



République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre

*Département des Sciences de la Terre
Université de Khemis Miliana*

**MANUEL DE TECTONIQUE
Notions de base**

Année universitaire: 2017/2018

Par le docteur

Mohammed Bougara

Avant-propos

Ce manuel est un recueil de différents livres traitant la déformation de l'écorce terrestre. C'est un résumé de mon enseignement de la matière Tectonique 2 de l'unité d'enseignement fondamentale UEF 42 à l'Université de Khemis Miliana, il s'adresse aux étudiants de licence fondamentale du quatrième semestre en sciences de la terre.

La géologie structurale ou tectonique est une discipline de la géologie. Elle s'intéresse à la déformation des masses rocheuses formant les bassins sédimentaires qui au cours de leur évolution modèlent des chaînes de montagnes. Ces chaînes ou segments de chaînes laissent des « vestiges » de leur déformation. L'objet de la tectonique est justement l'étude de la géométrie des couches et de leur déformation.

En premier lieu, la notion de contraintes a été abordée ainsi que la notion de la déformation, mettant en exergue tous les aspects de la déformation non tectonique ensuite de la tectonique proprement dit, basée essentiellement sur la déformation souple et cassante. Souvent, les structures géologiques à une échelle macroscopique sont étayées par les microstructures (micropli, microfaille, schistosité,...), c'est pourquoi une analyse microtectonique a été rajoutée au présent manuel. Les mesures seront projetées sur un canevas approprié afin de déterminer statistiquement l'état et l'orientation des contraintes. Une ébauche à la projection stéréographique a été abordée.

Afin d'approfondir certains sujets, toute la référence bibliographique a été évoquée.

Je suis reconnaissant aux professeurs experts Mansour Bouhameur (Université d'Oran) et Demdoum Salim (Setif 1) qui ont accepté de lire le présent polycopié. Leurs observations, discussions et suggestions seront d'un grand apport dans l'enrichissement de ce modeste travail. A mes enseignants des universités d'Oran et d'Alger, parmi tant d'autres Feu Ameur M'Hamed, je dois le meilleur de ce manuel.

PLAN DU COURS

| | <i>Page</i> |
|---|--------------------|
| Chapitre 1- Notions de contraintes et de déformations..... | 4 |
| 1-Notions de force et de contrainte..... | 4 |
| 2-Notions de déformation | 9 |
| | |
| Chapitre 2- Déformations non tectoniques..... | 15 |
| 2.1-La reptation..... | 15 |
| 2.2-Le glissement de terrain..... | 16 |
| | |
| Chapitre 3- Déformations tectoniques | 27 |
| 3.1. La déformation continue : les plis..... | 27 |
| 3.1.1- Les structures monoclinales..... | 27 |
| 3.1.2- Les plis..... | 29 |
| 3.1.2-1-Élément d'un pli..... | 29 |
| 3.1.2-2-Classification des plis..... | 31 |
| 3.2. La déformation discontinue : les failles | 37 |
| 3.2.1-Élément d'une faille..... | 37 |
| 3.2.2-Nomenclature des failles..... | 39 |
| 3.2.3-Joints de cisaillement, fentes de tension et diaclases..... | 44 |
| 3.3. Les nappes de charriage..... | 45 |
| 3.4. La microtectonique..... | 46 |

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).

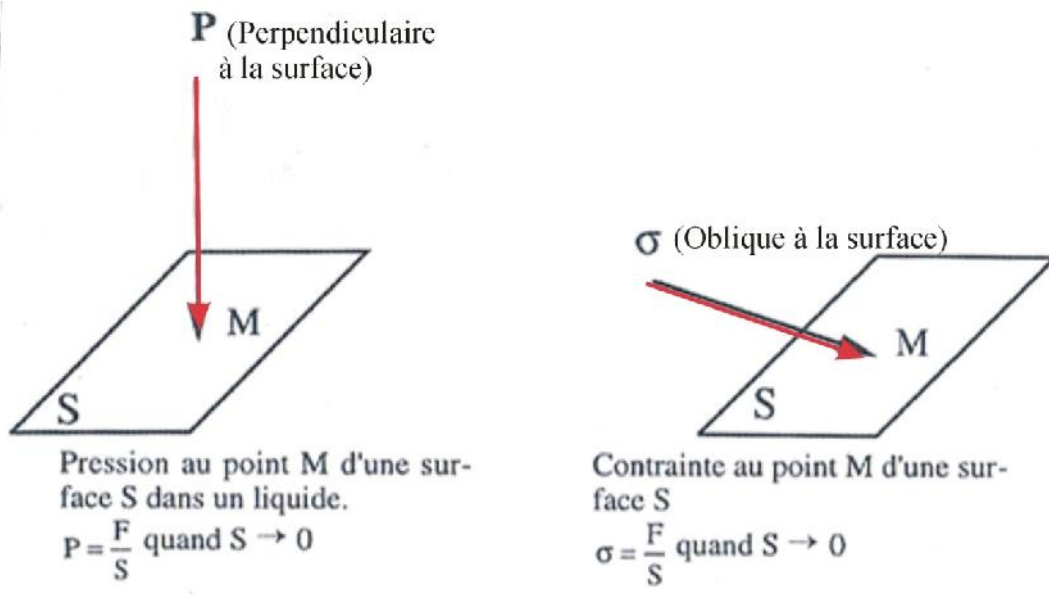


Figure 1. Notion de pression et de contrainte (Nougier, 2000).

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) :

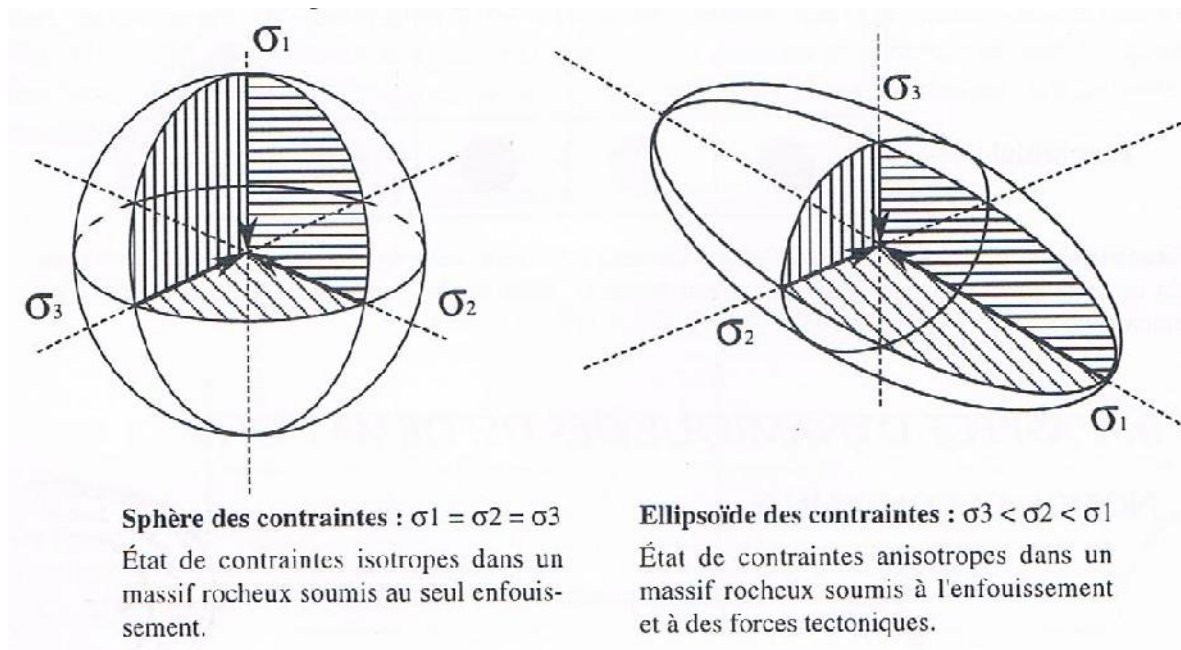


Figure 2. Représentation des contraintes dans l'espace (Nougier, 2000).

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**.

2eme 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).

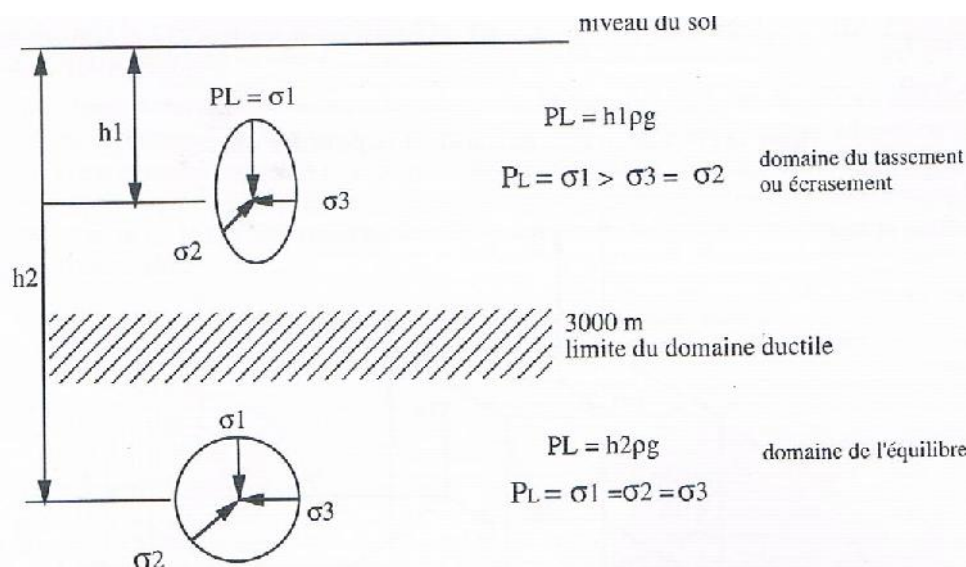


Figure 3. La pression lithostatique (Nougier, 2000).

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).

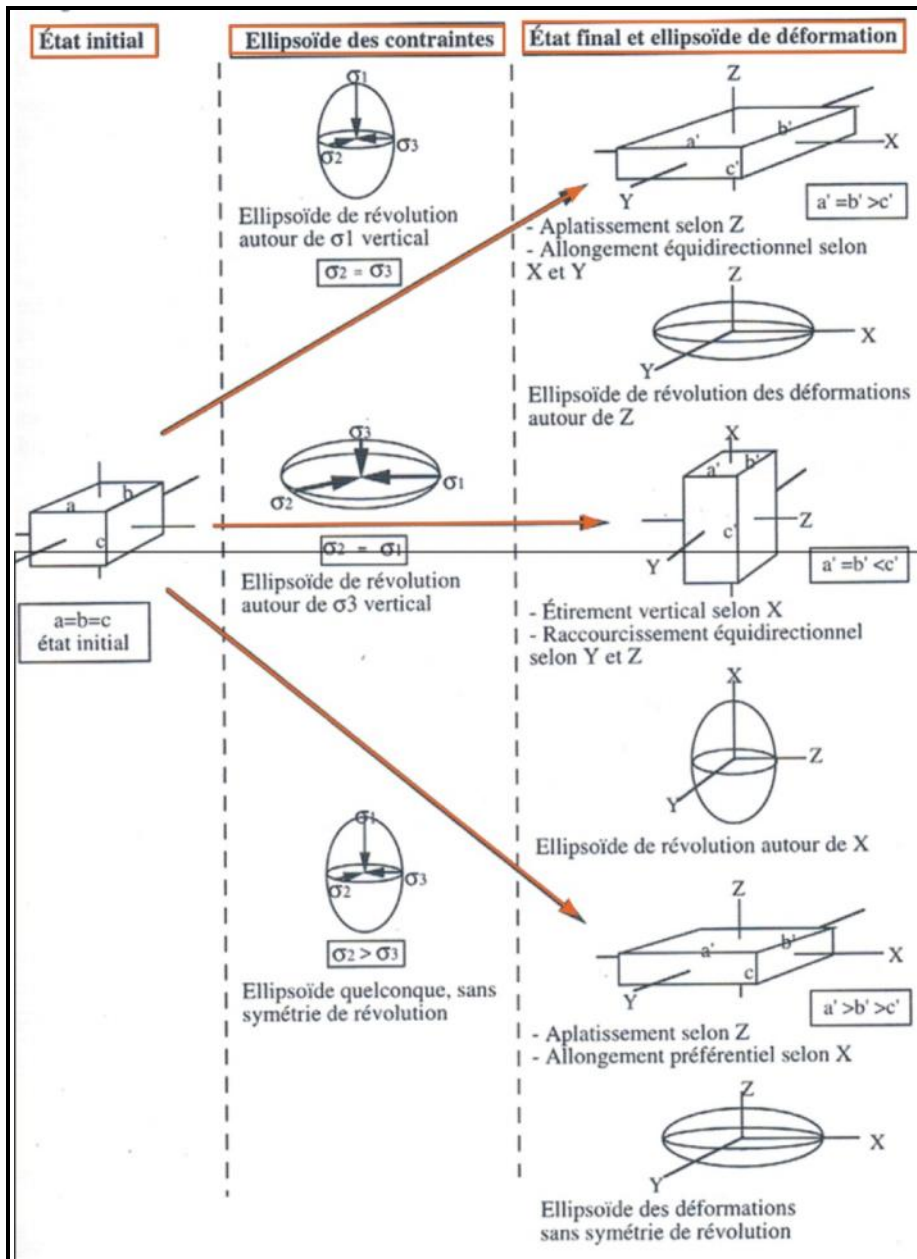


Figure 4. Relations entre axes des contraintes et axes de la déformation dans le cisaillement pur (Nougier, 2000).

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 ;

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).

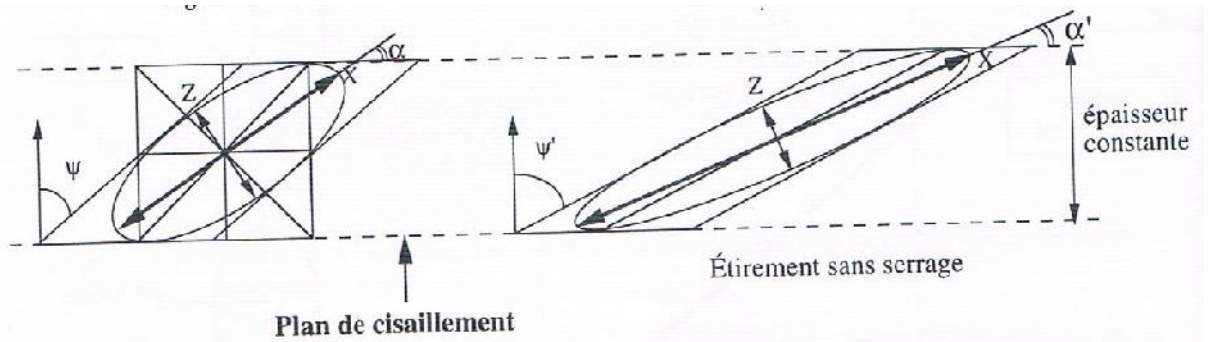


Figure 5. Rotation des axes de l'ellipse de déformation (Nougier, 2000).

2-NOTION DE DÉFORMATION

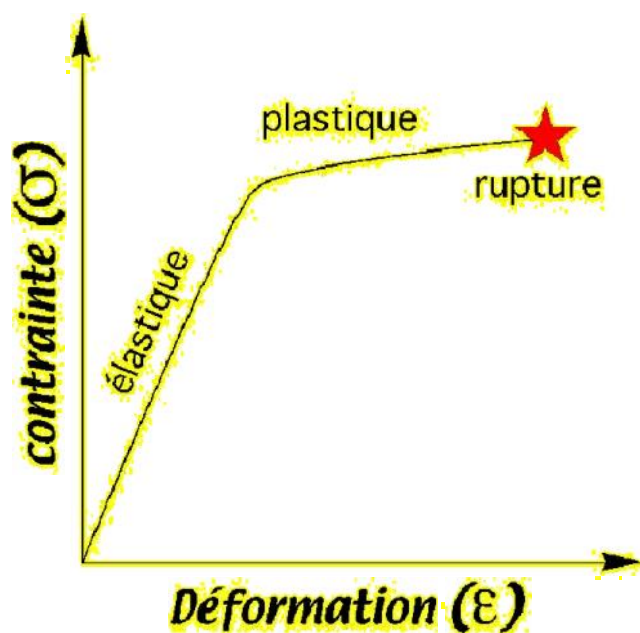
Les différentes roches se manifestent par trois types de déformations :

-**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.

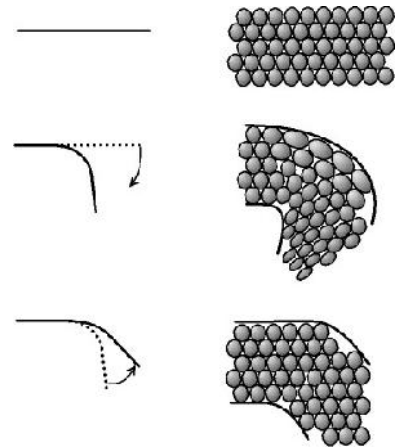


Figure 7. La déformation élastique est une déformation réversible (Caillette, 2012)

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).

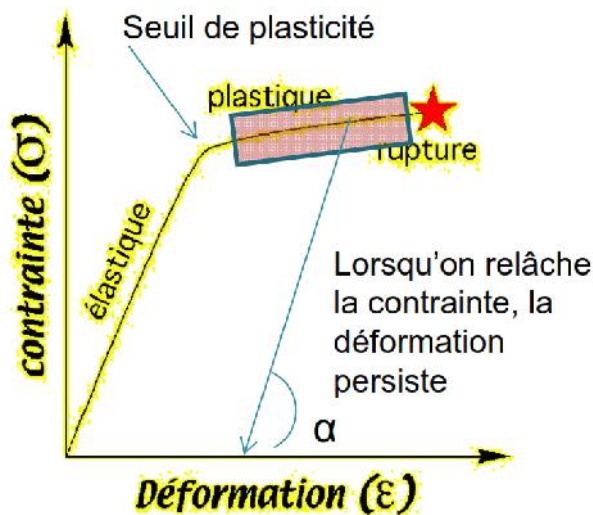


Figure 8 .La déformation plastique (Caillette, 2012)

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).

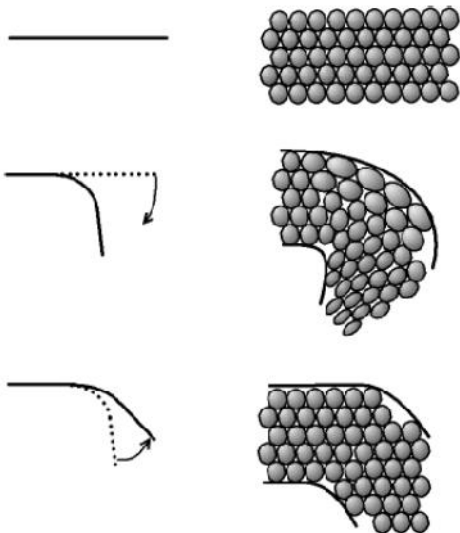


Figure 9. La déformation plastique est irréversible (Caillette, 2012)

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).

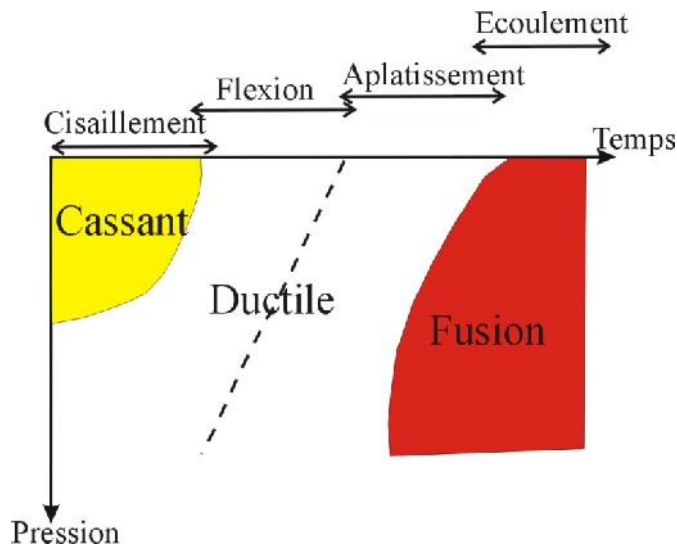


Figure 10. Allure schématique des différents domaines de mécanismes de déformation en fonction de la pression et de la température (Mattauer; 1980).

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**.

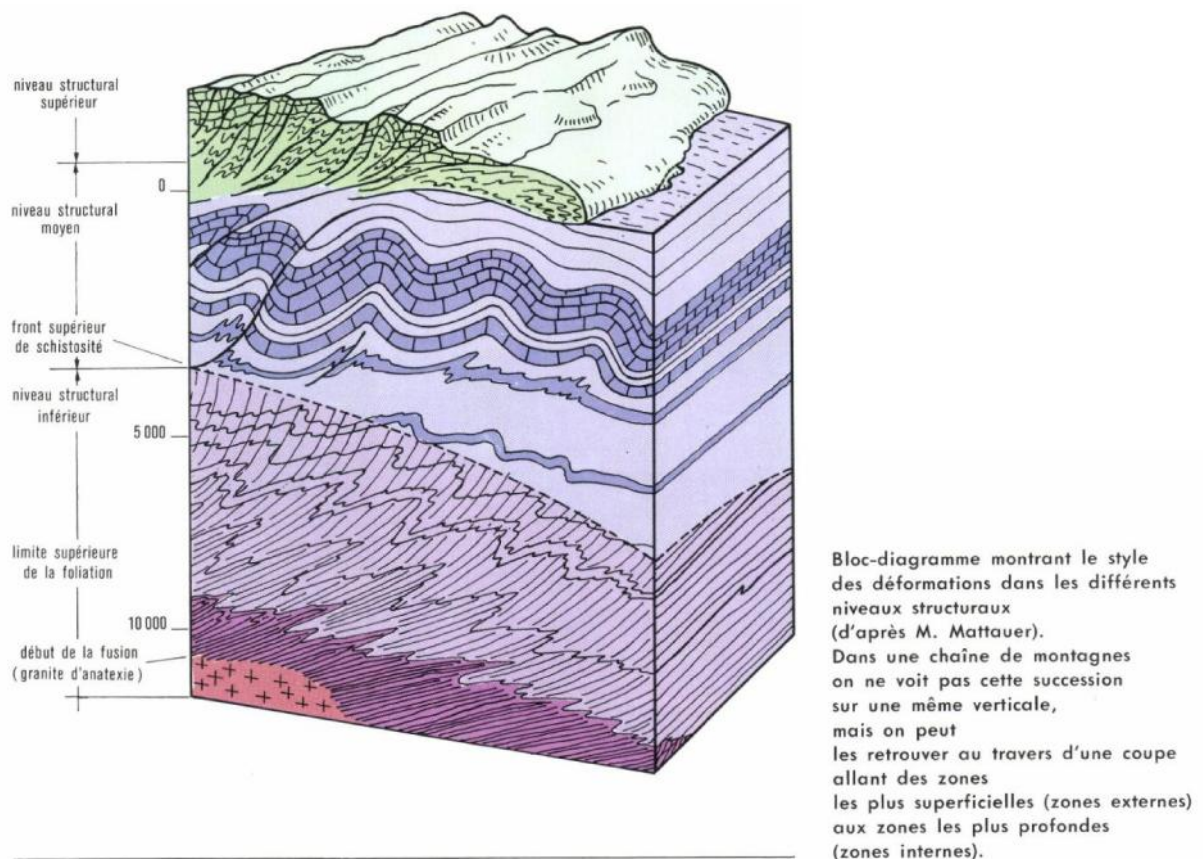


Fig.10. Coupe d'un segment de chaîne plissée (Mattauer, 1980)

- **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.

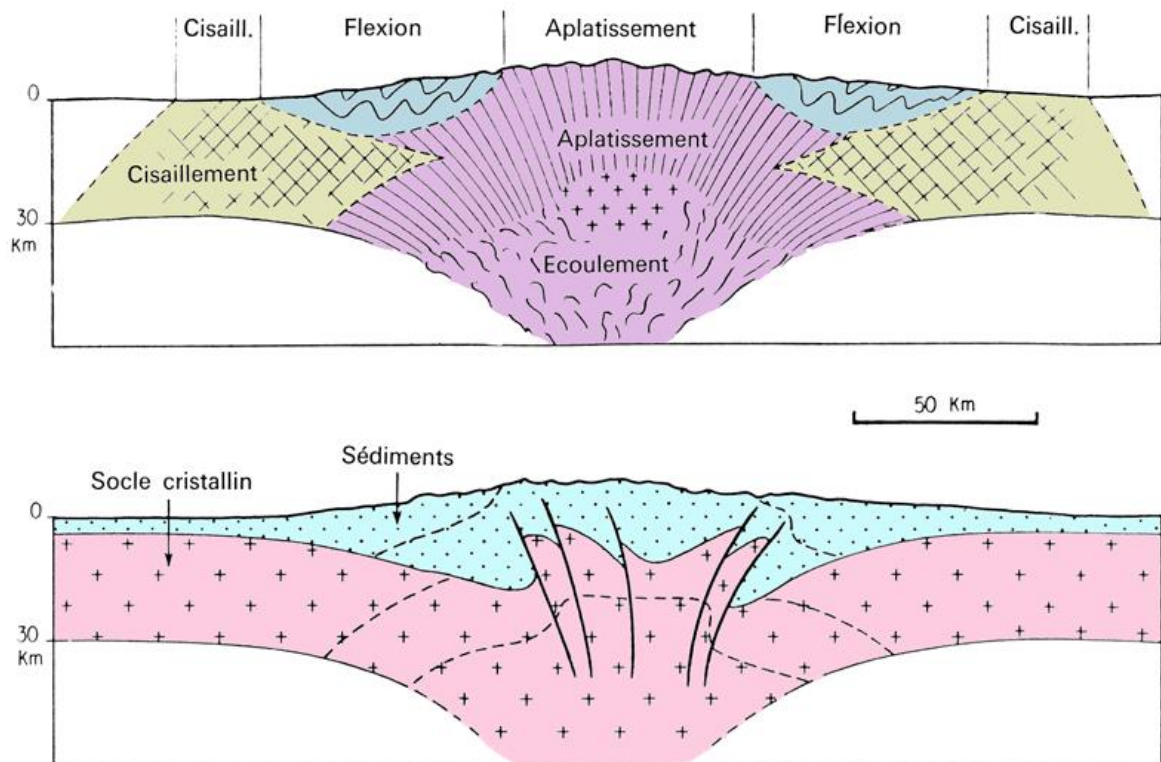


Figure 12. Les mécanismes de déformation après la phase d'érosion ou de réajustement isostasique (Mattauer, 1980).

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. »

CHAPITRE 2- DEFORMATIONS NON TECTONIQUE

La déformation tectonique engendre souvent des structures tectoniques régulières, un certain style de plis, une certaine disposition des couches et l'échelle des structures est respecté. Dans ces conditions, les masses rocheuses s'accordent parfaitement avec l'ensemble tectonique et constitue un élément inséparable de toute l'unité sédimentaire.

Les structures non tectoniques sont réparties d'une manière irrégulière, souvent isolées au sein des unités lithologiques. Un critère important est la période de la déformation de la masse rocheuse, comparée à la date de formation de cette dernière. Si la dislocation a affecté les couches sédimentaires au cours de leur diagénèse, c'est-à-dire pendant la période de la sédimentation, les sédiments gorgés d'eau peuvent fluer à la manière d'une vase et donner une structure dérangée ou fracturée, on la rapporte à la catégorie d'accidents ou de **déformations non tectoniques**. Ces structures sont dits synsédimentaires. La seule force impliquée dans la déformation non tectonique est **la gravité**. Les structures contemporaines des couches géologiques telles que les glissements de terrain, les éboulements, les slumps, les olistolithes, les olisthostromes, les convolutes, on examinera ci-dessous, les formes typiques de ces déformations non tectoniques.

2.1. La reptation (creeping)

Ce processus implique un glissement lent, sur une surface de décollement, de sédiments (généralement de la boue) conservant leur cohésion mais se déformant plastiquement et très lentement sous l'effet d'une charge constante. Lorsque le processus s'arrête, les dépôts consistent en des strates, légèrement inclinées et présentant de faibles déformations internes. Si la pente est assez forte ou si les conditions physiques évoluent (chocs dus à un séisme, infiltration de fluides, augmentation de la charge), la reptation peut évoluer et se transformer en glissement sédimentaire (Mulder et Cochonat, 1996 ; *in* Bougara, 2013).

2.2. Le glissement de terrain

Ils correspondent respectivement aux glissements rotationnels et aux glissements translationnels). La traduction française “glissement” étant trop vague et pouvant prêter à confusion, nous utiliserons les termes anglais “slide” et “slump”, largement utilisés même en français, le terme “glissement” étant utilisé seulement dans son sens général. Les slides et slumps sont des mouvements de masses sédimentaires cohérentes sur une surface basale cisailante nette (généralement un plan de stratification), limités de tous les côtés par des plans de rupture distincts, en particulier en amont par un escarpement de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Trois types de glissement sont distingués en fonction de la géométrie de la surface de rupture (Sève et Pouget, 1998).

- Glissement plan, le long d’une surface plane ;
- Glissement circulaire ou rotationnel simple ;
- Glissement complexe.

2.3. Autres structures synsédimentaires

2.3.1. Les structures convolutées

Ce sont des stratifications particulières, soulignées par des ondulations et plissements irréguliers d’une couche finement stratifiée dans une formation à stratifications majeures planes ou obliques. Les convolutes sont souvent formées par un litage fin. Le phénomène tend à disparaître dès que l’épaisseur des feuillets de silt ou de sable fin augmente. L’abondance des micas favorisent le phénomène de déformation. Les strates à convolutes ont une grande continuité latérale, cette continuité affecte l’ensemble de la couche déformée. Des figures de courant telles des grooves marks et flutes marks marquent la limite inférieure de la couche à convolutes. La lithologie des convolutes se compose d’argiles, marnes, argiles silteuses, silts argileux et silts. La morphologie de toutes les formes de convolutes est le pli antiformal à crête aigue et étroites symétrique, incliné ou couché et séparé des suivants par des creux larges et arrondis (fig. 13). L’épaisseur des couches à convolutes varie entre 2 cm et 50 cm, latéralement, la déformation s’étend à l’échelle décimétrique ou hectométrique (Boulvain, 2010).



Figure 13. Des convolutes dans le flysch dévonien du socle paléozoïque de Saida (Bougara, 2013). L'amplitude de la déformation est de 10 cm.

Avec la plupart des auteurs récents, on peut considérer les convolutes comme un phénomène syngénétique, d'autres auteurs proposent un mécanisme post sédimentaire, mettant en jeu le comportement hydroplastique du sédiment sous l'effet d'une surcharge.

2.3.2. Les slumps ou le phénomène de slumping

Les structures correspondent à des **déformations syngénétiques**, c'est-à-dire des plissements qui s'effectuent en même temps que la sédimentation. Il s'agit de plissements métriques à décamétriques, voire plusieurs centaines de mètres, donc affectant un ensemble de couches sédimentaires. Elles s'observent dans des sédiments fins (sitite, argile, boue carbonatée). Elles sont limitées par des strates indemnes, non déformées, ce qui les distingue des couches déformées tectoniquement. Le sédiment ou la strate gorgée d'eau va se déplacer et glisser le long d'une pente sédimentaire en donnant des plis contemporains du dépôt sédimentaire pouvant avoir une orientation préférentielle vers le bas de la pente fossile. Il s'agit d'un glissement rotationnel (non plan) alors que les sliding concernent des glissements plans. Les slumps s'observent à la base des pentes sédimentaires de nombreux environnements. Les slumps sont caractéristiques des dépôts de bas de talus continentale, donc les dépôts hyper-dilatés, très épais telles que les flyschs. Il est important de rappeler que le temps de dépôts des flyschs est relativement court, parallèlement, son épaisseur est souvent de l'ordre de quelques milliers de mètres, et par effet d'une surcharge sédimentaire d'un dépôt non

lithifié, la masse sous l'effet de la gravité se déforme en donnant des slumps (Shanmugam, 1996a).

La cause de la formation des slumps repose sur plusieurs facteurs : séisme; soulèvements ou effondrements tectoniques ; pentes accentuées ; déstabilisation liée à un dépôt rapide accompagné d'excès de charge ou d'expulsion de fluides ; alternance de sédiments de natures différentes déterminant des degrés variables de compaction); teneur élevée en eau; dégradation biochimique de la matière organique avec production de gaz au sein du dépôt, déformation du substrat par gonflement de masses évaporitiques (halocinèse). Ces divers facteurs sont à l'origine du fait que les slumps sont particulièrement fréquents dans les lacs et mers au large des grands fleuves, à l'amont des éventails détritiques sous-marins ainsi que sur les talus des marges continentales instables (Pickering et *al.* 1989). Il se peut qu'en parallèle de slumps, on trouverait des bancs dérangés, fragmentés et affectés de plis déracinés, perturbés et syngénétiques (Fig. 14).



.Figure 14. Structure de slumps (photo prise du site [https :: https://www.google.co.uk/search slumps collapse structure geology](https://www.google.co.uk/search slumps collapse structure geology)).

2.3.3. Les couches à structure en boules et coussins « ball and pillow »

Les **structures en boules et coussins** s'observent au sein de couches argileuses et sableuses superposées et consistent en un découpage des bancs sableux en sortes de miches emballées dans une matrice fine au sein de laquelle elles se sont enfoncées. Les boules sableuses sont contiguës ou séparées, selon l'abondance de l'emballage argileux, et sont plus abondantes à la base des bancs. L'expérience montre que les bancs sableux peuvent se fragmenter par suite d'ondes verticales de chocs associées à des tremblements de terre, ainsi que de surpressions. La liquéfaction des sédiments d'une couche hydroplastique est sans doute le facteur primordial de la formation des convolutes. Divers phénomènes peuvent générer cette liquéfaction: courants de traction agissant à l'interface eau-sédiment, surcharge sédimentaire locale, chocs, compaction par émergence. Les convolutes sont caractéristiques du terme C des turbidites, mais ont été également observés dans des environnements variés, tidal flats, plaine alluviale, point bars, etc (Boulvain, 2010).

Ces niveaux peuvent former une masse métrique lenticulaire dont la limite avec le sédiment sous-jacent n'est pas facile à tracer: c'est un plan de cisaillement. La masse arkosique sus-jacente est caractérisée par une morphologie en boules et coussins (ball, pillow et pillow bed) sphériques ou ellipsoïdaux et souvent alignés le long de plans de stratification (Fig.15 & 16). Ces structures sont plus foncées et plus dures que les sédiments environnants. Elles sont parfois espacées et injectées par les arkoses plus claires sous-jacentes dont l'allure rappelle des structures de pincement de type «pinch out». Les grains sont grossiers à très grossiers (0.25 mm et 3mm) et présentent des alignements plans (Bougara, 2013).



Figure 15. Les couches en boules et coussins (Bougara, 2012).

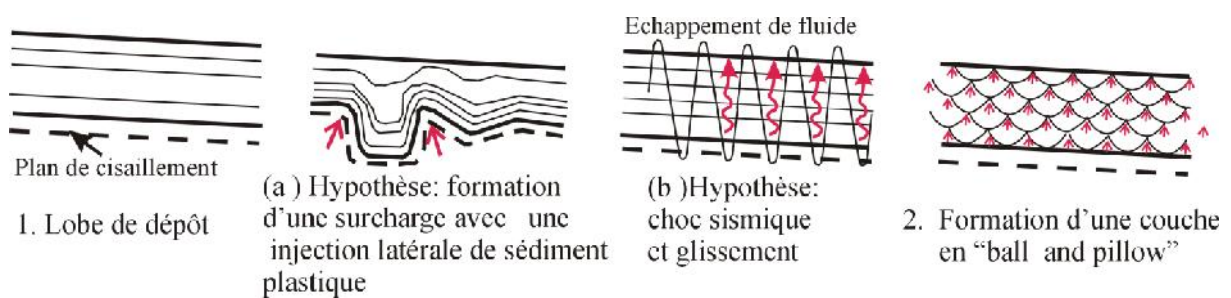


Figure 16. Formation des structures en "ball and pillow" par le phénomène d'échappement de fluide lors d'un dépôt rapide d'un lobe de dépôt (Bougara, 2012).

2.3.4. Déformations de couches non consolidées sous l'effet de la pesanteur des couches sus-jacentes

Si une couche récemment formée (non lithifiée) et conservant encore sa fluidité est recouverte par des couches ou des dépôts plus lourds et plus denses, il se produit une instabilité mécanique, la matière de la couche supérieure tend à s'enfoncer dans la couche inférieure non consolidée. Cette dernière est refoulée vers le haut, c'est le **phénomène d'advection** (Belousov, 1978). Il se succède des ondulations larges et aiguës dont l'allure générale rappelle celle des plissements dans les coulées de vase. L'influence d'une pression inégale de couches supérieures sur les couches inférieures peut se manifester sur des distances importantes. Si une série sédimentaire compétente (grès, calcaires, etc.) recouvrant une série sous-jacente plastique (argiles, marnes, etc), la pression différentielle sur les couches plastiques peut les refluer de certains points pour les chasser dans d'autres.

L'influence d'une charge sédimentaire inégale de couches supérieures sur les couches inférieures peut se manifester sur de longues dimensions. Si une série sédimentaire recouvrant de couches plastiques s'est formée dans des conditions d'accumulations inégales de manière que certaines portions de couches soient plus lourdes que d'autres, la pression différentielle sur les couches plastiques sous jacentes peut les faire refluer de certaines zones pour les chasser vers d'autres. Dans les lieux de refoulement, les couches peuvent se froisser et subir des plissements (Fig. 17).

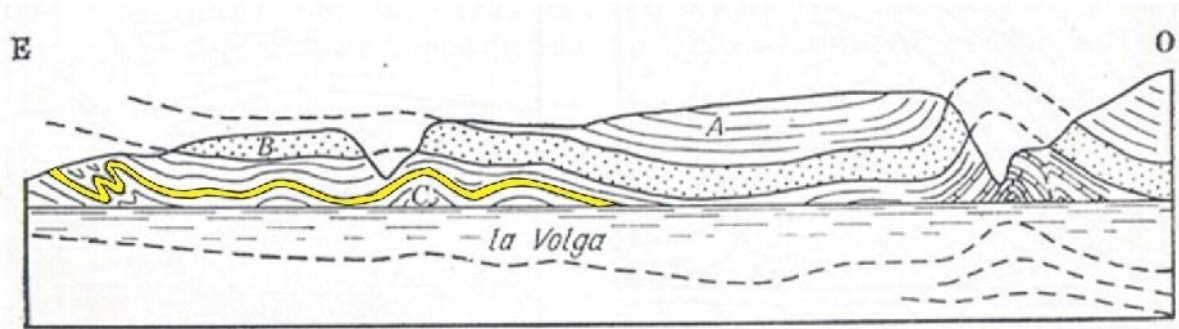


Figure 17. Plissements superficielles sous l'action de percement de bancs dans une vallée (Belousov, 1978).

Aussi, des intrusions de roches plastiques (argiles, sables humides, marnes, gypses) peuvent se frayer un chemin le long de fissures néoformées au voisinage d'un ensemble de couches compétentes sur de couches incompetentes (plastiques). Après solidification, il se forme des corps rappelant **des dykes clastiques** dits encore **dykes neptuniens** (Belousov, 1978 ; fig. 18).

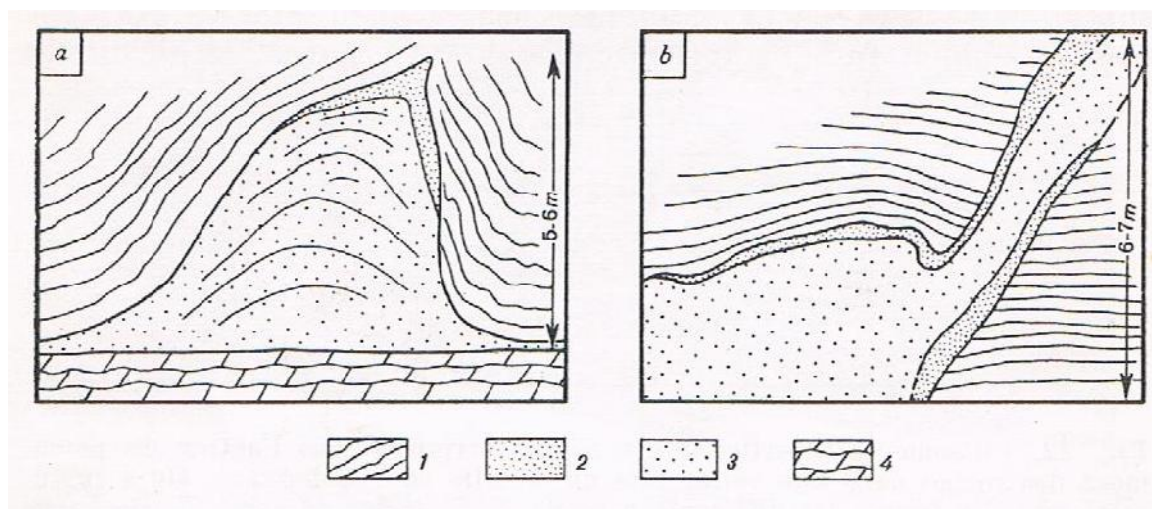


Figure. 18 Deux dykes filoniens, d'après Belousov, 1978 (1. Gaises, 2. Grès, 3. Sables, 4. Marnes)

2.3.5. Couches perturbées lors d'un glissement sous marin

Parmi les glissements non tectoniques, on reconnaît des bancs entièrement déformés, froissés ou perturbés, à plis confus, parfois disloqués et délimités au sein de couches supérieures et inférieures restées indemnes de la déformation. Ils sont interprétés comme des couches meubles, nouvellement formées et déposés au fond d'un bassin sédimentaire ayant acquis une certaine pente à la faveur de mouvements tectoniques. Les sédiments sont saturés en eau, deviennent très fluents, glissent le long de pentes parfois à très faible inclinaison, c'est-à-dire ne dépassant pas 1°. Les glissements sous marins peuvent affecter des masses rocheuses de dimensions variées et aboutir à des structures différentes. Parmi les critères permettant de distinguer les glissements sous marins des déformations tectoniques :

- Délimitation de la série perturbée par une série sous jacente et sus jacente régulière et plane ;
- Absence de plans de stratifications ;
- Nature irrégulière des déformations et absence de liens avec la tectonique régionale.

Il arrive qu'après glissement sous marin de strates compétentes (grès, calcaires,..) déjà consolidés, se transforment fragments de couches ou en brèches et blocs isolés. Ces derniers peuvent glisser sur un fond vaseux en pente. De tels glissements peuvent être générés par des séismes. C'est ainsi que des blocs de calcaires ou de grès peuvent être transportés sur le fond à des dizaines de kilomètres de leur lieu d'origine et fossilisés par des sédiments plus récents (**blocs exotiques**) ; (Belousov, 1978).

Les écroulements de matériaux jouent un rôle important dans les processus de sédimentation et de remaniements des dépôts sous aquatiques. La présence de brèches, de blocs ou de bancs, de taille importante, au sein de séries argilo-gréseuses permet de déceler ces phénomènes d'écroulement. L'**écroulement** est caractérisé par le dépôt de masses importantes de blocs concassés, demeurés presque sur place, et par la formation de brèches chaotiques. L'**olistolithe** ou l'**olistostrome** est un glissement qui se caractérise essentiellement par un déplacement qui varie de quelques centaines de mètres à une centaine de kilomètres si bien que les blocs sont généralement exotiques par rapport à leur substratum. La taille des masses ainsi déplacée varie du simple bloc

banal (m³), l'olistolithe à la gigantesque structure bréchique, à matrice argileuse et olistholithes appelé olistostrome (Souquet, 1987).

2.3.6. Les déformations dues aux variations du volume des roches

Une anhydrite ayant absorbé de l'eau peut se transformer en gypse en **augmentant son volume** de 60% (Belousov, 1978). Cette réaction peut se dérouler à des profondeurs de 150 m au dessous du sol. C'est un facteur complémentaire contribuant au soulèvement des diapirs. Si l'anhydrite constitue une couche entre deux couches plastiques, par exemple des argiles, cette augmentation de volume engendre des laminations plissotées claires et sombres (Fig. 19).

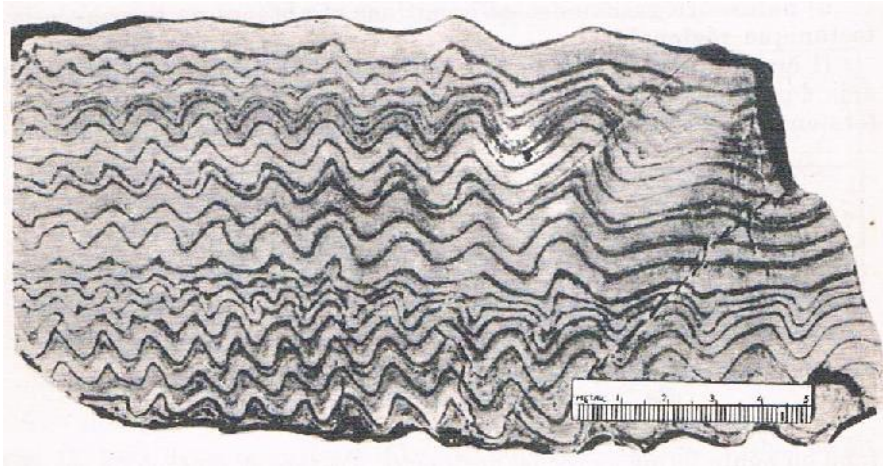


Figure 19. Plissotements formés par augmentation du volume au cours de la transformation de l'anhydrite en gypse (Belousov, 1978).

En parallèle, tout volume de roches peut **se rétrécir**. La cause principale de rétrécissement des roches sédimentaires est la dessiccation. Parmi les structures de dessiccation, on distingue les fentes de retrait : on les rencontre dans les sédiments fins soumis à la dessiccation dans les environnements côtiers et lacustres. Ces fentes peuvent être organisées en réseaux polygonaux à maille millimétrique à plurimétrique. Les fissures entre les polygones peuvent être ouvertes ou remplies tardivement par une substance minérale ou sédimentaire (Fig. 20).



Figure 20. Fente de retrait (Planete Terre, Lyon)

La diminution de volume de roches sédimentaires est en relation avec leur dessiccation, engendrant des **structures de tassement**. Soit une série sédimentaire se composant de plusieurs couches se déposant horizontalement. Avant la diagénèse, la teneur en eau est élevée initialement jusqu'à 70% pouvaient après tassement diminuer de leur épaisseur de quatre fois (Belousov, 1978). C'est ainsi que l'épaisseur finale d'une couche sédimentaire quelconque peut être beaucoup inférieure à leur épaisseur primitive.

Aussi des plis non tectoniques dits **plis de tassement** peuvent se créer à la faveur d'un dépôt de couches successives sur un substratum ou un socle en forme de saillie. Les couches qui étaient à l'origine horizontales vont acquérir une structure de mégapli. L'épaisseur des couches au niveau des crêtes serait inférieure à celle des creux. Le même phénomène s'observe au cas où au milieu d'une série sédimentaire s'intercale une lentille incompressible formée le plus souvent de sable, ou dont la compressibilité est inférieure à celle des couches sous et sus jacentes, il se forme sous l'effet de la gravité et donc du phénomène de tassement, une structure anticlinale de tassement (fig. 21).

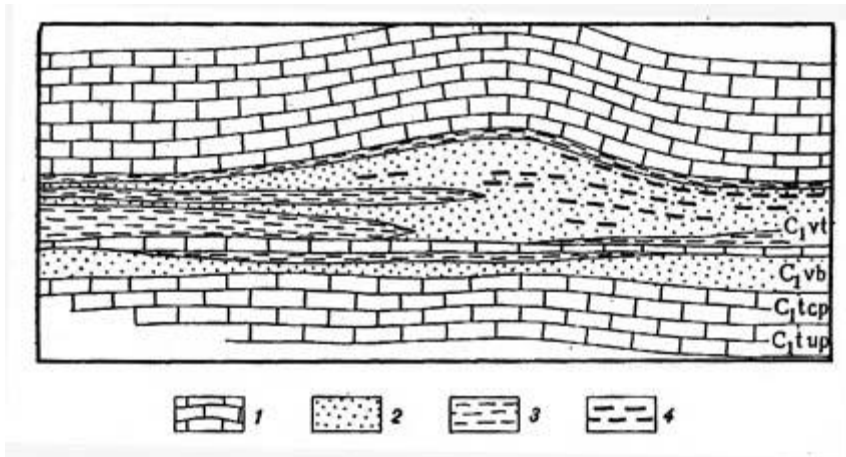


Figure 21. Pli de tassement dans les dépôts du carbonifère inférieur (Belousov, 1978)

2.3.7. Déformation par fauchage

Le déplacement se fait d'une manière progressif et superficiel des couches altérées affleurant le long d'une pente, c'est la **reptation**. Elle se manifeste surtout en période humide. Les petits mouvements verticaux que le sol subit à la suite de la succession d'humidification et de dessiccation de fragments de roches ou des minéraux d'argiles, ou encore à la suite du gel et dégel de l'eau présente, en sont la cause principale. Après gonflement sous l'action de l'humidification, le fragment d'argile, lorsqu'il sèche retombe à la verticale (Robertsix, 2012).

Les couches fortement redressées vont se courber dans le sens de la pente, c'est le **fauchage** (Fig. 22).

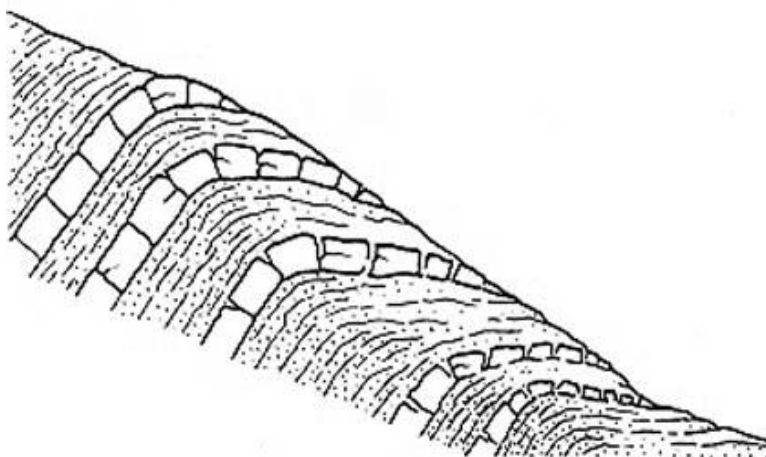


Figure 22. Déformation de couches le long d'une pente appelé un fauchage (Robertsix, 2012).

Dans les séries sédimentaires constituées de roches carbonatées, de gypse ou de sels, **la dissolution** de ces roches en profondeur entraîne l'effondrement du toit et l'apparition de gouffres ou de cavernes en forme d'entonnoir aussitôt colmatés par des brèches et blocs plurimétriques, pouvant se fossiliser à des périodes différentes, ce sont les **effondrements karstiques** (Fig. 23).



Figure 23. Effondrement karstique (<http://zone-7.net/articles/letrange-phenomene-des-trous-terrestres>)

2.3.8. Action des glaciers et du sol gelé en permanence

Au cours de leur mouvement, les glaciers exercent une pressions sur les roches sous jacentes, les entraînant derrière l'avancée ou le recul du glacier en formant des plissements et parfois des chevauchements (Belousov, 1978). Un critère important les fait différencier des structures tectoniques est leur nature superficielle, ne dépassant guère quelques dizaines de mètres de profondeur, aussi les terrains dérangés sont d'âge quelconque. Des blocs exotiques que le glacier a déplacé sous forme d'îlots rocheux sont souvent observables.

La figure ci-dessous montre un cas particulier de la solifluxion où le sol gelé va pendant la période de dégel conduire à la saturation d'eau en surface mais restant encore gelé en profondeur. L'impossibilité de drainage amènera à la création de loupes de sol ou des surfaces d'arrachements et le fluage des sédiments vers le bas dans des conditions de faible pente (2 à 3°). Les résultats donnera un bombement avec localement des fissures béantes (Fig. 24).

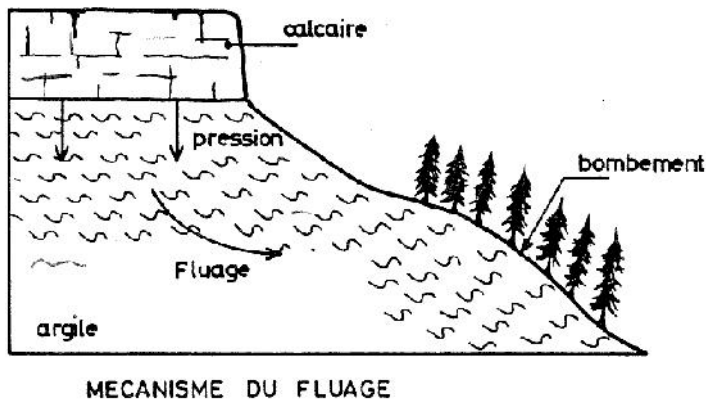


Figure 24. Le mécanisme de fluage (Schéma tiré de INSA, géologie de l'ingénieur)

CHAPITRE 3-LA DÉFORMATION TECTONIQUE

Les structures tectoniques sont très nombreuses et très variées, on peut classer les objets tectoniques en deux grandes catégories qui correspondent à deux réponses différentes des terrains aux contraintes qui s'appliquent sur eux. Les déformations cassantes et les déformations souples. L'étude des structures tectoniques nécessite la description de leur nature (plis, failles, Pli-faille, chevauchement ...); leur géométrie (éventuellement leur dimension), leur chronologie (datation relative); la cinématique (quels mouvements ont créé ces structures ?, leur évolution dans le temps (en tenant compte de la schistosité, et la fracturation synsédimentaire) ?; le mécanisme de déformation (quelles forces sont responsables de ces mouvements?, Comment les roches se déforment-elles ?. Ces notions seront traitées ci-après.

3.1. La déformation continue dite souple: les plis

Si les terrains réagissent aux effets tectoniques, la déformation se traduit par des ondulations ou des plis dont la fréquence et l'amplitude sont fonction de l'intensité des contraintes, de la nature des couches concernées et de la profondeur.

3.1.1. Les structures monoclinales

On appelle **structures monoclinales**, les formations géologiques dont les couches sont parallèles et régulièrement inclinées dans le même sens, avec un pendage modéré (moyen à faible) sur de vastes étendues et qui non affectées par des plis (Fig.

25).

Les formations de la couverture mésozoïques des Hauts sont un exemple remarquable.

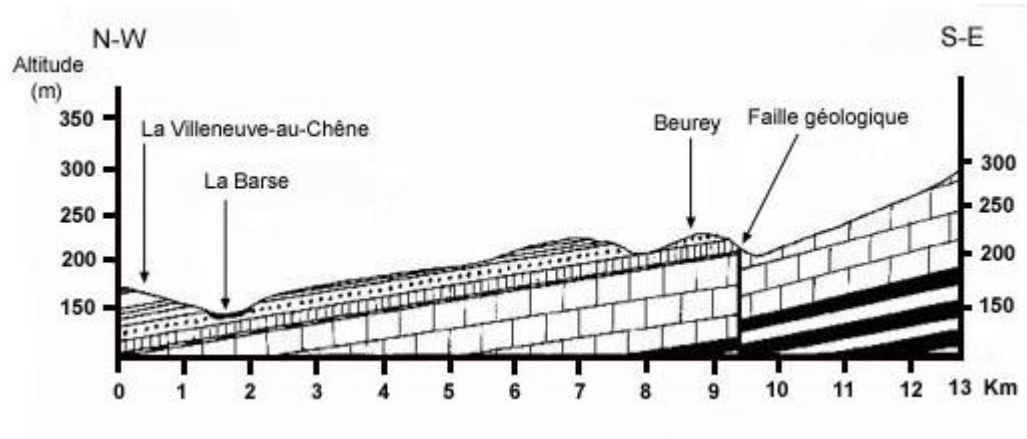


Figure 25. Structure monoclinale (Publié par Robertsix, 2012, in <https://robertsix.wordpress.com/2012/08/01/geologie-structurale-3/>)

Pour des terrains ayant un pendage faible à nulle, les formations géologiques ont une structure tabulaire, horizontale ou subhorizontale, c'est le cas de la Meseta oranaise (Fig. 26).

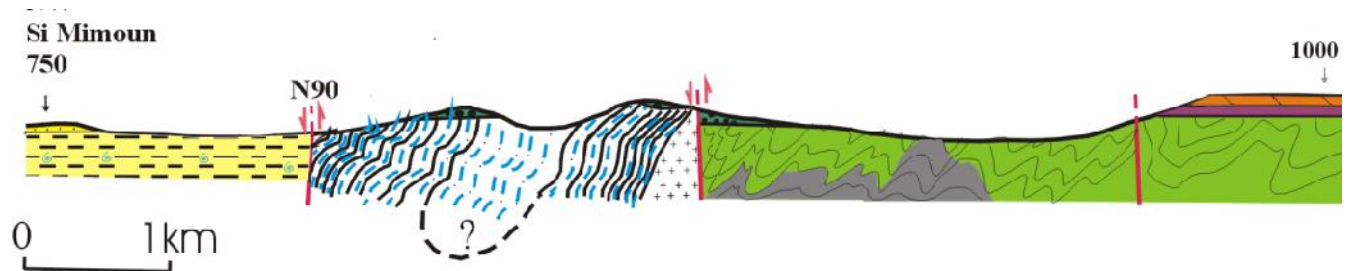


Figure 26. Relation entre le socle paléozoïque plissé et la couverture secondaire tabulaire, les formations du Dévonien forment un anticlinorium déversé (Bougara, 2012)

Légende

JS2F. Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur: "Grès de Sidi Amar"

JS1S. Callovo-Oxfordien inférieur: "Argiles de Saïda"

Jmi A. Aaleno-Bajocien: "Calcaire d'Ain Balloul"

JiS. Toarcien: "Marnes de Safch"

Ji2b. Sinémurien à Carixien: "Dolomie de Bou-loval"

T. Trias: Complexe volcano-sédimentaire, roches vertes

γ. Stéphanien: Granitoïdes post hercyniens

H. Viséen supérieur: Conglomérats et schistes à polypiers et brachiopodes

D. Dévonien: "Faciès flysch"

S. Silurien: Schistes gris ampélitique, phanites à graptolites et brachiopodes.

O. Ordovicien: Schistes gris sombres, schistes satinés, schistes verdâtres à passées gréseuses et grès associés à des quartzites.

La forme élémentaire du relief monoclinale s'organise comme suit :

Il s'agit d'un relief dissymétrique en saillie constitué (Fig. 27) :

- d'un côté, par un **front de cuesta** (Fig. 28) ;
- de l'autre côté, par un plateau dont la pente douce a la même orientation que le pendage des couches : le **revers de la cuesta**.

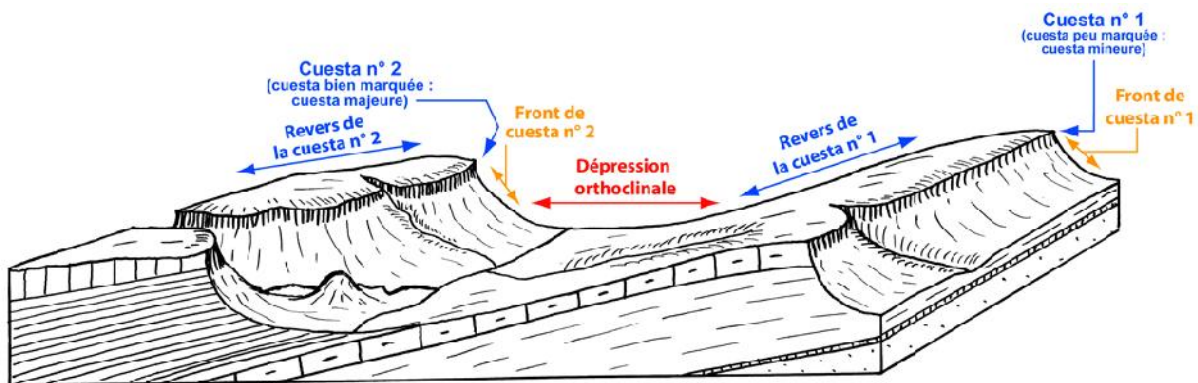


Figure 27. Organisation du relief associé à la structure monoclinale: relief de cuestas, *in* Traité de Morphologie (1955)...



Figure 28 . Le relief tabulaire, on remarque un substratum plissé dévonien surmonté en discordance angulaire par une couverture sédimentaire tabulaire (60 mètres de puissance), débutant par un complexe volcano-sédimentaire suivi par une dalle carbonatée liasique (Bougara, 2012)

3.1.2. Les plis

3.1.2.1. Éléments d'un pli

L'unité élémentaire de la déformation souple est le pli, on distingue:

3.1.2.1.1. La nature ou la forme d'un pli

Les divers éléments se combinent en une très grande diversité de structures. Schématiquement, on reconnaît les principales formes suivantes (Fig. 29):

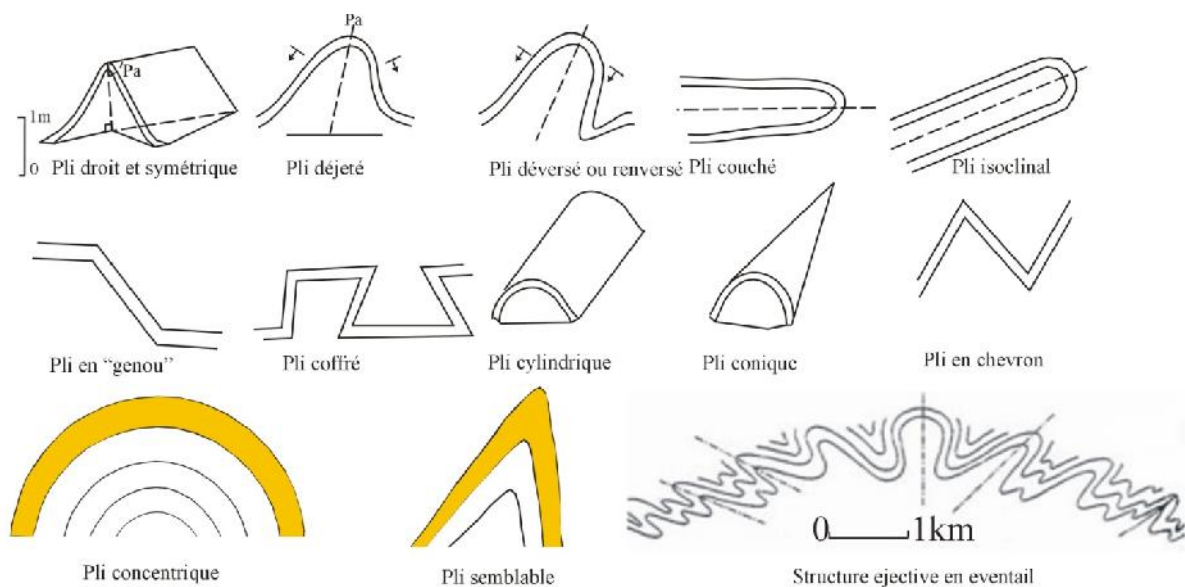


Figure 29. La forme de plis. (Pa : Plan axial). Noter que si la structure en genou a une échelle kilométrique, elle est dite « flexure », elle est formée de deux charnières, l'une anticlinale et l'autre synclinale réunissant deux zones tabulaires (Extrait du Dictionnaire de Géologie de A. Foucault, modifié).

3.1.2.1.2. Les caractéristiques d'un pli

Les différents éléments caractérisant un pli sont représentés sur la figure ci-dessous. Un pli comporte un pli droit ou gauche, un plan axial, un angle d'ouverture (Fig. 30), une charnière et un axe de pli ayant un certain plongement. La charnière est la zone où la courbure est maximale; l'axe est la ligne passant par le milieu de la charnière. Le plan reliant ces axes est appelé un plan axial du pli. Dans un pli, un flanc peuvent être normal ou inverse selon sa position stratigraphique.

L'angle d'ouverture, angle dièdre que l'on peut mesurer à l'aide d'un rapporteur. Le pli est ouvert si l'angle est très important, serré si l'angle est faible et isoclinal si ses flancs sont parallèles

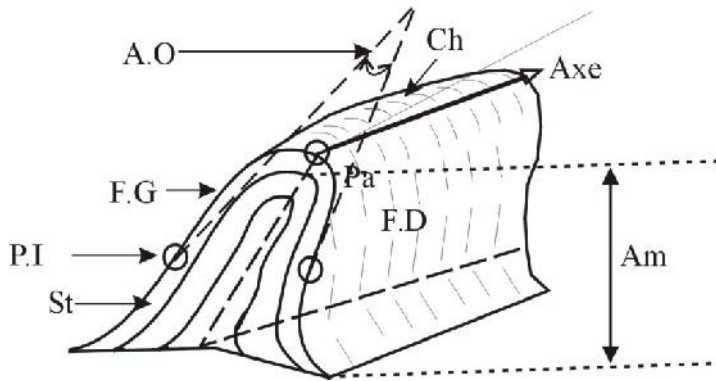


Figure 30. Les principales mesures d'un pli. .P.I. : Point d'in flexion, St : Strate, F.G. Flanc gauche, F.D : Flanc droit, A.O. : Angle d'ouverture, Ch : Charnière, Am : Amplitude du pli.

3.1.2.2. Classification des plis

Les géologues ont classé les plis selon différents critères, géométrique, génétique ou en fonction de leurs dimensions, ainsi que d'un point de vue cinématique. (http://encyclopedie_universelle.fracademic.com/16510/PLIS_%28g%C3%A9ologie%29).

a. Selon leur géométrie

Il s'agit d'une classification descriptive basée sur la disposition du plan axial ou de l'allongement des strates plissées.

On définit **le pli droit** appelé encore le **pli symétrique** avec un plan axial vertical. Lorsque la charnière forme une voûte plane avec des flancs verticaux, on parlera de **pli coffré**. Dans le cas de **pli dissymétrique**, les pendages des flancs peuvent être de sens opposés auquel cas serait un **pli déjeté** ou de pendage ayant un même sens, le pli sera dénommé **pli déversé** dit aussi **oblique** car le plan axial est **oblique, renversé (retourné)** ou **couché** si le plan axial est horizontal. Dans le pli en **genou**, l'un des flancs est horizontal, l'autre est vertical ou subvertical. Un **pli cylindrique** est un pli dont le pendage des surfaces de stratification des flancs forme un cylindre. Un pli **conique** est un pli dont le pendage des surfaces de stratification des flancs forme un cône.

b. Selon leur dimension

Les structures tectoniques (plis et failles) ont des dimensions variables allant de l'échelle microscopique ou de l'affleurement à l'échelle du paysage. A petite échelle, on parlera de microplis (du millimètre au mètre). A grande échelle, on parlera d'**anticlinal** ou de **synclinal** si l'échelle est de l'ordre du kilomètre (Fig. 31). Les anticlinaux ont une structure concave vers le haut et dont le cœur est occupé par les couches les plus anciennes. Les synclinaux ont une structure concave vers le bas et dont le cœur est occupé par les couches les plus récentes. A plus grande échelle, c'est-à-dire de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres (décakilométrique), on parlera de **mégaplis** appelés couramment des **plis de fond** dont le pendage des flancs est imperceptible in situ, dénommés aussi plis de grand rayon de courbure. Ces plis de fond déforment le plus souvent le socle et la couverture. Les **synéclises** et les **antéclises** rentrent dans la catégorie de ces plis de fond. Une synéclise est un vaste synclinal dont la largeur est de l'ordre d'une centaine de kilomètres, le fond est souvent plat avec des flancs se relevant progressivement, la cuvette où la synéclise de Tindouf est un parfait exemple. Une antéclise appelé aussi un dôme est le contraire du terme synéclise, est un vaste Massif synforme à l'exemple du Massif d'Alger, d'âge Précambrien à Paléozoïque. **Anticlinorium** ou **synclinorium** est un vaste pli anticlinal ou synclinal composé de plis parallèles. On utilise ces termes pour des échelles de plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres. Le terme **brachyanticlinal** ou **brachysynclinal** si la longueur et la largeur de la structure sont à peu près les mêmes.

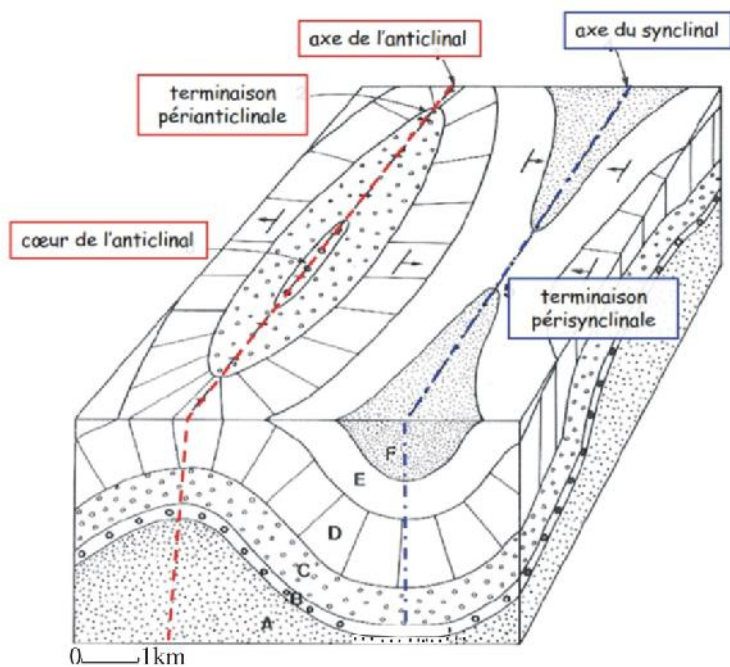


Figure 31. Les structures anticlinale et synclinale (Dumas, 2015 in *moodle-ensat.inp-toulouse.fr/mod/resource/view.php?id=5099.*)

c. Selon la cinématique

Si on analyse un pli, on se rend compte que la déformation est différente d'un point à un autre. Dans le cas d'un **pli isopaque** dit **parallèle**, l'épaisseur des couches mesurée perpendiculairement à la surface de stratification, reste constante dans tout le pli dont la forme varie du cœur à l'enveloppe. Un ensemble de courbures ou d'arcs de cercle sont dits **concentriques** s'ils se ramènent tous au même centre. Dans un **pli concentrique**, les épaisseurs des couches mesurées perpendiculairement à leur surface de stratification restent constantes. Par contre, la forme des courbures varie d'une couche à l'autre. Du cœur du pli vers l'extérieur, les couches externes (à l'extrados) sont en tension et se fracturent en diaclases ou en failles normales; celles à l'intrados sont en compression, elles ont parfois fortement plissées ou sont affectées de failles inverses. Un **pli anisopaque** dit **semblable** est une structure dont l'épaisseur au sein d'une même couche varie latéralement, c'est-à-dire si la courbure ou la forme des plis des couches reste identique le long du pli mais il y a étirement sur les flancs. Les **plis concentriques** dits **plis isopaques** sont des structures dont les épaisseurs des couches mesurées perpendiculairement à leur surface de séparation restent constantes, les courbures des couches varient d'une couche à l'autre (Fig. 32).

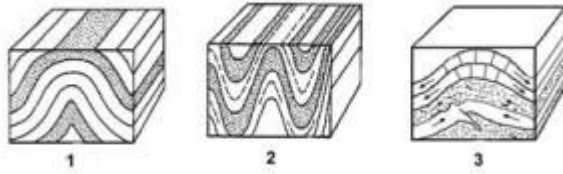


Fig. 32. Plis selon le type de déformation. – 1 : plis isopaques – 2 : plis semblables – 3 : plis concentriques (extrait du Dictionnaire de Géologie)

d. Selon la genèse

Il s'agit de plis qui s'expliquent par le type de terrain (marneux, gypseux, calcaire, ..etc), c'est-à-dire en terme de **compétence** ou d'**incompétence** des roches et affectés de contraintes particulières. Le **Pli d'entraînement** est un pli déversé ou couché s'expliquant par le mouvement différentiel des terrains sous et sus-jacentes poussé par un cisaillement simple. Le **Pli de fond** est un pli à grand rayon de courbure affectant aussi bien le socle que sa couverture. Le **Pli de couverture** ou tectonique de couverture est l'ensemble des déformations subies par une couverture sédimentaire qui s'est dissociée de son le socle à la faveur d'une couche-savon gypseuse ou marneuse, le plus souvent d'âge triasique. Le **Pli de revêtement** ou tectonique de revêtement est l'ensemble des structures tectoniques liées à la couverture sédimentaire et qui s'accommodent souplement aux déformations du socle sous-jacent, plissé et fracturé où il n'y'a pas de décollement. Le **Pli synsédimentaire** est un pli qui se forme en même temps que la sédimentation, le long d'une pente sédimentaire et qui peut être provoqué par une instabilité gravitaire (surcharge du sédiment) ou par un choc tectonique lors d'un séisme. La **disharmonie de plissement** est due lorsqu'une couche incompetente (**ductile**) à l'image d'argiles ou de marnes se trouve instratifiées « pris en sandwich » entre deux couches compétentes (calcaires, grès, etc..), qui se déforme en donnant **un bourrage de charnière**, donc l'épaisseur de la couche sera importante à la charnière et mince aux flancs.

3.1.3. Le pendage

Le pendage d'un plan (faille, stratification, diaclase, joint, schistosité ..etc) est défini par la mesure de l'orientation d'une horizontale du plan (angle variant de 0° à

180°), par le pendage ou l'inclinaison de la ligne de plus grande pente (angle variant de 0° à 90°) et par le sens du pendage.

Si l'élément à mesurer est linéaire (linéation, axe de pli, strie,..etc), on doit mesurer son azimuth, c'est-à-dire l'orientation du plan vertical qui contient cette droite. Il est caractérisé dans un plan horizontal par l'angle compris entre 0 et 360° que forme ce plan vertical avec le plan vertical qui contient la direction du Nord Géographique (Fig. 33 & 34).

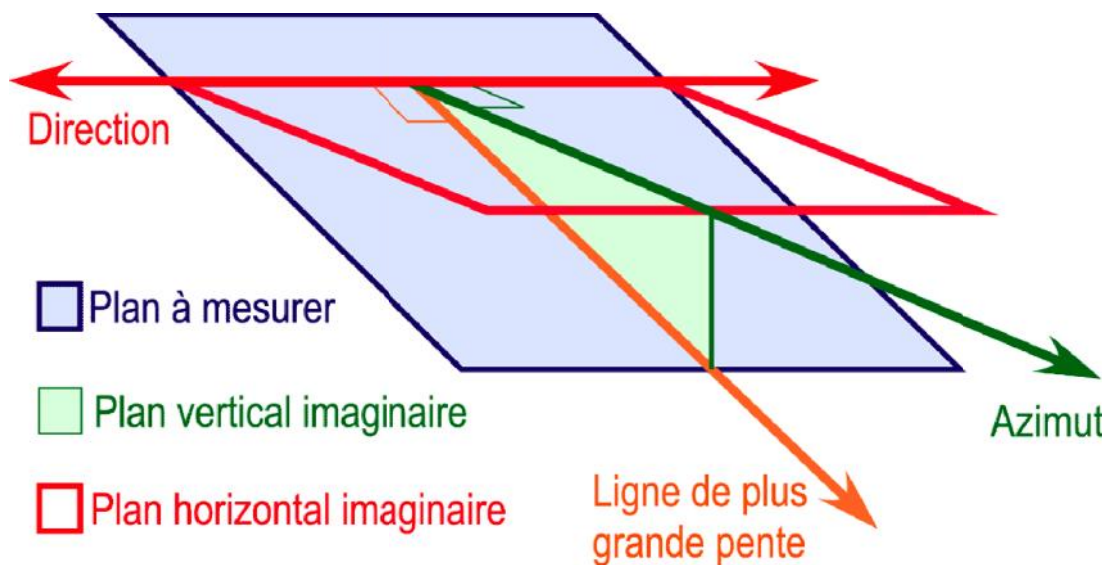


Figure 33. Relations entre ligne de plus grande pente, direction et azimuth d'un plan à mesurer (<http://cours-geosciences.univ-lille1.fr/cours/boussole/Mesures%20Boussoles%20WEB.htm>)

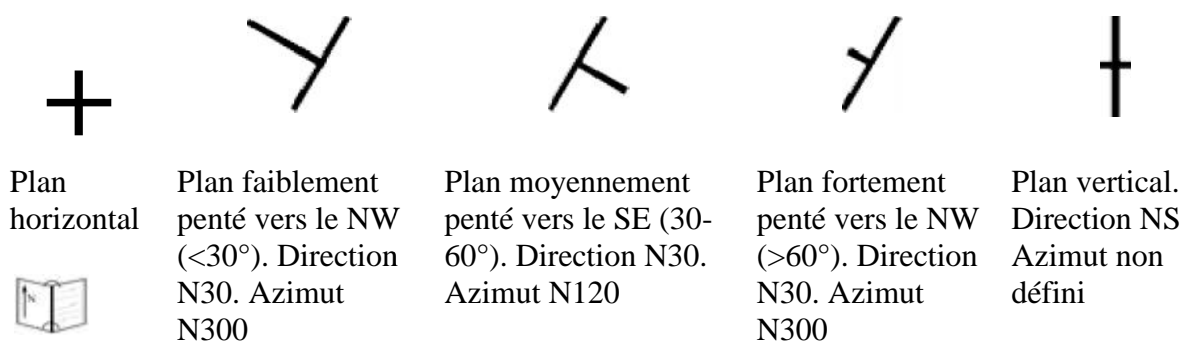


Figure 34. Exemple de pendage sur une carte géologique, expliquant les deux méthodes de mesures (<http://cours-geosciences.univ-lille1.fr/cours/boussole/Mesures%20Boussoles%20WEB.htm>)

3.1.4. Microstructures ductiles

Deux principales structures peuvent être distingués :

- **Le boudinage** est une alternance de couches tendre et compétente. Lors de la compression, les couches tendres s'aplatissent et s'étirent alors que les roche durs se cassent pour compenser l'étirement (Fig. 35).



Figure 35. Le boudinage (Extrait du dictionnaire de Géologie)

- **La schistosité** correspond à un feuilletage correspondant à des plans d'aplatissement millimétriques, formés par des minéraux néoformés lors de la déformation. La foliation est un autre type de schistosité et qui correspond à une différenciation minéralogique nette, aboutissant à l'alternance de feuillets de composition minéralogique différente (feuillets clairs et foncés) dans les roches métamorphiques de haut grade, par exemple les migmatites, les micaschistes et, typiquement, les gneiss (Figs. 36, 37, 39).

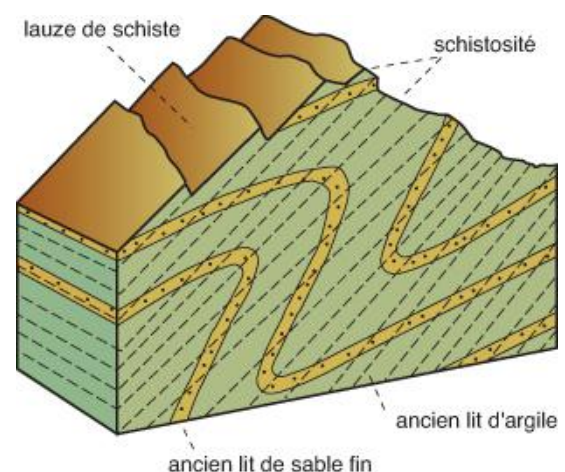


Figure 36 . La schistosité (extrait du dictionnaire de géologie) :

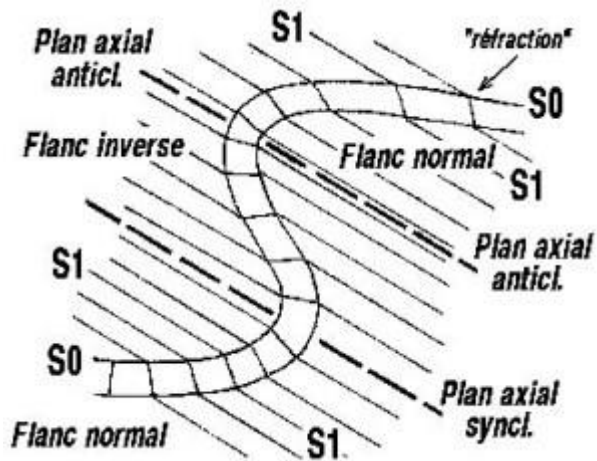


Figure 37. Plis synschisteux (dictionnaire de géologie) : Schistosité – S1 : plan de schistosité ; S0 : plan de stratification.

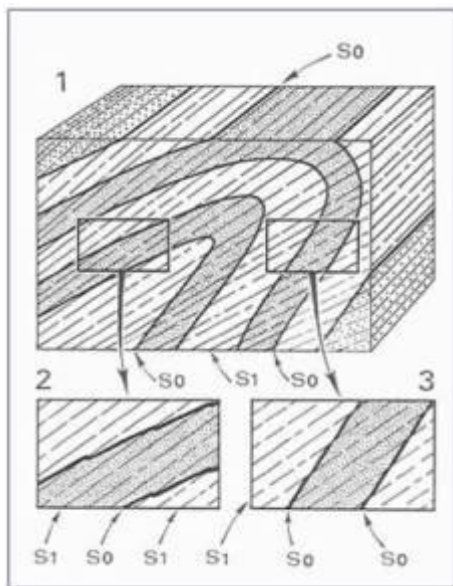


Figure 38. Flanc normal et flanc inverse (dictionnaire de géologie)

3.2. La déformation discontinue dite cassante: les failles

Elle se manifeste par des surfaces de discontinuités perpendiculaires ou obliques aux surfaces de stratifications, elle regroupe deux grandes catégories: les diaclases et les failles.

3.2.1. Éléments d'une faille

Une faille est une fracture accompagnée de déplacement relatif de deux compartiments qu'elle sépare parallèlement à son plan: La longueur de la faille peut varier de quelques mètres à plusieurs dizaines de ou centaines de kilomètres. La

valeur du déplacement appelé **rejet** est variable et peut se situer entre le décimètre et plusieurs kilomètres. (<https://fr.wikipedia.org/wiki/Faille>).

Une faille est caractérisée par :

-Son orientation : la direction et son pendage ;

-Sa dimension : la plus grande longueur observable ;

-La densité de la fracturation : c'est la longueur cumulée de fissures/la surface de l'affleurement analysée ;

-L'ouverture : ouverte ou fermée

-Etat de surface : lisse, rugueux ; plan ;

-Le remplissage : nature, épaisseur, caractéristiques des produits de remplissage.

Il existe toute une terminologie de la faille: les deux parties séparées par la faille sont appelées **compartiments**. Les surfaces engendrées par la cassure sont appelées les **lèvres**. Ces dernières sont parfois polies par le frottement et donnent un **miroir de faille** sur lequel on voit **des stries** qui matérialisent la direction du mouvement. Le **pitch** est l'angle compris entre 0 à 90° entre la strie et une horizontale contenue dans le plan de la faille. **Le crochon de faille** est une courbure brusque des couches au contact d'une faille, la torsion de ces couches s'effectuant en sens inverse du déplacement des deux compartiments. Le **regard de la faille** est le côté vers lequel plonge la lèvre du compartiment soulevé Une **Brèche de faille** correspond aux débris de roches arrachés et coincés le long du plan de faille lors du déplacement du compartiment (Fig. 39).

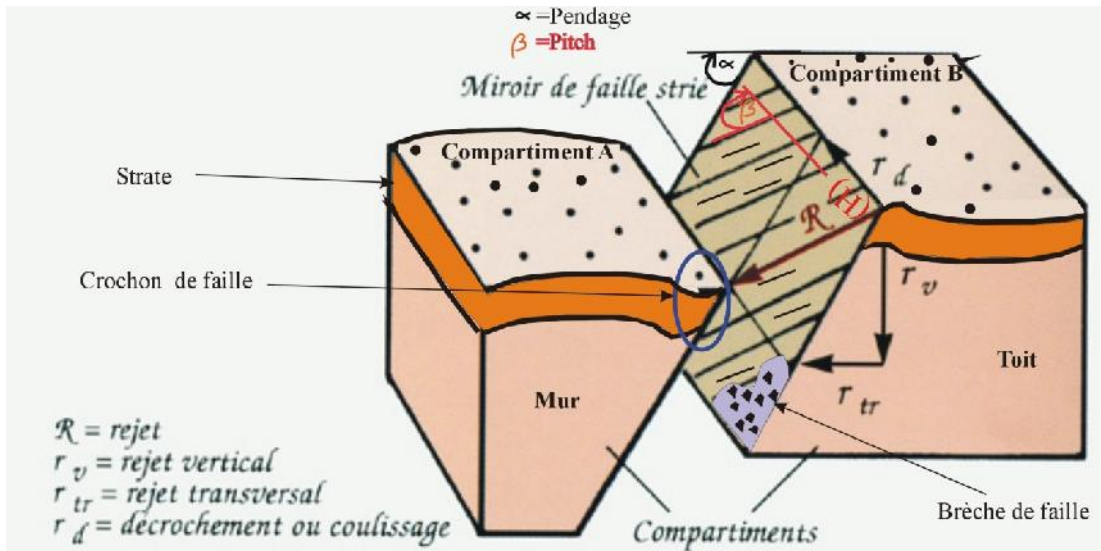


Figure 39. Nomenclature d'une faille (Mattauer, 1980), modifiée. (H: est une horizontale du plan strié ou encore la direction de la faille).

3.2.2. Nomenclature d'une faille

La nature des différents types de failles se résumant comme suit –Fig. 40) :

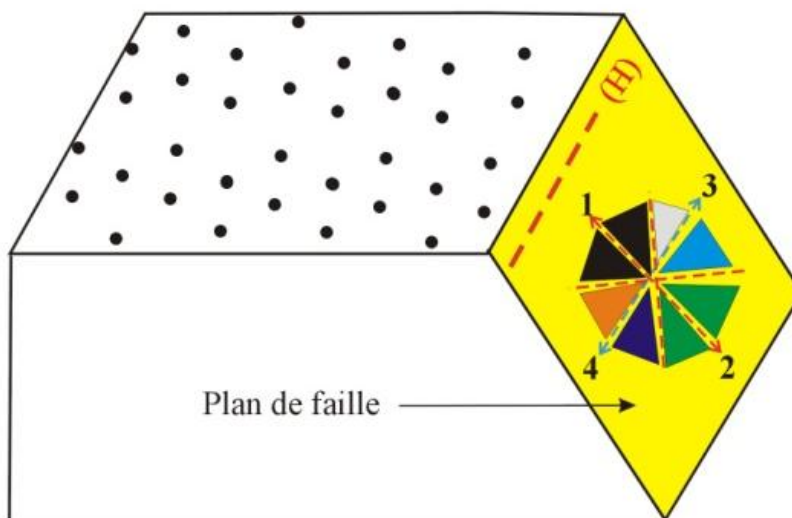


Figure 40. Nature des différents types de failles du compartiment manquant, d'après Bles & Feuga (1981). (H: étant l'horizontale du plan de faille).

Légende

Si le compartiment manquant se déplace selon le sens :

(1): la faille est dite **inverse** (pitch $\gg 45^\circ$)


(2): la faille est dite **normale** (pitch $\gg 45^\circ$)


(3): la faille est dite **décrochement senestre normale** (pitch = 0 à 10°)


(4): la faille est dite **décrochement dextre normale** (pitch = 0 à 10°)

 La faille est dite **inverse** (pitch $\gg 45^\circ$)

 La faille est dite **normale** (pitch $\gg 45^\circ$)

 La faille est dite **inverse décrochante dextre** (pitch $\ll 45^\circ$)

 La faille est dite **inverse décrochante senestre** (pitch $\ll 45^\circ$)

 La faille est dite **normale décrochante senestre** (pitch $\ll 45^\circ$)

 La faille est dite **normale décrochante dextre** (pitch $\ll 45^\circ$)

En absence des deux compartiments et pour déterminer le sens du mouvement, on utilise des marqueurs du mouvement sur de petits affleurements de microfailles appelés **tectoglyphes** (surfaces calcitisées, microfailles, surfaces d'arrachement, etc..) et souvent présents sur le miroir de faille, des stries marquent souvent cette surface, elles indiquent la direction du mouvement. Mais une faille a pu jouer plusieurs fois et dans des contextes différents, on peut donc observer parfois deux directions, voire plus, indiquées par les stries. La cristallisation de minéraux fibreux indique par leur sens de croissance, le sens du déplacement des compartiments. Les **pics stylolitiques** sont perpendiculaires au mouvement et indiquent la compression alors que les fentes de tension, aussi perpendiculaires au mouvement, indiquent l'extension.

Le domaine de la **tectonique cassante** se rapporte uniquement au **niveau structural supérieur** de la chaîne de montagne, régi par de faible température et pression. Le régime tectonique régional, en compression, en distension ou en coulissage, sera responsable de la géométrie et de la cinématique des failles. Les failles se divisent en trois types en fonction du glissement réel des blocs situés de

part et d'autre de la faille. En régime extensive, une **faille normale** présente un abaissement du toit vers le bas par rapport au mur et suivant la ligne de plus grande pente de la faille. Une faille normale résulte d'une contrainte de distension σ_3 horizontale avec une contrainte majeure verticale σ_1 . En régime compressive, une faille inverse présente un déplacement vers le haut du mur vers le toit suivant la ligne de plus forte pente de la faille. Une **faille inverse** résulte d'une compression avec une contrainte majeure, horizontale σ_1 , la contrainte de distension σ_3 , est verticale. Rappelons que dans ces deux derniers cas, σ_2 , la contrainte intermédiaire est horizontale. Une **faille de décrochement** présente un déplacement horizontal du mur par rapport au toit suivant une direction parallèle à la faille. Dans ce dernier cas, σ_1 et σ_3 sont horizontale, σ_2 est verticale. On dira que la faille de décrochement est dextre si le bloc opposé à l'observateur regardant le plan de faille a glissé vers la droite et senestre si le bloc glisse vers la gauche (Fig. 41)..

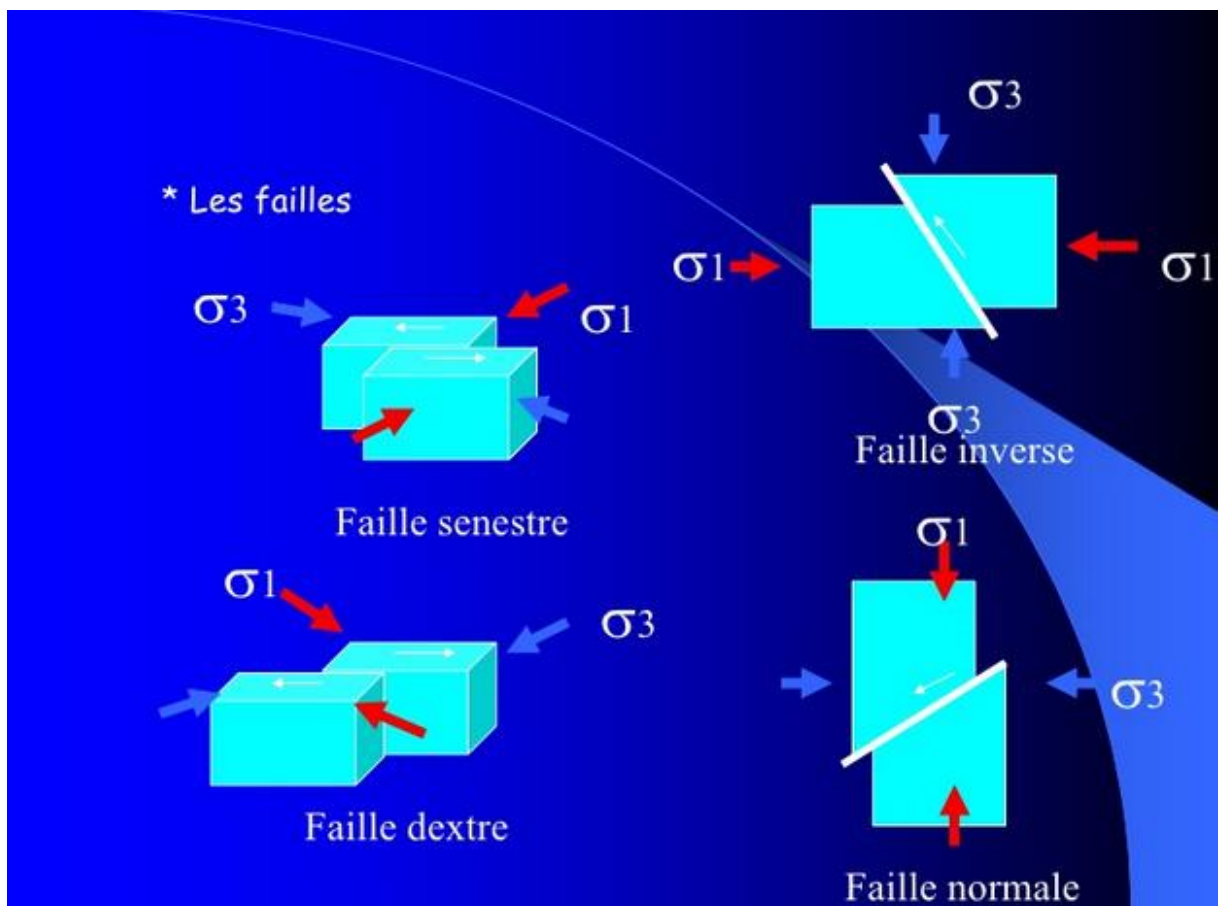


Figure 41. Les principales failles avec l'orientation des états de contraintes.

Le plus souvent, les failles se regroupent en un réseau de cassures conjuguées :

Le **horst** est un compartiment relevé entre deux systèmes de failles, un **graben** représente le cas inverse. Le plus souvent, ces structures sont causées par de la distension, ainsi les zones hautes quelquefois appelées **les môles** ou encore des dépressions ou les bassins alluviaux dans le cas de zones basses sont délimitées par des failles normales (Fig. 42)..

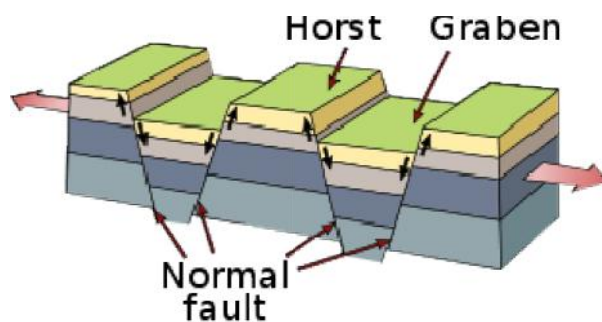


Figure 42 . Les horsts et les grabens (tiré de : https://en.wikipedia.org/wiki/Horst_and_graben)

Lorsqu'une faille est aplatie et proche de l'horizontale, on parlera de **chevauchement**. Il s'agit alors d'un mouvement tectonique conduisant un ensemble de terrain à recouvrir un autre par l'intermédiaire d'un **contact anormal** (Fig. 43).

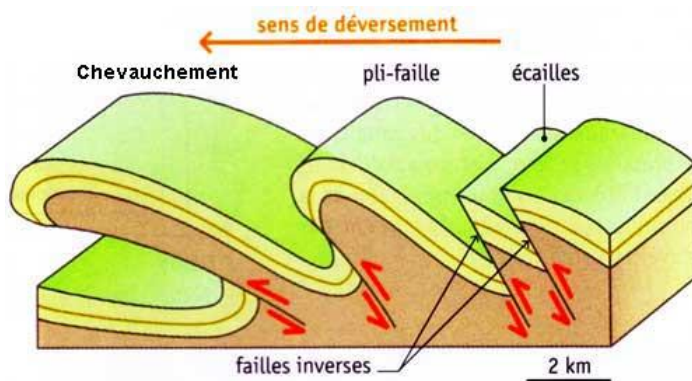
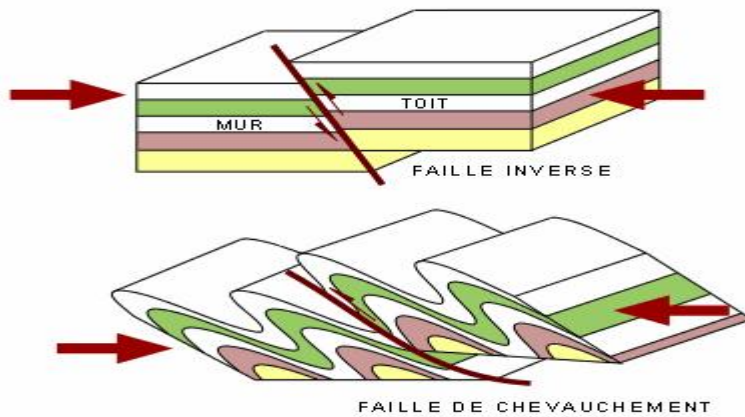
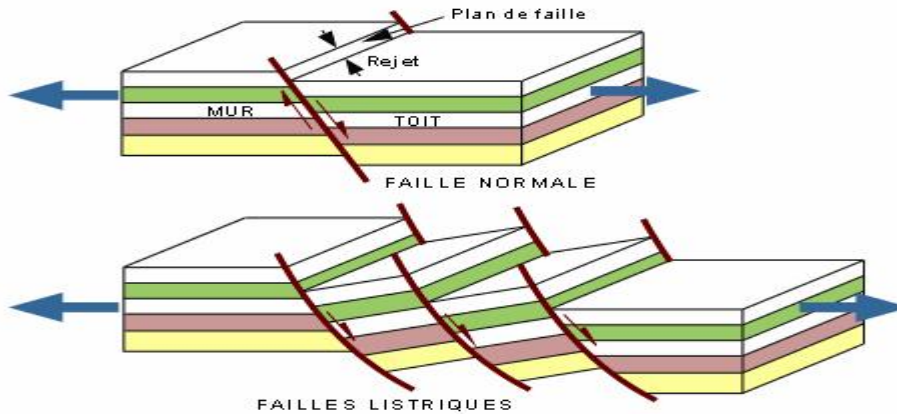


Figure 43. Différence entre faille inverse et chevauchement. Noter la vergence des plis vers la droite du schéma (extrait du Dictionnaire de Géologie).

Déformation cassante - Régime compressif



Déformation cassante - Régime extensif



Déformation cassante - Régime coulissant

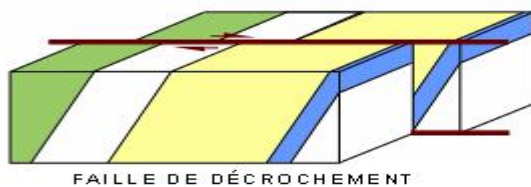


Figure 44. Les grands types de failles (Extrait de Planète Terre)

Une **faille normale listrique** est une faille de grande extension spatiale (plusieurs kilomètres) qui est concave en profondeur. Cela implique un niveau de cisaillement en profondeur (souvent à l'interface rhéologique entre la croûte supérieure et la croûte inférieure). La forme de ces failles est à relier au concept de bloc basculé (Fig. 44).

3.2.3. Diaclases, fissures, fentes de tension, stylolites et joint de cisaillement

Les **diaclases** sont des discontinuités, pouvant être perpendiculaires, obliques à la stratification ou perpendiculaires entre eux, généralement sans rejet appréciables. On parlera de **fissures** ou **fentes** lorsque les discontinuités sont ouvertes et si celles –ci sont remplies de minéraux néoformés, on obtiendrait un **filon** si la taille est métrique, un **filonnet** si la taille est centimétrique et une **veine** si la taille est millimétrique. Les joints de **stylolites** sont de petites structures en « zig zag » issues en domaine carbonaté lors d'une pression-dissolution (Fig. 45). Les joints se disposent par rapport au régime des contraintes suivant le schéma ci-après.

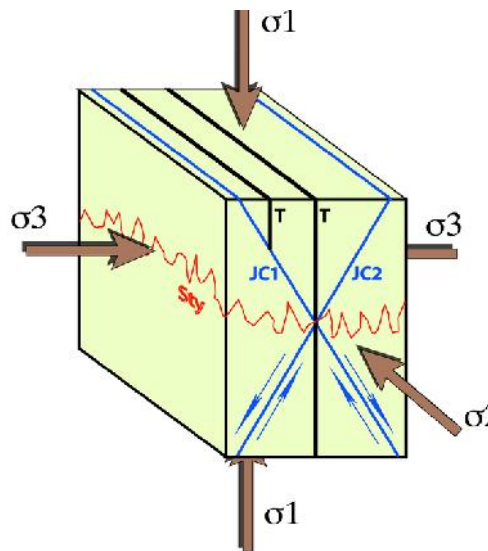


Figure 45. Les joints différents types de joints (extrait du pôle de l'Université de Lorraine) avec :

- 1, 2 et 3: contraintes principales majeure, moyenne et mineure ;
- JC1 et JC2 : **joints de cisaillement** conjugués ;
- T : joints de tension où de rupture fragile ;
- Sty : joints stylolitiques.

(<http://rpn.univ-lorraine.fr/UL/analyse-structurale-tectonique/co/jointscis.html>)

3.3. Les nappes de charriage

3.3.1. Le charriage

Il s'agit d'accidents tectoniques plats engendrant des glissements de terrains sur des dizaines à la centaine de kilomètres sur un **matériel autochtone**. Le matériel ayant subi un transport est dit **allochtone**. Le paquet de couches transporté est dit **nappe de charriage**. Une nappe de charriage est donc une unité lithologique de dimension régionale, transportée sur plusieurs kilomètres, voire dépasser la centaine de kilomètres, le long d'accidents à faible pendage. Les **lambeaux de charriage** sont des copeaux du substratum autochtone entraînés par le passage de la nappe. On appelle **fenêtre**; une région formée de terrain autochtones entourés de toutes parties par des terrains allochtones. S'il y a continuité entre l'autochtone au front de la nappe et dans la fenêtre dans ce dernier cas, on dit souvent une **demi-fenêtre**. Quand au contraire, l'érosion isole un lambeau de nappes de charriage sur des terrains autochtones, on parle de **klippes** ou de **lambeaux de recouvrement**. La **flèche d'un charriage** est l'amplitude en un point donné, du déplacement d'une nappe de charriage, par rapport à son substratum, c'est-à-dire la distance entre le front de la nappe et sa racine (Fig.46).

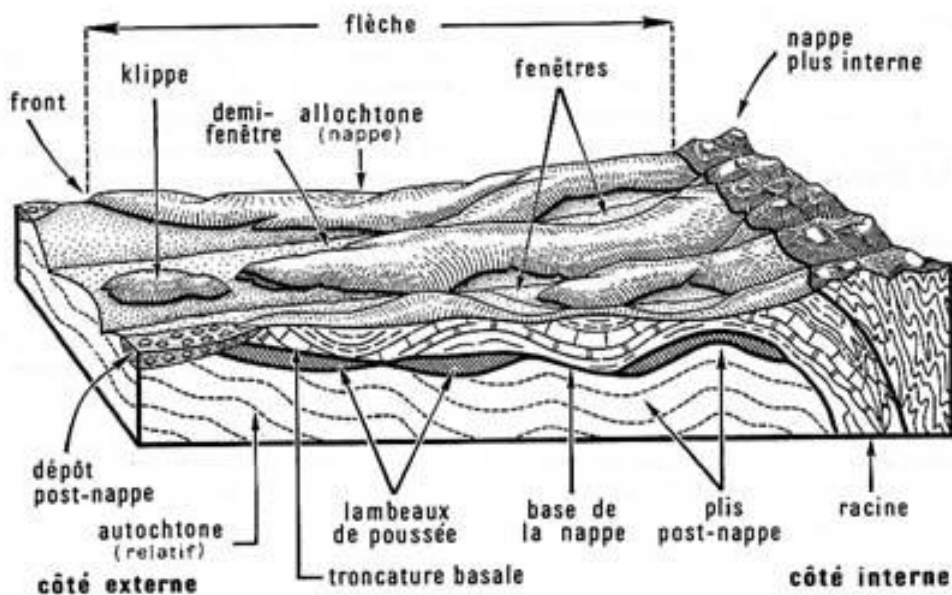


Figure 46 . Les nappes de charriage (Extrait de Géologie structurale 4, robert six).

Dans les chaînes de montagnes, trois grands types de nappes peuvent être distingués :

- **Les nappes de couverture** : elles sont formées de couches sédimentaires désolidarisées de son substratum originel, les roches peuvent présenter une schistosité.
- **Les nappes de socle** : elles sont constituées d'un matériel **continental métamorphique et magmatique (micaschiste, gneiss, granite..)** et peuvent recouvrir d'autres unités de socle ou encore des unités sédimentaires.
- **Les nappes ophiolitiques** : elles sont formées d'une unité de lithosphère **océanique** (croûte et manteau) et de sédiments océaniques associés. Leur présence dans les chaînes témoigne d'une suture d'un **ancien domaine océanique**.

3.3.2. Le moteur du déplacement des nappes

Les chevauchements et les charriages sont caractéristiques d'un régime en **compression** (raccourcissement) à l'échelle des chaînes de montagne. Cependant, les nappes de charriage de la couverture sédimentaire des **marges continentales stables** ne sont pas liées à un régime tectonique compressif. Il est admis que les nappes se déplacent sous l'effet de leur propre poids sur une marge continentale dénuée de toute contrainte compressive, les nappes sont dites **gravitaires** ou encore sous l'effet de **poussée tectonique** arrière dans le cadre de compression au sein d'une chaîne de montagne.

3.4. La microtectonique

La microtectonique étudie la déformation à l'échelle de l'affleurement ; de l'échantillon et de la lame mince, c'est-à-dire du millimètre jusqu'à un mètre environ (Mattauer, 1980).

Les objectifs de la microtectonique sont :

-Comprendre les mécanismes de la déformation, ce qui nécessite des observations fines ;

-Mieux connaître la géométrie des structures, en gros , c'est une méthode complémentaire de la géologie structurale habituelle.

4.1. Les méthodes de la microtectonique

Les observations effectuées sur le terrain sont utilisées de façon statistique, on emploie des diagrammes de tous genres, le Canevas de Wulf est un diagramme des plus utilisés (Fig. 47).

Le canevas de Wulff, ou abaque de Wulff, est utilisé en tectonique, l'étude des déformations terrestres, pour projeter des déformations sur un plan. On passe alors de 3 à 2 dimensions :

- un plan (orienté dans l'espace 3D) devient une courbe (un arc de cercle) ;
- une ligne devient un point.

Le principe de la projection stéréographique planosphérique considère que tous les éléments géométriques peuvent se projeter dans une demi-sphère moyennant leurs caractéristiques géométriques. Ces modes de représentation permettent d'analyser les rapports d'orientation des structures dans l'espace en admettant que toute direction passe par le centre de la sphère. Cette représentation est donc indépendante de la position géographique des objets.

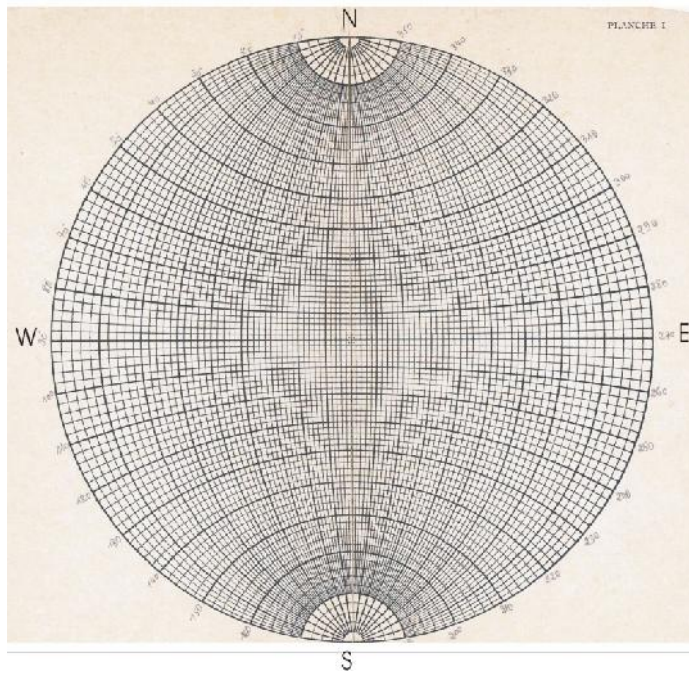


Figure 47. Le Canevas de Wulf (Enry,1975).

a- Outils de projection :

Les outils de cette projection sont les plans, les droites et un hémisphère supérieur ou inférieur. Les éléments à projeter sont définis par leurs caractéristiques géométriques propres.

b- Hémisphère de référence : Inférieur ou supérieur, l'hémisphère est doté d'un plan horizontal appelé le plan fondamental et d'une orientation donnée.

L'intersection entre le plan fondamental et la demie-sphère est une cercle également appelé le cercle fondamental. Ce cercle est toujours horizontal.

Ce cercle est orienté selon les directions cardinales : Nord, Sud, Est et Ouest.

Des diamètres N-S et E-W peuvent également y être notés.

Le dispositif de projection est ainsi prêt à accueillir les éléments à projeter.

c- Conception du Canevas de Wulf.

On choisit une demi-sphère (supérieure ou inférieure) limitée par un plan horizontal (H). Nous recoupons cette demi sphère par un plan passant par le diamètre Nord –Sud et penté par rapport au plan de référence (H) dont l'angle peut varier de 0° à 90° . L'intersection du plan (P) avec la demi-sphère détermine un arc de cercle. Pour pouvoir projeter cet arc de cercle, on doit le subdiviser en un ensemble de points, ainsi chaque point peut être projeté sur le plan de référence par le Nadir. Le Nadir est le point d'intersection entre une droite verticale menée vers le bas depuis le centre de la sphère et la demi sphère inférieure (fig.). Le résultat de la projection serait **un grand cercle** (Fig. 48)..

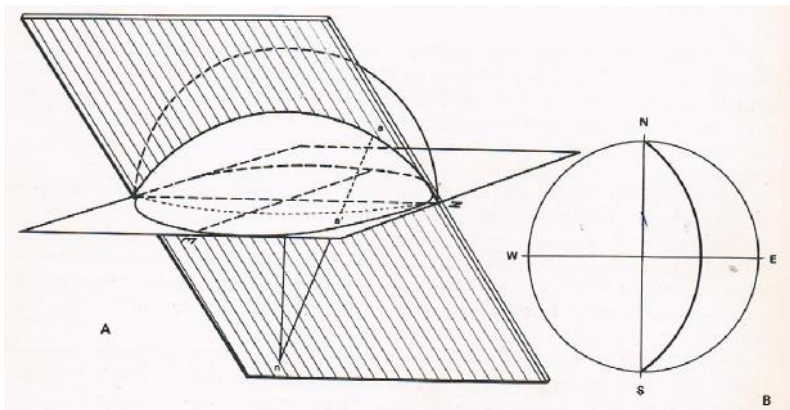


Figure 48. Construction d'un grand cercle

Si nous recoupons cette demi-sphère par un plan (P'), vertical et passant de 2° en 2° parallèlement à la droite Est Ouest, Le résultat de la projection serait **un petit cercle** (Fig. 49).

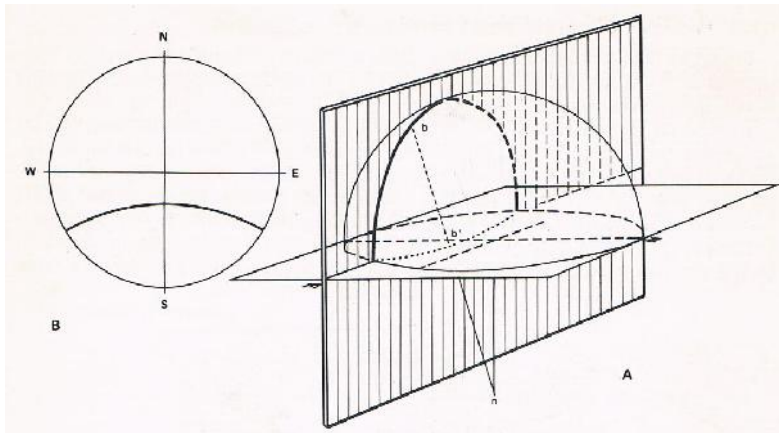


Figure 49. Construction d'un petit cercle

d-Méthode de représentation d'un plan

Le Canevas de Wulf est gradué dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de 0° à 360° . On interpose un calque qu'on appelle le stéréogramme et on fait tourner ce stéréogramme selon la valeur de la direction de la couche mesurée. Perpendiculairement à la direction, on notera la valeur du pendage selon le diamètre Est Ouest du Canevas, en tenant compte du sens du pendage (fig. 50).

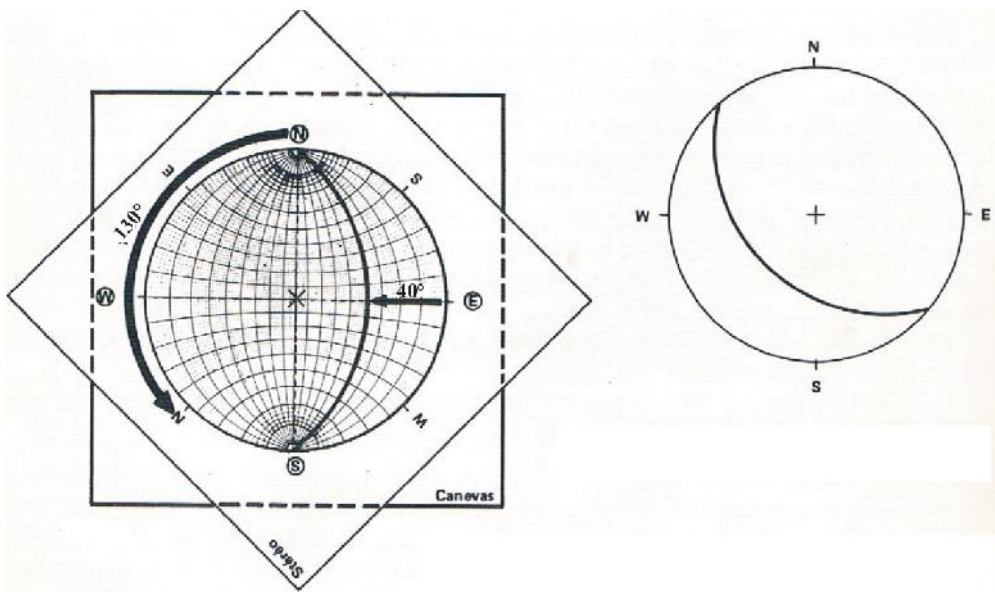


Figure 50. Construction de la trace cyclographique du plan $N130^\circ 40^\circ NE$, stéréogramme du plan (A droite de la figure)

c-Méthode de représentation d'une droite

Une droite (Axe de pli, strie, linéation, ..etc) est défini par son azimuth et son plongement (voir définitions paragraphe....). On fait tourner le stéréogramme de la valeur de l'azimuth et on mentionne sur le diamètre Nord –Sud du Canevas à partir du Nord du canevas la valeur du plongement variant de 0° à 90° (Fig. 51).

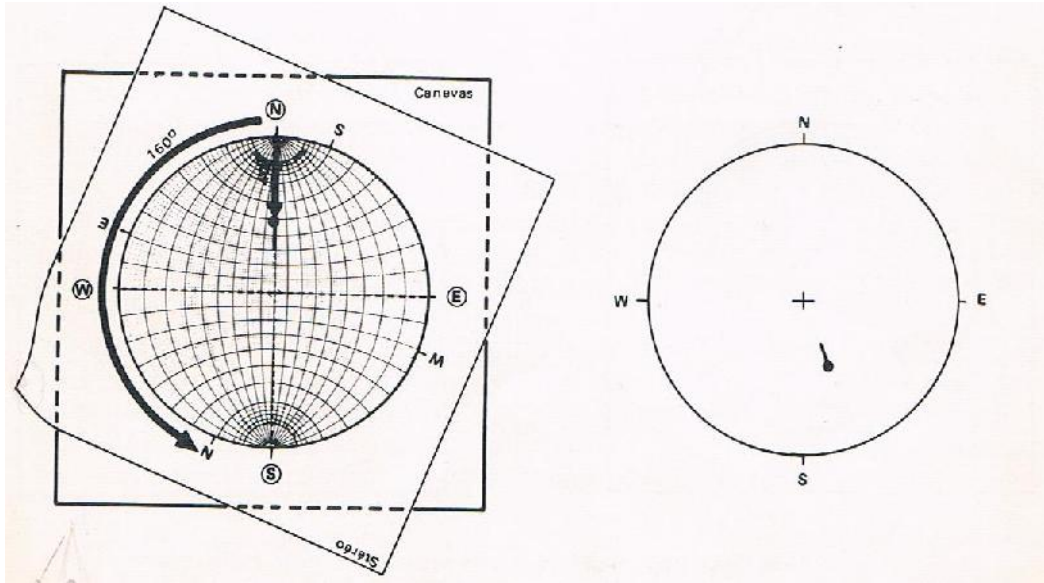


Figure 51. Construction de la trace cyclographique d'une droite, stéréogramme de la droite (A droite de la figure)

d- Représentation d'une droite portée par un plan

C'est le cas général d'un plan de faille strié, on doit alors mesurer les caractéristiques du plan de faille (direction, pendage et sens du pendage) et les caractéristiques de la strie. Cette dernière peut être défini par la valeur du pitch mesurée directement sur terrain à partir d'un rapporteur. La valeur du plongement est difficile à mesurer sur le terrain, on peut la restituer à partir de la projection stéréographique. Une fois, la trace cyclographique du plan de faille tracé, parallèle à un méridien, on compte la valeur du pitch en tenant compte du sens de plongement de la droite (figure). La valeur du plongement sera déduit par l'intersection de la droite avec le diamètre Nord-Sud du Canevas (Fig. 52).

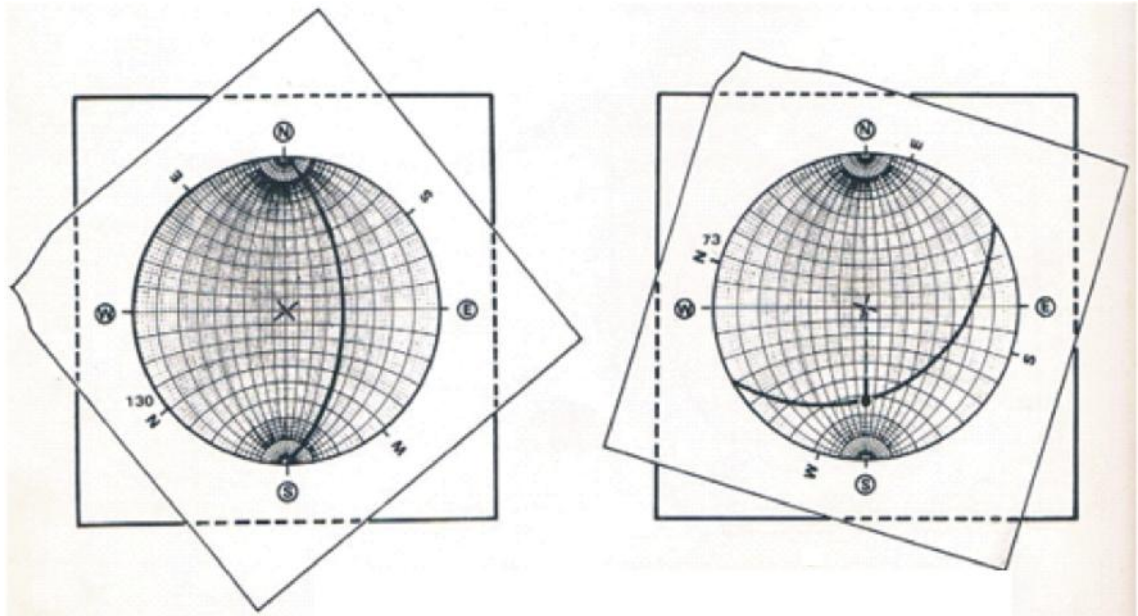


Figure 52. Construction d'une droite portée par un plan

e-Importance des mesures à partir de la projection stéréographique

On peut déduire les orientations des différentes contraintes à une époque géologique bien déterminée et restituer l'histoire du bassin sédimentaire. Les failles synsédimentaires restent la clé du décodage des mesures statistiques effectuées sur le terrain. Plus le nombre des mesures est grand (une centaine de mesures par station), plus les caractéristiques des mesures seront polarisées et plus justes, reflétant ainsi la dynamique du bassin.

4.2. Détermination du sens de déplacement d'une faille grâce aux tectoglyphes. Pour la lecture du sens de déplacement des différents tectoglyphes, voir tableau I.

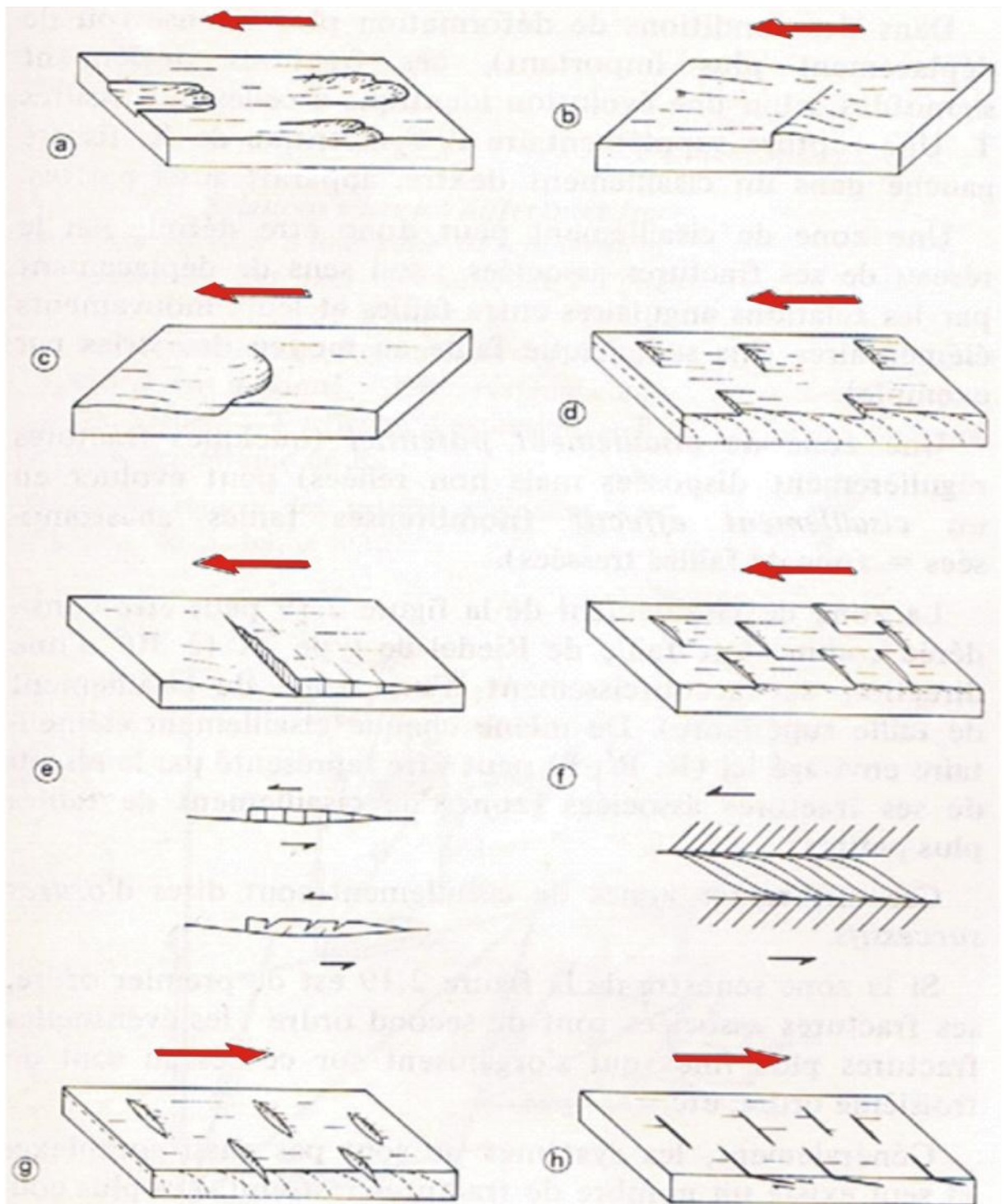


Figure 53. Les tectoglyphes. La grande flèche indique le sens de déplacement du bloc absent. Les lettres renvoient au tableau ci-dessous.

Tableau n° I. Lecture du sens de déplacement des différents tectoglyphes (Vialon, Ruhland et. Grolier (1976).

| Tectoglyphes | Taille du marqueur | Aspect au toucher |
|---|--------------------|-------------------|
| 1. Présence d'un élément striateur | | |
| - L'élément provoque un arrachement | mm à cm | lisse |
| - L'élément s'enfonce dans la roche et reste bloqué | mm à cm | rugueux |
| - L'élément s'érode, perd du volume et devient plus fin | mm à cm | rugueux |
| 2. Absence d'élément striateur individualisé | | |
| a) Rainure. Niches d'arrachement très fines. | mm à cm | lisse |
| b) Gradin d'arrachement. Bouton (roches moutonnées en miniatures). | dm | lisse |
| c) Niche d'arrachement. | dm | lisse |
| d) Gradin de feuilletage. Torsion du plan de feuilletage de la roche et arrachement. | dm | lisse |
| e) Gradin de lentilles. Les lentilles de petits cisaillements secondaires de la roche ou de l'enduit (calcite, quartz...) du plan de friction sont coupées au cours du déplacement. | cm à dm | lisse ou rugueux |
| f) Ecailles. Elles se forment par laminage intense sur les lèvres de la faille, à partir de la roche ou de l'enduit du plan. | cm | lisse |
| g) Gradin de fente d'ouverture. Le déplacement a lieu dans un sens qui permet l'ouverture de fentes ou du plan de feuilletage de la roche. | cm | rugueux |
| h) Gradin de diaclases pennées. Intersection de la cassure avec des diaclases en échelon (de tension, de Riedel, etc). | cm | rugueux |

Références

- **BÉLOUSSOV V. (1978).** Géologie structurale. Éditions Mir de Moscou, 2eme édition.296 p.
- **BLES J. L. et FEUGA B. (1981).** La fracturation des roches, manuels & méthodes. Bureau de recherches géologiques et minières. Edition BRGM, Orléans.
- **BOUGARA, M. (2013).** Sédimentologie, paléontologie et environnements sédimentaires des dépôts silico-clastiques du Dévonien du môle de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale). Thèse de doctorat, Univ. Oran, 181 p., 4 pl., 76 figs. 6 tabl.
- **BOUGARA, M., BELKEBIR L. & BOULVAIN, F. (2012).** Les sédiments du Dévonien de Saïda (Algérie nord occidentale): Nature et genèse. Geologica Belgica, Vol. 15 (3),pp.137-146, 17 Figs, 3 tabl.
- **BOULVAIN F. (2010).** Pétrologie sédimentaire, des roches aux processus. Editions Ellipses, collections TECHNOSUP, Paris.
- **CHARDONNET J. (1955).** Traité de Morphologie (Relief et Structure). Institut Géographique National. Publications techniques, Paris. 340 p.
- **CAILLETTE A. (2012).**Notions de rhéologie (Pdf). (<https://www.univ-orleans.fr/sites/default/files/rheologie-final-conversion.pdf>).
- **CHARDONNET J. (1955).** Traité de Morphologie (Relief et Structure).Institut Géographique National., Publications techniques, édit., Paris , 340 p.
- **ENRY J. (1975).** Méthodes modernes de géologie de terrain. Manuel d'analyse structurale et traitement de données, 2b.Editions Technip, Paris.
- **FOUCAULT A., RAOULT J. F (2010).** Dictionnaire de géologie, 7eme édition. Editions Dunod.
- **SÈVE G. et POUGET P. (1998).** Stabilisation des glissements de terrain, guide technique. Laboratoire central des ponts et chaussées. Publications LCPC, Paris.
- **MERCIER J. et VERGELY P. (2001).** Tectonique, 2eme cycle, Capes, Agrégation. 2eme édition, Dunod, Liège.

- **MATTAUER M.** (1980). Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Editions Hermann, 2eme édition. Paris
- **NICOLAS A.** (1988). Principe de tectonique, 2eme édition, Masson, Paris.
- **NOUGIER P.** (2000). Déformation des roches et transformation de leurs minéraux-Initiation à la tectonique. Edition ellipses, Tours (France).
- **PICKERING, K., T., HISCOTT, R., N. & HEIN F., J.** (1989). Deep-Marine Environments. Unwin Hyman (Eds), London, 416 p.
- **SOUQUET P., BOIRIE J.M., LAURENS P., SAJUS J. G** (1987). Le flysch, dossier documentaire n°7. Université Paul Sabatier de Toulouse, inédit.
- **SHANMUGAM G.**, (1996a). -High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?. J. Sed. Res., 66, pp. 2-10.
- **VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J.** (1976). Éléments de tectonique analytique. Edition Masson, Paris. 118 p.

Liens utiles

- <https://fr.slideshare.net/Klapusius/geologie-seance1821>
- <https://www.google.co.uk/search?source=hp&q=4-tectonique.pdf>
- <http://www.zaragosi.fr>
- <https://robertsix.wordpress.com/2012/08/01/geologie-structurale-3/>
- <http://planet-terre.ens-lyon.fr/>
- https://moodle.insatoulouse.fr/file.php/301/content/geologie/0_introduction.pdf
- http://encyclopedie_universelle.fracademic.com/16510/PLIS_%28g%C3%A9ologie%29).
- www.geologuesprospecteurs.fr/.../clic.php?url...appliquee%2F4_tectonique.pdf
- <http://cours-geosciences.univ-lille1.fr/cours/boussole/Mesures%20Boussoles%20WEB.htm>.
- (<http://cours-geosciences.univ-lille1.fr/cours/boussole/Mesures%20Boussoles%20WEB.htm>)
- <https://fr.wikipedia.org/wiki/Faillle>
