

**CHAPITRE 1-NOTIONS DE CONTRAINTES ET
DE DÉFORMATIONS**

La tectonique ou la géologie structurale

En dehors de contraintes tectoniques, les couches des terrains sédimentaires se déposent horizontalement et peuvent conserver cette disposition pendant de très longues périodes. Cependant, elles peuvent être intensément déformées et disloquées comme dans les chaînes de montagnes.

La tectonique ou la géologie structurale désigne l'étude de ces déformations, elle se fixe pour but de les analyser, d'établir la chronologie, de déterminer les contraintes qui leur ont donné naissance et de tenter ainsi de retracer la dynamique des événements et du bassin sédimentaire.

CHAPITRE 1-NOTIONS DE CONTRAINTES ET DE DÉFORMATIONS

1-NOTION DE FORCE ET DE CONTRAINTES

Depuis le début de la formation d'une couche sédimentaire, de la cristallisation d'une roche magmatique ou d'une roche métamorphique, la roche est soumise à des sollicitations mécaniques appelées « **contraintes** ». Une fois le seuil d'élasticité franchi, la roche se déforme en donnant des plis ou des fractures, la roche enregistre des déformations permanentes (voir paragraphe de la déformation).

A. Notion de mécanique de roches, notions de contrainte

En quelque sorte, la mécanique des roches est la géologie expérimentale. Toute déformation est la conséquence de forces qui s'exercent sur un point M pris sur une surface S. Dans la nature, les forces ne se répartissent pas de manière uniforme sur une même unité de surface, ni normalement à cette surface comme c'est le cas des liquides. On appelle contrainte au point M pris sur une surface immobile S, la résultante de toutes les forces qui s'exercent sur l'unité de surface. Dans le cas général, la résultante est oblique (Fig. 1). Les contraintes correspondent aux sollicitations dynamiques auquel est soumis un élément de volume (Nougier, 2000).

La contrainte qui s'exerce au point M d'un élément de surface est représentée par sa direction, son sens et son intensité. En un point, **est défini par le rapport dF/dS lorsque S tend vers zéro**. Les contraintes ont la dimension d'une pression et se mesurent avec les mêmes unités: bar, kbar, Pascal. En milieu liquide, on parlera de pression et non de contraintes, comme c'est le cas des solides (Nougier, 2000).

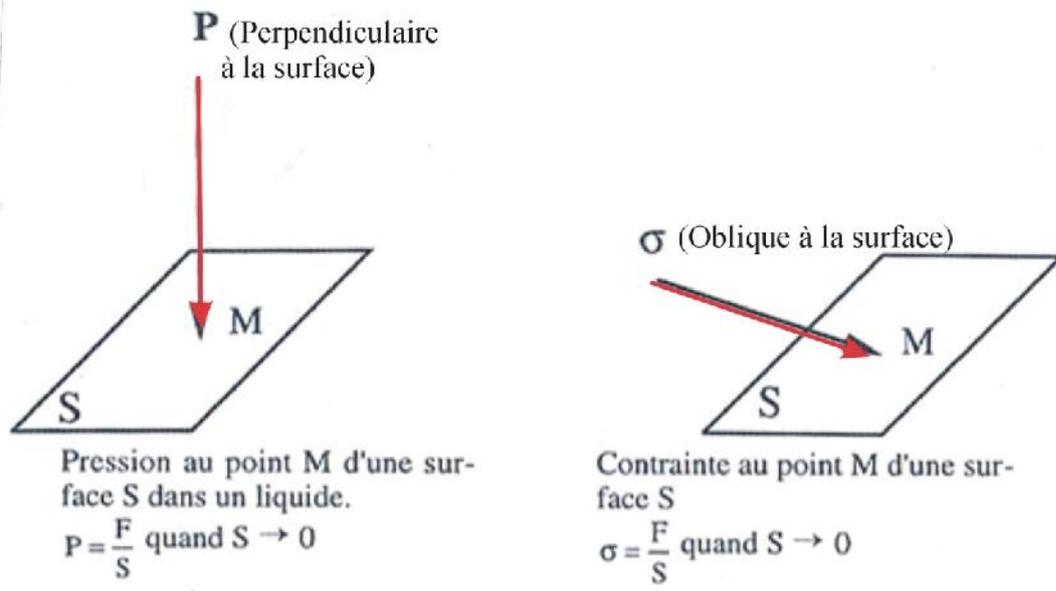


Figure 1. Notion de pression et de contrainte (Nougier, 2000).

Si l'élément de surface S tourne autour du point M fixe, la résultante des forces appliquées varie et ses vecteurs changent. Dans un solide à l'équilibre, l'état des contraintes détermine toujours trois plans orthogonaux selon un trièdre et les normales à ces plans sont **les axes principaux des contraintes**. Deux cas peuvent se présenter lorsque la surface S change d'orientation (fig.2) :

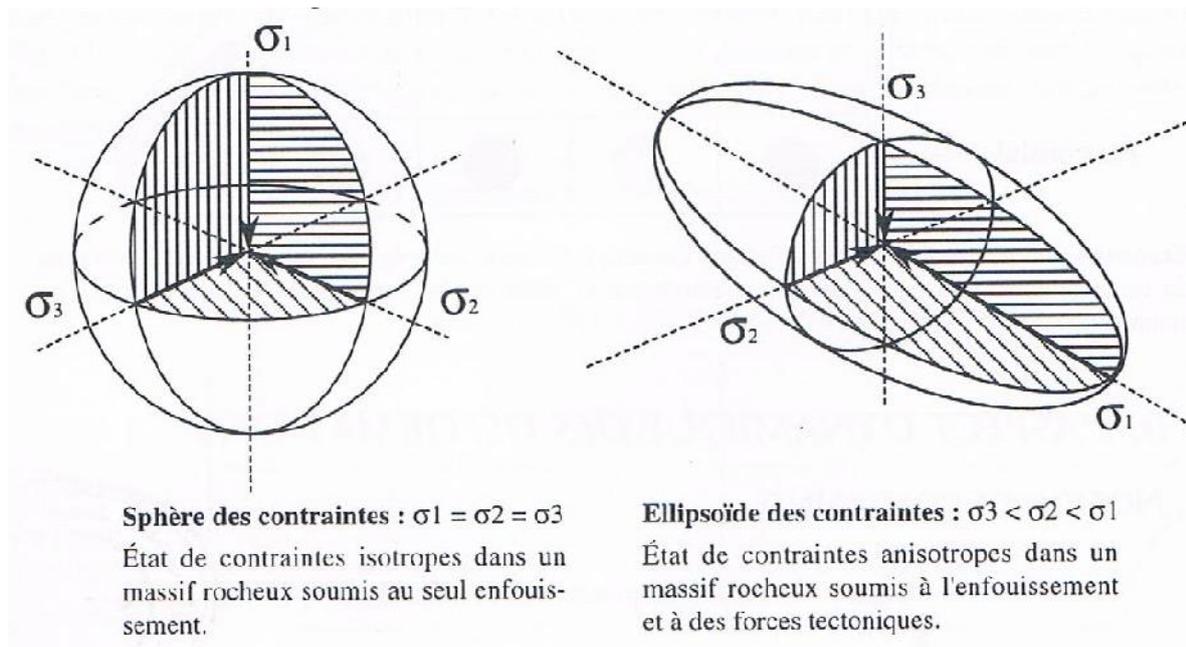


Figure 2. Représentation des contraintes dans l'espace (Nougier, 2000).

1^{er} cas:

L'intensité de la contrainte reste constante quelque soit l'orientation de S. **C'est une contrainte isotrope**, de type hydrostatique, le vecteur de contrainte est une sphère de rayon σ_1 donnant **une sphère de contrainte**.

2^{eme} cas:

L'intensité de la contrainte varie en grandeur et en direction lorsque l'orientation de S varie au point M. C'est **une contrainte anisotrope**. Le vecteur de contrainte est un ellipsoïde triaxial ou **ellipsoïde des contraintes** où les axes principaux des contraintes sont :

- 1=la contrainte le plus forte=la contrainte principale ;
- 2=la contrainte intermédiaire ;
- 3=la contrainte minimale.

L'état de contrainte est dit triaxial : Si $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, la forme de l'ellipsoïde des contraintes est "lentille". Si $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, la forme de l'ellipsoïde des contraintes est "un fuseau". La contrainte minimale σ_3 est assimilée à la pression lithostatique (voir paragraphe ci-dessous).

B. Etat et influence des contraintes dans la lithosphère

1. Les contraintes isotropes

Chaque point de la croûte terrestre est soumis à l'action de la gravité, c'est la **pression lithostatique** P_L où les pressions sont égales dans toutes les directions de l'espace, comparable à la pression hydrostatique exercé dans un liquide; la pression lithostatique est donc isotrope, elle est égale au poids de la colonne h de roches supportées, soit : $P_L = h \cdot \rho \cdot g$ où ρ est la masse volumique des roches, g = la gravité (Nougier, 2000). En réalité, la pression lithostatique P_L n'est isotrope qu'à partir d'une profondeur de 3000m où les roches deviennent ductiles (Fig.3).

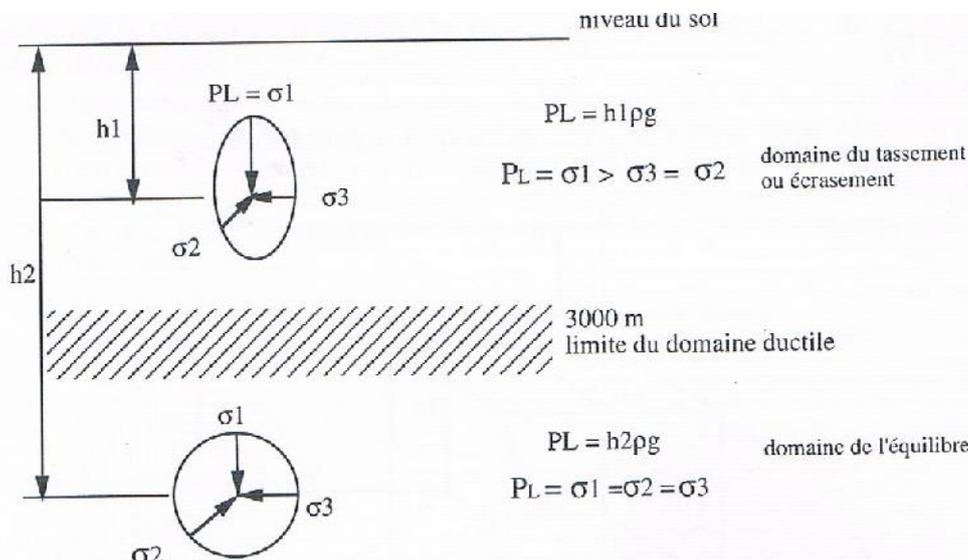


Figure 3. La pression lithostatique (Nougier, 2000).

2. Les contraintes anisotropes

Lors des mouvements orogéniques, les contraintes anisotropes provoquent des déformations mais elles ne changent pas l'assemblage minéral, c'est l'écart ($\sigma_1 - \sigma_3$) nommé **déviateur des contraintes** qui est la contrainte utile et qui produit les déformations (Fig. 4).

a. Cisaillement pur

La figure ci-dessus montre que la correspondance entre ellipsoïde de contrainte et ellipsoïde de déformation est simple :

- A l'allongement minimal le long de l'axe Z correspond la contrainte maximale 1 ;
- A l'allongement maximal le long de l'axe X correspond la contrainte minimale 3 ;

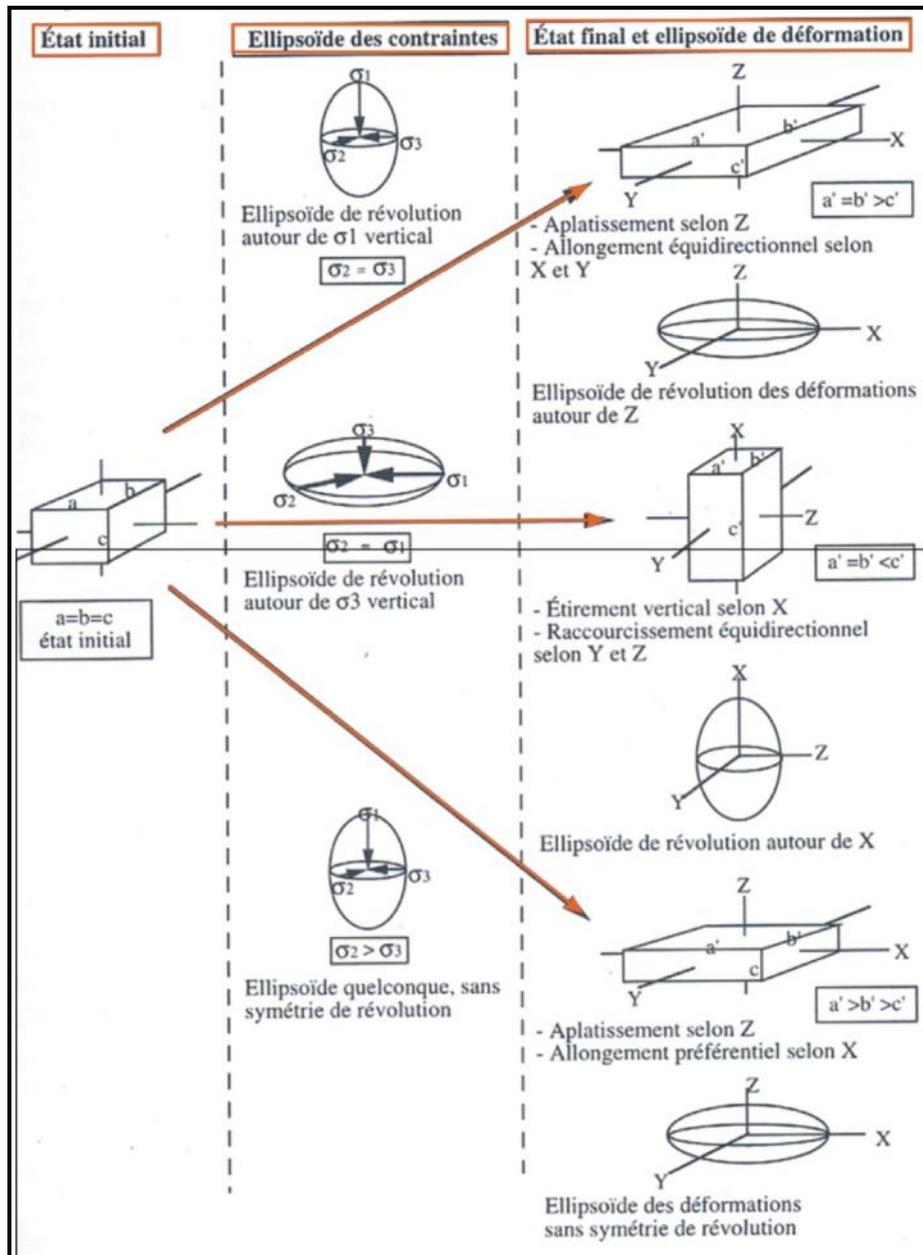


Figure 4. Relations entre axes des contraintes et axes de la déformation dans le cisaillement pur (Nougier, 2000).

b. Cisaillement simple

Dans une déformation rotationnelle le raccourcissement débute dans la direction de 1 soit, du seul point de vue géométrique à 45° du plan de cisaillement et l'allongement débute dans la direction de 3. Ensuite, les axes principaux de la déformation tournent et s'écartent progressivement des directions des contraintes qui elles restent fixes, l'axe d'étirement se rapproche du plan de cisaillement (Fig.5).

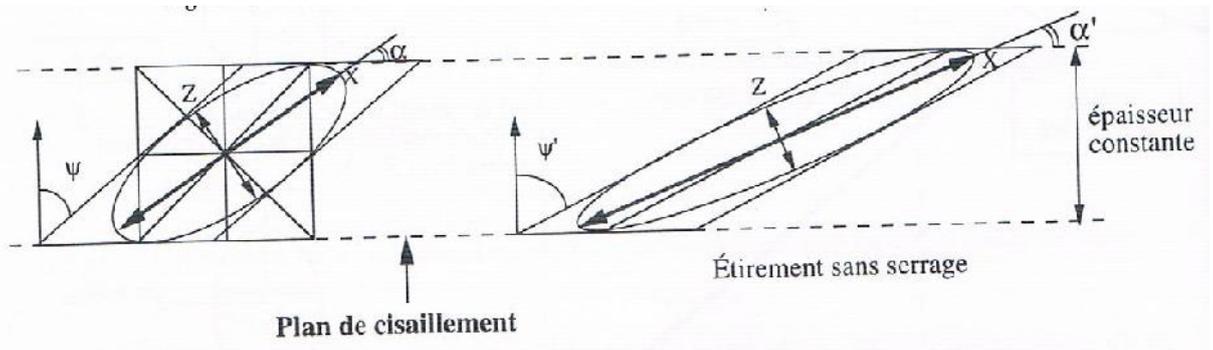


Figure 5. Rotation des axes de l'ellipse de déformation (Nougier, 2000).

2-NOTION DE DÉFORMATION

Les différentes roches se manifestent par trois types de déformations :

-**La déformation élastique** est une déformation réversible des roches, c'est le cas d'un ressort ;

-**La déformation plastique** est une déformation irréversible et permanente des roches (fluage et plissement);

-**Le cisaillement ou la rupture** est la formation d'un plan de fracture permanent dans les roches.

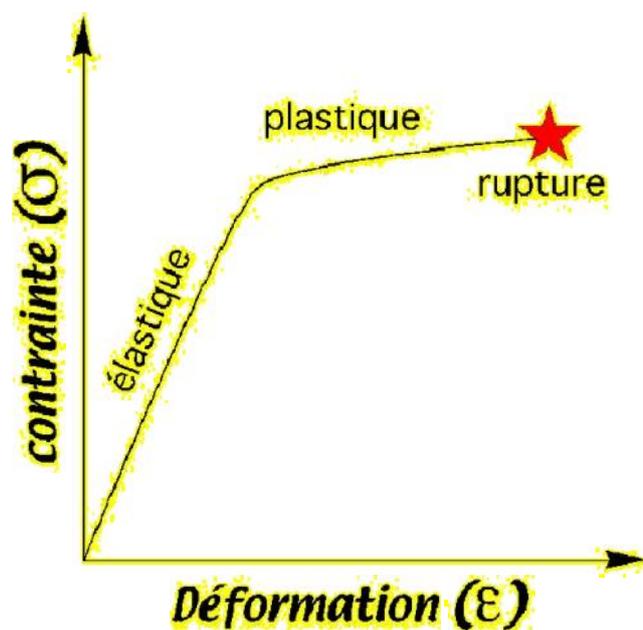
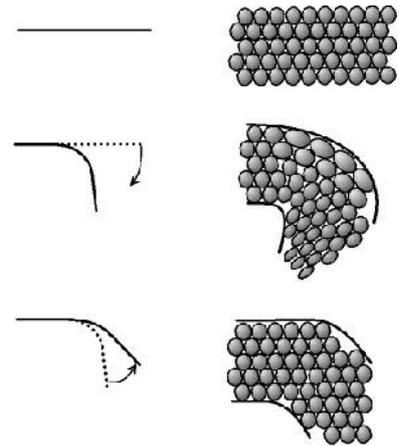


Figure 6. Les trois types de déformation (Caillette, 2012).



2.1. La déformation élastique

La déformation élastique se caractérise par une modification de la position des atomes du matériau auquel on applique une force. Lorsque cette force cesse, les atomes retrouvent leur position d'origine: la déformation est réversible. Comme le montre la figure, le tracé est linéaire, la déformation est proportionnelle aux contraintes appliquées.

Figure 7. La déformation élastique est une déformation réversible (Caillette, 2012)

On applique une force à un solide ou une roche quelconque, on divise la force par la surface du matériau où elle s'exerce : on travaille avec une contrainte (en pa) :

$$=F/S.$$

La déformation appelée **allongement relatif** est une grandeur sans dimension égale à l'allongement divisé par la longueur initiale l_0 :

$$= (l_1-l_0)/ l_0$$

La loi de Hooke définit le comportement du solide soumis à une contrainte et qui se déforme de façon élastique: la déformation est proportionnelle à la contrainte.

$$=E. \quad \text{Loi d'élasticité de Hooke}$$

Où E est le **module de Young**, caractéristique du matériau.

2.2. La déformation plastique

La déformation plastique se caractérise par une modification de la position des atomes du matériau auquel on applique une force. Lorsque cette force cesse, les atomes ne retrouvent pas leur position d'origine: la déformation est irréversible (Fig. 8).

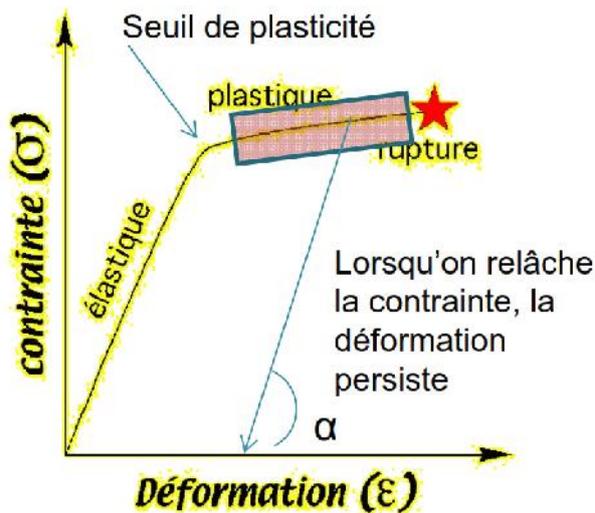


Figure 8 .La déformation plastique (Caillette, 2012)

Dans ce cas, $\sigma = \epsilon \cdot E$ (Module de Young).

La déformation plastique accompagne la déformation élastique. Elle se manifeste lorsque la contrainte atteint un seuil de plasticité. Alors la relation entre la contrainte appliquée et la déformation n'est plus linéaire.

Ainsi, cela va déformer de façon plastique si on lui applique une force qui dépasse sa capacité de déformation élastique (Fig. 9).

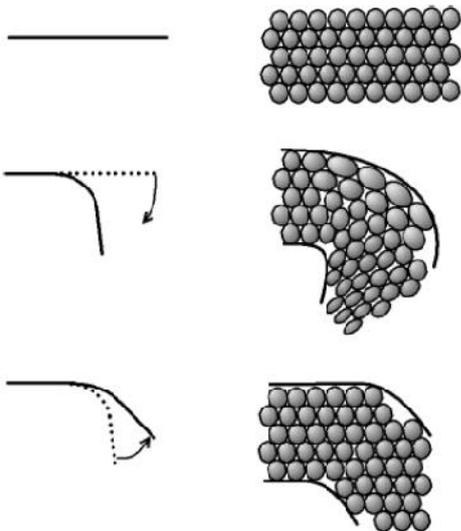


Figure 9. La déformation plastique est irréversible (Caillette, 2012)

En général, la déformation des roches est en fonction de la contrainte et de la température, c'est la notion du niveau structural.

-Nous appellerons « **niveaux structuraux** », les différents domaines de l'écorce où les mécanismes dominants de la déformation restent les mêmes (Mattauer, 1980). **Les mécanismes de la déformation** dépendent du comportement de la roche soumise à des conditions de pression et de température croissantes (Fig.10).

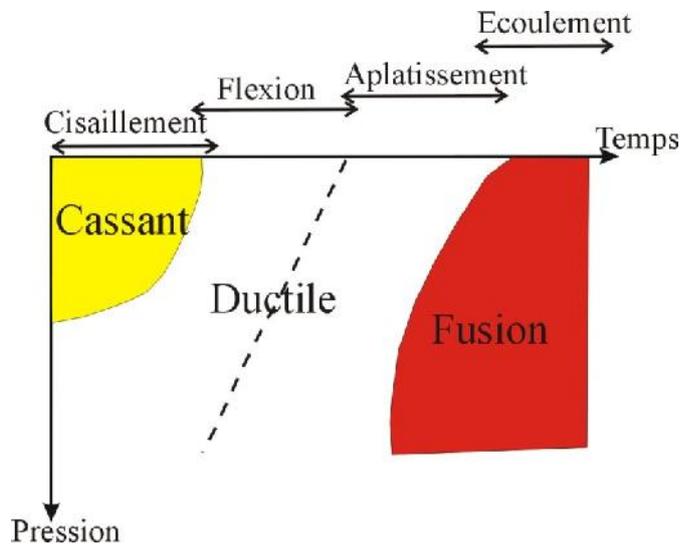


Figure 10. Allure schématique des différents domaines de mécanismes de déformation en fonction de la pression et de la température (Mattauer; 1980).

Les roches ont d'abord un comportement cassant puis si les conditions de pression et de température augmentent, le comportement est ductile et enfin, elles atteignent leur points de fusion et se comportent alors comme des liquides très visqueux. Nous résumons ci-après les différents cas possibles :

- a. **1^{er} cas** : Lorsque les roches ont un comportement cassant, la déformation se manifeste par des failles, le mécanisme de la déformation s'appelle le **cisaillement**.
- b. **2^{eme} cas** : Lorsque les roches ont un comportement ductile, les plis sont d'abord de type isopaques, le mécanisme de la déformation s'appelle la **flexion**.
- c. **3^{eme} cas** : Les roches ont toujours un comportement ductile, la déformation est intense, les plis sont anisopaques, le mécanisme de la déformation s'appelle **l'aplatissement**.

Si les roches sont portées à une température supérieure à leur point de fusion, le mécanisme de la déformation s'appelle **l'écoulement**.

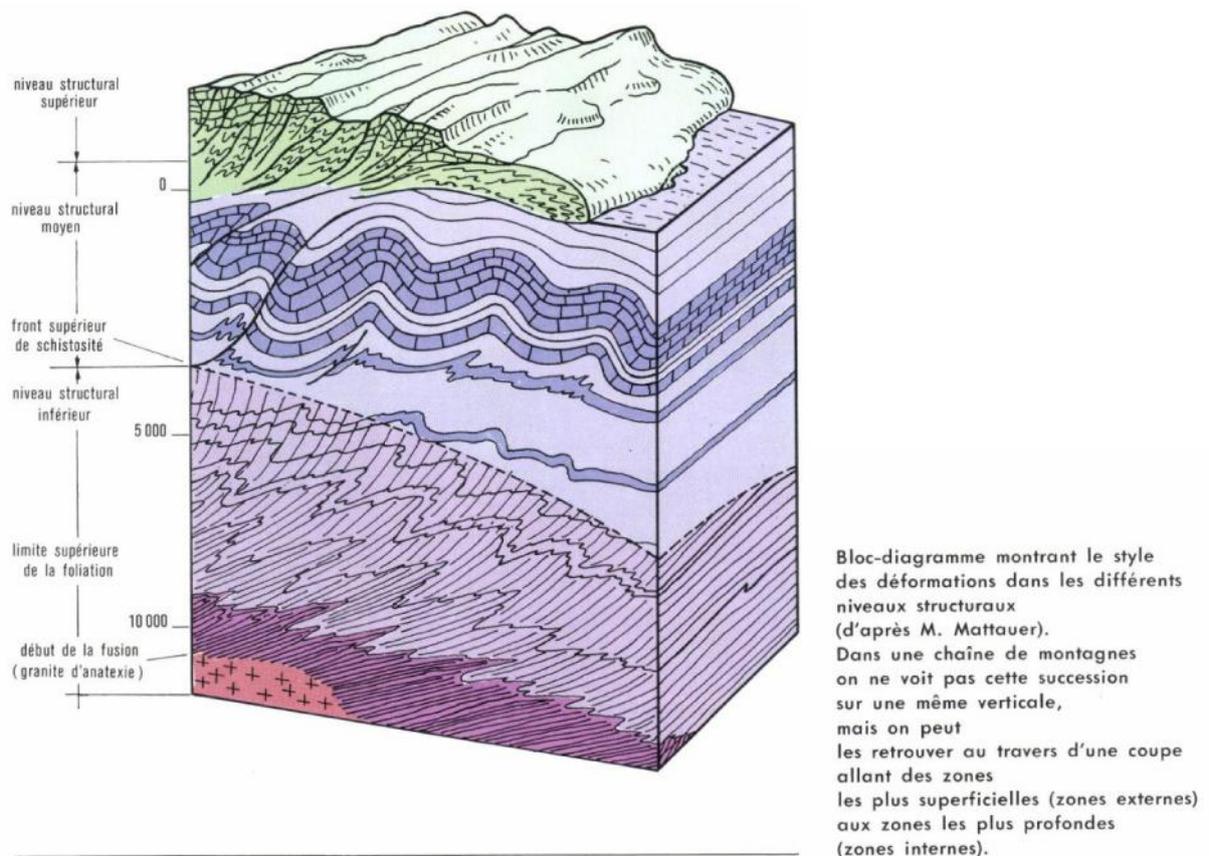


Fig.10. Coupe d'un segment de chaîne plissée (Mattauer, 1980)

- **Trois niveaux structuraux peuvent être distingués (Fig.11):**
 - Un **niveau structural supérieur**: le mécanisme dominant est le cisaillement, c'est le domaine des failles.
 - Un **niveau structural moyen**: le mécanisme dominant est la flexion, c'est le domaine des plis isopaques.
 - Un **niveau structural inférieur**: le mécanisme dominant est d'abord l'aplatissement puis l'écoulement, c'est le domaine des plis anisopaques.

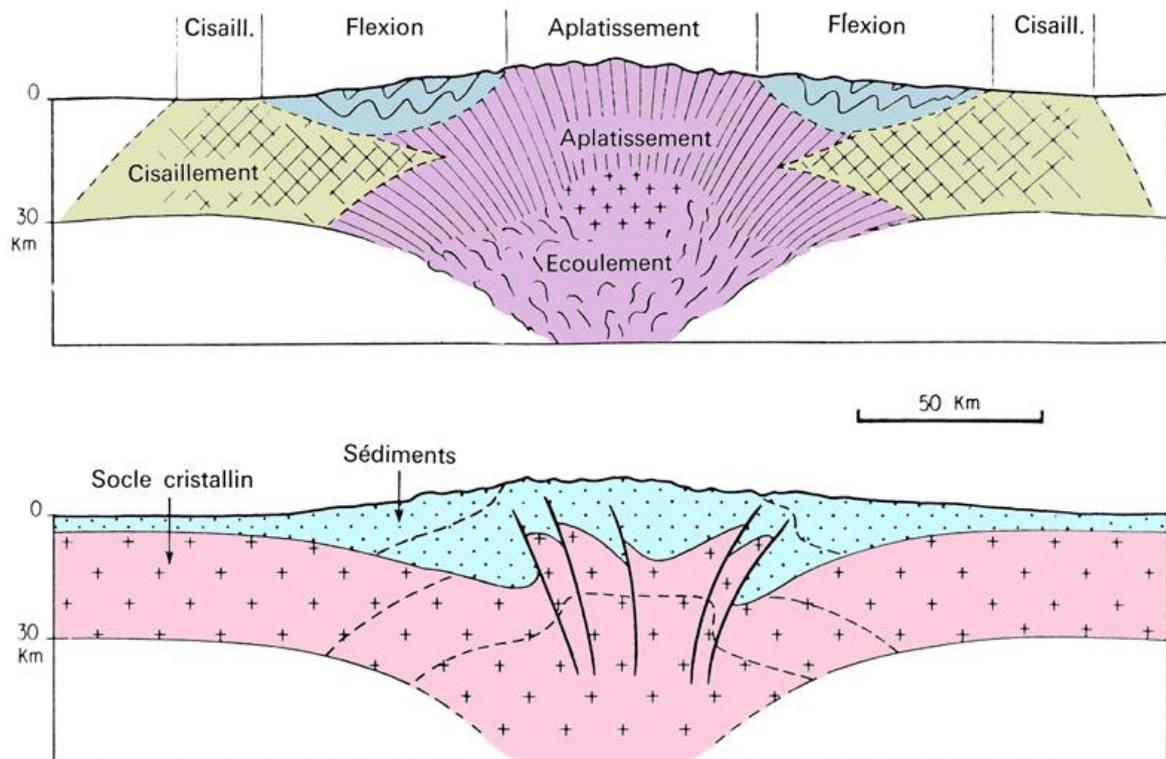


Figure 12. Les mécanismes de déformation après la phase d'érosion ou de réajustement isostasique (Mattauer, 1980).

Ces trois niveaux structuraux peuvent être observés après la phase d'érosion, stade ultime d'évolution d'une chaîne de montagne, depuis l'axe de la chaîne (niveau structural inférieur) vers la périphérie de la chaîne (niveau structural supérieur), (Fig.12).

2.3. La déformation cassante

Une contrainte maximale peut aboutir à une rupture du matériau : c'est la contrainte seuil. Cette contrainte est très faible par rapport au module de Young :

Ex du verre : module de Young : 70 000 MPa (100% de déformation) et contrainte seuil: 3 600 Mpa ce qui correspond à seulement 5% de déformation.

Alan Arnold Griffith a l'idée de supposer l'existence de microfractures qui fragilisent le matériau. « Lorsqu'une contrainte est appliquée sur le matériau, il se déforme et stocke de l'énergie élastique. Une fracture existante, si elle s'ouvre davantage, soulage davantage le matériau sous tension et libère ainsi de l'énergie pour faire avancer le front d'ouverture. Au-delà d'une certaine contrainte, l'énergie ainsi libérée est suffisante, et la fracture commence à s'ouvrir davantage. Après quoi, son ouverture se poursuit de manière catastrophique, jusqu'à la rupture macroscopique du matériau. »

