

Déformation et analyse structurale

Séance 1 : Introduction

I. Objectifs spécifiques

- * Connaître le champ d'application et les principes de base de la géologie structurale.
- * Connaître les différents paramètres qui influencent la déformation d'un corps rocheux.
- * Pouvoir discerner les structures primaires des structures tectoniques dans une roche.

II. Introduction

L'analyse structurale de la déformation des corps rocheux passe par plusieurs étapes successives :

1. **L'analyse descriptive**, consiste à caractériser la géométrie tridimensionnelle des structures et fabriques à partir d'observations de terrain.

2. **L'analyse cinématique** des structures qui passe par la caractérisation de la direction et du sens du mouvement. Il peut être utile à ce stade de quantifier la déformation pour ensuite déterminer les différents stades d'une déformation progressive et caractériser comment l'objet géologique change de forme en passant d'un état initial non-déformé à un état final déformé.

3. **L'analyse dynamique** de la déformation et est basée sur l'étude des forces et des contraintes. Elle s'appuie fortement sur les théories de la mécanique des roches et les lois de la physique.

4. **L'analyse structurale** ne serait pas complète sans aborder la chronologie des événements structuraux et l'évolution tectonique des chaînes de montagne.

Enfin, le but est d'émettre des hypothèses sur le développement des différents environnements géodynamiques et de formuler des modèles et schémas d'évolution tectonique des chaînes de montagne.

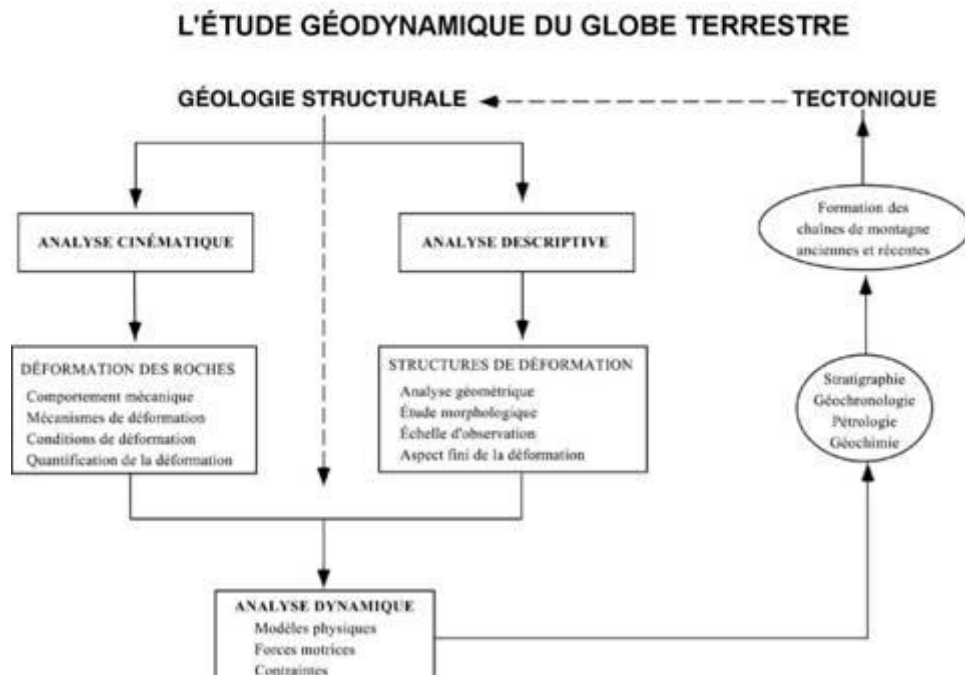


Figure 1: Les étapes de l'analyse structurale et l'apport à la tectonique.

III. Domaines d'application

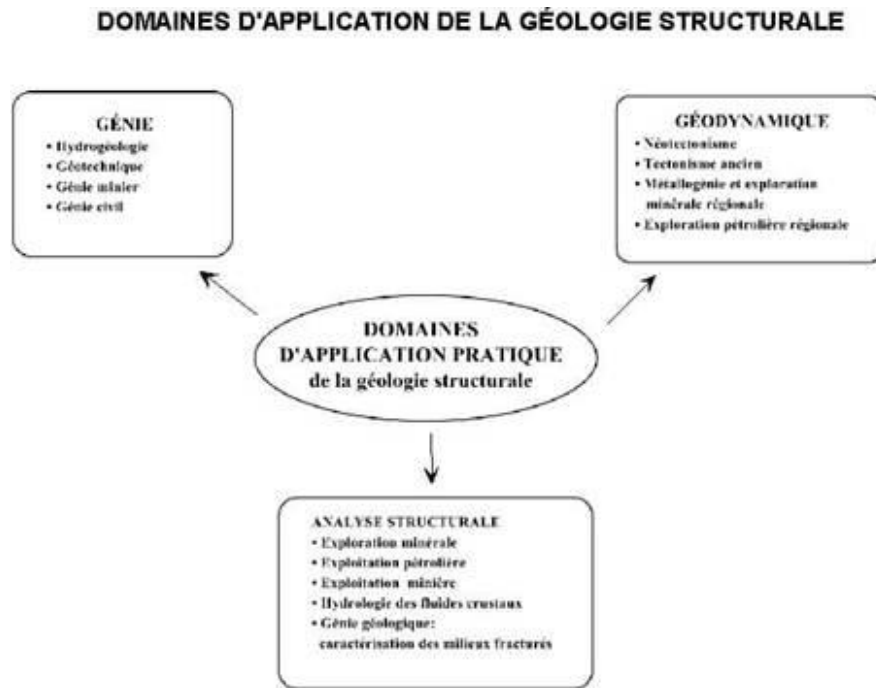


Figure 2: Les domaines d'applications de la géologie structurale.

IV. Notions de bases :

1. **Principe** : On parle de déformation pour le phénomène qui se déroule après la diagenèse. Tout ce qui concerne la déformation ou anté-diagenèse ne concerne pas la tectonique, c'est-à-dire post formation SO.

2. **Lieu** : sur les bordures des bassins et sur les chaines de montagnes se fait l'observation des mécanismes de la déformation.

3. Quelques définitions :

- **Tectonique ou géologie structurale** : analyse qualitative et quantitative des structures géologiques déformés lors de la tectogenèse.
- **Tectonophysique** : étude des mécanismes de la déformation (mécanique et physique des roches).
- **Sismotectonique** : domaine à la charnière entre la sismologie et la tectonique.
- **Microtectonique** : observations fines à l'échelle des joints, des couches et les surfaces de ruptures.

V. Le niveau structural :

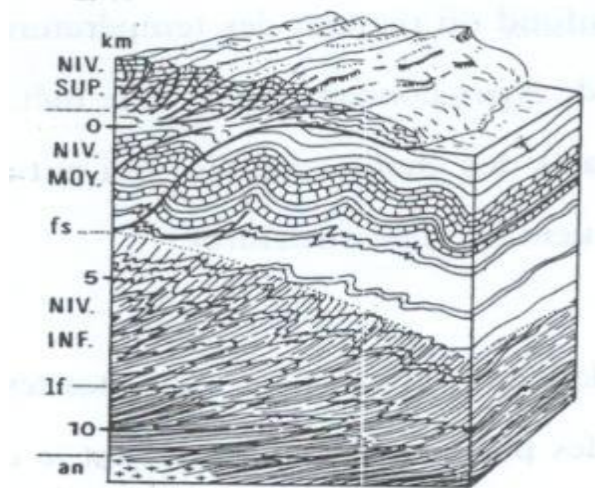
Zone de la croûte terrestre située entre deux profondeurs telles que les conditions de pression et de température déterminent des types de déformation différents pendant un même épisode tectonique.

- A - un étage tectonique superficiel à peu profond où règnent des températures faibles et des pressions relativement basses. Les plis y sont de types concentriques, et le métamorphisme y est nul ou faible (épimétamorphique).
- B - Un étage tectonique profond où règnent de hauts pressions et de fortes températures, rendant les roches plastiques et propres à donner des plis semblables, et qui est le domaine du métamorphisme méso- ou catazonal, et sa partie inférieure de la migmatisation et de la granitisation. Ils ne sont visibles à l'affleurement qu'à la faveur d'une érosion importante.

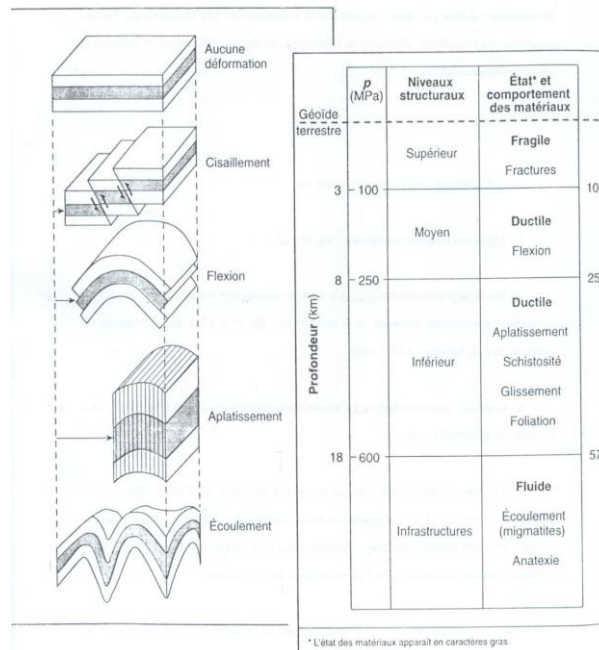
a – Niveau structural supérieur: c'est le domaine où toutes les roches ont leur compétence maximale. Le mécanisme dominant est le cisaillement. C'est donc le domaine des failles, et aussi de l'érosion et l'altération.

b – Le niveau structural moyen : Le mécanisme dominant et la flexion. C'est le domaine du plissement isopaque.

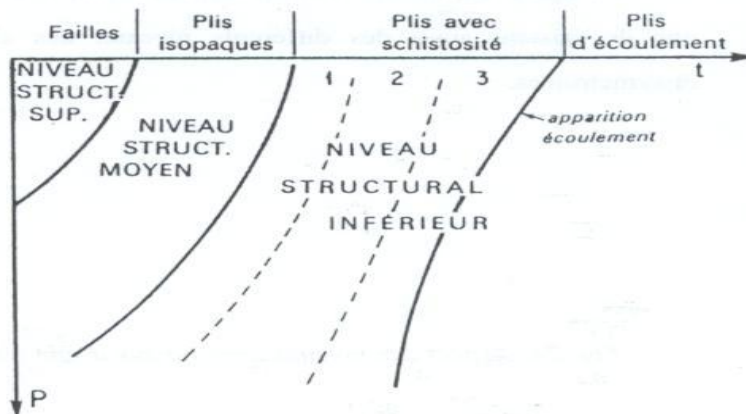
c- **Le niveau structural inférieur** : Le mécanisme dominant est, d'abord l'aplatissement, puis l'écoulement. C'est le domaine des plis anisopaques.



niveau structural
 Distinction des trois niveaux supérieur, moyen, et inférieur – an : limite de l'anatexie – fs : front supérieur de schistosité – If : limite de la foliation (d'après M. Mattauer).



* L'état des matériaux apparaît en caractères gras.



Déformation et analyse structurale
Séance 2 : La contrainte et la déformation (*stress and strain*)

I. Objectifs spécifiques

- * Les relations entre forces et contraintes de déformation.
- * Quantifier la déformation à l'aide de marqueurs déformés sur un échantillon ou un affleurement.

II. L'analyse cinématique

1. Définition de la déformation

On dira qu'un corps est déformé s'il y a eu variation de la forme, des dimensions et/ou de la localisation dans l'espace de ce corps d'un état initial à un état final.

- Une déformation par **translation** sera caractérisée par un changement de localisation d'un objet dans l'espace sans variation de la forme ni des dimensions de l'objet.
- Une déformation par **rotation** sera caractérisée par un changement de localisation d'un corps dans l'espace spécifiquement par rotation autour d'un axe sans variation de la forme ni des dimensions de l'objet. Les déformations par translation et par rotation sont dites rigides car le corps déformé n'a pas subi de changement de forme.
- Une déformation par **distortion** sera caractérisée par un changement de forme d'un objet accompagné ou non d'une variation de la localisation de cet objet dans l'espace, comme par exemple une voiture accidentée. Si la dimension de l'objet augmente, on dira alors qu'il y a eu **dilatation positive** de l'objet et au contraire une **dilatation négative** signifiera une diminution de la dimension de l'objet. Les déformations par distortion ou par dilatation sont des déformations dites internes car la forme du corps déformé change de l'état initial à l'état final.

2. Théorie de la déformation

a. Déformation homogène et hétérogène

Une **déformation est homogène** (cisaillement pur et cisaillement simple) si, les conditions suivantes sont respectées :

- * Les droites de l'objet non-déformé demeurent des droites après déformation.
- * Des lignes parallèles de l'objet non-déformé demeurent parallèles après déformation.

Pour tous les autres cas, on dira que la **déformation sera hétérogène**.

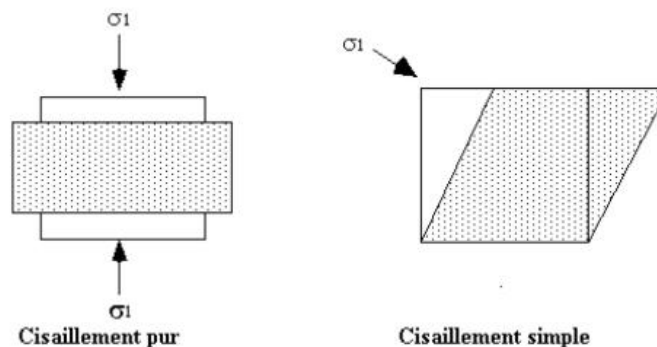


Figure 1

La déformation finie est généralement représentée graphiquement par le changement de forme d'un cercle hypothétique de rayon unitaire ou d'un carré de dimension unitaire. Après une déformation homogène, le cercle prendra l'allure d'une ellipse.

Souvent, les objets géologiques se déformeront de façon hétérogène, i.e. les conditions de la déformation homogène ne seront pas respectées. Les droites de l'objet non-déformé ne sont plus des droites après déformation et les droites originellement parallèles dans l'objet non-déformé ne sont pas tout à fait parallèles les unes aux autres après déformation (Fig. 2).

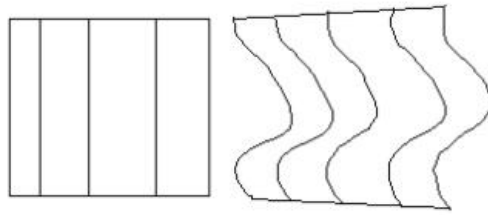


Figure 2 Déformation hétérogène.

b. Cisaillement pur (aplatissement) et cisaillement simple

- **cisaillement pur progressif**, sous l'effet de la déformation, le carré initial devient un rectangle. Les axes principaux de la déformation, i.e. S_1 et S_2 de l'ellipse de la déformation, ne subissent aucune rotation d'un état de déformation à l'autre. On parle ainsi de déformation non rotationnelle et coaxiale (selon le même axe). (Figure 3).

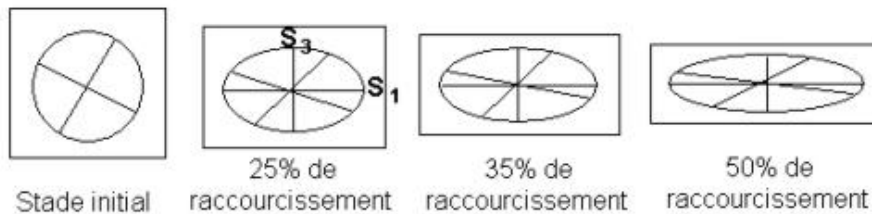


Figure 3: Cisaillement pur (déformation coaxiale)

- **cisaillement simple**, puisque la contrainte principale est oblique aux côtés du carré (figure 4), le carré initial se déforme en un parallélogramme ; les surfaces inférieures et supérieures ne se déforment pas. La déformation est non coaxiale et rotationnelle car les axes principaux de la déformation changent d'orientation d'un état de déformation à l'autre.

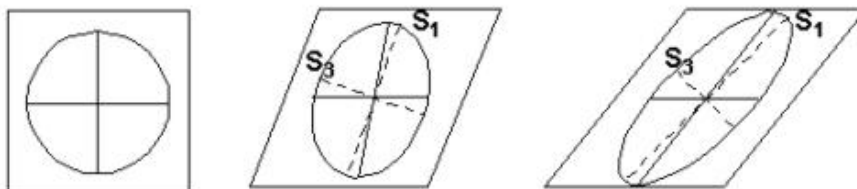


Figure 4: Déformation par cisaillement simple

Lorsqu'on superpose l'état initial d'un cercle non déformé à son état final déformé (l'ellipse de la déformation), il est possible de tracer deux lignes de longueur unitaire, et dont leur longueur initiale est égale à leur longueur finale, passant par le centre du cercle et de l'ellipse. Ces lignes correspondent à des lignes sans déformation finie qui ne subissent pas d'allongement ni de raccourcissement. Ces lignes séparent deux champs de déformation de l'ellipse soit le champ de raccourcissement et le champ d'allongement (figure 4).

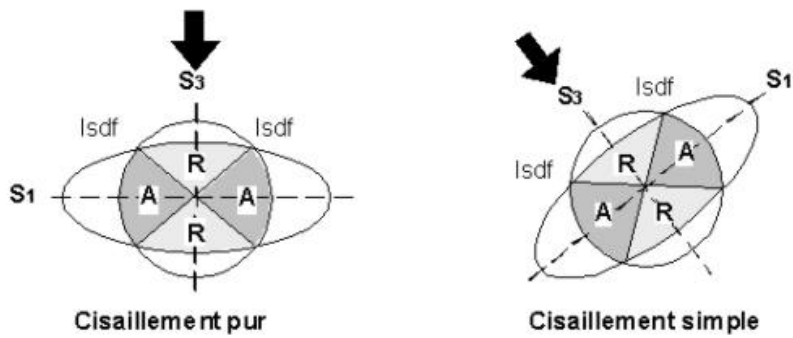


Figure 5: Lignes sans déformation finie (lsdf) et champs d'allongement (A) et de raccourcissement (R).

3. Les équations de la déformation

Plusieurs paramètres permettent de caractériser la déformation d'un objet déformé par un régime en cisaillement pur ou en cisaillement simple.

Les équations de la déformation linéaire comparent la dimension initiale d'un objet non-déformé à sa dimension finale (figure 6). Pour une droite contenue dans un objet déformé d'une longueur initial l_i , les équations tiendront compte de la longueur finale de la droite à l'état déformé final l_f . Les paramètres de la déformation linéaire sont:

- L'allongement relatif ou extension : $e = dl/l = (l_f - l_i)/l_i$
- L'étirement : $S = l_f/l_i = 1 + e$ (*stretch*).
- L'élongation quadratique : $\lambda = (1 + e^2)$ (*Quadratic extension*)

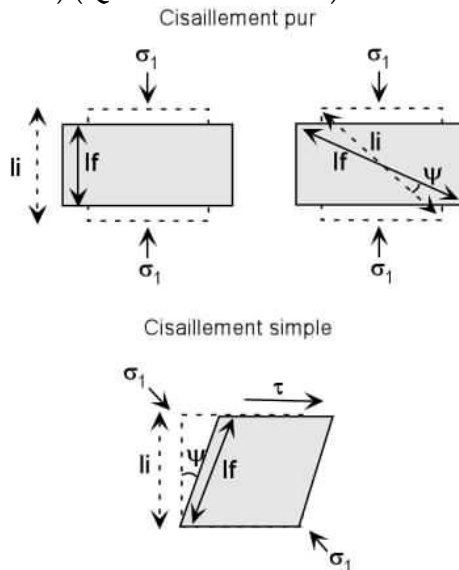


Figure 6: Paramètres de la déformation pour des régimes de déformation en cisaillement pur et en cisaillement simple.

Le rapport entre les axes d'allongement maximal et minimal nous fournit un autre indice du taux de déformation, appelé "ellipticité" référant à la forme plus ou moins elliptique du cercle initial déformé.

- L'ellipticité: $R = (1 + e_1)/(1 + e_2)$.

Les paramètres de la déformation angulaire tiendront compte du changement d'orientation d'une droite contenu dans un objet déformé. Ce changement d'orientation est mesuré par la déviation angulaire d'une droite de son état initial à son état déformé final (figure 1). Deux paramètres caractérisent la déformation angulaire, soit le cisaillement angulaire ψ et la déformation cisaillante $\gamma = \text{tg}\psi$.

4. La quantification de la déformation

On peut quantifier la déformation à partir de certains marqueurs géologiques en connaissant la forme initiale du marqueur. Le taux de déformation est obtenu en comparant la forme de l'objet déformé à sa forme initiale. Certains objets géologiques sont d'excellents marqueurs de la déformation comme les objets sphériques (oolithes, foraminifères, cavités gazeuses dans les laves), les objets allongés (tiges de belemnite, minéraux aciculaires), les fossiles à symétrie bilatérale ou radiale (brachiopodes, trilobites, graptolites, crinoïdes, coraux) et les objets elliptiques (cailloux de conglomérats, enclaves dans une intrusive).

On utilisera comme mesure de la déformation finie les rapports d'extension (e), d'étirement (S) ou d'élongation quadratique (λ) ainsi que les valeurs de déformation angulaire données par le cisaillement angulaire (ψ) et la déformation cisillante (γ), il sera possible de reconstruire l'ellipse de la déformation et l'ellipticité (R) pour mesurer le taux de déformation du volume rocheux.

- *Les objets allongés*

À partir d'objets de forme allongés sur un affleurement, la déformation linéaire est calculer par la mesure de la longueur initiale de l'objet (l_i) et de comparer cette valeur à la longueur totale déformée de l'objet (l_f).

Exemple : le fossile de forme allongée (belemnite), déformé et fracturé de la figure suivante montre des espaces entre les segments comblés par des minéraux fibreux dont l'axe d'allongement parallélise la direction d'étirement maximale de la roche déformée (la direction d'étirement maximale est aussi donnée par la trace du clivage sur la surface de l'affleurement). Il s'agit tout simplement de mesurer la longueur initiale du fossile en obtenant la somme de tous les segments boudinés (l_i) et de comparer cette valeur à la longueur totale déformée du fossile étiré (l_f).

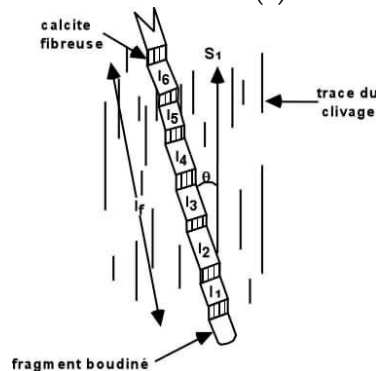
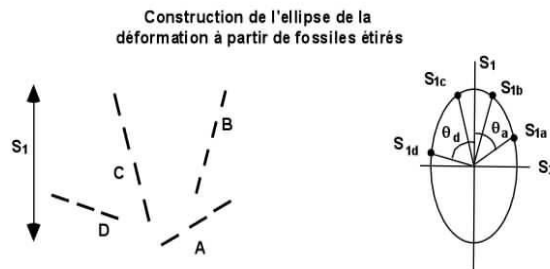


Figure 7 : Croquis d'un affleurement contenant un fossile de forme allongée (belemnite) étiré et boudiné.

Dans un même échantillon, on peut calculer l'étirement la forme de l'ellipse finale pour chaque fossile dans l'affleurement. Il faut déterminer l'angle θ entre chacun des objets et l'axe d'étirement maximal. L'ellipse de la déformation sera construite en plaçant les données obtenues pour chaque objet sur un graphique s_1 vs s_3 .



- *Les fossiles déformés*

La symétrie bilatérale de certains fossiles est une caractéristique forte utile pour quantifier la déformation. Exemple : l'angle entre la charnière et la ligne médiane chez les brachiopodes est de 90

degrés. En comparant cet angle chez le fossile déformé (état final) au même angle sur le fossile non déformé (état initial).

- La méthode de Wellman (1962) : plus de six fossiles.

Dans le cas des fossiles non déformés, il est possible de représenter graphiquement l'état non déformé par un cercle à rayon unitaire tracé à partir de segments jointifs parallèles aux directions de symétrie principales des brachiopodes. Pour obtenir ce cercle, il s'agira de tracer un segment sur une feuille de papier (OP) à partir des extrémités desquelles on projettera des parallèles aux médianes et charnières pour chacun des fossiles choisis de façon à construire plusieurs parallélogrammes. Le cercle dessiné en reliant tous les sommets des parallélogrammes obtenus pour chaque fossile représente l'état de déformation nul de la roche. On projettera ensuite les lignes médianes et charnière de chaque fossile à partir des extrémités d'un segment de façon à construire plusieurs parallélogrammes. L'ellipse de la déformation finie sera dessinée en reliant les sommets des parallélogrammes obtenus pour chaque fossile.

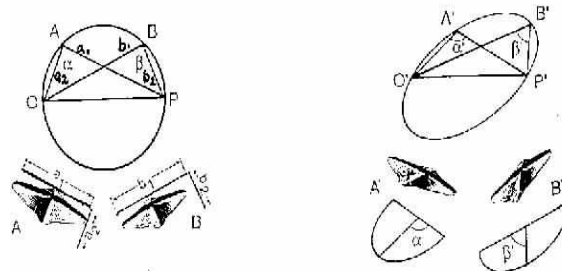


Figure 8: (a) brachiopodes non déformés et cercle correspondant, (b) brachiopodes déformés et ellipse représentant l'état de la déformation finie.

- La méthode de Ramsay (1967) : trois fossiles.

Cette méthode offre l'avantage d'être utilisée avec aussi peu que trois fossiles. Elle est basée sur les équations du cercle de Mohr. Prenons comme exemple trois fossiles déformés. Pour chaque fossile, il s'agit de trouver la valeur du cisaillement angulaire (ψ) et l'angle entre les charnières des fossiles duquel on pourra déduire les valeurs θ . Le cisaillement angulaire représente l'écart par rapport à l'angle initial entre la charnière et la ligne médiane (90 degrés à l'état initial) (ψ sera positif pour un cisaillement dextre et négatif pour un cisaillement senestre). Ces données sont ensuite portées sur un diagramme de Mohr en prenant λ' et γ' comme axe horizontal et vertical.

Sur le diagramme, chaque fossile est représenté par une droite passant par l'origine et orientées à ψ_a , ψ_b et ψ_c par rapport à λ' . À l'intérieur du cercle de Mohr, trois segments représentent les fossiles déformés. Les segments auront comme point d'origine commun l'origine du cercle et l'angle entre ces segments des trois fossiles correspondra à deux fois la valeur de l'angle mesurée entre les charnières des fossiles ($2\theta'_{ab}$, $2\theta'_{bc}$, $2\theta'_{ac}$). Le diagramme ainsi construit permet de déterminer λ'_1 et λ'_2 , S et S_2 , de calculer R et de déterminer l'orientation de l'ellipse de la déformation sur l'échantillon prélevé.

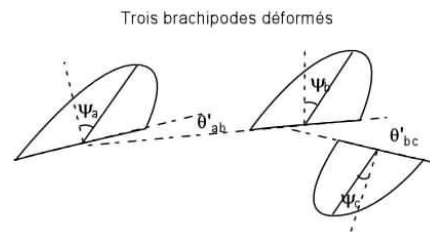
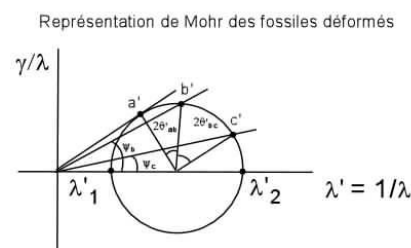


Figure 9: Diagramme de Mohr de trois brachiopodes déformés.



Le comportement mécanique des roches

Objectifs spécifiques

- Connaître les différentes lois de la physique qui s'appliquent à la théorie de la déformation des corps rocheux.
- Expliquer et comprendre comment se comportent les roches lorsque soumises à des contraintes.
- Comprendre les notions de durcissement et d'amolissement.
- Connaître les facteurs qui influencent le comportement mécanique des roches.
- Dédire l'orientation des contraintes principales à partir de l'orientation des fractures dans un corps rocheux déformé.

3.1 La rhéologie

La rhéologie est la science des lois de comportement des matériaux, qui lie, à un instant donné, les contraintes aux déformations. Le comportement rhéologique des roches s'étudie par le biais d'essais mécaniques au laboratoire, essais qui se déroulent soit en compression simple ou en cellule triaxiale. Lors de ces essais, des échantillons cylindriques ou cubiques sont soumis à un état de contrainte connu tout en y faisant varier différents paramètres tels que la température, la pression de confinement, la vitesse de déformation, la pression fluide et la chimie des fluides environnants. Ces essais nous permettent de simuler en laboratoire la **déformation fragile**, qui se traduira par le développement d'un plan de discontinuité dans l'échantillon, une fracture par exemple, accompagné ou non de glissement sur le plan de discontinuité, ou la **déformation ductile**, qui sera accommodée par la distorsion et/ou la dilatation du matériau sans rupture ni perte de cohésion.

En géologie structurale, il est important de comprendre le déroulement de ces expériences, de pouvoir lire et interpréter les résultats et d'apprécier l'effet de certains paramètres sur la déformation (vitesse de déformation, T, P, etc.). En fait, ces expériences tentent de simuler les déformations de la croûte terrestre pour mieux comprendre les processus physiques à l'origine du développement des différentes structures géologiques, telles que les failles et les plis.

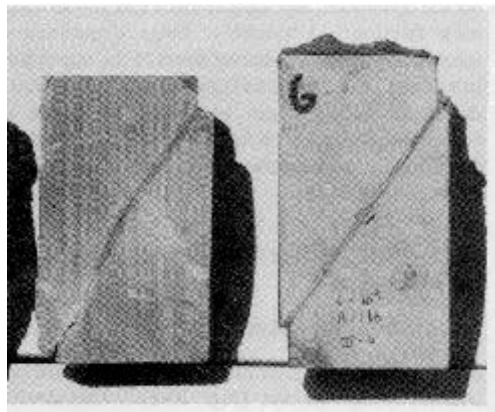


Figure 1: Échantillons déformés. L'échantillon de gauche est caractérisé par une déformation fragile et le développement d'un plan de rupture. L'échantillon de droite contient une fracture préexistante (trait de scie) qui a rejoué pendant l'essai.

3.1.1 Les essais mécaniques et expérimentaux

Appareillage

Dans la plupart des cas, on utilise une presse ou une cellule triaxiale (figure 2) pour effectuer les essais. Le terme "triaxial" signifie que les trois contraintes principales, σ_1 , σ_2 et σ_3 , sont variables et peuvent être contrôlées pendant l'essai. En général, la contrainte axiale, parallèle à l'axe long de l'échantillon, correspond à σ_1 (en compression). Une pression de confinement (P_c) sera générée tout autour de l'échantillon ($\sigma_2 = \sigma_3$) par un fluide sous pression; la P_c est inférieure à σ_1 et correspond donc à σ_2 et σ_3 . Dans certains cas,

l'échantillon sera soumis à une extension axiale, où la pression de confinement sera supérieure à la contrainte verticale axiale et donc $P_c = (\sigma_1 = \sigma_2)$ (en compression) et la contrainte axiale deviendra σ_3 (en extension).

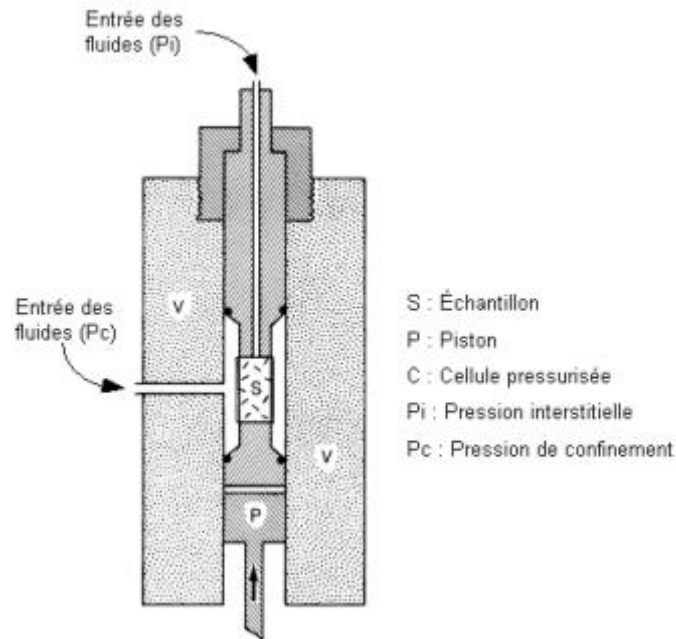


Figure 2: Cellule triaxiale.

Dans tous les cas, la contrainte différentielle correspond à la contrainte axiale σ_1 , moins la pression de confinement, σ_3 et on aura :

$$\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$$

Il est possible aussi d'injecter un fluide dans l'échantillon en cours d'essai pour faire varier la pression interstitielle du matériau. À ce moment, la pression interstitielle des fluides (P_f) ne sera pas nulle, et les contraintes deviendront des contraintes effectives (la contrainte axiale effective (σ_1) et la pression de confinement effective (σ_3). Les contraintes effectives pourront être calculées à partir des relations suivantes :

$$*\sigma_1 = \sigma_1 - P_f$$

$$*\sigma_3 = \sigma_3 - P_f$$

et dans ce cas, $\Delta\sigma = *\sigma_1 - *\sigma_3$

D'autres paramètres peuvent être contrôlés pendant les essais soit la vitesse de déformation (en variant la vitesse du piston), la température (avec une fournaise autour de l'échantillon), la pression de confinement (pression du fluide autour de l'échantillon), la pression interstitielle des fluides (injections de fluides). Deux types d'essais sont couramment utilisés, soit l'essai à vitesse de déformation constante, contrôlée par la vitesse du piston, et l'essai à contrainte constante.

3.2 Le comportement des matériaux

Pour mieux comprendre le comportement des roches lors de la déformation, l'on doit revoir d'abord les comportements idéaux et ensuite préciser le comportement réel des roches.

3.2.1 Les corps élastiques: la loi de Hooke, le module de Young et le coefficient de Poisson

Lorsque soumis à une contrainte, les **corps élastiques** se caractérisent par une réponse instantanée et réversible. Pensez justement à un élastique que l'on étire (contrainte) et qui revient à sa forme initiale dès qu'on le relâche (aucune contrainte). La déformation subie par un corps élastique sera automatiquement

rétablie une fois les contraintes disparues. Si la déformation est proportionnelle à la contrainte, l'élasticité sera dite **hookéenne** et dans ce cas la déformation linéaire (ϵ) sera définie par:

$$\epsilon = \sigma/E$$

où E = Module de Young
et ϵ = l'étirement (S)

En cisaillement simple (voir figure 6 du module 2), la déformation cisailante (γ) d'un corps sera proportionnelle à la contrainte tangentielle (τ):

$$\gamma = \tau/G$$

où G = Module de rigidité, qui représente la résistance au cisaillement des corps élastiques

Le module d'incompressibilité (K) représente la résistance des corps élastiques au changements de volume:

$$K = \Delta P/\Delta V$$

où ΔP = pression hydrostatique
et ΔV = la dilatation

Un corps élastique hookéen isotrope se raccourcira de ϵ_z sous l'effet d'une contrainte axiale σ_z (selon l'axe z) et s'allongera de ϵ_x dans une direction perpendiculaire à σ_z . Le coefficient de Poisson correspond au rapport entre l'étirement ϵ_z et l'étirement ϵ_x :

$$\nu = \epsilon_z/\epsilon_x$$

• titre d'exemple, le coefficient de Poisson de la plupart des roches varie de 0.01 pour les schistes à 0.25 pour les calcilutites (calcaire à grains fins). L'effet Poisson correspond aux contraintes horizontales engendrées par les contraintes verticales sur un volume rocheux en sous surface.

3.2.2 Les corps plastiques

Lorsque soumis à une contrainte, les **corps plastiques** se caractérisent par une réponse irréversible. Il se produira un fluage plastique, c'est-à-dire un écoulement de la matière qui sera dépendante du temps. Si le fluage se produit à vitesse constante, on dira qu'il est stationnaire. Dans ce cas, la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) sera proportionnelle à la contrainte:

$$\dot{\epsilon} = \alpha \sigma$$

où α = la fluidité
et $1/\alpha = \mu$, la viscosité

La viscosité est une constante qui dépend du matériau et est fonction de la température, de la pression et de la vitesse de déformation.

3.2.3 Le comportement visqueux: fluide Newtonien

Le comportement visqueux newtonien des liquides et de certains solides correspond au comportement d'un matériau pour lequel la viscosité est indépendante de la contrainte tandis que la vitesse de fluage ($\dot{\epsilon}$) est proportionnelle à la contrainte.

$$\Delta \sigma = \mu \dot{\epsilon}$$

3.3 Le comportement rhéologique des roches

3.3.1 Diagramme contrainte vs déformation

Les données expérimentales sur la déformation des roches en cellules triaxiales sont portées sur des graphiques de contrainte vs déformation (figure 3), l'axe vertical étant la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) et l'axe horizontal étant la déformation exprimée par la déformation linéaire de l'échantillon (ϵ , S ou λ).

Les essais sur la déformation des roches ont permis d'observer que la plupart des roches se comportent de façon élastique jusqu'à ce que leur limite d'élasticité (ou seuil de plasticité) soit atteinte. L'échantillon subira alors soit (A) une rupture fragile accompagnée de perte de cohésion et d'une chute brusque de la contrainte, (B) une déformation ductile irréversible suivie d'une fracturation sans perte de cohésion ou (C) une déformation ductile irréversible (figure 3). Lorsque les roches sont déformées à température et pression ambiantes, la rupture se produit sans déformation ductile appréciable. Par contre, lorsqu'on augmente la température et/ou la pression, une part considérable de la déformation sera accommodée par une déformation ductile (distorsion), i.e. le domaine plastique sur un graphique σ vs $E\epsilon$. Le comportement plastique peut être accompagné d'un durcissement ou d'un amollissement du matériau.

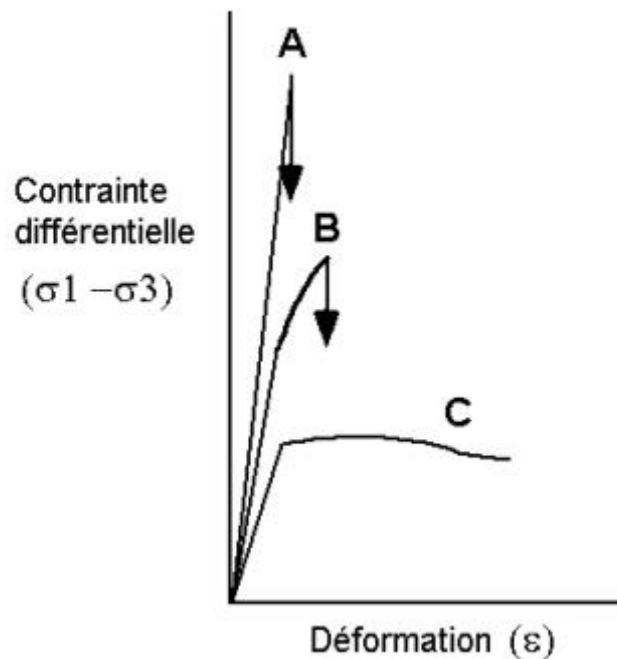


Figure 3: σ vs $E\epsilon$. Comportement élastique suivi de rupture fragile (A), d'une déformation ductile et rupture (B), et d'une déformation ductile accompagnée d'un amollissement (C).

Plusieurs caractéristiques physiques du matériau pourront être déterminées à l'aide de ces graphiques dont la limite d'élasticité de l'échantillon, la résistance ultime ainsi que le point de rupture. Aussi, le comportement rhéologique des différents matériaux pourra être déduit à partir de la forme de la courbe qui caractérise l'essai (figure 4).

Un **comportement élastique** se caractérisera par une droite sur un graphique σ vs ϵ (figure 4). La pente de la droite correspond au module de Young, qui décrit une des propriétés physiques de la roche, la rigidité. Cette droite nous indique que la déformation (ϵ) est directement proportionnelle à la contrainte (σ) selon la relation suivante:

$$\sigma = E\epsilon$$

De même, un **comportement plastique** se caractérisera par une courbe sur un graphique σ vs ϵ (figure 4). La déformation subie par un échantillon qui se comporte de façon élastique est réversible tandis que la déformation ductile en domaine plastique est irréversible.

Il existe plusieurs paramètres qui servent à décrire le comportement rhéologique d'une roche (figure 4):

- **Limite d'élasticité** ou seuil de plasticité: la valeur de la contrainte différentielle au point de courbure de la droite élastique qui marque le début du comportement plastique.
- **Limite au point de rupture**: la contrainte différentielle atteinte au moment de la rupture.
- **Résistance ultime**: la contrainte différentielle maximale encaissée par la roche pendant l'essai.
- **Ductilité**: le pourcentage de déformation ductile avant la rupture.

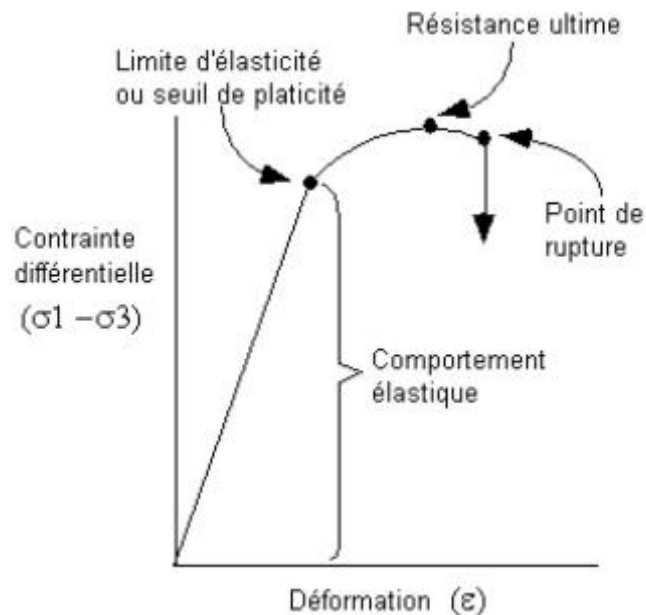


Figure 4: Graphique σ vs $E\epsilon$.

3.3.2 Le durcissement et l'amollissement

Pour un comportement plastique, on dira qu'il y a eu **durcissement** du matériau lorsque les contraintes imposées doivent être de plus en plus élevées pour que la déformation ductile progresse. Sur un graphique σ vs $E\epsilon$, le durcissement se traduira par une pente positive de la courbe du domaine de comportement plastique (figure 5F). Aussi, on dit qu'il y a eu **amollissement** du matériau lorsque les contraintes doivent être relâchées pour que la déformation ductile progresse. L'amollissement se traduira par une pente positive de la courbe du domaine de comportement plastique sur un graphique σ vs $E\epsilon$ (figure 5D). Un comportement plastique idéal est représenté par une droite horizontale sur un graphique σ vs $E\epsilon$ (fig. 5E). Généralement, les essais procèdent toujours vers une rupture de l'échantillon, même après un certain pourcentage de déformation ductile.

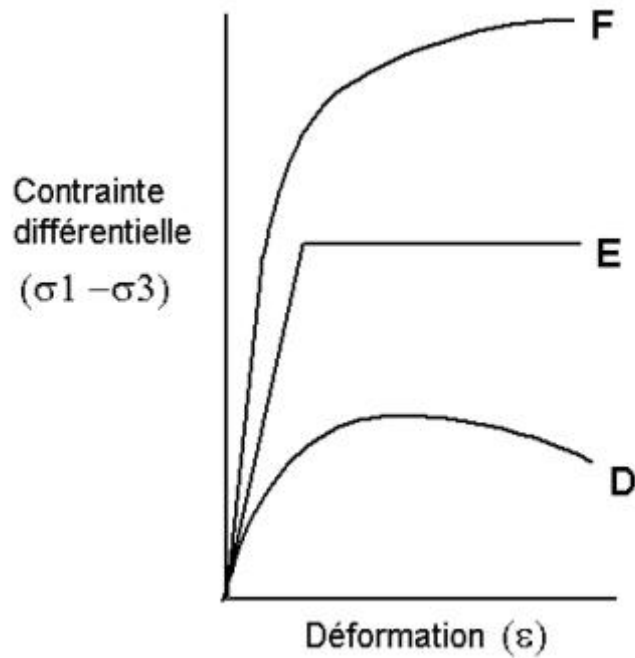


Figure 5: σ vs ϵ . Courbe D: Amollissement, courbe E: Fluage plastique idéal, courbe F: Durcissement.

Mentionnons aussi qu'une roche sera dite **fragile** lorsqu'elle subira au plus 5% de déformation ductile avant la rupture, **fragile-ductile** lorsqu'elle subira entre 5 et 10% de déformation ductile avant rupture, et **ductile** lorsqu'elle subira plus de 10% de déformation ductile avant rupture.

3.3.3 Le diagramme de Mohr des contraintes

Lors d'un essai en compression ou en traction, la rupture se manifeste par une chute de la contrainte différentielle et peut se traduire par (1) le développement d'une fracture ou (2) glissement sur un plan préexistant. Après plusieurs essais, il est possible de construire un graphique τ vs σ_n , qui correspond au diagramme de Mohr des contraintes (figure 6). Ce diagramme permet de déterminer l'enveloppe de fracturation pour un matériau donné à l'aide des cercles qui représentent l'état de contrainte au moment de la rupture à chaque essai. Cette enveloppe sépare le domaine stable (sans rupture) du domaine instable (rupture) et permet de déterminer certains paramètres physiques de la roche, tels que sa cohésion (C), son coefficient interne de friction (μ) et son angle de friction interne (φ).

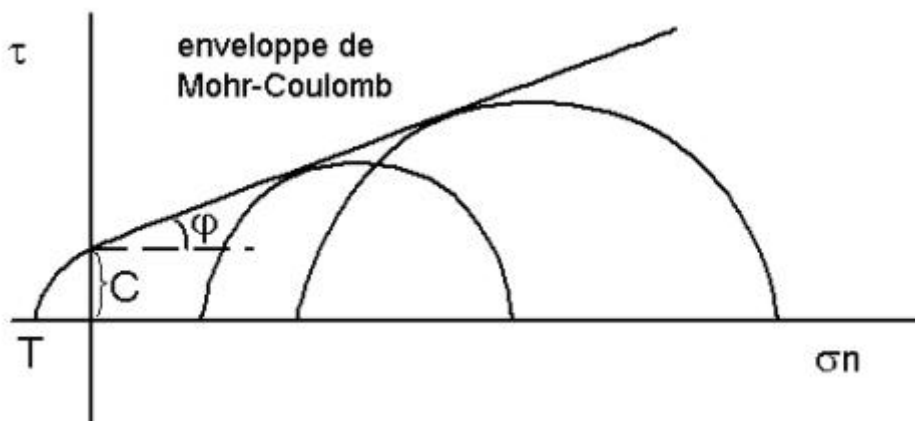


Figure 6: Enveloppe de Mohr-Coulomb.

Pour un système de contraintes donné et pour un matériau donné, le **critère de Coulomb** permet de prédire la contrainte minimale à laquelle aura lieu la rupture ainsi que l'orientation du plan de fracture qui se développera.

La relation définie par le critère de Coulomb est la suivante:

$$\tau = C + (\mu^*)\sigma_n$$

où τ = la contrainte tangentielle à la rupture

σ_n = la contrainte normale à la rupture

C = la cohésion

μ^* = le coefficient de friction interne

La résistance en traction et la cohésion d'une roche sont données par le point d'intersection de l'enveloppe sur l'abscisse, T_0 ($=-\sigma_3$), et sur l'ordonnée, C , respectivement.

L'orientation du plan de fracture au moment de la rupture pour un matériau est donnée par le point d'intersection entre l'enveloppe et le cercle de l'état de contrainte. Il s'agit de tracer la droite reliant le point d'intersection et l'origine du cercle. La **normale au plan de rupture** fera un angle de Θ avec σ_1 (dans un sens anti-horaire par rapport à σ_1 et dans un sens horaire), Θ étant calculé à partir du diagramme de Mohr (2Θ) (figure 7).

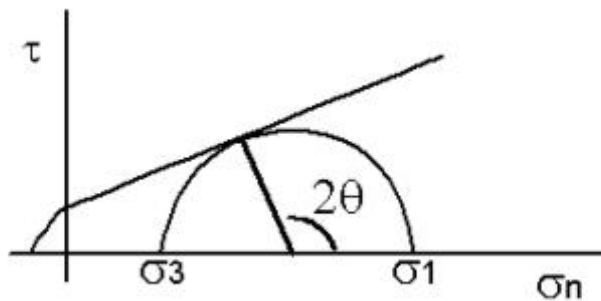


Figure 7: Enveloppe de Mohr-Coulomb.

Les **enveloppes de fracturation** sur les diagrammes de Mohr sont déterminées expérimentalement et non pas théoriquement. Dans le domaine de la déformation cassante, l'enveloppe de Mohr correspondra à une droite et peu importe l'état de contrainte au moment de la rupture (les conditions variables de σ_1 et σ_3), l'orientation des plans de ruptures sera toujours la même par rapport à l'orientation des contraintes, soit de 30° par rapport à σ_1 . Dans le domaine de la déformation ductile, l'enveloppe de Mohr correspondra à une courbe, et l'orientation des plans de rupture ou de glissement sera variable; pour des contraintes plus élevées, l'angle entre les plans de glissement et σ_1 sera plus fort.

3.4 Facteurs influençant la rhéologie des roches

3.4.1 Le type de roche

3.4.2 La pression hydrostatique (pression de confinement et pression des fluides)

3.4.3 La température

3.4.4 La vitesse de déformation

3.4.5 Le temps