

Ecole Nationale des Travaux publics  
Année universitaire 2008/2009

## Cours de géologie de l'ingénieur 3<sup>ème</sup> année A. Benamghar (Maître Assistant)

### 3 Chapitre 3 LA TECTONIQUE DES PLAQUES

#### 3.1 Introduction

*Dans le chapitre précédent, nous avons étudié la notion de géodynamique terrestre. En particulier, nous avons vu la **géodynamique interne**. Rappelons qu'elle concerne les mouvements et les processus qui affectent l'intérieur de la Terre. Il s'agit essentiellement d'une thermodynamique reliée à la déperdition de chaleur causée par la désintégration radioactive de certains éléments.*

*Une des manifestations les plus tangibles de cette dynamique est le déplacement de plaques rigides (lithosphériques) à la surface de la planète, plaques qui glissent sur du matériel plastique (asthénosphère).*

*Cette mécanique est décrite par la **théorie de la tectonique des plaques**, une théorie unificatrice qui vient expliquer de grands phénomènes géologiques comme les tremblements de terre, les volcans, la déformation de la croûte terrestre, la formation des grandes chaînes de montagnes...*

*Mais avant la formulation de cette théorie, il y a eu d'abord, la **théorie de la dérive des continents**.*

#### 3.2 LA DERIVE DES CONTINENTS

##### 3.2.A Histoire

Avant les années 1950-60 la communauté scientifique ne savait rien du mouvement des plaques lithosphériques. Il y avait quand même des doutes sans les preuves.

C'est Alfred Wegener (1880 - 1930), météorologiste allemand, qui fut le premier à évoquer l'hypothèse que les continents devaient se déplacer les uns par rapport aux autres. Il publia en 1912, un traité dans lequel il supposait que la croûte continentale (alors appelée SIAL) "flottait" sur une couche sous-jacente dénommée SIMA. C'était le premier texte de l'histoire qui parlait de la dérive des continents.

Cette théorie fut alors rejetée par la majorité de la communauté scientifique. Parce que Wegener ne pouvait expliquer d'une façon irréfutable les mécanismes et les causes de cette dérive. Le moteur de la dérive des continents était resté une énigme.

Il faut reconnaître qu'à cette époque on ne disposait pas des connaissances d'aujourd'hui. Par exemple :

- La structure interne du globe était très approximative, faute de données géophysiques précises (telles que les données sismiques et magnétiques).
- De la même façon, la connaissance des océans et des fonds océaniques était, au début du 20<sup>ème</sup> siècle, très superficielle.
- Or, comme nous le verrons, la dérive des continents doit être recherchée au niveau de la dynamique des océans.

Cinquante ans plus tard, les progrès de la Science, les études menées dans le cadre de la recherche ont considérablement évolué et ont permis d'apporter des arguments décisifs quant au concept de "dérive" des continents.

### **3.2.B Les arguments en faveur de la "dérive des continents"**

Plusieurs preuves et arguments ont été successivement apportés par Wegener pour défendre son hypothèse

- A. Arguments morphologiques (concernent la forme).
- B. Arguments géologiques
- C. Arguments magnétiques

Ces trois types d'arguments seront développés ci-dessous :

### **3.2.C Arguments morphologiques**

Wegener avait étudié la forme actuelle des continents (Afrique, Amérique...**Figure 3-1**). Il a remarqué que ces continents pouvaient s'emboîter les uns les autres comme un puzzle (voir **Figure 3-2**). C'est par exemple le cas des côtes ouest africaines et des côtes est sud-américaines.

C'est pourquoi il a été proposé l'idée que, que dans le passé, ces deux continents ne formaient qu'un seul (voir **Figure 3-2**) et que progressivement ils se sont éloignés l'un de l'autre, l'Amérique du Sud migrant vers l'ouest et l'Afrique dérivant vers l'est.

D'une façon plus générale, on peut envisager qu'à une certaine époque géologique les continents d'aujourd'hui ne formaient qu'un seul continent ou méga continent (**Figure 3-3**) que Wegener a dénommé La Pangée. La Pangée s'est ensuite fracturée et morcelée sous l'effet de la géodynamique interne en plusieurs unités qui se sont séparés au cours des temps géologiques pour donner la configuration actuelle de la surface de la terre (**Figure 3-1**).

### Position actuelle des continents

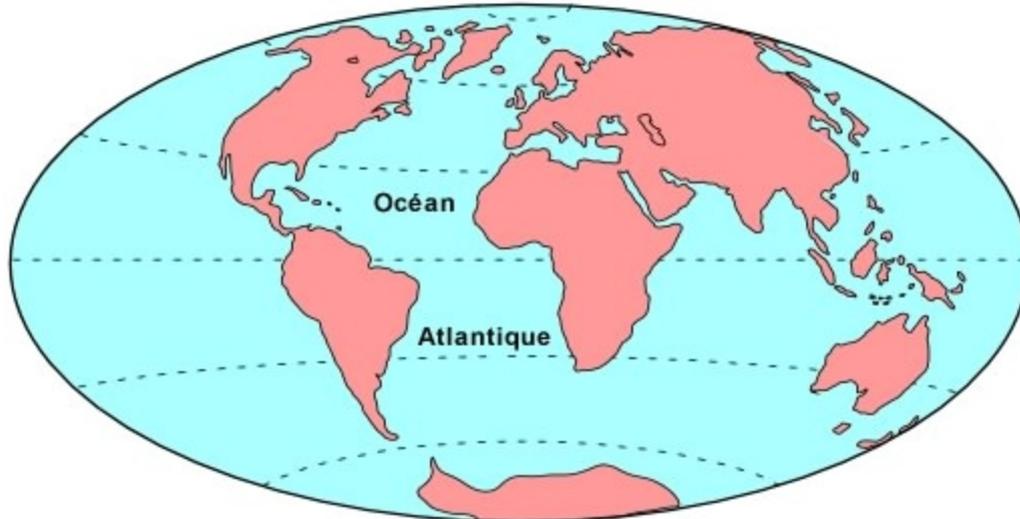


Figure 3-1 Positions et formes actuelles des continents

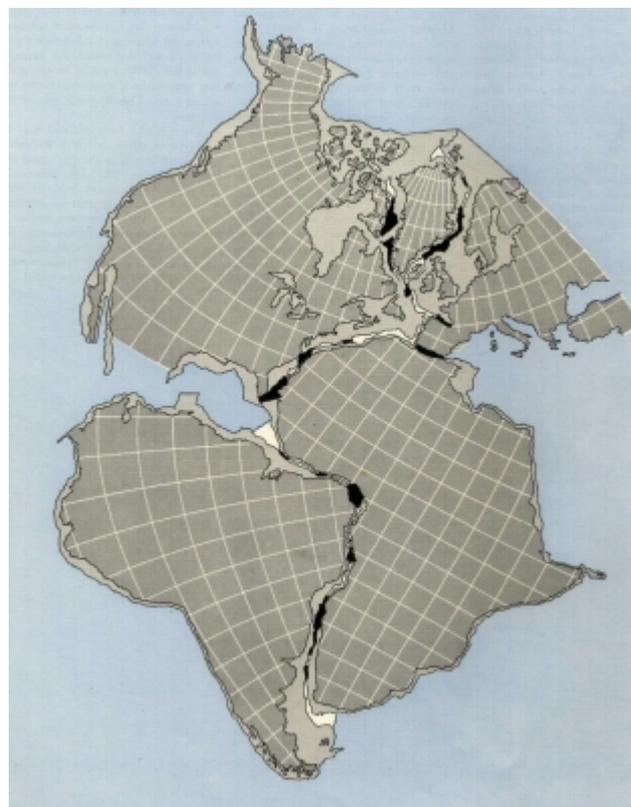


Figure 3-2 Forme actuelle des continents et ajustements possibles

### La Pangée de Wegener

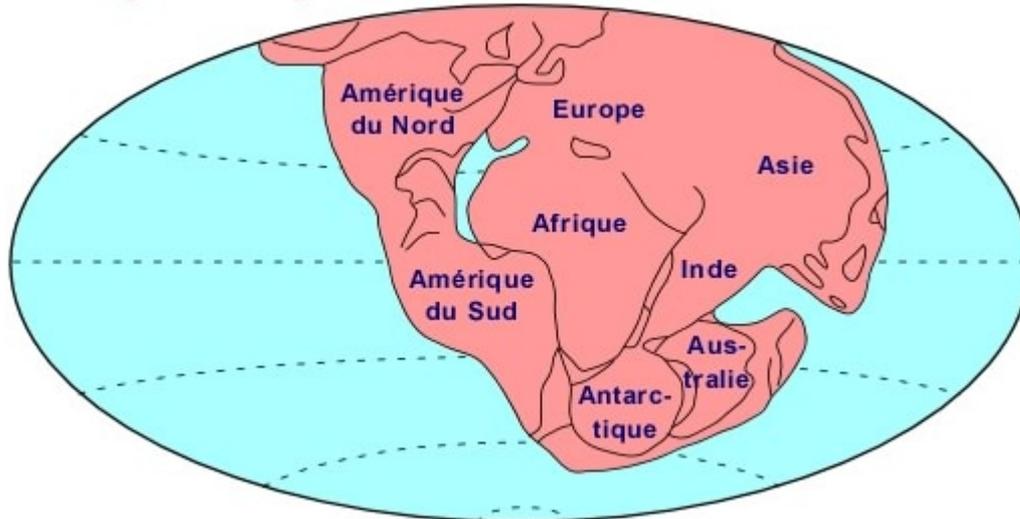


Figure 3-3 Le mégacontinent de Wegener : La Pangée

### 3.2.D Arguments géologiques

- La répartition de certains fossiles.

L'autre point important dans la théorie de Wegener était la ressemblance entre les fossiles des deux bords. On retrouve, de part et d'autre de l'Atlantique, sur les continents actuels, les fossiles de plantes et d'animaux terrestres datant de 250 Ma (Ma = Millions d'années), exemples dans la Figure 3-4 ci-après

- **Cynognathus**: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ◆ **Mesosaurus**: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma
- **Lystrosaurus**: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- ♣ **Glossopteris**: plante terrestre d'il y a 240 Ma

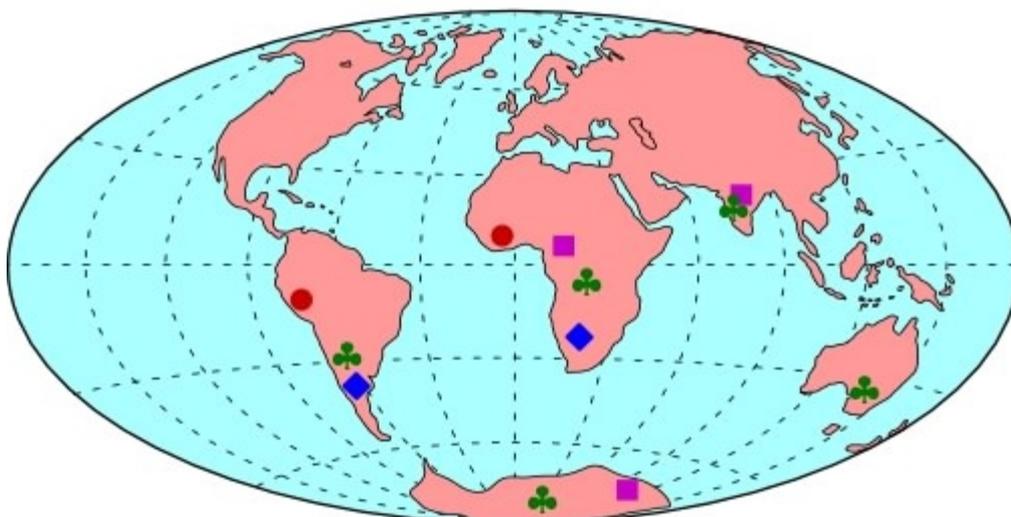


Figure 3-4 Répartition de fossiles semblables sur les continents

La question qui se pose alors est : comment des organismes terrestres n'ayant pas la capacité de traverser l'océan ont-ils pu coloniser des aires continentales si éloignées les unes des autres?

La réponse de Wegener est simple: autrefois, tous ces continents n'en formaient qu'un seul, la Pangée, présentant ainsi des aires de répartition cohérentes (Figure 3-5 ).

### La solution de Wegener

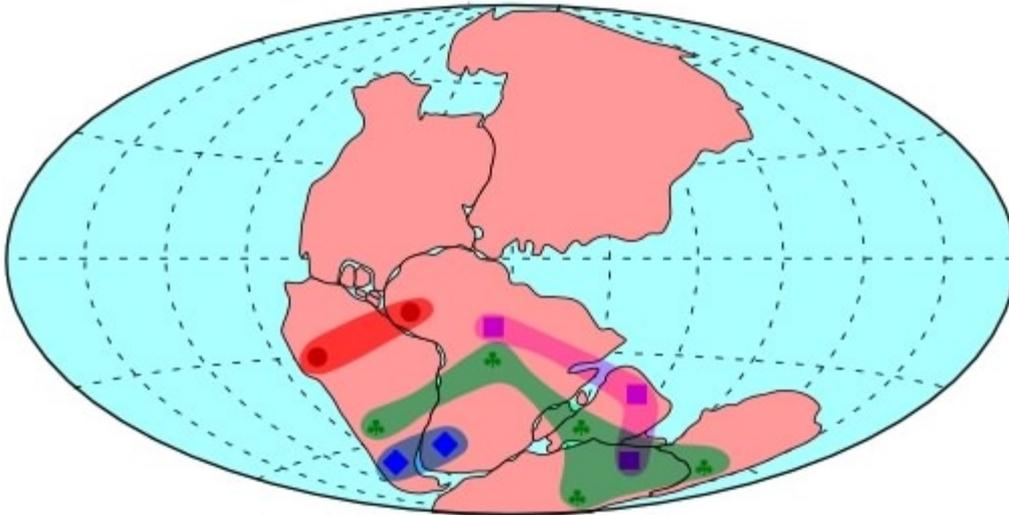


Figure 3-5 Solution de Wegener pour expliquer la ressemblance des fossiles de part et d'autre des continents

- **Les traces d'anciennes glaciations.**

On observe sur la Figure 3-6 ci-dessous, sur certaines portions des continents actuels, des marques de glaciation datant d'il y a 250 millions d'années, indiquant que ces portions de continents ont été recouvertes par une calotte glaciaire. Si les continents sont toujours aux mêmes points depuis le début, comment expliquer une glaciation sur des continents se trouvant dans la zone tropicale (sud de l'Afrique, Inde).

→ sens d'écoulement de la glace

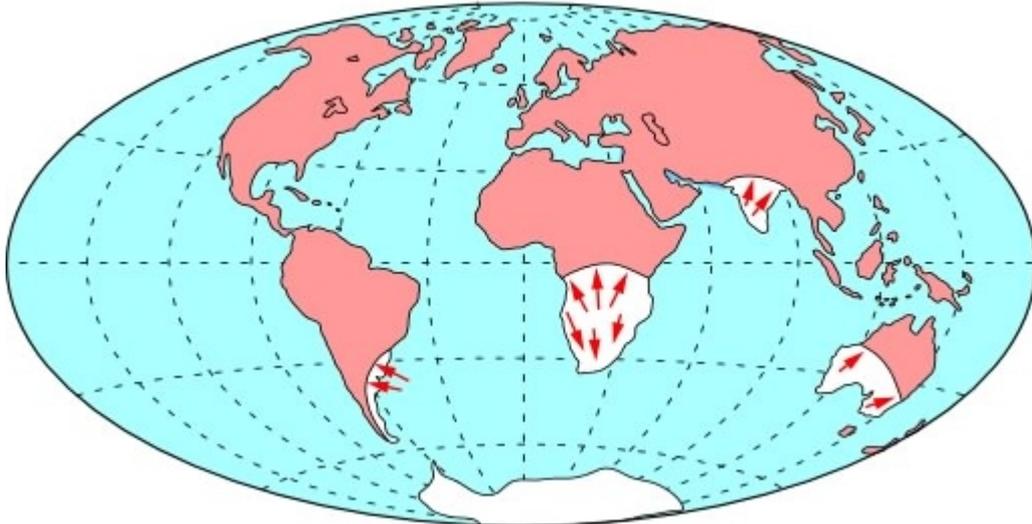


Figure 3-6 Traces actuelles des anciennes glaciations

Encore ici, La Pangée de Wegener (Figure 3-7 ci-dessous) donne un sens à la répartition de dépôts glaciaires datant d'il y a 250 Ma.

### La solution de Wegener

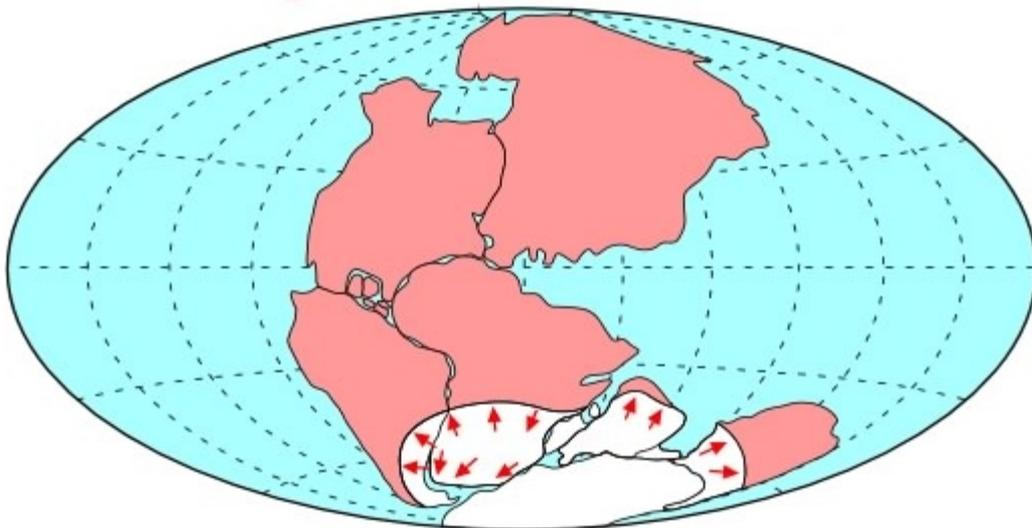


Figure 3-7 Solution de Wegener pour expliquer les traces de glaciations anciennes

- **La correspondance des grandes structures géologiques.**

En plus des arguments énumérés ci-dessus, Wegener a trouvé une autre preuve non moins importante qui vient appuyer encore plus sa théorie, c'est la concordance entre les grandes structures géologiques à l'intérieur des continents (Figure 3-8 ci-dessous).

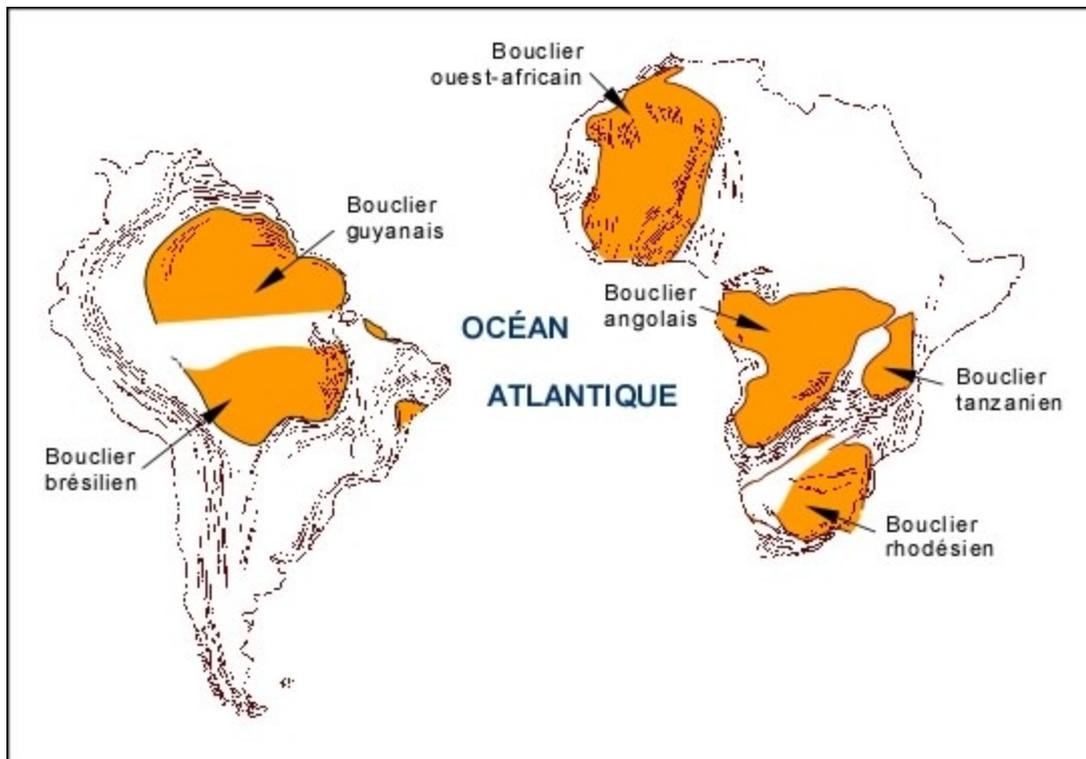


Figure 3-8 Ressemblance entre les grandes structures géologiques sur les continents actuels.

Le rapprochement des deux continents (Figure 3-9 ci-dessous) montre qu'en fait les deux grandes structures concordent parfaitement.

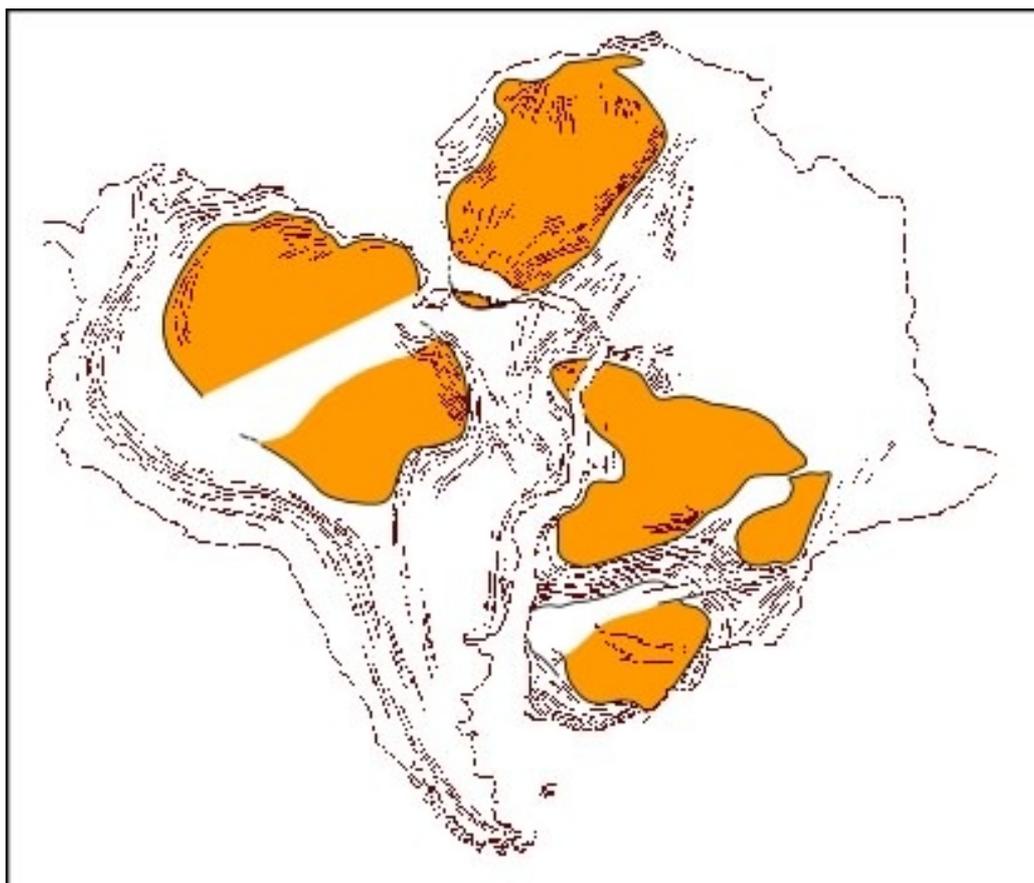


Figure 3-9 Correspondance entre les grandes structures géologiques d'Afrique et d'Amérique du sud

**Comment expliquer le mouvement ?** Malgré toutes ces preuves et ces arguments Wegener n'avait toujours pas de preuve ni d'explication pour la question du mouvement lui-même. Il avait simplement émis l'idée que les continents "flottaient" sur une matière mal définie et ils pouvaient ainsi dériver les uns par rapport aux autres.

Mais les savants de l'époque n'ont pas été convaincus de cette proposition révolutionnaire de la dérive des continents.

Le monde scientifique a dû attendre une cinquantaine d'années, quand la composition interne de la terre a été suffisamment décrite, pour que les idées de Wegener reviennent à l'étude et qu'on se mette à la recherche du mécanisme de dérive des continents.

*L'étude de la dérive des continents a donné naissance à une théorie plus globale qui explique non seulement le mouvement des continents mais aussi celui plus général de la tectonique des plaques lithosphériques. Cette théorie plus générale sera décrite dans les paragraphes suivants.*

### **3.3 La tectonique des plaques**

#### **3.3.A Définitions :**

Que signifie le terme « **tectonique** » ?

**Dictionnaire** : ...du grecque tektonikos relatif à la charpente.... ensemble des déformations géologiques postérieurement (*après*) à leur formation.

La **tectonique** est une science géologique qui s'intéresse à l'étude de la nature et des causes des déformations des ensembles rocheux.

Une **plaque** est un volume rigide, peu épais par rapport à sa surface.

La **tectonique des plaques** est une science géologique qui étudie la nature et les causes des déformations, à grande échelle, de la lithosphère terrestre. C'est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui propose que les déformations de la lithosphère sont le résultat de la géodynamique interne de la terre.

**Remarque** : *il ne faut pas confondre entre les continents et les plaques. Un continent est une partie de l'écorce terrestre (exemple : Afrique, Amérique, Europe...). Une plaque représente l'une des 14 parties qui composent la lithosphère, séparées les unes des autres par des frontières distinctes. Certaines plaques contiennent un ou plusieurs continents, d'autres n'en contiennent aucun (voir Figure 3-10).*



Figure 3-10 Les plaques lithosphériques. (Ph: plaque Philippines; Co: plaque Cocos; Ca: plaque Caraïbes). D'après Pomerol et al. (2000)

### 3.3.B Les trois types de frontières entre les plaques

Les mouvements tectoniques entre les différentes plaques définissent trois types de frontières entre elles qui sont schématisées dans la Figure 3-11 ci-dessous:

- 1) Quand une plaque s'éloigne d'une autre plaque on parle de frontière **divergente**. Le vide ainsi créé est rempli par le magma en vue de construire une nouvelle croûte océanique d'où le nom de frontière constructrice. Exemple, entre les plaques A et B, et D et E sur la Figure 3-11.
- 2) Du fait de la divergence, il arrive que deux plaques entrent en collision, on parle alors de frontières **convergentes**. Cette collision entre les plaques détruit la matière des deux plaques d'où le nom de frontière destructrice. Exemple, entre les plaques B et C, et D et C (Figure 3-11)
- 3) Quand deux plaques voisines glissent latéralement l'une contre l'autre le long d'une faille, on parle de frontières **transformantes**. Dans ce cas il n'y a pas de construction ni de destruction de matériaux, c'est pourquoi elle est dite frontière conservatrice. Exemple entre A et E, et entre B et D, ou même des inversions du sens du déplacement, comme ici entre les plaques B et E, (Figure 3-11).

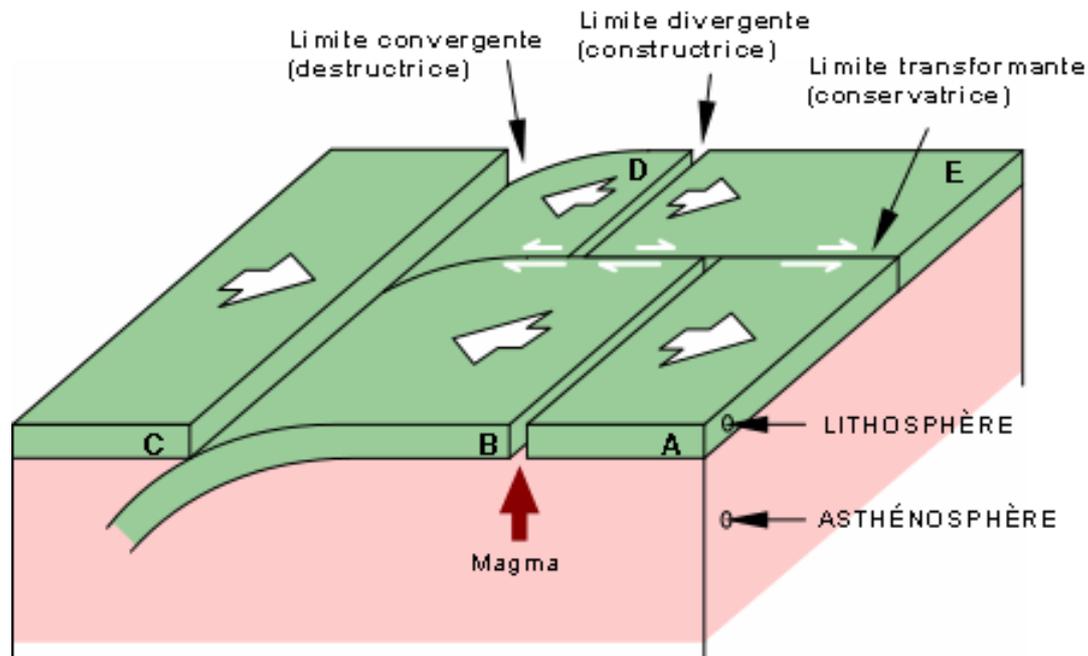


Figure 3-11 Schématisation des trois types de frontières entre les plaques lithosphériques

### 3.3.B.1 Les frontières divergentes

A présent, nous savons qu'il existe un flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la Terre. Un flux causé par la désintégration radioactive de certains éléments chimiques dans le manteau et qui engendre des cellules de convection dans le manteau plastique (asthénosphère).

A cause de cette convection, il y a concentration de chaleur en une zone où le matériel chauffé se dilate, ce qui explique le soulèvement correspondant à la dorsale océanique. La concentration de chaleur conduit à une fusion partielle du manteau qui produit du magma (Figure 3-12).

La convection crée, dans la partie inférieure de la lithosphère, des forces de tension qui font que deux plaques divergent; elle est le moteur du tapis roulant, entraînant la lithosphère océanique de part et d'autre de la dorsale. Entre ces deux plaques divergentes, la venue de magma crée de la nouvelle croûte océanique.

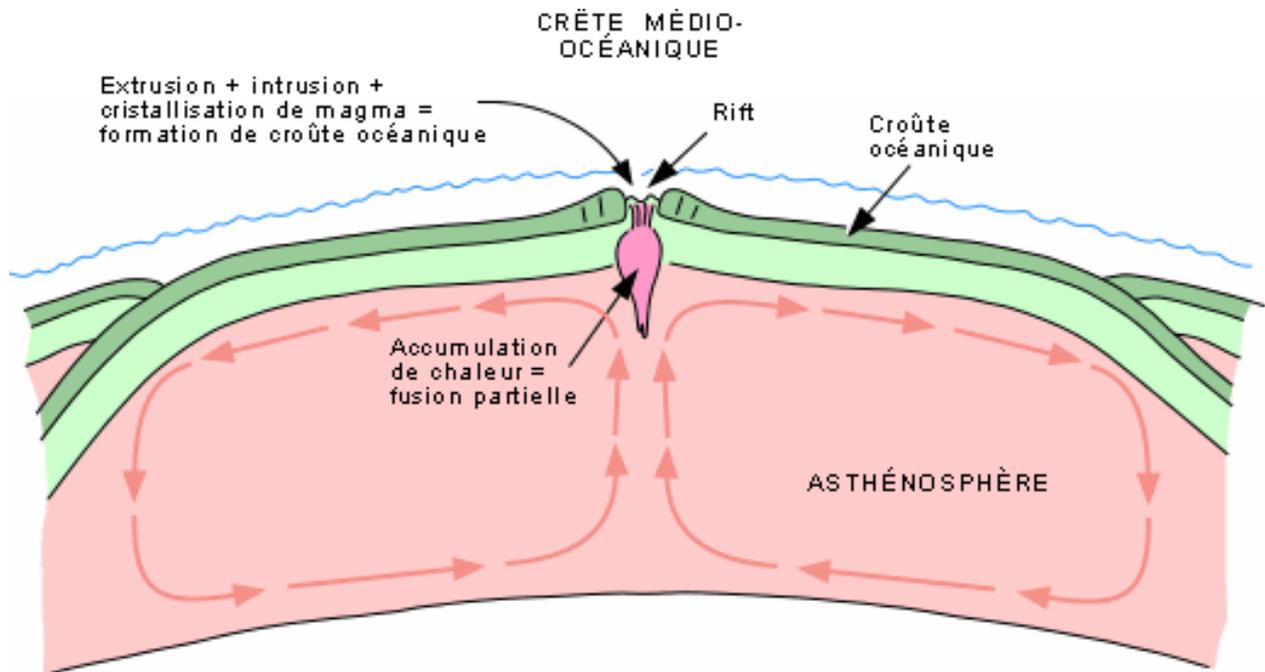


Figure 3-12 Processus de divergence entre plaques lithosphériques

L'étalement des fonds océaniques crée dans la zone de dorsale, des tensions qui se traduisent **par des failles d'effondrement et des fractures ouvertes**, ce qui forme au milieu de la dorsale, un fossé d'effondrement qu'on appelle un **rift océanique**.

Le magma produit par la fusion partielle du manteau s'introduit dans les failles et les fractures du rift. Une partie de ce magma se refroidit et cristallise dans la lithosphère, alors qu'une autre partie est expulsée sur le fond océanique sous forme de lave. Ce magma forme des volcans sous-marins. Le magma cristallisé produit de la nouvelle croûte océanique à mesure de l'étalement des fonds.

Les dorsales océaniques constituent des zones importantes de dissipation de la chaleur interne de la Terre.

### 3.3.B.2 - Les frontières convergentes

Aux frontières divergentes il y a expansion de la croûte terrestre. Pour compenser cette expansion et maintenir constante la surface terrestre de la lithosphère est détruite aux **frontières convergentes**, qui marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.

La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque (voir figures ci-dessous), et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère.

Les résultats de cette destruction (séismes, volcans, chaînes de montagnes, déformations..., voir plus bas) sont différents selon la nature des plaques (océaniques ou continentales) qui entrent en collision.

Nous détaillerons dans ce qui suit les différents types de collisions connues et leurs effets :

1. **Premier type de collision** : quand deux plaques océaniques convergent une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) passe en dessous de l'autre (Figure 3-13). On parle de **zone de subduction** (subduction = conduire ou passer en dessous).

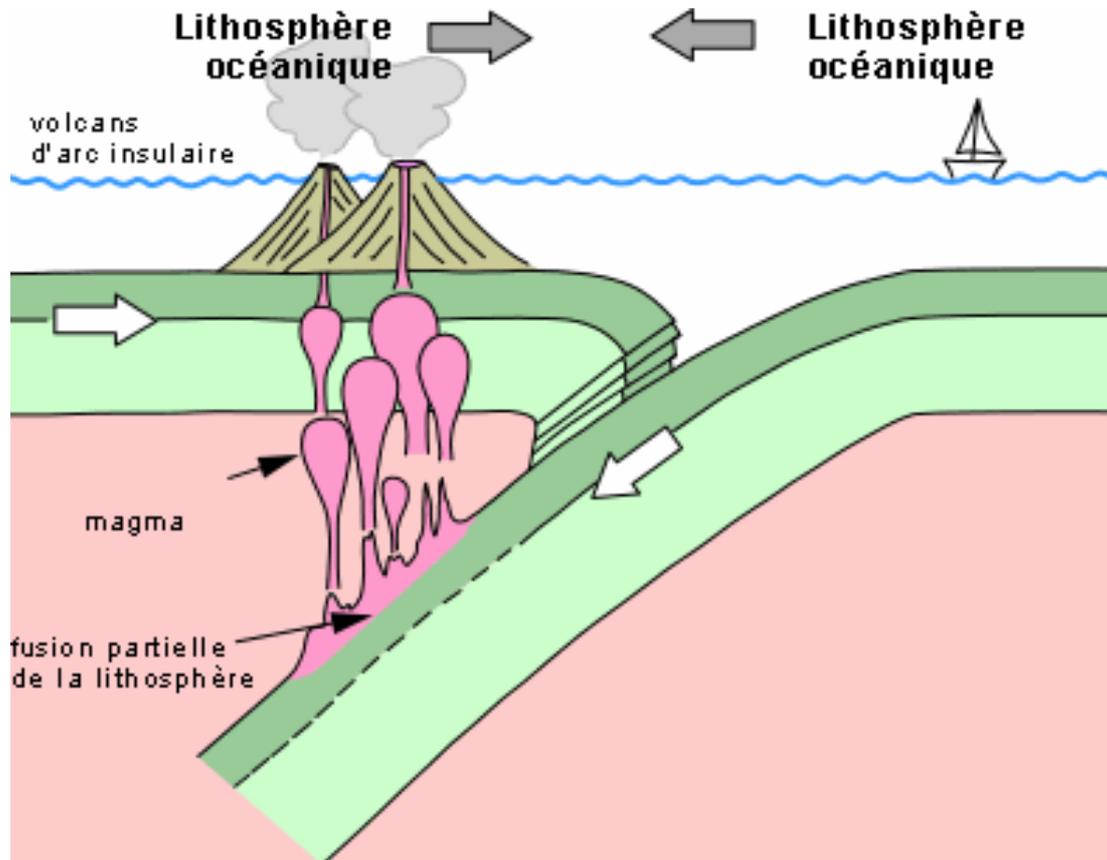


Figure 3-13 Convergence ou collision entre deux plaques océaniques

A mesure qu'elle s'enfonce, la plaque qui passe en dessous fusionne partiellement pour être digérée par l'asthénosphère.

Cette fusion produit du magma moins dense qui essaye de monter vers la surface s'il trouve des failles et fractures favorables, sous forme de volcans ou d'îles volcaniques.

2. **Second type de collision** : quand une plaque océanique et une plaque continentale convergent, c'est toujours la plaque océanique qui passe en dessous car elle est la plus dense. On parle toujours de Subduction (Figure 3-14).

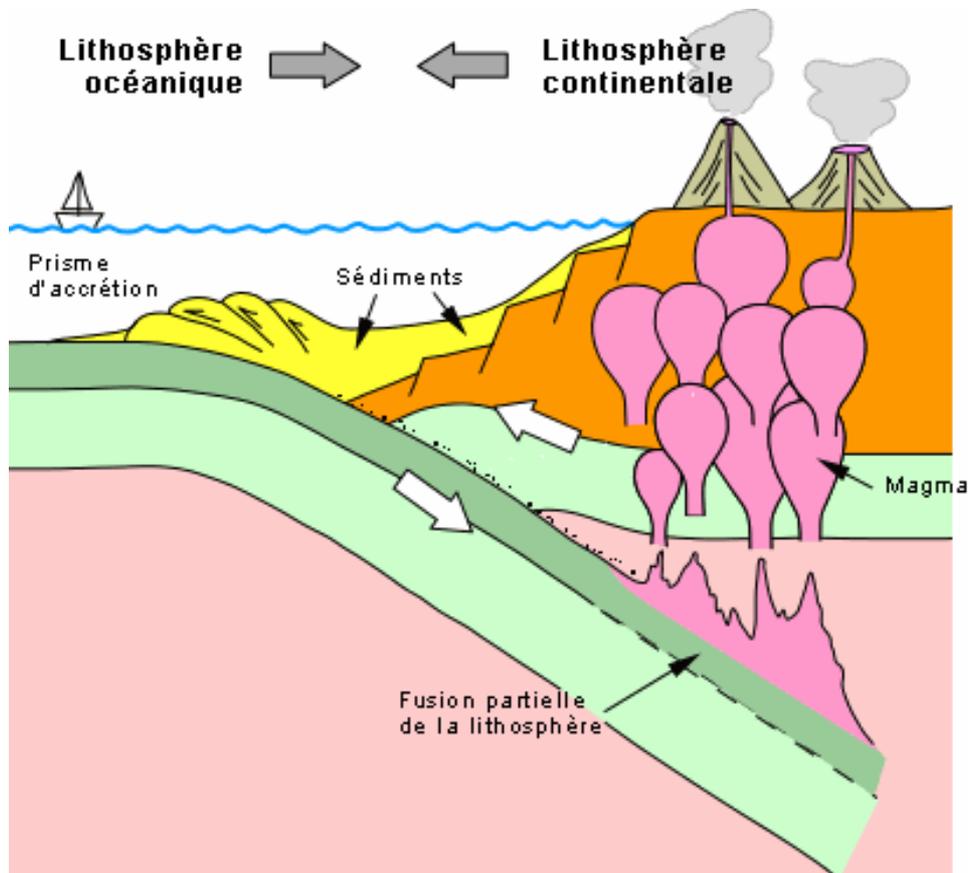


Figure 3-14 Convergence ou collision entre plaques océanique (à gauche) et une plaque continentale (à droite)

Comme dans le cas précédent, il y a fusion partielle de la plaque qui s'enfonce. La plus grande partie du magma restera emprisonnée dans la lithosphère (ici continentale). Le magma qui aura réussi à passer jusqu'à la surface formera une chaîne de volcans sur les continents (arc volcanique continental). (Exemples : La Cordillère des Andes au Chili, en Amérique du Sud)

3. *Troisième type de collision* : quand deux plaques continentales convergent, l'espace océanique qui se trouvait entre elles se referme sur le matériel sédimentaire du plancher océanique, au fur et à mesure de leur rapprochement (Figure 3-15).

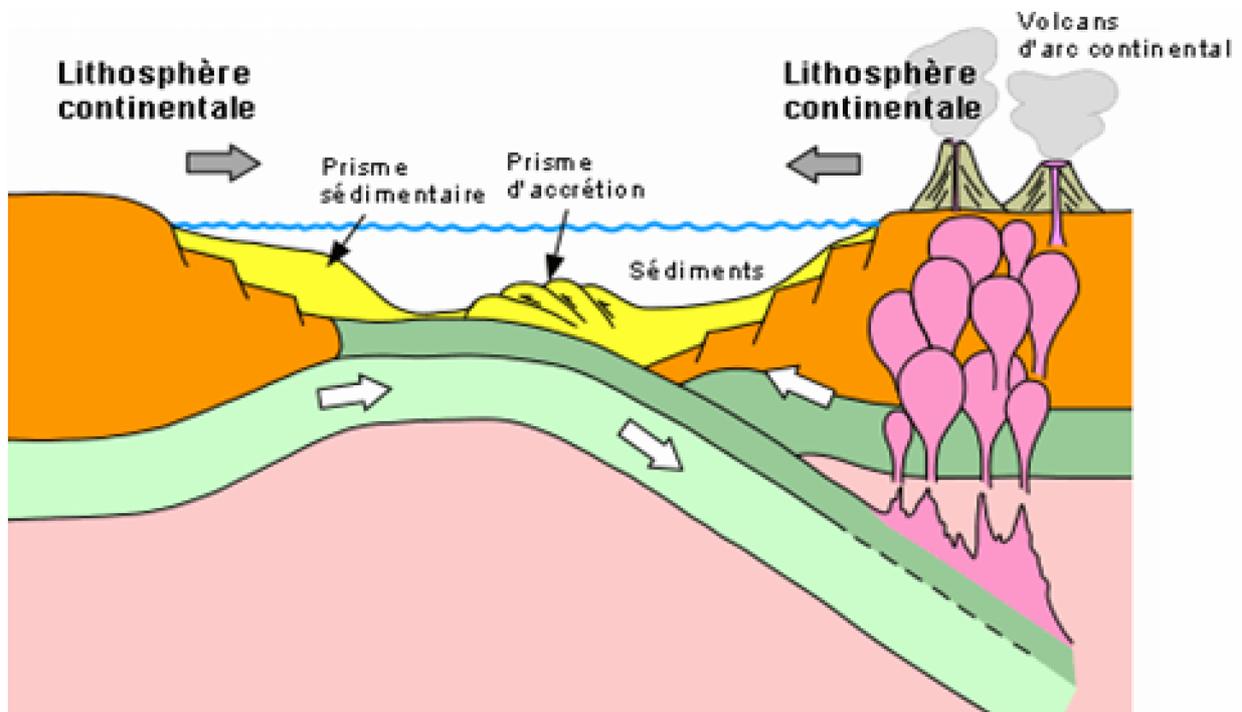


Figure 3-15 Convergence entre deux plaques continentales

#### Vitesse et rythme des déplacements :

On peut se demander à quel rythme se fait le mouvement de divergence ou de convergence ? : Cela varie, la divergence varie de **1,8 à 4,1 cm/an** dans l'Atlantique et de **7.7 à plus de 18 cm/an** dans le Pacifique. La convergence se fait à raison de **3,7 à 5,5 cm/an** dans le Pacifique.

### 3.3.C Phénomènes expliqués par la théorie de la tectonique des plaques

Rappelons que dans le passé, avant la formulation de la théorie de la tectonique des plaques, plusieurs grands phénomènes géologiques sont restés inexpliqués.

Par exemple

- on savait que **la lave des volcans** provenait du manteau, mais on ne pouvait pas expliquer pourquoi ni comment il y avait ce magmatisme et pourquoi les volcans se répartissent selon un schéma bien particulier à la surface du globe.
- On peut dire la même chose concernant **l'origine et la distribution des séismes** ou les **chaînes de montagnes**...

Grâce à la théorie de la tectonique des plaques toutes ces grandes questions ont été éclaircies. C'est pour cela qu'elle a mérité le nom de théorie unificatrice. Car elle a proposé un **modèle de mécanique planétaire terrestre** qui permet de **comprendre** d'une **façon unifiée les grands phénomènes géologiques**.

Cette théorie a été validée à l'aide d'un certain nombre de tests. Ces tests ont été réalisés avec succès sur bon nombre de phénomènes géologiques, comme par exemple: les séismes, les volcans, la déformation des roches, et la formation des chaînes de montagnes....

#### 3.3.C.1 Les séismes

##### A. Les tremblements de terre et la tectonique des plaques.

Les séismes ont une répartition bien définie à la surface de la planète. On retrouve les séismes surtout aux frontières des plaques lithosphériques. Cette répartition vient appuyer la théorie de la tectonique des plaques, particulièrement, en ce qui concerne l'existence de zones de subduction.

On distingue trois classes de séismes, en fonction de la profondeur où ils se produisent:

1. les **séismes superficiels** qui se produisent à faible profondeur, (premières dizaines de km) et qui se retrouvent autant aux frontières **divergentes** qu'aux frontières **convergentes** ;
2. les **séismes intermédiaires** qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur. Ils se concentrent uniquement au voisinage des limites **convergentes** ;
3. les **séismes profonds** qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km, et qui se trouvent exclusivement au voisinage de limites **convergentes**.

A la **convergence de plaques**, les trois classes de séismes se distribuent selon un schéma bien défini. Pour comprendre cette répartition, nous avons la Figure 3-16 qui est une coupe à la hauteur des îles Kouriles dans l'océan Pacifique non loin du Japon.

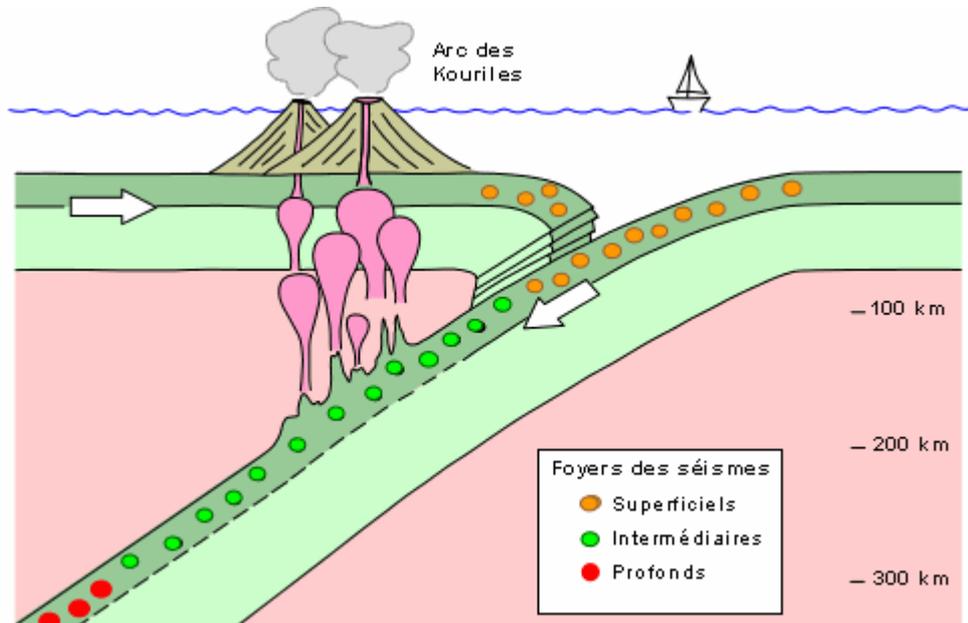


Figure 3-16 Exemple des 3 classes de séismes

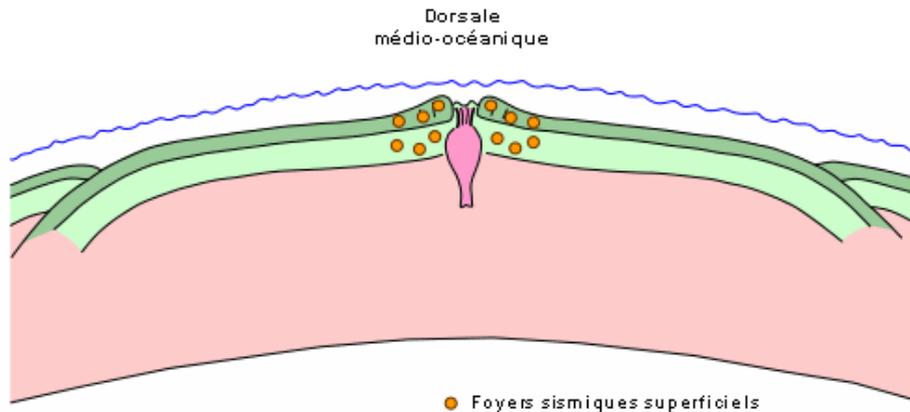
Cette coupe montre que la plaque du Pacifique, à droite, vient s'enfoncer sous la plaque eurasienne, à gauche, provoquant le volcanisme qui forme l'arc insulaire des Kouriles.

## B. Origine des tremblements de terre?

Considérons l'exemple suivant :

- Un **matériau rigide** soumis à des contraintes de cisaillement va d'abord se déformer de manière élastique. Puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, il va **se rompre**, en dégageant de façon instantanée toute l'**énergie** qu'il a accumulée durant la déformation élastique.
- De même quand la **lithosphère (solide et cassante !)** est soumise à des **contraintes**, dues au **mouvement des plaques tectoniques**, la lithosphère **accumule l'énergie**.
- Quand, en certains points, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une **rupture** qui se traduit par des **failles**. L'**énergie** brusquement **dégagee** le long de ces failles cause des **séismes** (tremblements de terre).
- Si les **contraintes** se poursuivent dans cette même région, l'**énergie** va à nouveau **s'accumuler** et la rupture consécutive se fera dans les plans de **faille** déjà **existants**.
- A cause des forces de frottements dans les failles et les cassures, les déplacements ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par **coups successifs**, dégageant à chaque fois un **séisme**.
- Dans une région donnée, des **séismes** se produiront à plusieurs **reprises** le long d'une **même faille**, puisque cette dernière constitue un **plan de faiblesse** dans la **lithosphère**.
- A noter que les **séismes** ne se produisent que dans du **matériel rigide**. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la **lithosphère**, jamais dans l'**asthénosphère** qui est plastique.

**Remarque :** à la **divergence de plaques**, la lithosphère océanique dépasse rarement les 10-15 km, ce qui fait qu'il ne peut y avoir que des séismes superficiels (Figure 3-17). Les mouvements qui se produisent sous la lithosphère (convection) se font dans une asthénosphère plastique et par conséquent ne peuvent engendrer de ruptures.

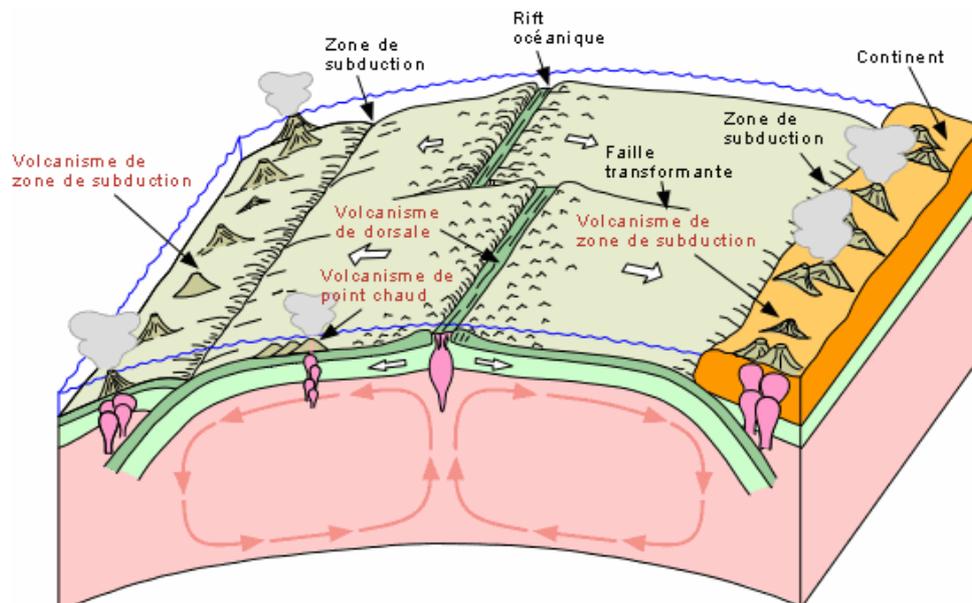


**Figure 3-17 Séismes superficiels aux frontières divergentes**

Même si la grande majorité des séismes se situe aux frontières de plaques, il n'en demeure pas moins qu'on connaît de l'activité sismique intraplaque, c'est à dire à l'intérieur même des plaques lithosphériques. Par exemple, les séismes associés aux volcans de points chauds sur les plaques océaniques sont communs. Il y a aussi des séismes intraplaques continentales, plus difficile à expliquer.

### 3.3.C.2 Les volcans

Comme les séismes, les volcans ne se répartissent pas de façon aléatoire à la surface de la planète. Plusieurs se situent aux frontières de plaques (volcanisme de dorsale et de zone de subduction), mais aussi à l'intérieur des plaques (volcanisme intraplaque).



**Figure 3-18 Exemples de volcanismes de dorsale et de subduction**

**Le volcanisme de dorsale.** – situés au sein même de la dorsale, observé directement grâce à l'exploration sous-marine, là où il se forme de la nouvelle lithosphère océanique (Figure 3-18). La composition de la lave de ces volcans indique qu'on est tout près de la zone où se fait la fusion partielle du manteau. S'il n'y avait pas de tensions dans cette zone de dorsale, il n'y aurait pas de fractures qui permettent justement au magma produit par la fusion partielle de s'insinuer dans la lithosphère et de former des volcans.

Un exemple particulier, est celui de l'ISLANDE, pays qui est entièrement assis sur la dorsale de l'Atlantique-Nord, formée uniquement de volcans. Dans ce cas, le volcanisme de la dorsale a réussi à s'élever au-dessus du niveau marin pour former une île volcanique qui constitue un laboratoire naturel pour l'étude du volcanisme de frontières divergentes.

**Le volcanisme de zone de subduction.** - Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînons de volcans.

**Le volcanisme de point chaud.** - Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intraplaque, qu'on retrouve principalement, mais pas exclusivement, sur la lithosphère océanique (Figure 3-19). Pour des raisons que l'on comprend encore mal, il se fait qu'en certains points à la base du manteau supérieur, une concentration locale de chaleur amène une fusion partielle du matériel. C'est ce qu'on appelle un point chaud.

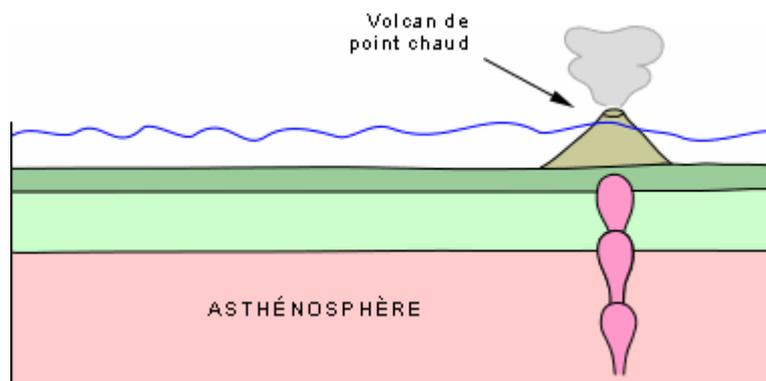


Figure 3-19 Volcan de point chaud

### 3.3.C.3- La déformation des roches

Lorsqu'elle est soumise à des contraintes, la croûte terrestre se déforme. Lorsque la contrainte dépasse la résistance du matériau, l'objet est déformé et il s'ensuit un changement dans la forme et/ou le volume. Il existe des cas où la déformation n'est cependant pas perceptible à l'oeil nu mais détectée seulement par des appareils sensibles. La déformation peut être permanente ou non.

On reconnaît trois principaux types de déformations qui affectent la croûte terrestre: élastique, plastique et cassante (un quatrième type n'est pas discuté ici, la déformation visqueuse qui s'applique aux liquides).

Le schéma de la Figure 3-20 montre la relation générale entre contrainte et déformation.

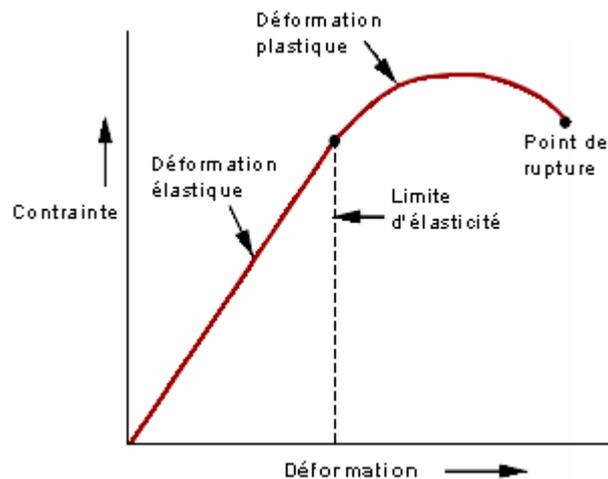


Figure 3-20 Relation Contrainte - Déformation

- 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. L'énergie emmagasinée par le matériau durant la déformation est dissipée lorsque la contrainte est relâchée; cette énergie est transformée en mouvement, par exemple, dans le cas de la balle de tennis. 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** (l'écrasement d'une balle de pâte à modeler par exemple) ou une **déformation cassante** (le verre qui se brise). Dans le cas de la déformation plastique, toute l'énergie est utilisée pour déformer le matériau.
- Avec une augmentation de la contrainte, le matériau atteint un second seuil, son **point de rupture**, et il casse; c'est la déformation cassante. Lorsqu'un matériau est soumis à des taux de contraintes très rapides, la déformation plastique est minime ou même inexistante.

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.

La **Température** et la **pression** augmentent avec la profondeur dans la croûte terrestre et modifient le comportement des matériaux. D'une manière très générale, on aura la relation suivante (Figure 3-21):

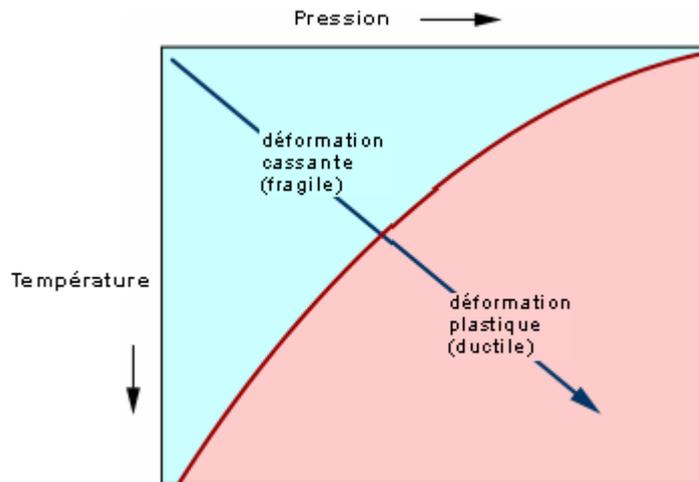


Figure 3-21 Relation Température et Pression dans l'écorce terrestre

La courbe qui délimite les deux champs: le champ de la déformation cassante (qu'on dit aussi fragile) et celui de la déformation plastique (qu'on dit aussi ductile).

La droite fléchée symbolise une augmentation progressive des conditions de température et de pression à mesure que l'on s'enfonce dans la croûte terrestre.

Cette relation nous indique que, de manière générale, les roches de surface seront déformées de façon cassante, alors que les roches en profondeur le seront de façon plastique.

C'est-à-dire que pour un type de roche donné, celui-ci peut se retrouver sous un état fragile ou ductile, selon la profondeur à laquelle il se trouve dans la croûte terrestre.

Le **temps** est aussi un facteur très important lorsqu'on discute de déformation. En ce qui concerne la déformation des roches, le facteur temps, qui se mesure ici en millions d'années, doit être considéré. Il est difficile d'imaginer qu'on puisse plier des couches de roches dures, ... à moins qu'on y mette le temps géologique nécessaire.

Un autre paramètre à ne pas négliger est la **composition de la roche**. Certaines roches sont cassantes de nature (comme les calcaires, les grès, les granites), d'autres plutôt plastiques (comme les roches argileuses).

Les roches sédimentaires sont à l'origine disposées en couches à peu près horizontales puisqu'elles proviennent de la transformation de sédiments qui se sont déposés à l'horizontale. Mais on les retrouve souvent inclinées, déformées, affectées par des plis et des failles, particulièrement dans les chaînes de montagnes.

### 3.3.C.4 La formation des chaînes de montagnes

La question qui a longtemps troublé les géologues est la formation des grandes chaînes de montagnes.

La théorie de la tectonique des plaques a proposé un modèle qui tient compte des compressions latérales et du soulèvement d'une énorme masse de matériel.

Lorsque les deux plaques continentales entrent en collision (Figure 3-22), le mécanisme « se coince »: l'énergie due à la convection n'est pas assez forte pour enfoncer une des deux plaques dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère.

Cela a pour effet de comprimer encore plus tout le matériel sédimentaire qui se soulève pour former une chaîne de montagnes où les roches sont plissées et faillées. (Figure 3-23).

**Exemple** : toutes les grandes chaînes de montagnes plissées ont été formées par ce mécanisme. Comme la récente formation de l'Himalaya par collision du sous-continent indien et du continent asiatique il y a quelques millions d'années.

Un autre exemple si près de nous est la collision entre la plaque Africaine et la plaque Eurasienne (Europe et Asie) qui a donné naissance à deux chaînes de montagnes les Alpes en Europe et l'Atlas en Afrique du nord.

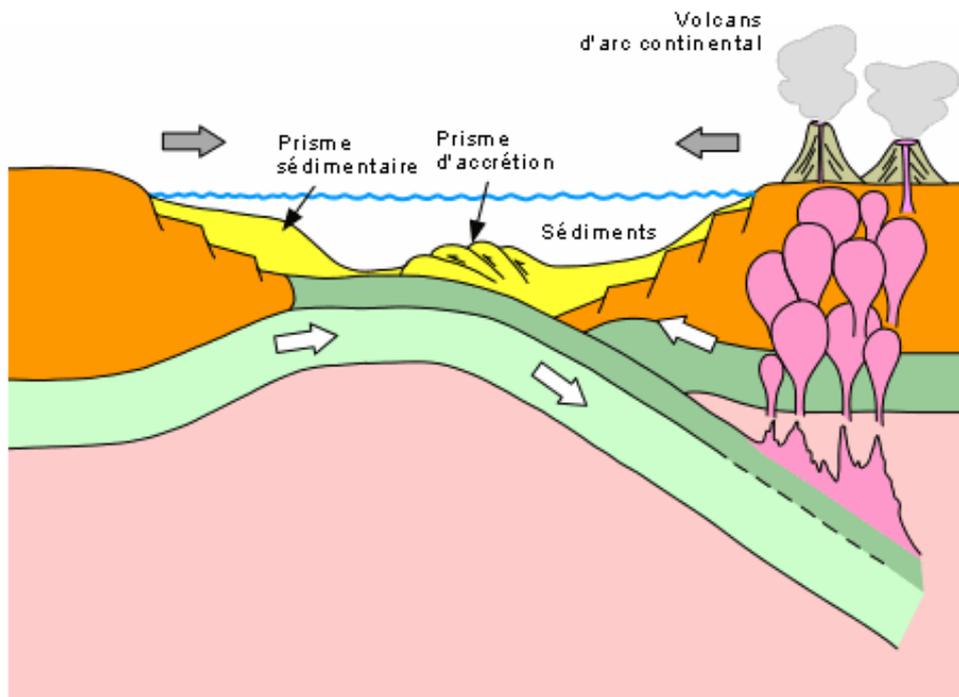


Figure 3-22 Formation de chaîne de montagnes par convergence de plaques continentales

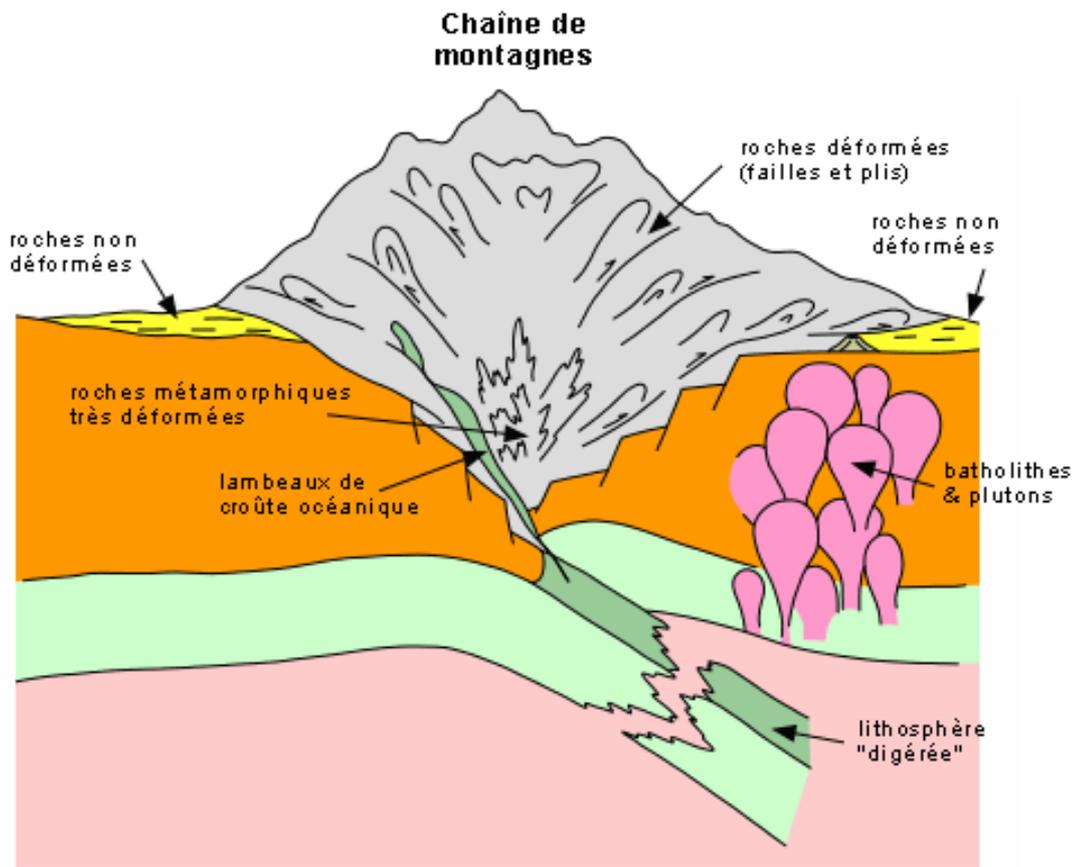


Figure 3-23 Formation de chaîne de montagnes par convergence entre deux plaques continentales