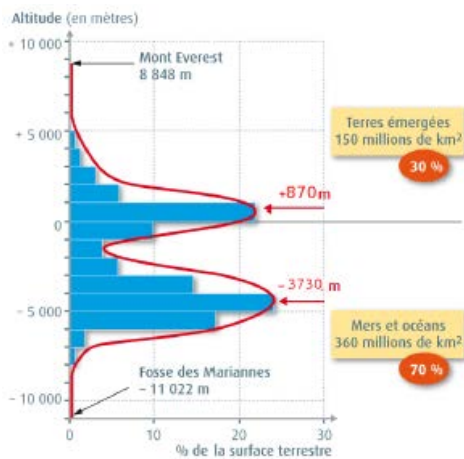


Chapitre 6 : les caractéristiques du domaine continental



Dans les années 1920, Wegener a identifié une caractéristique spécifique de la Terre appelée **dualité altitudinale** : il y a 2 groupes de terrains d'altitude très distinctes : le domaine océanique présentant une altitude de -4000 m et le domaine continental présentant une altitude moyenne de +870 m.

Cette observation implique que le **domaine continental est nettement distinct du domaine océanique**.

[Document : Rappel structure interne de la Terre](#)

Problèmes :

Quelles sont les caractéristiques du domaine continental ?

Quels sont les mécanismes à l'origine de la formation des chaînes de montagne ?

1. Les caractéristiques structurales de la croûte continentale

A. Nature des roches et densité.

En milieu continental, ce sont les affleurements naturels créés notamment par l'érosion qui permettent d'observer les échantillons de roches. Les forages permettent aussi de récolter des informations mais leur utilisation est limitée car les forages restent peu profonds, sont très coûteux et très longs à réaliser (plusieurs années pour 10 km).

La croûte continentale inférieure est échantillonnée grâce à des remontées volcaniques ou tectoniques.

Les roches continentales qui affleurent à la surface des sols sont très variées, mais toutes ne sont pas représentatives de la composition globale de la croûte continentale. On trouve :

➤ les roches de surface

- les **roches sédimentaires** (5 à 10% du volume total) : elles ne représentent qu'un placage de quelques km (3km). Ce sont des roches résultant du dépôt puis de la consolidation de sédiments en couches superposées (les strates). Exemples : Calcaire, grès argile...

- les **roches magmatiques volcaniques** : réduites à des zones localisées, elles proviennent du refroidissement d'un magma à la surface. Exemple : Andésite, Rhyolite

➤ les roches du socle (30 à 50 km)

- les **roches magmatiques plutoniques** : Elles proviennent du refroidissement du magma en profondeur, ce dernier n'atteint pas la surface et forme une « bulle » de roche : un pluton. Exemples : les granites, granodiorite (40 à 45%)

- les **roches métamorphiques** telles que le gneiss (45 à 55%). Les roches métamorphiques sont issues de la transformation en profondeur et à l'**état solide** de roches préexistantes, suite à des changements de conditions de températures et de Pression.

La différence de **composition minéralogique** entre les roches de la croûte continentale et celle de la croûte océanique explique les différences de **densité** : la densité moyenne de la **croûte continentale** est de l'**ordre de 2,7** (*granite* : $2,50 < d < 2,80$) alors que celle de la croûte océanique est proche de **3** (*basalte* : $2,70 < d < 2,90$) et celle du manteau supérieur de **3,3** (*péridotite*).

B. L'épaisseur de la croûte continentale

L'épaisseur moyenne de la croûte continentale est de **30 km** alors que l'épaisseur de la croûte océanique est d'environ **7 km**.

Néanmoins, sous les montagnes, la croûte continentale est plus épaisse et forme une racine crustale, pouvant atteindre 50-70 km de profondeur dans les Alpes et l'Himalaya.

C. Le relief des chaînes de montagnes.

Les reliefs de montagnes sont dus à des **contraintes en convergence** : **subduction** (ex : cordillère des Andes) ou **collision** (Ex : Himalaya – Alpes).

Ces contraintes de compression entraînent des **déformations** et des modifications des terrains, des roches et de leurs minéraux.

L'épaisseur de la croûte continentale dans les zones de montagne résulte d'un épaissement lié à un raccourcissement et un empilement.

Exercice : les indices tectoniques de l'épaississement crustal

1. Indices tectoniques

Dans les montagnes, on peut observer :



- des **plis** : déformation souple des strates sédimentaires à faible profondeur
- des **failles inverses** : déformations cassantes induisant un raccourcissement
- des chevauchements voire même des **nappes de charriage** si le déplacement est important (glissement des terrains sur plusieurs kilomètres).



Ces nappes de charriage se retrouvent également en profondeur. La compression qui affecte l'ensemble de la chaîne provoque **l'empilement de lambeaux entiers de croûte** ce qui entraîne un raccourcissement global de la chaîne et un épaissement à l'aplomb de la zone. A ce niveau la profondeur du Moho peut atteindre 50 à 60 km. On qualifie ce phénomène de **racine crustale**.

TP 12 : les différentes roches de la CC - métamorphisme

2. Indices pétrographiques

Le raccourcissement et l'empilement imposés par la contrainte tectonique entraînent un **changement des conditions de température et de pression des roches**.

Sous l'effet de ces changements, les roches se modifient à **l'état solide**.

On peut alors constater :

- **des minéraux étirés/déformés/disposés en feuillets**

En effet, une roche soumise à des **contraintes inégales** dans les différentes directions de l'espace peut se déformer. La réponse à ces contraintes dépend là encore de la **pression** (P) et de la **température** (T), et donc de la **profondeur** au sein du globe. Lorsque celle-ci augmente, la roche devient **ductile** c'est-à-dire **déformable** : les **minéraux s'orientent** alors dans des directions privilégiées, **s'étirent, s'aplatissent**. Des réarrangements dans la structure de la roche apparaissent sous la forme d'une **schistosité** ou d'une **foliation**.

Une animation :

http://www.classzone.com/books/earth_science/terc/content/visualizations/es0607/es0607page01.cfm?chapter_no=visualization

Schiste : roche qui se débite en feuillets plus ou moins serrés

Foliation indique l'alternance de « lits » clairs et sombres au sein de la roche et témoigne de l'orientation des minéraux).

➤ des minéraux témoignant de l'augmentation de température et de pression

En effet, les minéraux présents dans les roches se forment dans certaines conditions de pression et de température. Lors de **changements des conditions thermobarométriques**, ils peuvent se transformer en d'autres minéraux **en restant à l'état solide** et en **gardant leur composition chimique globale**.

On parle de **domaine de stabilité minéralogique** correspondant donc à un ensemble de conditions de pression et de températures dans lequel le ou les minéraux sont stables. Si les conditions de pression et de température changent, les minéraux deviennent instables, ils peuvent alors réagir entre eux et former de nouvelles associations minéralogiques.

Le métamorphisme est l'ensemble des transformations minéralogiques et structurales à l'état solide d'une roche soumise à des conditions de P/T différentes de celles de sa mise en place.

Ces conditions se trouvent particulièrement réalisées dans les chaînes de montagnes, dans les zones profondes de l'écorce terrestre. En effet, **l'enfouissement des roches au cours de la collision continentale entraîne une augmentation de la pression mais surtout de la température** qui affectent les minéraux. Les transformations enregistrées dans les roches témoignent d'un **métamorphisme de relativement basse pression mais de haute température**.

Dans certains cas, si la température et la pression augmentent encore, la roche peut **partiellement fondre** et donner un liquide magmatique. On parle alors **d'anatexis**. Il y a alors formation de magma qui peut cristalliser lentement et donner de nouvelles roches : les **migmatites**, ce sont des lentilles de granit incluses dans du gneiss.

[TP 13 : Etude des reliefs montagneux en profondeur – Anomalies gravimétriques](#)

Exercice : notion d'isostasie

2. Les mouvements verticaux de la lithosphère : l'isostasie

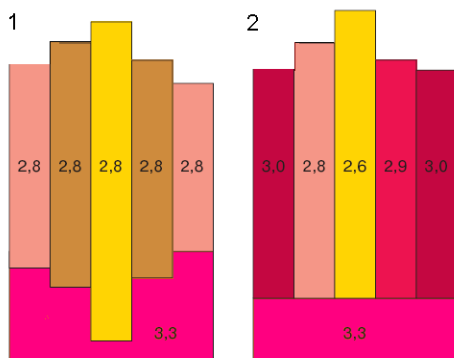
A. Mise en évidence de mouvements verticaux.

Au cours de ces derniers 6000 ans, la croûte continentale du nord-est du Canada s'est **soulevée**. Les études montrent qu'un immense glacier recouvrait la région de -85000 à -7000 ans, glacier qui depuis a fondu.

Les géologues pensent que c'est la **fonte de la calotte glacière** qui aurait provoqué le **soulèvement de cette région** en suivant le principe d'Archimède.

Ainsi, l'enveloppe rocheuse superficielle de la Terre flotterait sur les couches plus profondes comme un glaçon dans un verre.

Les géologues désignent ce mouvement vertical de la lithosphère par le **terme rebond isostatique**.



B. Le modèle isostatique

Plusieurs hypothèses ont été formulées au 19^{ème} siècle pour expliquer ces variations d'altitude de la surface terrestre.

- **Airy** (schéma 1) propose que les différentes altitudes observées sur un continent s'expliquent par un enfouissement plus ou moins important des roches dans le manteau lithosphérique. L'hypothèse d'Airy considère que la croûte a partout la même densité. Sous les reliefs la croûte doit être épaissie de manière à créer un « flotteur » plus léger que le manteau qui l'entoure et qui va ainsi le porter.

- **Pratt** (Schéma 2) suppose au contraire que la profondeur atteinte par la croûte est toujours identique, et qu'en conséquence c'est la densité des roches qui change de manière à expliquer le relief.

Dans ce cas, une colonne de roches moins dense explique une altitude plus élevée, alors qu'une colonne plus dense peut rendre compte d'une dépression du relief.

On sait aujourd'hui que cette hypothèse ne correspond pas aux observations, la densité de la croûte ne se modifie pas en fonction des différentes altitudes.

Dans le phénomène d'isostasie qui caractérise les structures superficielles de la Terre, la limite qui sépare la croûte rigide du manteau susceptible de se comporter comme un fluide et de la porter en équilibre ne se trouve pas au niveau de la base de la croûte (Moho) mais plus en profondeur à la **limite entre lithosphère et asthénosphère**.

L'**isostasie** est un donc modèle qui propose qu'un **équilibre** dit **isostatique** est réalisé entre la **lithosphère continentale**, rigide, et l'**asthénosphère**, plus dense et plus déformable : la lithosphère « flotte » sur l'asthénosphère mais des modifications de cet équilibre sont à l'origine de **mouvements verticaux** de la lithosphère tels que ceux enregistrés en Scandinavie. En effet, l'équilibre est rompu lorsqu'une **surcharge** se met en place (une **calotte glaciaire** par exemple) ou disparaît (fonte de la calotte glaciaire).

Tout se passe comme si l'excès de masse représentée par une chaîne de montagne par exemple était compensé en profondeur par un déficit de masse.

Exercice : Datation d'un massif granitique

3. L'âge de la croûte continentale

A. Le principe de la datation absolue des roches.

Cette méthode s'appuie sur la **désintégration d'isotopes radioactifs naturels**. Cette transformation régulière d'un **élément radioactif instable père** (radionucléide) en **élément fils stable** (radiogénique) associé à un rayonnement se fait à **vitesse constante** appelée constante radioactive λ

Cette propriété, découverte en 1886 par H. Becquerel permet de **mesurer le temps qui s'est écoulé** depuis la formation de « l'objet géologique ».

B. Le raisonnement mathématique

Un **élément père radioactif** est instable et se désintègre au cours du temps en donnant un **élément fils stable** (= élément radiogénique), avec émission de particules α (noyaux d'hélium), de particules β (ou électrons) ou d'énergie (rayonnement γ).

Soit P_0 le nombre d'éléments radioactifs contenus dans un **système clos**. On considère que le système se ferme à la mort de l'organisme (animal ou végétal) ou lors de la cristallisation des minéraux d'une roche. La désintégration est effective à partir de ce moment-là. **Aucun autre élément père n'est rajouté dans le système (d'où la notion de système clos)**

Le nombre P d'éléments père au temps t contenu dans le système est donné par l'équation suivante :

$P = P_0 e^{-\lambda t}$ où P_0 est le nombre d'éléments radioactifs père au temps $t = 0$ (quantité initiale)

De cette équation, on tire :

$$\frac{P_0}{P} = \frac{1}{e^{-\lambda t}} \quad \text{d'où} \quad \frac{P_0}{P} = e^{\lambda t} \quad \text{d'où} \quad \lambda t = \ln \frac{P_0}{P}$$

Soit :

$$t = \frac{\ln\left(\frac{P_0}{P}\right)}{\lambda}$$

Si F_0 est le nombre d'atomes fils présents initialement dans le minéral, le nombre d'atomes fils présents à l'instant t , F , est donné par l'équation :

$$F = F_0 + P(e^{\lambda t} - 1)$$

En tenant compte de ce qui a été vu avant, on obtient le nombre d'atomes fils créés par désintégration en fonction du temps écoulé depuis la fermeture du système et du nombre d'atomes pères restants.

$$F = F_0 + P(e^{\lambda t} - 1) \text{ d'où } e^{\lambda t} = 1 + \frac{F - F_0}{P}$$

Soit

$$t = \frac{\ln\left(1 + \frac{F - F_0}{P}\right)}{\lambda}$$

L'âge d'une roche peut donc être calculé grâce à la mesure du **nombre d'atomes pères restants** ou grâce à celle du **nombre d'atomes fils apparus**. Cet âge correspond en fait **au temps écoulé (t)** depuis la « **fermeture du système** », c'est à dire depuis l'arrêt des échanges entre la roche et son environnement, ce qui fixe les **quantités initiales** d'éléments pères (P_0) et fils (F_0).

C. La datation des roches continentales : la méthode Rubidium – Strontium

Un géologue dispose de plusieurs **radiochronomètres** : il peut choisir **un isotope radioactif bien représenté dans l'objet à dater, et dont la période est adaptée à son âge présumé**.

Dans le cas des roches de la croûte continentale, il faut choisir un couple d'éléments dont la désintégration est très lente, en effet, ces roches sont souvent très anciennes et l'âge se mesure parfois en milliards d'années.

Le rubidium 87 se désintègre en strontium 87 (radioactivité bêta) avec une période de $4,88 \cdot 10^9$ ans, il est donc idéal pour dater les roches de la croûte continentale.

La quantité d'isotope initial ^{87}Rb (P_0) dans un minéral est inconnue ainsi que la quantité de ^{87}Sr (F_0) piégée dans un minéral au moment de la formation de la roche.

On ne peut donc utiliser aucune des équations précédentes....

Mais

les minéraux des roches magmatiques incorporent aussi au moment de leur formation du ^{86}Sr qui reste stable au cours du temps.

Or le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est exactement le même dans tous les minéraux ayant incorporé du strontium quel que soit l'âge de la roche ($^{86}\text{Sr}_t = ^{86}\text{Sr}_{t_0}$), en revanche la quantité de ^{87}Rb incorporée est variable d'un minéral à l'autre.

Ainsi on peut écrire :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}(t) = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}(t_0) + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(t) (e^{\lambda t} - 1)$$

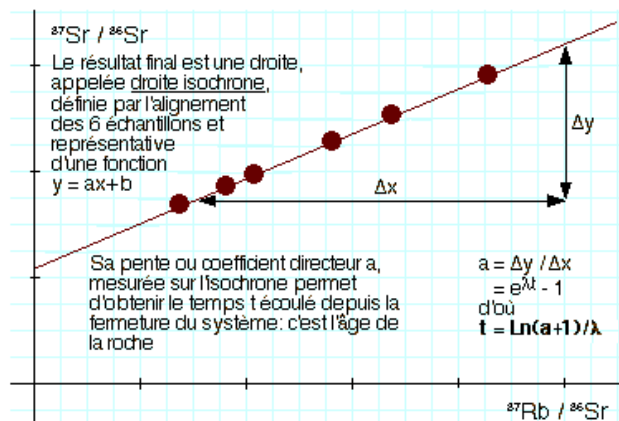
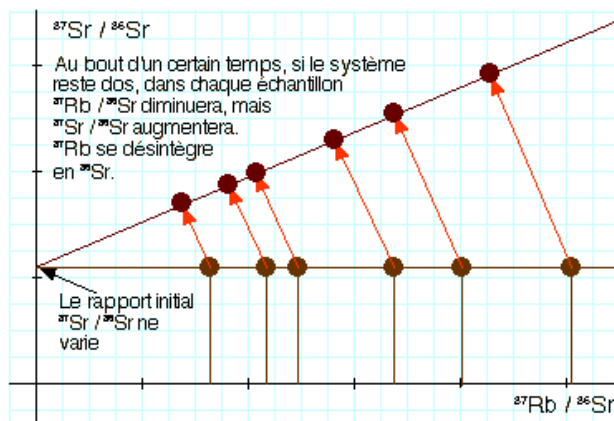
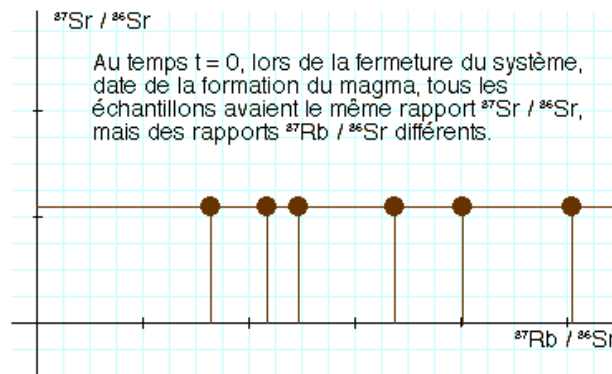
On remarque que la formule précédente est en fait l'équation d'une droite :

Equation de la droite :

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{mesuré}} = \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{initial}} + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$Y = b + X a$$

Ainsi 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 peut déterminer graphiquement l'âge de cristallisation de ces minéraux.



La **droite** dite **isochrone** que l'on peut tracer en joignant les points représentatifs de ces minéraux dans un diagramme ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = f({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})$ a comme **coefficient directeur** :

a que l'on détermine graphiquement (calcul de la pente) il est $= e^{\lambda t} - 1$

D'où t (années) $= \frac{\ln(a+1)}{\lambda}$ avec $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11}$

Cette pente est d'autant plus forte que l'âge de la roche est élevé.