

Thème Le domaine continental et sa dynamique TS Enseignement spécifique

Rappel 1°S

La structure interne de la Terre: elle est composée d'une succession d'enveloppes internes d'épaisseur variable. Ces enveloppes sont: la croûte terrestre, de faible épaisseur (**7 à 70 km**); le manteau supérieur qui descend jusqu'à 700 km de profondeur; le manteau inférieur qui descend jusqu'à 2900 km de profondeur; le noyau externe entre - 2900 et - 5100 km; le noyau interne qui compose le centre de la Terre (rayon de la Terre: 6371 km).

De toutes ces enveloppes, seul le noyau externe est liquide, toutes les autres enveloppes internes sont solides.

La limite entre la croûte terrestre et le manteau supérieur est caractérisée par un changement de composition en roches et de densité. Cette limite, mise en évidence par la propagation des ondes sismiques, est appelée discontinuité de Mohorovicic ou **Moho**.

On distingue deux types de croûte: la **croûte océanique** composée de **basalte et de gabbro**; la **croûte continentale** composée essentiellement de roche comme le **granite**. La croûte océanique a une épaisseur moyenne de 7 km; la croûte continentale de 30 km.

Le manteau supérieur est composé de **péridotites**.

Cependant, une partie du manteau supérieur présente des particularités à partir d'environ **100 km** de profondeur: pression et température sont telles que les péridotites présentent un comportement mécanique particulier tout en restant solide. Sous l'effet de forte contrainte, la roche se déforme à l'état solide: elle est **ductile**. Cette différence permet de distinguer deux enveloppes: une **enveloppe solide, rigide et cassante appelée lithosphère** et une **enveloppe ductile appelée asthénosphère**. La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère est une limite thermique (température à partir de laquelle la péridotite présente un comportement ductile; il n'y a pas de changement de composition).

La lithosphère est découpée en plaques, mobiles les unes par rapport aux autres, qui reposent en équilibre sur l'asthénosphère.

Chap.I La caractérisation du domaine continental: lithosphère continentale, reliefs et épaisseur crustale

I Caractéristiques générales de la croûte continentale

Les roches continentales visibles en surface présentent une grande variété mais que l'on peut classer en trois groupes selon leur origine et leur mode de formation:

- des roches sédimentaires (issues d'un processus de sédimentation). Ce sont des roches dites de couverture.
- des roches magmatiques (issues du refroidissement d'un magma)
- des roches métamorphiques (issues de la transformation, à l'état solide, de roches préexistantes soumises à des modifications de pression et/ou de température).

Les roches magmatiques sont pour l'essentiel de type plutonique comme le granite. Cette roche présente une structure grenue (cristaux jointifs, absence de pâte vitreuse); entièrement cristallisée, sa structure est dite holocristalline. La cristallisation complète de la roche montre que celle-ci est issue d'un refroidissement lent, en profondeur d'un magma, d'où le qualificatif de roche magmatique plutonique.

Le granite est composé de minéraux comme le quartz, de feldspaths, de micas et parfois d'amphiboles.

La densité de la croûte continentale est de l'ordre de 2,7 (alors que celle de la croûte océanique est de l'ordre de 3).

Les données sismiques permettent d'estimer **l'épaisseur de la croûte** continentale et de déterminer ainsi la profondeur du Moho. En domaine continental, la profondeur moyenne du **Moho** est de **30 km** mais cette profondeur augmente sous les chaînes de montagnes jusqu'à **70 km** environ. On parle de **racine crustale**: celle-ci correspond à un épaississement de la croûte continentale en profondeur.

II Des indices tectoniques et pétrographiques de l'épaississement crustal

Au niveau des chaînes de montagnes, l'épaississement de la croûte continentale est dû à des phénomènes de compression qui se sont exercées sur les roches dans un contexte de convergence.

On distingue ainsi deux type d'indices révélateurs de ces contraintes compressives.

Des indices tectoniques en surface:

- **les plis**, qui affectent les séries sédimentaires, témoignent d'une déformation souple (les roches sédimentaires se plissent sans "se casser").
- **les failles inverses** sont un indice d'une déformation cassante.
- **les nappes de charriage, chevauchement** qui témoignent d'un déplacement de grande ampleur de terrains. Ces derniers recouvrent d'autres terrains.

Plis, failles inverses, nappes de charriage et chevauchement sont des indices tectoniques d'un **raccourcissement** associé à un **épaississement** de la croûte dans les chaînes de montagnes.

Des indices tectoniques en profondeur

La croûte continentale a une épaisseur moyenne de 30 km. Cependant au niveau des chaînes de montagnes on observe un épaississement de la croûte continentale. Les profils sismiques permettent de montrer que sous les chaînes de montagnes la croûte continentale est fracturée par des failles de grande ampleur qui délimitent des unités crustales empilées. Ces empilements d'unités crustales témoignent d'un épaississement et d'un raccourcissement de la croûte continentale sous l'effet d'une convergence.

Des indices pétrographiques (pétrographie: étude de la composition et de la structure des roches):

Au niveau des chaînes de montagnes, l'épaississement de la croûte continentale est lié au raccourcissement et aux empilements imposés par les contraintes compressives. Ainsi, des roches se retrouvent enfouies à des profondeurs de plusieurs kilomètres. Elles sont alors soumises à des températures et des pressions croissantes qui entraînent une transformation des roches.

- Des transformations à l'état solide: métamorphisme continental

Au cours du métamorphisme, la structure de la roche se modifie. On observe par exemple la présence d'une **foliation** caractéristique des **gneiss**. Ces modifications montrent que la roche est déformée. D'autre part, de **nouveaux minéraux** apparaissent. Sous l'effet des modifications de pression et de température, les minéraux préexistants sont déstabilisés et interagissent chimiquement pour donner de nouveaux minéraux stables dans les nouvelles conditions de pression et température. La composition chimique globale de la roche ne change pas. Les nouveaux minéraux permettent de déterminer à quelle pression et à quelle température la roche a été soumise lors de son enfouissement et donc de déterminer à quelle profondeur elle a été portée (utilisation des diagrammes pression-température).

- Des traces de fusions partielles: anatexie

Si la roche est enfouie profondément, la température et la pression augmentent encore plus, une partie de la roche métamorphique peut fondre et donner naissance à un magma. Ce phénomène de **fusion partielle** d'une roche métamorphique enfouie constitue ce que l'on nomme l'**anatexie**.

C'est ainsi que l'on observe **des migmatites**, c'est-à-dire des gneiss contenant des lentilles granitiques: ce granite provient de la cristallisation d'un liquide magmatique produit par la fusion des minéraux dont la température de fusion est la plus faible (donc la totalité de la roche n'entre pas en fusion).

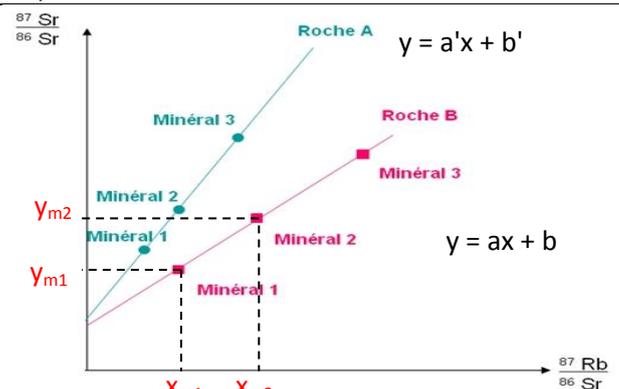
III L'âge de la croûte continentale

La croûte continentale peut être très ancienne. Par exemple les roches continentales les plus anciennes connues sont âgées de 4,03 Ga (Ga: giga années = milliard d'années). L'âge de ces roches est déterminé par radiochronologie. Ces datations sont fondées sur la désintégration radioactive d'isotopes radioactifs contenus dans les roches.

Parmi ces radioisotopes, on utilise les éléments rubidium et strontium. Le rubidium ^{87}Rb est un isotope radioactif et se désintègre en Strontium ^{87}Sr qui est stable. La mesure du temps s'effectue en mesurant les rapports isotopiques $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de plusieurs minéraux d'une même roche. On construit à partir de ces mesures une droite isochrone en portant en abscisse les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et en ordonnée les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Le coefficient directeur "a" de cette droite est $(e^{\lambda t} - 1) \approx \lambda t$ où t = temps et λ = constante de désintégration de l'élément radioactif. On peut alors calculer t . Plus le coefficient directeur est élevé, plus t est grand et donc plus la roche est âgée. Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est donc plus élevé, celui $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diminue.

La pente de cette droite augmente avec l'âge de la roche.

Rappel: le coefficient directeur "a" = $(y_{m2} - y_{m1}) / (x_{m2} - x_{m1})$ avec $m1$ et $m2$ deux points de la droite isochrone.



IV Densité et notion d'isostasie

La densité de la croûte continentale est de l'ordre de 2,7. La croûte continentale fait partie d'un ensemble rigide beaucoup plus épais, la lithosphère continentale qui repose en équilibre sur l'asthénosphère. La densité de l'asthénosphère est de l'ordre de 3,3.

On appelle isostasie cet état d'équilibre réalisé à une certaine profondeur à la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère.

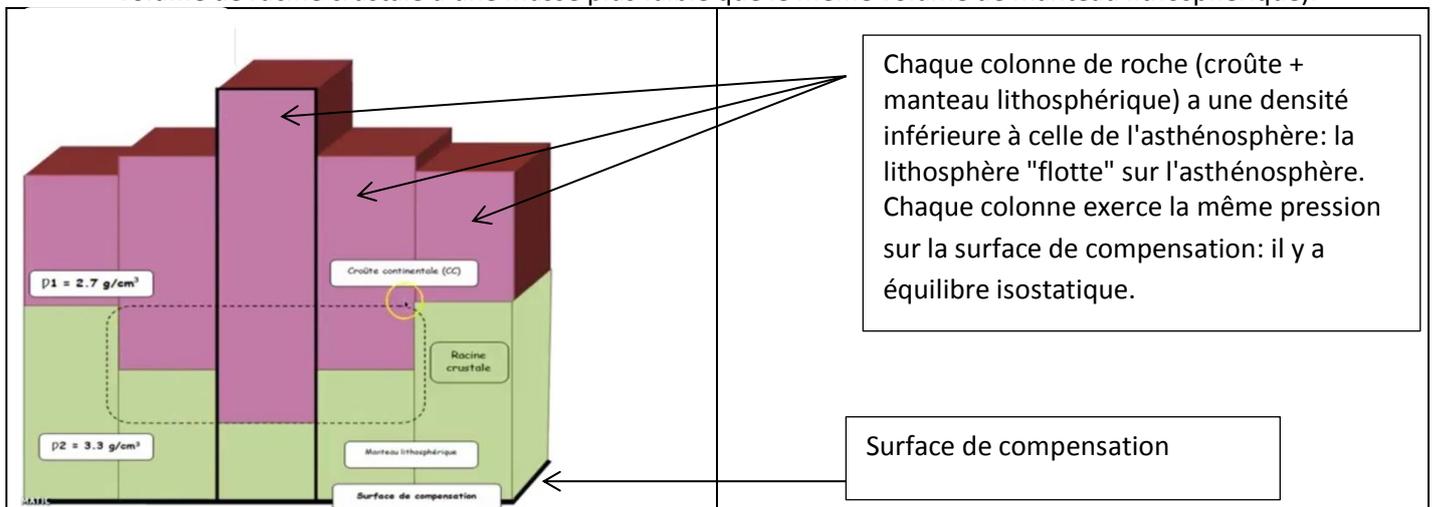
Cas de la lithosphère continentale:

Le modèle établi par Airy permet de comprendre l'équilibre de la lithosphère continentale sur l'asthénosphère. Il faut partir du principe que cet équilibre s'établit au niveau d'une surface appelée surface de compensation, située entre la lithosphère et l'asthénosphère. La lithosphère continentale reste en équilibre (ne s'enfonce pas dans l'asthénosphère) car la densité globale de la lithosphère continentale est inférieure à celle de l'asthénosphère. Au niveau de la surface de compensation la pression exercée par le poids des roches situées au-dessus de cette surface est la même en tout point de cette surface.

D'autre part, la densité de la croûte continentale est identique (en moyenne), elle ne varie pas par exemple avec l'âge de la croûte ou du fait de son épaissement par exemple au niveau des chaînes de montagnes.

Selon le modèle de Airy:

- sous les reliefs (qui correspondent à un excès de masse), la croûte est plus épaisse et la pression exercée par la lithosphère reste identique en tout point sur l'asthénosphère (surface de compensation). C'est ce que l'on observe avec la présence d'une **racine crustale** (densité de 2,7) qui est responsable d'un déficit de masse (un volume de racine crustale a une masse plus faible que le même volume de manteau lithosphérique).



Cependant, lorsqu'il y a surcharge ou à l'inverse un délestage de matière à la surface de la croûte continentale, on assiste à des mouvements verticaux de la croûte continentale.

ex 1: importante calotte glaciaire sur les continents	ex 2: délestage par érosion des montagnes (chap.IV)
Approfondissement du Moho par surcharge de la masse de glace (analogie: bateau chargé sur l'eau)	Remontée du Moho (moins profond par exemple sous les chaînes anciennes érodées).

Comparaison croûte continentale - croûte océanique

La croûte continentale se distingue de la croûte océanique par son épaisseur et sa densité. Ces différences sont à l'origine des différences d'altitude moyenne entre océans et continents. La lithosphère océanique étant globalement plus dense que la lithosphère continentale, la surface de la lithosphère océanique est sous le niveau 0 de la mer.

Propriétés	Croûte continentale	Croûte océanique
Épaisseur moyenne	30 km	7 km
Densité	2,7	2,9
Composition	Granite, gneiss	Basalte, gabbro
Altitude moyenne	+870 m	- 3700 m
Âge des roches les plus anciennes	3,8 Ga	200 Ma

(Nous verrons dans le chapitre suivant pourquoi l'âge de la croûte océanique n'excède pas 200 Ma.)