Les structures dans les roches sédimentaires

La géosphère et les systèmes de la Terre **Cours**

Idées importantes : Les roches sédimentaires montrent des structures diverses qui dépendent de leur histoire. On peut identifier ces structures et les utiliser pour reconstituer les conditions de formation d'un ensemble sédimentaire : conditions du milieu de sédimentation, conditions de la déformation après consolidation.

Capacité IESO : « capacité d'identifier des structures comme : stratification, granoclassement, stratification entrecroisée (cross bedding), ripplemarks, plans de discontinuité (joints et plans de faille). »
- « capacité d'identifier sur le terrain plis et failles et de remonter au champ de contraintes qui ont affecté les roches (directions de compression et d'extension). »

Dans les roches sédimentaires, on peut observer une disposition des éléments sédimentés en strates, qui ne sont pas toujours planes, horizontales, parallèles, à composition homogène. Les couches sont alors perturbées par des structures ou figures.

Or la sédimentation des fragments de roches, minéraux, fossiles se produit dans un milieu de sédimentation où règnent des conditions qui le caractérisent, en particulier des conditions hydrodynamiques, susceptibles d'influencer les dépôts. Quelles sont les figures observables ? Comment les reconnaître, les identifier ? Comment les interpréter et donc les utiliser pour reconstituer les conditions du milieu de sédimentation ?

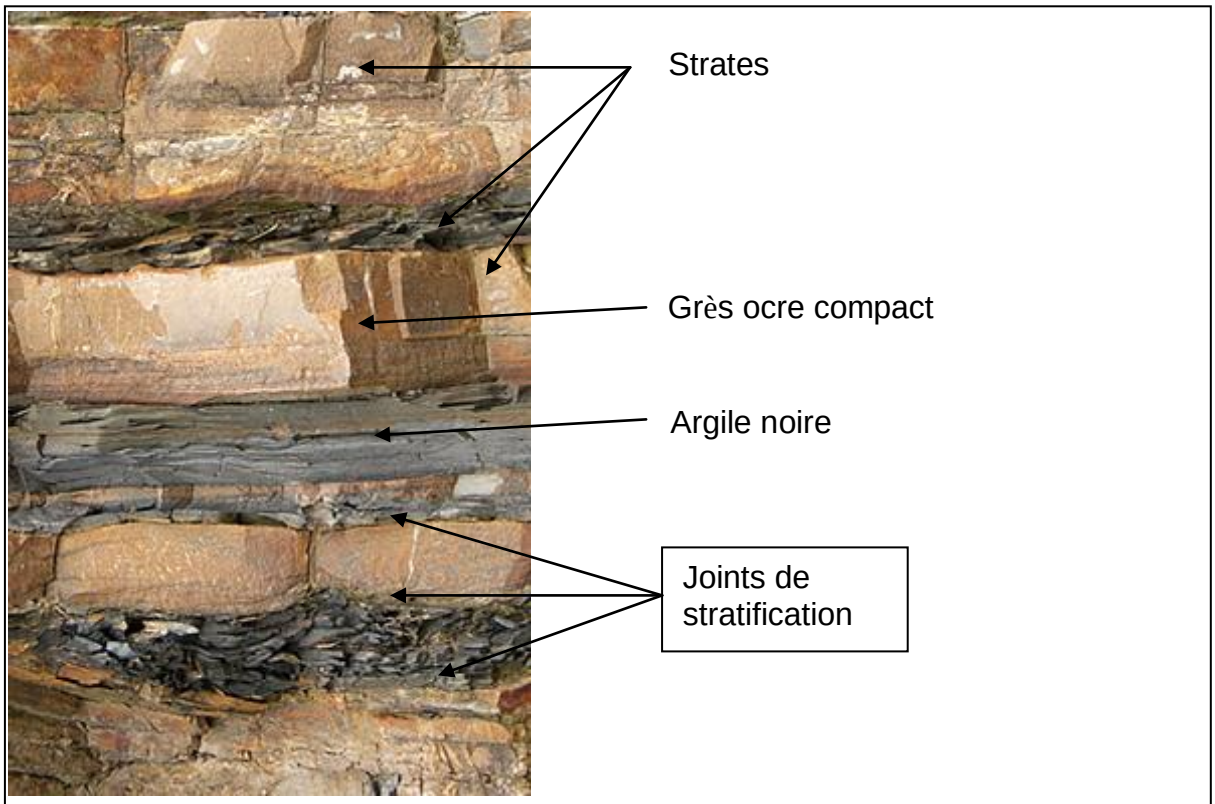
Par ailleurs, après le dépôt et la consolidation des sédiments, les roches peuvent être soumises à un champ de contraintes qui déforme les strates. Quelles sont les déformations obtenues ? Comment les identifier, les caractériser ? En les analysant, peut-on remonter au champ de contraintes qui les a affectées ?

I-Structures acquises avant la consolidation des roches sédimentaires

Le dépôt des particules au sein d'un fluide (air ou eau) est conditionné par :
- la gravité qui conduit à la sédimentation
- les mouvements du fluide qui, par son énergie cinétique, favorise leur déplacement (*voir diagramme d'Hjulström, fiche « Origine des roches sédimentaires »*).

A- Stratification et joints de stratification

Les roches sédimentaires présentent une stratification, ce qui signifie qu'elles sont composées de strates/couches. La stratification est d'autant plus visible que les strates sont de nature lithologique différente. Une strate correspond à une unité de sédimentation, déposée dans des conditions physiques relativement stables. Elle est séparée des couches sus et sous-jacentes par des **surfaces limites, discontinuités** qui marquent soit des changements des conditions de dépôt, soit des surfaces d'érosion, soit des lacunes (absence) de sédimentation. Ces **joints de stratification**, au contraire des failles (*voir plus loin*), ne sont pas des contacts anormaux avec déplacement. Ils soulignent la stratification, et ne sont pas forcément plans et horizontaux, ni parallèles.

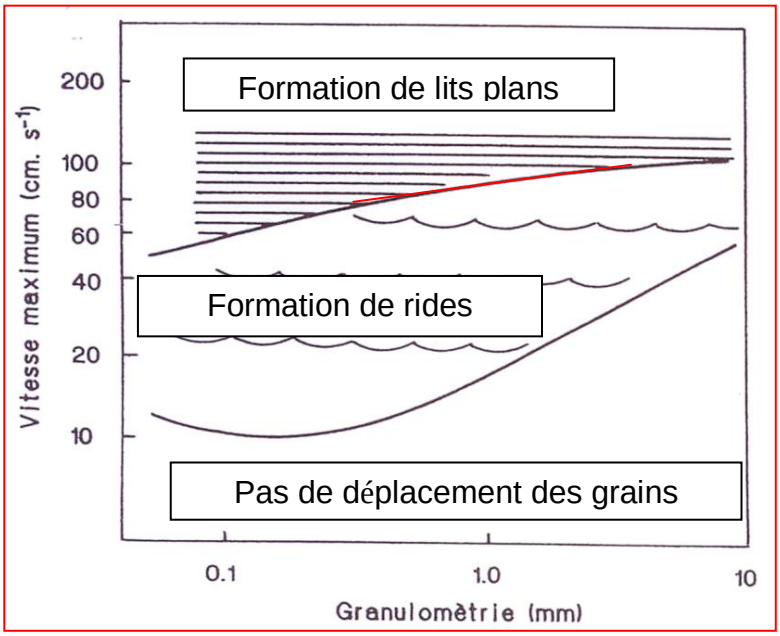


Joints de stratification dans des flyschs ordoviciens
Site pédagogique ac-Montpellier / nappe de Montpeyroux

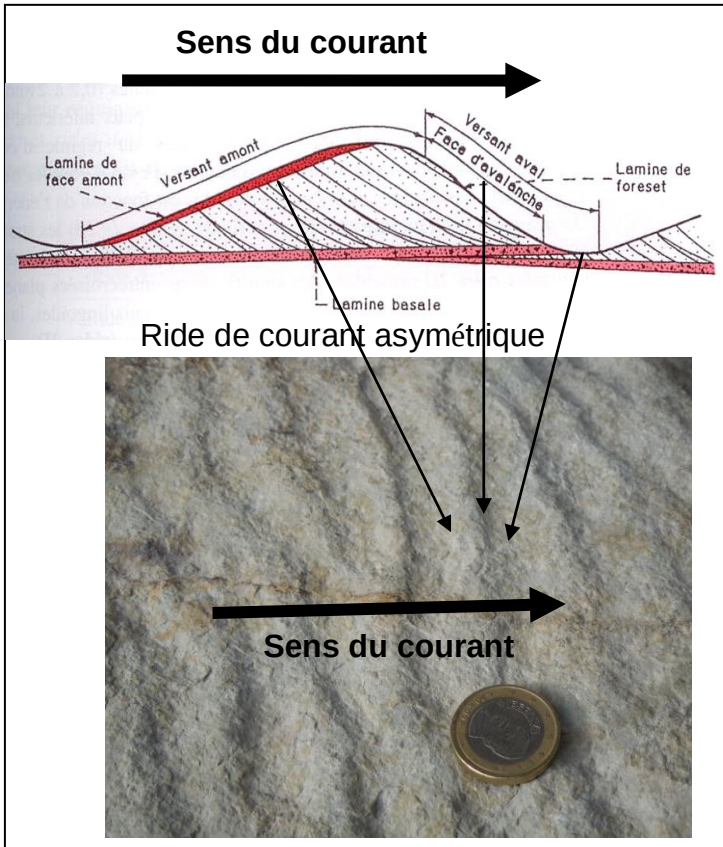
B- Dynamique des fluides et formation de rides à la surface des strates (ripple-marks)

Sur les surfaces de sédiments détritiques non consolidés, parcourues par un écoulement fluide (courant d'eau ou vent), s'observent des constructions de type « rides » ou « dunes ». Les observations sur le terrain (rides de plages, fonds sous-marins, rivières, déserts) ou les expériences de laboratoire (avec chenaux hydrauliques, souffleries) montrent que ces constructions sont souvent **transverses par rapport au courant**, et concernent surtout les sables.

La **taille et la forme** de ces structures dépend de la **taille des particules et de la force du courant**. Par exemple, un courant de moins de 10 cm/s, avec des particules inférieures à 1 mm, ne peut donner naissance à des rides.

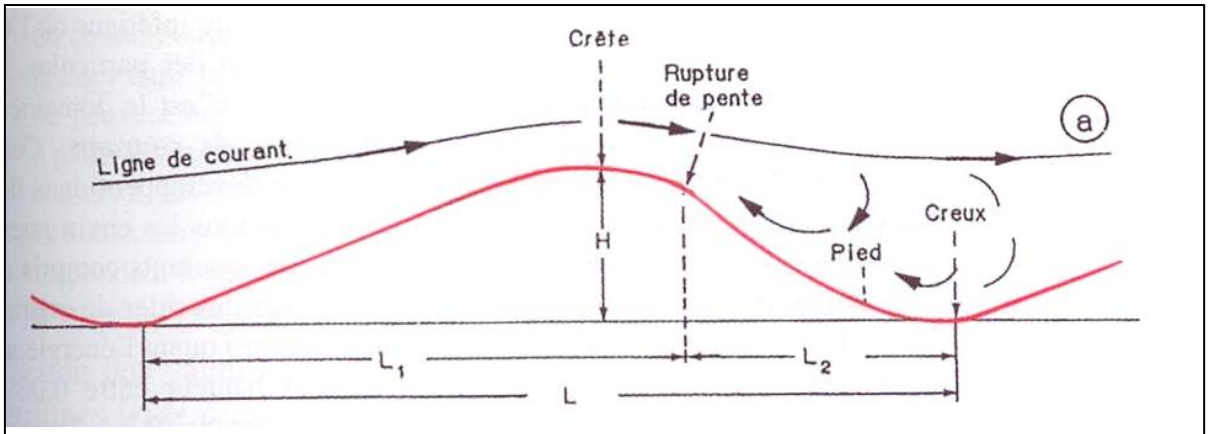


La formation des rides dépend de la vitesse du courant et de la taille des grains



La surface de la strate a conservé la trace de rides de courant (grès des Alpes)

D'autre part, les rides, de quelques cm de haut, peuvent être a**symétriques ou symétriques** selon l'orientation du courant :



Morphologie d'une ride :
Si L_1=L_2 , la ride est symétrique → le courant est oscillatoire
Si L_1>L_2, la ride est asymétrique → le courant est unidirectionnel

- avec un **courant unidirectionnel**, les rides sont asymétriques, les grains entrainés sur le flanc long, peu pentu, amont par le courant, dévalent le flanc court pentu et aval en formant des petits lits obliques (lamines).
- Avec un **courant oscillatoire**, comme celui créé en profondeur (à 20 ou 30 m au maximum) par la houle de surface, les grains ont un mouvement de va-et-vient, les rides sont symétriques.

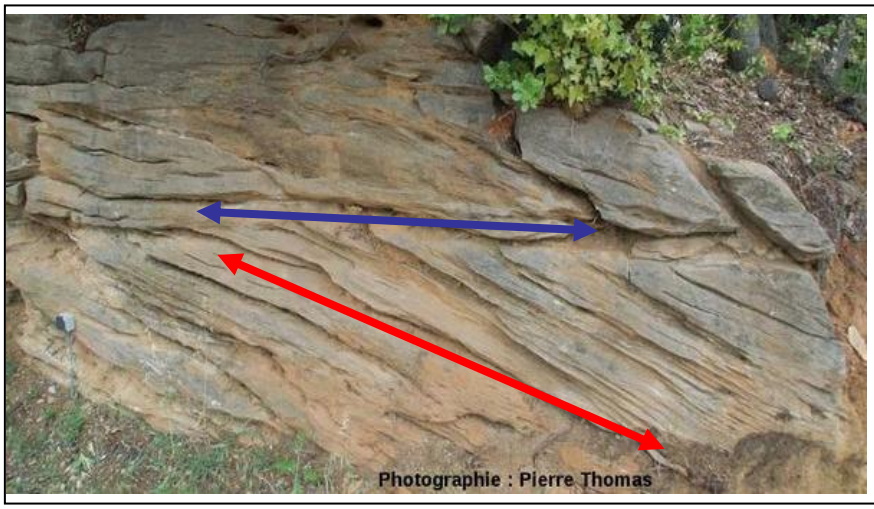
Différents types de rides peuvent être associés.

Deux types de rides associés

En appliquant le principe de l'**actualisme**, on peut utiliser la présence des rides à la surface des couches, en associant aussi la granulométrie et la forme des grains, pour reconstituer les caractéristiques du milieu de sédimentation : dépôt éolien ou aquatique, sens de déplacement des fluides, vitesse des courants, épaisseur de la couche d'eau. Il s'agit toujours d'une interprétation délicate.

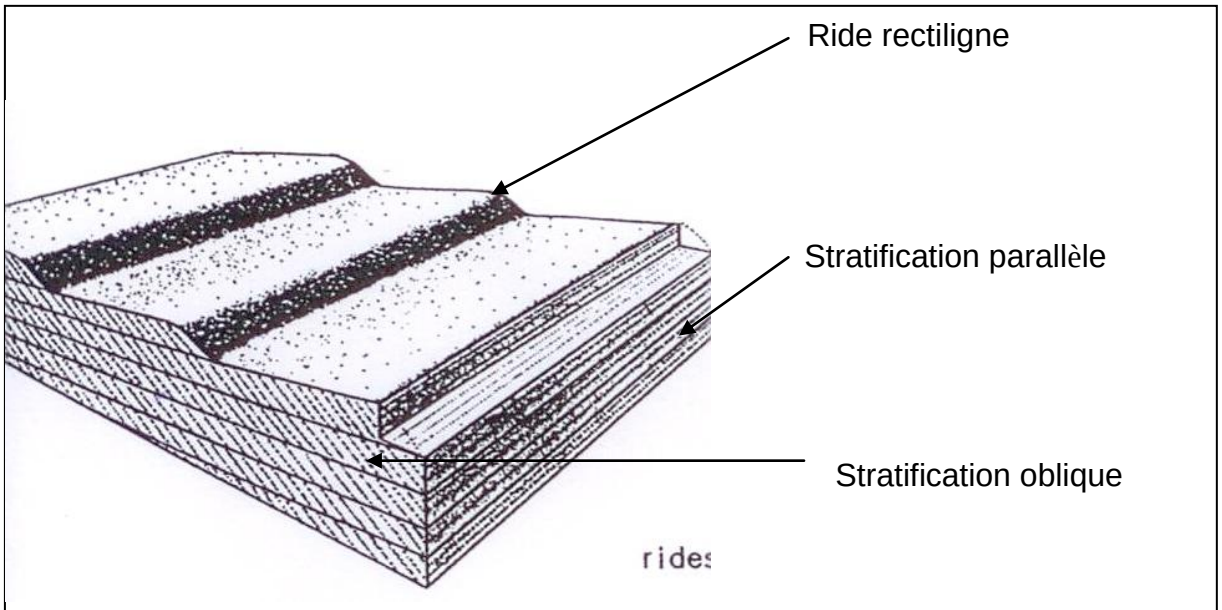
C- Dynamique des fluides et stratification oblique (*en anglais cross-bedding*)

L'intérieur des strates peut présenter une organisation litée avec des **fines couches obliques** par rapport aux joints de stratification, planes ou incurvées.

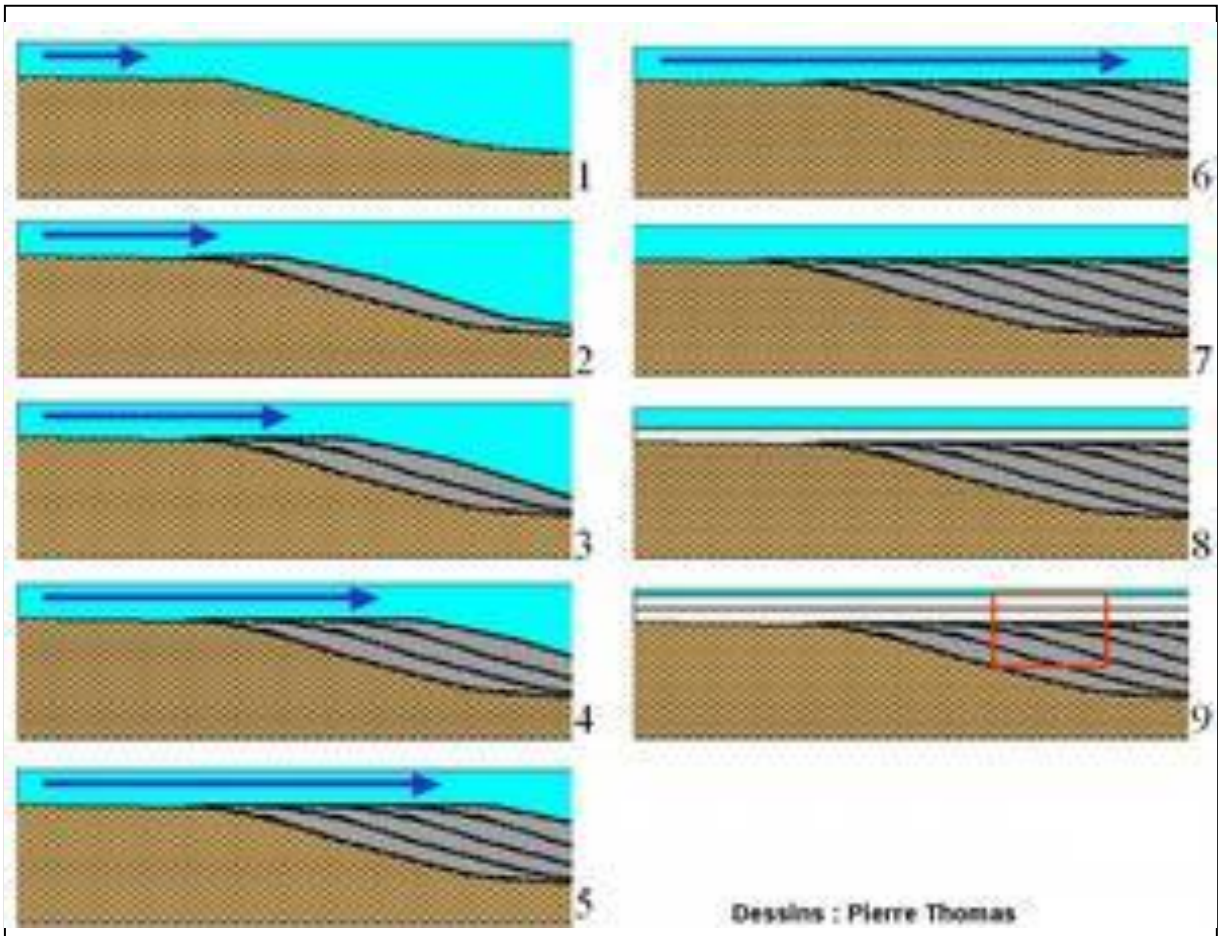


Stratification oblique : l'affleurement présente deux directions obliques des strates successives.

L'obliquité est bien visible dans un plan perpendiculaire à la direction des lits. Cette disposition peut être due à l'action d'un courant (eau ou vent) et associée à la formation de rides asymétriques. Si la direction du courant est constante, l'oblicité est la même.



Relation entre formation de rides rectilignes et stratification oblique

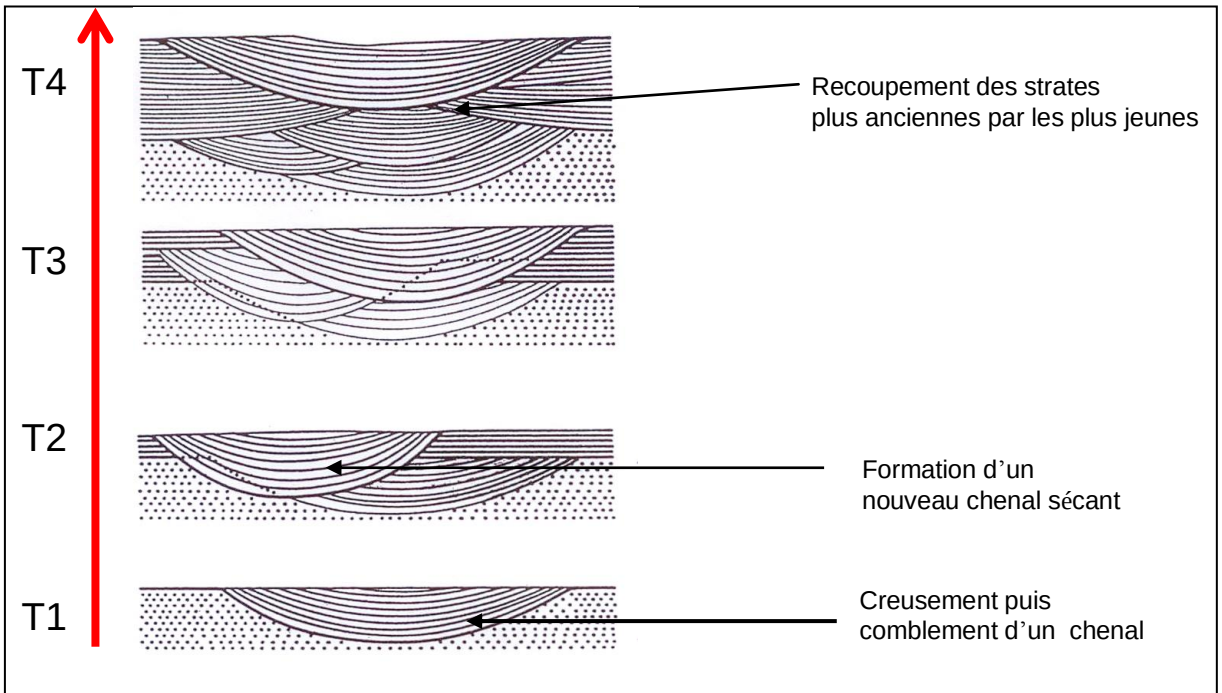


Interprétation de la stratification oblique par déplacement des grains entrainés par un courant sur une pente – par exemple au niveau d'un delta

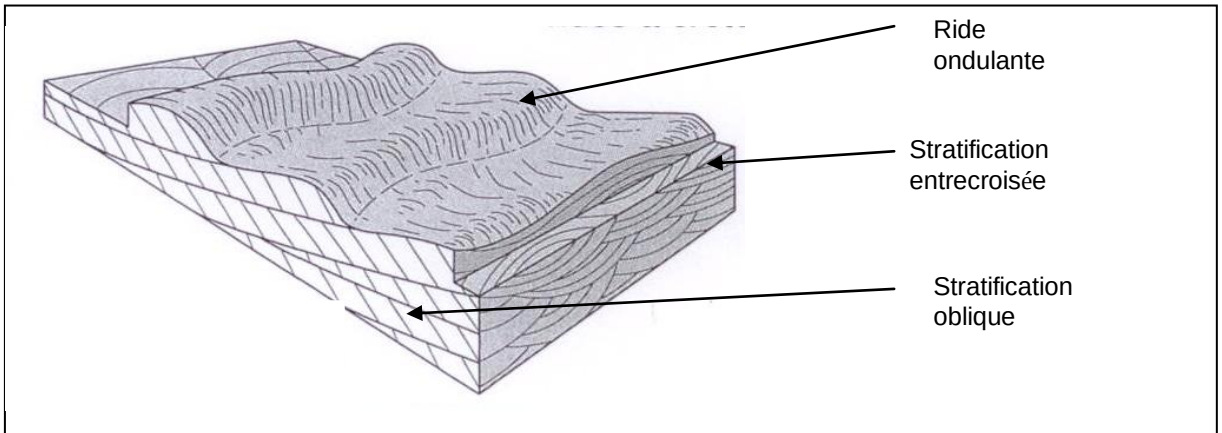
Sur certaines coupes, plusieurs obliquités, de pendages différents, sont visibles. Les couches les plus jeunes recoupent les plus anciennes, qui sont tronquées, les couches sont arquées. Cette **stratification entrecroisée** apparaît dans des zones où les conditions hydrauliques varient, comme les rivières (alternance de crues et décrues), les deltas, et les milieux marins littoraux où divaguent des chenaux.

Comme précédemment, avec l'étude granulométrique et l'étude de la forme des grains, l'analyse de la stratification permet de **reconstituer les conditions du milieu de sédimentation**.

Par ailleurs, en utilisant le principe de recoupement (toute couche qui en recoupe une autre est plus récente), la stratification entrecroisée est un **critère de polarité** : elle permet de déterminer le haut (récent) et le bas (ancien) des couches.



Formation de stratification entrecroisée par divagation de chenaux



Formation de stratification entrecroisée par des rides non rectilignes

D- Granoclassement

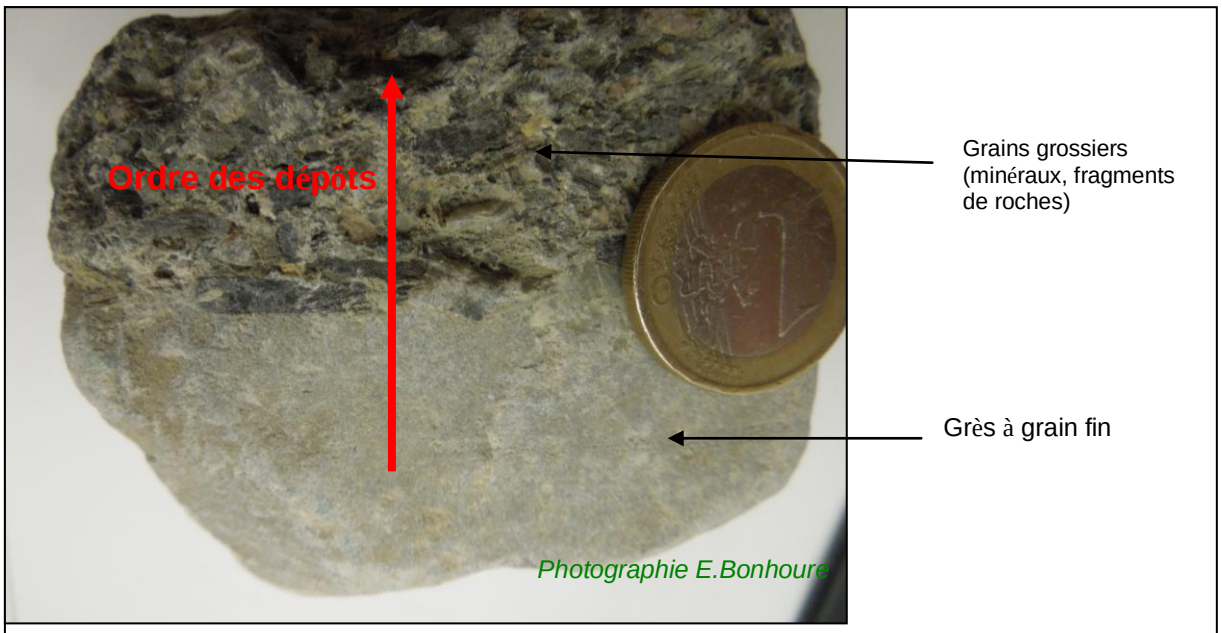
Les grains détritiques peuvent présenter un classement de taille progressivement croissant ou décroissant (les plus fréquents).

Dans le **granoclassement latéral**, on observe une diminution progressive de la taille des grains de l'amont vers l'aval du courant de transport. Or le dépôt des particules (*cf. courbes expérimentales d'Hjulström*) dépend de la taille des particules et de la vitesse du courant. Si la vitesse du courant diminue, les sédiments se déposent des plus grossiers aux plus fins, le granoclassement est décroissant.

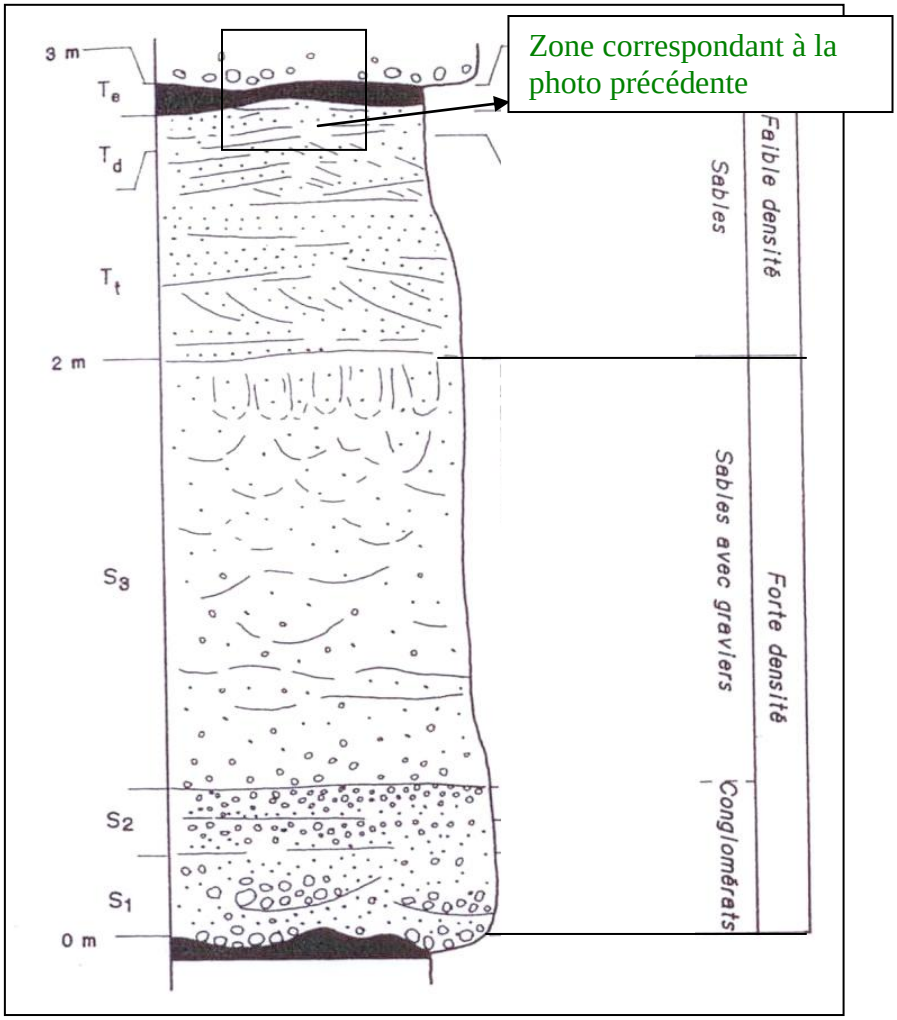
Dans le **granoclassement vertical** (*en anglais : graded bedding*) normal, les grains les plus grossiers se déposent en premier puis progressivement des grains de plus en plus fins (décroissant). Ce granoclassement peut servir de **critère de polarité**.

On trouve, par exemple, ce granoclassement vertical associé à la stratification entrecroisée au niveau de chenaux de rivière. Dans un premier temps, le chenal est creusé par la **rivière** en crue dans les sédiments précédents (force érosive du courant à grande vitesse). Progressivement, en chaque point du cours d'eau, l'hydrodynamisme baisse, et des particules de plus en plus petites se déposent, comblant peu à peu le chenal. Ce granoclassement vertical, local, se combine le long du cours d'eau avec le granoclassement latéral, qui dépend en particulier du profil (pente) du cours d'eau.

Le granoclassement caractérise aussi les **courants de turbidité**. Ces écoulements gravitaires de masses d'eau chargée de matériaux détritiques, et donc de plus forte densité que l'eau environnante, se produisent sur les pentes marines ou lacustres. Ils caractérisent en particulier les talus continentaux qui bordent la plate-forme continentale. Sur ces pentes de 5°, de 3000m de dénivelé, l'accumulation des sédiments est instable, les microséismes fréquents. Il se forme alors une avalanche, mélange des sédiments avec l'eau, qui dévale la pente au niveau de canyons sous-marins, puis ralentit en arrivant sur la plaine abyssale à pente nulle. Les sédiments (**turbidites**) y sont grossièrement granoclassés. Comme ces avalanches se répètent, les séquences granoclassées aussi. On retrouve dans les Alpes des roches (les flyschs), issus de ces empilements de turbidites.



Granoclassement vertical dans un flysch turbiditique (région de Biarritz)voir localisation ci-dessous

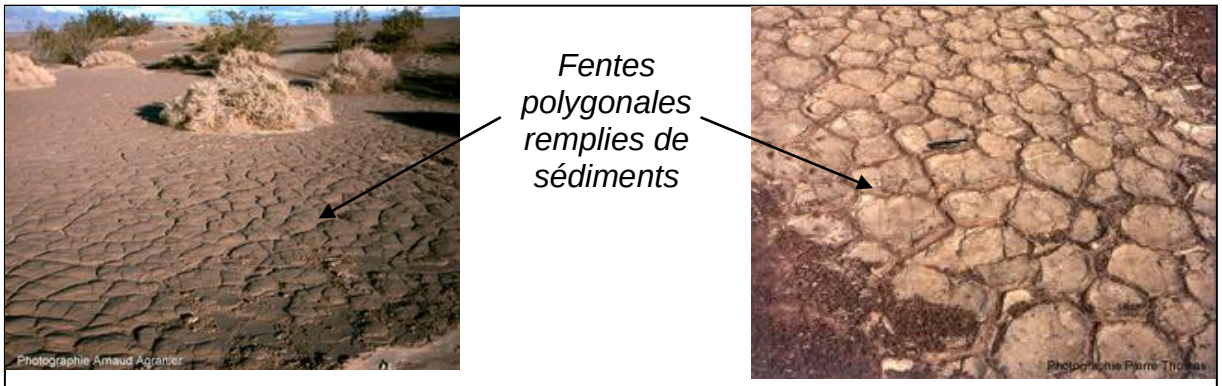


Granoclassement vertical dans une séquence de turbidites

E- Empreintes de surface

1- Les fentes de dessiccation :

Une surface de sédiment boueux (eau et argile) qui se dessèche (dessiccation) se rétracte et se fend. Les fentes de retrait qui dessinent des polygones de dessiccation. Ces figures caractérisent des milieux continentaux soumis à des variations saisonnières ou climatiques qui provoquent **des assèchements** de lacs, lagunes…



Fentes de dessiccation actuelles dans la vallée de la Mort

Fentes de dessiccation fossiles dans le permien de Lodève

2- Figures d'érosion

Le courant peut creuser des marques allongées dans son sens d'écoulement.

3- Empreintes d'objets ;

Des objets divers (galets, coquilles, morceaux de bois) peuvent imprimer une surface de banc là où ils se trouvent, ou être emportés et laisser une trainée sur la surface.

F- Perturbations liées aux êtres vivants

Par leur activité, les êtres vivants peuvent perturber la surface du sédiment, et ces traces peuvent être fossilisées (indurées, recouvertes d'un sédiment qui en fait moulage…

Moulages de pistes de reptation sur une base de banc de grès ordoviciens(Camaret) *Photo issue du site planet-terre*

Il s'agit par exemple d'empreintes de pas (dinosaures), de terriers de vers… L'identification des êtres vivants responsables de ces traces participe à la reconstitution des paléoenvironnements (voir la fiche du même nom).

II- Déformations acquises après la consolidation des roches

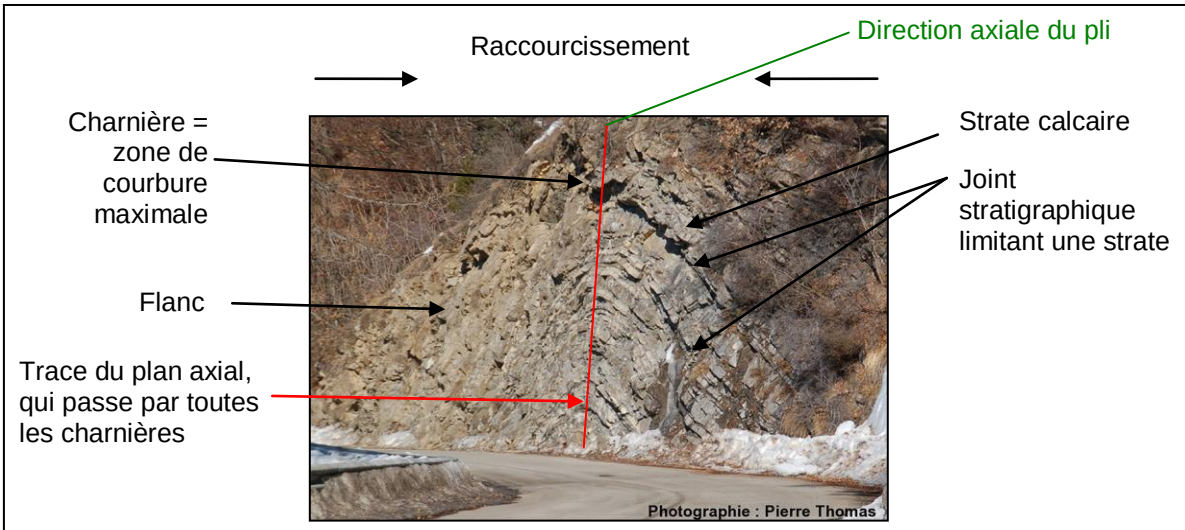
Dans les roches déformées, il est difficile de connaître l'état initial qui permettrait d'évaluer la déformation. Les déformations ne sont pas spécifiques des roches sédimentaires, mais la stratification qui les caractérise est un marqueur qui permet de les mettre facilement en évidence, voire de les quantifier.

A- Déformations continues et discontinues

La déformation est continue si deux points contigus le restent, mais sont relativement déplacés. Elle est discontinue si deux points contigus sont séparés dans la déformation par une cassure.

1- Les plis, des déformations continues

Ils résultent de la torsion ou de la flexion des couches de roches. Les joints de stratification initialement peu déformés acquièrent une suite de concavités. Le plissement correspond à un raccourcissement des terrains.



Pli dans les Alpes : un indice de raccourcissement
La direction des contraintes ne peut être reconstituée

Si la convexité du pli est vers le haut, et que les couches les plus anciennes sont au cœur du pli, il s'agit d'un **anticlinal**. Si la courbure est concave vers le haut, avec les terrains les plus jeunes au cœur, il s'agit d'un **synclinal**.

2- Les failles, des déformations discontinues cassantes

La roche est cassée au niveau d'une surface de **discontinuité** et les deux compartiments ainsi séparés sont déplacés l'un par rapport à l'autre. La stratification permet de d'analyser le décalage (rejet) créé par le déplacement et de visualiser un raccourcissement, un allongement ou un coulissage.

Failles normales dans l'Himalaya : une faille a été soulignée, cherchez en d'autres – Quel est le sens de déplacement des compartiments ? Y-a-t-il extension ou raccourcissement ?

B- Les contraintes à l'origine des déformations

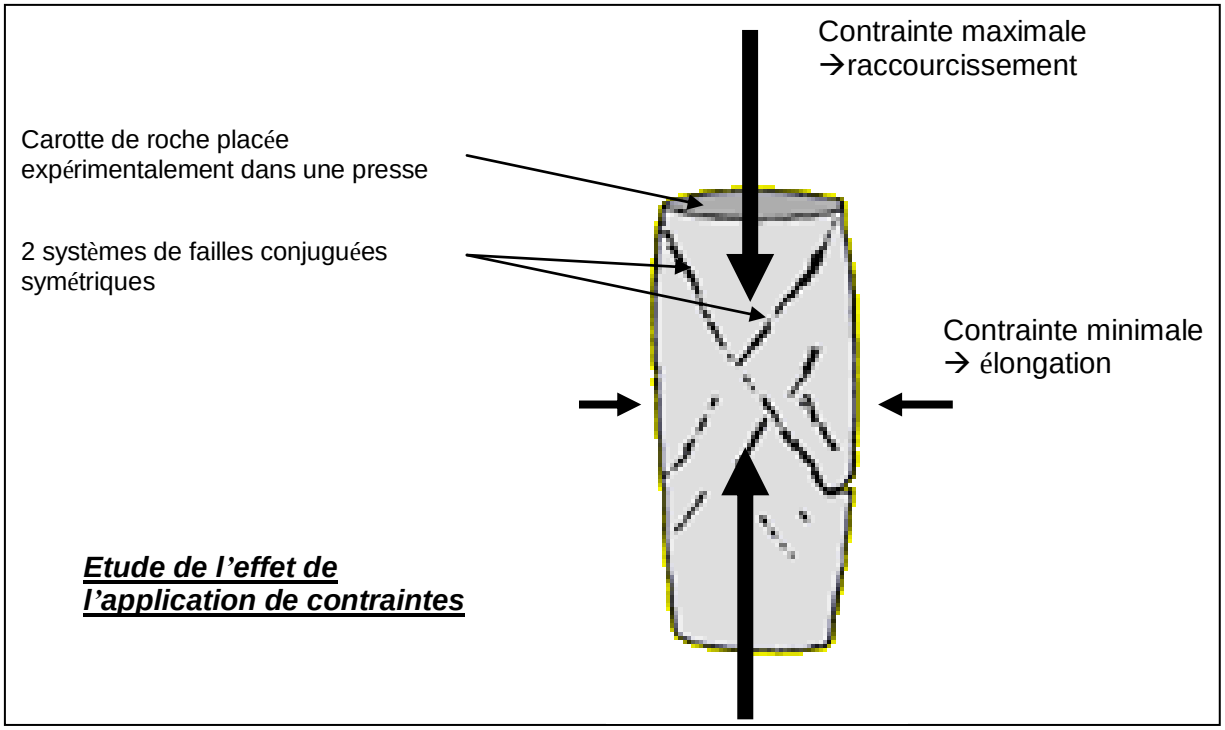
La déformation est due à des forces appliquées sur les surfaces au sein des roches. Ces forces sont responsables de pressions ou contraintes en chaque point (c'est le rapport de la force sur la surface sur laquelle elle s'applique, F/S quand S tend vers zéro). Les forces dépendent du contexte géodynamique global (mouvement des plaques lithosphériques).

1- Un champ de contrainte anisotrope

Pour qu'il y ait déformation, il faut que les différentes contraintes qui s'appliquent à la roche soient inégales dans l'espace, sinon la roche est simplement comprimée sans déformation. On peut les quantifier dans l'espace autour d'un point par l'enveloppe que dessinent tous les vecteurs contrainte normaux, pour tous les plans passant par ce point : c'est l'ellipsoïde des contraintes. Nous ne nous intéresserons ici qu'à la contrainte maximale ou minimale de l'ellipsoïde.

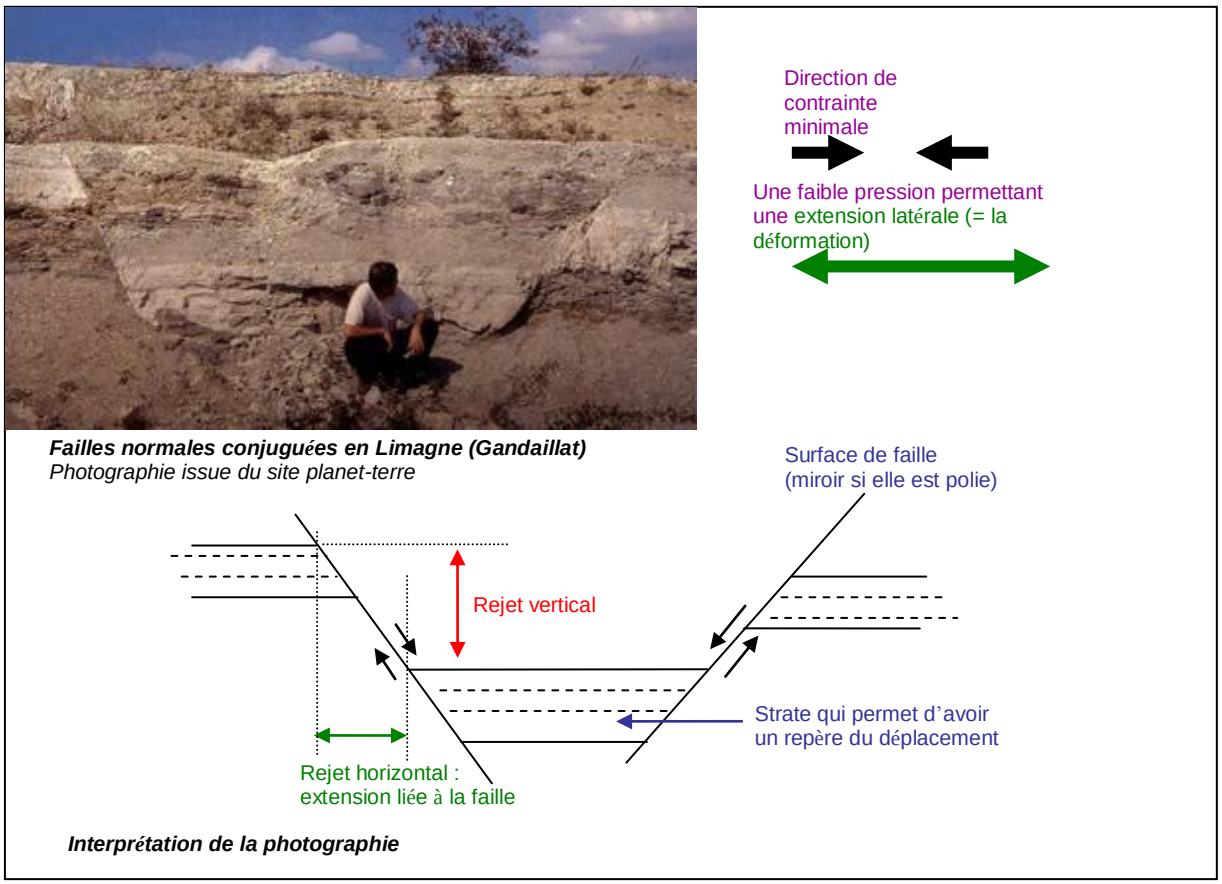
2- Remonter des déformations aux contraintes

Il est **rarement possible de reconstituer le champ des contraintes à partir des déformations** finalement observées. Des études en laboratoire sur des carotte de roches permettent de préciser les relations entre déformation et contraintes.



Dans le **cas des plis**, le **raccourcissement** résulte d'une **compression** complexe avec des rotations, et ne permet pas de déterminer de direction principale de contrainte. Dans le cas des **failles**, on peut déterminer les axes principaux de déformation et de contrainte.

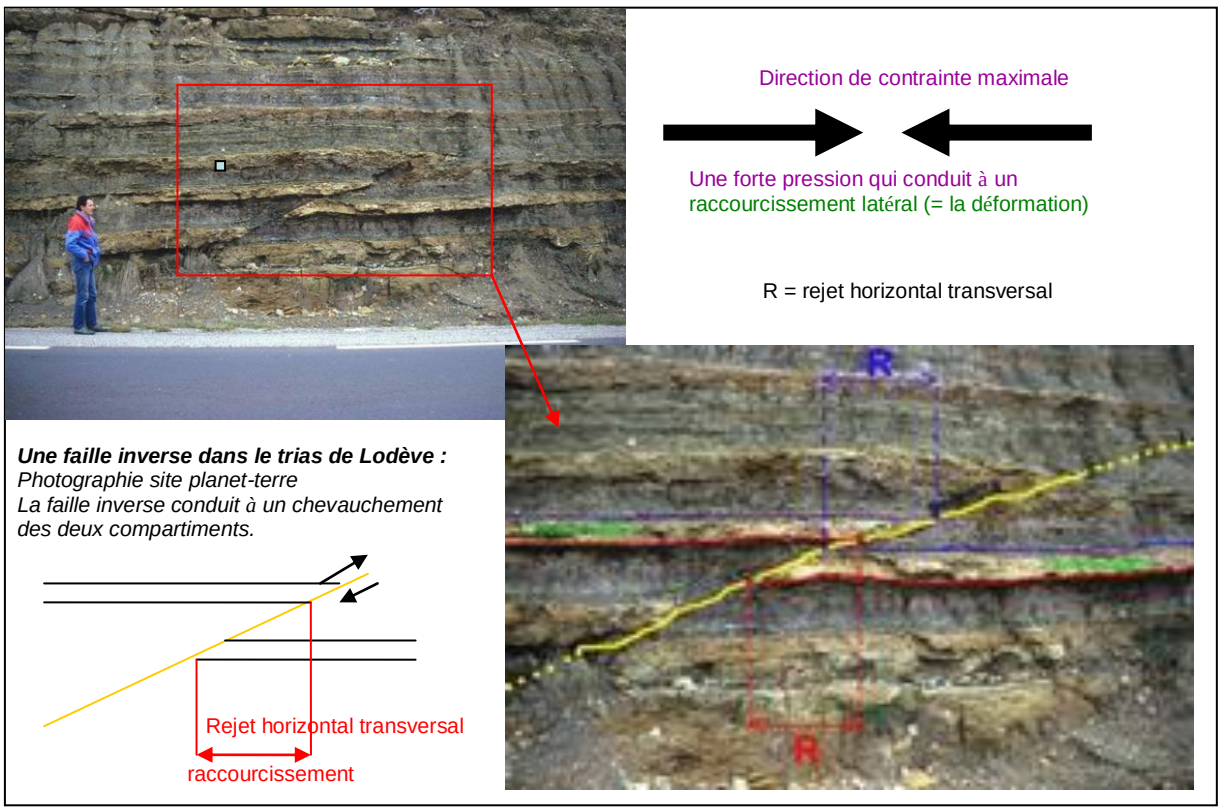
Les **failles normales** apparaissent dans un contexte d'**extension**, par exemple lié à l'écartement de deux plaques lithosphériques. Dans les roches étirées, la pression interne est diminuée, elles ont un comportement cassant et la distension se manifeste par un rejet horizontal dans la direction de cette contrainte minimale, qui est donc possible à déterminer.



Failles normales conjuguées en Limagne (Gandaillat)
Photographie issue du site planet-terre

Interprétation de la photographie

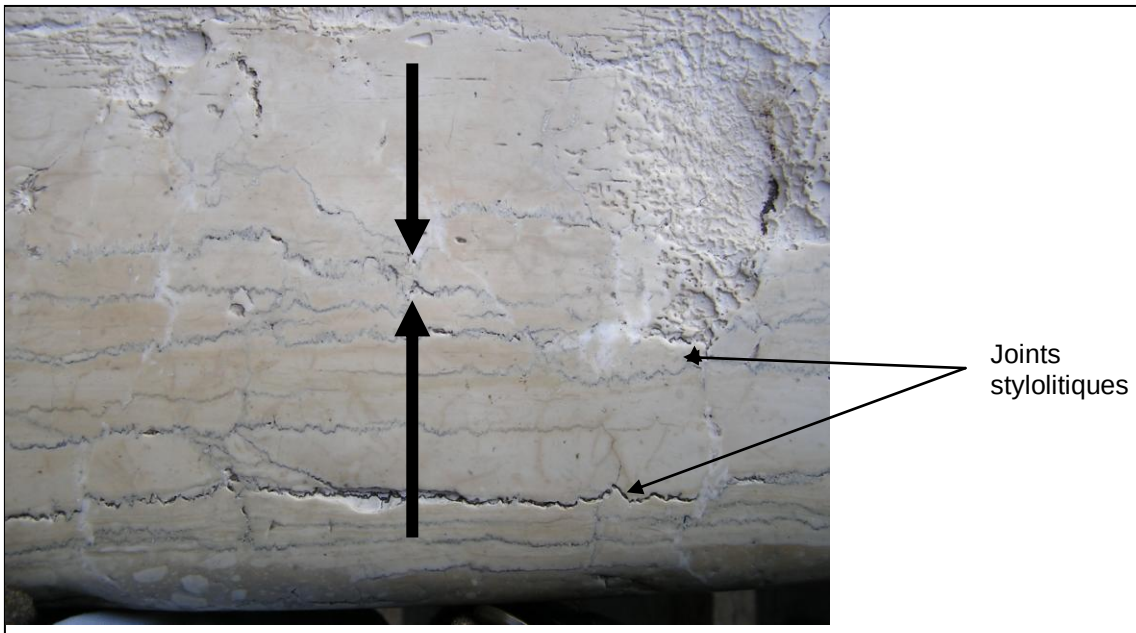
Les **failles inverses** apparaissent dans un contexte de **compression**, par exemple dans le rapprochement des plaques lithosphériques. Dans la direction de la compression, la pression interne est augmentée, et correspond dans l'espace à la contrainte maximale. Le raccourcissement apparaît dans cette direction et permet donc de reconstituer la direction de cette contrainte maximale.



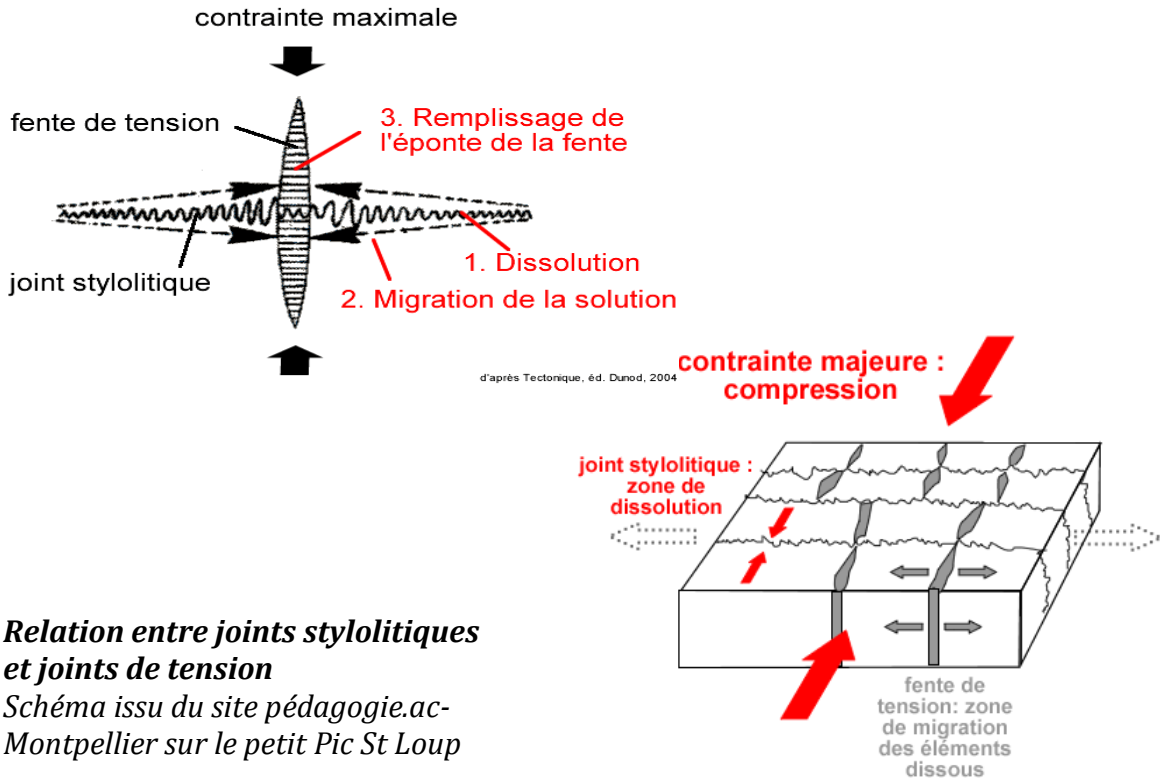
Une faille inverse dans le trias de Lodève :
Photographie site planet-terre
La faille inverse conduit à un chevauchement des deux compartiments.

Les failles peuvent être associées à des figures qui permettent de préciser les contraintes, ce sont, particulièrement dans les calcaires, les joints stylolitiques et les fentes de distension.

Dans les calcaires soumis à des contraintes compressives, la roche tend à se dissoudre au niveau des joints. Cette dissolution sous pression forme des joints hérissés de petites pointes, nommés **joints stylolitiques**, soulignés par les impuretés qui ne se sont pas dissoutes. Les pointes des joints donnent la direction de la contrainte maximale.



Utilisation des joints stylolitiques dans la détermination de la contrainte maximale:
Les pointes des joints stylolitiques donnent la direction de la contrainte maximale.



Relation entre joints stylolitiques et joints de tension
Schéma issu du site pédagogie.ac-Montpellier sur le petit Pic St Loup

Il existe d'autres types de failles, comme les décrochements, failles verticales, au niveau desquelles les compartiments coulissent parallèlement à la faille (voir la fiche « Failles »).

Les roches sédimentaires enregistrent donc au cours de leur formation des structures et des déformations qui sont autant d'indices pour reconstituer les étapes de leur histoire, aussi bien sédimentaire que tectonique.

Bibliographie :
- Cojan I., Renard M . (1997)-*Sédimentologie,* Masson, collection Enseignement des Sciences de la Terre- p.91-130