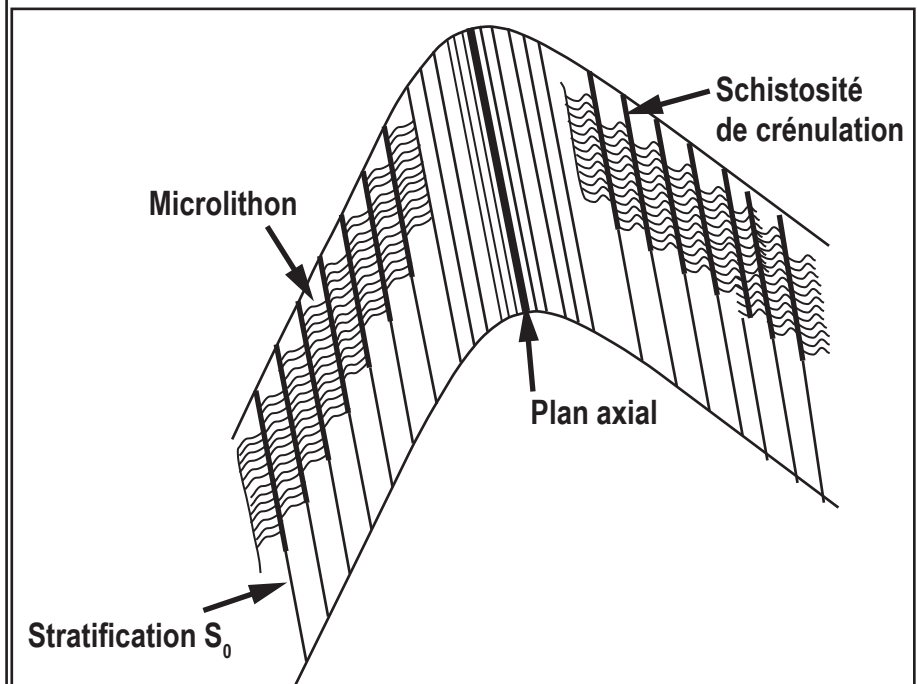
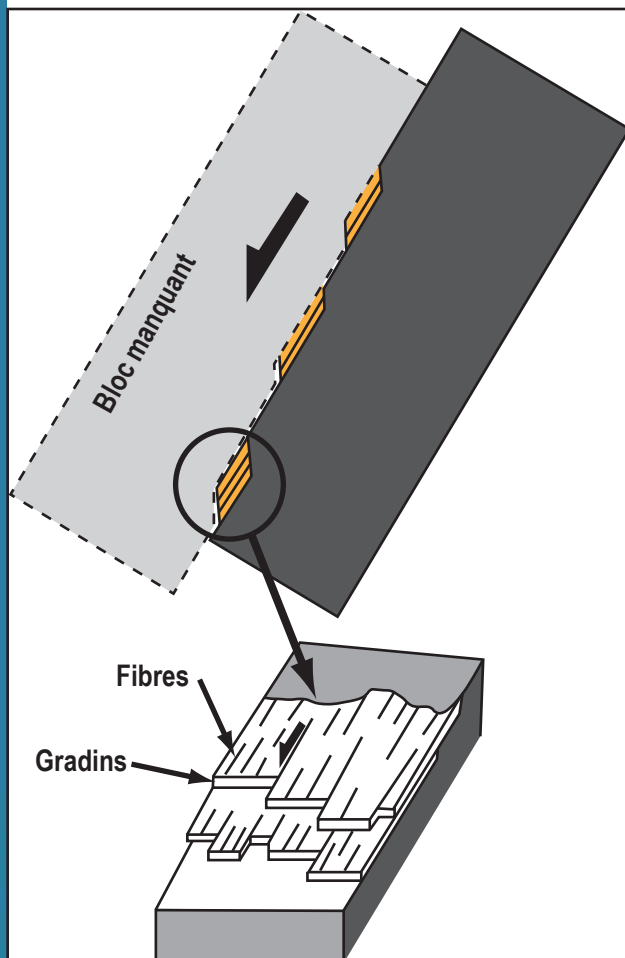


UNIVERSITÉ MOULAY ISMAÏL
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES ERRACHIDIA
DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES

Filière BCG_S4
Polycopié Tectonique
Module G-244



Responsable du Module : M. Abdelkhaleq AFIRI

Sommaire

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

I. DEFINITION ET OBJECTIFS DE LA TECTONIQUE.....	4
I.1. DEFINITION	4
I.2. OBJECTIFS.....	4
II. ECHELLES D'OBSERVATION DES STRUCTURES	7
III. CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES ELEMENTS TECTONIQUES.....	7

CHAPITRE II : NOTIONS DE MECANIQUE DES ROCHES (RHEOLOGIE)

INTRODUCTION	10
I. CONTRAINTES ANISOTROPES ET DEFORMATIONS	10
I.1. LES FORCES TECTONIQUES : NOTION DE CONTRAINTE :	10
a) Notion de contrainte.....	10
b) Les états de contraintes dans l'écorce terrestre	11
I.2 NOTION DE DEFORMATION	12
I.3 MESURE, QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION.....	15
I.4 L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION.....	16
I.5 CLASSIFICATION DES ELLIPSOÏDES DE DEFORMATION.....	17
II. RELATION CONTRAINTE – DEFORMATION	18
II.1 PRINCIPE DE L'EXPERIENCE :	18
II.2 LES RESULTATS	18
a- les courbes : contrainte, déformation	18
III. PARAMETRES QUI CONTROLENT LA DEFORMATION.....	20
III. A- VARIATION DE LA PRESSION ET DE LA TEMPERATURE CONFINANTE	20
III. B- PRESENCE DE FLUIDES.....	21
III. C- INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE :	21

CHAPITRE III : TECTONIQUE CASSANTE (DEFORMATION DISCONTINUE)

INTRODUCTION	22
I- LES DIFFERENTES STRUCTURES CASSANTES	22
I.1) LES DIACLASES :	22
I.2) LES FAILLES :	23
A. <i>Éléments d'une faille</i>	23
B. <i>Géométrie des failles</i>	23
C. <i>Indicateurs du déplacement relatif de 2 compartiments</i>	24
D. <i>Classification des failles</i>	25
II. CHEVAUCHEMENT ET CHARRIAGE.....	31
II. 1. DEFINITIONS.....	31
II.2. MECANISMES DE FORMATION	31
II. 3. LES 3 FAMILLES DE NAPPES	32
II. 4. LES ELEMENTS CARACTERISTIQUES DES NAPPES.....	32
III. LES DIFFERENTES MICROSTRUCTURES CASSANTES	33
1. TECTOGLYPHES	33
2. FENTES DE TENSION	34
3. LES STYLOLITES.....	34

CHAPITRE IV : TECTONIQUE DUCTILE (DEFORMATION CONTINUE)

I – LA GEOMETRIE DES PLIS ET TERMINOLOGIE.....	37
I.1 -DEFINITION	37
I.2- DEFORMATION A GRAND RAYON DE COURBURE	37
<i>Anticlinal</i>	37
<i>Synclinal</i>	37
I.3- ELEMENTS D'UN PLI.....	39
I.4- CLASSIFICATION DES PLIS	39
a- les différents types de plis définis par leur géométrie.....	39
b-classification géométrique des plis par isogones de pendage (d'après Ramsay)	41
c-les différents types de plis définis par leur déformation (isopaques, anisopaques) ..	42
II – MICROSTRUCTURES ASSOCIEES AU PLISSEMENT.....	43
II. 1- SCHISTOSITE ET FOLIATION	43
II.1.1 Mécanismes de formation des éléments planaires	43
II. 1.2 Quelques exemples de schistosités, le litage tectonique.....	44
II.2- LES LINEATIONS.....	45
II.2.1 l. d'intersection, l. de crénulation, l. minérale, l. d'étirement, l. de boudinage	45
III. FABRIQUE ET ORIENTATION DE L'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION	47
IV. LES MECANISMES DU PLISSEMENT	48

IV. 1- LE PLISSEMENT ISOPAQUE PAR FLEXION-GLISSEMENT	48
VI. 1.1- Les plis à déformation de charnière	48
IV.1.2- Les plis à déformation de flanc	48
IV. 2- LE PLISSEMENT ANISOPAQUE PAR APLATISSEMENT	49
IV. 3- LE PLISSEMENT ANISOPAQUE PAR CISAILLEMEN SIMPLE	51
V- RELATIONS GEOMETRIQUES PLISSEMENT – MICROSTRUCTURES	53
V.1- PLIS ET SCHISTOSITE.....	53
V.2- REFRACTION DE LA SCHISTOSITE.....	53
V.3- SCHISTOSITE EN EVENTAIL.....	54

CHAPITRE V : NOTION DE NIVEAU STRUCTURAL

I. RAPPELS.....	56
II. MODES DE DEFORMATIONS.....	56
III. MECANISMES DE DEFORMATION	56
VI. LES NIVEAUX STRUCTURAUX.....	57

CHAPITRE I : Introduction

I. Définition et objectifs de la tectonique

I.1. Définition

La **tectonique** est l'étude des déformations subies à différentes échelles par les roches constituant *l'écorce terrestre* ainsi que la recherche des *forces*, ou *contraintes* qui en sont la cause. Les formes issues de ces processus géologiques sont qualifiées de structures et les agencements granulaires internes de microstructures. L'action de transformation est toujours une déformation, qui fait passer un ensemble rocheux d'une structure à une autre. Les deux principales familles de structures que les géologues étudient sont les **failles** et les **plis**, il en existe d'autres.

Parmi les processus de déformation étudiés, les principaux sont :

- La rupture des roches (dite « déformation fragile ») ;
- Le plissement ;
- La déformation plastique des roches (dite « déformation pénétrative » ou « déformation ductile ») ;
- La rhéologie des roches ;

L'analyse microstructurale des minéraux, étudie la déformation au cours de la croissance cristalline des composants des roches.

Les résultats d'une étude structurale trouvent leur application dans la compréhension de la *tectonique* d'une région. La géologie structurale est donc souvent enseignée dans le cadre de la *tectonique* et de la *géomorphologie structurale*.

Les études tectoniques se font dans des zones de l'écorce terrestre déformées : *chaînes de montagnes* ou *orogénèses* ou *domaines orogéniques*, qui s'opposent aux zones stables.

I.2. Objectifs

- Décrire et interpréter des éléments géométriques issus des processus de formation et de déformation des ensembles rocheux ;
- Mécanismes de déformation et propriétés mécaniques des corps géologiques ;
- Description et modes de formation des structures de déformation cassante (joints et failles) et des structures de déformation souple (plis simples et plis superposés) ;
- Description et identification des *fabriques ductiles planaires* et *linéaires* (schistosités, clivages, linéations géométrique et d'étirement) ;
- Géométrie des zones de cisaillement et interprétation cinématique (revue des indicateurs de cisaillement) ;
- Géométrie et formation de différents types de veines ;

- Ensembles structuraux et compatibilité structurale ;
- Notions d'analyse structurale et de tectonique ;
- Solution géométrique de problèmes géologiques : dessin technique et stéréogramme.

Les géologues ont l'habitude de distinguer les déformations *cassantes* ou *fragiles* (**failles**) et les déformations *souples* ou *ductiles* (**plis**). Ces deux catégories de déformations ou de comportement des roches dépendent principalement des conditions physiques (température et pression) qui s'exercent pendant la déformation. Elles dépendent aussi de la nature pétrographique, on distingue ainsi des roches compétentes et incompétentes.

Les données de tectonique expérimentale (*la mécanique des roches*) expliquent bien ces différences de comportement. Les courbes contrainte/déformation (**Fig. I.1**) montrent que l'augmentation de la *température* et de la *pression de confinement* (donc de la *profondeur* dans l'écorce) favorise la *déformation ductile* (le **comportement plastique**) et retarde la **rupture** (**chapitre II**).

Les déformations s'observent principalement dans les chaînes de montagnes, parties les plus déformées de l'écorce terrestre situées dans les zones de convergence des plaques lithosphériques.

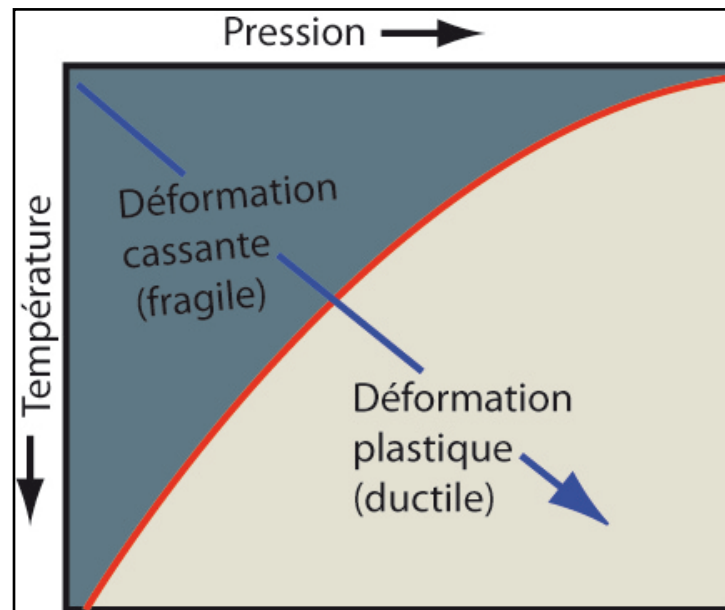


Fig. I. 1 : Les facteurs de température et de pression qui influent sur le couple contrainte – déformation.

La répartition verticale des déformations correspond à la notion de **niveau structural** (**Fig. I. 2**). Dans la coupe théorique d'une *chaîne de montagne*, les failles apparaissent dans le **niveau structural supérieur**, la déformation se concentre le long de

discontinuités. En réponse aux contraintes, l'écorce a un comportement plutôt cassant. En **profondeur**, les failles disparaissent progressivement, la **déformation** est **continue** ou **ductile**. Elle s'exprime d'abord par des plis dans le **niveau structural moyen** puis par un aplatissement de la roche qui acquiert une **structure planaire** : la schistosité et la foliation qui caractérisent le **niveau structural inférieur**.

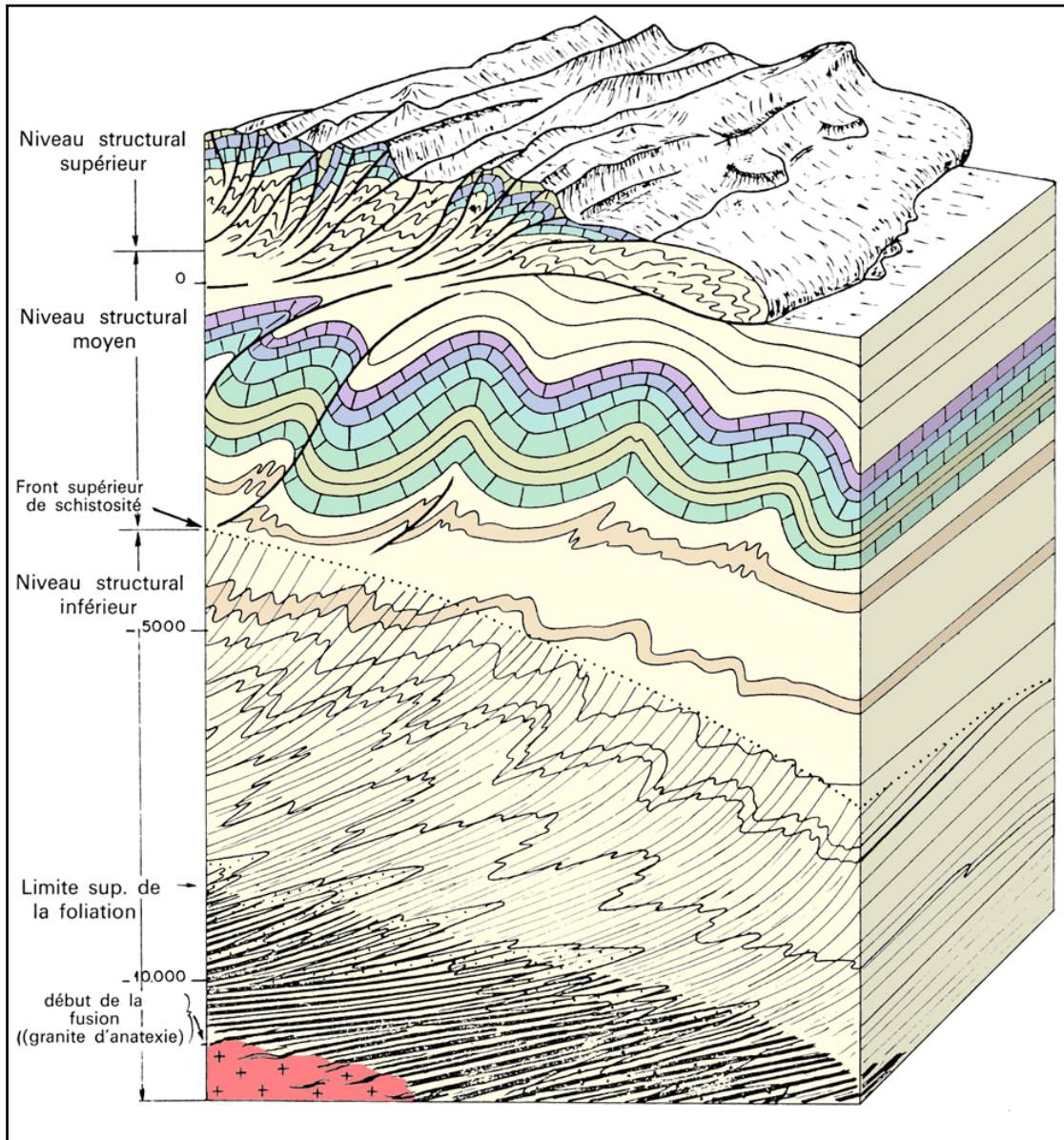


Fig. I.2 : Bloc-diagramme montrant le style des déformations dans différents niveaux structuraux (D'après M. Mattauer).

Dans une chaîne de montagnes on ne voit pas cette succession sur une même verticale, mais on peut les retrouver au travers d'une coupe allant des zones les plus superficielles (zones externes) aux zones les plus profondes (zones internes).

II. Échelles d'observation des structures

Concernant la tectonique, il se pose également un problème d'*échelle*. On distingue ainsi, des ensembles les *plus grands* aux *plus petits* :

- **La tectonique globale** (tectonique des plaques lithosphériquesetc.) ;
- **La tectonique régionale** (structure d'une chaîne de montagnes ...etc.) ;
- **La tectonique locale** (dispositifs visibles dans le paysage depuis un point de vue donné) ;
- **La microtectonique** (dispositifs visibles sur un affleurement, donc de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de côté) ;
- enfin **la tectonique microscopique** (observable à la loupe ou au microscope),

Les déformations apparaissent sous l'action de champs de **contrainte** en *compression* ou en *distension (extension)*. Les structures résultantes sont essentiellement des **fractures (failles)** et des **plis**.

N.B. : Il existe une contrainte en cisaillement, la structure résultante de cette contrainte est une *faille décrochante* et le *régime tectonique* de cette structure est *décrochant* ou *coulissant*.

III. Caractéristiques géométriques des éléments tectoniques

Les terrains se disposent dans l'espace selon une certaine géométrie, celle-ci est étudiée par **la tectonique**. Il s'agit de l'étude des pendages des couches, c'est-à-dire étude de déformation que les terrains ont subi depuis leur dépôt.

Définition du pendage

On appelle pendage (ou plongement) d'une couche en un point donné, l'angle *dièdre* que cette couche fait avec le plan horizontal.

3 situations géométriques des objets géologiques :

- Soit les couches (les *objets géologiques*) peuvent être **horizontales** (n'ont subi *aucune déformation tectonique*) ;
- Soit elles sont **inclinées** ou même **verticales** (dans ce cas elles ont subi une *déformation tectonique*).

Un pendage est défini par son sens *perpendiculaire* à la **direction** de la couche et par sa **valeur angulaire** mesurée par rapport à un plan horizontal. La valeur du pendage est un angle formé par la ligne de plus grande pente (Lpp) avec un plan horizontal.

Le pendage se mesure avec **un clinomètre** et uniquement entre **0°** et **90°**. Pour noter le pendage il faut :

- Une **direction** (selon le côté droit de la boussole) ;
- Un **angle** (entre 0° et 90°) ;
- Une **orientation**.

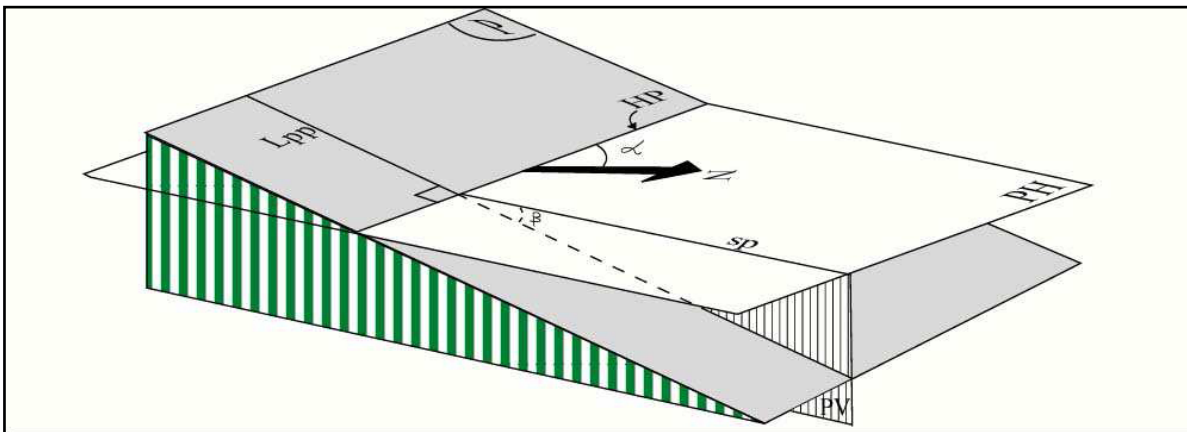
Le pendage se définit toujours par rapport à l'horizontalité.

- Le **pendage** est **nul** si le *plan* (ou la *ligne*) mesuré est **horizontal**. Dans ce cas, il n'y a **pas de direction** ;
- Le **pendage** est dit **vertical**, si le *plan* (ou la *ligne*) mesuré est **vertical**. Dans ce cas, il n'y a **pas d'orientation**, mais il y a **une** (ou **plutôt deux**) **direction** pour un plan.

Définition de la direction :

C'est la **valeur angulaire** (α) que fait avec le **nord**, une **ligne horizontale** tracée dans le **plan de stratification** de la couche (**P**).

La direction d'un plan se mesure sur le terrain avec la **boussole**, c'est-à-dire par rapport au **nord magnétique** et se reporte sur la **carte** par rapport au **nord géographique**

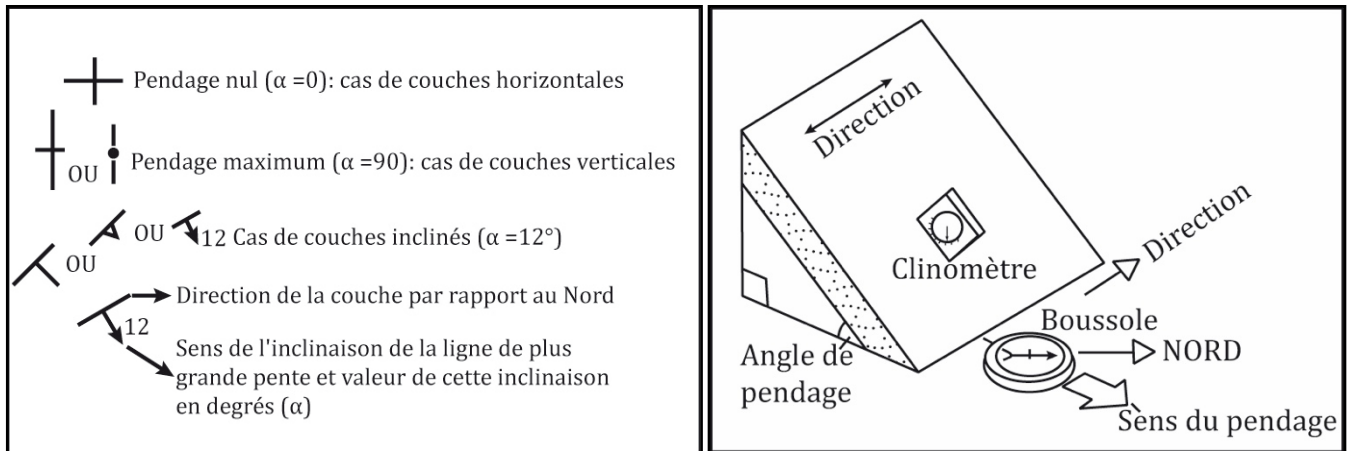


P : plan considéré ; **PH** : plan horizontal ; **PV** : plan vertical ; **HP** : horizontale du plan **P** ; **N** : Nord magnétique ; α : direction du plan (**P**) ; β : pendage du plan (**P**) ; **sp** : sens du pendage.

Exemple d'une mesure :

Pour être complet, le pendage doit être énoncé sous la forme de **deux valeurs d'angles** (par exemple « **N45 45°SE** »). Le *premier angle* se mesure entre le **Nord géographique** et l'horizontale de la couche : c'est l'**azimut** de l'horizontale. Il se détermine aisément avec une boussole. Le *second angle* est l'*intensité de plongement* de la *ligne de plus grande pente* (**inclinaison**) ; on précise par ailleurs la direction du plongement (qui peut être dans l'exemple soit **Sud-Est**, soit **Nord-Ouest**).

Sur les cartes géologiques on trouve des signes de pendage :



CHAPITRE II : Notions de mécanique des roches (rhéologie)

Introduction

La **rhéologie** est l'étude du comportement des matériaux face à des conditions physiques variables. Sur le terrain les structures observées (un pli par exemple) correspondent toujours à l'état final de déformation, on ne voit jamais une déformation se faire (vitesse de déformation trop lente, niveau trop profond ; inaccessible à l'observation) :

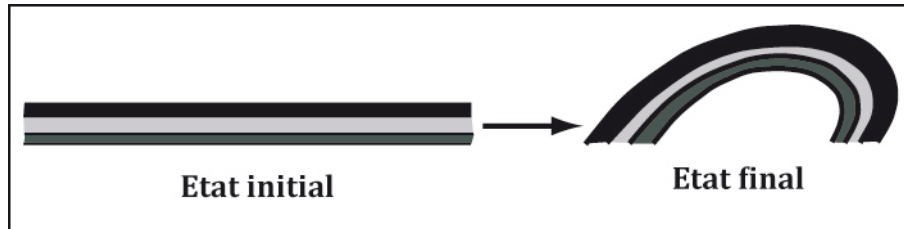


Fig. II. 1 : Etat initial et final de la déformation d'un pli.

Pour comprendre et expliquer les déformations, il faut s'appuyer sur les données de la tectonique expérimentale : Simulation au laboratoire des déformations qu'on compare aux structures naturelles. Il y a deux types d'expériences : **la mécanique des roches**, **les essais sur modèles réduits** (modélisation analogique).

I. Contraintes anisotropes et déformations

I.1. Les forces tectoniques : notion de contrainte

Il y a deux catégories de forces qui sont responsables de la déformation des roches:

- **La gravité** : c'est l'attraction terrestre, elle engendre **des forces verticales**.
- **La dérive des continents** : liée aux courants de convection dans le manteau, elle engendre **des forces horizontales**. Ces forces déterminent dans les roches un état de contrainte.

a) Notion de contrainte

Définition : une contrainte est une force qui engendre une déformation lorsqu'elle est appliquée à un corps quelconque (roche par exemple). Tout solide possède une force qui lui est propre pour résister à la contrainte. Lorsque la contrainte dépasse la résistance du matériel, l'objet est déformé et il s'ensuit un changement dans la forme et/ou le volume.

Le terme contrainte utilisé en tectonique pour les solides, est l'équivalent de la notion de pression dans les fluides, c'est donc une force (F) agissant par unité de surface (S). La contrainte se note par la lettre grecque sigma " σ " :

$$P = \sigma = F/S$$

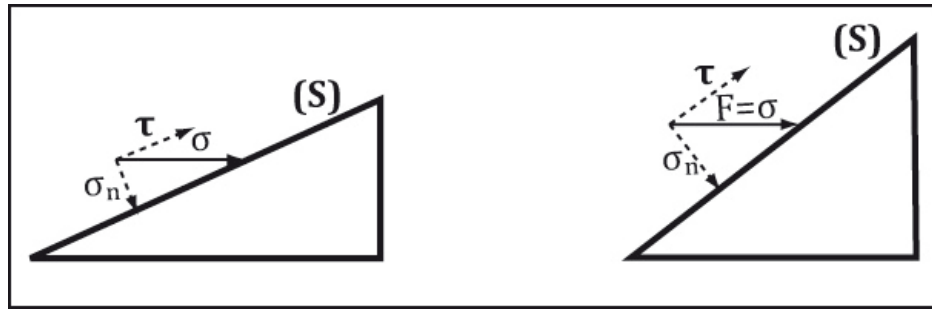


Fig. II. 2 : τ : force cisailante ou tangentielle ; σ_n : force normale.

Dans les fluides la pression est indépendante de la surface sur laquelle elle s'exerce (pression hydrostatique), dans les solides la contrainte dépend de la surface considérée :

La force $F = \sigma$ qui s'exerce sur la surface S , peut être décomposée en :
Une contrainte normale (σ_n), et une contrainte tangentielle ou cisailante (τ) parallèle à S , les valeurs de τ dépendent de l'orientation de la surface S .

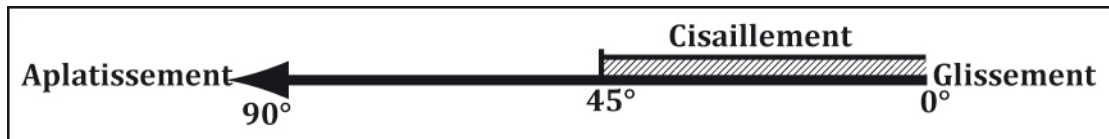


Fig. II. 3 : Valeurs de la contrainte tangentielle ou cisailante (τ).

b) Les états de contraintes dans l'écorce terrestre

- Ecorce stable, non déformée : (Fig. II. 4a)

Les éléments de roches situés à une profondeur h sont soumis à une force correspondante au poids de la colonne de roches qui la surmonte :

$$F = \rho g h$$

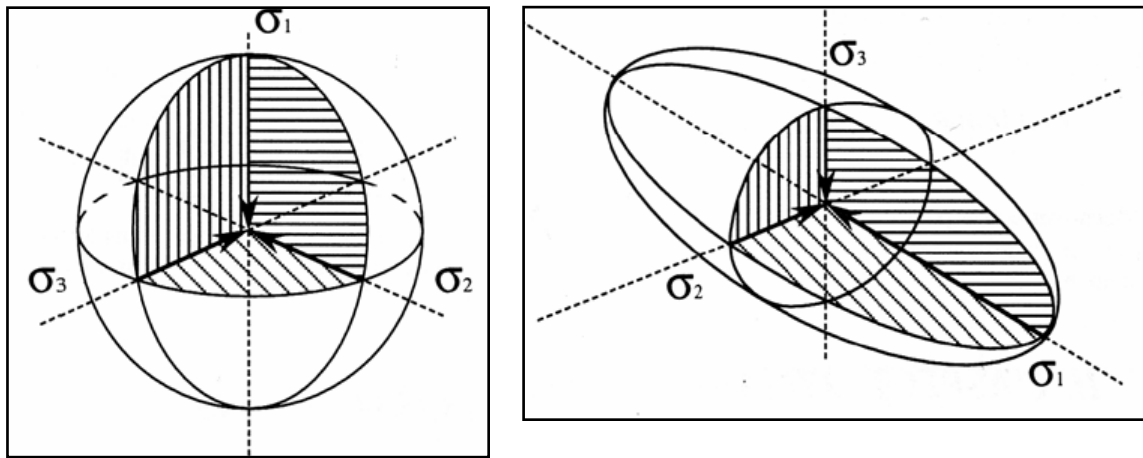
(ρ : densité moyenne des roches ; g : accélération de pesanteur)

Cette force développe une pression lithostatique, à partir d'une certaine profondeur (au-delà de 3 km) l'écorce se comporte comme un fluide, la pression lithostatique est alors la même dans toutes les directions (pression hydrostatique), on parle aussi de **pression de confinement** ou **pression confinante**, la contrainte est isotrope. Le champ de contrainte est assimilable à une sphère : il n'y a pas de déformation ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), **contrainte uniaxiale**.

- **Ecorce déformée : (Fig. II. 4b)**

Dans les zones déformées (chaînes de montagnes), les forces tectoniques se superposent à la pression lithostatique, ces forces orientées souvent horizontalement déterminent dans l'écorce terrestre un champ de contrainte anisotrope que l'on peut représenter par un ellipsoïde (ellipsoïde de contrainte), les roches vont se déformer. $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (**contrainte triaxiale**). Les axes d'ellipsoïde de contraintes sont perpendiculaires (**Fig. II.4b**) :

- σ_1 , la contrainte maximale ;
- σ_3 , la contrainte minimale ;
- σ_2 , la contrainte intermédiaire.



a) Contrainte uniaxiale

b) Contrainte triaxiale

Fig. II. 4 : Représentation des contraintes dans un champ de contraintes isotropes (a) et dans un champ de contraintes anisotropes (b).

a) Champ de contraintes **isotropes** $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. État de contraintes isotropes dans un massif rocheux soumis au seul enfouissement. **b)** Champ de contraintes **anisotropes** $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. État de contraintes anisotropes dans un massif rocheux soumis à l'enfouissement et à des forces tectoniques.

1.2 Notion de déformation

En réponse aux contraintes, les roches vont se déformer, au sens large, le terme de déformation comprend :

- des déplacements : rotations et translations.
- des changements de formes : c'est la déformation au sens strict qui sera surtout envisagée dans ce cours.

La distorsion ou changement de forme, sous l'influence d'une contrainte, est le composant qui intéresse le plus le géologue, c'est la déformation proprement dite. Elle peut être **discontinue** ou **continue** (cassante ou ductile), homogène ou **hétérogène** (**Fig. II. 6**).

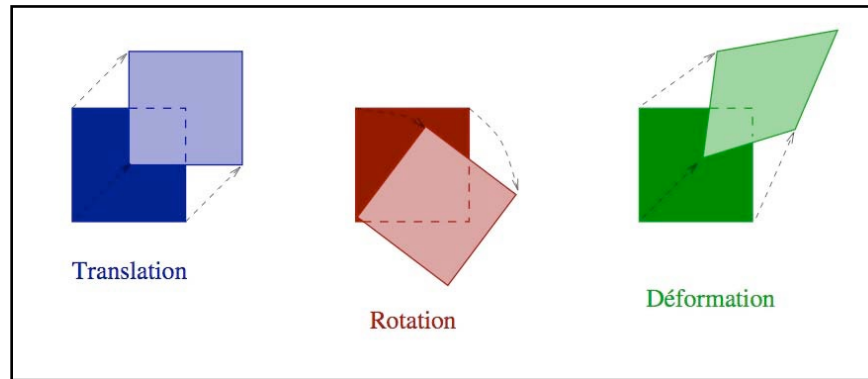


Fig. II.5 : Les types de déformation : Translation = changement de position ; Rotation = changement d'orientation et Distorsion = changement de forme.

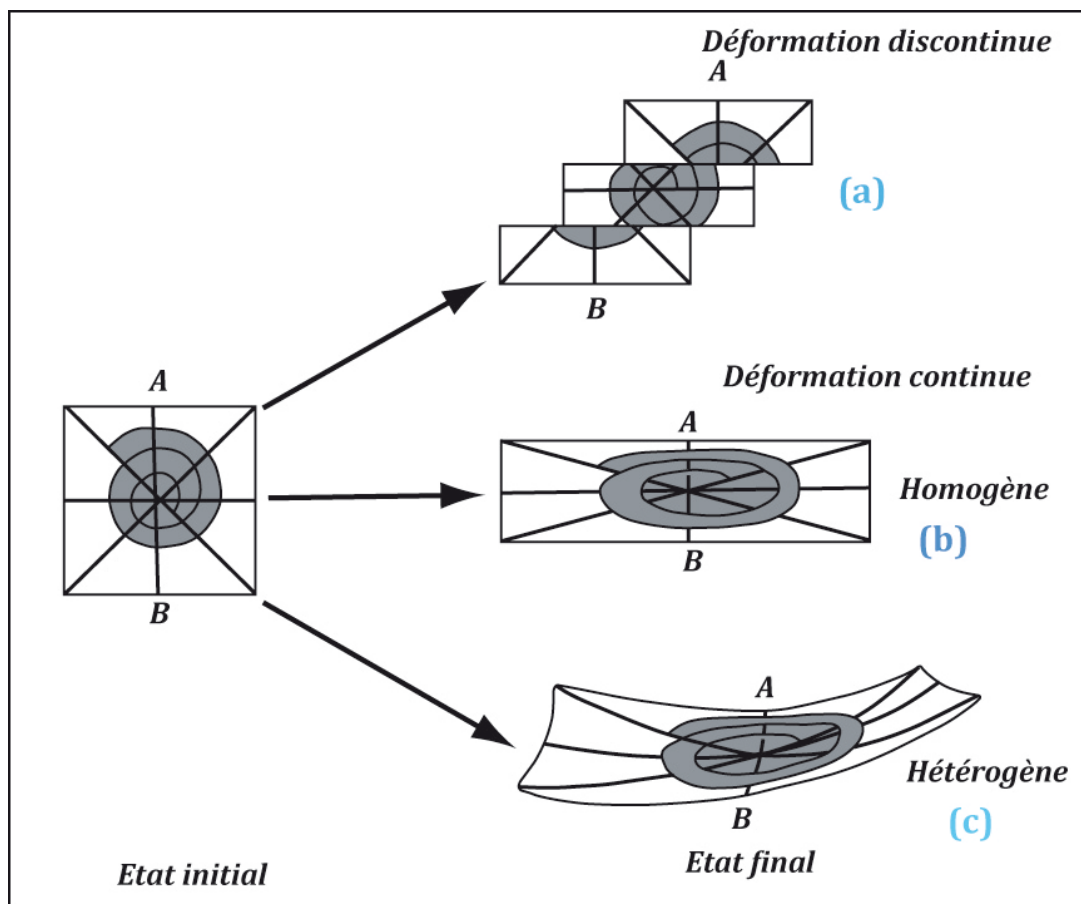


Fig. II. 6 : La déformation peut être discontinue associée à un comportement cassant ou fragile de la roche. Celle-ci est alors formée de plusieurs fragments qui se sont déplacés le long d'une surface de discontinuité. La déformation continue est l'expression d'un comportement souple ou ductile. Deux points de la roche sont déplacés sans qu'il n'y ait rupture. La déformation homogène dans laquelle toute droite est transformée en une droite, les droites parallèles restant parallèles, les autres basculant. La déformation hétérogène dans laquelle une droite est convertie en une courbe.

- La déformation continue

Lors d'une déformation continue, l'objet change de forme sans subir de ruptures.

♦ **Déformation continue homogène (b)** : dans une telle déformation des droites parallèles sont transformées en d'autres droites parallèles de longueur et de directions différentes.

♦ **Déformation continue inhomogène ou hétérogène (c)** : des droites parallèles sont transformées en courbes non parallèles.

- **La déformation discontinue (a)** : une déformation est dite discontinue si dans l'objet déformé apparaissent des plans de discontinuités ou de ruptures le long desquels s'opèrent des déplacements et des glissements. Une déformation peut s'exprimer par une ou des discontinuités, ce sont des failles ou des fractures on dit que la déformation est discontinue, cela indique un comportement mécanique cassant ou fragile de la roche.

La déformation peut être souple comme dans le cas des plis par exemples, on dit alors qu'elle est continue, cela indique un comportement mécanique ductile.

Il est très important de retenir que ces notions de déformations : continue/discontinue, ductile/fragile, dépendent de la taille des structures que l'on observe (échelle d'observation).

♦ **Aplatissement pur** : (*Fig. II. 7.2*) : Pour simplifier on considèrera la déformation en deux dimensions (2D). Le carré et le cercle se transforment en rectangles et ellipse, respectivement. Dans l'état déformé, on définit des axes de déformation :

L'axe (X) : c'est l'axe d'étirement ou d'extension.

L'axe (Z) : c'est l'axe de compression ou de raccourcissement.

Dans l'aplatissement pur les axes X et Z gardent toujours la même orientation, L'objet est « écrasé ». Les axes X et Z sont parallèles à la direction de contraintes principales ($\sigma_1 // Z$ et $\sigma_3 // X$). On dit que la déformation est **coaxiale**.

♦ **Cisaillement simple** : (*Fig. II. 7.1*) : On raisonne toujours en deux dimensions, les contraintes principales sont obliques sur le côté du carré, il y a cisaillement ou glissement le long des côtés ($AB \rightarrow A'B'$; $m \rightarrow m'$) qui gardent toujours la même longueur. Le carré et le cercle se transforment en losange et en ellipse, respectivement. La déformation peut être continue ou discontinue. Dans le cisaillement simple les axes X et Z changent de direction pendant la déformation, ils ne restent pas parallèles aux contraintes principales, l'objet est « cisailé ». On dit que la déformation est **non coaxiale**.

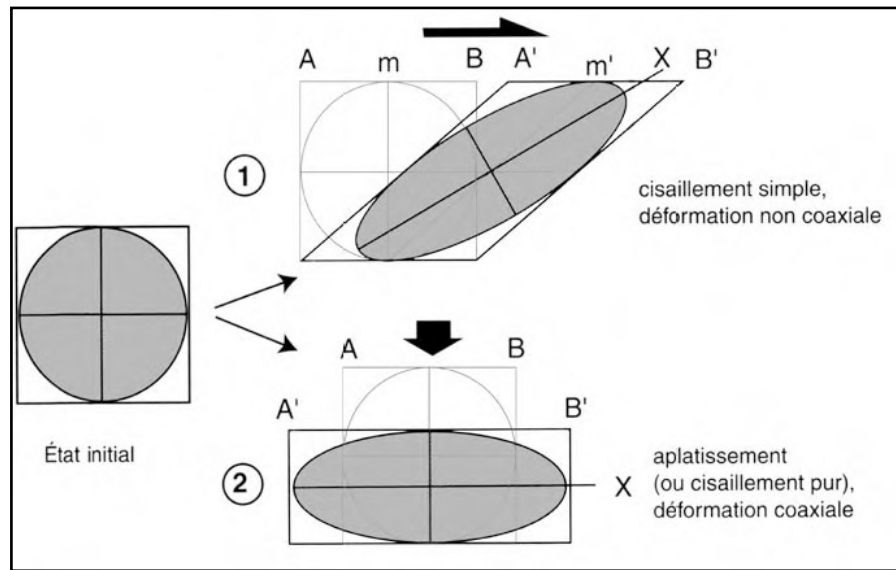


Fig. II. 7 : Caractéristiques de la déformation : **1)** Les axes de déformation (de l'ellipse) se tournent au fur et à mesure du cisaillement : déformation non-coaxiale. **2)** Les axes de déformation conservent leur orientation au fur et à mesure de l'aplatissement : déformation coaxiale.

I.3 Mesure, quantification de la déformation

Quantifier une déformation revient à comparer l'état initial (avant déformation) à l'état final (déformé). Deux paramètres sont généralement pris en compte.

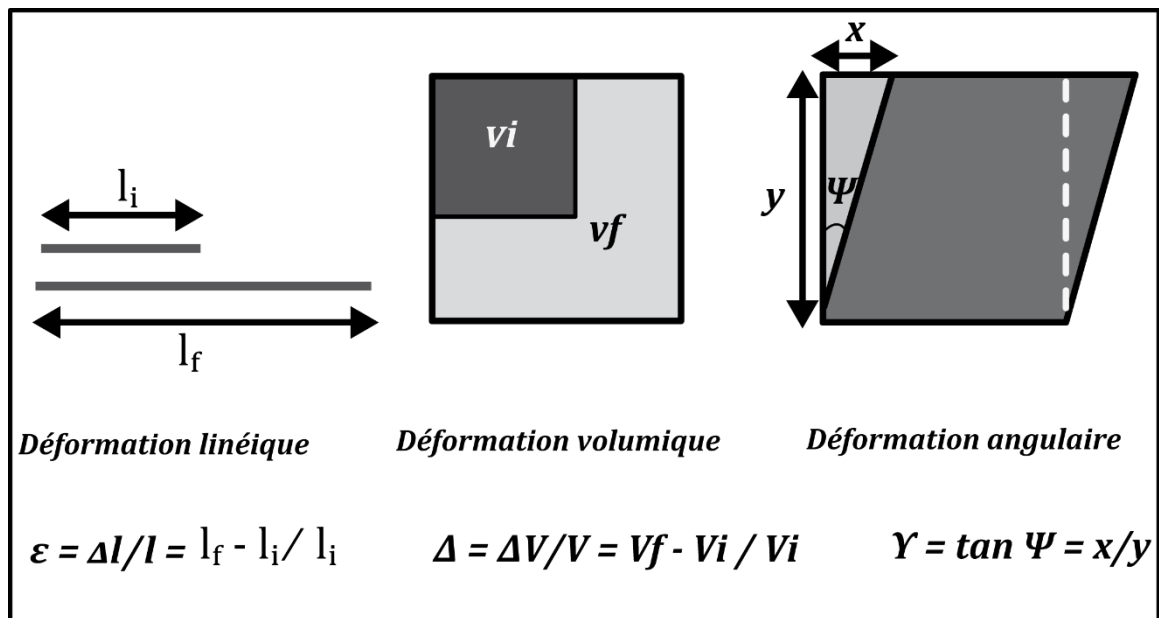


Fig. II. 8 : Quantification de la déformation linéaire et la déformation cisailante.

- La variation de longueur ou extension (ou élongation) :

$$\varepsilon = l_f - l_i / l_i$$

- La déformation angulaire ou « cisaillement ». C'est l'angle ψ que font deux droites initialement orthogonales. Le cisaillement est donné par la formule :

$$\gamma = \tan \psi = x/y$$

I.4 L'ellipsoïde de déformation

Quelques soit le **régime de déformation** on arrive toujours à l'état final déformé que l'on peut représenter par une ellipse. Si on raisonne en trois dimensions (3D) et si on considère un **objet sphérique** sa transformation par une déformation continue homogène donne un ellipsoïde.

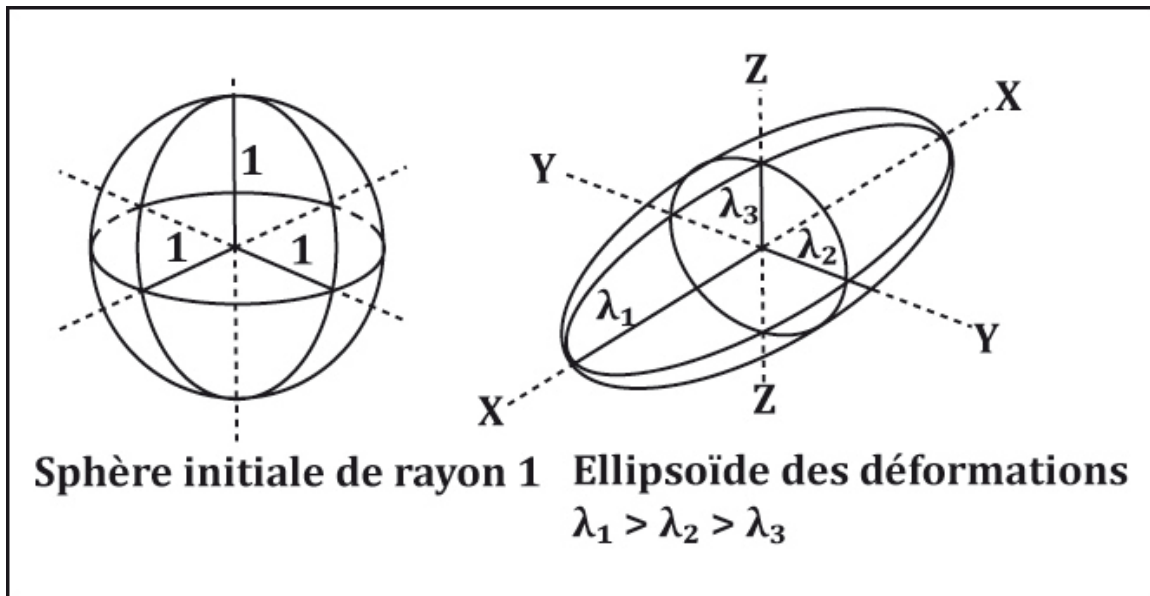


Fig. II. 9 : La déformation d'une sphère donne un ellipsoïde dont les 3 axes principaux peuvent être identifiés comme suit : OX : élongation maximale ; OZ : raccourcissement maximal et OY : raccourcissement intermédiaire.

L'état déformé sera donc représenté dans l'espace par un ellipsoïde de déformation, cet ellipsoïde est défini par trois axes perpendiculaires entre eux : (**Fig. II. 9**) (X) **axe d'allongement** (*grand axe de l'ellipsoïde*), (Z) **axe de raccourcissement** (*petit axe de l'ellipsoïde*) et (Y) **axe intermédiaire** selon lequel il peut y avoir *allongement*, *raccourcissement*, pas de déformation. Le plan (X, Y) définit dans l'objet déformé un plan d'aplatissement.

I. 5 Classification des ellipsoïdes de déformation

La détermination de l'ellipsoïde (mesure et orientation) est un des objectifs de l'analyse structurale. Il faut disposer d'objets déformés dont on connaît la forme initiale : galets, fossiles, grains détritiques, etc...

En 3 dimensions, l'ellipsoïde de déformation est défini par ses 3 axes, $X \geq Y \geq Z$. Selon la taille relative des 3 axes, on peut distinguer deux cas extrêmes (**Fig. II. 10 a et b**) :

- $X > Y = Z$. L'ellipsoïde prend la forme d'un **cigare** (*prolate shape*). Cette situation correspond à un **étirement** selon X (**constriction**, *constriction* ; **Fig. II. 10 a**).

- $X = Y > Z$. L'ellipsoïde a la forme d'une **crêpe** (*oblate shape*). C'est un **écrasement** selon Z (**aplatissement**, *flattening* ; **Fig. II. 10b**).

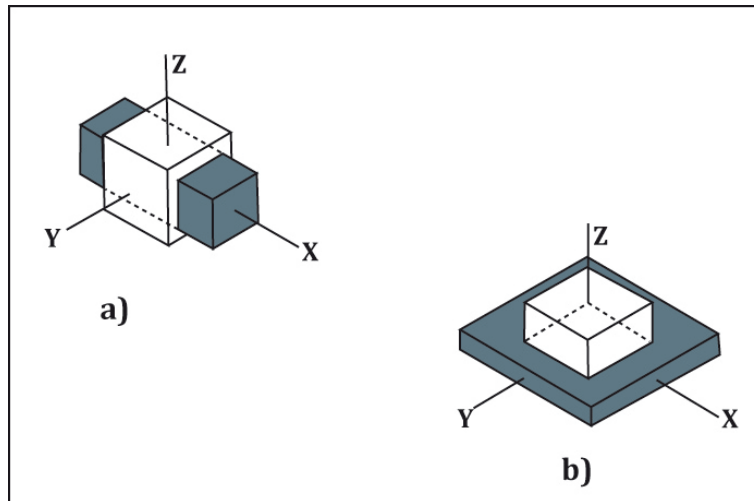


Fig. II. 10 : (a) Déformation en constriction ; et (b) en aplatissement ; d'un objet initialement cubique.

Une façon simple de représenter les différents cas est de construire un diagramme (diagramme de Flinn), où on porte X/Y en fonction de Y/Z . Le paramètre de Flinn, $k = X/Y - 1/Y/Z - 1$, permet de décrire la forme de l'ellipsoïde. K peut varier de 0 ($X = Y$, aplatissement) à $+\infty$ ($Y = Z$, constriction), en passant par toutes les valeurs intermédiaires. Si $k > 1$, c'est la constriction qui domine ; si $k < 1$, c'est l'aplatissement qui domine et si $K = 1$, la déformation est plane (**Fig. II. 11**).

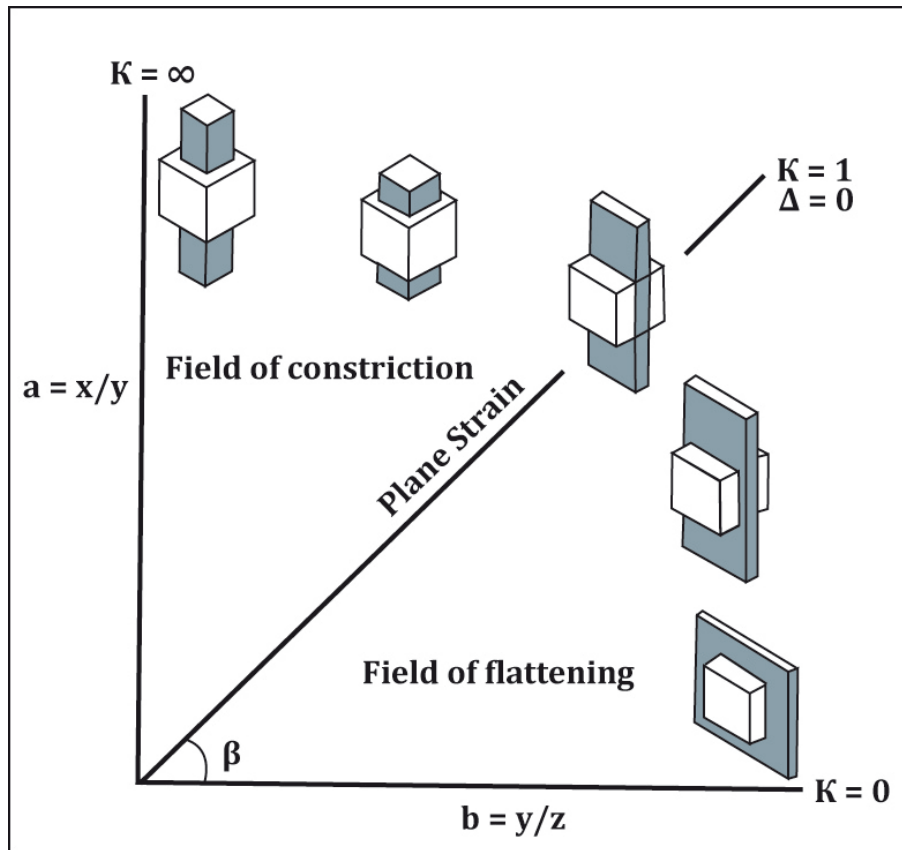


Fig. II.11 : Diagramme de Flinn. Un cube blanc est déformé en différents parallélépipèdes gris.

II. Relation contrainte – déformation

Le comportement des roches est essentiellement étudié grâce à la mécanique des roches, c'est à dire à partir des résultats de la tectonique expérimentale.

II. 1 Principe de l'expérience

Des échantillons de roches sont placés à l'intérieur d'une enceinte, on les soumet à des contraintes tectoniques d'intensités variables, tout en faisant varier les paramètres de P et T de façon à reproduire les conditions régnantes à l'intérieur de l'écorce terrestre.

II. 2 Les résultats

a- les courbes : contrainte, déformation

Types de comportements des roches

L'utilisation d'une enceinte permet de présenter un comportement général des roches face à une contrainte. On obtient la courbe de la **figure II.12** où la contrainte différentielle (notée ici σ) est en ordonnée et la déformation en abscisse.

- Dans un premier domaine de contraintes (**a**), la déformation reste faible par rapport à l'augmentation de la contrainte, si on cesse d'appliquer la contrainte, la roche revient à

son état initial non déformé (comme le ferait un ressort), c'est le domaine élastique (**réversible**) ; la roche a un comportement élastique.

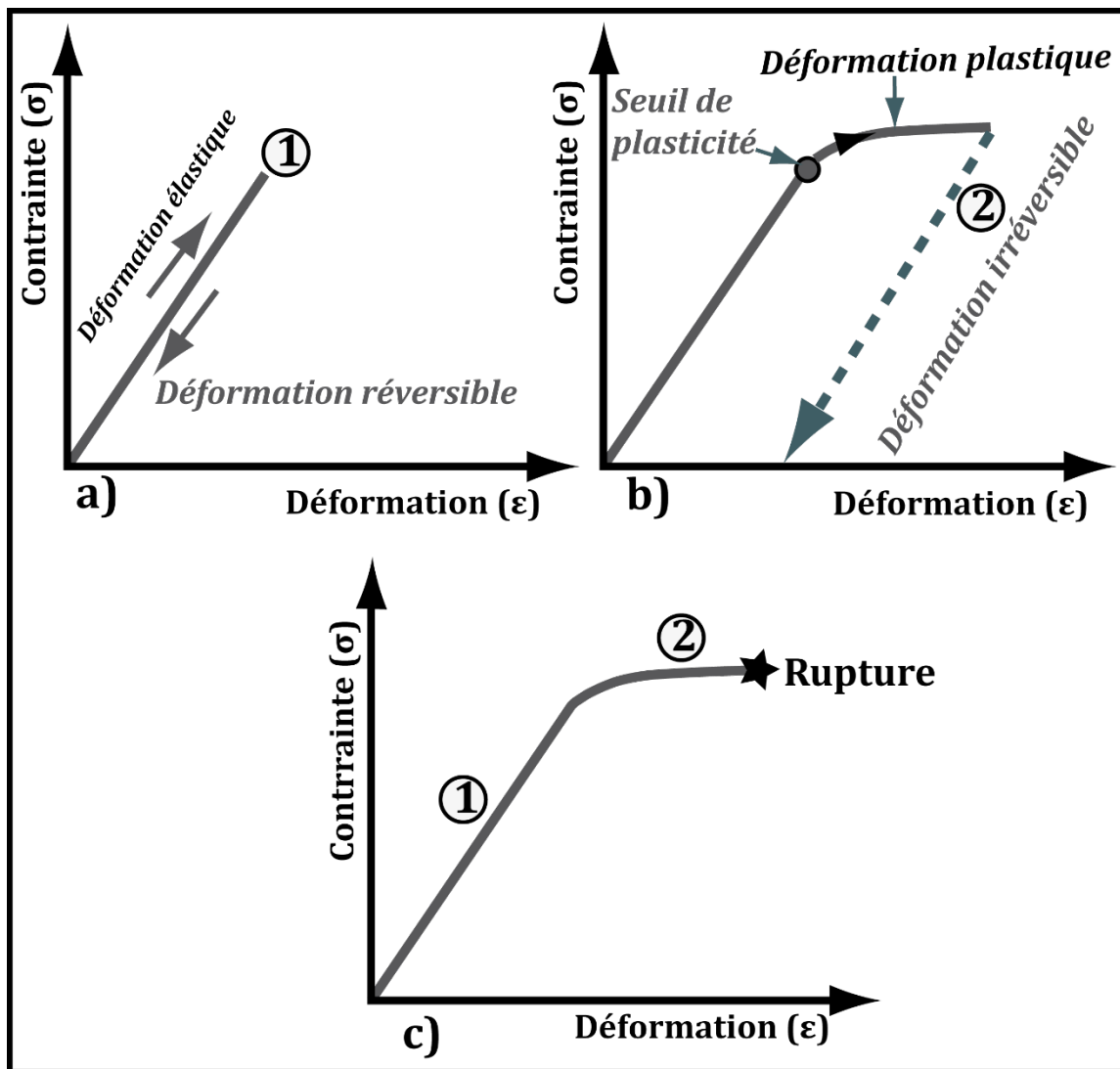


Fig. II. 12 : Les trois courbes (a), (b), (c) correspondent à trois expériences identiques mais où la contrainte maximale atteinte augmente de (a) à (c).

- Puis, la contrainte augmentant davantage (b), la déformation devient plus importante et surtout elle devient permanente même lorsque la contrainte redevient nulle (partie en pointillé sur la **figure II.12b**). On qualifie cette déformation d'**irréversible** (ou de **plastique**) : la roche a franchi le seuil de plasticité.

- Enfin, une nouvelle augmentation de la contrainte produit la **rupture** (c) de l'échantillon. Il s'agit là d'un comportement général qui va être modulé par la nature de la roche et les conditions physico-chimiques. L'amplitude des deux premiers domaines dépend de la

résistance (on emploie aussi **compétence**) de la roche c'est-à-dire de son aptitude à résister à la déformation.

III. Paramètres qui contrôlent la déformation

III. a- variation de la Pression et de la Température confinante

Les roches au cours de leur histoire peuvent changer de position dans le globe terrestre. Les conditions physiques telles que la **pression**, la **température** et la **teneur en eau** se modifient alors.

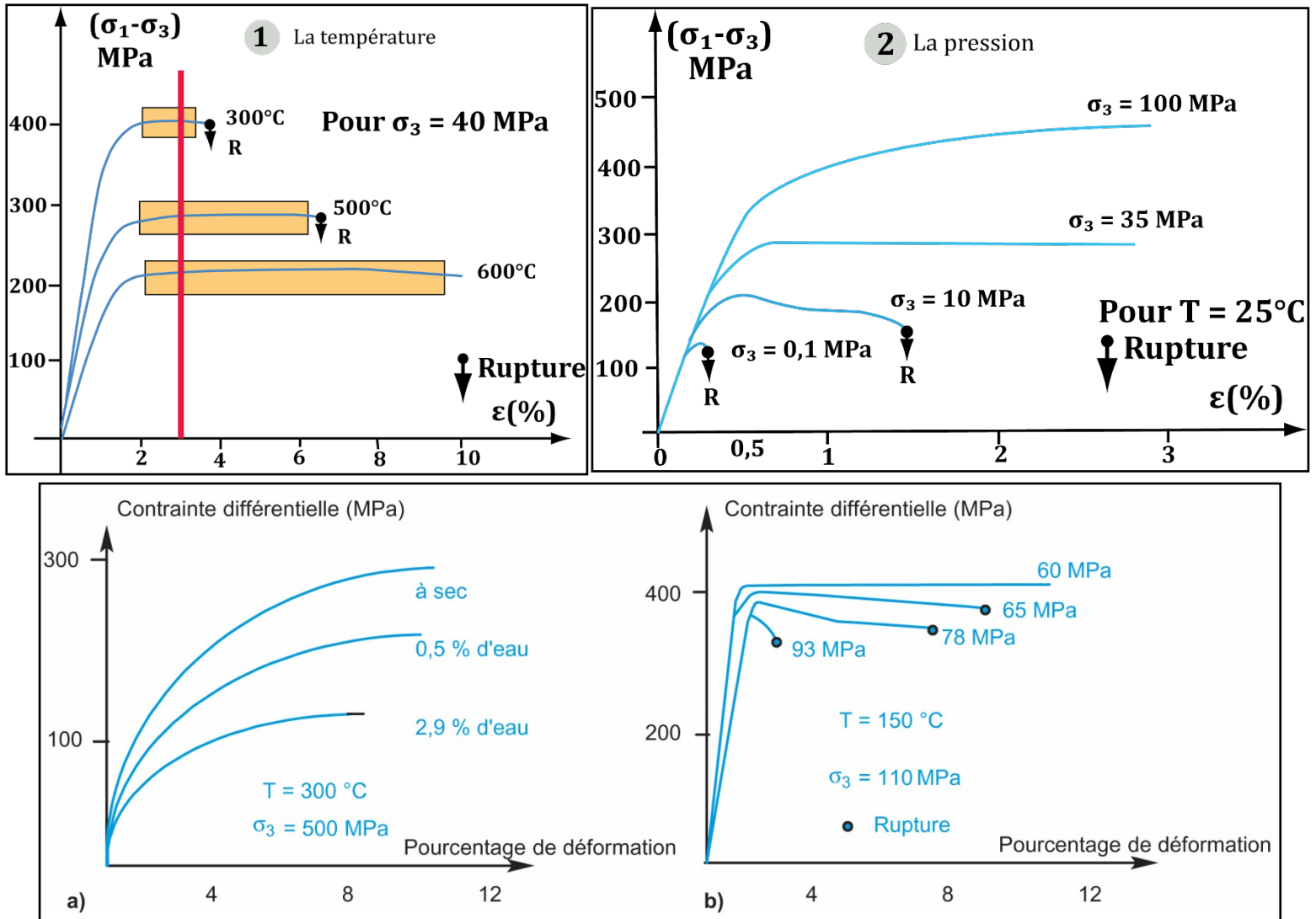


Fig. II. 13 : (1) Graphe contrainte différentielle - déformation pour des calcaires de Solenhofen déformés à pression de confinement constante mais température variable. (2) Graphe contrainte différentielle - déformation pour des marbres de Wombeyan déformés à vitesse constante. a et b effets de la teneur en

fluide sur la déformation des roches. (a) Déformation d'un marbre de Yule. (b) Déformation d'un calcaire de Solenhofen.

L'influence de la P et de la T confinante, est indiquée par les courbes expérimentales effectuées sur des échantillons de marbres et calcaires (**Fig. II. 13**). L'analyse de ces courbes montre :

- Pour des **T faibles** les roches ont un **comportement cassant**, pour des **T croissantes** la déformation sont plus faciles, **plus ductiles** ; les roches ont un **comportement plastique**.
- Pour des **P confinante faibles** le **comportement** est **cassant**, pour des **P croissantes** les roches ont un comportement plutôt **plastique** ; la **déformation** est **ductile**.

Sachant que dans l'écorce terrestre, la T et la P confinante augmentent avec l'augmentation de la profondeur, on peut tirer de ces courbes les conclusions suivantes :

- ♦ En surface et à **faible profondeur**, les roches ont un **comportement cassant**, les déformations sont faibles, on observe surtout **des failles**.
- ♦ **En profondeur**, les roches ont un **comportement plastique**, la déformation est **ductile**. On observe surtout **des plis**.

III. b- Présence de fluides

De nombreux fluides peuvent être présents dans les roches tels que O₂, CO₂, H₂O... Leur présence modifie le comportement de la roche comme le montre la **figure II. 13 a et b**.

À température et pression de confinement élevées (**a**), la teneur en fluide rend la roche plus ductile.

- À température et pression de confinement basses (**b**), l'augmentation de la pression d'eau favorise la rupture.
- Ainsi l'effet des fluides est différent selon la profondeur : la pression de fluide favorise la fracturation à faible profondeur alors qu'à plus grande profondeur, la présence de fluides favorise un comportement ductile.

III. c- influence de la lithologie

Pour des P et des T données le comportement des roches varie en fonction de leur lithologie c'est la notion de compétence d'une roche, c'est à dire son aptitude à résister à la déformation, on distingue pour des conditions de P et de T relativement faibles :

- ♦ Des roches compétentes : elles se déforment difficilement en donnant plutôt des structures cassantes ce sont : **Granite, Grés, Calcaire**...
- ♦ Des roches incompétentes : elles se déforment facilement, et en général d'une façon ductile : **Argiles, Marnes, Pérites**.

CHAPITRE III : Tectonique cassante (déformation discontinue)

Introduction

La **déformation cassante** est une déformation qui se manifeste essentiellement par **des ruptures**, dans un milieu rocheux soumis à **des contraintes** en **extension** ou en **compression**, avec ou sans mouvement. La déformation rigide se traduit par des failles ou simplement par des fissures et des fractures sans rejet.

Cette déformation affecte surtout la partie supérieure de l'écorce terrestre sur une épaisseur allant de **5km** ou **plus**. Les structures qui caractérisent la tectonique cassante se produisent depuis le **millimètre** au **décimètre** (**microstructures**), jusque **kilomètre** (**mégastructures**), elle se présente sous de différentes géométries et formes.

I- les différentes structures cassantes

Elles regroupent toutes les fractures de taille quelconques *avec* ou *sans rejet*.

I.1) les diaclases

Ce sont des cassures sans rejet. On emploie généralement le terme de **diacalse** pour désigner l'épisode au cours duquel une roche se fend sans que ses parties disjointes s'éloignent l'une de l'autre. Il n'y a ni déplacement (rejet), ni remplissage. Souvent, les diaclases se présentent perpendiculairement aux joints de stratification d'un ensemble sédimentaire.

Une diaclase peut apparaître à la suite de pressions lithostatiques ou de contraintes auxquelles la roche est soumise, mais généralement il faut une contrainte tectonique pour quelle se forme.

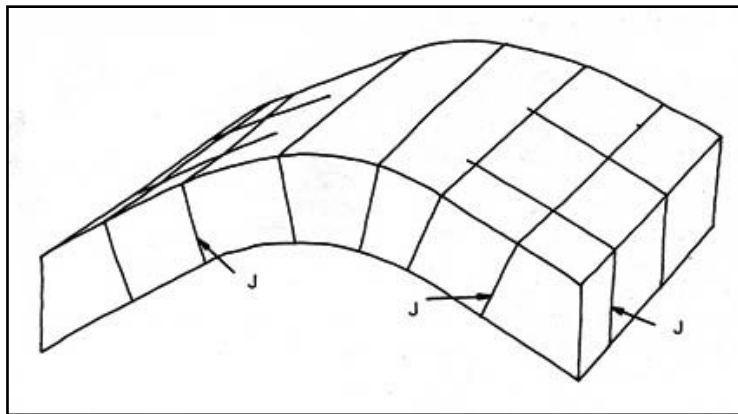


Fig. III.1 : Plis dans une strate montrant des diaclases (j).

Les diaclases sont généralement réparties en plusieurs familles (groupe de diaclases de même orientation). Un cas courant est celui des roches sédimentaires disposées en bancs parallèles, qui possèdent deux familles de diaclases perpendiculaires l'une à l'autre et perpendiculaires à la surface des couches (**Fig. III.1**).

I.2) les failles

En géologie, une faille est une surface de cassure, le plus souvent plane, parfois courbe, qui sépare un ensemble de roches en deux masses rocheuses distinctes, qui ont subi un déplacement de part et d'autre de la surface de faille. Ce déplacement et la déformation cisaillante sont dus aux forces exercées par les contraintes tectoniques, qui résultent de la tectonique des plaques ou à la force gravitaire (instabilité gravitaire). La surface de faille est donc une surface de friction, très souvent striée ou cannelée, parfois aussi polie, brillante : c'est pourquoi une surface de faille est communément appelée **miroir de faille**.

A. Éléments d'une faille

Il existe toute une terminologie autour de la faille :

- **Compartiments** : blocs rocheux séparés par une faille, l'un est « **soulevé** », l'autre « **affaissé** ».
- **Lèvres** : sont des surfaces de contact engendrées par la cassure sur chacun des blocs séparés.
- **Rejet de faille** : ampleur du déplacement relatif d'un compartiment par rapport à l'autre le long du plan de faille.
- **Regard** : côté vers lequel plonge la lèvre du compartiment soulevé.
- **Plan de faille** : surface de glissement, verticale ou oblique, d'un compartiment par rapport à l'autre. Il est caractérisé par sa direction et son pendage.
- **Miroir de faille** : section du plan de faille ayant subi par frottement un polissage mécanique ou affecté de stries, de rayures, de cannelures orientées dans le sens du déplacement. Morphologiquement, il s'agit de la partie visible en surface du plan de faille.
- **Crochon de faille** : courbure brusque des couches au contact d'une faille, la torsion de ces couches s'effectuant en sens inverse du déplacement des deux compartiments.

B. Géométrie des failles

Les failles sont des déformations discontinues avec déplacement relatif des deux compartiments le long d'un **plan de faille** qualifié également de **miroir de faille**. Comme le montre la **figure III. 2**, la description d'une faille se fait en mesurant l'**azimut** (angle, noté β , de sa direction avec le nord), le **pendage** du miroir de faille (angle, noté α , du plan de faille avec l'horizontale) et son **rejet** qui mesure le mouvement relatif. Celui-ci est décomposable en trois composantes :

- Le rejet vertical ;
- Le rejet horizontal latéral (parallèle à la direction de la fracture) qui mesure le déplacement parallèle aux bords de la faille (non représenté sur la **figure III. 2**) ;
- Le rejet horizontal transversal (perpendiculaire à la direction de la fracture) qui mesure l'écartement ou le rapprochement des compartiments dû au glissement sur le plan de faille.

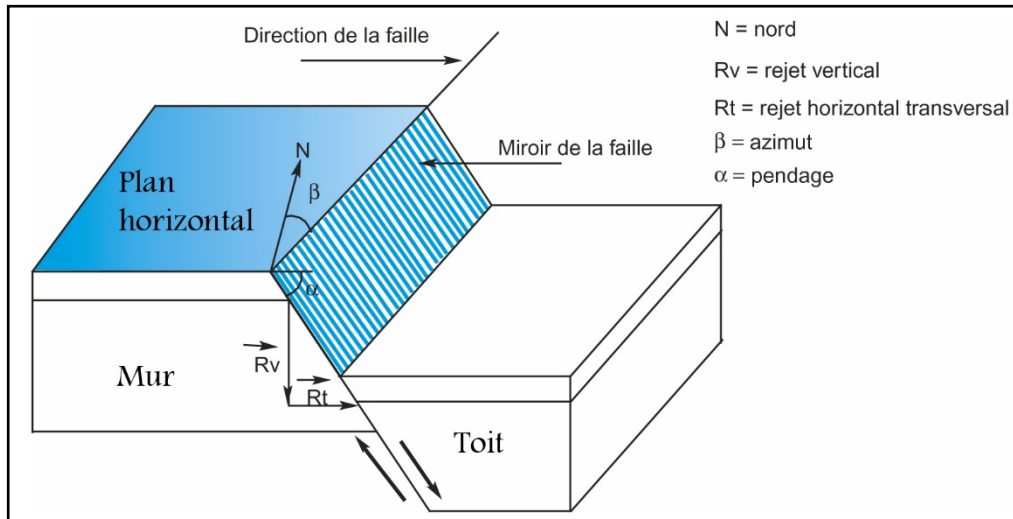


Fig. III. 2 : Éléments de description d'une faille.

C. Indicateurs du déplacement relatif de 2 compartiments

Ce sont des figures de taille et d'allure variées. Certaines marquent bien la direction du mouvement (stries, cannelures), d'autres renseignent plus spécifiquement sur le sens du mouvement. La majeure partie de ces traces apparaissent sur des **plans de rupture** (faille, chevauchement, décrochement). Parmi ces indicateurs du déplacement on distingue :

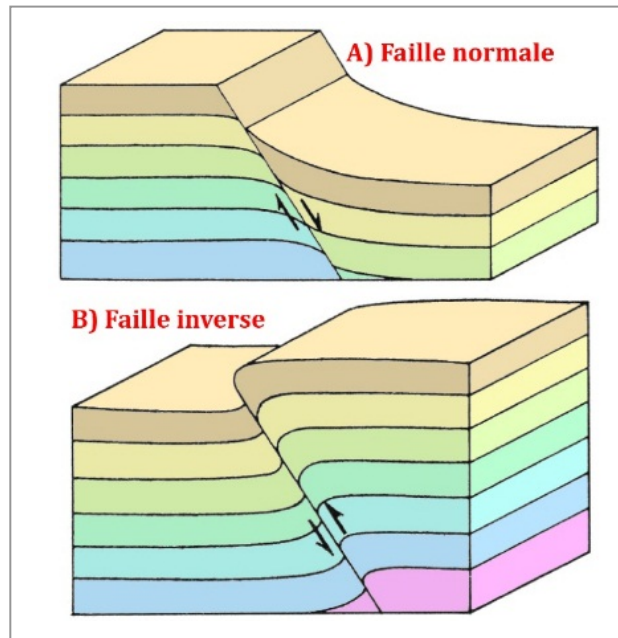


Fig. III. 3 : Crochons de faille des couches au contact d'une faille normale (A) et une faille inverse (B), dus au mouvement relatif des deux compartiments et permettant de le déterminer. La torsion des couches s'effectue en sens inverse du déplacement.

- **Niveaux repères** : Il s'agit d'une couche ou un filon, son décalage de part et d'autre de la surface faillée permet de déterminer le sens du mouvement de la faille (c-à-d le sens de son rejet).
- **Crochons de faille** : Ce sont des flexures des couches au niveau des lèvres de la faille. Le sens de rebroussement des strates au niveau du plan de faille, indique celui du déplacement (*La torsion des couches s'effectue en sens inverse du déplacement ; Fig. III. 3*). Ils sont dus à la torsion des bancs rocheux coupés par la faille.

D. Classification des failles

1. Selon leur pendage : verticale ou oblique (Fig. III. 4)

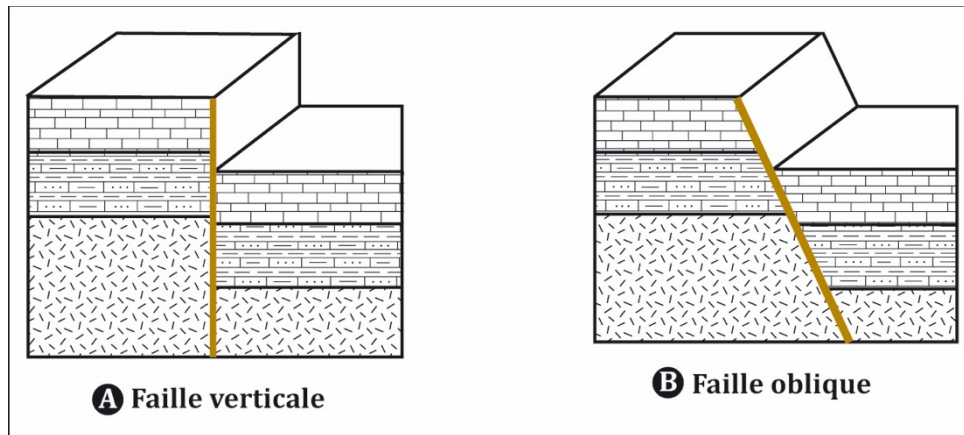


Fig. III. 4 : Faille verticale (A) et faille oblique (B).

2. Selon leur rejet

Suivant le type de mouvement relatif, on définit trois types de failles : *faille normale*, *faille inverse*, *décrochement*.

Faille normale (Fig. III. 5B)

Une faille normale accompagne une *extension*, elle correspond à un *allongement horizontal*, (σ_3 horizontal, perpendiculaire à la faille, σ_1 vertical), leur pendage typique est de 60° . Le compartiment *au-dessus* de la faille ("toit") *descend* par rapport au compartiment situé *en dessous* de la faille ("mur"). La géométrie obtenue entre des *failles normales conjuguées* de pendage *convergent opposé* est appelée *graben*. L'inverse (*failles normales de pendage conjuguées divergent opposé*) correspond à un *horst*.

Faille inverse (Fig. III. 5C)

Une faille inverse ou chevauchement, due à un *raccourcissement* dans un plan horizontal, accompagne une *compression*, (σ_1 est horizontale et σ_3 est verticale) ; le compartiment *au-dessus* de la faille ("toit") *monte* par rapport au compartiment situé *en dessous* de la faille ("mur").

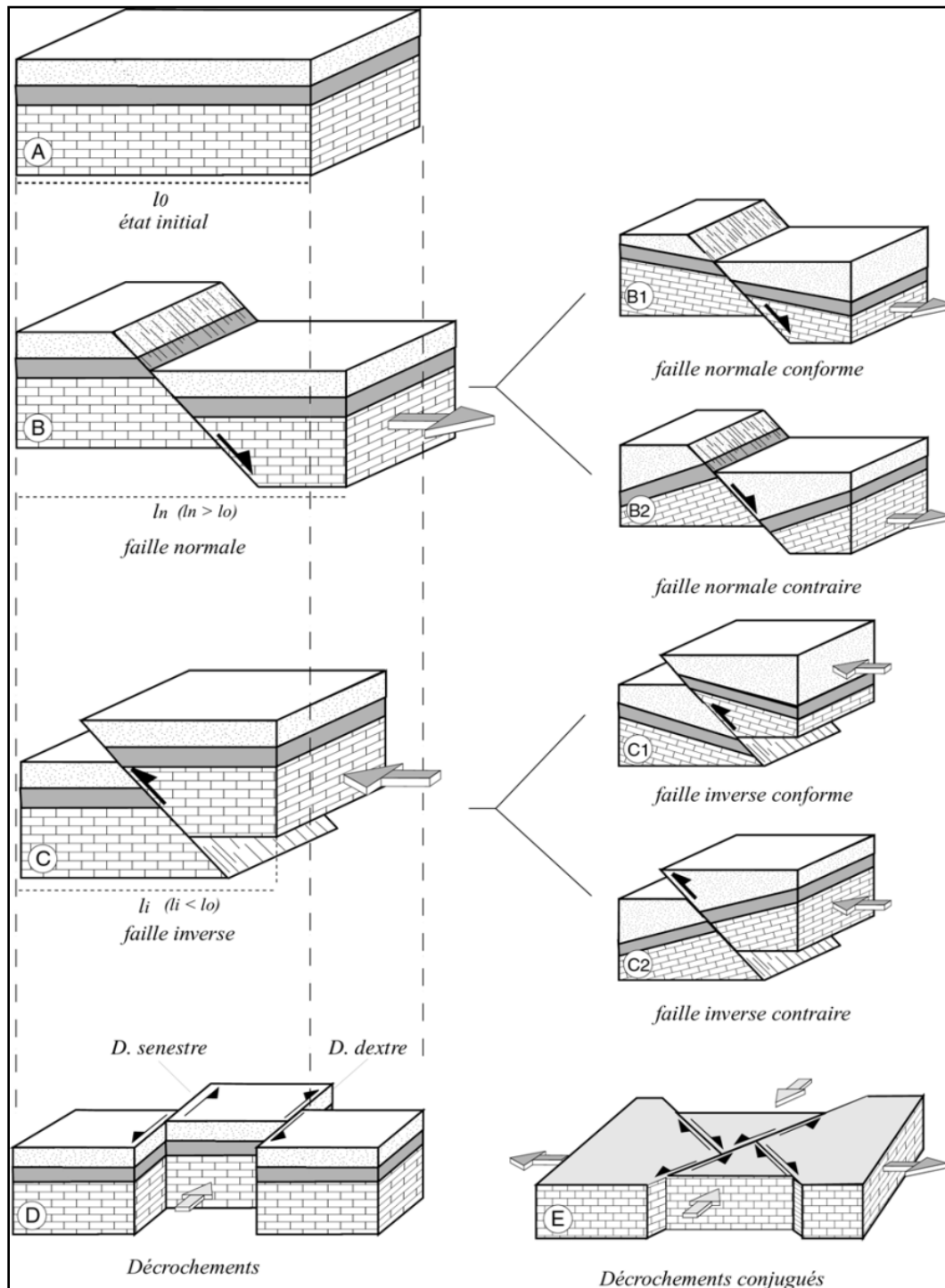


Fig. III. 5 – Types de failles : B - faille normale ; C - faille inverse ; D - décrochement ; B1 - faille conforme normale ; C1 - faille conforme inverse ; B2 - faille contraire normale ; C2 - faille contraire inverse ; E- décrochements conjugués.

Décrochement (Fig. III. 5D)

Les mouvements s'effectuent dans un plan horizontal, les *contraintes* σ_1 et σ_3 sont *horizontales* alors que σ_2 est *verticale*. Les décrochements peuvent être **dextre** ou **sénestre**. Un décrochement est dit **dextre** si le sens du mouvement est vers **la droite**, et **sénestre** si ce sens est vers **la gauche**.

REMARQUE

Sur le terrain on détermine la nature de ces accidents tectoniques par les stries observées sur le miroir de faille et l'analyse que font ces stries avec l'horizontal et avec le plan de faille.

Cette angle est appelé **le Pitch**, il varie de 0° à 90° ; lorsqu'il est compris entre 45° et 90° il s'agit d'une *faille normale* ou *inverse*, si le Pitch est *inférieur à 45°* on est en présence d'un *décrochement dextre* ou *sénestre*, pour des valeurs comprises entre 60° et 80° , on est en présence de combinaisons de différents types d'accidents (*faille inverse sénestre*, *faille normale dextre*....).

3. Selon leurs rapports avec les couches

Faille conforme

En milieu stratifié, lorsque le pendage du plan de faille est dans le même sens que le pendage des couches (Fig. III. 5B1 et C1).

Faille contraire

En milieu stratifié, lorsque le pendage du plan de faille est dans le sens inverse du pendage des couches (Fig. III. 5B2 et C2).

4. Classification génétique

Elle tient compte de l'orientation des contraintes dans l'écorce terrestre.

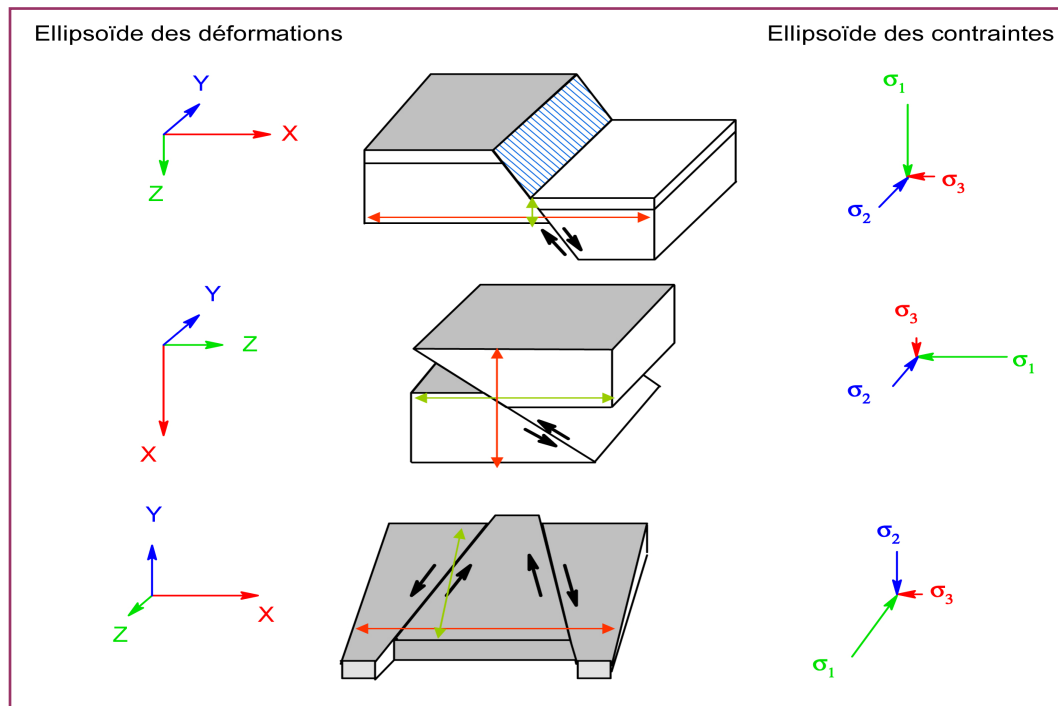


Fig.III.6 :
Relations
entre
ellipsoïde des
déformations,
ellipsoïde des
contraintes et
les trois
grands types
de failles.

σ_1 vertical : failles normales (failles de gravité) ou faille d'extension.

σ_3 vertical : failles inverses (faille de compression).

σ_2 vertical : failles de décrochement (cisaillement qui correspond souvent à une compression).

5. Selon les rapports de leurs rejets, avec d'autres déplacements (Fig. III.7)

Faille synthétique, dont le jeu s'ajoute au mouvement général.

Faille antithétique, dont le jeu est inverse au mouvement général.

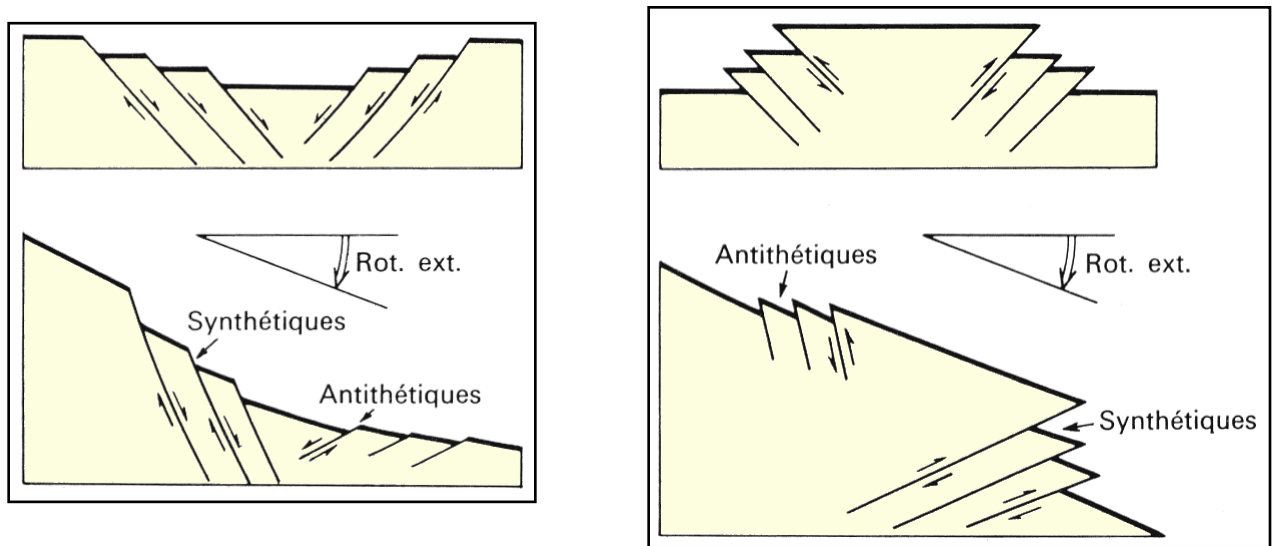


Fig. III.7 : Failles Synthétiques et Antithétiques.

6. Système de Riedel (Fig. III.8)

R et R' : Fractures conjuguées de 2^{ème} ordre de Riedel. **R** est **synthétique** (5° à 25°) et **R'** est **antithétique** (65° à 95°) par rapport à la faille principale (décrochement senestre).

P et X : Fractures de Tchalenko-Skempton (1966) sont à peu près symétriques des R et R'.

T : Fente de tension.

Les fractures liées au cisaillement sont obtenues par de nombreux auteurs expérimentalement (**Modèle de Riedel**) semblent bien adaptées à l'interprétation des fractures induites dans **une couverture sédimentaire** par **un décrochement** se produisant au niveau **du socle cristallin**.

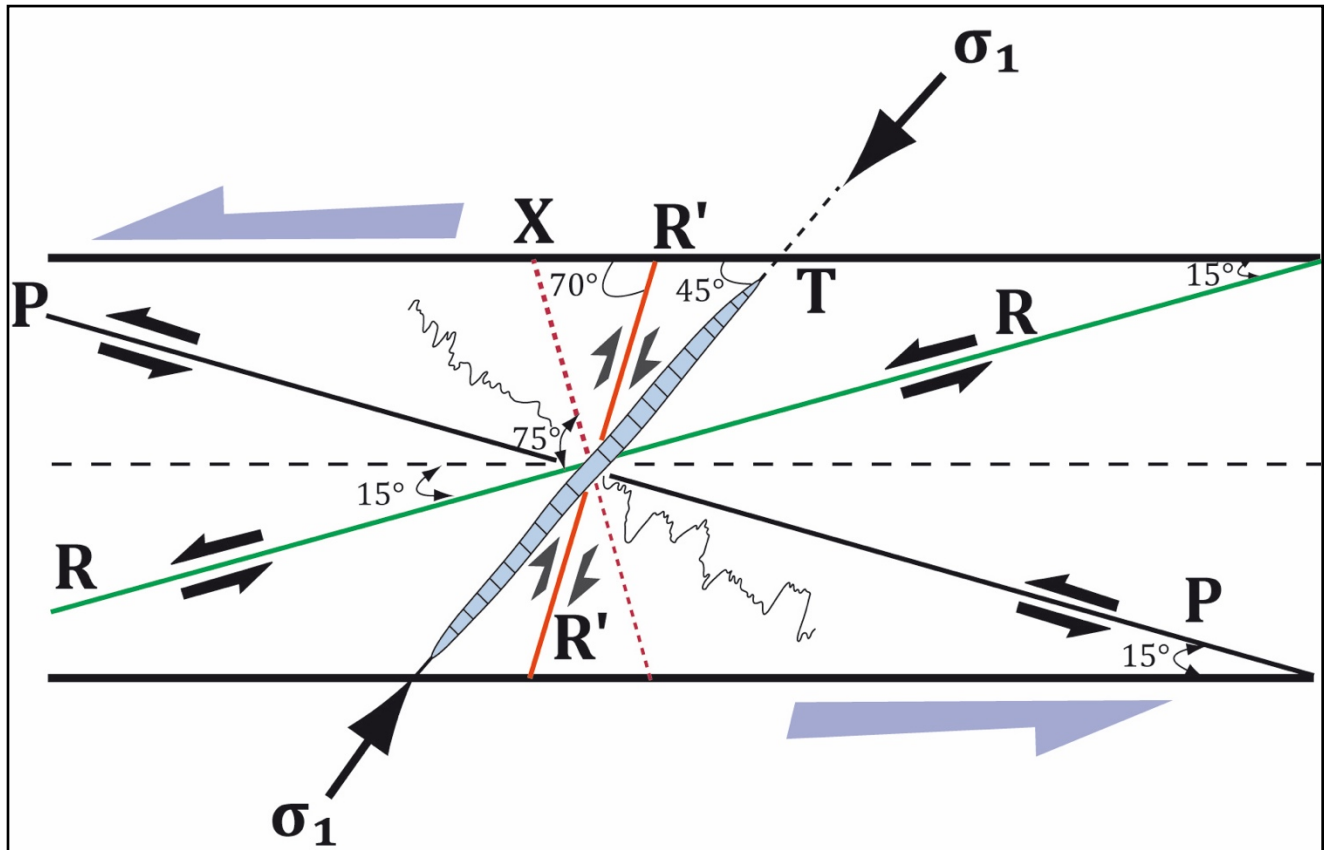


Fig. III. 8 : Modèle de Riedel : Répartition des fractures pouvant apparaître dans une zone de cisaillement.

Si on dissocie ces différents types de fractures et qui peuvent être observées sur le terrain : on peut avoir 3 cas (**Fig. III.9**) :

- **1^{er} cas** : On ne peut observer que des joints stylolitiques et fentes de tension en échelon dans un couloir de cisaillement.
- **2^{ème} cas** : On ne peut observer que des fractures de Riedel R et R', R a un angle faible et R' a un angle fort.
- **3^{ème} cas** : On ne peut observer que des fractures P (de Skempton) qui sont symétriques par rapport à R et R'.

Lorsqu'on parle de système de Riedel, on a un système de fractures qui se trouve réalisé dans les bandes de cisaillement c-à-d : il s'agit des fractures secondaires en échelon à l'intérieur d'une bande de cisaillement dont la disposition et les mouvements sont très significatifs.

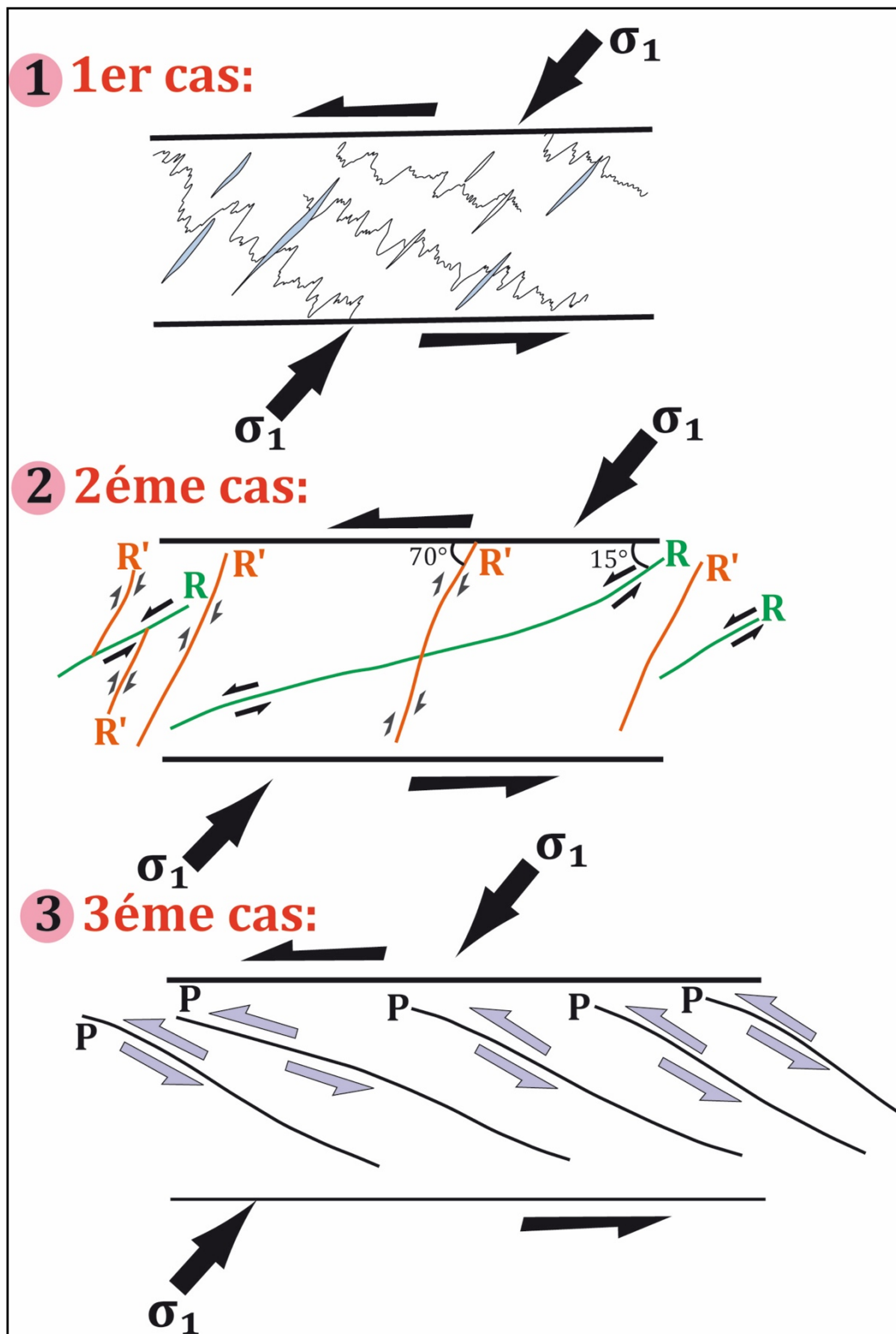


Fig. III.9 : Les trois cas des différents types de fractures qu'on peut observer sur le terrain.

II. Chevauchement et charriage

II. 1. Définitions

Suivant l'amplitude du phénomène de recouvrement, on parle de **chevauchement** ou de **nappes de charriage**. Dans les deux cas, on distingue un **autochtone**, ou terrain en place, qui supporte l'**allochtone**, ou terrain charrié ; ils sont séparés par une surface de **contact** ou un **plan anormal**.

Les **chevauchements** sont des accidents **tectoniques** à la faveur desquels se réalise la superposition **anormale** d'unités géologiques. Le *pendage* de ces accidents est en général *moyen* (45°) à *faible*. La continuité de l'unité supérieure, dite **chevauchante** est préservée ; la zone d'enracinement est toujours visible, le recouvrement ne dépassant pas *quelques kilomètres*.

Lorsque le **contact anormal** qui sépare les deux unités est *subhorizontal* et que le recouvrement atteint des valeurs *décakilométriques*, on utilise le terme de **charriage**. L'unité supérieure chevauchante est alors dénommée **nappe de charriage**.

Fait notable, la nappe est souvent désolidarisée de sa zone de racine. Celle-ci est parfois inexistante ou réduite à une cicatrice de terrains très tectonisés au sein des zones plus internes de la chaîne de montagne considérée.

II.2. Mécanisme de formation

Les déformations de type faille et plis peuvent s'associer dans les chaînes de montagne : des roches précédemment plissées en profondeur sont remontées par des phénomènes tectoniques complexes (rééquilibrages isostatiques liés à l'érosion). Ces roches plissées peuvent alors être faillées : on parle de **pli-faille** (*Fig. III. 10*).

L'étape suivante est la création **d'un chevauchement** (*Fig. III. 10*) : la compression continuant, le déplacement d'un bloc sur l'autre se fait plus important. La partie inférieure déforme la partie supérieure dans son mouvement (nouveau plissement), la partie supérieure recouvre des terrains plus jeunes.

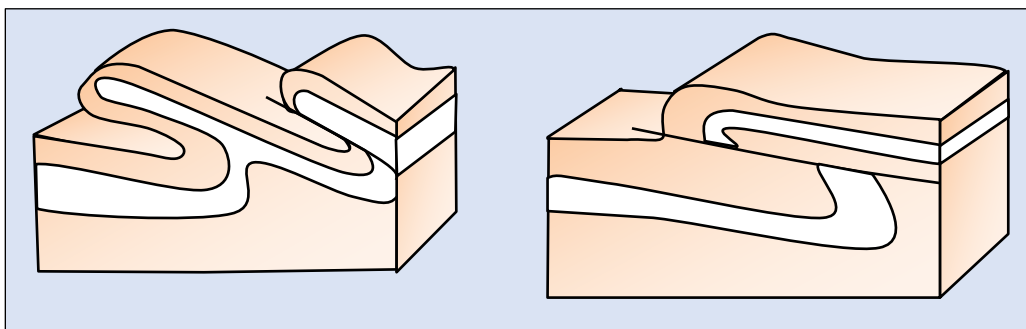


Fig. III. 10 : À gauche : pli et pli faille. À droite : chevauchement.

Quand les déplacements se font sur de longues distances (plusieurs kilomètres) et concernent de grandes superficies, on parle de nappes de charriages.

La mise en place *des nappes de charriages* est généralement liée à un phénomène gravitaire. Au moment de leur formation, les chaînes sont des zones de reliefs importants et des glissements par gravité peuvent s'y produire. Il suffit pour cela qu'on ait à la fois une pente assez forte et un matériel assez plastique. Ces conditions sont souvent réalisées et les nappes vont se déplacer vers la périphérie de la chaîne.

II. 3. Les 3 familles de nappes

On distingue trois grands types de nappes dans les chaînes de montagne.

1. Les nappes de couverture. Elles sont formées uniquement de matériel sédimentaire désolidarisé de son substratum originel. Les roches peuvent avoir subi un métamorphisme plus ou moins important et peuvent présenter une schistosité.

2. Les nappes de socle. Elles sont formées de matériel **continental** métamorphique et igné (micaschistes, gneiss, granites,) et peuvent recouvrir d'autres unités de socle ou bien des unités sédimentaires.

3. Les nappes ophiolitiques. Elles sont formées de lithosphère **océanique** (croûte et manteau) et de sédiments océaniques associés. Leur présence dans les chaînes matérialise la suture d'un ancien domaine océanique.

II. 4. Les éléments caractéristiques des nappes

Une nappe est un ensemble de terrains **allochtones**, déracinés, qui reposent selon un **contact anormal** sur un substratum **autochtone**.

L'érosion a souvent disséqué l'ensemble en place et l'allochtone pour donner une série de formes morphologiques caractéristiques des pays de nappes :

Les *klippes*, ou portions de la nappe de recouvrement isolées par l'érosion (**Fig. III. 11**) ;

Les *fenêtres*, qui sont des zones où le substratum de la nappe affleure et qui sont entourées par l'allochtone de la nappe (**Fig. III. 11**). Si le substratum n'est qu'en partie entouré par l'allochtone, on parle de *demi-fenêtre* ou de *golfe tectonique*.

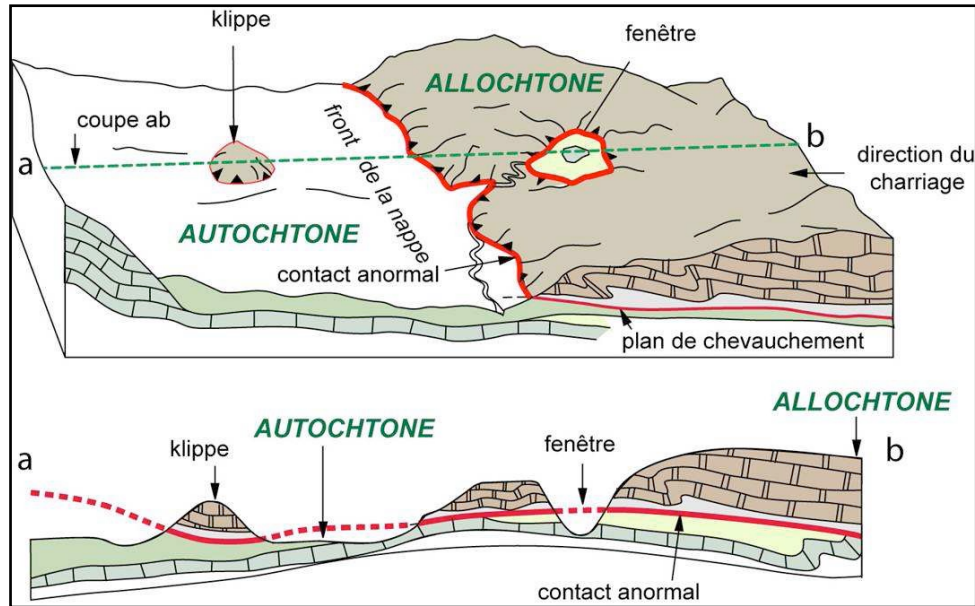


Fig.III.11 : Schéma d'une nappe de charriage et coupe correspondante (ab).

III. les différentes microstructures cassantes

1. Tectoglyphes (Fig. III. 12)

Les miroirs de faille sont souvent porteurs d'inscriptions : les tectoglyphes sont les empreintes de friction laissées par le déplacement des compartiments l'un par rapport à l'autre (mouvement de la faille). Ils permettent souvent de déterminer la **direction** et/ou le **sens** du déplacement. On distingue plusieurs types de tectoglyphes :

- Des **stries de friction** gravées dans la roche même ou dessinées par l'enduit de cristallisation (calcite ou quartz) développés, à l'abri, dans les vides créés par le jeu de la faille). La présence des stries est formée par le déplacement d'un objet dur (élément striateur) creusant des rayures (= traces d'empreintes) dans la roche. Leur direction indique celle du mouvement. On peut parfois les utiliser pour déterminer le sens du déplacement.

- **Les cannelures** : Ce sont des traces de trainage d'objets qui ont une forme de rides symétriques. Leur taille est variable (à différentes échelles: **centimétriques** ou à **plus grande longueur d'onde**). Elles indiquent la direction du mouvement.

- **Les gadins d'arrachement** : Les gradins d'arrachement se disposent plus ou moins imbriqués (forme d'escalier) avec un rebord abrupt du côté aval. Ces gradins sont souvent constitués de calcite cristallisée et striée.

- **Fibres de calcite** : Toujours au niveau du plan de faille, la présence des fibres de calcite terminées par *des cristaux automorphes* permet d'indiquer le sens du mouvement relatif des deux compartiments.

- **Fibres de calcite et stylolites associés** : Fibres de calcite et stylolites sont associés sur une même surface de la même faille. Fibres de calcite et stylolithes se faisant face sur une surface gauche d'un glissement senestre sur plan horizontal (**Fig. III. 12E**).

2. Fentes de tension

Les fentes de tension sont en général de petites veines (quelques dizaines de *centimètres* et peut atteindre quelques *décimètres*), ce sont des fractures plus ou moins ouvertes remplies de minéraux (calcite ou quartz) montrant parfois une structure en fibres perpendiculaires ou légèrement obliques aux épontes (**Fig. III. 13-4**). Elles sont généralement orientées perpendiculairement à la contrainte σ_3 et parallèle à σ_1 (**Fig. III. 13-2**).

Les fentes de tension sont soit rectilignes et longues et minces généralement (**Fig. III. 13-3 a et b**), soit disposées en échelons, dans ce cas les fentes sont parallèles entre elles et régulièrement espacés et alignés dans une direction, ce dernier système est équivalent à une faille ou décrochement potentiel (**Fig. III. 13-3**).

Il n'est pas rare que des fentes de tension soient à leur tour déformées par le mouvement relatif des lèvres de la faille ; on peut même parfois voir une nouvelle génération de fentes les recoupant (**Fig. III. 13-5**).

3. Les stylolithes

Les stylolithes ne sont pas des fractures ; ils sont traités ici en raison de leur fréquente association avec les fentes de tension. Ce sont des surfaces de dissolution très irrégulières portant des *pics* et des *creux*. Ces surfaces irrégulières sont le résultat de la dissolution sous pression de la roche. Ils sont *perpendiculaires à σ_3* . Les *pics stylolithiques* sont *parallèles à la contrainte σ_1* (**Fig. III. 13-1**).

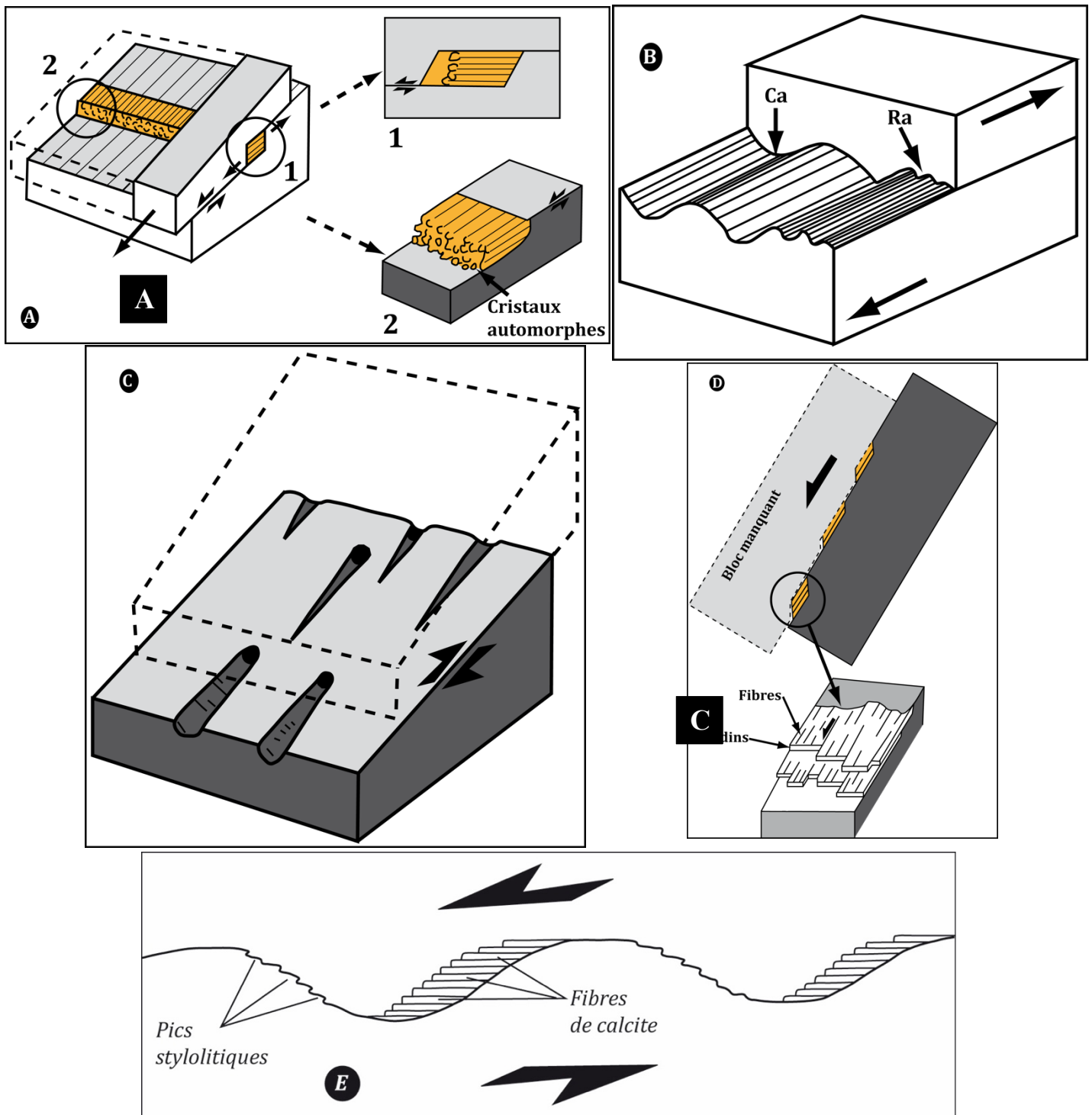


Fig. III. 12 : Tectoglyphes de microfracturation : A) Fibres liées à une faille normale. B) Cannelures et traces de trainage d'objets. C) Rainures creusées par l'empreinte d'objets durs (en noir), faille inverse. D) Gradins d'arrachement : ils correspondent souvent à des petites veines «en relais»; le rebord le plus oblique à la surface de faille est vers l'aval. Le croquis montre le déplacement des deux compartiments (ouverture d'un espace vide). E) Fibres et stylolithes se faisant face sur la surface gauche d'une faille senestre.

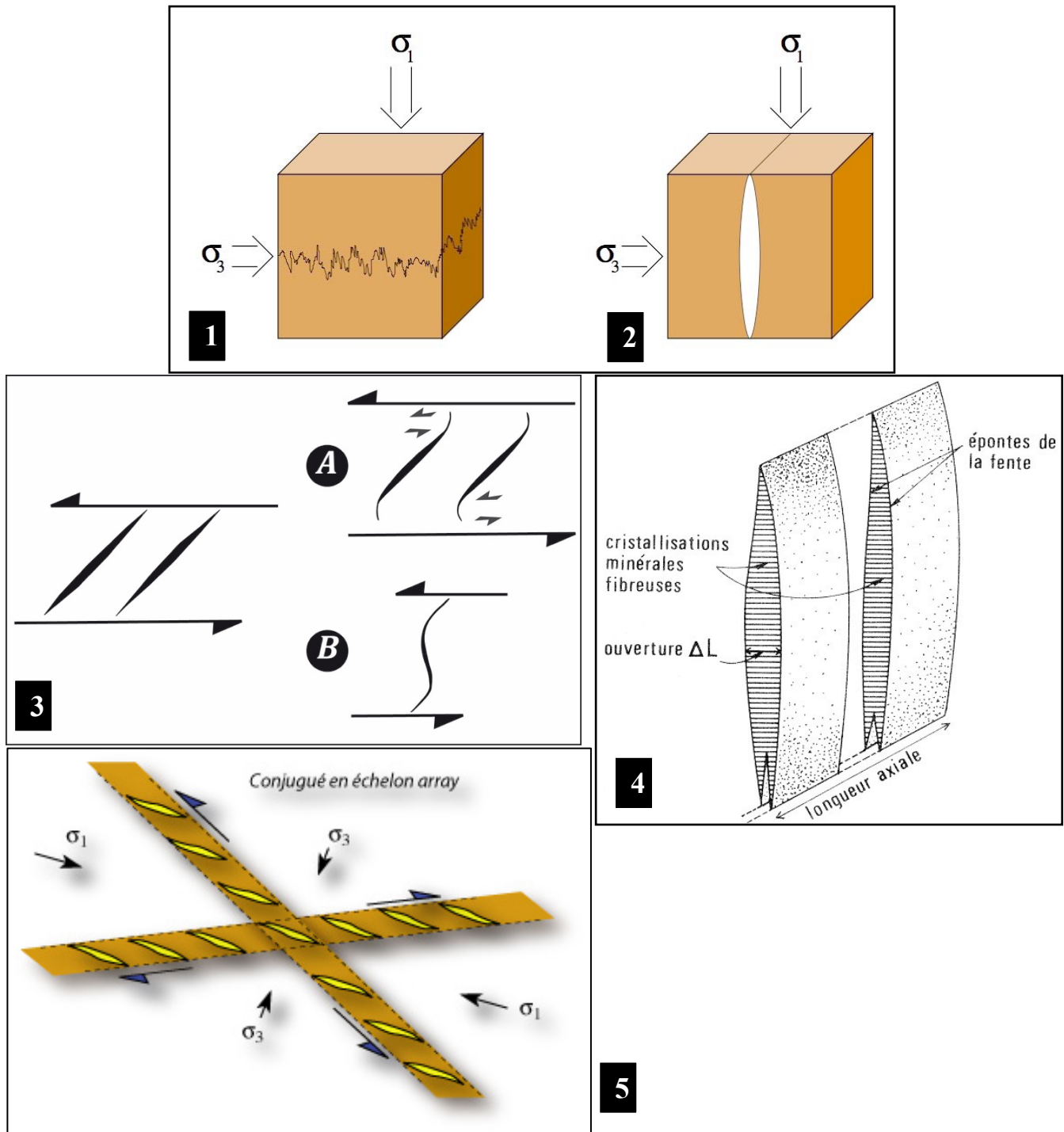


Fig. III. 13 : 1) Joints stylolithiques : Les pics stylolithiques sont parallèles à la contrainte σ_1 . 2) Fente de tension est perpendiculaire à la contrainte σ_3 et parallèle à σ_1 . 3) Fentes de tension sont rectilignes, longues et minces (**figures 3A et B**), et à gauche de la figure 3 elles sont en échelons, dans ce cas les fentes sont parallèles entre elles et régulièrement espacées et alignées dans une direction 4) Fente de tension montre une structure en fibres perpendiculaires aux épontes. 5) Fentes de tension en échelon conjuguées.

CHAPITRE IV : Tectonique ductile (déformation continue)

I – La géométrie des plis et terminologie

I.1 -Définition

Les plis s'observent à toutes les échelles, *pluri kilométrique* à *millimétrique*. Ce sont les **structures ductiles** les plus spectaculaires. D'une manière très générale, un pli est une structure courbe issue d'une **déformation ductile** des roches, sous l'effet d'une **contrainte compressive**, par flexion ou torsion. La genèse des plis ainsi formés se déroule en **profondeur** au sein de l'écorce terrestre et dure des millions d'années. Dans ces conditions, les roches se comportent comme des **matériaux plastiques**. Le cas le plus simple est le pli de roches sédimentaires dont la structure et les marqueurs sont planaires avant la déformation.

I.2- Éléments d'un pli (Fig. IV.1 A et B)

Anticlinal

Dans un pli, le sens de la courbure est donné par la direction de sa convexité. Ainsi, on appelle **anticlinal** : un pli dans lequel les plongements des couches divergent à partir de la charnière. Le centre de courbure se trouve dans les couches les plus anciennes. C'est une structure **convexe** vers le **haut** (Fig.IV.2B).

Synclinal

On appelle **synclinal** : un pli dans lequel les plongements des couches convergent vers la charnière. Le centre de courbure se trouve dans les couches les plus récentes. C'est une structure convexe vers le bas (Fig.IV.3B).

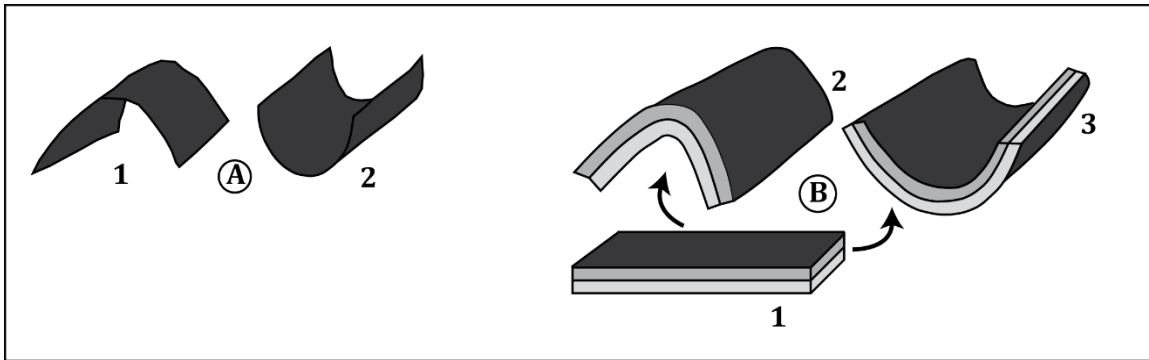


Fig. IV.1 : A. 1 : antiforme – 2 : synforme – B. couches non plissées (1) donnant un anticlinal (2) ou un synclinal (3) (extrait du "Dictionnaire de Géologie").

Antiforme et synforme (Fig.IV.1A et 2A)

Lorsqu'on ne sait pas la **polarité** (ou **l'âge relatif**) des couches, on parle d'**antiforme** dans le cas d'un pli convexe vers le ciel, et de **synforme** dans le cas d'un pli concave vers le bas. Cette nomenclature est commode pour les roches métamorphiques où la polarité des couches est souvent inconnue.

REMARQUE : Par rapport à la courbure on distingue **l'intrados** et **l'extrados** du pli. L'extrados

: c'est la partie plissée du pli située à l'extérieur de la courbure et l'intrados : c'est la partie plissée du pli située à l'intérieur de la courbure.

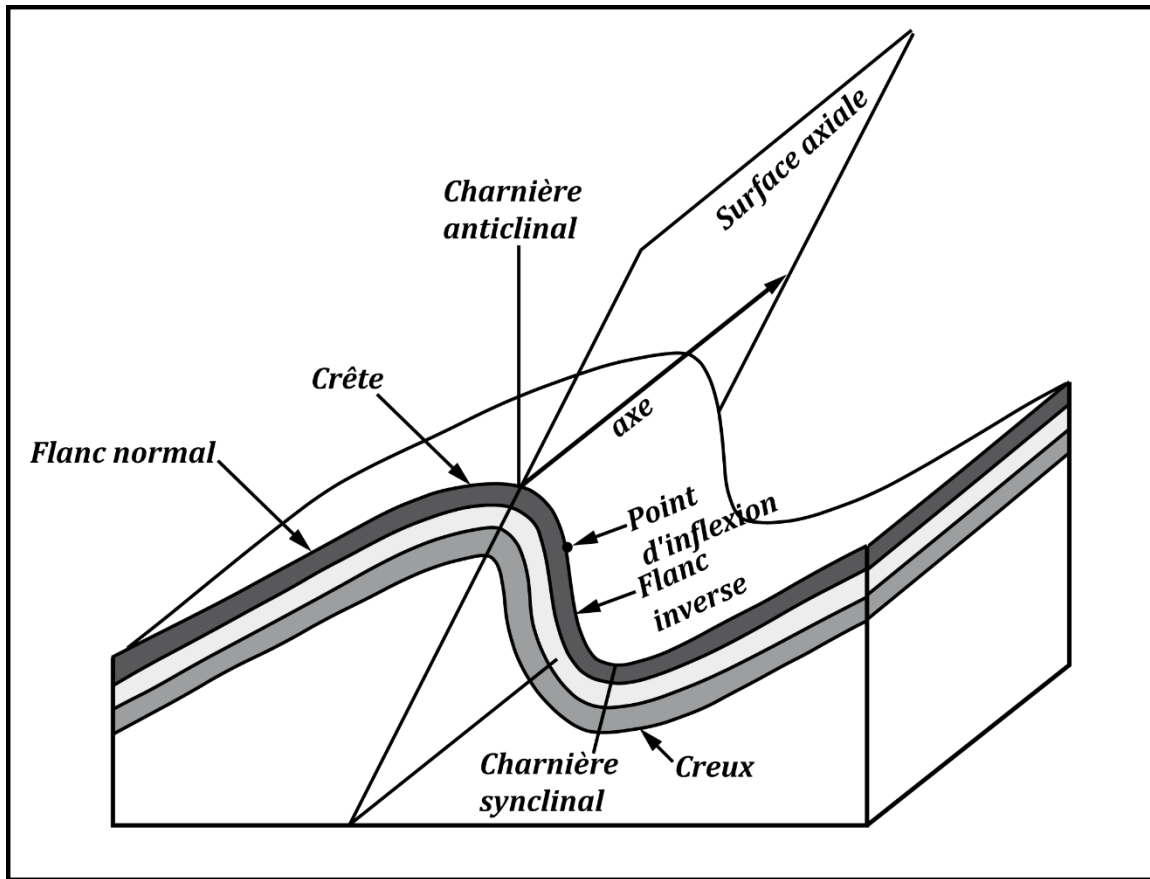


Fig. IV.2 : Les éléments géométriques d'un pli.

Afin de décrire la forme des plis et leur disposition dans l'espace, on utilise différents éléments géométriques qui sont résumés dans la figure en-dessus (**Fig. IV.2**).

- La **charnière** (*hinge*) : C'est un point ou une petite zone de la surface plissée où la courbure est maximale région où la ***courbure est maximale*** ;
- L'**axe** (*axis*) : C'est la ligne (droite) qui contient les points charnières portés par une même surface. Il correspond à l'intersection du plan axial et d'un plan horizontal. Dans les cas simples, c'est une droite que l'on peut caractériser par ***sa direction*** et ***son plongement*** ;
- Les **flancs** (*limbs*), situés de part et d'autre de la charnière, sont les régions où la courbure est minimale. Ils correspondent donc à la partie comprise entre deux charnières consécutives.

REMARQUE : Dans le cas des **plis dissymétriques** (*déversés* ou *couchés*) qui présentent un *flanc normal* et un *flanc inverse* ayant le même sens du pendage :

- On appelle **flanc normal** (ou **flanc long**), la partie du pli constituée des couches en *position stratigraphique normale*.
- On appelle **flanc inverse** (ou **flanc court**) l'autre partie du pli formée des couches en *position stratigraphique inverse* (*renversée*).
- La **ligne** ou le **point d'inflexion d'un pli** : C'est le point où il y a changement de concavité (ou convexité) du pli ;
- La **crête du pli** : C'est la ligne passant par les points de courbure maximale d'une couche. Elle correspond à l'endroit le plus haut du pli. Le **creux du pli** : C'est la ligne passant par les points de courbure maximale d'une couche. Contrairement à la crête, le creux correspond à l'endroit le plus bas. Il n'est pas forcément confondu avec l'axe.
- La **surface axiale** (ou **plan axial** [*axial plane*]) du pli : Est le plan qui passe par tous les points (ou le milieu) des charnières de toutes les couches du pli. Il contient tous les axes portés par l'ensemble des couches plissées. C'est un plan que l'on peut caractériser par *sa direction* et *son pendage*.
- L'angle **d'ouverture** : Angle maximum que forment les flancs du pli. Le pli est ouvert si l'angle est très important, serré si l'angle est faible et isoclinal si ses flancs sont parallèles.

1.3- Classification des plis

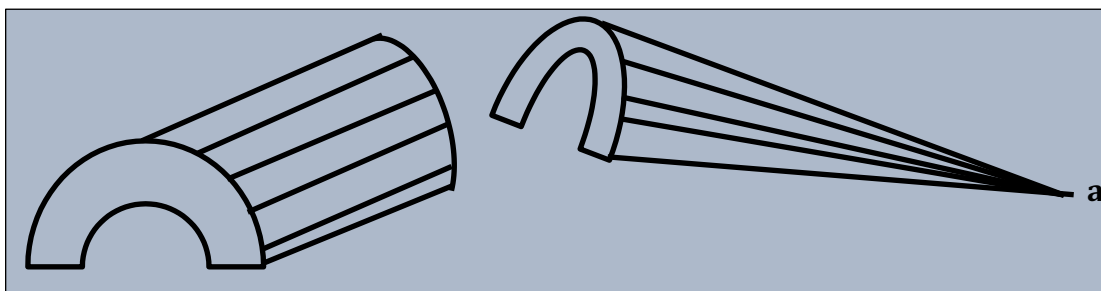
La complexité des formes plissées entraîne une classification descriptive renvoyant à l'un ou l'autre des éléments du pli observé qui peut paraître fort lourde. Pourtant, les géologues ont classé les plis selon différents critères :

a – les différents types de plis définis par leur géométrie (Fig. IV.3)

Il s'agit d'une classification plutôt descriptive :

Cylindrique opposé à pli conique

- **Pli cylindrique** : dont la surface plissée est engendrée par la translation de lignes génératrices (Lg) parallèlement à elles-mêmes et à l'axe du pli.
- **Pli conique** : dont la surface peut être engendrée par des Lg qui partent d'un point 'a' qui se déplacent pour être parallèles à l'axe du pli une seule fois.



Pli cylindrique

Pli conique

Fig. IV.3 : Pli cylindrique et pli conique.

Selon *le pendage du plan axial* et le *plongement de l'axe*, on distingue différents types de plis : **droit**, **déjeté**, **déversé**, **couché**, pli à axe **horizontal**, **vertical**, etc... (*Fig. IV. 4*). Tous ces plis, dont les couches gardent une *épaisseur constante*, sont dits « **isopaques** » par opposition aux plis **anisopaques**, dont les *flancs sont étirés ou laminés*.

- **Pli droit** (ou symétrique) : Lorsque les deux flancs d'un pli ont le même pendage mais de sens opposé, on a affaire à un pli droit, dans ce cas le plan axial est vertical et perpendiculaire aux contraintes de compression.
- **Pli déjeté** (ou **dissymétrique**) : C'est un pli avec un plan axial légèrement incliné de telle manière que les deux flancs ont un pendage différent.
- **Pli déversé** ou **oblique** : Surface axiale inclinée et pendages des flancs, tous trois dans le même sens. L'inclinaison du flanc le plus incliné ne dépasse pas 90° .
- **Pli couché** : Le plan axial est presque horizontal et les flancs sont presque horizontaux.
- **Pli étiré** : Lorsque l'épaisseur des couches d'un flanc étiré diminue.

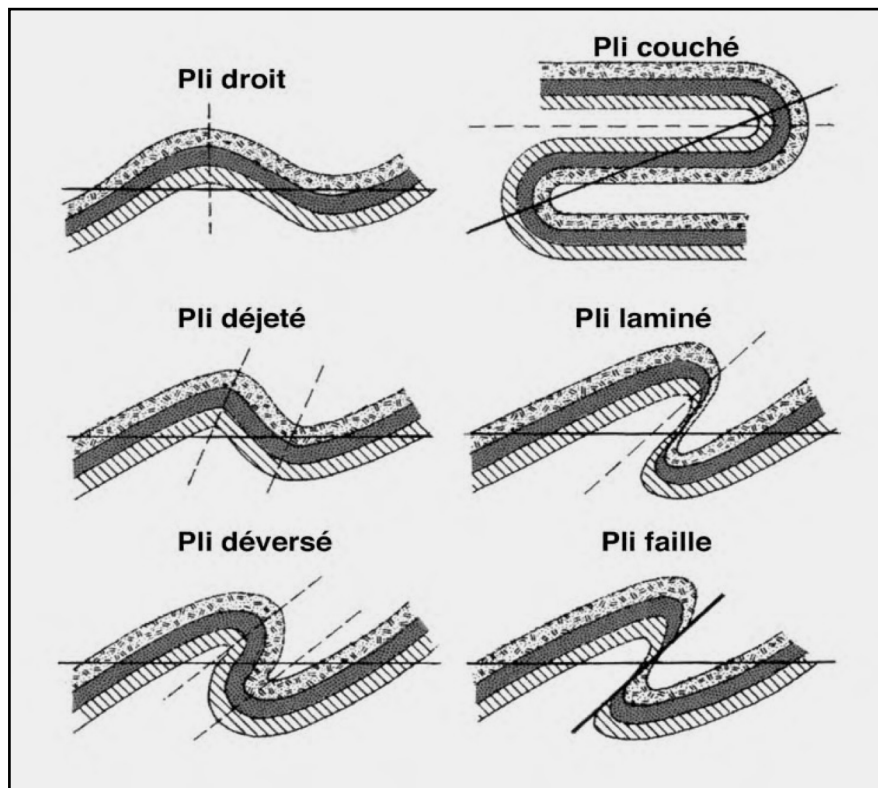


Fig. IV. 4 : Différents types de plis.

- **Pli Laminé** : Lorsque l'épaisseur des couches d'un flanc étiré devient nulle.
- **Pli-faille** : Lorsque la détermination des couches géologiques (sont séparées), de part et d'autre de la zone de laminage est nette.

b-Classification géométrique des plis par isogones de pendage (d'après Ramsay) :

- Définition d'isogone de pendage :

Les isogones sont les lieux à valeur de pendage identique sur les différentes couches plissées. De façon plus générale, on peut tracer les isogones d'un pli en reliant les points qui ont le même pendage sur les surfaces supérieures et inférieures d'une couche. On peut alors classer les plis en 3 classes (et des sous-classes) selon que les isogones sont convergentes, parallèles ou divergentes.

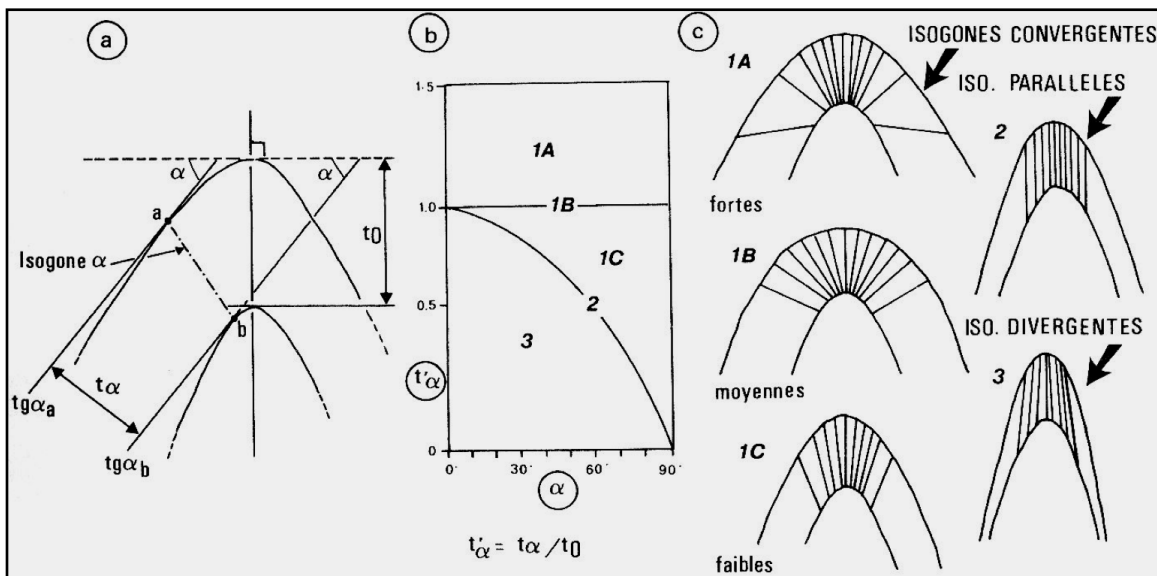


Fig. IV. 5 : Classification des plis en fonction de la géométrie des isogones.

Plis de classe I :

Ce sont des plis divergents sur l'extrados. Les rayons de courbure de l'intrados sont plus petits que ceux de l'extrados. Cette classe se subdivise en 3 sous classes (Fig. IV. 5) :

Classe IA :

- L'épaisseur n'est pas constante (**plis anisopaques**). La charnière est moins épaisse que les flancs. Ce sont des plis rares dans la nature.

Classe IB :

- L'épaisseur de la couche est constante (**plis isopaques** ou **concentriques**). Les isogones restent perpendiculaires aux couches, mais ils sont moins divergents par rapport au classe IA.

Classe IC (ex : Grès) :

- La charnière est plus épaisse que les flancs. Les isogones sont peu divergents.

Classe II :

- La charnière est plus épaisse que les flancs. Le rayon de courbure de l'intrados est le même que le rayon de courbure de l'extrados. Ce sont des plis anisopaques : plis semblables. Les isogones sont parallèles.

Classe III (ex : Schistes) :

- La charnière est plus épaisse que les flancs (plis anisopaques). Le rayon de courbure de l'intrados est plus grand que celui de l'extrados. Les isogones sont convergents à l'intrados.

Donc grâce à cette classification, on peut faire ce qu'on appelle : une zonéographie des plis par les isogones en fonction du niveau structural :

On peut dire par exemple : Zone 1 (NSM) = on a classe IB.

Zone 2 (NSI) = on a classe III.

Cette comparaison est valable à condition qu'on utilise les roches de même nature.

c- Les différents types de plis définis par leur déformation (isopaques, anisopaques)

La variation de l'épaisseur des couches plissées mesurée selon la perpendiculaire aux limites de couches permet de distinguer entre les **plis isopaques** et les **plis anisopaques** (*Fig. IV.6A et B*).

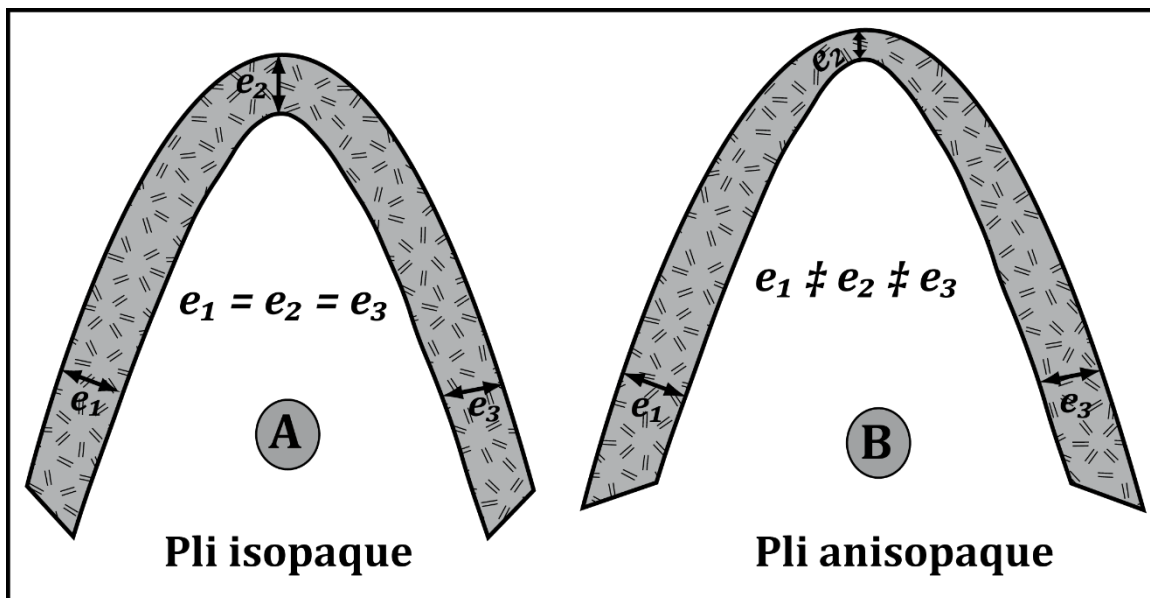


Fig. IV. 6 : A) pli isopaque et B) pli anisopaque.

Pli isopaque

Pli où chaque couche garde son épaisseur dans les zones de flanc et de charnière.

Un groupe d'arcs de cercle sont dits **concentriques** s'ils se rapportent tous au même centre. Un pli est concentrique, dans une roche sédimentaire, si les couches sont toutes plissées autour du même centre. Dans un **pli concentrique** les épaisseurs des couches mesurées perpendiculairement à leur surface de séparation restent constantes. Les rayons de courbure varient d'une couche à l'autre. De part et d'autre du plan axial, les couches externes (à l'extrados) sont en *tension* et se fracturent en *diaclasses* ou en *failles normales* ; celles à l'intrados sont en *compression*, elles ont parfois fortement *plissé* ou sont affectées de *failles inverses*.

Pli anisopaque

Pli où les couches ont subi des modifications d'épaisseur, soit dans un des flancs, soit dans les deux flancs, soit dans les deux flancs et à la charnière. Un pli **anisopaque** est dit **semblable** si les épaisseurs des couches sédimentaires définies par le plan axial sont constantes pour chaque couche, c'est-à-dire si la courbure des strates reste identique le long de la médiane du pli. Une simple translation permettrait de faire coïncider les différentes courbes. L'épaisseur au sens stratigraphique varie donc d'un point à un autre du pli, il y a étirement sur les flancs.

II – Microstructures associées au plissement

II. 1 Schistosité et foliation

La **schistosité** (*cleavage*) est une **structure planaire d'origine tectonique**. Elle exprime l'aplatissement de la roche qui se débite en feuillets parallèles dont l'orientation est généralement différente du litage initial comme la stratification (S_0).

Une **structure minéralogique**, où les plans sont marqués par des niveaux de composition minéralogique contrastée, ou par l'arrangement des minéraux individuels : c'est une **foliation**.

Il est tout à fait possible d'observer plusieurs éléments planaires dans une roche ; on les numérote alors en ordre chronologique, $S_0, S_1 \dots S_n$ (S_0 désigne habituellement le litage d'origine de la roche (stratification)).

II.1.1 Mécanismes de formation des éléments planaires

On peut distinguer plusieurs mécanismes à l'échelle microscopique (Fig. IV. 7) :

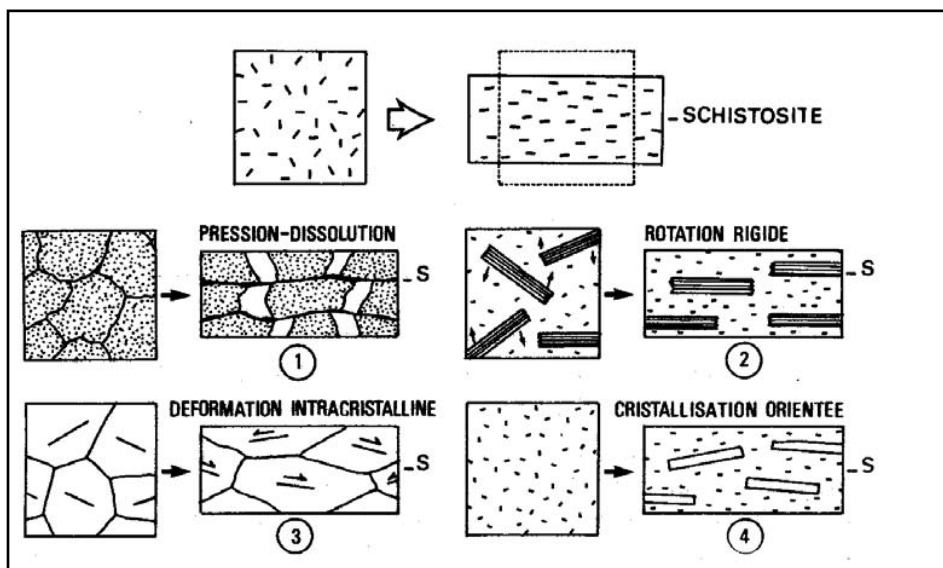


Fig. IV. 7 :
Mécanismes de
formation des
schistosités et foliation.

- Par micro-fracturation, parallèle et régulièrement espacée ;
- Par pression-dissolution ;
- Par rotation rigide d'objets préexistants ;
- Par déformation des cristaux ;
- Par cristallisation orientée de nouveaux minéraux.

II. 1.2 Quelques exemples de schistosités, le litage tectonique

Selon l'intensité de la déformation, on distingue plusieurs types de schistosités reconnaissables à l'œil nu sur l'*affleurement* et l'*échantillon* mais surtout au microscope (*Fig. IV. 8*).

La schistosité (*cleavage*), aussi appelée clivage schisteux, est une *structure planaire*, d'*origine tectonique* suivant laquelle les *roches se débitent préférentiellement en feuillets* ou plaquettes. C'est le cas des *schistes* et *micaschistes*. On distingue *deux principaux types de schistosité*. La distinction de ces principaux types est établie selon le caractère *continu ou discontinu* que présente, à *l'échelle d'observation microscopique*, ce débitage parallèle qui intéresse la totalité de la roche.

- *A- La schistosité de type espacé (spaced cleavage).*

La schistosité est de type espacé lorsque la roche montre des zones de schistosité qui sont des *plans de fissilité*, séparant des zones appelées *microlithon* et la morphologie des surfaces qui les séparent. La schistosité de type espacé se subdivise en deux. On distingue :

1- La *schistosité disjointe* (dit *schistosité de fracture*) : Lorsque le matériau se déforme de façon cassante, les plans de fractures sont tous orientés parallèlement. Il en résulte un débit de la roche qui définit ainsi une schistosité. Les surfaces de schistosité sont irrégulières, espacées de quelques mm voire quelques cm. La schistosité de fracture est définie par des *microfractures régulièrement espacées* (*spaced cleavages*), séparant des volumes de roche non déformés (« *microlithons* »). Elle se forme essentiellement par *pression-dissolution* (et en général, il y a des sites de précipitation des minéraux dissous tels que veines).

2- La *schistosité de crénulation* dite aussi *schistosité par microplis* (*strain-slip cleavage*). Si un élément structural préexistant (une foliation de micas le plus souvent) est elle-même déformée, elle forme souvent des plis centimétriques en chevron (crénulation). Les flancs des plis sont fréquemment étirés et finissent par évoluer en une nouvelle schistosité (S2), domaine où toutes les structures sont parallèles.

- *B- La schistosité de type continu (continous cleavage)*

La schistosité est de type continu lorsqu'aucun plan de fissilité c'est-à-dire de débit en feuillet n'est observable au microscope, on parle de *schistosité de flux*. Une schistosité de flux se forme par *réorientation de minéraux argileux* (minéraux en feuillets ou en aiguilles) (*réorientation mécanique*, ou *pression-dissolution*). Les surfaces de schistosité sont régulières, l'espace entre deux plans est inférieur au mm et n'est en général plus visible à l'œil nu, il

correspond à la taille moyenne des grains constituant la roche (quelques m). La schistosité de flux apparaît avec le métamorphisme. La stratification d'origine est en général effacée presque totalement. Un exemple classique est la **schistosité ardoisière**.

- **La foliation** (*shistosity, foliation*) est une schistosité continue, les feuillettes ont une composition minéralogique différente, les minéraux métamorphiques sont visibles à l'œil nu, la roche est rubanée. Généralement, il y a alternance de bancs (millimétriques ou centimétriques) de minéralogie différente (alternance minéraux clairs, minéraux sombres, par exemple).

La schistosité permet de connaître la position du **plan d'aplatissement** : défini par les axes X et Y de l'ellipsoïde. C'est donc un marqueur important dans l'analyse de la déformation ductile.

II.2- Les Linéations

Les linéations sont des structures linéaires imprimées dans la roche, surtout visibles à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon (**Fig. IV. 9**).

II.2.1 l. d'intersection, l. de crénulation, l. minérale, l. d'étirement, l. de boudinage

La linéation d'intersection résulte de l'intersection de deux surfaces, en général la stratification S_0 et la schistosité S_1 .

La linéation de microplissement (crénulation) correspond aux axes de microplis déformant une surface de stratification ou le plus souvent une schistosité antérieure au microplissement. Elle est souvent associée à la schistosité de crénulation.

La linéation minérale correspond à des minéraux alignés suivant une direction préférentielle, soit des minéraux métamorphiques néoformés, soit des minéraux anciens réorientés.

La linéation d'allongement ou d'étirement (stretching) correspond à des objets (galets, fossiles, minéraux, etc...) étirés de façon continue ou discontinue (fragments alignés).

Le boudinage correspond au découpage régulier de bancs résistants entourés d'une matrice plus ductile. Les baguettes parallèles définissent la linéation de boudinage, l'étirement ductile puis la rupture des baguettes définit la direction d'allongement.

REMARQUE :

Les linéations minérales, d'allongement et le boudinage donnent avec précision la direction de l'axe X de l'ellipsoïde.

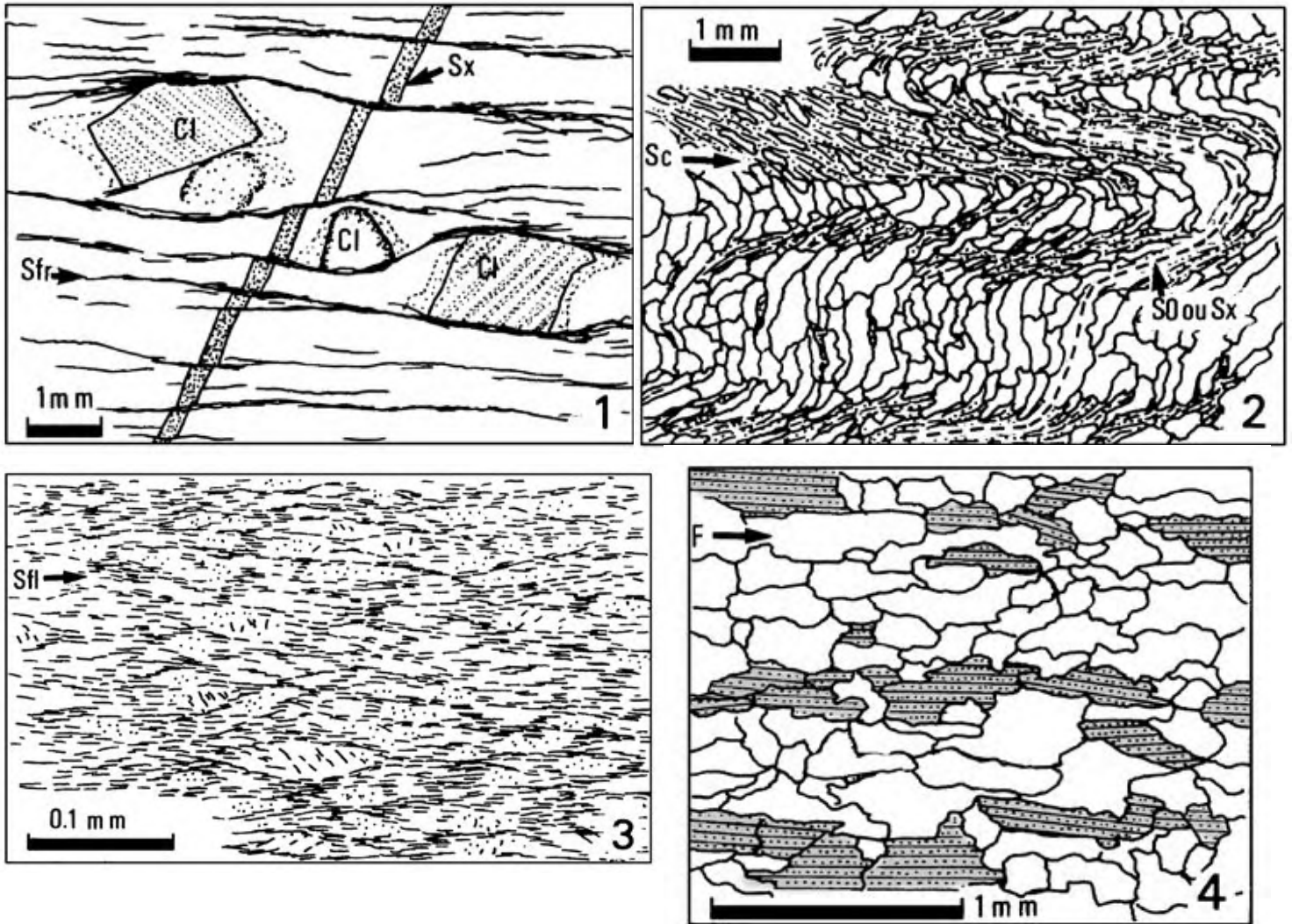


Fig. IV.8 : 1) **Schistosité de fracture** : Lorsque le matériau se déforme de façon cassante, les plans de fractures sont tous orientés parallèlement. Il en résulte un débit de la roche qui définit ainsi une schistosité. 2) **Schistosité de crénulation** : Un plissement semblable intense (millimétrique ou centimétrique) définit une schistosité S_c selon les flancs des plis, domaine où toutes les structures sont parallèles. 3) **Schistosité de flux** : Dans une roche déformée, les minéraux en feuillets ou en aiguilles ont naturellement tendance à se réorienter. Le plan des minéraux en feuillets se placera plus facilement selon le plan XY. Tous ces mouvements de minéraux définissent un flux à l'origine d'une schistosité. 4) **Foliation** : Dans les roches métamorphiques, de nouveaux minéraux se forment et leur disposition se fait selon les contraintes en vigueur. Cette géométrie ne résulte donc pas de « mouvements ». Généralement, il y a alternance de bancs (millimétriques ou centimétriques) de minéralogie différente (alternance minéraux clairs, minéraux sombres, par exemple).

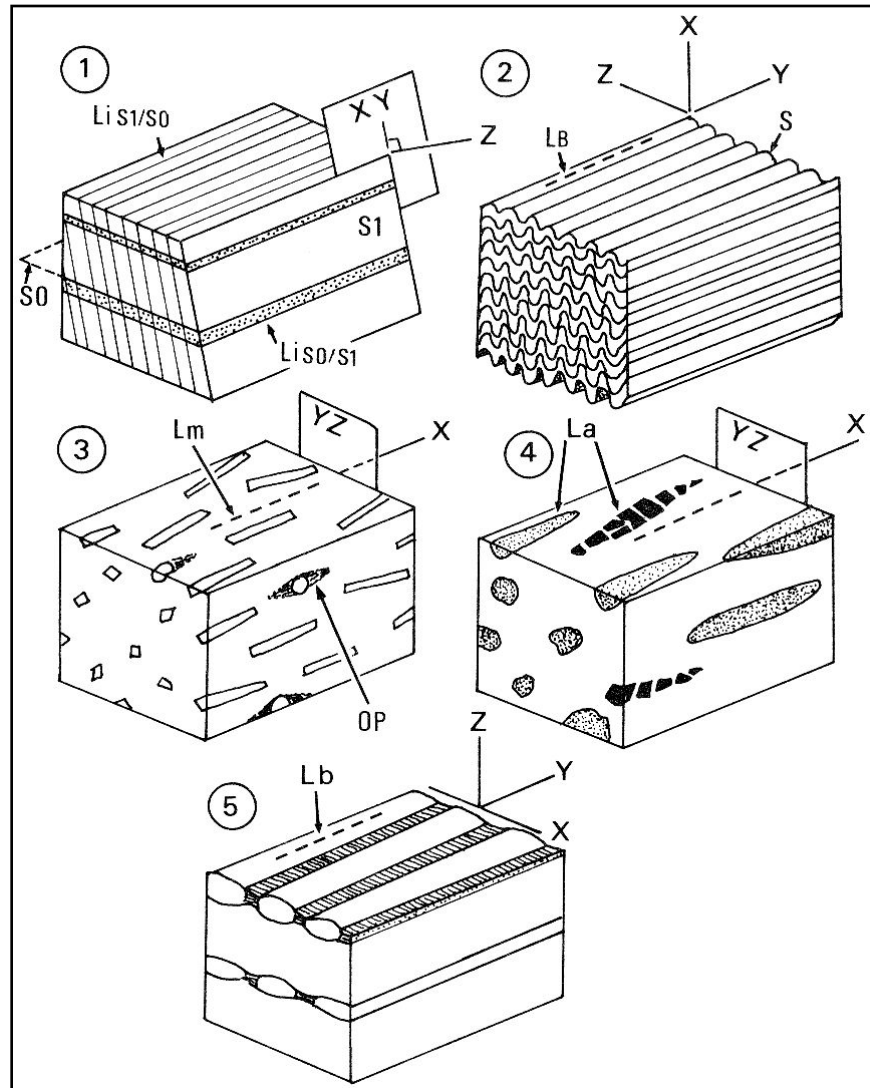


Fig. IV. 9 : Quelques types de linéations. 2 et 5, linéations de forme (crénulation et boudinage). 1, linéation d'intersection S_0 - S_1 . 4, linéation d'allongement d'objets préexistants ; 3, linéation de croissance minérale.

III. Fabrication et orientation de l'ellipsoïde de déformation

De façon générale, tous les types d'éléments planaires (schistosité) décrits au paragraphe II.1 sont dans le **plan XY** de l'**ellipsoïde de déformation** ; **Z** (**raccourcissement principal**) est **perpendiculaire** à la **foliation**. La schistosité renseigne aussi sur les conditions de **P** et de **T** de la **déformation**.

La reconnaissance des différents types de fractures, flux, foliation, permet de se

situer approximativement dans le niveau structural inferieur. La schistosité permet de mettre en évidence les phénomènes de tectonique superposée qui sont très fréquents dans le niveau structural inferieur, une schistosité plissée indique indirectement l'existence de deux épisodes de déformation.

La relation est moins nette pour les linéations. Des linéations d'étirement, ou des linéations minérales, sont dans l'axe X (étirement). Mais pour tout autre type de linéation, la relation n'est pas claire et il faut réfléchir à son origine pour replacer l'ellipsoïde de déformation !

N'oubliez pas qu'une des meilleures façons de retrouver l'ellipsoïde de déformation reste l'observation d'objets déformés (surtout si leur forme d'origine était sphérique ou à peu près) !

IV. Les mécanismes du plissement

IV. 1- le plissement isopaque par flexion-glissement

Ces plis apparaissent dans les niveaux structuraux supérieur et moyen de la chaîne de montagne. Les températures et la pression sont peu intenses. Selon leur nature lithologique les roches auront des comportements mécaniques différents. Les roches *compétentes* se déforment difficilement (grès, calcaires), les roches *incompétentes* se déforment facilement (argiles, marnes,...). Dans des roches compétentes, les températures et les pressions plus élevées sont favorables au développement, par **flexion et glissement** banc sur banc, de **plis isopaques** (*concentric folds*) ou parallèles et de **failles**.

Les mécanismes qui interviennent sont la flexion et le glissement banc sur banc. Deux modèles simples illustrent ces mécanismes.

VI. 1.1- Les plis à déformation de charnière (Fig. IV. 10).

La **distorsion** est *localisée* dans la **charnière**, elle est hétérogène avec une extension dans l'**extrados** et une compression dans l'**intrados** (modèle de la torsion d'une barre rigide). Les microstructures associées peuvent être : à l'**extrados** des *fentes de tension* ou des *microfailles normales*, à l'**intrados** des *joints stylolithiques*, des *microplis* ou des *microfailles inverses*.

IV.1.2- Les plis à déformation de flanc (Fig. IV. 11)

La **distorsion** est *localisée* dans les **flancs**. C'est un cisaillement interne du banc qui se fait par glissement de surfaces les unes sur les autres (modèle de la courbure d'une pile de feuilles). Les microstructures associées sont des *fentes en échelon* dans les flancs, souvent sigmoïdes, la forme en S ou Z donne le sens du cisaillement interne. On peut aussi observer des *plans de cisaillement de Riedel* et des *stries* banc sur banc dans le cas d'un empilement de couches les unes sur les autres.

Dans tous ces types de plis il y a coexistence d'une déformation ductile qui donne le pli et de déformations cassantes (microfailles, fentes, etc...). C'est la conséquence de conditions physiques (T° et P) correspondant aux niveaux structuraux supérieur de la chaîne. La déformation est d'intensité modérée, hétérogène, et non pénétrative.

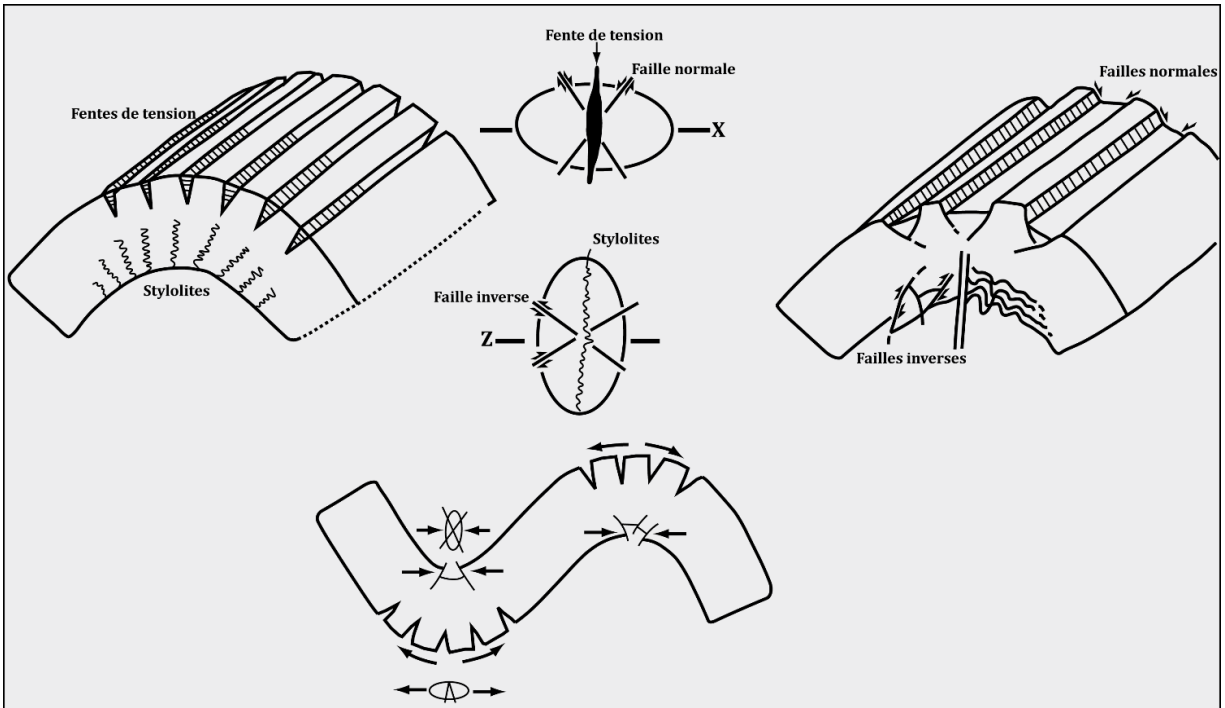


Fig. IV. 10 : Structures d'extrados et d'intrados sur un pli. La déformation se concentre dans les charnières du pli : extension à l'extérieur du pli (extrados), compression à l'intérieur (intrados). Failles inverses dans les zones internes en compression et fentes de tension, radiales à l'axe du pli, sont généralisées dans la zone externe en extension.

IV. 2- le plissement anisopaque par aplatissement

Ces plis caractérisent le niveau structural inférieur de la chaîne de montagne. Ils apparaissent alors quel que soit la lithologie des roches déformées. Les niveaux structuraux inférieurs sont caractérisés par des valeurs de T° et P de plus en plus fortes. La déformation est de plus en plus ductile et de plus en plus intense. Elle s'imprime dans la roche à toutes les échelles, on dit qu'elle est pénétrative. Le marqueur caractéristique est la *schistosité* qui est l'expression de l'*aplatissement* des roches. La schistosité est associée aux plis, les 2 structures apparaissent en même temps, on dit que les plis sont *synschisteux*.

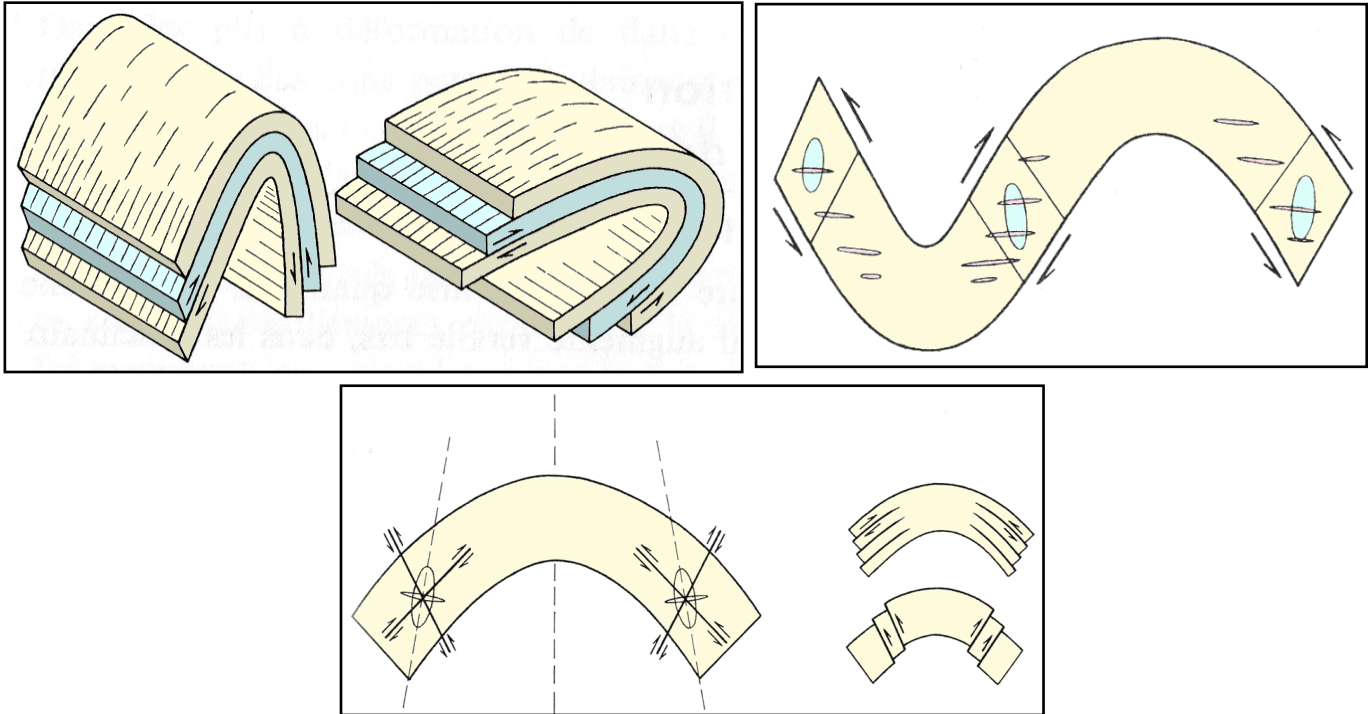


Fig. IV.11 : Structures associées au plissement par **déformation de flanc** : Strie dues au glissement banc sur banc avec indication du sens de déplacement dans les 2 flancs du pli. Remarquer que la couche la plus récente se déplace toujours vers la charnière anticlinale, ce qui permet de distinguer un flanc normal d'un flanc inverse (**gauche**), fentes de tension en échelon dans les deux flancs du pli (**droite**). La figure en bas, à droite : Cisaillement continu et cisaillement discontinu. A gauche : Association des structure, fente de tension et cisaillement de Riedel.

- L'aplatissement homogène ne donne pas de plis. Par contre il donne des plans de schistosité, parallèles au plan d'aplatissement XY (**Fig. IV. 12a**).
- L'aplatissement hétérogène dans le plan XZ conduit à l'apparition de plis anisopaques synschisteux. Les plans de schistosité sont parallèles au plan axial du pli (**Fig. IV. 12b**).

En général, l'aplatissement homogène ou hétérogène se produit après un premier stade de flexion des niveaux compétents. La schistosité prend des dispositions différentes : *en éventail* dans les bancs compétents, *parallèle au plan axial* dans les niveaux incompétents au début de la déformation (**Fig. IV.12**). Avec la généralisation de l'aplatissement, la schistosité est pratiquement parallèle au plan axial quelle que soit la lithologie.

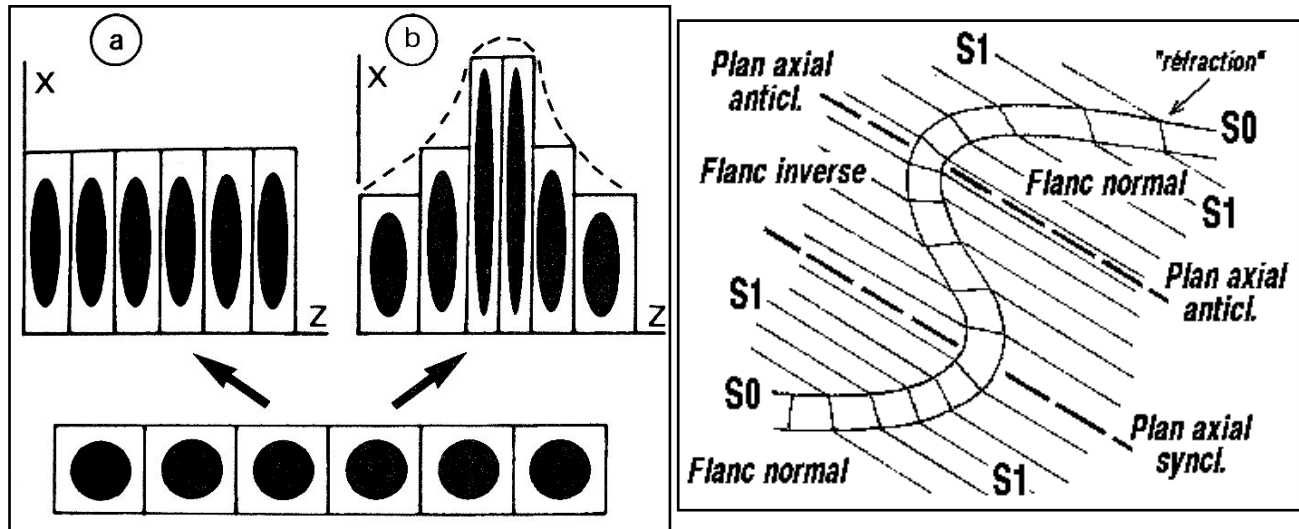


Fig. IV.12 : *A gauche) a- Mécanisme de l'aplatissement homogène. b- Mécanisme de l'aplatissement hétérogène : chaque élément de la matrice subit une déformation homogène donnant une forme nouvelle sur laquelle se moule la veine. A droite) : Éventail de schistosité dans une charnière de pli et réfraction de schistosité dans un lit compétent.*

IV. 3- le plissement anisopaque par cisaillement simple (Fig. IV.13)

Ces plis assez particuliers apparaissent par glissement le long de surfaces planes qui sont des plans de transport de la matière ou plans de cisaillement (plans C). Les niveaux repères se déforment par simple translation, **il n'y a pas de raccourcissement** comme dans le cas des plis isopaques formés par flexion ou des plis formés par aplatissement. Le modèle analogique simple est un paquet de cartes glissant les unes sur les autres.

Un cisaillement homogène ne donne pas de plis. Par contre un glissement différentiel le long des plans de transport va engendrer des plis anisopaques dont la géométrie est un peu particulière : l'épaisseur mesurée parallèlement au plan axial est constante. Ce sont les *plis semblables* (*similar folds*). Si le cisaillement est hétérogène dans le plan C, le niveau repère va donner des plis à axes courbes (plis en fourreau).

Comme les plis par aplatissement, ces plis sont toujours synschisteux (schistosité continue, de flux ou foliation). Ils présentent aussi une linéation d'étirement parallèle à la direction de transport ou de cisaillement, mais différente (un peu) de l'axe X d'allongement de l'ellipsoïde.

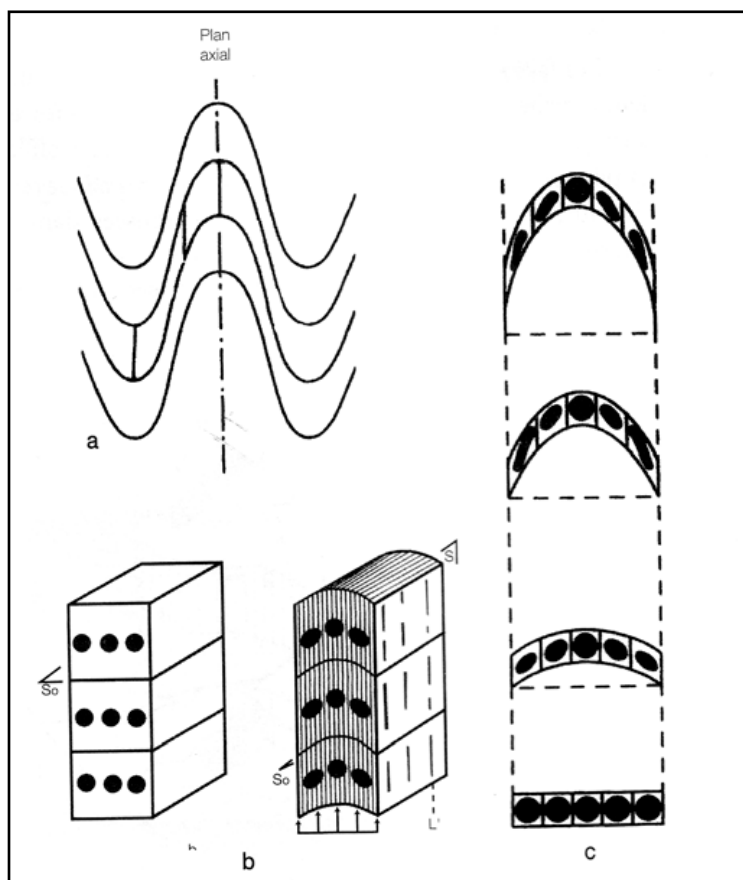


Fig. IV. 13 : Pli semblable et modalités du plissement par cisaillement simple hétérogène.

V- Relations géométriques plissement – microstructures

V-1- Plis et schistosité

La schistosité et le plissement sont 2 types de structures liées à un raccourcissement. Donc la schistosité et le plissement apparaissent en même temps. Ce sont des structures synchrones : **Plis synschisteux**. La schistosité correspond donc au plan axial du pli ; et tous les plans de schistosité sont parallèles au plan axial du pli. Donc dans le cas d'un pli synschisteux, la schistosité est toujours parallèle au plan axial (**Fig. IV.14**).

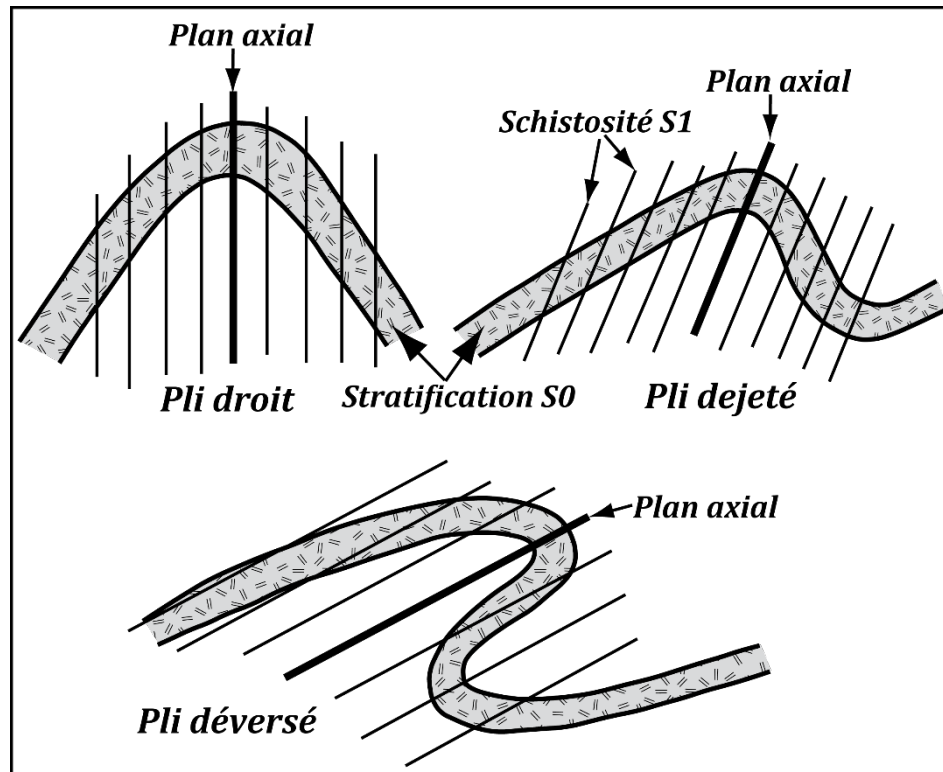


Fig. IV. 14 : Association de plis et schistosités dans le cas d'un cisaillement hétérogène.

V.2- Réfraction de la schistosité

Les relations entre les plans de schistosité et les plans de stratification du pli sont souvent complexes. Dans une succession de couches alternativement compétentes et incompétentes, les plans de schistosité subiront un changement d'orientation en passant d'une couche à l'autre (**Fig. IV.15**). Dans les bancs compétents, les plans auront tendance à se disposer perpendiculairement aux surfaces de bancs, alors que dans les lits incompétents ils auront plutôt tendance à s'aplatir (**Fig. IV.15**). On parlera de **réfraction de la schistosité**. Par rapport au pli, la schistosité dessinera un **éventail** centré sur le plan axial du pli. Si l'aplatissement est très important l'éventail sera peu ouvert. Ce plissement caractérise les parties de l'écorce terrestre soumises à des pressions et températures qui engendrent des conditions métamorphiques, c'est-à-dire que les déformations

s'accompagnent ici de recrystallisations minérales.

V.3- Schistosité en éventail

Suivant la nature des roches (compétentes ou incompétentes), La schistosité S_1 est plus ou moins parallèle au plan axial du pli (**Fig. IV. 16**). En gros modo, plus une roche est compétente, plus la schistosité est parallèle, plus elle est incompétente, plus les plans de schistosité tendent à converger vers le cœur du pli, qu'il s'agisse d'un anticlinal ou d'un synclinal pli (**Fig. IV. 16**).

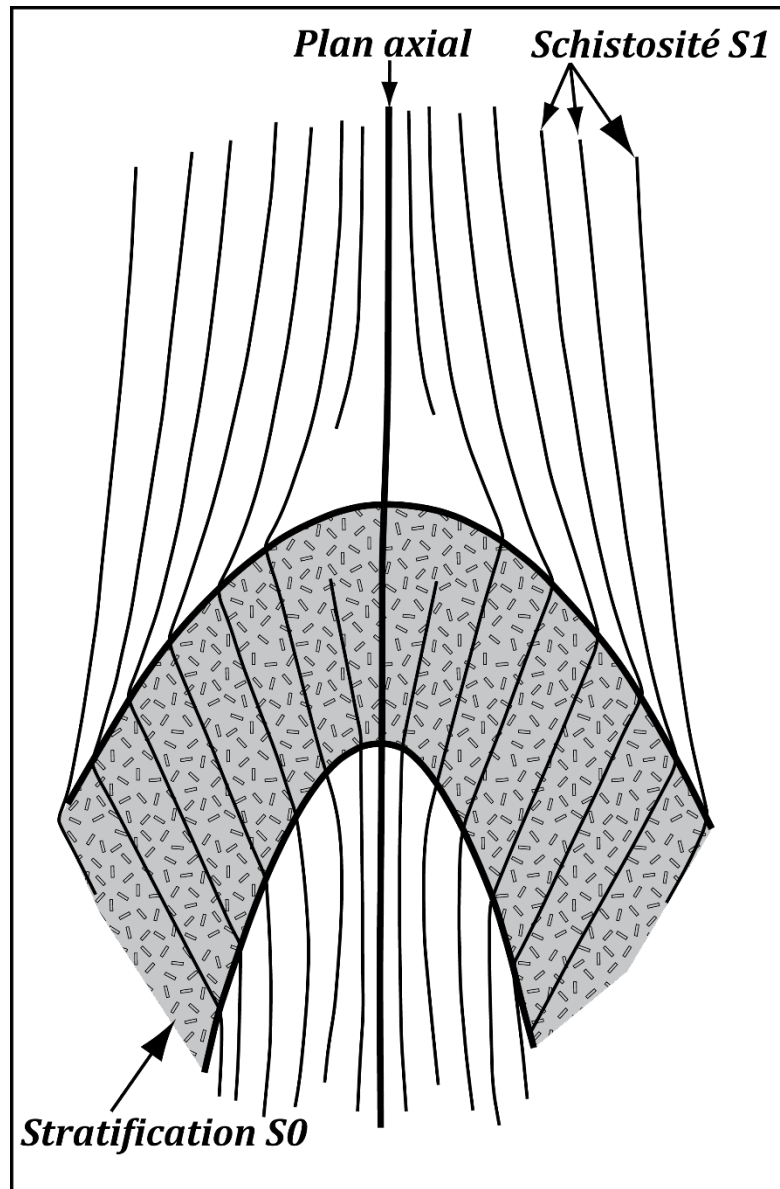


Fig. IV. 15 : Éventail de schistosité dans une charnière de pli et réfraction de schistosité dans un lit compétent.

Tenant compte de tout ça, dans un *pli déversé* ou *couché*, d'échelle kilométrique, on peut déterminer le flanc normal et le flanc inverse en fonction du pendage de la schistosité et la stratification :

- Dans le flanc normal, le pendage de la schistosité est supérieur au pendage de la stratification ;
- Dans le flanc inverse le pendage de la schistosité est inférieur au pendage de la stratification.

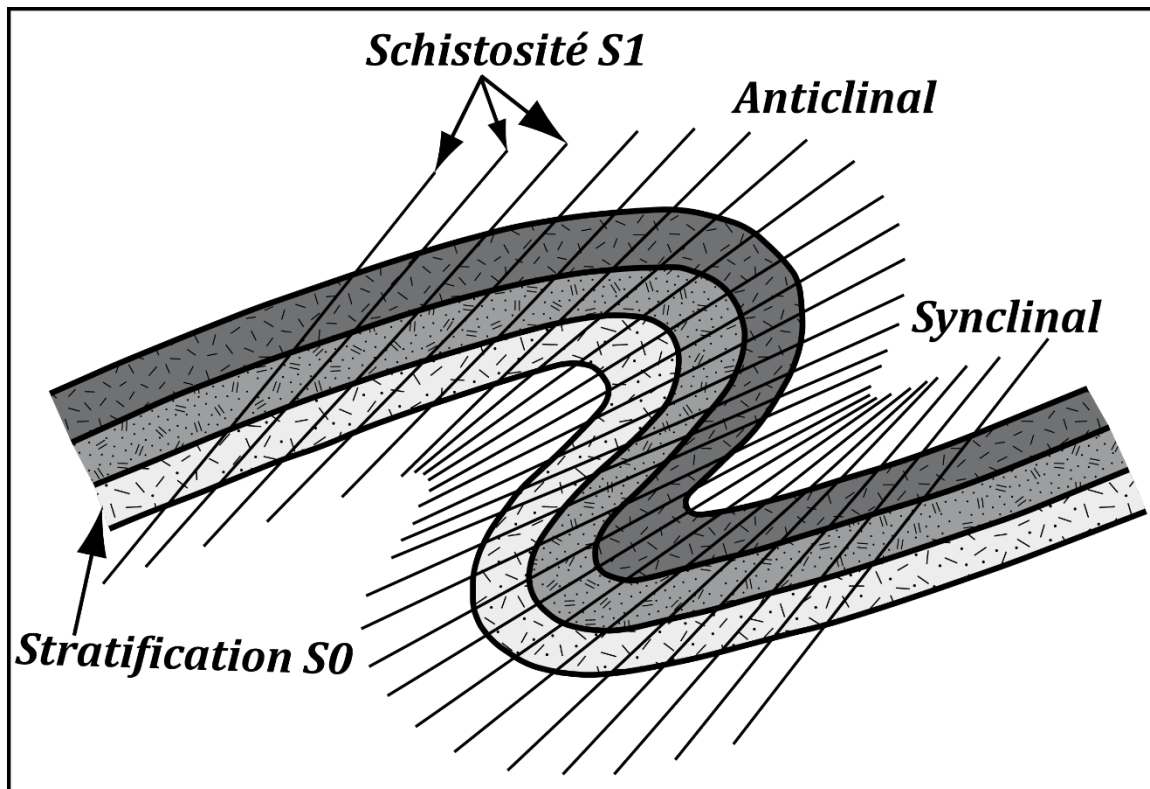


Fig. IV. 16 : Relation entre le pendage de la schistosité et celui de la stratification. Le pendage de la schistosité est supérieur à celui de la stratification dans le flanc normal et inférieur dans le flanc inverse.

CHAPITRE V : Notion de niveau structural

I. Rappels

Les géologues ont l'habitude de distinguer les déformations *cassantes* ou *fragiles* (**failles**) et les déformations *souples* ou *ductiles* (**plis**). Ces deux catégories de déformations ou de comportement des roches dépendent principalement des conditions physiques (température et pression) qui s'exercent pendant la déformation. Elles dépendent aussi de la nature pétrographique, on distingue ainsi des roches compétentes et incompétentes.

Les données de tectonique expérimentale (la mécanique des roches) expliquent bien ces différences de comportement. Les courbes contrainte/déformation (**Fig. I.1, chapitre I**) montrent que l'augmentation de la température et de la pression de confinement (donc de la profondeur dans l'écorce) favorise la déformation ductile (le comportement plastique) et retarde la rupture. Les déformations s'observent principalement dans les chaînes de montagnes, parties les plus déformées de l'écorce terrestre situées dans les zones de convergence des plaques lithosphériques.

II. Modes de déformations

Ces deux types de dislocations (*fragile et ductile*) résultent de la déformation de la roche soumise à des contraintes externes. De nombreux facteurs interviennent, et la relation entre l'état de contrainte et la déformation est complexe. A la suite d'expériences en laboratoire, un corps homogène et isotrope soumis à une pression anisotrope, ou orientée, dans des conditions physico-chimiques déterminées peut présenter trois modes de déformations :

1. **Déformation élastique** réversible qui disparaît lorsque la contrainte s'arrête ;
2. **Déformation plastique** qui apparaît à partir d'un certain seuil de plasticité ou limite d'élasticité. La déformation devient permanente et proportionnelle à la pression ;
3. **Déformation cassante** lorsque le seuil de rupture est atteint. On passe à la dislocation discontinue.

III. Mécanismes de déformation (**Fig. V.2C**)

Sur la base des données expérimentale des différents modes de déformation, on peut définir trois mécanismes élémentaires principaux de déformation des roches :

- **L'aplatissement** : dans ce cas, la pression principale maximale est la plus forte. Si l'on considère un cube, celui-ci sera transformé en parallélépipède rectangle, c'est à-dire aplatissement grâce à la pression principale maximale et étirement parallèlement à la pression principale faible. Exemples : fossiles ou galets aplatis.

- **La flexion** : déformation continue des roches au cours de laquelle une strate est plissée de telle manière que son épaisseur mesurée perpendiculairement aux points de stratification reste constante. Cas des plis isopaques (parallèles ou concentriques).

- **Le cisaillement** : déformation par aplatissement et rotation. Ainsi, un cube deviendra un parallélépipède dont les surfaces ne sont plus parallèles à celles du cube initial.

Ces trois mécanismes peuvent avoir lieu plus ou moins simultanément, donnant des mécanismes complexes ; translations (changement de position), rotations (changement de position), sans déformation (changement de forme).

VI. Les niveaux structuraux (Fig. V.3)

Dans une chaîne de montagnes, **les structures de compression** sont différentes suivant **la profondeur**, car les conditions de pression et de température augmentent avec elle. Lorsque pression et température s'accroissent, les roches ont d'abord un **comportement cassant**, puis **ductile** et enfin atteignent leur point de **fusion**. Lorsque les roches sont cassantes, la déformation se traduit par des plans de rupture, **des failles**. Lorsque les roches atteignent une certaine ductilité, elles peuvent se déformer sans se casser, il se forme **des plis**. Dans un premier stade, lorsque la ductilité n'est pas très importante, les couches se plissent de façon simple en maintenant leur épaisseur constante ; la déformation n'étant importante que dans les charnières, il se forme **des plis isopaques** par **flexion**. Dans un stade plus évolué, les roches deviennent plus ductiles et se déforment facilement ; les plis deviennent **anisopaques** par **aplatissement**.

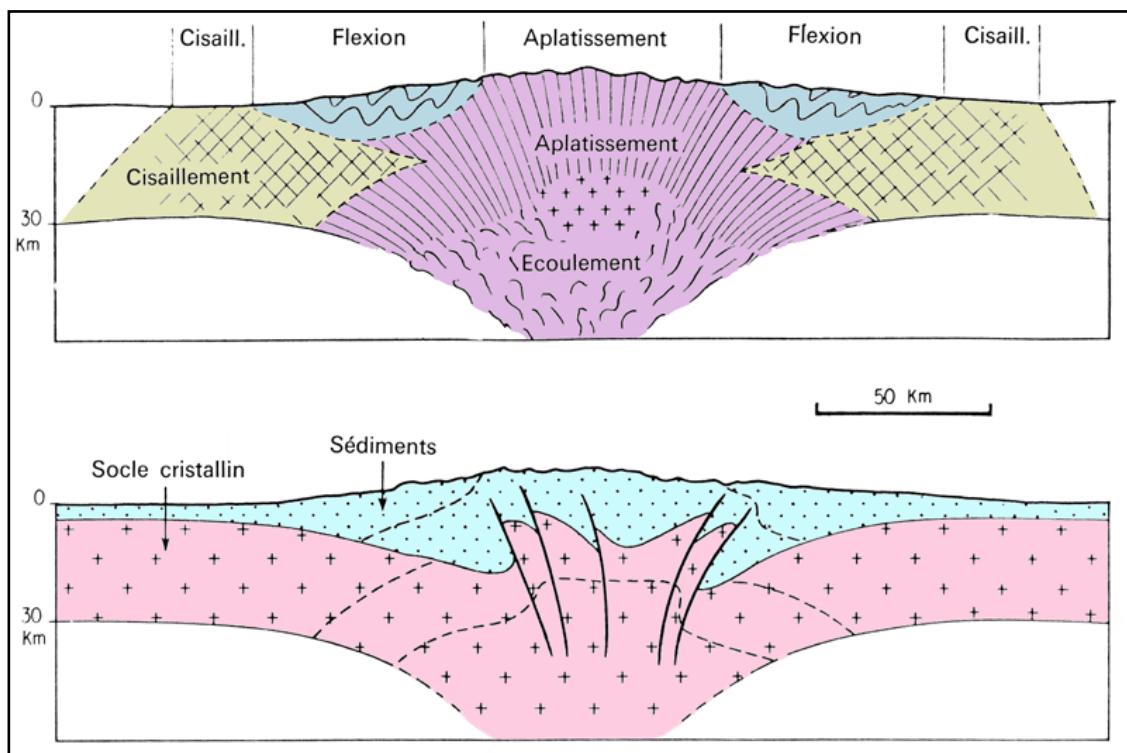
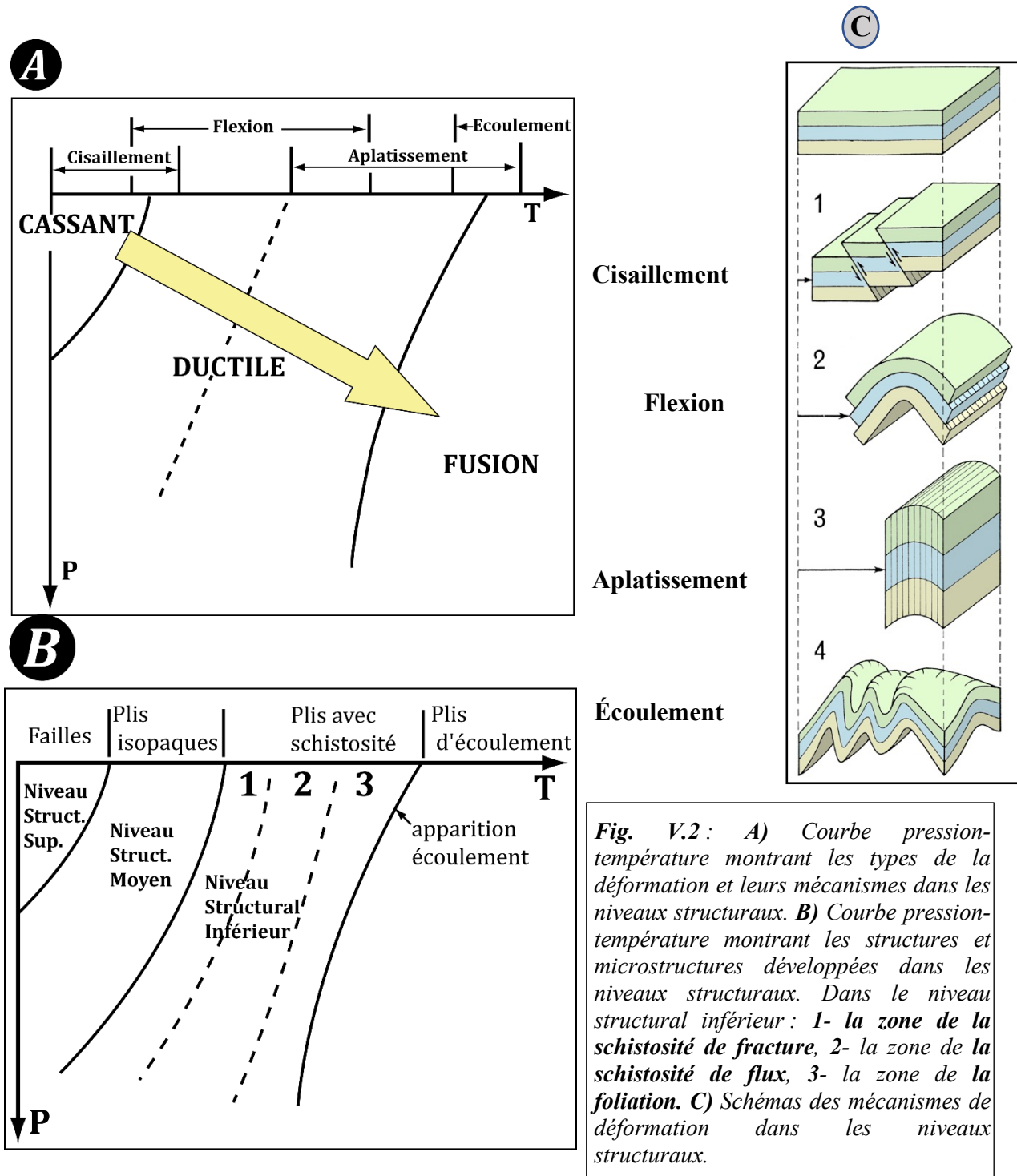


Fig. V.1 : Coupe théorique d'une chaîne symétrique à raccourcissement faible et allure des niveaux structuraux correspondants. On remarque que par suite du contraste lithologique entre les sédiments et leur substratum cristallin, la fracturation peut apparaître sous la flexion (d'après M. Mattauer, 1972).

Enfin, dans les parties plus profondes où les roches sont portées à une température proche de leur point de fusion ou supérieure, elles ont un comportement **visqueux** et s'écoulent à la façon de liquides (**plis d'écoulement**).



On peut alors définir des niveaux structuraux qui sont des domaines de l'écorce terrestre où les mécanismes dominants de la déformation restent les mêmes :

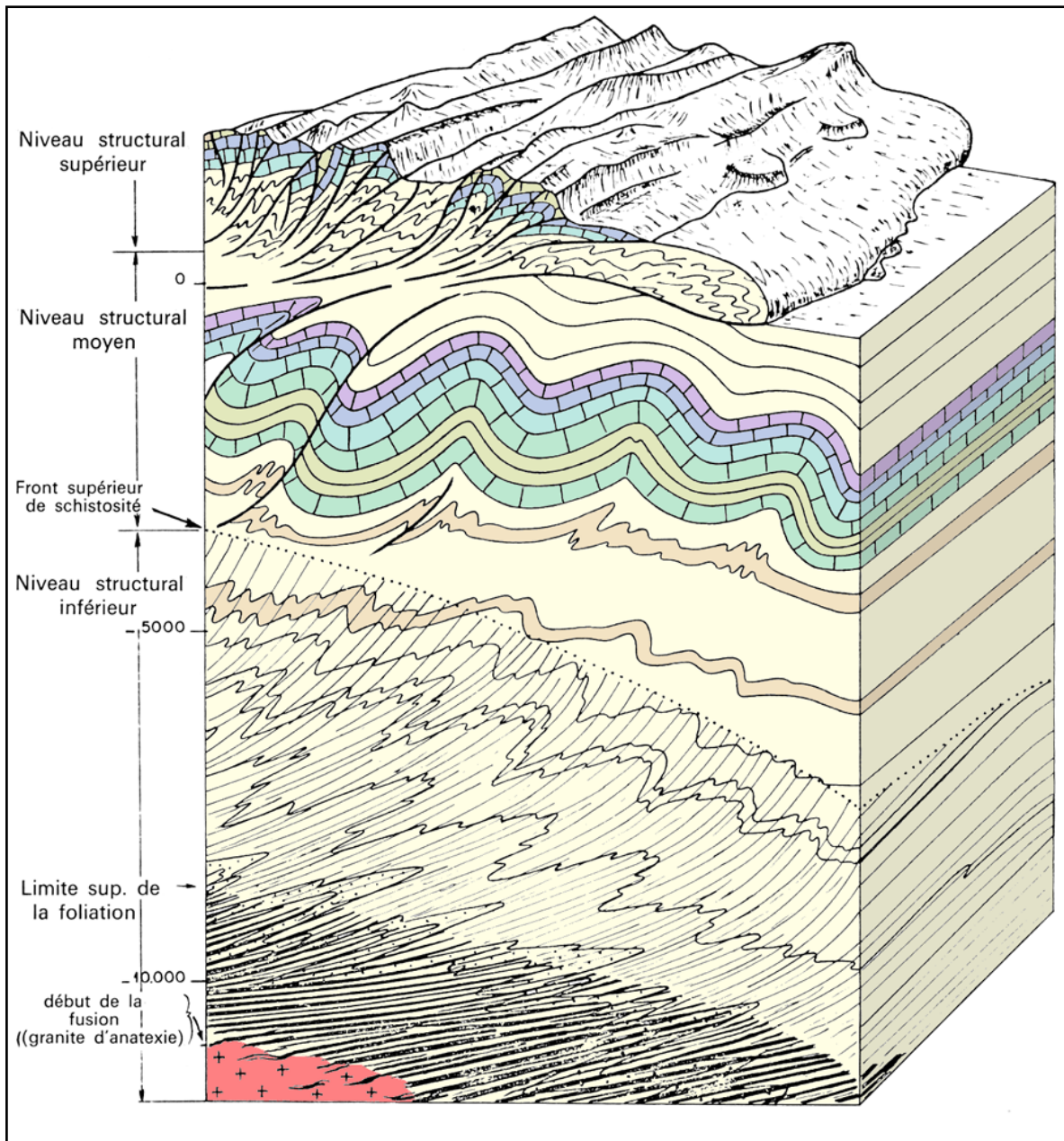


Fig. V.3 : Bloc-diagramme montrant le style des déformations dans différents niveaux structuraux (D'après M. Mattauer, 1973).

Dans une chaîne de montagnes on ne voit pas cette succession sur une même verticale, mais on peut les retrouver au travers d'une coupe allant des zones les plus superficielles (zones externes) aux zones les plus profondes (zones internes).

- **Le niveau structural supérieur**, relativement mince, domaine des glissements superficiels localisés ou régionaux. On assiste à un comportement fragile de la plupart des roches qui montrent ainsi une importante fracturation par « **cisaillement** » (déformation discontinue). Seuls, les roches très plastiques sont soumises au type de déformation par « **flexion** » ce qui n'exclut pas qu'elles puissent être également fracturées.

- **Le niveau structural moyen**, caractérisé par des plis isopaques parallèles ainsi que par des fractures. Les roches ont exécuté une certaine ductilité et le **mécanisme dominant est la flexion**. Les plis isopaques résultant de cette flexion sont accompagnés de fractures et failles par « cisaillement » affectant les roches les plus compétentes qui constituent l'ossature du volume rocheux. Les niveaux de roches incompétentes se plissent de façon désordonnée ou dysharmonique par rapport aux plis isopaques des roches compétentes.

- **Le niveau structural inférieur**, caractérisé par des plis anisopaques ou semblables. Dans la tranche supérieure, ces plis sont accompagnés d'une schistosité de plan axial. Le mécanisme de déformation dominant est d'abord l'**aplatissement**. Le développement de la schistosité liée aux plis semblables s'effectue généralement sur de grandes épaisseurs et on peut distinguer successivement du haut vers le bas : la **zone de la schistosité de fracture** (zone 1) et de pli-fracture, la zone de la **schistosité de flux** (zone 2), la zone de la **foliation** (zone 3, **Fig. V. 1B**). Dans la partie inférieure, la schistosité disparaît et la matière fond ou se comporte de façon fluidale. C'est le domaine de l'**écoulement** (plis d'écoulement).

À l'échelle d'une chaîne de montagnes et après érosion, le niveau structural inférieur forme le cœur de l'édifice : il est entouré par le niveau structural moyen et par le niveau structural supérieur (**Fig. V.2**). Certaines chaînes, comme le Jura, n'ont pas de schistosité et ne présentent que les niveaux structuraux moyen et supérieur.