

La déformation des roches

1- Lorsqu'elle est soumise à des contraintes, la croûte terrestre se déforme.

2- On peut définir simplement la contrainte comme étant une force appliquée à une certaine unité de volume.

3- Tout solide possède une force qui lui est propre pour résister à la contrainte.

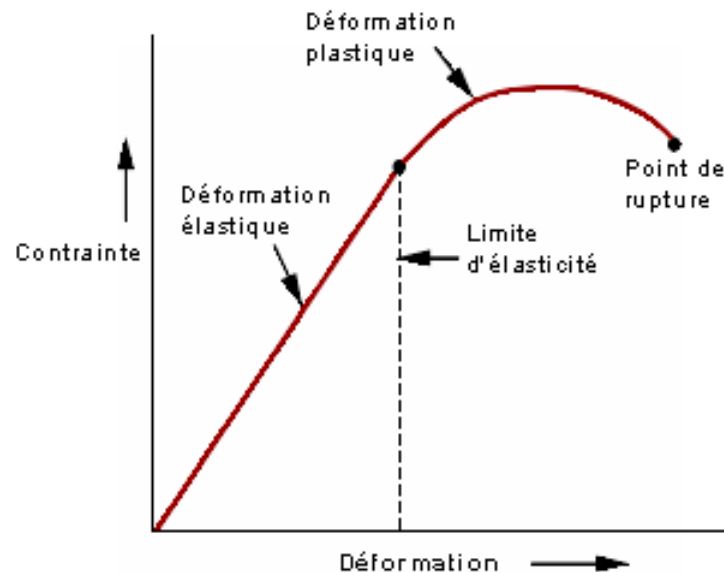
Lorsque la contrainte dépasse la résistance du matériel, l'objet est déformé et il s'ensuit un changement dans la forme et/ou le volume

La première réponse d'un matériau à la contrainte est la **déformation élastique**. Quand la contrainte est relâchée, le matériau reprend sa forme et son volume initial.

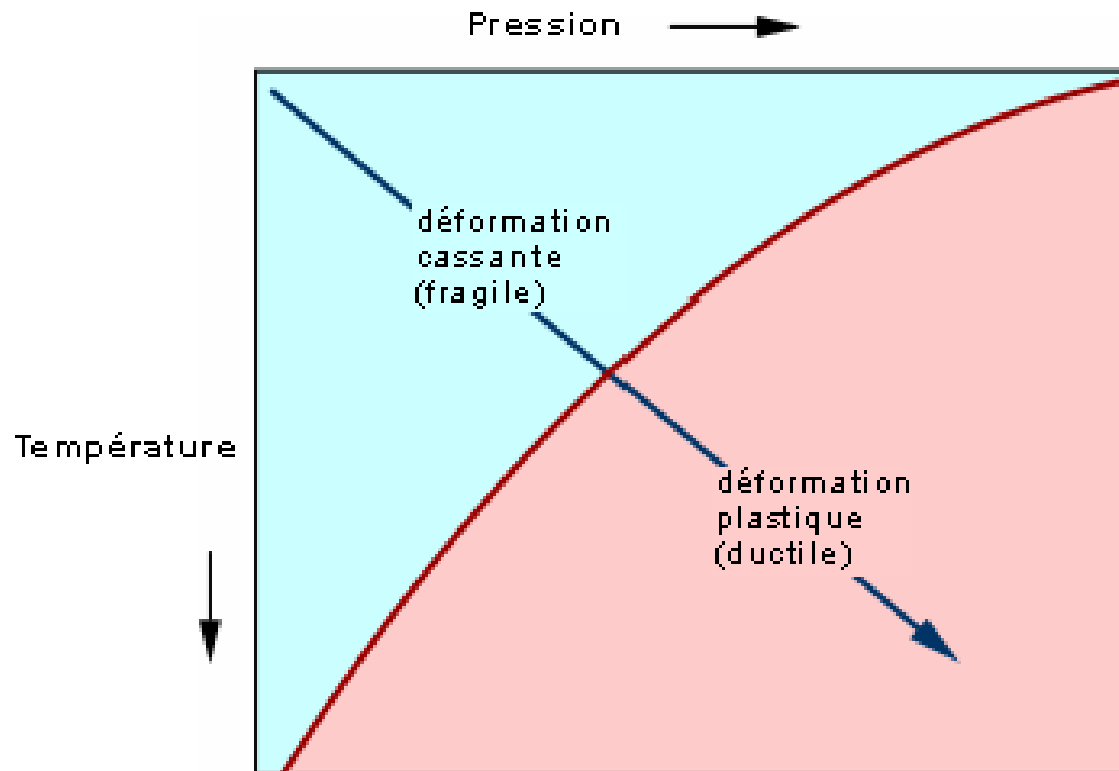
Sur le schéma, la relation contrainte-déformation est linéaire dans le cas de la déformation élastique.

À un point donné durant la déformation élastique, la relation contrainte-déformation devient non linéaire: le matériau a atteint sa limite d'élasticité.

Si la contrainte dépasse cette limite, le matériau est déformé de **façon permanente; il en résulte une déformation plastique ou une déformation cassante**.

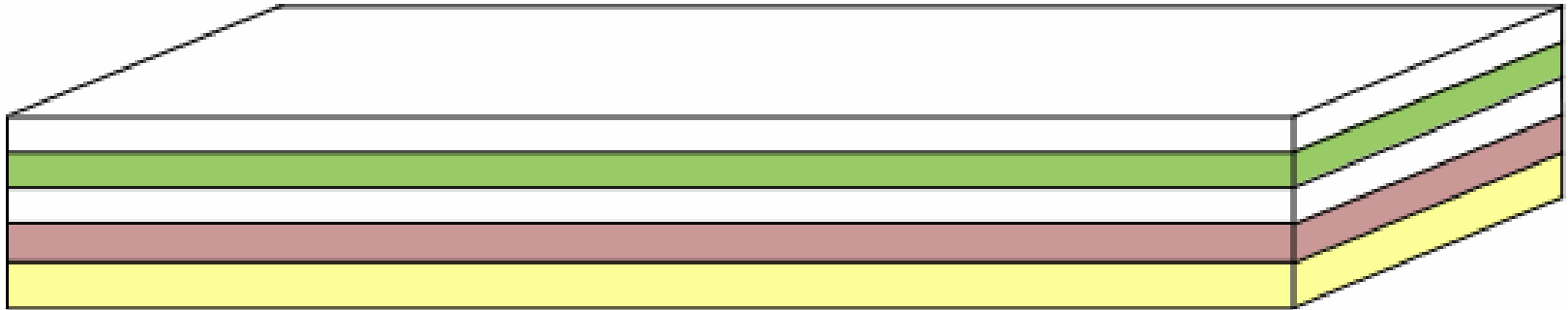


Trois paramètres importants doivent être considérés lorsqu'on applique les concepts de contrainte-déformation aux matériaux de la croûte terrestre: **la température, la pression et le temps.** **Température et pression** augmentent avec la profondeur dans la croûte terrestre et modifient le comportement des matériaux.



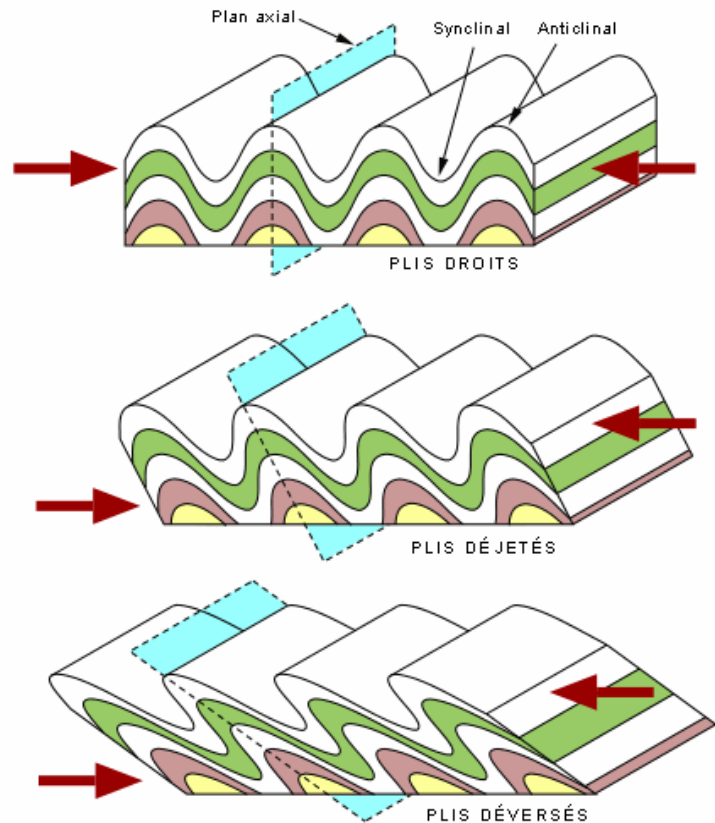
Les schémas qui suivent illustrent la déformation des couches de roches sous des régimes de contraintes en compression et en tension. Prenons comme volume de départ, un empilement de couches de roches non déformées à l'horizontal.

Couches horizontales non déformées



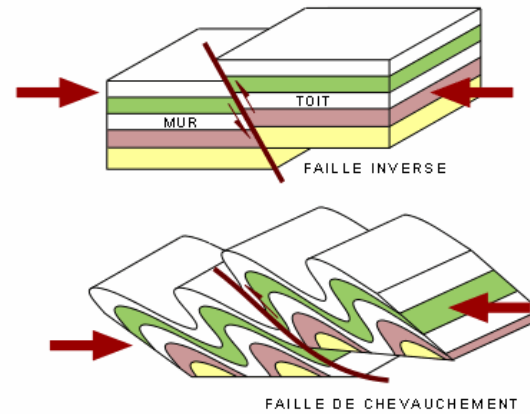
Les plis constituent la manifestation d'un comportement plastique (ductile) des roches sous l'effet de contraintes de compression

Déformation plastique - Régime compressif

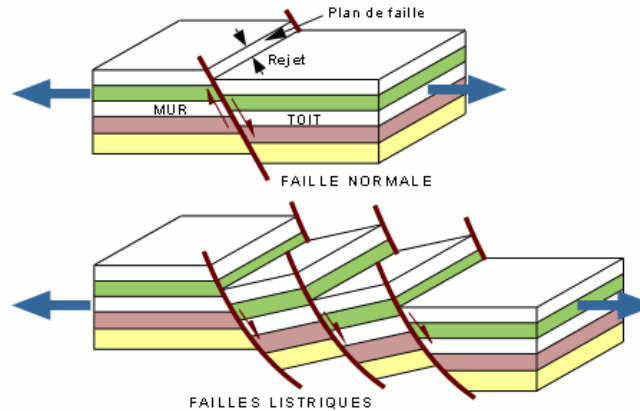


La
déformation
cassante
se traduit par
des plans de
cassures, les
failles.

Déformation cassante - Régime compressif



Déformation cassante - Régime extensif



Déformation cassante - Régime coulissant

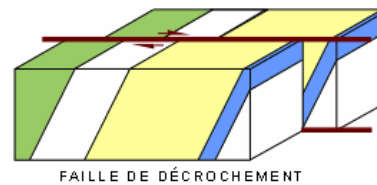




Photo: P.-A. Bourque

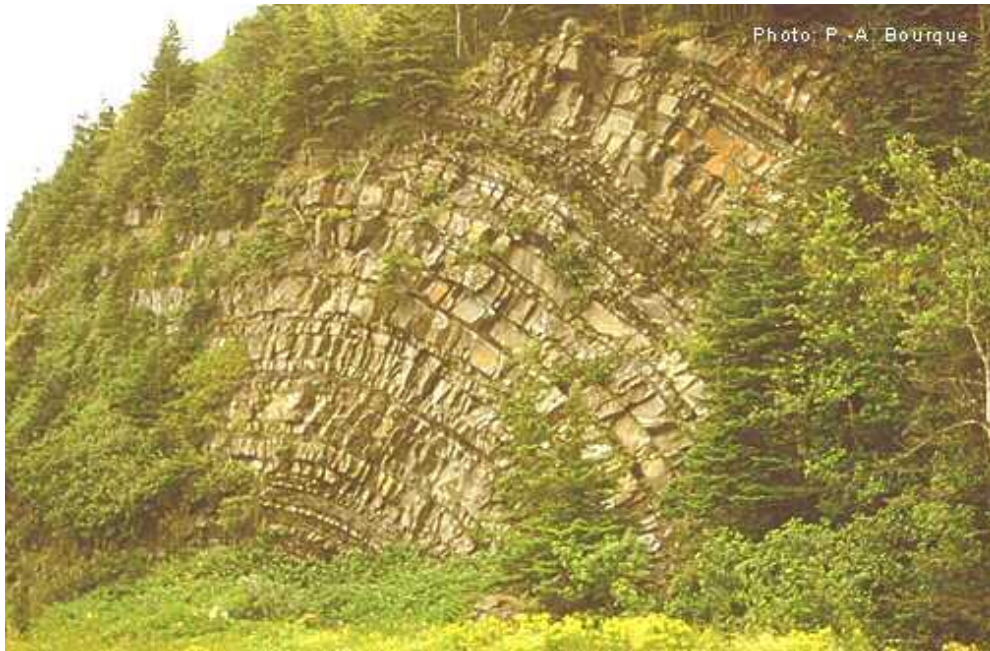


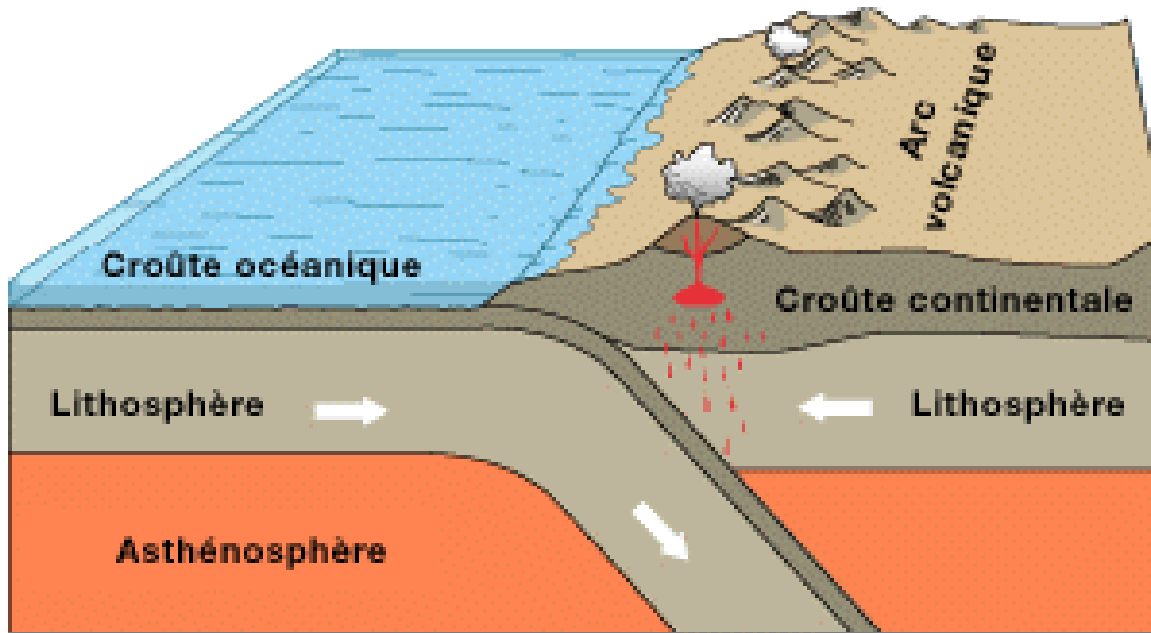
Photo: P.-A. Bourque

La formation des chaînes de montagnes

- Les massifs montagneux se forment par la dynamique des plaques terrestres.
- Pour comprendre comment naît une chaîne de montagnes, il faut d'abord connaître la structure interne de la Terre.
- Au fur et à mesure que l'on descend sous terre, on trouve plusieurs couches de matière : dans l'ordre, la croûte terrestre (6 à 30 km d'épaisseur), la lithosphère (30 à 100 km), l'asthénosphère (100 à 700 km), le manteau (700 à 2900 km)...
- La croûte et la lithosphère sont rigides, tandis que l'asthénosphère est plastique.
- C'est pourquoi la croûte "glisse" sur elle, animant ainsi les mouvements des plaques continentales et océaniques.

Plusieurs types de phénomènes issus de ces mouvements peuvent conduire à la formation des montagnes.

La subduction

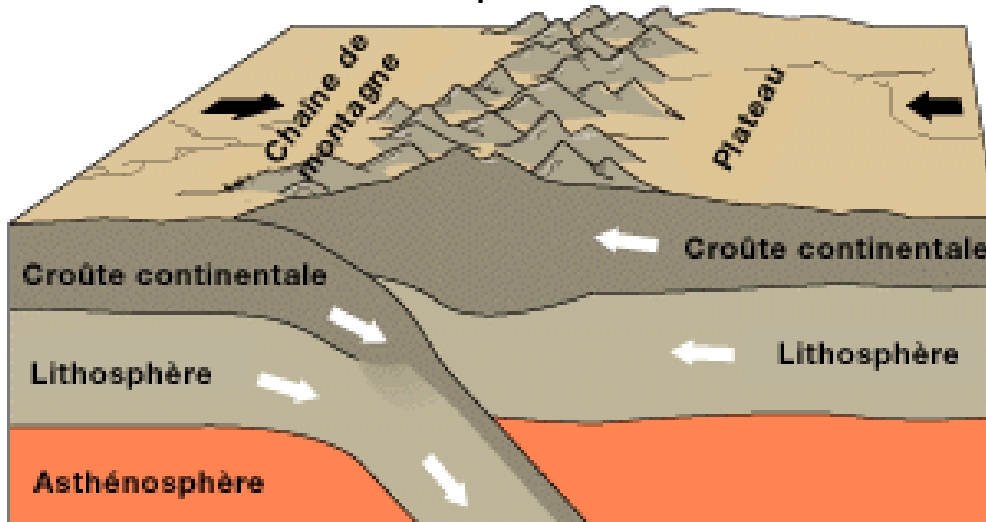


Subduction océanique - continentale

Lorsqu'une plaque océanique, plus dense, plonge sous la croûte continentale, on parle de "subduction océanique- continentale". Il se crée alors une faille océanique, et le rebord de la plaque se plisse et se soulève. La cordillère des Andes, d'environ 17 000 km de long, est issue de ce type de subduction.

Autre cas de figure :

Deux plaques continentales d'égale densité se rencontrent. Comme aucune des deux n'est plus légère, la collision est frontale : les deux plaques s'écrasent l'une contre l'autre. Avec l'énorme pression résultant de cette collision, la croûte terrestre s'élève et s'épaissit, pour donner lieu à de hauts massifs montagneux.



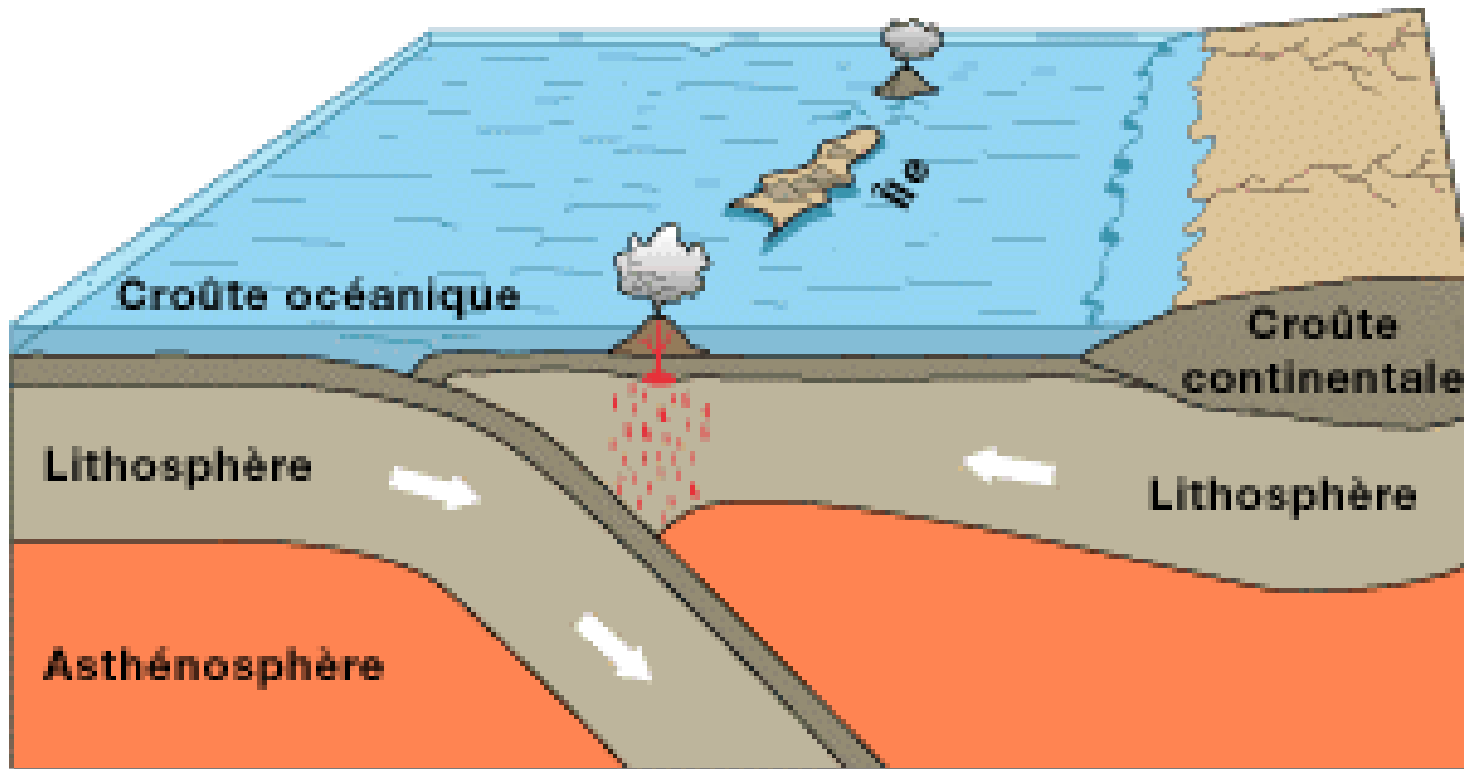
Subduction continentale - continentale

Les Alpes sont nées de la collision entre la plaque européenne et la plaque eurasiatique, durant la phase "alpine", il y a 10 millions d'années. Elles continuent encore de s'élever chaque année de un à deux millimètres par an.

L'Himalaya est aussi née de la rencontre entre les plaques indiennes et eurasiennes. La chaîne s'élève chaque année de 2 à 5 cm. Témoins de l'océan qui séparait avant les deux plaques, on y trouve encore des fossiles marins.

Dernière possibilité : la rencontre de deux plaques océaniques.

L'une des deux plaques est alors comprimée dans le manteau terrestre. Il en résulte le plus souvent une activité volcanique, dont la fameuse ceinture de feu du Pacifique est un exemple. Parfois, des morceaux de croûte terrestre dérivent et viennent se souder au rebord des continents (île de Vancouver).



Subduction océanique - océanique

Les rifts océaniques

- Lorsque les plaques s'écartent ou se cassent, il naît un fossé d'effondrement appelé rift. La poursuite de ce processus conduit à l'envahissement du rift par la mer.
- C'est ce qui s'est passé pour la Mer rouge, qui continue chaque année de s'élargir.
- Au fond des rifts océaniques, les magmas issus du manteau terrestre refroidissent au contact de l'eau et forment des laves.
- L'Islande est un parfait exemple de ce phénomène.

Les îles comme Hawaï (4205 m avec la Mauna Kea), le massif du Hoggar dans le Sahara, ou le pic de Teide aux Canaries sont issues de "points chauds".

Ce sont des colonnes brûlantes venant du manteau terrestre

- La dynamique tectonique n'est que le départ de la formation montagneuse : l'érosion vient continuer le travail de modélisation des reliefs, creusant, aplanissant, découpant la roche.