

LA RHÉOLOGIE DES ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

MOTS-CLÉS

- Force et contrainte, ellipsoïde et tenseur des contraintes.
- Déformation expérimentale, déformation plastique ou ductile, déformation cassante.
- Élasticité, rupture, plasticité.
- Essais uniaxial et triaxial, pression de confinement, cercle de Mohr.
- Relations contrainte et déformation, cisaillement pur, cisaillement simple.
- Limite fragile/ductile, fluage.
- Enveloppes rhéologiques, loi de Byerlee, loi de fluage.
- Évolution rhéologique durant la déformation à grande échelle.

Dans ce chapitre, nous introduisons des éléments de **rhéologie**, science qui étudie le comportement mécanique des matériaux, et nous les appliquerons aux matériaux des assises lithosphériques de façon à fixer quelques points de vocabulaire courant avant d'aborder la tectonique proprement dite.

13.1 FORCE ET CONTRAINTE : LE TENSEUR DES CONTRAINTES

La plupart des roches à la surface de la Terre sont des solides (mis à part les magmas, le pétrole, certains sédiments très riches en eau). Il s'agit soit d'assemblages de minéraux cristallisés, soit de corps non cristallisés (par exemple les verres volcaniques). Ayant la propriété des solides, **ils ne se déforment de façon appréciable que si les contraintes dépassent une certaine valeur seuil**. Cela les oppose aux fluides (liquides et gaz, qui ne sont pas cristallisés), dont la résistance au cisaillement est nulle ou faible. Un fluide parfait est en effet capable de se déformer indéfiniment sous l'effet d'une contrainte infinitésimale.

La **force (F)**, exprimée en newton, peut être considérée comme toute action susceptible de modifier le mouvement ou la forme d'un corps. Si la force appliquée tend à comprimer ce corps, il s'agit d'une compression ; si elle tend à l'étirer, il s'agit d'une tension.

Il convient d'introduire la notion de **contrainte**, dont l'usage est répandu, mais dont l'utilisation n'est pas toujours aisée. La contrainte σ a la valeur et la dimension d'une pression (en pascal ou en bars) et représente le rapport entre la force F appliquée sur un élément de surface S au sein d'une roche donnée, et cette surface élémentaire. Elle représente en fait l'état de la « pression » interne des roches :

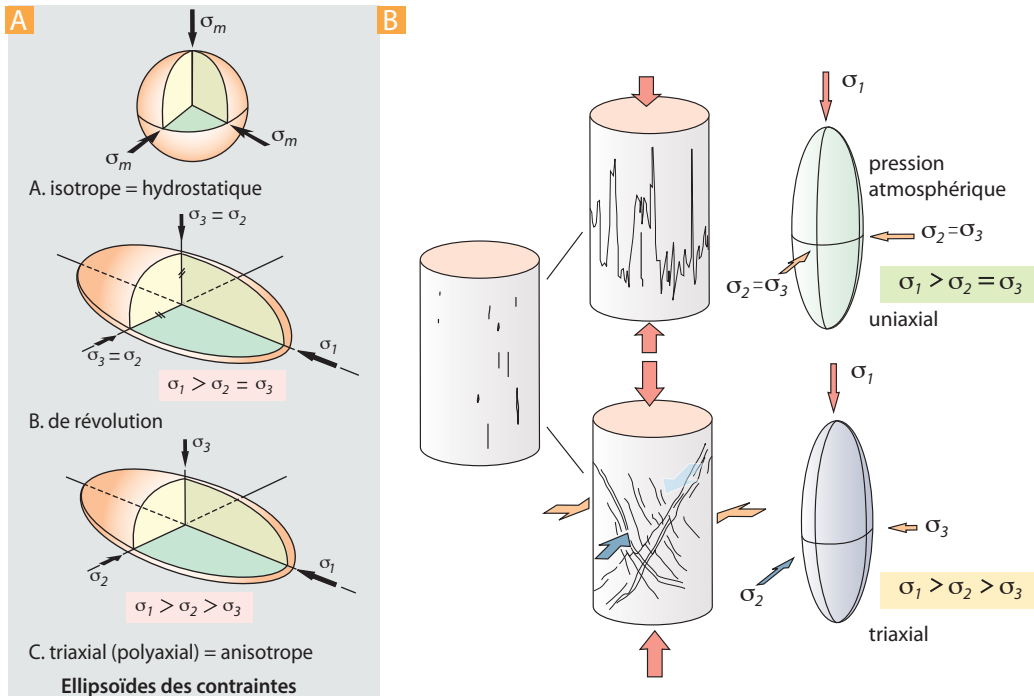
$$\sigma = dF/dS \text{ quand } S \text{ tend vers } 0.$$


Figure 13.1 Contraintes et déformation.

A. Différents ellipsoïdes des contraintes.

B. Évolution de la fracturation durant un essai de rupture à la pression atmosphérique ($\sigma_2 = \sigma_3$, essai uniaxial) et avec une pression de confinement anisotrope ($\sigma_2 > \sigma_3$, essai triaxial). Dans le premier cas, les fractures sont verticales et ouvertes. Dans le second cas, ce sont des failles obliques à la direction de la contrainte maximale σ_1 . La pression de confinement impose donc, comme dans le cas des roches en profondeur, la rupture selon un dièdre de fractures ayant σ_2 pour intersection et dont le petit angle α pour bissectrice.

Sur les faces d'un volume élémentaire donné, on peut représenter l'état de contrainte à l'aide de trois vecteurs orthogonaux, nommés contraintes principales, et notés $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Ces vecteurs (définis en module et en direction) constituent le tenseur des contraintes.

On les représente graphiquement par un ellipsoïde (fig. 13.1) dont le grand axe est σ_1 et le petit axe σ_3 . On a $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, avec, σ_1 : contrainte maximale, σ_2 : contrainte intermédiaire, et σ_3 : contrainte minimale. Pour une roche dans des conditions quelconques à l'intérieur de la terre, on pourra décomposer ce tenseur en deux parties : une partie isotrope, ou lithostatique, où les contraintes ont la même valeur dans toutes les directions (σ_m , moyenne des contraintes principales, fig. 13.1), et une partie anisotrope, ou déviateur, qui exprime l'anisotropie du tenseur.

La contrainte isotrope représente le poids de la colonne de roches et augmente donc avec l'enfouissement. Elle est aussi appelée hydrostatique car, comme dans un liquide, les pressions y sont égales dans toutes les directions. Le déviateur représente en fait les contraintes tectoniques orientées. Il est le seul responsable de la déformation orientée des roches, la contrainte isotrope n'étant responsable que de changements éventuels de volume.

13.2 DÉFORMATION EXPÉRIMENTALE

Imaginons un échantillon de roche de forme cylindrique soumis à une **force** verticale appliquée selon l'axe du cylindre et suffisante pour le déformer. Lorsqu'on cesse d'appliquer la force, l'échantillon peut reprendre sa forme initiale et la déformation est dite non permanente. Il peut également avoir conservé la déformation sans se rompre et celle-ci est dite permanente ou **plastique**, ou encore *ductile* dans la terminologie des tectoniciciens. Si l'on poursuit l'application de la force ou qu'on augmente son intensité, l'échantillon peut se rompre le long de plans de fracture en plusieurs éléments disjoints, la déformation est alors dite **cassante**.

Il découle de cette approche préliminaire les notions d'*élasticité* et de *rupture* d'une part, et de *plasticité* d'autre part. Nous pouvons appliquer ces notions aux situations géologiques. À la pression atmosphérique sur des matériaux géologiques courants (calcaires, grès, granite, etc.), la **rupture** intervient rapidement et l'échantillon se brise le long de fractures en général verticales (*fig. 13.1 et 13.2*). Ces fractures ont la possibilité de s'ouvrir (*fissures*) car les forces qui s'exercent latéralement sur le cylindre sont faibles (dans le tenseur des contraintes appliquées ici, $\sigma_2 = \sigma_3$ correspond à la pression atmosphérique, on parle d'essai uniaxial).

Si l'on augmente maintenant les forces latérales, en mettant par exemple, l'échantillon dans une enceinte sous pression (on augmente σ_2 et σ_3 , avec $\sigma_2 = \sigma_3$, ou *pression de confinement*), il s'agit d'un essai triaxial caractérisé par un ellipsoïde de contrainte de révolution, (*fig. 13.1*). On constate alors d'une part qu'il est nécessaire d'augmenter la contrainte maximale σ_1 pour obtenir la rupture, et d'autre part que les plans de fracture sont obliques par rapport à l'axe de l'échantillon et non plus verticaux comme dans le cas précédent. Ils apparaissent en familles de plans parallèles conjugués (ayant σ_2 pour intersection dans le cas d'un ellipsoïde de contrainte quelconque). Ces fractures ne s'ouvrent pas, il s'agit de **failles** et non plus de fentes ou de fissures. L'angle entre ces plans et la direction de la contrainte maximale est caractéristique du matériau et, dans les cas naturels, a une valeur moyenne de 30 à 40°.

Le long du plan de faille, la contrainte se décompose en deux vecteurs orthogonaux : la contrainte normale τ et la contrainte tangentielle σ . La première tend à « fermer » la faille, la seconde à faire glisser les deux blocs. Le mouvement a lieu lorsque le rapport de ces deux composantes atteint une certaine valeur seuil dépendant des caractéristiques du matériau. On peut représenter graphiquement cette fonction linéaire et résoudre de façon simple les relations angulaires entre failles et contraintes pour un corps donné (angle θ de la figure 13.2 D), en utilisant des demi-cercles dont les rayons ont la valeur des contraintes de l'essai triaxial. On désigne classiquement cette représentation sous le terme de « cercle de Mohr ».

Une loi linéaire simple lie ces deux composantes : c'est la loi de Mohr-Coulomb :

$$\tau = \sigma \tan(\phi) + c$$

où σ est la contrainte de cisaillement (ou tangentielle), τ est la contrainte normale, c est l'ordonnée de l'enveloppe de rupture le long de l'axe des σ et $\tan(\phi)$ est la pente de l'enveloppe de rupture (*fig. 13.2*).

Ces observations expérimentales permettent de comprendre deux phénomènes importants en tectonique.

- La résistance à la rupture est de plus en plus grande quand la pression de confinement augmente, c'est-à-dire lorsqu'on s'enfonce dans la croûte terrestre. En d'autres termes, à profondeur croissante (σ_3 croissant), il sera nécessaire d'augmenter σ_1 pour atteindre la rupture sur des plans existants. Cette augmentation conjointe de σ_1 et σ_3 obéit à une loi simple : la loi de Byerlee sur laquelle nous reviendrons.
- Les failles verticales et les fissures ouvertes ne peuvent se produire qu'en surface ou à proximité de la surface ; les failles qui se forment en profondeur sont toujours obliques par rapport à la direction

de la contrainte principale, comme le montre l'exemple des réseaux de failles obliques sous les rifts ou des failles inverses dans les chaînes de montagne.

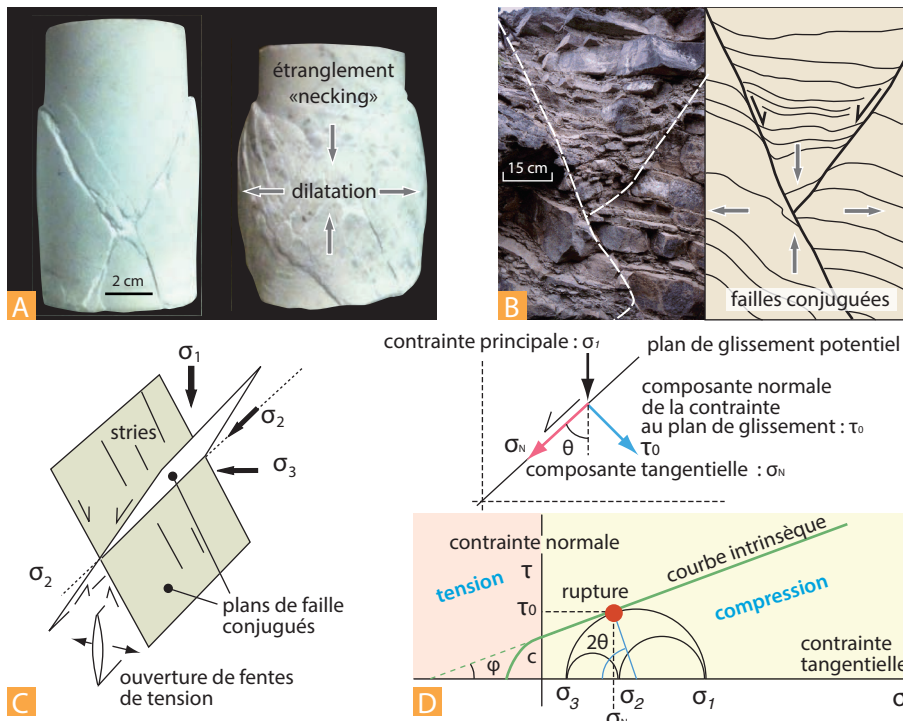


Figure 13.2 La rupture des roches. Approche géométrique : le cercle de Mohr.

- A. Résultat d'essai de rupture d'éprouvette de roche en régime triaxial.
- B. Exemple naturel de dièdre de failles conjuguées (normales). Flysch calcaire d'âge éocène de Nouvelle-Calédonie (flysch de Nouméa). Photos : Y. Lagabrielle.
- C. L'intersection des plans de rupture contient la contrainte intermédiaire et les stries marquent le mouvement des blocs. Les fentes de tension (voir fig. 14.3) s'ouvrent perpendiculairement à la contrainte principale.
- D. Le cercle de Mohr permet de représenter graphiquement l'état de contrainte et de déterminer l'orientation des plans de rupture. La rupture n'est possible que lorsque le cercle σ_1 et σ_3 recoupe la courbe intrinsèque, caractéristique pour chaque matériau et représentant la droite des valeurs seuils de la rupture. En abscisse et en ordonnée, on porte les contraintes tangentielle et normale : les deux composantes de la contrainte appliquées sur une surface donnée. À droite du diagramme, se trouve le domaine des compressions et à gauche le domaine des σ_3 négatifs c'est-à-dire le domaine des tensions, conditions de la surface, où les fissures peuvent s'ouvrir.

Si l'on augmente encore la pression de confinement, on constate que la rupture n'est plus possible et l'on rentre dans le domaine de la *déformation plastique*. On passe le *seuil de plasticité* (fig. 13.3). Pour obtenir une déformation significative, il n'est alors plus nécessaire d'augmenter les forces appliquées de façon importante. Pour un corps au comportement plastique parfait, une contrainte constante permet une déformation infinie. Les courbes de la figure 13.3 décrivent schématiquement les divers comportements possibles.

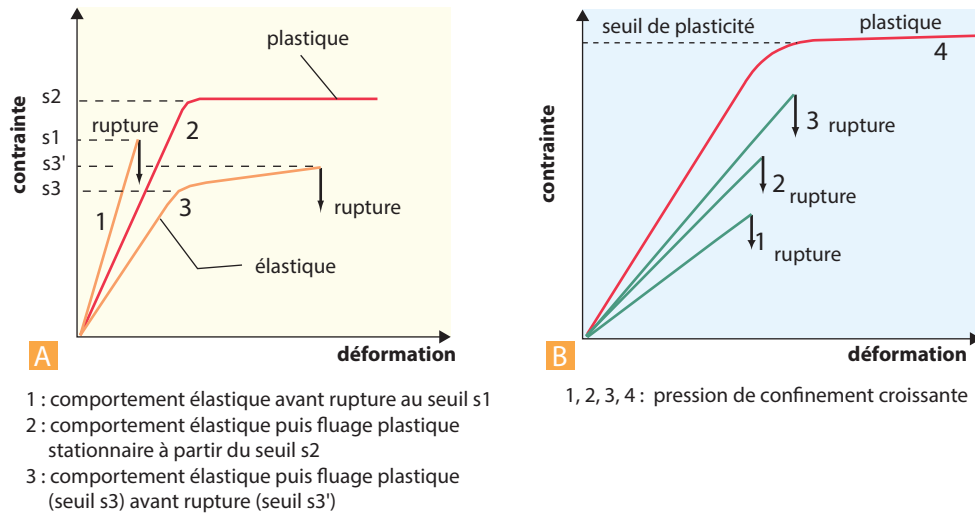


Figure 13.3 Relations contrainte-déformation.

- A.** Représentation simple de quelques comportements de roches durant des expériences de déformation.
- B.** Évolution du comportement d'un même corps au cours d'une élévation progressive de la pression de confinement (stades 1 à 4) et passage du comportement cassant au comportement ductile (ou plastique).

13.3 RELATIONS CONTRAINTE-DÉFORMATION

13.3.1 Types de déformation

La déformation d'un objet se mesure en comparant les longueurs de ses axes représentatifs avant (l_0) et après la déformation (l). On définit ainsi une élongation si la différence ($l - l_0$) est positive et un raccourcissement si elle est négative. On représente les paramètres de la déformation finie (ou totale) par un ellipsoïde, dit ellipsoïde des déformations (ou déformée), dont les axes X, Y, Z, correspondent respectivement au raccourcissement (ou à l'élongation) maximum, intermédiaire et minimum (fig. 13.4).

La figure 13.4 nous montre que la déformation finie est la somme d'un changement de forme de l'objet (ici un fossile) couplée à une rotation et un déplacement. En général, dans l'analyse théorique de la déformation des roches, on considère qu'il n'y a pas de changement de volume. De même, lorsqu'on considère le problème à deux dimensions, on dit que la déformation est plane s'il n'y a pas de changement de surface.

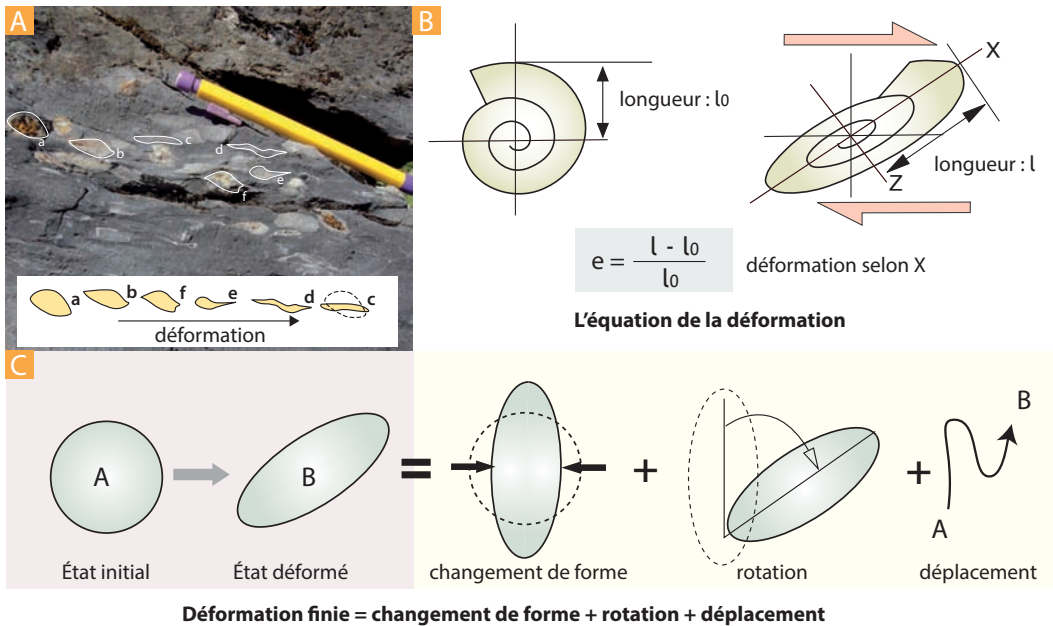


Figure 13.4 Les paramètres de la déformation.

A. Déformation de fossiles dans les marbres de la zone nord-pyrénéenne. Il s'agit de petits bivalves du Jurassique dont la forme initiale est proche du spécimen a. On peut apprécier les taux de déformation en analysant les contours des fossiles déformés et leur écart par rapport à la forme de a. Attention toutefois : les changements de volume sont difficilement appréciables.

B. Définition de la déformation en deux directions.

C. Schéma montrant que la déformation finie (totale) est toujours la combinaison d'une déformation élémentaire, d'une rotation et d'un déplacement.

La déformation peut être homogène ou hétérogène selon qu'elle affecte ou non un corps de la même façon en tout point. Dans une déformation homogène, les droites restent des droites. On dit que la déformation est continue lorsqu'il n'y a pas de rupture, et discontinue lorsque des volumes sont sectionnés par des fractures (failles ou fissures).

Voir chap. 14

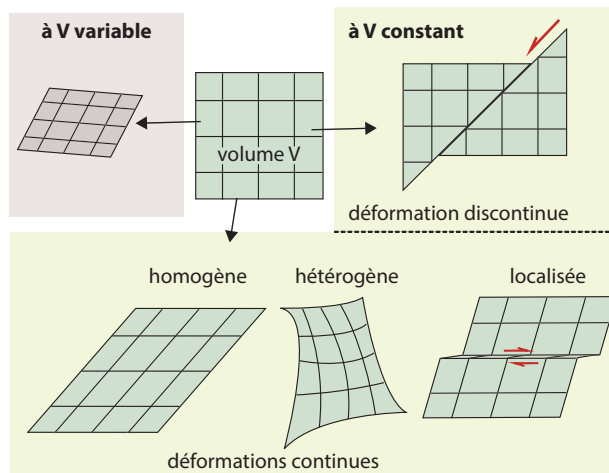


Figure 13.5 Déformations continue et discontinue.

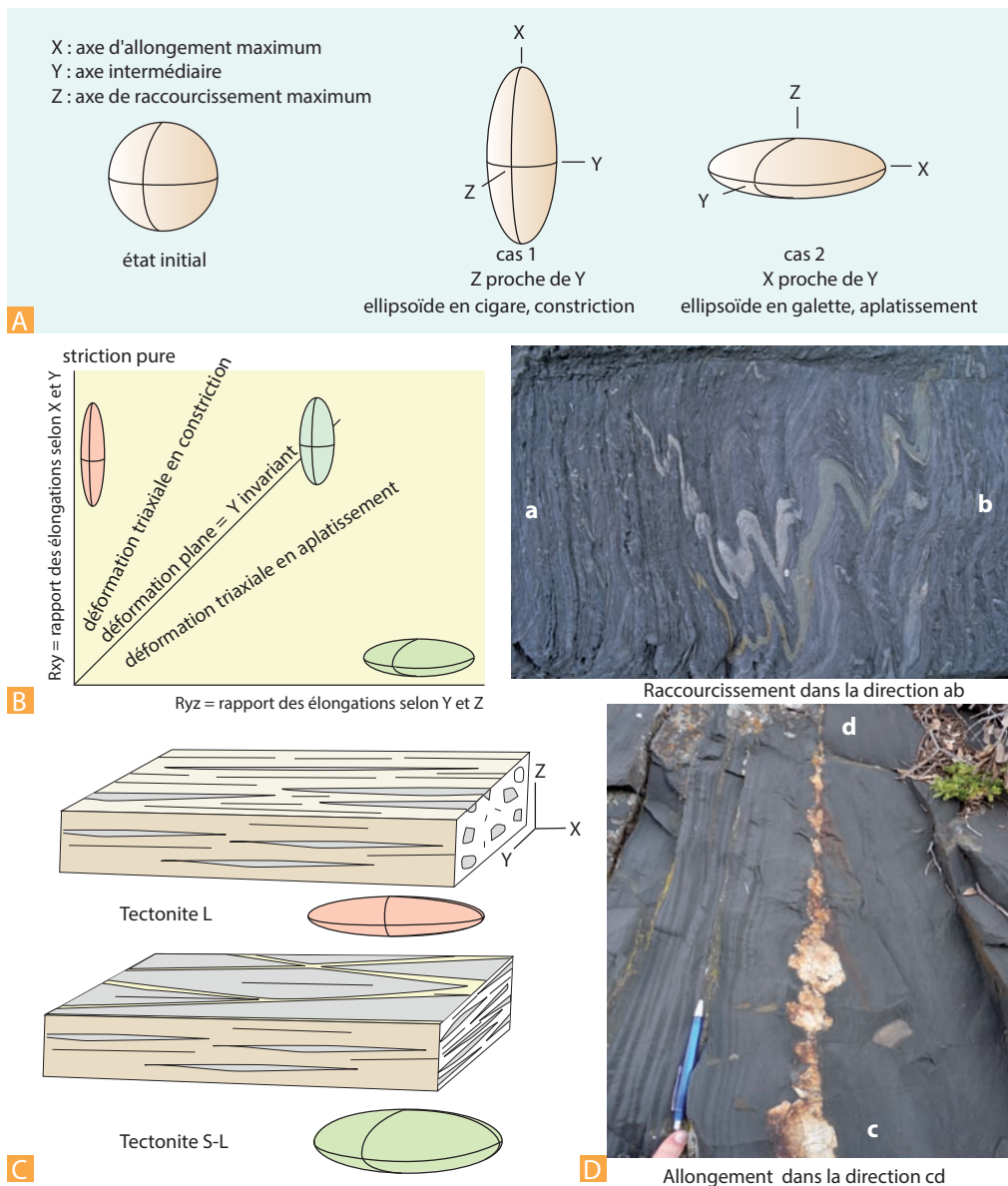


Figure 13.6 Les types de déformations.

A. Les deux types extrêmes d'ellipsoïde de déformation.

B. Le diagramme de Flinn. Il permet de classer les types de déformées. La déformation est dite « plane » si Y est invariant. **C.** Tectonites L et S-L, correspondance avec la forme des ellipsoïdes de la déformation. **D.** Deux exemples de déformation facilement identifiables selon une direction donnée : le raccourcissement (métaconglomérats dans la chaîne interne de Taiwan) et l'allongement (filons de quartz dans le flysch noir albien de la forêt de Boucheville, Pyrénées orientales). Pour caractériser totalement la déformée dans ces deux cas, il faudrait examiner le type de déformation selon les deux directions perpendiculaires aux faces représentées, ce que ces clichés ne permettent pas d'apprécier. Photos : C. Clerc (haut), Y. Lagabrielle (bas).

Pour caractériser la déformation subie par un objet géologique, on peut définir l'allure de l'ellipsoïde de la déformation. Il existe deux formes extrêmes en « cigare » ou en « galette », qui indiquent respectivement la constriction ou l'aplatissement (fig. 13.6 A). En tectonique, les analogies avec la métallurgie sont très parlantes. La mécanique des roches emprunte d'ailleurs souvent ses termes à

l'industrie ou au génie civil (cisaillement, seuil de rupture, flambage, etc.). Ici, pour visualiser la signification de ces deux types extrêmes, il faut imaginer la déformation subie par un volume cubique initial de métal chaud dans le cas de la fabrication d'une tôle (« galette ») ou dans le cas de la fabrication d'un fil de fer (« cigare »). Sur un diagramme ayant ces deux types extrêmes pour axes, on peut reporter les différents types d'ellipsoïdes afin de quantifier des évolutions dans les régimes de déformation (diagramme de Flinn, *fig. 13.6 B*). Les équivalents rocheux de la tôle et du fil sont les tectonites de type L où une fabrique linéaire, la linéation (L), est dominante dans deux plans de l'espace et les tectonites de type S où une fabrique planaire, la schistosité (S), est dominante (*fig. 13.6 C*) (linéation et schistosité sont définies dans le chapitre 14). Le cas S-L s'applique à une tectonite S dans laquelle une linéation est visible, ce qui est un cas fréquent.

En conclusion, il est impératif dans l'analyse d'une roche de bien considérer les trois faces des échantillons. Seule la face perpendiculaire à X (section ZY) permettra de caractériser totalement la déformation. Comme le montre la figure 13.6, les tectonites S et L peuvent présenter des faces très semblables (faces contenant X et Z). En revanche, la section contenant Y et Z montre des objets circulaires dans le cas d'une déformation en constriction et des objets plans dans le cas d'un aplatissement biaxial. La déformation est dite plane si Y est invariant (c'est-à-dire s'il ne se produit pas de déformation le long de l'axe des Y).

13.3.2 Cisaillements pur et simple : rotation des axes de la déformée

La déformation finie est imprimée dans les objets géologiques ; elle se voit et se mesure. En revanche, les étapes ou incréments de cette déformation, c'est-à-dire la déformation progressive, sont en général effacés. Il n'est donc jamais aisé de décrire les processus de la déformation à la seule vue de l'objet déformé, et il est encore plus délicat, voire souvent impossible, de remonter à l'état de contrainte progressif ou initial. Rappelons que la contrainte représente l'état des « pressions » internes des roches. À l'image de la pression des gaz, elle ne se voit pas.

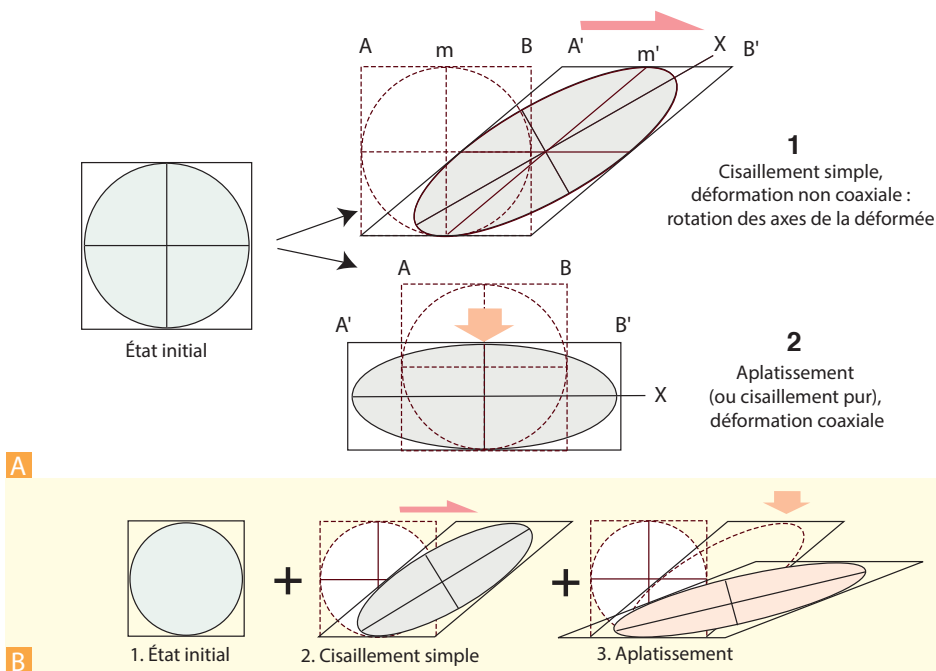


Figure 13.7 Le cisaillement.

- A. Cisaillement simple et cisaillement pur (aplatissement).
- B. Combinaison des deux mécanismes dans de nombreux cas naturels.

D'après la mécanique des solides, il existe deux mécanismes de déformation plane : le cisaillement pur (ou aplatissement) et le cisaillement simple (fig. 13.7 A). Dans le cas de l'aplatissement, les axes de l'ellipsoïde de la déformation (la déformée) restent parallèles à ceux de l'ellipsoïde des contraintes durant la déformation, on dit que la déformation est coaxiale. Dans le cas du cisaillement simple, il y a rotation des axes de la déformation. On dit qu'il s'agit d'une déformation rotationnelle (ou non coaxiale). Dans les cas naturels, la déformation est souvent une combinaison de ces deux processus, on utilise dans ce cas le terme d'aplatissement rotationnel (fig. 13.7).

Sur le terrain, quelques critères simples permettent de reconnaître si la déformation a été rotationnelle ou non rotationnelle (fig. 13.8). En général, en effet, les structures dérivant d'une déformation par aplatissement pur sont symétriques car il y a peu de rotation des objets. Les structures issues de la déformation rotationnelle sont souvent asymétriques car, au cours de la déformation, la rotation des objets les expose à des incréments d'endommagement ou de néocrystallisation de façon inégale selon les faces (notion de zone abritée). Dans ces conditions, les objets deviennent des critères cinématiques permettant d'apprécier les sens de cisaillement dans les unités déformées et donc les sens de transport des ensembles géologiques.

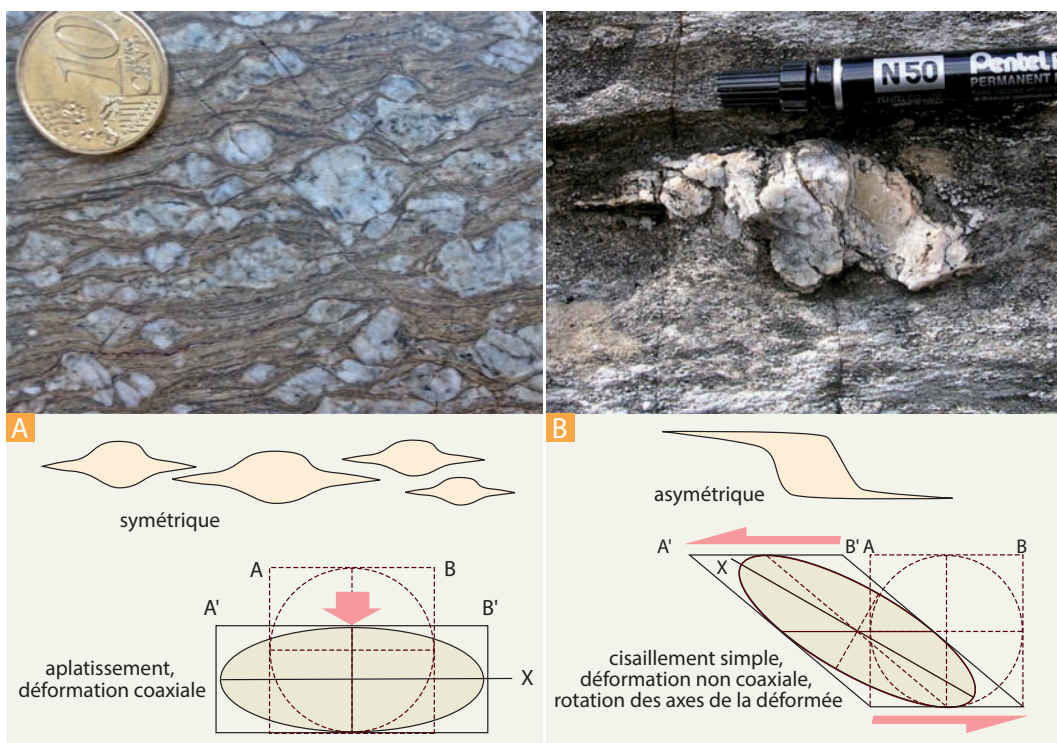


Figure 13.8 Géométries symétriques et asymétriques des objets déformés et indication sur la cinématique de la déformation.

En **A**, les objets forment des amygdales effilées symétriques. Ce sont des indices d'aplatissement dominant (gneiss du Massif central). En **B**, cette lentille de quartz des calcschistes piémontais de Corse présente deux queues asymétriques qui constituent des critères de sens de cisaillement (haut vers la gauche). Photos : Y. Lagabrielle.

13.4 DÉFORMATION DES ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

13.4.1 Déformation non permanente : élasticité

Une déformation non permanente est dite élastique ; elle est totalement réversible. Elle cesse lorsque la contrainte appliquée cesse. C'est le cas pour les roches soumises aux ondes sismiques, donc pour des déformations très rapides et des taux de déformation toujours très faibles (moins de 0,1 %), n'induisant pas de désordre cristallin. On retiendra que l'élasticité des roches permet aux ondes sismiques de se propager à travers toutes les enveloppes solides de la Terre, même celles qui fluent, comme le manteau asthénosphérique.

L'élasticité est aussi une caractéristique essentielle de la lithosphère à grande échelle. Les marées terrestres sont des mouvements élastiques répétés liés à l'attraction de la Lune et pouvant faire varier périodiquement l'altitude d'un point du globe de plusieurs centimètres (jusqu'à 30-40 cm à l'équateur). À plus grande échelle encore et pour des durées beaucoup plus longues, de l'ordre de 10 000 ans à plusieurs millions d'années, la lithosphère répond par flexure élastique à des charges non permanentes. Ce point qui est à l'origine de la subsidence tectonique a été détaillé dans le chapitre 8.

13.4.2 Comportements cassant et ductile, la limite fragile-ductile

a) La déformation cassante

La déformation cassante se produit dans les parties superficielles de la lithosphère, là où les températures et les pressions sont relativement basses. La rupture des roches se fait le long de plans de **faille** qui résultent, soit de la coalescence de plans préexistants par propagation de la fracturation, soit de l'initiation de plans de fractures néoformés. Le plus souvent, la rupture sismique intervient au sein de roches déjà fracturées. De ce fait, les modèles mécaniques de lithosphère utilisés en tectonique ou en sismologie doivent correspondre à des matériaux non homogènes préfracturés. Autrement dit, une très grande faille sismique, comme la faille nord-anatolienne, ne peut jamais naître instantanément. Il faudrait appliquer des contraintes énormes. Elle résulte toujours de la coalescence de plusieurs segments, et ce processus d'agrégation de segments nécessite des millions d'années.

Pour une région donnée, le type des déformations observées (en tension, en décrochement ou en compression) est lié à l'orientation du tenseur des contraintes dans l'espace au moment de la rupture. Ces aspects sont développés dans le chapitre 14.



Voir chap. 5



Voir fig. 14.6

b) La déformation ductile

Notre perception instinctive du comportement mécanique des roches reste sous l'influence de ce que nous observons à la surface de la Terre. Les roches nous paraissent *a priori* solides et cassantes, en dehors de certains sédiments dont le comportement est ductile à petite échelle (argiles plastiques) ou à l'échelle régionale (ensembles sédimentaires plissés). Cependant, dans des conditions de plus haute pression et de plus haute température, au-delà de leur seuil de plasticité, par exemple dans la partie basale de la croûte continentale ou dans le manteau asthénosphérique, les roches sont des solides malléables (ou ductiles), susceptibles de se déformer dans leur ensemble, sans se rompre, tout en restant cristallisées. C'est le phénomène du **fluage plastique**, qui s'apparente donc à de l'**écoulement**. Il s'agit d'un processus essentiel dans la dynamique de la Terre puisqu'il permet notamment le déplacement des plaques et la convection du manteau.



Voir chap. 8

La capacité de fluage des matériaux s'exprime par la **viscosité** (en pascal par seconde, Pa/s ou en poise). Pour un fluide, comme pour un solide cristallin, la viscosité représente la résistance à l'écoulement.

Encart 13.1 – La viscosité de différents matériaux

La viscosité d'un fluide parfait est nulle ; il s'écoule sans résistance et son taux de déformation augmente indéfiniment tant que la contrainte est appliquée. Plus la viscosité est grande, plus la déformation est lente pour une contrainte donnée. La viscosité de l'eau à 20 °C est de 0,01 poise, c'est un fluide presque parfait, il s'écoule instantanément.

Celle de la glace à 0 °C est de 10^{12} poises (le fluage des glaciers s'effectue à l'échelle de l'année ou de la journée) et celle des péridotites dans le manteau est d'environ 10^{22} poises (la vitesse du fluage est de l'ordre du cm/an). Pour la base de la croûte continentale, la viscosité vaut entre 10^{18} et 10^{20} poises.

Dans la croûte continentale, le granite est cassant en surface et peut devenir ductile à 10-20 km de profondeur (il acquiert alors la structure des orthogneiss). Les roches basiques ne seront ductiles qu'à température plus élevée, soit, dans les continents, entre 20 et 30 km, à la base de la croûte. Le comportement cassant ou ductile d'une portion de lithosphère dépend donc de sa composition lithologique, de la teneur en eau et de paramètres physiques, notamment de la température (ce point est abordé également à propos de la genèse des marges continentales au chapitre 12).

La limite fragile-ductile est la profondeur à laquelle le comportement cassant disparaît au profit du comportement plastique. Dans les zones orogéniques actives, elle est matérialisée par la limite inférieure de la sismicité. Cette limite évolue dans l'espace au fur et à mesure de la déformation. Cette propriété est à prendre en compte dans l'évolution de la déformation à l'échelle régionale, par exemple lors du rifting.

 Voir fig. 13.12 et 12.9

c) Les mécanismes de déformation dans l'épaisseur de la croûte continentale

À basse température (en dessous de 300 °C), le quartz et les roches riches en quartz (granites et gneiss) se déforment essentiellement par fracturation (**cataclase**) des grains ou des agrégats polycristallins le long de plans discrets et espacés : les failles (*fig. 13.11*). Dans les domaines très superficiels, les roches de faille des socles continentaux ont peu de cohésion, ce sont des **cataclasites non cohésives** ou **gouges**. Elles sont composées de fragments cassés provenant des roches bordant les failles et des produits argileux de leur altération. Avec la profondeur, la circulation des fluides augmentant, ces brèches de faille sont cimentées progressivement et deviennent des roches solides cohésives. Se fabriquent ainsi des brèches de faille cimentées qui peuvent être très résistantes. Ce sont les cataclasites cohésives.

Au-dessus de 300 °C, le quartz devient ductile, il se déforme sans se briser. Il est également sujet à des recristallisations. On entre alors par la transition cassant-ductile (*fig. 13.11*) dans le domaine de la déformation ductile généralisée de la croûte continentale où deux mécanismes essentiels agissent : le phénomène de **glissement sur des plans cristallins** et la **pression-dissolution**.

 Voir chap. 14

Dans la **pression-dissolution**, la matière peut se déplacer par dissolution dans les fluides sous l'effet des fortes contraintes accumulées aux joints de grains ; elle se concentre dans les zones plus abritées des pressions. Un cristal soumis à une contrainte se déforme sans jamais se rompre, ses atomes migrant un à un dans les fluides sous pression. Ce mécanisme est particulièrement efficace dans la déformation des marbres où la présence de grands cristaux de calcite orientés témoigne du processus de dissolution-recristallisation sous contrainte (*fig. 13.9 A*). Ce processus s'applique également au quartz à basse température.

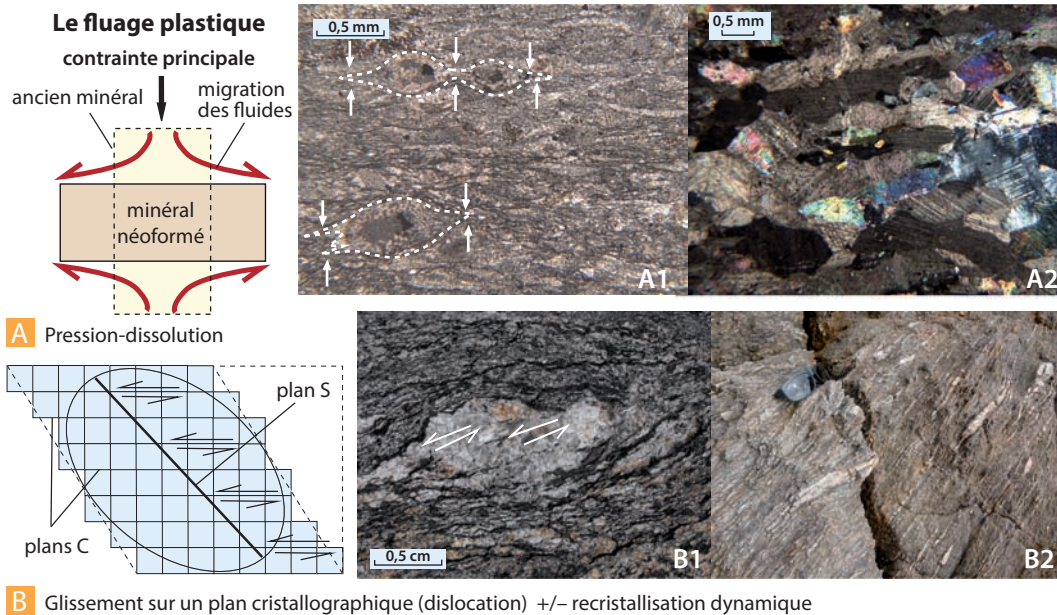


Figure 13.9 Deux mécanismes de la déformation ductile.

A. Déformation par pression-dissolution dans les marbres : schéma de principe. A1. Dissolution de restes de fossiles (fragments de coraux et radioles d'oursins) donnant une fabrique planaire à cet ancien sédiment de la région de Lherz (zone nord-pyrénéenne : ZNP). L'aplatissement résulte de la dissolution irrégulière aux extrémités des objets et de la migration des solutions en dehors de la roche. A2. Recristallisation de la calcite dans un marbre de la ZNP. Ici la recristallisation domine et la forme allongée des cristaux de calcite parfaitement engrenés témoigne de l'efficacité du processus.

B. Le glissement sur des plans cristallins : schéma de principe. B1. Glissement le long de plans dans un feldspath d'un gneiss du Massif armoricain. L'œil de feldspath est isolé au sein d'une matrice plus déformable que lui, à dominante de quartz et de micas. B2. L'importance de la recristallisation du quartz dans la déformabilité des gneiss est illustrée par cet affleurement du socle armoricain près de Lorient dans lequel de nombreuses bandes de néocrystallisation de quartz soulignent la foliation. Photos : Y. Lagabrielle.

Le glissement intracristallin s'opère le long de discontinuités du réseau où existent des défauts, les dislocations, qui migrent sous l'effet des pressions vers les joints de grain (voir le chapitre 8 pour une illustration de ce phénomène dans le cas du manteau). La migration des dislocations des réseaux permet le fluage plastique (sans casser) du quartz au-delà de 350 °C et des feldspaths au-delà de 450 °C. Les grains sont déformés intimement (quartz à extinction roulante) et les joints de grains se réorganisent, donnant sous le microscope un aspect engrené, tortueux aux limites de cristaux. Ce processus débute vers 300 °C, il permet une déformation d'ensemble, non localisée des roches (exemple de la structure des gneiss). Quand la température augmente, le quartz recristallise de façon dynamique, facilitant encore plus la déformation (diminution de la résistance). Se forment alors des bandes de cisaillement comprenant des néograins de quartz.

Lorsque la température de déformation est de l'ordre de 300-350 °C, les feldspaths sont cassés (porphyroclastes), ils tournent dans la déformation et prennent souvent une forme asymétrique, sigmoïde, traduisant une déformation rotationnelle en cisaillement simple. À ces températures, les roches de la croûte continentale présentent donc une déformation hétérogène (quartz ductile, feldspaths cassants). Au-delà de 400 °C, les feldspaths se comportent comme le quartz à plus basse température, et peuvent recristalliser. Les porphyroclastes résiduels sont alors en nombre réduit, leur taille diminue. Ces roches très foliées et déformées à relativement haute température (avec des processus de recristallisation) sont des mylonites ou des ultramylonites dans le cas d'un aspect quasi



homogène, finement lité, en raison de l'intensité de la déformation. Le grain devient extrêmement fin : c'est le propre des mylonites (le terme vient du mot *farine* en grec).

C'est donc la combinaison des glissements intracrystallins et de la cristallisation dynamique qui est le plus efficace pour déformer l'essentiel de la croûte continentale et lui permettre de fluer à grande échelle (figs. 13.11 et 13.12). À haute température (700-800 °C) et en présence de fluides riches en OH, la croûte continentale peut fondre. Dans ces conditions, le corps déformable n'est plus un solide plastique, mais un liquide visqueux et sa capacité à fluer augmente considérablement, par paliers, selon des seuils de percolation du fluide au sein du solide résiduel. Les roches témoignant de ces interactions magmas-résidus de fusion sont les migmatites dont les structures montrent toujours une très haute déformabilité (fig. 13.10). Notons toutefois que bien des granites ne sont pas déformés, ce qui indique alors une mise en place dans une croûte soumise à tenseur de contrainte isotrope.

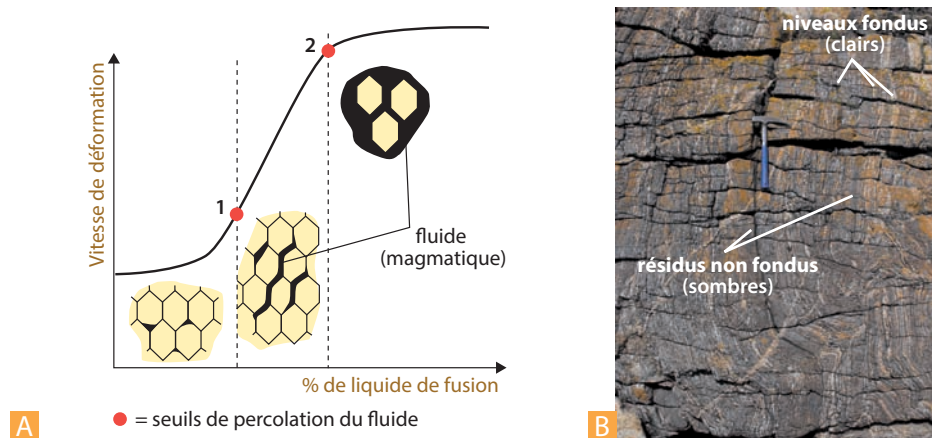


Figure 13.10 Rôle des magmas dans la déformation ductile (commentaires dans le texte).

Photos : Y. Lagabrielle.

d) Les profils de résistance de la lithosphère : enveloppes rhéologiques

La profondeur des foyers des séismes **en dehors des zones de subduction** ne dépasse généralement pas 20 à 30 km en domaine continental (ils se produisent donc dans la croûte supérieure et moyenne), et 10 km en domaine océanique, sous l'axe des dorsales lentes par exemple. On rencontre, cependant, une **deuxième couche sismique** entre 80 et 120 km de profondeur sous certaines chaînes de montagne. Ces séismes ont lieu dans le manteau. Cela permet de définir **deux zones cassantes de la lithosphère** où les déformations par faille sont significatives : une zone dans la croûte continentale, et une zone dans le manteau supérieur lithosphérique. Entre les deux, dans la croûte continentale inférieure, se trouve le domaine de la déformation sans rupture, ou déformation ductile. Le profil rhéologique de la figure 13.12 schématise cette zonation.

Pour une lithosphère continentale, à base de granites, riches en quartz et feldspaths, la résistance en compression augmente d'abord jusqu'à 350 °C environ car, nous l'avons vu, l'un des constituants dominants, le quartz, est cassant jusqu'à cette limite. On est dans le domaine de la croûte cassante, sismogène.

Au-delà de 350 °C, le seuil de plasticité est atteint très rapidement et, dans ces conditions, le quartz a un comportement ductile. La lithosphère est alors beaucoup moins résistante et cette résistance diminue rapidement en même temps que la température augmente avec la profondeur. On est dans le domaine de la croûte ductile.

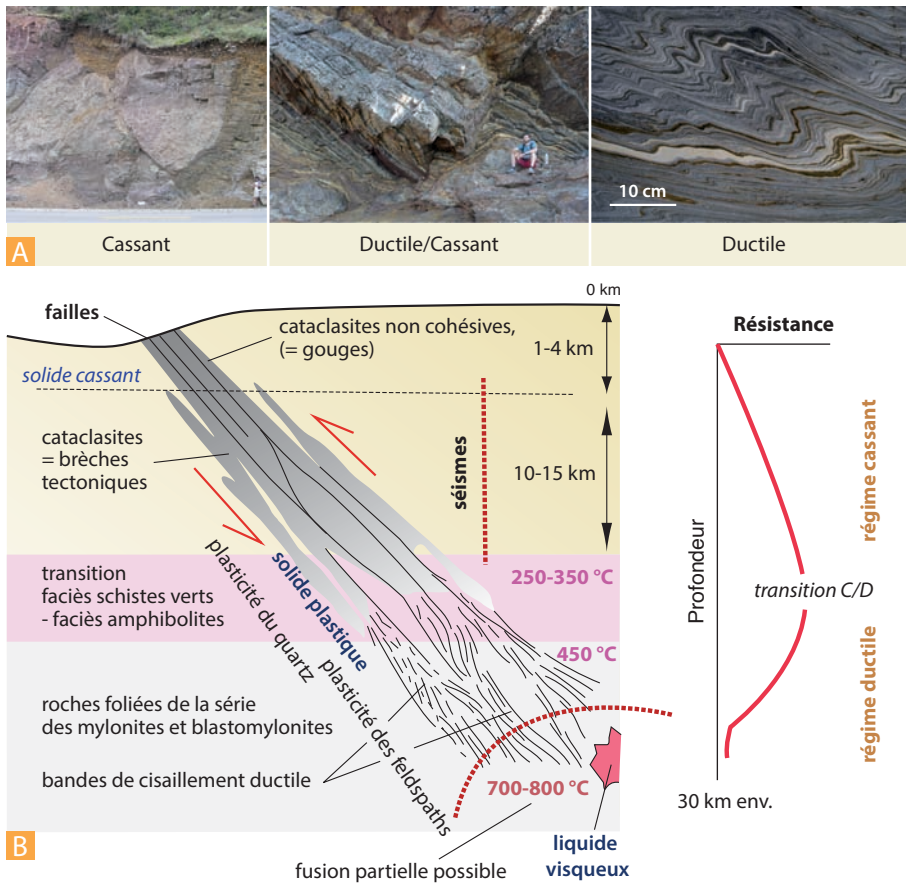


Figure 13.11 La déformation de la croûte continentale.

A. Photographies d'affleurements illustrant l'évolution des grands régimes de la déformation avec la profondeur. Cassant : failles dans les ignimbrites jurassiques du socle de la Patagonie centrale et dyke crétacé de couleur brun vert (à droite). Ductile/Cassant (D/C) : métasédiments déformés au-dessus du détachement extensif des Cyclades (Grèce), on observe la rupture d'un banc siliceux emballé dans des micaschistes plus ductiles (la transition D/C dépend bien de la minéralogie). Ductile : plis souples dans les métasédiments de la zone interne de l'île de Taiwan. Photos (de g. à d.) : Y. Lagabrielle, C. Clerc, C. Clerc.

B. Répartition théorique des types de déformation le long d'une colonne de la croûte continentale (commentaires dans le texte).

Ce profil schématique peut être un peu plus complexe selon la composition minéralogique. Si les feldspaths sont très abondants, une couche plus résistante peut apparaître sous la couche ductile supérieure. Dans certains cas, la croûte inférieure est de composition basique. Le quartz est absent et la couche correspondante est alors résistante, ce qui donne un profil crustal du type cassant-ductile-cassant (fig. 13.12). Un paramètre contrôlant également la rhéologie de la croûte inférieure est sa teneur en eau. Une croûte riche en quartz sans eau se déforme plus difficilement qu'une croûte riche en eau, notamment grâce à la néocrystallisation des minéraux phylliteux (micas, chlorites) qui agissent comme des « adoucisseurs » de la déformation. En absence d'eau, la croûte inférieure devient granulitique et sa déformabilité diminue. Elle se comporte alors comme un niveau cassant supplémentaire potentiel dont l'épaisseur est très variable selon l'histoire tectonique de la région.

Plus bas, dans le manteau, immédiatement sous le Moho, les conditions de température, aux alentours de 700 °C-800 °C ne permettent pas le comportement ductile des péridotites, le manteau lithosphérique devient alors beaucoup plus résistant que la croûte continentale : il est cassant (fig. 13.12).



Voir la synthèse
chap. 8

Aux alentours de 1 200 °C, les péridotites deviennent très ductiles et peuvent fluer sous des contraintes très faibles. **Cette zone, à faibles vitesses sismiques (sommet de la LVZ), assure le découplage lithosphère-asthénosphère et l'indépendance mécanique des plaques à la surface du manteau asthénosphérique.**

En conséquence, lors des collisions continentales, une écaille de manteau résistant peut rester adhérente à la croûte continentale et venir s'ajouter aux écailles du prisme orogénique. Ce fut le cas lors de l'édification des Alpes, de l'incorporation du corps ultrabasique d'Ivrée sous les zones internes comme le montrent les données de la gravimétrie.

e) Évolution des profils de résistance avec la déformation

Au cours de la déformation à grande échelle, en limite de plaques divergentes ou convergentes par exemple, le profil de la lithosphère soumise à la déformation évolue de façon significative, modifiant ainsi les couplages entre les différentes couches.

Encart 13.2 – Loi de Byerlee et loi de fluage

Comme nous l'avons vu plus haut, pour une roche à l'intérieur de la Terre, on décompose le tenseur des contraintes en deux parties : **la partie isotrope ou lithostatique** (les contraintes ont la même valeur dans toutes les directions, elles augmentent avec l'enfouissement) et **la partie anisotrope, ou déviateur**, qui exprime l'anisotropie du tenseur. Les études en laboratoire et les calculs fournissent deux résultats importants :

– **la rupture et le glissement** sur un plan de faille déterminé ne sont possibles que si les pressions sont anisotropes, c'est-à-dire que si le déviateur des contraintes n'est pas nul. En dehors des zones orogéniques en collision, des grands décrochements ou des rifts, la contrainte déviatorique reste sous le seuil de rupture et la déformation n'est pas possible ; **on explique ainsi les grandes zones aiséismiques au centre des plaques ;**

– **si l'on fait croître la profondeur** (c'est-à-dire la pression de confinement), le glissement sur des failles déjà créées ne pourra intervenir que si l'on augmente conjointement la contrainte déviatorique.

Les expériences réalisées sur des roches de nature variée (calcaires, marbres, granites, basaltes, etc.) ont montré que la relation qui lie la résistance au glissement (friction) et la contrainte déviatorique est linéaire, et ne dépend pas du matériau. C'est la **loi de Byerlee** (fig. 13.12) Cette loi est importante puisqu'elle

dicte le comportement rhéologique de la lithosphère supérieure. **Elle explique que la résistance des domaines fracturés augmente avec la profondeur.**

Dans le domaine plastique, c'est la **loi de fluage** qui domine (dite loi puissance : l'évolution n'est plus linéaire, la température y entre en jeu avec un facteur en puissance). Le cisaillement est possible sous des contraintes faibles. Les roches ductiles ont de plus un comportement particulier, dit non newtonien : à vitesse de déformation croissante, la résistance diminue. Il en résulte que lorsqu'une zone de cisaillement ductile est initiée, elle aura tendance à concentrer les déplacements. On dit que ce comportement permet de **localiser** la déformation. Cela explique que seuls de grands contacts majeurs concentrent les déplacements et que la **déformation ductile n'affecte pas les roches de façon réellement homogène.**

Les **modèles réduits analogiques** utilisés dans les laboratoires pour étudier la déformation de la lithosphère continentale sont souvent des multicouches de sable et de silicone. Ils expriment la complexité rhéologique de la lithosphère continentale du type **fragile-ductile-fragile-ductile**. En revanche, pour la lithosphère océanique dont tous les matériaux sont basiques et ultrabasiques, le modèle de lithosphère est alors un bicouche **fragile-ductile**, la limite entre les deux comportements étant placée vers 700 °C.

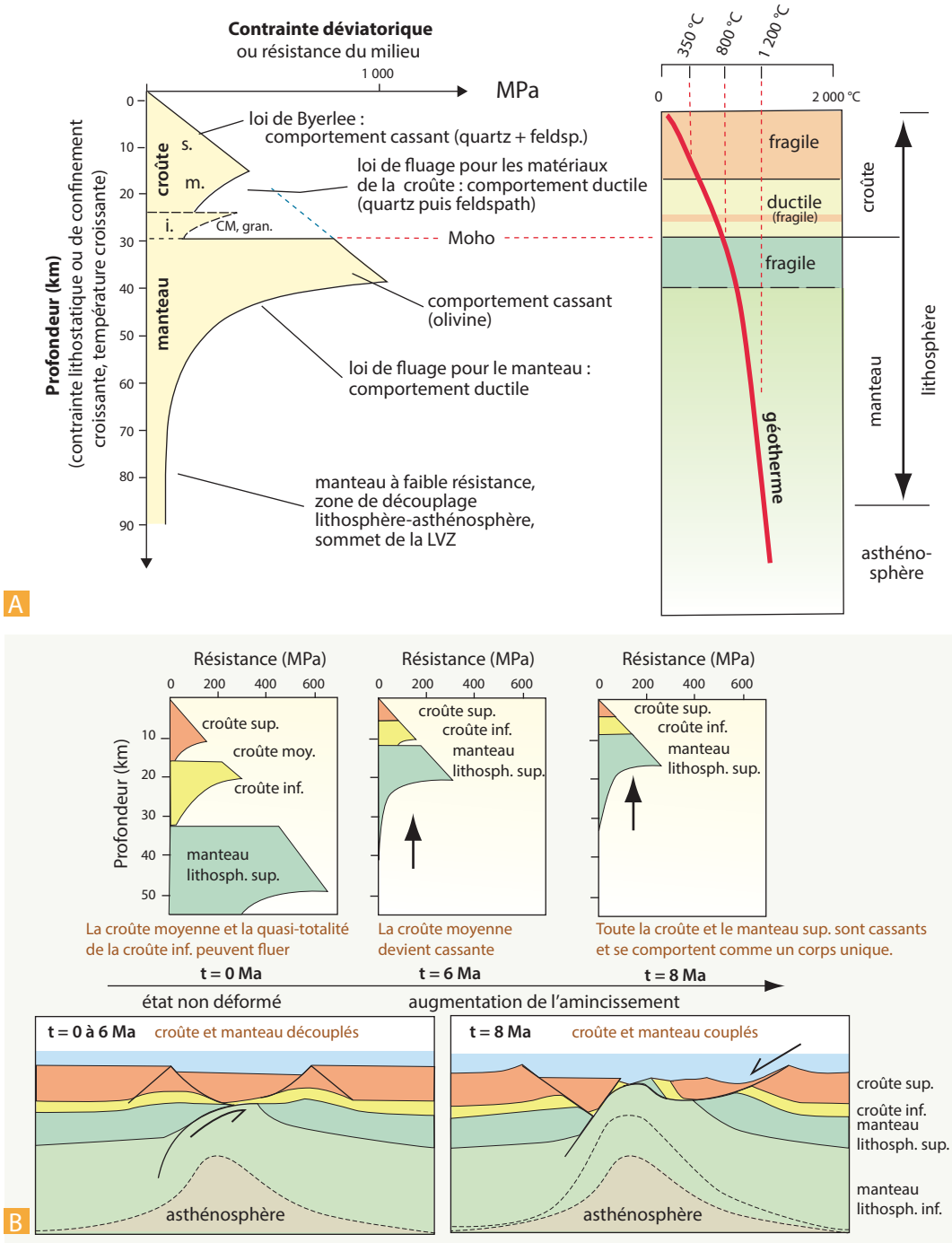


Figure 13.12 Les profils rhéologiques de la lithosphère continentale.

A. Profil théorique de résistance de la lithosphère continentale. La résistance des roches s'organise de façon progressive le long d'une coupe de la lithosphère selon un profil où se succèdent des portions linéaires avec augmentation de la résistance (loi de Byerlee) et des portions courbes avec diminution de la résistance selon une loi puissance (loi de fluage). (i., m., s. pour inférieure, moyenne, supérieure). On a représenté en pointillé un cas où la croûte inférieure est cassante si l'il s'agit de roches mafiques (CM croûte mafique) ou de granulites (gran.)

B. Évolution des profils rhéologiques en fonction de la déformation. Cas d'une extension lithosphérique conduisant à l'exhumation du manteau entre deux futures marges passives (commentaires dans le texte).

Ainsi, la forte résistance du manteau sous le Moho n'est valable que pour des conditions anhydres. Si l'eau est abondante et si elle peut atteindre le manteau, par exemple lors du fonctionnement de grandes failles découpant toute la croûte durant les épisodes de rifting aboutissant à la création des marges passives, les péridotites se transforment en serpentinites et la résistance au-dessous du Moho chute de façon spectaculaire durant la déformation.

Sur la figure 13.12, on illustre cette modification des profils rhéologiques durant la déformation avec le cas de l'évolution de deux marges passives conjuguées. L'amincissement général du système se fait par étirement ductile de la croûte inférieure et par le fonctionnement de grandes failles dans la croûte supérieure (la limite entre ces deux ensembles correspondrait à l'horizon S vu en sismique sur la marge armoricaine. En 8 Ma, on voit disparaître deux niveaux peu résistants qui permettaient le découplage entre le manteau et le reste de la croûte, elle-même clivée en deux sous-ensembles. Au final, les niveaux de découplage ayant disparu, l'ensemble du système se comporte comme un seul bloc cassant et de grandes failles prennent naissance. Elles recoupent le manteau et la croûte et permettent la mise à nu du manteau entre les deux marges dans une géométrie asymétrique. Ce cas s'applique aux Pyrénées.


Voir fig. 12.3


Voir chap. 12
et fig. 15.23

13.5 CONCLUSION

Il existe trois grands processus de déformation des roches à l'état solide et cristallisé. Ces types sont caractéristiques de conditions P et T particulières et sont représentatifs des enveloppes concernées.

- Dans la lithosphère ductile, les glissements sur des plans cristallographiques, et notamment les migrations de dislocations, sont le mécanisme fondamental permettant l'écoulement à l'état solide de la croûte et du manteau.
- Dans la lithosphère ductile, les processus de pression-dissolution et de recristallisation, sous l'influence essentielle des fluides, sont également responsables de la déformation ductile des roches.
- Enfin, dans le domaine cassant, les roches sont rompues le long de plans de failles, la rupture pouvant se faire soit entre les minéraux et les grains, soit au sein même des minéraux.

Le domaine ductile superficiel concerne principalement les plissements tectoniques des couches sédimentaires dans les chaînes de montagne ou bien encore la déformation, non directement liée à la tectonique, de roches et de sols gorgés d'eau sous l'effet des contraintes gravitaires.

La résistance des roches s'organise de façon progressive le long d'une coupe de la lithosphère selon un profil où se succèdent des portions linéaires avec augmentation de la résistance (loi de Byerlee) et des portions courbes avec diminution de la résistance selon une loi puissance (loi de fluage).

À retenir

- La plupart des roches à la surface de la Terre sont des solides, elles ne se déforment donc de façon appréciable que si les contraintes dépassent une certaine valeur seuil. On peut représenter l'état de contrainte à l'aide de trois vecteurs orthogonaux, nommés contraintes principales (σ_1 , σ_2 , σ_3). Ces vecteurs constituent le tenseur des contraintes, on le représente graphiquement par un ellipsoïde.
- Si l'on applique une force suffisante, un échantillon de roche peut se déformer de façon permanente ou non, sans rompre (déformation plastique ou ductile) ou avec rupture (déformation cassante). Dans un essai uniaxial (absence de pression de confinement, σ_2 et σ_3 faibles), la rupture se fait par des fractures ouvertes (fissures). Dans un essai triaxial, la pression de confinement fait que la rupture s'exprime par des failles. Le cercle de Mohr permet de représenter simplement l'état de contrainte et de déterminer graphiquement l'orientation des plans de rupture.

- ▶ Si la pression de confinement augmente, la rupture devient impossible. On a passé le seuil de plasticité pour entrer dans le domaine de la déformation plastique avec fluage. La limite fragile-ductile est la profondeur à laquelle le comportement cassant disparaît au profit du comportement plastique.
- ▶ La lithosphère continentale présente ainsi un profil rhéologique caractéristique : la croûte supérieure a un comportement fragile (cassant, elle suit la loi de Byerlee) tandis que la croûte moyenne et inférieure a un comportement ductile (elle suit une loi de fluage). Le manteau lithosphérique présente de nouveau un comportement fragile dans sa partie supérieure puis, dans sa partie inférieure, un comportement ductile qui aboutit au découplage lithosphère-asthénosphère (sommet de la LVZ).