

Géologie

(1^{ère} année Socle commun géologie)

03/2021

1^{ère} partie : Géodynamique externe

Chapitre 1 : Géologie générale :

Introduction :

La terre âgée de peu près de 4.6 milliards d'années, au cours de cette longue période, la planète a dramatiquement changé d'une sphère inhospitalière formée de roches en fusion à un monde diversifié riche en vie. Ce monde où nous vivons est le résultat d'interactions complexes entre la vie et l'environnement.

Géologie ou géoscience, est l'étude de la terre –ou tout objet céleste- du point de vue structure, composition et origine. Les géologues n'abordent pas seulement des questions académiques telles que la formation et la composition de notre planète, les causes des séismes, l'âge de la glace et l'évolution de la vie, mais ils répondent aussi à des problèmes pratiques comme la façon de maintenir la pollution des eaux souterraines, comment trouver du pétrole et des minéraux et comment éviter les glissements de terrain....etc.

Au cours de ces dernières années, les géologues ont apporté d'importantes contributions l'étude du changement climatique mondial.

La fascination de la géologie attire beaucoup aux carrières sous le cadre de cette science. Des dizaines de milliers de géologues travaillent sur le pétrole, l'exploitation minière, l'eau, l'ingénierie et les entreprises de l'environnement, tandis qu'un nombre moins petit de géologues travaillent dans les universités, le gouvernement, les enquêtes et les laboratoires de recherche.

Néanmoins, du fait que les futures biologistes ne deviendront pas de géologues professionnels, il est juste de poser la question, "Pourquoi, étudier la géologie ? "

Tout d'abord, la géologie peut être l'un des sujets les plus pratiques à apprendre. Posez-vous les questions suivantes, et vous allez rendre compte que les processus, phénomènes et matériaux géologiques, jouent des rôles majeurs dans la vie quotidienne :

- ▶ Est-ce que vous vivez dans une région menacée par les glissements de terrain, les volcans, les tremblements de terre ou les inondations ?
- ▶ Etes-vous inquiets au sujet du prix et des ressources de l'énergie ?
- ▶ Avez-vous demandé d'où vient le cuivre dans les fils de votre maison ?
- ▶ Avez-vous vu des champs verts entourés par le désert et Poser la question d'où provient l'eau d'irrigation ?

De toute évidence, tous les citoyens du 21^e siècle, non seulement les géologues professionnelles, ont besoin des compréhensions de base sur la géologie pour prendre des décisions et de comprendre les nouveaux rapports portant sur des questions liées à la Terre.

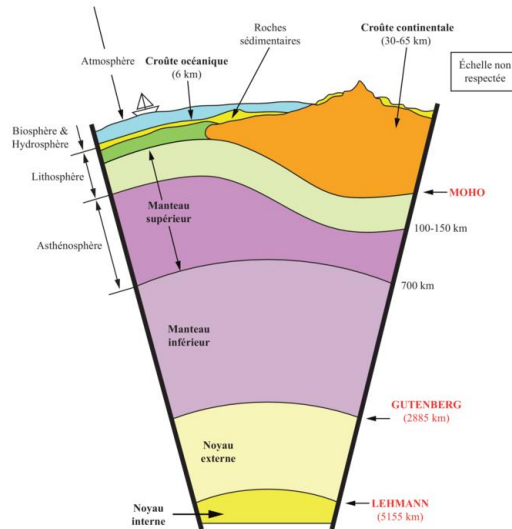
Deuxièmement, l'étude de la géologie vous donne un contexte holistique pour interpréter votre environnement. Comme vous le verrez, la terre est une entité complexe, où les organismes vivants, les océans, l'atmosphère et la roche solide interagissent tous l'un avec l'autre dans une grande variété de façons. L'étude géologique révèle l'antiquité de la terre et montre comment la planète a profondément changé au cours de son existence.

Troisièmement, l'étude de la géologie met les réalisations et les conséquences de la civilisation humaine dans un contexte plus large. Voir la suite d'un grand tremblement de terre, inondation, ou un ouragan, et il est clair que la puissance des phénomènes géologiques naturels dépasse largement la force des structures d'origine humaine. Mais il est clair que les gens peuvent changer la face de la Terre à des taux dépassant souvent ceux des phénomènes géologiques naturels. (Stephen Marshak, 2013 essentials of geology 4^{ème} édition)

1. Structure interne du globe :

Comme résultat des études de la propagation des ondes sismiques au cours du siècle précédent, les géologues ont une meilleure connaissance et une vision assez claire de ce que les couches à l'intérieur de la Terre.

On peut essentiellement distinguer trois couches concentriques séparées par deux discontinuités majeures. De l'intérieur vers l'extérieur on distingue : Le noyau, le manteau et la croûte.



Structure interne de la terre

http://static1.assistancescolaire.com/t/images/t_svt_06i07z.jpg

Voyons maintenant les propriétés de couches individuelles dans plus détail

1.1. Le noyau :

Les géologues ont conclu que le noyau est constitué d'alliage de fer (fer mélangé avec de petites quantités d'autres éléments). L'étude des ondes sismiques conduit les scientifiques à diviser le noyau en deux parties, **le noyau externe** (entre 2900 et 5,155 km de profondeur) et le **noyau interne** (d'une profondeur de 5,155 km vers le bas au centre de la Terre à 6371 km).

Le noyau externe est constitué d'un alliage de fer liquide.

Le noyau interne, avec un rayon d'environ 1220 km, est un alliage de fer solide qui peut atteindre une température de plus de 4700 ° C. Même s'il est plus chaud que le noyau externe, le noyau interne est solide, car il est plus profond et donc il est soumis à une pression plus grande. La pression maintient les atomes verrouillés ensemble étroitement dans des matériaux très denses.

1.2. Le manteau :

Le manteau de la Terre forme une couche d'épaisseur de 2885 km entourant le noyau séparé de ce dernier par la discontinuité de Gutenberg et de la croûte par la limite de MOHOVICIC. En terme de volume, il constitue la plus grande partie de la terre. A la différence de la croûte, le manteau est formé uniquement d'une roche ultramafique (sombre et dense) appelée péridotite. Ceci signifie que la péridotite, bien que rare à la surface de la Terre, est effectivement la roche la plus abondante sur notre planète ! Des chercheurs ont constaté que la vitesse des ondes sismiques change à une profondeur de 400 km et de nouveau à une profondeur de 660 km dans le manteau.

Partant de ce constat, ils divisent le manteau en deux sous-couches : **le manteau supérieur**, jusqu'à une profondeur de 660 km, et le **manteau inférieur**, de 660 km jusqu'à 2.900 km. Presque tout le manteau est solide comme une roche. Mais même s'il est solide, la roche du manteau à une profondeur de 100 à 150 km est si chaude qu'elle est assez souple à couler. Ce flux, cependant, se déroule extrêmement lentement, à une vitesse de moins de 15 cm par an. Souple ici ne signifie pas liquide ; cela signifie simplement que sur de longues périodes de temps le manteau peut changer de forme sans être cassé. Nous avons indiqué précédemment que la presque totalité du manteau est solide. Nous avons utilisé le mot «presque» parce qu'une partie du manteau est fondu en formant le Magma.

1.3. La croûte terrestre :

la croûte terrestre est la partie supérieure rigide de la terre, sa base est définie par la discontinuité sismique Mohorovicic ou simplement la discontinuité de Moho.

Il y'a essentiellement deux types de croûte, la croûte continentale et la croûte océanique, typiquement la croûte océanique s'étend sur une épaisseur entre **3 à 15 km** et comprend 54% de la croûte par répartition, et 17 % de la croûte par volume, la croûte continentale s'étend sur une épaisseur de 30 à 70 km et comprend 77% du volume de la croûte et seulement 40% par répartition, la croûte transitionnelle est d'une épaisseur de 15 à 30 km. La grande partie de la croûte reste inaccessible.

La température de la croûte augmente avec la profondeur, elle peut atteindre des valeurs typiquement entre 200° C à 400°C à la limite entre la croûte et le manteau sous-jacent.

1.1.1. La croûte continentale :

Au niveau des zones continentales stables, c'est-à-dire des grands boucliers et plateformes, comme celle de l'Afrique ou de la Russie qui n'ont pas subi de déformations depuis plusieurs centaines millions d'années, on distingue :

- la croûte supérieure (10 à 15 km), $d = 2,7$, $V_p = 6$ km/s;
- la croûte inférieure (10 à 15 km), $d = 2,8$ à $2,9$, $V_p = 7$ km/s.

La croûte supérieure est facile à interpréter : sous une épaisseur variable de sédiment, elle montre des gneiss (roche métamorphique) plus ou moins granitisés, d'où son nom de couche granito-gneissique (ou sialique). Cette croûte supérieure affleure en effet largement dans les grands boucliers et se retrouve, parfois visible sur toute son épaisseur, dans les chaînes de montagnes, anciennes et actuelles.

La croûte inférieure est plus difficile à interpréter, car inaccessible au niveau des grands boucliers. Une simple croissance de vitesse des ondes sismiques P avec la pression due à la profondeur, ne suffit pas pour expliquer l'accélération observée. Une différence de composition lithologique doit intervenir. La densité du milieu (2,8 à 2,9) est celle du basalte (roche magmatique), d'où le nom de couche basaltique qu'on lui donnait parfois.

Dans les zones orogéniques, l'épaisseur de la croûte continentale augmente (le Moho s'enfonce), ce qui donne une «racine» qui peut doubler l'épaisseur de la croûte (60 à 70 km).

1.1.2. La croûte océanique

Elle forme le fond des grands océans et diffère essentiellement de la précédente par sa minceur et l'absence de couche granito-gneissique.

Zones océaniques stables (= plaines abyssales), Sous une épaisseur variable de sédiments viennent :

– La croûte océanique supérieure, seule atteinte et en partie traversée par les forages (le forage le plus profond l'a traversée sur 2 km environ, près des îles Galapagos, sous 275 m de sédiments).

Épaisseur 2 km environ, $d = 2,5$ à $2,7$, $V_p = 5$ km/s. Elle montre des coulées basaltiques contenant quelques niveaux sédimentaires consolidés.

– La croûte océanique inférieure. Épaisseur 5 km, $d = 2,8$ à $2,9$, $V_p = 7$ km/s. Sa nature est discutée puisque les forages ne l'ont pas atteinte. Les dragages et les observations en submersible sur les escarpements de failles océaniques ouvertes ont donné des basaltes, des gabbros métamorphisés, des amphibolites et des péridotites serpentinisées. (Jaques Debelmas et al, 2008)

1.4. La lithosphère et l'asthénosphère :

Jusqu'à présent, nous avons identifié trois couches principales (croûte, manteau, et noyau) à l'intérieur de la Terre dont la composition varie d'une couche à une autre. Les ondes sismiques se déplacent à des vitesses différentes à travers ces couches.

Une autre façon de penser sur les couches de la terre provient de l'étude de la mesure dans laquelle le matériau constitutif une couche peut circuler. Dans ce contexte, nous distinguons des matériaux rigides, qui peuvent se tordre ou se casser, mais ne peut pas circuler, et matériaux plastiques, qui sont relativement souples et peuvent déplacer sans être cassés.

Les géologues ont déterminé que sur 100 à 150 km de profondeur, la Terre est relativement rigide. En d'autres termes, la terre a une coque extérieure, composée de roches qui ne peuvent pas circuler facilement. Cette couche externe est appelée la lithosphère, et elle est constituée de la

croûte plus la partie la plus haute, la plus froide du manteau. Nous nous référons à la partie du manteau au sein de la lithosphère comme manteau lithosphérique.

Notez que les termes de la lithosphère et la croûte ne sont pas synonymes-la croûte est juste la partie supérieure de la lithosphère.

La lithosphère se trouve au-dessus de **l'asthénosphère**, qui est la partie du manteau dans lequel la roche peut circuler. La limite entre la lithosphère et l'asthénosphère se produit où la température atteint environ 1280 ° C, pour des températures plus élevées que cette valeur, la roche dans le manteau devient assez molle à couler.

Les géologues font la distinction entre les deux types de lithosphère. La lithosphère océanique, surmonté par une croûte océanique, a généralement une épaisseur d'environ 100 km. En revanche, la lithosphère continentale, surmonté de la croûte continentale, a généralement une épaisseur d'environ 150 km. Notez que l'asthénosphère est entièrement dans le manteau et se situe généralement à une profondeur de 100 à 150 km.

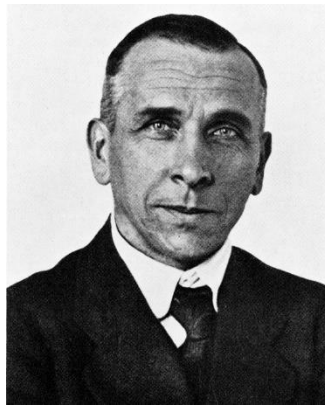
Maintenant, avec une compréhension de l'architecture globale de la Terre, nous pouvons discuter grande Théorie- unificatrice de la géologie la tectonique des plaques (chapitre II)

2. DERIVE DES CONTINENTS ET TECTONIQUE DES PLAQUES

Au début du siècle précédent, le savant météorologue Alfred Wegener était bien connu, il avait publié un petit livre, ‘L'origine des Continents et des Océans’, dans lequel il avait osé défier les géologues qui avaient pensé sur des longues périodes que les continents étaient restés fixés dans leur position à travers toute l'histoire de la Terre. Alors que Wegener pensait que les continents correspondent une fois à un seul ensemble comme les pièces d'un puzzle géant en formant un vaste supercontinent. Il a suggéré que ce supercontinent, qu'il l'a nommé Pangée (prononcé pan-Jee-ah ; d'origine grecque pour toutes les terres), plus tard, fragmenté en continents qui se sont séparés en se déplaçant lentement à leurs positions actuelles. Ce modèle est venu pour être connu comme la dérive des continents.

2.1. La dérive des continents :

Wegener a présenté de nombreuses observations en faveur de sa théorie, mais il a rencontré une forte opposition. Dans une conférence largement médiatisée de géologie en 1926 à New York, un groupe de professeurs américains se demandaient «Quelle force pourrait éventuellement être suffisamment grande pour déplacer l'immense masse d'un continent ? ». Les écrits de Wegener ne fournissent pas une bonne réponse, alors malgré toutes les observations justificatives qu'il lui avait fournies, la plupart des participants à la réunion ont rejeté la théorie de la dérive des continents. Quatre ans plus tard, Wegener s'est mis face à son plus grand défi. Le 30 Octobre, 1930, Wegener a atteint les observateurs et dépose suffisamment de fournitures pour l'hiver. Wegener et un compagnon partent en voyage de retour le lendemain, mais ils ne sont jamais arrivés à la maison.



Alfred Wegener (1880-1930)

Si Wegener avait survécu à la vieillesse, il aurait vu son hypothèse devenir le fondement d'une révolution scientifique.

Aujourd'hui, les géologues acceptent de nombreux aspects des idées de Wegener et croient que la carte de la terre est en changements permanents.

La révolution a commencé en 1960, quand un géologue américain, Harry Hess, a proposé que les continents se séparent et de nouveaux océans forment entre ces continents. Robert Dietz, avait également décrit et nommé l'expansion du plancher océanique. Hess et d'autres ont suggéré que les continents se déplacent l'un vers l'autre quand le vieux fond de l'océan entre eux redescend à l'intérieur de la Terre, un processus maintenant appelé subduction.

En 1968, les géologues avaient développé un modèle assez complet englobant la dérive des continents, l'expansion des fonds océaniques et la subduction. Dans ce modèle, la lithosphère, l'enveloppe extérieure de la terre relativement rigide, se compose d'environ quatorze pièces distinctes, ou plaques, qui se déplacent lentement l'une par rapport à l'autre. Parce que nous pouvons confirmer ce modèle en utilisant un grand nombre d'observations, il a gagné le statut d'une théorie, que nous appelons maintenant la théorie de la tectonique des plaques, ou simplement la tectonique des plaques, du mot grec tekton, qui signifie constructeur.

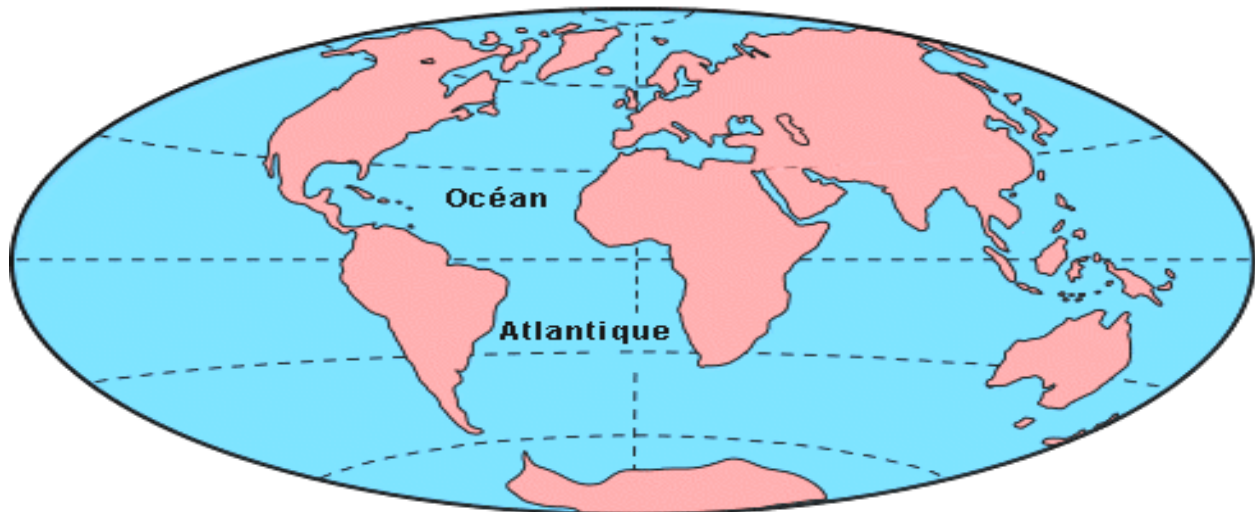
Les géologues constatent que la tectonique des plaques est la grande théorie unificatrice de la géologie, car elle a pu expliquer un grand nombre de phénomènes géologiques.

Dans ce chapitre, nous présentons les observations qui ont conduit Wegener à proposer la dérive des continents. Ensuite, nous regardons la théorie de la tectonique des plaques, les différentes limites et finalement les marges continentales.

1.2. Les arguments de Wegener :

a.Parallélisme des lignes côtières

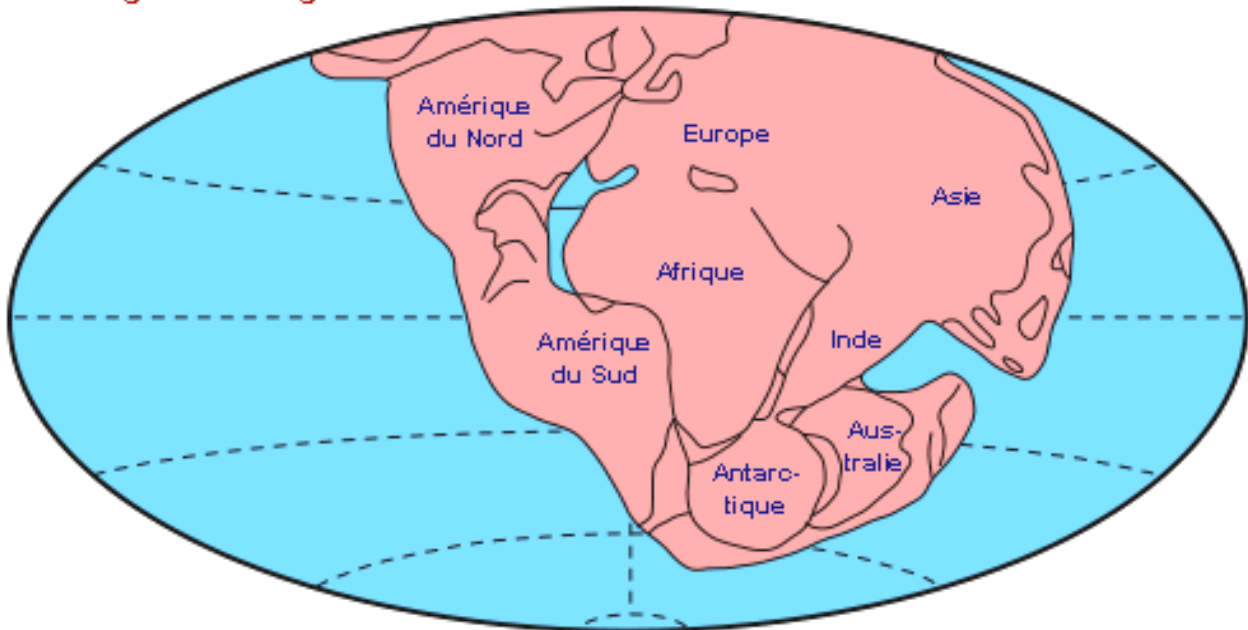
Position actuelle des continents



Presque aussitôt que les cartes des côtes de l'Atlantique sont devenues disponibles dans les années 1500, les chercheurs ont remarqué l'ajustement des continents. La côte nord-ouest de l'Afrique pourrait border contre la côte orientale de l'Amérique du Nord, et la limite de l'Est de l'Amérique du Sud pourrait nicher confortablement dans le creux de l'Afrique du sud-ouest. L'Australie, L'Antarctique, et l'Inde pourraient tous se connecter au Sud de l'Afrique, alors que Groenland, Europe, et Asie pourraient emballer contre la marge nord de l'Amérique du Nord. En fait, tous les continents pourraient être rejoints, avec des chevauchements ou des lacunes peu remarquables, pour créer la Pangée.

Wegener a conclu que l'ajustement était trop beau pour être une coïncidence et donc que les continents une fois formaient un seul super continent.

La Pangée de Wegener



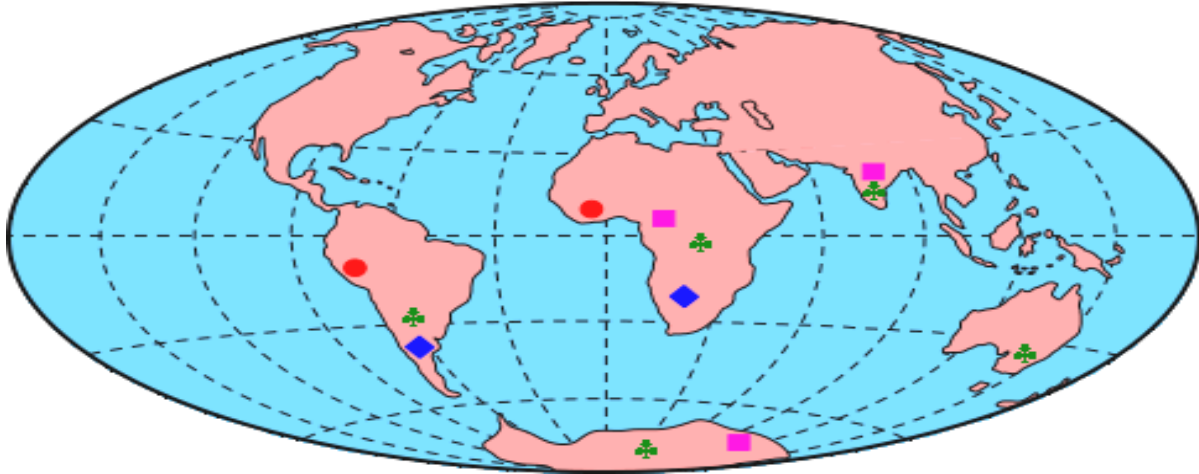
b. Distribution des fossiles :

Aujourd'hui, différents continents fournissent différentes maisons pour différentes espèces. Les Kangourous, par exemple, vivent seulement en Australie. De même, de nombreux types de plantes poussent uniquement sur un continent et non pas sur les autres. Pourquoi ? Parce que les espèces des animaux et les plantes ne peuvent pas nager à travers de vastes océans, et donc sont évoluées indépendamment sur différents continents. Au cours d'une période de l'histoire de la terre lorsque tous les continents étaient en contact, cependant, les animaux et les plantes terrestres auraient migré parmi beaucoup de continents.

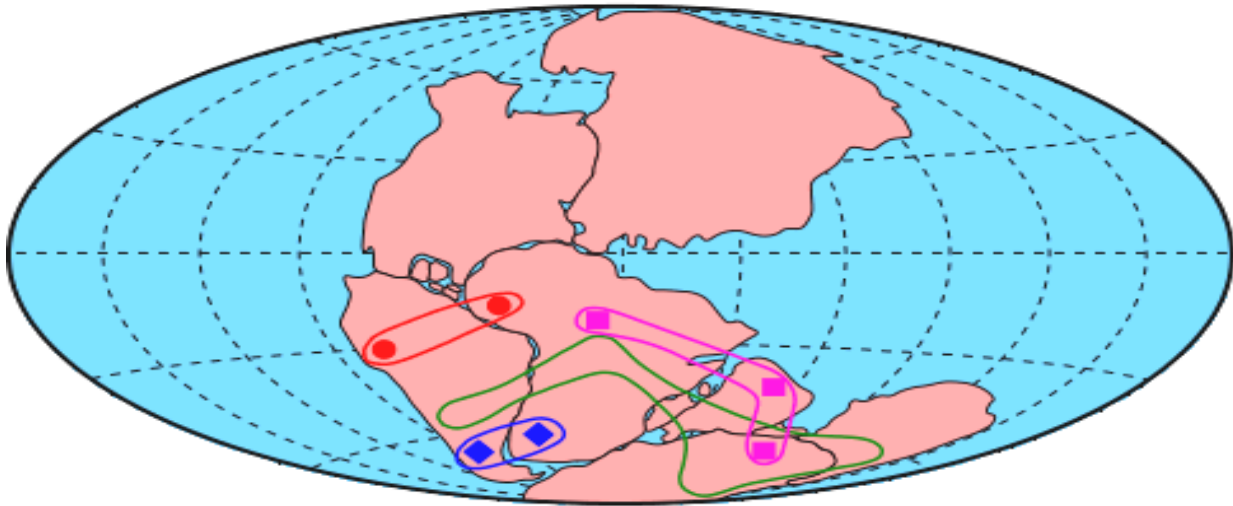
Avec ce concept à l'esprit, Wegener a tracé les occurrences des fossiles d'espèces vivantes sur terre qui existaient pendant la fin du Paléozoïque et du Mésozoïque précoce (Il y a environ 300 à 210 millions d'années) et a constaté que ces espèces avaient bien existé sur plusieurs continents. Wegener a constaté que la distribution des espèces fossiles, requièrent que les continents soient

adjacents l'un à l'autre à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque.

- **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



La solution de Wegener



Ces organismes n'avaient pas la capacité de traverser un si large océan. On doit donc concevoir qu'autrefois tous ces continents n'en formaient qu'un seul.

La distribution des espèces fossiles est, pour Wegener, un argument préalable. Il cite par exemple, un reptile, le **MESOSAURUS**, dont on retrouve les traces au Brésil et en Afrique du Sud. Datés d'environ 280 millions d'années, les fossiles sont distribués de part et d'autre de l'Atlantique.

Les fossiles de fougères **GLOSSOPTERIS** existent En Amérique du Sud, en Afrique, en Inde, en Australie et en Antarctique.

c. Les anciens glaciers :

Les glaciers sont des rivières ou des nappes de glace qui traversent la surface de la terre. Comme un flux glacier, il transporte les grains de sédiments de toutes tailles (argile, limons, sable, galets et rochers). Grains dépassant de la base des mobiles rayures détachés de glace, appelé stries, dans le substrat.

Lorsque la glace fond, il laisse le sédiment dans un dépôt appelé dépôt glaciaires. Ainsi, la présence des dépôts glaciaires et de stries dans un endroit servent comme preuve que la région était recouverte par un glacier dans le passé.

En étudiant l'âge de dépôts de dépôts glaciaires, des géologues ont déterminé que de vastes zones de la terre ont été couvertes par des glaciers pendant des intervalles de temps de l'histoire de la terre appelés âges glaciaires.

Une de ces périodes glaciaires s'est produite environ 326-267 Ma, près de la fin de l'ère paléozoïque.

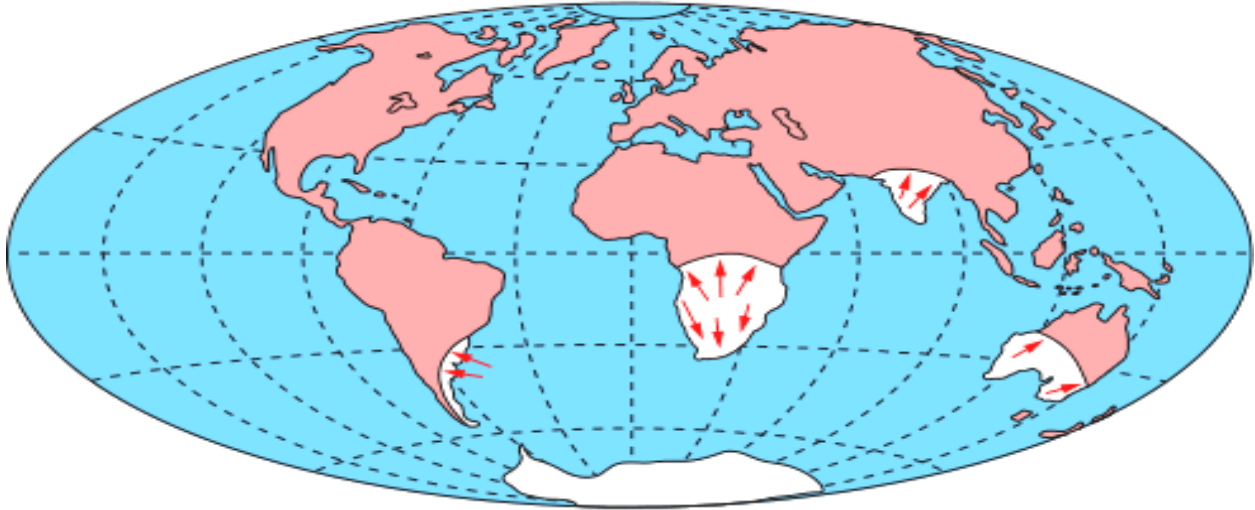
Quand Wegener a tracé les glaciers de fin du paléozoïque, il a trouvé que les glaciers dans cet intervalle de temps ont eu lieu dans le sud de l'Amérique du Sud, Sud de l'Afrique, dans le Sud L'Inde, l'Antarctique, et le Sud de l'Australie.

Ces endroits sont maintenant largement séparés et à l'exception de l'Antarctique, ne se trouvent pas dans les régions polaires froides.

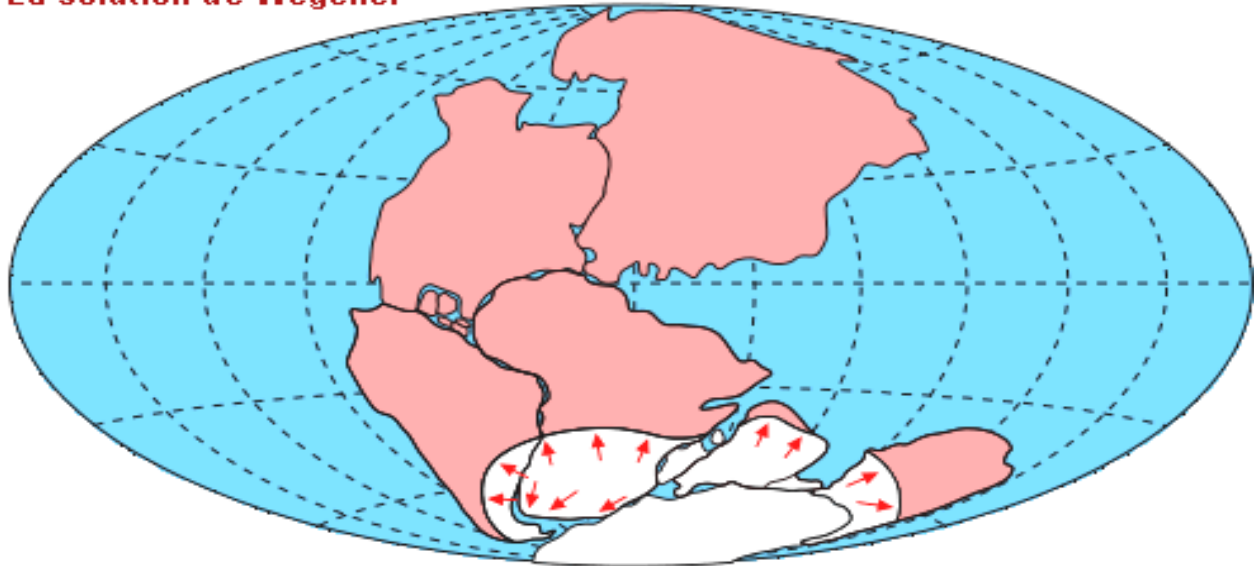
À la stupéfaction de Wegener, toutes les zones glaciaires durant la fin du Paléozoïque se trouvent

à l'une côté de l'autre sur sa carte de la Pangée.

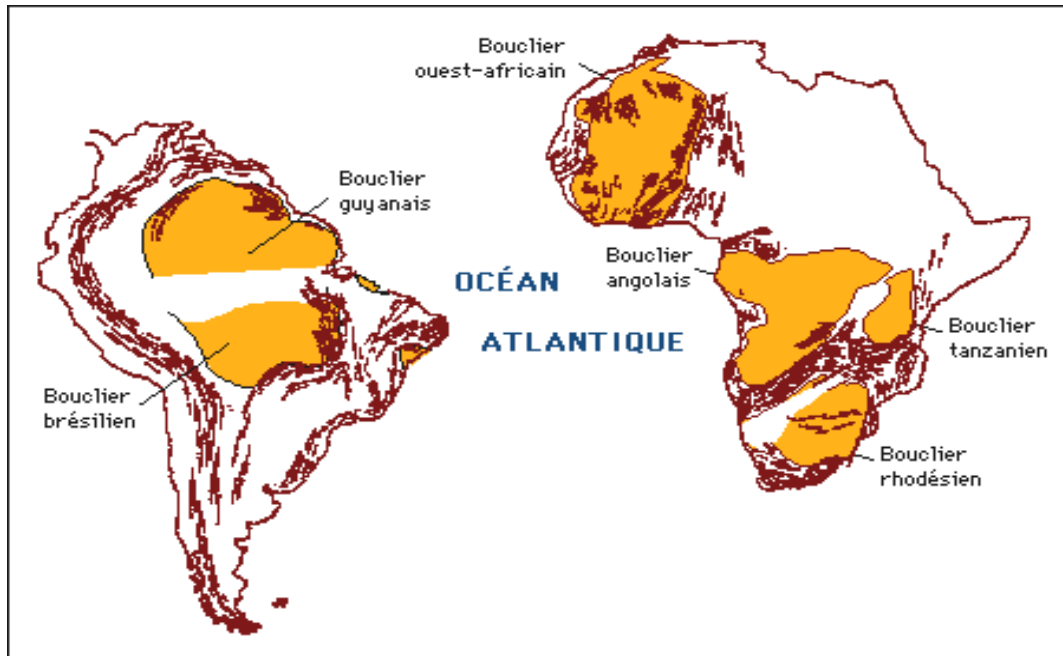
→ sens d'écoulement de la glace



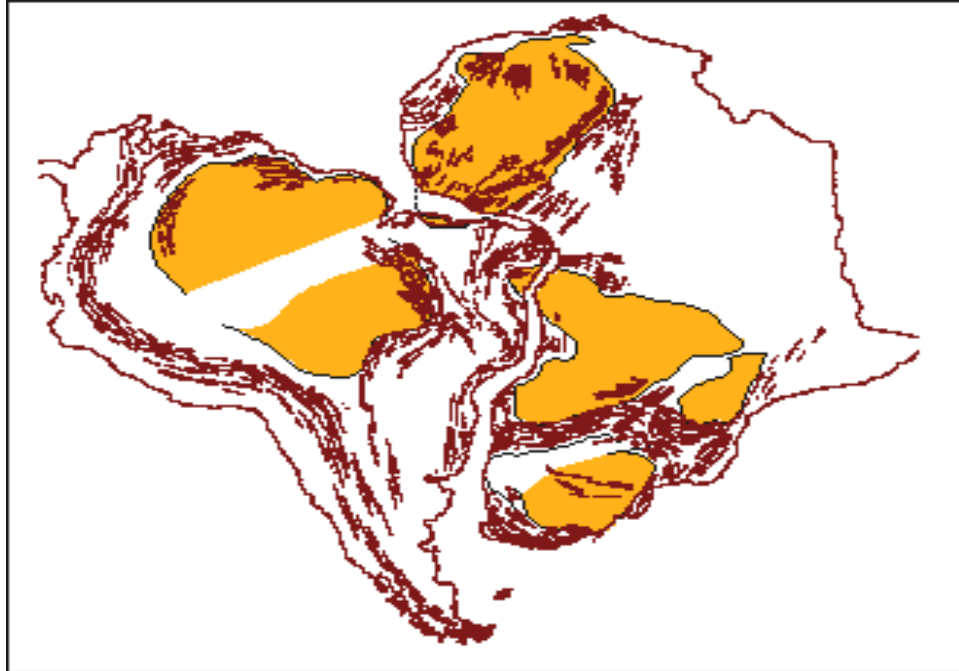
La solution de Wegener



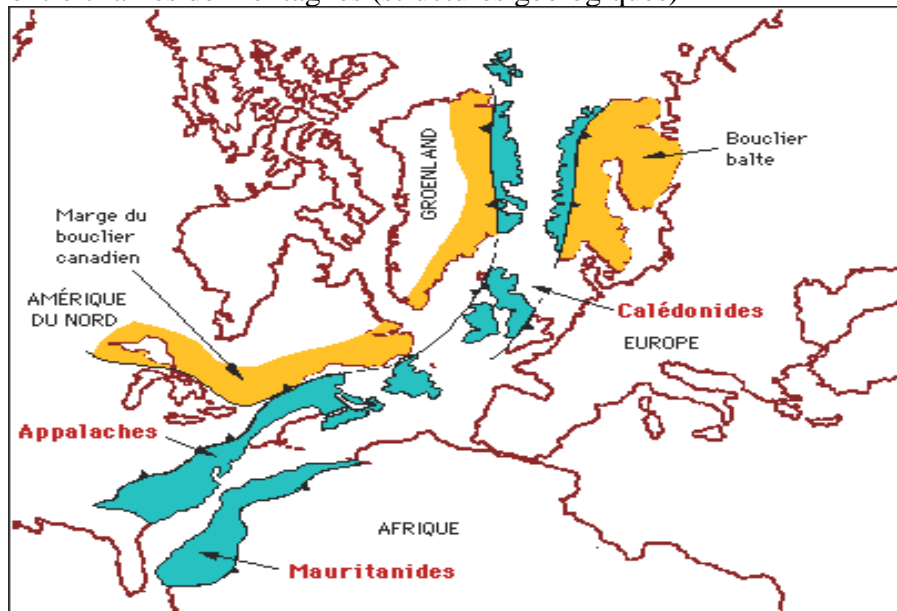
d. Les arguments géologiques



Concordance entre les structures géologiques à l'intérieur des continents :
Boucliers (2 Ga) et chaînes de montagnes (450 à 650 Ma).



Concordance entre chaînes de montagnes (structures géologiques)



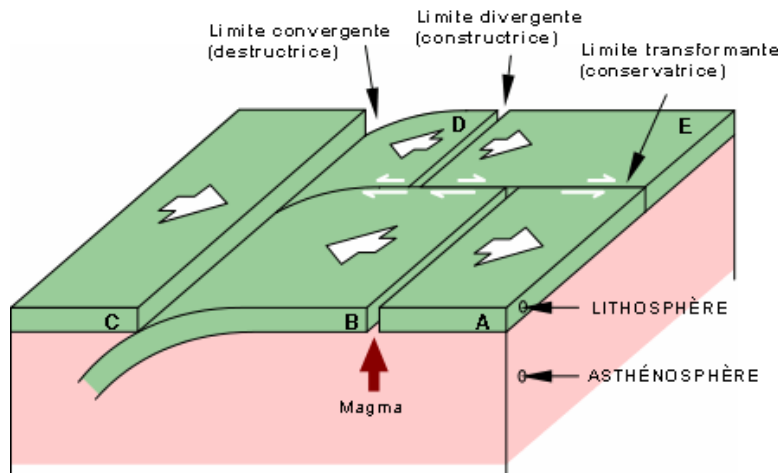
Les trois chaînes de montagnes, Appalaches (Est de l'Amérique du Nord), Mauritanides (Nord-Ouest de l'Afrique) et Calédonides (Iles Britanniques, Scandinavie), ne forment qu'une seule

chaîne continue si on rapproche les continents à la manière de Wegener **Age de formation : 470 et 350 Ma.**

2.2. La tectonique des plaques :

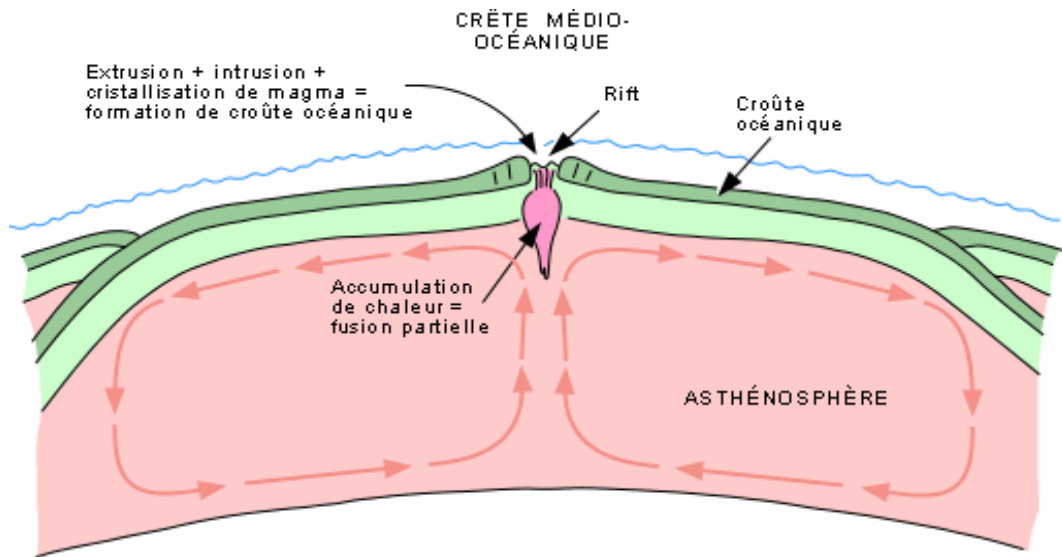
Les déformations de la lithosphère sont reliées aux forces internes de la terre (courants de convection). Elles se traduisent par le découpage de la lithosphère en plaques rigides **qui** bougent les unes par rapport aux autres.

Les mouvements se font selon 3 types de limites : convergente, divergente et transformante

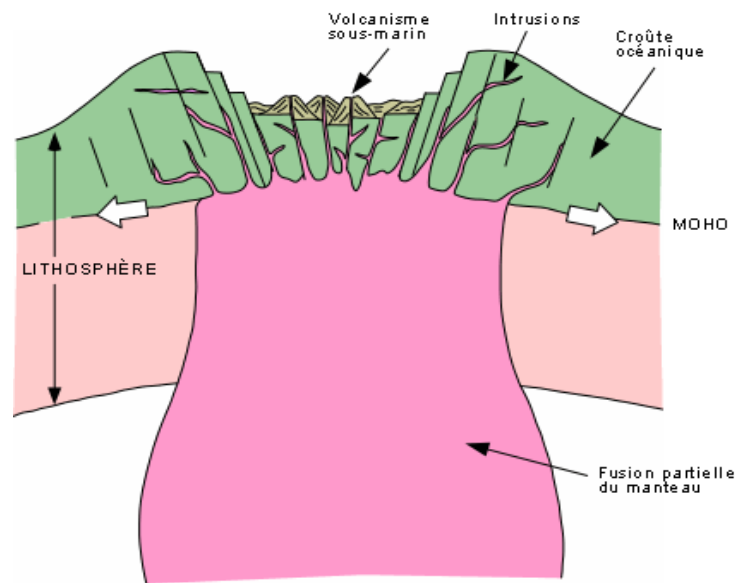


2.1. Limite divergente :

La convection produit, dans la lithosphère rigide, des forces de tension qui font que les deux plaques divergentes s'éloignent l'une de l'autre. Elle est le moteur qui entraîne 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.



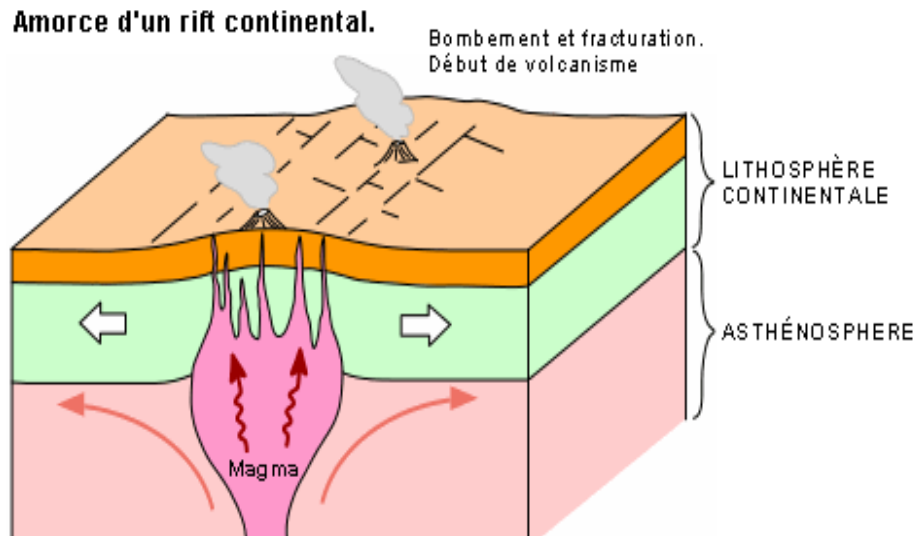
Les tensions qui se traduisent par des failles d'effondrement et des fractures ouvertes, ce qui forme un fossé d'effondrement qu'on appelle un rift océanique. Le magma expulsé, cristallise et forme la nouvelle croûte océanique.



Gros plan de la zone de divergence

Étape 1 :

L'accumulation de chaleur sous la plaque continentale cause une dilatation de la matière qui conduit à un bombement de la lithosphère. Les forces de tension fracturent la lithosphère et amorcent le mouvement de divergence. Le magma vient s'infiltrer dans les fissures causant par endroits du volcanisme continental.

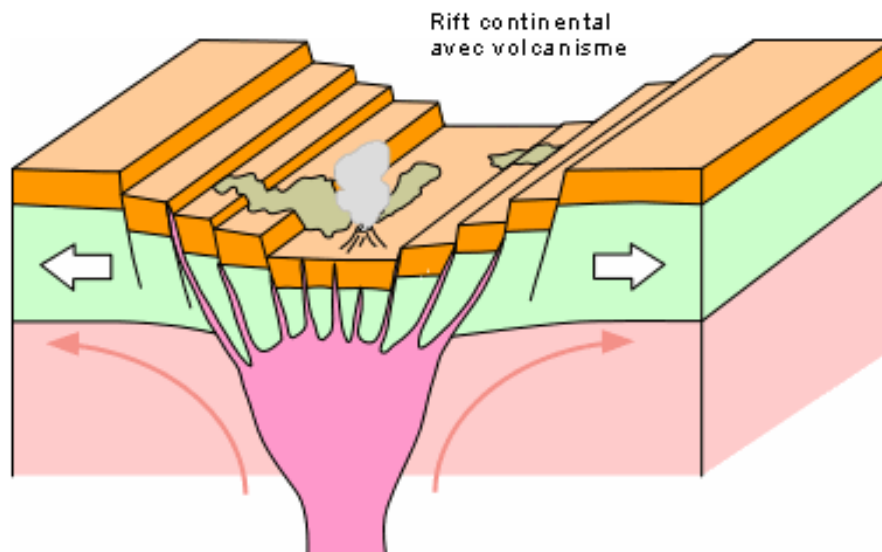


Étape 2

La poursuite des tensions produit un étirement de la lithosphère et effondrement en escalier (rift continental). Création de volcans et d'épanchements de laves le long des fractures.

Exemple : Grand Rift Africain en Afrique orientale.

Rift continental.

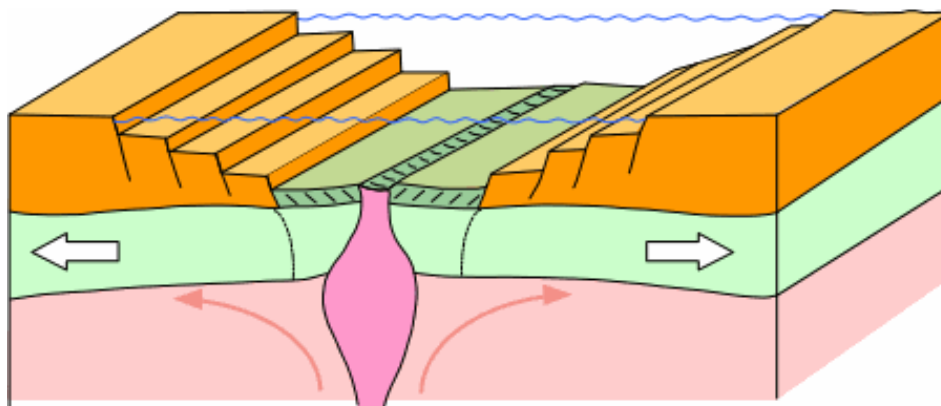


Etape 3 :

Le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée. Deux morceaux de lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'un de l'autre. La formation de la première croûte océanique basaltique de part et d'autre de la dorsale embryonnaire.

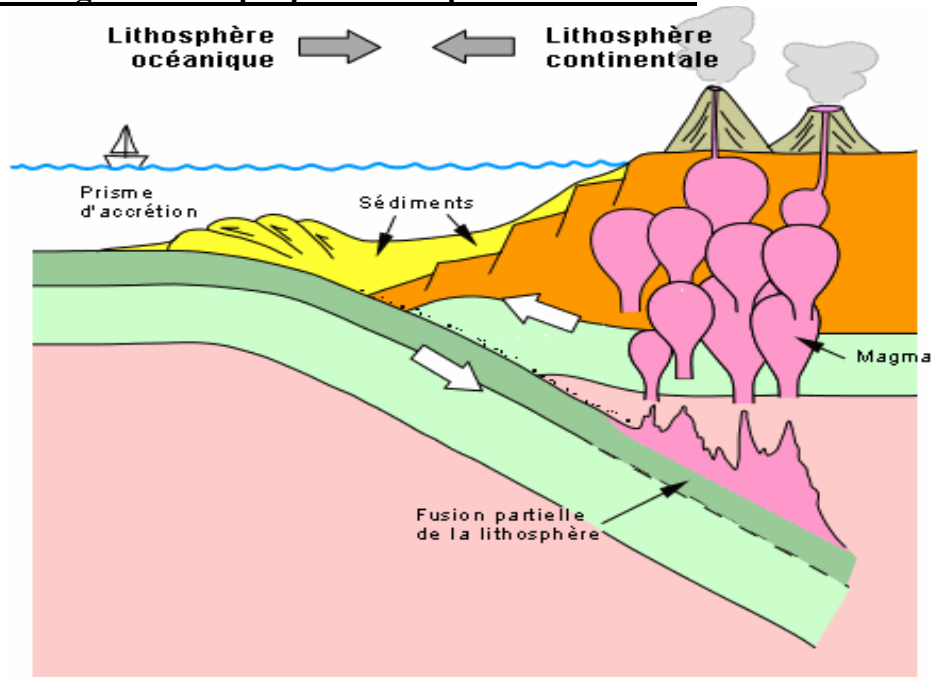
Exemple : Mer rouge.

Premier plancher océanique - Mer linéaire.



2.2. Limite convergente :

a. Cas de convergence entre plaques océanique et continentale

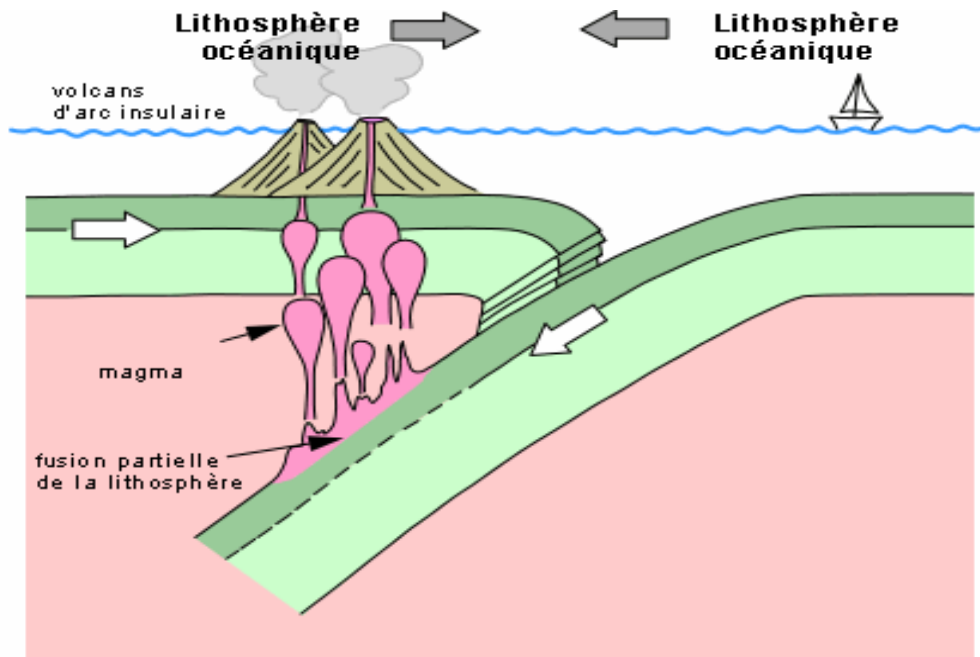


La plaque océanique et les sédiments du plancher océanique s'enfoncent dans du matériel de plus en plus dense. Le magma expulsé forme une chaîne de volcans sur les continents (arc volcanique continental). Le matériel sédimentaire qui se trouve sur les fonds océaniques et qui se concentre au niveau de la zone de subduction pour former un prisme d'accrétion.

Exemple de la marge du Pacifique Est

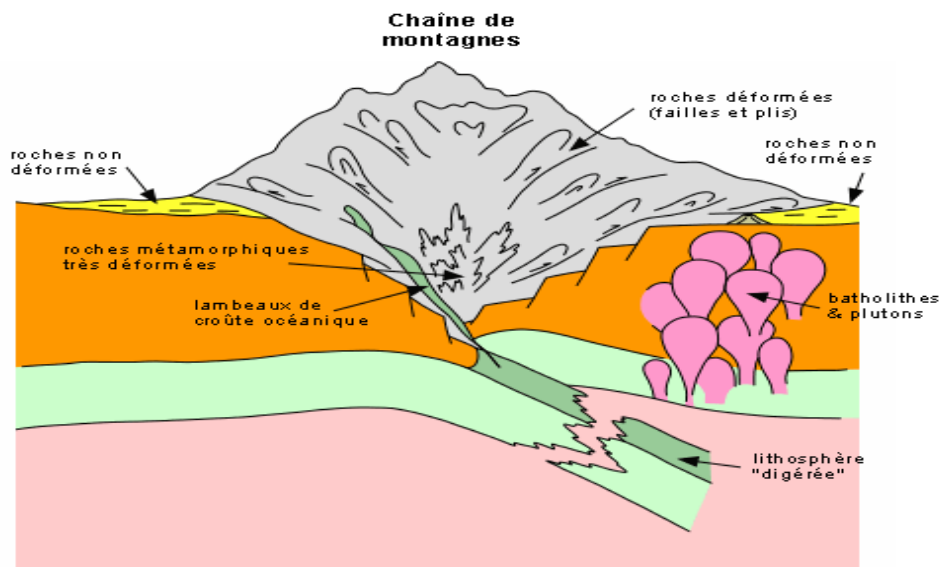
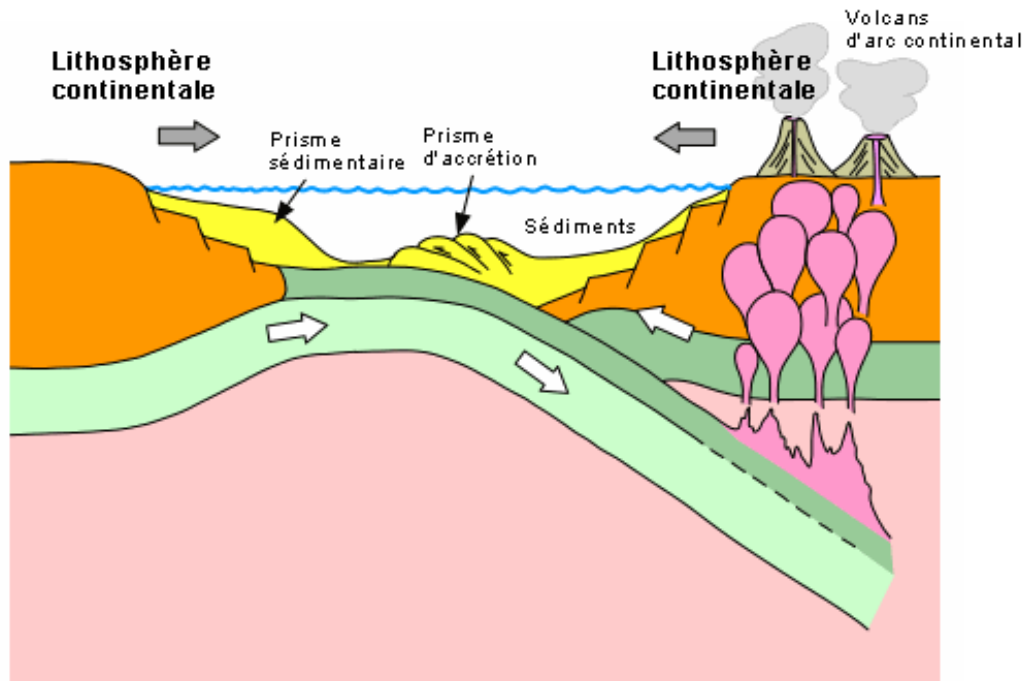
b. Cas de convergence entre deux plaques océaniques

Dans ce genre de collision, une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) s'enfonce sous l'autre pour former une zone d'obduction.



c. Cas de convergence entre deux plaques continentales

L'espace océanique se referme au fur et à mesure du rapprochement de deux plaques continentales, le matériel sédimentaire du plancher océanique, plus abondant près des continents, et celui du prisme d'accrétion se concentrent de plus en plus ; le prisme croît.



Tout le matériel sédimentaire est comprimé et se soulève pour former une chaîne de montagnes où les roches sont plissées et faillées. Toute les grandes chaînes de montagnes plissées ont été formées par ce mécanisme. *Exemple Himalayas*

3. Zones de passage continent / océan (marges continentales) :

Il y a deux types de marges :

3.1. Marges passives : Dans les marges passives, le passage vers les profondeurs est graduel. Dans les 100 premiers Km en moyenne, le fond est très faiblement incliné. La pente est de 1 %, cette zone est appelée **Plateau continental**, sa profondeur est 2000 m, puis brutalement la pente passe à 5 % en moyenne, mais elle peut être à 45 % et on arrive à 4000 m. Cette zone est appelée le **Talus continental**, il est découpé de vallées profondes appelées **canyons**. Ensuite, une zone large de 10 Km environ comprise entre 4000 et 5000 m, sa pente est comparable à celle du plateau continental, c'est le **Glacis continental**. Elle est recouverte de sédiments qui arrivent du continent par les canyons sous-marins. Au-delà, on rencontre une grande étendue plate avec une pente nulle (0 %), c'est la **Plaine abyssale**.

3.2. Marges actives : Dans les marges actives, le passage du continent à l'océan est brutal. Le plateau continental est très réduit ou absent. Le talus continental est très développé avec une pente moyenne supérieure à 15 %. Il plonge directement à une profondeur de l'ordre de - 8000 m : C'est la **fosse océanique** (le record de profondeur 11 Km est détenu par la fosse des Mariannes aux Philippines). Au-delà de la fosse, on trouve la **plaine abyssale** avec une profondeur moyenne constante : - 5000 m.

Remarque : Dans les plaines abyssales, on trouve souvent des reliefs isolés en forme de cônes tronqués : on les appelle **Guyots**. Parfois leurs sommets émergent et forment des **îles** quand ils sont proches de la surface. Des coraux et d'autres organismes marins construisent des récifs sur leurs bordures et peu à peu isolent de l'océan une petite étendue d'eau plus ou moins circulaire : le **lagon**. Le dispositif général est appelé **atoll**.

- **Exemple :** atoll de Mururoa (Polynésie)

3. Séismes et volcans:

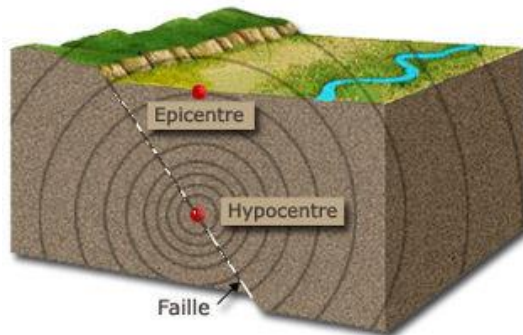
3.1. Les séismes :

Les séismes sont les phénomènes planétaires les plus marquants de la conscience humaine. Plusieurs séismes meurtriers ont marqué l'histoire dévastatrice des tremblements de terre. Les séismes peuvent déclencher d'autres phénomènes comme les tsunamis, les glissements de terrain et les épidémies.

Le séisme le plus meurtrier de l'histoire détruisit Xiang, la capitale de la Chine en 1556 en faisant probablement 830 000 victimes. Celui de 1976 dans la région de Tangsha (Chine) aurait fait de 250 000 à 600 000 morts. Le séisme le plus fort enregistré reste celui au Sud de Chili (magnitude 9.5) qui fit 5700 morts. (Eléments de géologie)

3.1.1. Définition de séisme :

Un séisme est défini dans le dictionnaire de géologie comme une secousse ou série de secousses plus ou moins violentes du sol. Leur origine se trouve en profondeur à l'hypocentre ou foyer. L'épicentre est le point de la surface situé à la verticale du foyer. Selon la profondeur de ce dernier, on distingue les séismes superficiels à moins de 100 km, intermédiaires de 100 à 300 km, profonds de 300 à 700 km (il n'y en a plus au-delà).



https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/8/8c/S%C3%A9isme-%C3%89picentre-Hypocentre-Faille_tectonique.jpg/320px-S%C3%A9isme-%C3%89picentre-Hypocentre-Faille_tectonique.jpg

La cause généralement invoquée est la relaxation de contraintes profondes (**rebond élastique**) se manifestant par un glissement de deux blocs le long d'un plan de faille : ce jeu s'appelle **mécanisme au foyer**.

3.1.2. L'intensité :

L'intensité d'un séisme dépend du lieu d'observation des effets causés par le séisme. Elle décroît généralement lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre du séisme mais varie aussi selon la structure géologique. Une forte intensité est souvent associée à des roches molles (sable, vase, argile) alors qu'on note une faible intensité dans les zones de roche plus solide (grès). En général, on ne donne que l'intensité à l'épicentre, appelée l'intensité épicentrale et qui est souvent la plus forte. Plusieurs échelles se sont succédées pour définir l'intensité des séismes. La première a été introduite par le volcanologue Giuseppe Mercalli en 1902, modifiée en 1956 et suivie par l'échelle MSK en 1964, du nom des trois sismologues européens Medvedev, Sponheuer et Karnik. (<http://musee-sismologie.unistra.fr/comprendre-les-seismes/notions-pour-petits-et-grands/notions-de-base/intensite-dun-seisme/>);:lpàço

Ces échelles sont basées sur les dégâts causés et elles contiennent douze degrés qui sont :

1 ^{er} degré	Seulement enregistré par les instruments sensibles
2 ^e degré	Très faible. Peu d'observateurs, au reois, le remarquent.
3 ^e degré	Faible. Ressenti par un petit nombre d'habitans
4 ^e degré	Médiocre. Ressenti en général à l'intérieur des maisons, mais par un petit nombre de personne en plein air. Légères oscillations d'objets ; quelques dormeurs réveillés
5 ^e degré	Assez fort. Il est parfaitement ressenti en plein air. Oscillation comme à bord d'un bateau. Les objets suspendus entrent en oscillation. Quelques balanciers de pendues (suivant la direction des ébranlements) s'arrêtent. Réveil général des dormeurs.
6 ^e degré	Fort. Provoque la panique. Objets et meubles lourds sont déplacés ; le blanc des plafonds et quelques pl\$atres tombent. Chute de quelques cheminées en mauvais état.
7 ^e degré	Très fort. De sérieux dégâts peuvent se produire ; les eaux sont troublées, il se produits des lézardes, des chutes de cheminées. Dans les puits, le niveau de l'eau change.
8 ^e degré	Ruineux. Des objets sont transportés à une distance importante ou sont renversés, les monuments funéraires, les statues, sont renversés. Ecoulements partiels de cheminées d'usines ou de cloches.
9 ^e degré	Désastreux . Des maisons peuvent s'écrouler. Destructions partiele ou totale d'édifices bien construits
10 ^e degré	Très désastreux. Des digues s'écroulent, les tuyaux d'alimentation (eau-gaz) sont coupés. Les rails de chemin de fer sont tordus. Des mamelons se produisent sur les

	routes ainsi que des fissures dans les terrains meubles.
11° degré	Catastrophique. Même les ponts les plus solides détruits, les rails complètement tordus. De grands éboulements se produisent .
12° degré	Cataclysmique. Rien ne subsiste des œuvres humaines. La géographie est modifiée. Ce degré n'a pas été observé.

Livre : Eléments de géologie

3.1.3. La magnitude

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, à la différence de l'intensité elle est indépendante du lieu d'observation, des témoignages de la population.

La notion de magnitude a été introduite en 1935 par l'Américain Charles Francis Richter pour les séismes locaux californiens afin d'estimer l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. On parle depuis de l'échelle de Richter.

$$M_L = \log A - \log A_0$$

A amplitude maximale mesurée sur un sismogramme enregistré par un sismographe Wood Anderson en millimètre.

logA₀ est une valeur standard fonction de la distance épacentrale. . Référence de Richter : distance épacentrale de 100 km A=1mm M_L=3 :

$$M_L = \log A + 3$$

La magnitude est une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe n'a pas de limites.

En réalité, sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe.

Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de -2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 1 mètre.

Sa valeur maximale est liée à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup.

Le séisme de plus grande magnitude connu au cours de ce siècle est celui du Chili en 1960, de magnitude 9.5; la zone de rupture de la faille a atteint plus de 1000 km de long. C'est à cause de cette limite qu'on entend parfois parler des 9 degrés de l'échelle de Richter. Les séismes de magnitude supérieure à 9 sont très rares et la magnitude 10 semble être une limite raisonnable compte tenu de la solidité des roches et de la fragmentation des failles.

La magnitude de Richter caractérise l'énergie émise sous forme d'ondes élastiques. Un séisme de magnitude 5.0 correspond à peu près à l'énergie dégagée par la bombe nucléaire qui détruisit Hiroshima.

La magnitude est une fonction logarithmique; c'est à dire que lorsque l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude change d'une unité.
Par exemple, un séisme de magnitude 6 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 5 et cent fois plus fort qu'un séisme de magnitude 4.

Energie d'un séisme :

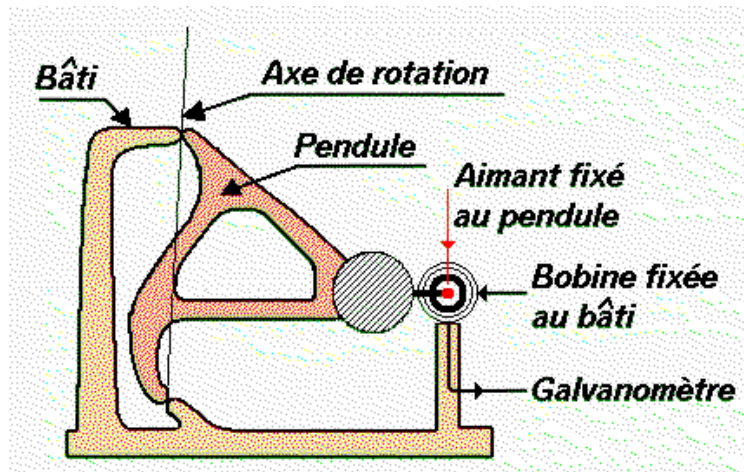
La relation qui existe entre la magnitude et l'énergie sismique libérée montre que si la magnitude augmente de 0.2 l'énergie à la source est multipliée par 2.
Un séisme de magnitude 7 libère à lui seul autant d'énergie qu'une trentaine de séisme de magnitude 6.

$$\log E = 4.8 + 1.5M_s \quad \text{Gutenberg et Richter 1958}$$

Source (<http://junon.u-3mrs.fr/ms01w004/sismo-des-ecoles/public-html/seisgram/magnitude.htm>)

3.1.4 Sismographes et sismogrammes

Le principe du sismographe (ou sismomètre) est simple, il s'agit d'un pendule présentant une forte inertie, relié à un support solidaire du sol et ses mouvements. Lors du passage du train d'onde, le support se déplace tandis que le pendule tend à rester immobile du fait de son inertie.



Sismographe

<http://junon.u-3mrs.fr/ms422aww/webdocs/mst/Geomus/sismometre1.gif>

Le mouvement relatif entre le pendule et le support est amplifié par divers moyens (mécanique, électromagnétique ou électronique) suivant les modèles et enregistré par procédé mécanique (Stylet-rouleau enregistreur), magnétique, électrique ou numérique sur disque dur. Les appareils sont munis d'un dispositif d'amortissement et, de plus, simultanément on enregistre le temps (horloge à quartz, récepteur satellitaire).

Les premiers sismomètres étaient de masse et de taille considérables (jusqu'à 9 tonnes). Le développement des techniques d'amortissement électronique a permis de réduire considérablement le volume des instruments et l'on dispose actuellement de sismomètres très sensibles d'un poids inférieur au kilogramme.

Une station sismique comporte trois sismographe ; deux enregistrent les mouvements horizontaux (ils sont placés perpendiculairement l'un à l'autre), le troisième enregistre les mouvements verticaux

3.2. Les volcans

Tous les quelques centaines d'années, l'une des collines sur Vulcano, une île dans la mer Méditerranée au large de la côte ouest de l'Italie, éjecte la roche en fusion, des cendres vitreux, et une fumée dense (en fait un mélange de différents gaz, cendres fines, et très petites gouttelettes liquides). Les Romains pensaient que ces éruptions se sont produites quand Vulcain, le dieu du feu, alimente ses forges sous l'île pour fabriquer des armes pour les autres dieux.

Les études géologiques suggèrent que les éruptions ont lieu quand le magma chaud, formé par fusion à l'intérieur de la Terre, remonte dans croûte et émerge à la surface. Le nom de l'île a évolué en français pour le mot volcan, que les géologues utilisent pour désigner soit un évènement d'éruption à travers lequel la roche en fusion atteint la surface de la Terre ou une montagne construite à partir des produits de l'éruption.



Sur la péninsule principale de l'Italie, pas très loin de Vulcano, un autre volcan, Mt. Vésuve, domine la baie de Naples. Il y'a maintenant deux mille d'années, la ville Pompéi qui se trouve au pied du Vésuve. Un matin de l'année 79 A.J, un tremblement de terre signalé l'éveil de la montagne. Le 24 Août à 01:00 p.m. un nuage sombre tacheté, avec une hauteur de 27 km s'étale sur Pompéi et transforme la journée en nuit. Blocs et pellets de roche sont tombés comme la grêle, tandis que les cendres fines et les fumées toxiques remplissent l'air.

Les gens frénétiques se sont précipités pour échapper, mais pour beaucoup d'eux, il était trop tard. Le lendemain, la ville avait disparu sous une couverture gris-noir de 6 m d'épaisseur. Ce revêtement a protégé les ruines de Pompéi si bien que lorsque les archéologues ont excavé la ville après 1800, ils ont trouvé un enregistrement complet de la vie quotidienne romaine.

De toute évidence, les volcans sont imprévisibles et dangereux. L'activité volcanique peut construire une montagne imposante ou peut faire disparaître une autre. Elle peut fournir le sol fertile et riche en minéraux

qui permet à une civilisation de se développer, ou une pluie destructive de qui peut étouffer un. En raison de la diversité de l'activité volcanique et ses conséquences.

3.2.1. Les produits d'une éruption volcanique

Le drame d'une éruption volcanique, transfère des matières à partir de l'intérieur de la terre à la surface de notre planète. Les produits d'une éruption viennent sous trois formes : les coulées de lave, les débris volcanoclastiques et les gaz.

Les coulées de lave

Parfois, la lave descend bnsur les côtés d'un volcan comme un flux incandescent avec un mouvement rapide, parfois, la lave s'accumule dans un monticule au sommet d'un volcan, et parfois il suinte comme une pâte collante mais bouillante. De toute évidence, les laves ne se comportent pas de la même manière. Pourquoi ? Le comportement d'une lave reflète principalement sa viscosité (résistance à l'écoulement), et pas toutes les laves ont la même viscosité. Les différences de viscosité dépendent à leur tour, sur la composition chimique, de la température et le gaz contenu dans la lave. La teneur en silice joue rôle particulier et clé rôle clé dans le contrôle de la viscosité. Comme nous allons indiquer plus dans le cours des roches magmatiques, la lave pauvre en silice (basaltique) est moins visqueuse, et circule plus librement et atteint des distances beaucoup plus grandes qu'une lave riche en silice.



Les débris volcanoclastiques

Dans une journée normale en Février 1943, comme Dionisio Pulido s'est préparé pour semer le sol fertile de son champ 330 km à l'Ouest de Mexico, un tremblement de terre a secoué la terre, comme des dizaines de fois dans les jours précédents. Mais cette fois, à la stupéfaction de Dionisio, la surface de son champ s'est visiblement bombée vers le haut de quelques mètres, puis craqué. Des cendres et fumées sulfureuses remplissaient l'air, Dionisio fui. Quand il revient le matin suivant, son champ était enseveli sous un monticule de 40 m d'hauteur de cendres grises, Dionisio avait été témoin de la naissance de Paricutín, un nouveau volcan. Durant les mois à venir, Paricutín éclatait en permanence, parfois avec dynamitage de caillots et l'éjection de lave dans le ciel comme un feu d'artifice.

Dès l'année suivante, le volcan a encaissé un cône de 330 m de hauteur. Neuf ans plus tard, lorsque l'éruption du volcan a cessé, sa lave et les débris couvraient 25 km carré.

Cette description de l'éruption du Paricutín et de Vésuve, souligne que les volcans peuvent

éjecter de grandes quantités de matière ignée fragmentaire.

Les géologues utilisent le terme général des dépôts volcanoclastiques pour ces matériaux éjectés. Les dépôts volcanoclastiques comprennent, les débris pyroclastiques (à partir du mot grec Pyro, signifiant le feu), qui forment de lave qui volent dans l'air et se figent. Ils comprennent également les débris formés quand une éruption explose et fragmente les roches préexistantes qui forment la cheminée du volcan et les débris formés comme les coulées de lave se brisent.



Les gaz volcaniques

La plupart des magmas contiennent des gaz dissous, y compris l'eau, le dioxyde de carbone, le dioxyde de soufre et le sulfure d'hydrogène (H₂O, CO₂, SO₂ et H₂S). En fait, jusqu'à 9% d'un magma peut consister des composants gazeux et plus généralement, les laves riches en silice contiennent une plus grande proportion de gaz.

Les gaz volcaniques s'échappent quand le magma se rapproche de la surface de la terre et la pression diminue. Dans les magmas à faible viscosité, les bulles de gaz peuvent monter plus vite que le magma qui se déplace, et donc peuvent atteindre la surface du magma et pénétrer vers l'atmosphère. Ainsi certains volcans peuvent, pendant un certain temps, produire de grandes quantités de vapeur, sans beaucoup de lave. Les dernières bulles à se former, cependant, dans la lave et deviennent des trous appelés vésicules. Dans les magmas à viscosité élevée, les gaz trouvent des difficultés à s'échapper parce que les bulles ne peuvent pas pousser à travers la lave collante.

3.2.2. Structure et style d'éruption des volcans

Architecture volcanique

Typiquement, le magma souterrain s'accumule dans une chambre magmatique, une zone d'espaces ouverts et / ou roche fracturée qui peut contenir une grande quantité de magma.

Une partie du magma peut se solidifier dans la chambre magmatique et se transforme en une roche ignée intrusive, alors que le reste monte à travers une conduite à la surface de la terre.

La conduite peut avoir la forme d'un tuyau vertical, de cheminée ou une fissure.

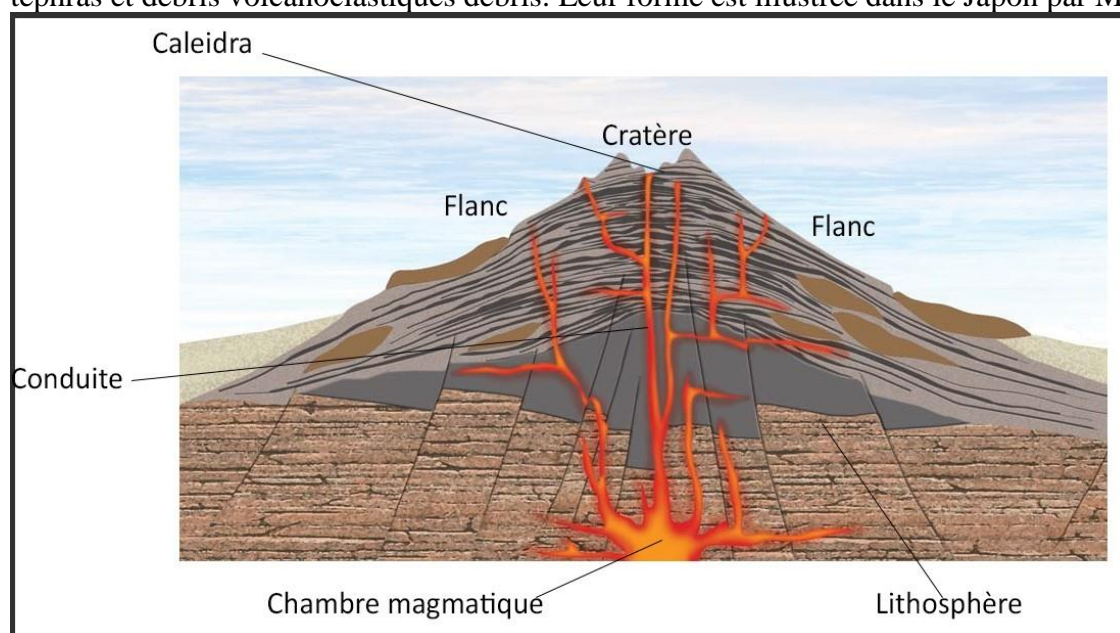
Au sommet d'un édifice volcanique, une dépression circulaire appelée un cratère (forme comme un bol, jusqu'à 500 m de largeur et 200 m de profondeur) peut se développer.

Pendant les grandes éruptions, l'évacuation soudaine de chambre magmatique produit une caldeira, une grande dépression circulaire jusqu'à des milliers de mètres de diamètre et jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Typiquement, une caldeira a des parois abruptes et une plateforme assez plate et peut être partiellement remplie par des cendres.

Les géologues font la distinction entre plusieurs formes différentes des édifices volcaniques subaériens (au-dessus du niveau de la mer). Les volcans boucliers, avec des dômes larges et doux, ils sont nommés volcans boucliers parce qu'ils se ressemblent à un bouclier de soldat gisant sur la surface. Ils se forment lorsque les produits d'éruption ont une faible viscosité et donc sont faibles, de sorte qu'ils ne peuvent pas s'accumuler autour de la conduite, mais plutôt sont étalés sur de grandes surfaces.

Les cônes de scories (officieusement appelés cônes de cendres) sont constituées de pieux en forme de cône de lapilli et blocs basaltiques, généralement à partir d'une seule éruption.

Les stratovolcans, aussi connus comme les volcans composites, ils sont une grande forme de cône, généralement avec des pentes plus raides près du sommet, et se composent de couches intercalées de lave, téphras et débris volcanoclastiques débris. Leur forme est illustrée dans le Japon par Mt. Fuji.



Concept de style éruptif : "Will it Flow or will it blow?"

Les géologues se réfèrent à la nature d'une éruption comme style éruptif

L'éruption effusive

Le terme effusif vient du latin pour le mot déverser, et ceci ce qui arrive réellement au cours d'une éruption effusive de lave, elle se verse sur les flancs du volcan et circulent dans des rivières fondus pour de grandes distances.



Les éruptions effusives se produisent lorsque le magma alimentant le volcan est chaud et mafique et donc il a une faible viscosité. La pression appliquée sur la chambre magmatique par le poids des roches sus-jacentes, serre le magma vers le haut et hors du cratère, dans certains cas, la pression est assez grande pour conduire le magma vers le haut pour former une fontaine.

L'éruption explosive

Lorsque la pression monte dans un volcan, l'éruption donnera probablement une explosion. Les petites explosions se dérouleront pendant les éruptions basaltiques, lorsque le gaz accumulé s'échappe soudainement en éclaboussant des gouttes de lave et des blobs vers le haut qui se solidifient et tombent comme tephra.

De temps en temps, un volcan explose dans une énorme explosion. Ces explosions catastrophiques peuvent être déclenchées pour nombreuses causes. Par exemple, si une fissure se forme dans le flanc d'un volcan d'une, l'eau entre dans la chambre magmatique et se transforme brusquement en vapeur, l'expansion du volcan cause l'explosion. Les explosions peuvent également se produire dans les volcans où le magma est très visqueux, le magma s'accumule dans la conduite jusqu'à une énorme pression se construit à l'intérieur, les roches des flancs se fissurent finalement fissures, le gaz à l'intérieur du volcan se libère

soudainement, et comme un coup de fusil géant, il pulvérise le contenu fondu du volcan et peut entraîner le volcan lui-même à se briser. Telles explosions, impressionnantes en leur pouvoir et catastrophiques dans leur conséquences, peuvent éjecter des kilomètres cubes de débris vers l'extérieur.

Dans certains cas, l'assèchement soudain de la chambre magmatique, et l'éjection de débris, provoque les restes du volcan à s'effondrer et former une caldeira



4. Tectonique cassante et tectonique souple

Lorsque des couches de terrain de l'écorce terrestre sont soumises à des contraintes tectoniques, ces roches vont, à la longue, se déformer. Les déformations sont d'abord souples, non cassantes. On obtient alors des ondulations de terrain appelées plis. On parle de plissement des roches. Si les contraintes se poursuivent, les déformations vont devenir cassantes : la roche se brise (faille). On obtient alors des failles.

4.1-Tectonique souple: Les plis

On peut rencontrer des plis de toutes dimensions, depuis des microplis inférieurs au centimètre jusqu'à des plis de dimension régionale. (<http://www.geowiki.fr/index.php?title=Pli>)

Un pli se compose d'une partie convexe vers le ciel ou antiforme et d'une partie concave ou synforme.

Si le cœur du pli est occupé par les couches les plus anciennes, il s'agit d'un anticlinal ; si ce sont plus récentes, il s'agit d'un synclinal. (éléments de géologie)

Les composantes d'un pli

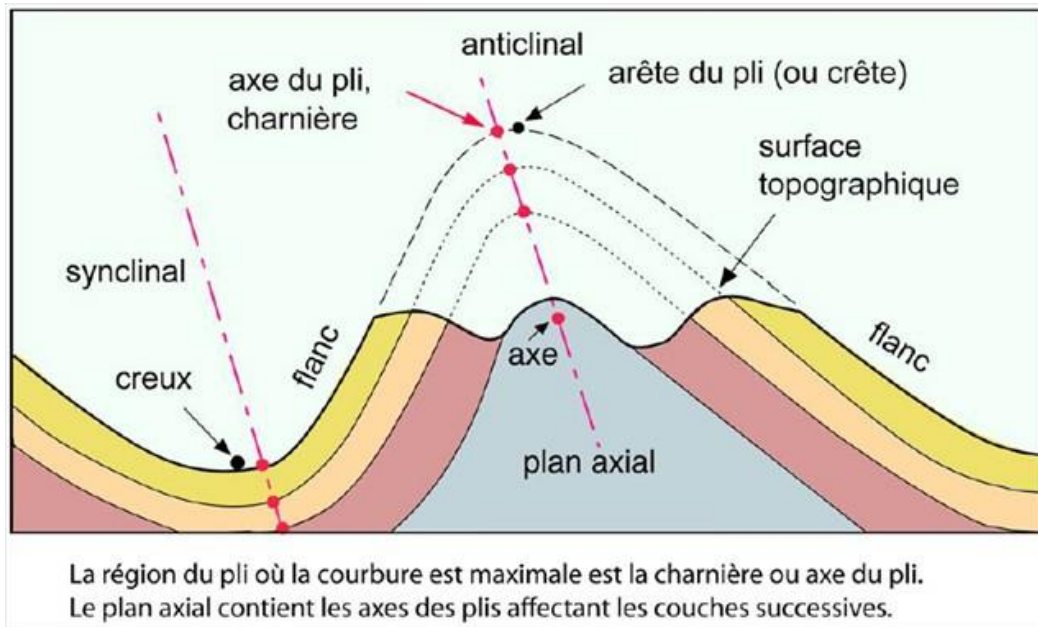
-La charnière synclinale ou anticlinale est le lieu des points de courbure maximum de la couche la plus récente intéressée par le pli.

- Les flancs sont les surfaces qui raccordent deux charnières successives. On appelle flancs normaux ceux qui limitent les couches en superposition normale et flancs inverses ceux qui limitent des séries renversées.

-Le plan axial est la surface, plane ou gauchée, qui passe par les charnières de toutes les couches prenant part à un synclinal ou un anticlinal, l'axe étant l'intersection du plan axial avec une surface horizontale de référence qui, généralement, ne coïncide pas avec la surface topographique

La direction d'une couche est représentée par l'intersection d'un plan de stratification avec un plan horizontal quelconque.

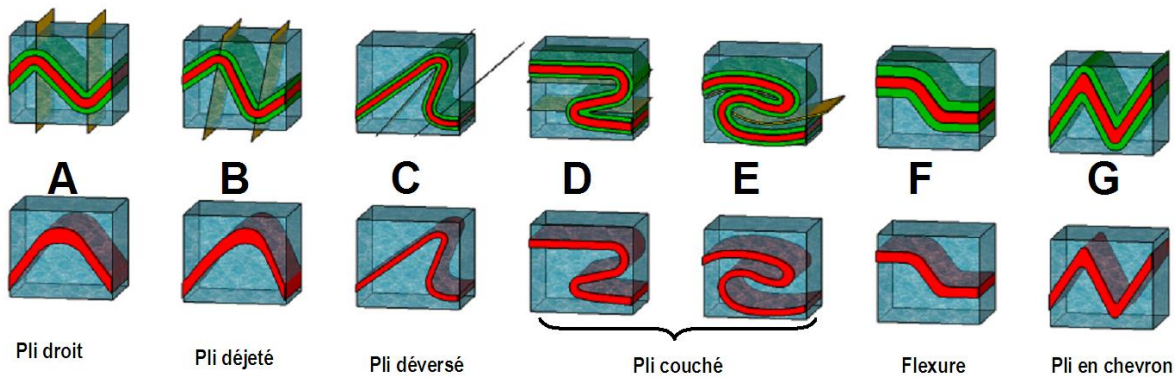
Le pendage : est figuré par la ligne de plus grande pente d'un plan de stratification. Un pendage est défini par son sens, perpendiculaire à la direction de la couche, et par sa valeur angulaire mesurée par rapport à un plan horizontal.



Types de plis :

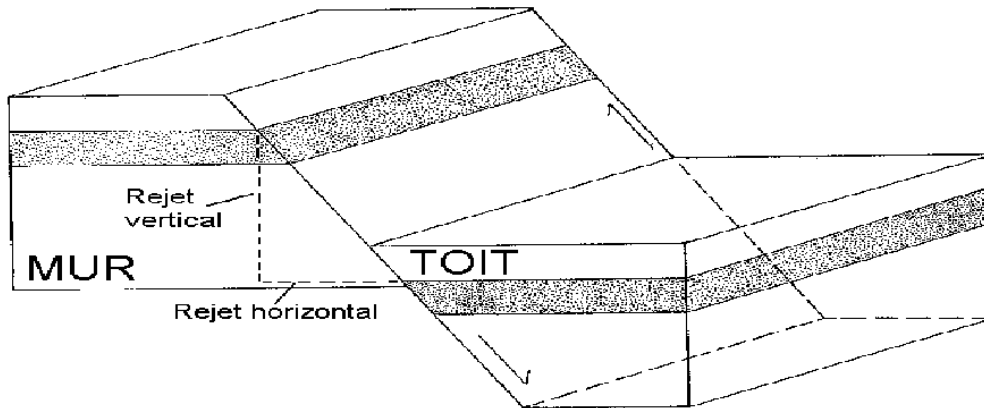
Selon la nature de la roche, l'importance et l'orientation des contraintes, la durée du phénomène... on peut observer toute une variété d'aspect des plis. Un vocabulaire permet de qualifier certaines formes :

Quelques sortes de plis...



4.2. Tectonique cassante : les failles

définition Une faille est une cassure des roches accompagnées du déplacement relatif de deux compartiments (blocs) qui se fait le long du plan de faille. La valeur de ce déplacement se nomme le rejet. (fig.22)



Différents types de rejets (Fig. 23)

Dans le cas d'une faille oblique on distingue :

- un rejet vertical : r_v
- r_{tr} rejet ransversal
- r_d décrochement ou coulissage

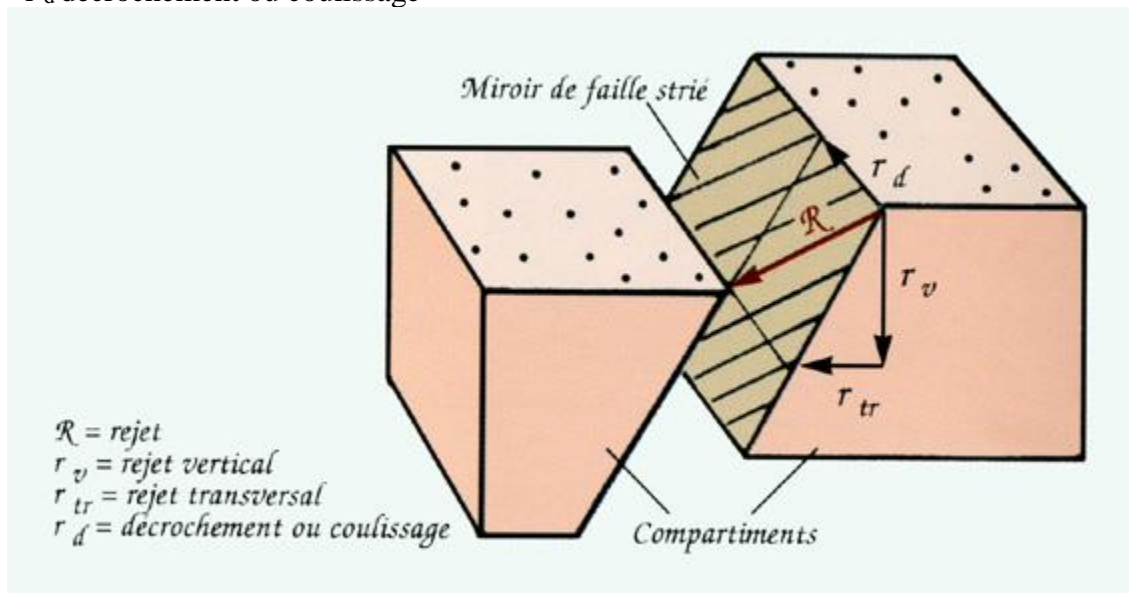


Fig. 23: bloc- diagramme d'une faille oblique montrant ses différents rejets.
<https://robertsix.files.wordpress.com/2012/08/faille-caract.jpg>

Types de failles

Il existe trois types de faille : les failles normales, inverses et décrochantes (transformantes). Les deux premiers types sont des plans inclinés sur lesquels le glissement est à l'origine de la formation de reliefs. Le troisième type de faille correspond à un plan vertical sur lequel se produit un glissement horizontal.

Failles normales :

Aussi failles de *distension*, le *plan de faille* est incliné dans le sens du compartiment affaissé.

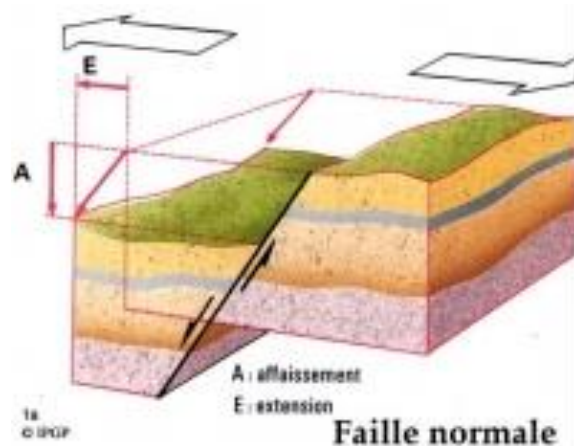


Figure 1 : Failles Normales : La composante horizontale du glissement correspond à un écartement (E) qui s'accompagne de l'affaissement d'un des blocs par rapport à l'autre. Ces failles se rencontrent dans les régions étirées et amincies comme les dorsales médio-océaniques et les rifts continentaux.

La composante horizontale du glissement correspond à un écartement (E, figure 1) qui s'accompagne de l'affaissement d'un des blocs par rapport à l'autre.

Failles inverses :

Ou failles de *compression*. Le plan de faille est incliné dans le sens du compartiment soulevé.

La composante horizontale du glissement correspond cette fois à un rapprochement (R, figure 2) qui s'accompagne du chevauchement d'un des blocs sur l'autre.

Ces failles se rencontrent dans les régions raccourcies et épaissies comme au front des chaînes de montagne.

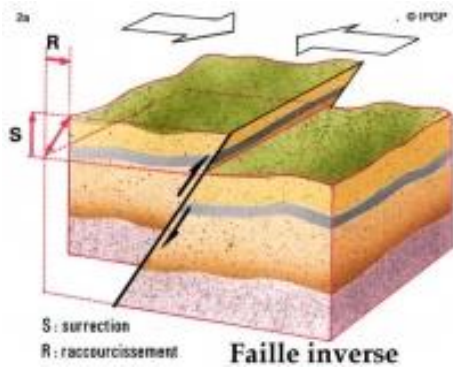


Figure 2 : Failles inverses. La composante horizontale du glissement correspond à un rapprochement (R) qui s'accompagne du chevauchement d'un des blocs sur l'autre. Ces failles se rencontrent dans les régions raccourcies et épaissies comme au front des chaînes de montagne.

Failles décrochantes :

Ce sont des failles à déplacement horizontal (m à km) provoquant le coulissement des deux compartiments le long du plan de faille.

Ce type de faille correspond à un plan vertical sur lequel se produit un glissement horizontal. Ces failles que l'on appelle décrochements ne créent généralement pas de reliefs car les déplacements se font parallèlement à la surface de la terre

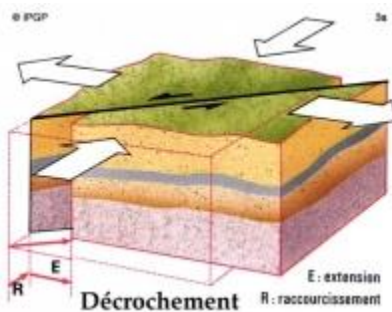


Figure 3a : Failles décrochantes



Figure 3b: Faille décrochante dextre.