. L'importance de l'hydratation et des fluides (impact sur les lois de fluage)	20
c. L'importance du gradient géothermique (impact sur les lois de fluage)	20
d. L'importance du régime de contraintes compressif vs. extensif (impact surtout sur la loi de BYERLEE)	20
4. Des découplages sismiques et mécaniques au sein de la lithosphère	21

a. Un découplage sismique profond entre croûtes supérieure et inférieure : des foyers dans les zones cassantes (= zone sismogénique)	21	f. La notion de rampe : une faille inverse qui facilite le glissement et le plissement en lien avec des couches-savons	34
b. Un découplage mécanique profond entre niveaux de la croûte ou entre croûte et manteau	21	g. Des ellipsoïdes sur les plis ?	34
c. Éléments de tectonique superficielle : les niveaux de décollement ou couches-savon (transition socle-sédiments, couches sédimentaires particulières)	22	2. Les microstructures ductiles	34
D. Les causes et les mécanismes de la déformation	22	a. Les schistosités et foliations : une répartition planaire des minéraux	34
1. L'origine des contraintes générant la déformation	22	b. Les linéations : une répartition linéaire des minéraux	35
a. L'origine principale et majeure : la géodynamique et le déplacement horizontal des plaques lithosphériques	22	c. Les structures C/S : une interaction schistosité-cisaillement	35
b. La déformation gravitaire (extension tardi-orogénique, rebond post-glaciaire, tectonique salifère...)	22	d. Les ombres de pression (= queues de cristallisation), zones de moindre contrainte où cristallisent des minéraux	36
2. Les mécanismes de la déformation : focus sur la dynamique du réseau cristallin	23	e. Une figure plissée particulière : les plis en fourreau	37
a. La présence de zones de fragilité dans le réseau cristallin	23	3. La déformation ductile à l'échelle lithosphérique ou régionale	37
b. Les mécanismes associés à la déformation cassante : fracturation, cataclase, mylonitisation ; existence d'une possibilité de recristallisations	23	a. La flexure lithosphérique (échelle lithosphérique)	37
c. Les mécanismes permettant le fluage : fluage par diffusion, fluage par pression-dissolution (→ ombres de pression), fluage-dislocation	23	b. Les domaines plissés (échelle régionale)	37
		4. Bilan	37
II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles	26	III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences	38
A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)	26	Références	38
1. La faille, déformation élémentaire du domaine fragile	26	Plan du chapitre	40
a. La faille et son organisation : une fracture avec glissement le long d'un plan de faille	26	Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)	42
b. La caractérisation géométrique d'une faille : rejet, pendage, azimuth, pitch	26	Plan du chapitre (2 niveaux de plan)	42
c. La typologie des failles en lien avec le régime de contraintes (et donc souvent le contexte géodynamique)	27		
α. Des failles normales (affaissement du toit) plutôt en régime extensif	28		
β. Des failles inverses (soulèvement du toit) plutôt en régime compressif	28		
γ. Des failles décrochantes plutôt en régime transtensif (coulissage)	28		
d. Remarque : la notion de failles conjuguées	28		
2. Les microstructures cassantes	28		
a. Les tectoglyphes associés aux miroirs de failles	28		
b. Dans les roches carbonatées : des joints stylolithiques (← compression), des fentes de tension (← extension) et les écaillures (← coulissage)	28		
c. Les crochons de faille [<i>pas forcément toujours une microstructure</i>]	30		
3. La tectonique cassante à l'échelle régionale	30		
a. En contexte extensif	30		
α. Une prépondérance des failles normales listriques (= incurvées), formant des blocs basculés lors du <i>rifting</i> et perdurant dans les marges passives	30		
β. Une variété de failles (dont normales) dans les montagnes en effondrement gravitaire	30		
b. En contexte compressif : un faillage varié (notamment inverse), des écaillures, des chevauchements, du charriage et des écaillures tectoniques	30		
c. En contexte transtensif (= de coulissage) : failles transformantes près des dorsales ; failles décrochantes continentales (avec possibilité de bassin en <i>pull-apart</i>)	31		
4. Bilan	31		
B. La déformation ductile (= souple = continue)	32		
1. Le pli, déformation élémentaire du domaine ductile	32		
a. Le pli et son organisation : une déformation ondulée des couches	32		
b. Synclinal et anticlinal	32		
c. Pli isopaque vs. anisopaque	33		
d. Orientation des plis	33		
e. La notion de pli-faille : un pli associé à une faille	34		

Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)

Objectifs : extraits du programme	1
Introduction	2
I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques	3
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation	3
1. La déformation, une modification géométrique des objets	3
2. La déformation, une réponse dynamique à des contraintes	9
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation	12
1. Modalités de l'étude expérimentale de la déformation rocheuse	12
2. Une réponse typique en trois temps : fluage élastique, fluage plastique, rupture	13
3. L'influence de divers paramètres physico-chimiques sur la déformation	14
4. La déformation rocheuse réelle sur le temps long : fluages primaire, secondaire et tertiaire	16
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère	17
1. Le recours à deux lois physiques empiriques	17
2. La combinaison de ces deux lois physiques, une opération à l'origine des profils rhéologiques de la lithosphère	18
3. Limites et variations (spatiales et temporelle) des enveloppes rhéologiques : une réalité plus complexe et diverse que le modèle	19
4. Des découplages sismiques et mécaniques au sein de la lithosphère	21
D. Les causes et les mécanismes de la déformation	22
1. L'origine des contraintes générant la déformation	22
2. Les mécanismes de la déformation : focus sur la dynamique du réseau cristallin	23
II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles	26
A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)	26
1. La faille, déformation élémentaire du domaine fragile	26
2. Les microstructures cassantes	28
3. La tectonique cassante à l'échelle régionale	30
4. Bilan	31
B. La déformation ductile (= souple = continue)	32
1. Le pli, déformation élémentaire du domaine ductile	32
2. Les microstructures ductiles	34
3. La déformation ductile à l'échelle lithosphérique ou régionale	37
4. Bilan	37
III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences	38
Références	38
Plan du chapitre	40
Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)	42
Plan du chapitre (2 niveaux de plan)	42

Plan du chapitre (2 niveaux de plan)

Objectifs : extraits du programme	1
Introduction	2
I. Caractérisation géométrique, physique et expérimentale de la déformation des objets géologiques	3
A. Les aspects géométriques et dynamiques fondamentaux de la déformation	3
B. L'apport des données expérimentales à la compréhension de la déformation	12
C. Des lois physiques des matériaux rocheux à la compréhension de la stratification rhéologique de la lithosphère	17
D. Les causes et les mécanismes de la déformation	22
II. Les objets géologiques déformés : les manifestations et les marqueurs de la déformation aux différentes échelles	26
A. La déformation cassante (= fragile = discontinue = discrète)	26
B. La déformation ductile (= souple = continue)	32
III. Les séismes : manifestation, origine (sismogénèse) et conséquences	38
Références	38
Plan du chapitre	40
Plan simplifié du chapitre (3 niveaux de plan)	42
Plan du chapitre (2 niveaux de plan)	42

© Tanguy JEAN. Les textes et les figures originales sont la propriété de l'auteur. Les figures extraites d'autres sources restent évidemment la propriété des auteurs ou éditeurs originaux.
Document produit en avril 2021 • Dernière actualisation : juin 2026.
Contact : Tanguy.Jean4@gmail.com
Adresse de téléchargement : <https://www.svt-tanguy-jean.com/>



Ces données sont placées sous licence *Creative Commons Attribution – Pas d'Utilisation commerciale 4.0 CC BY NC* qui autorise la reproduction et la diffusion du document, à condition d'en citer explicitement la source et de ne pas en faire d'utilisation commerciale.