

## Chapitre 4 : Notion de géodynamique

### I. Géodynamique interne (Séismes, volcans, ...)

La dynamique interne de la Terre est responsable de contraintes, de déformations et de mouvements dans la croûte terrestre. Cette section présente d'abord un historique du développement des idées et conceptions sur les déformations et mouvements qui affectent la croûte terrestre. Elle étudie ensuite la structure interne du Globe, la dérive des continents de Wegener et conclut par un examen de la théorie de la tectonique des plaques, une théorie planétaire unificatrice qui sert de cadre aux études et analyses géologiques.

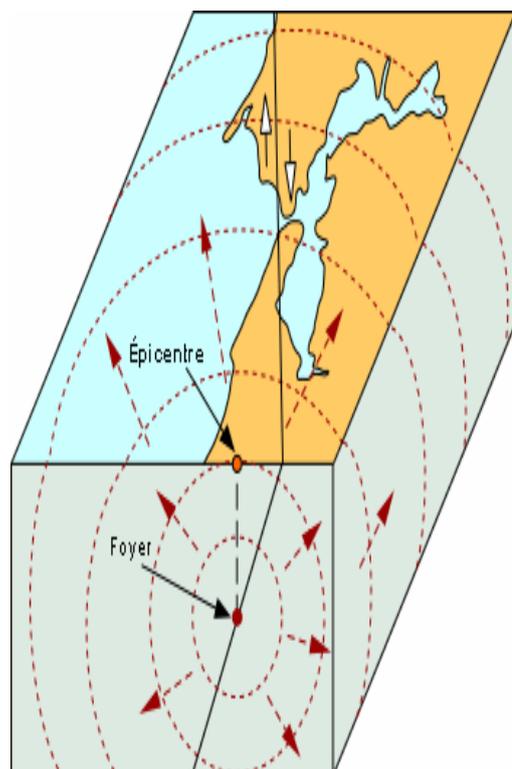
- **La Dérive des Continents et la Structure interne du Globe** (les idées avant Wegener, les "preuves" de la dérive des continents apportées par Wegener, la nécessité de bien connaître la structure interne de la Terre pour comprendre sa dynamique).
- **La Naissance d'une Théorie planétaire** (les grandes étapes de la formulation de la théorie de la tectonique des plaques et son essence).
- **Le Pouvoir unificateur de la Théorie** (comment elle explique des phénomènes jusqu'alors mal compris comme les tremblements de terre, les volcans, la déformation des roches et la formation des chaînes de montagnes).

#### I.1. Les séismes

Les séismes ou tremblements de terre constituent un phénomène géologique qui de tout temps a terrorisé les populations qui vivent dans certaines zones du globe.

#### Origine des tremblements de terre?

Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillement, il 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 accumulé durant la déformation élastique. C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes. Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. L'énergie brusquement déagée le long de ces failles causent des séismes (tremblements de terre). Si les contraintes se poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture conséquente se fera dans les plans de faille déjà existants. A cause des forces de friction entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de cette faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par

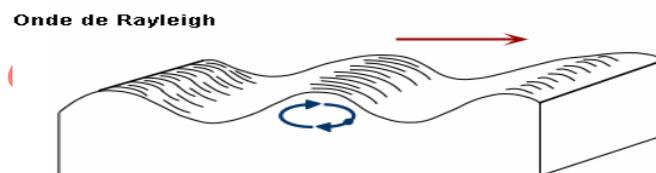
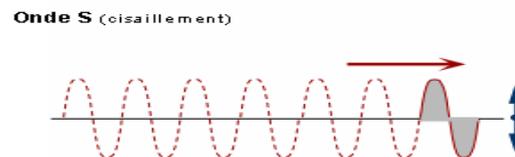
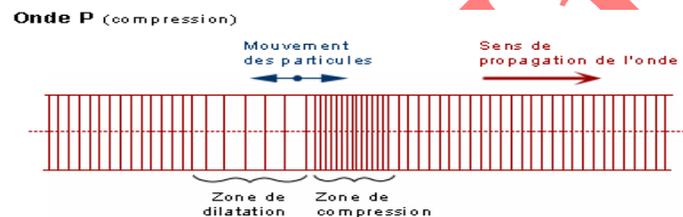


coups successifs, dégageant à chaque fois un séisme. Dans une région donnée, des séismes se produiront à plusieurs reprises le long d'une même faille, puisque cette dernière constitue un plan de faiblesse dans la lithosphère. A noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique.

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme **foyer** le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'**épicentre** désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer.

On distingue deux grands types d'ondes émises par un séisme:

- les ondes de fond, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui comprennent les ondes S et les ondes P ;
- et les ondes de surface, celles qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent les ondes de Love et de Rayleigh.

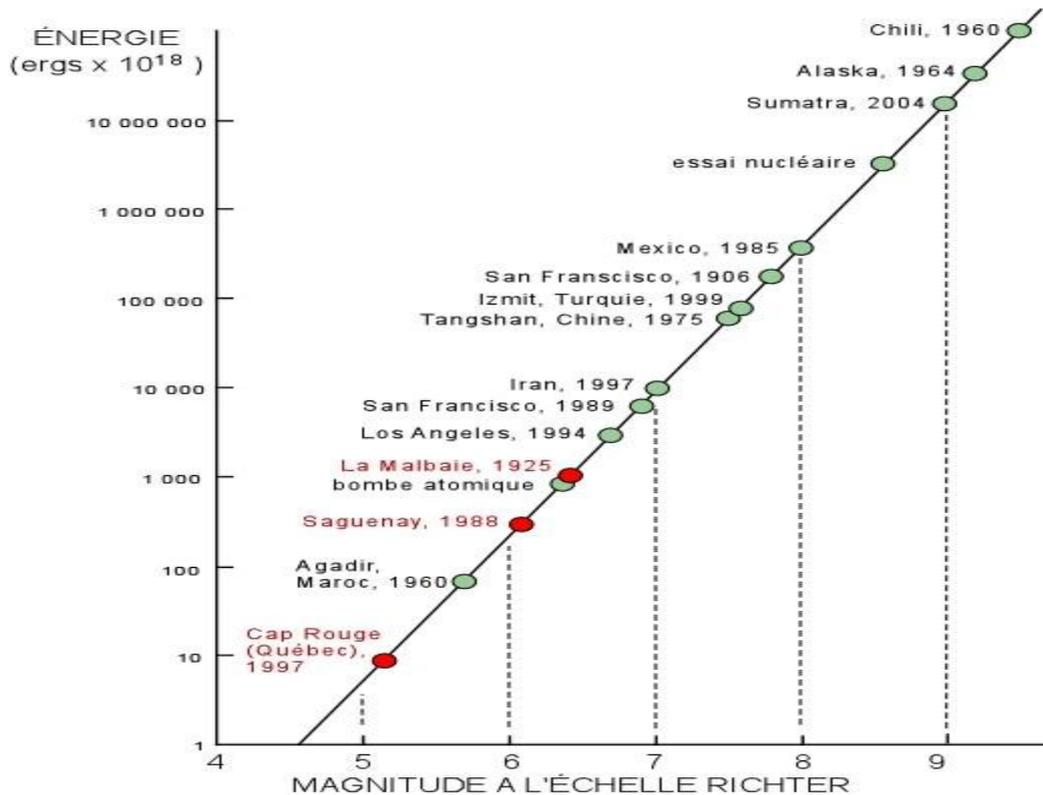


1. Les **ondes P** sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière. Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde.
2. Les **ondes S** sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde.
3. Les ondes de Love ou **ondes L** sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral.

4. Les **ondes de Rayleigh** sont assimilables à une vague; les particules du sol se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.

### Mesure d'un tremblement de terre?

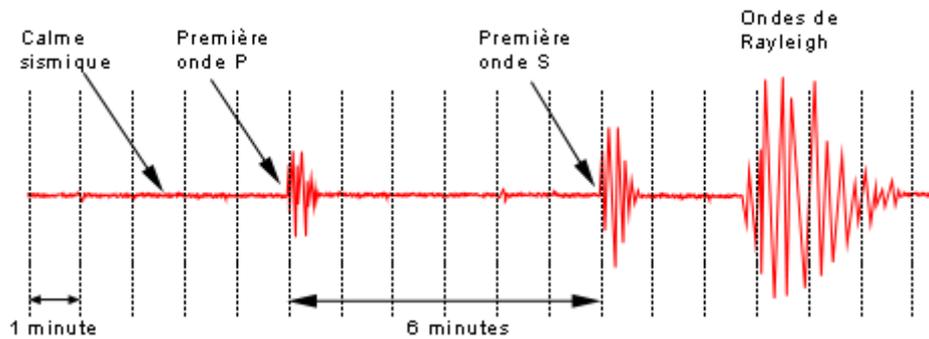
Nous disposons de deux échelles pour évaluer les tremblements de terre: l'échelle de Mercalli et l'échelle de Richter. Aujourd'hui, nous n'utilisons que celle de Richter, mais les séismes du passé ne peuvent être évalués que selon celle de Mercalli.



### Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète?

En moins d'une heure après un tremblement de terre, on nous annonce son épicerie. Comment arrive-t-on à localiser aussi rapidement et avec autant de précision un séisme?

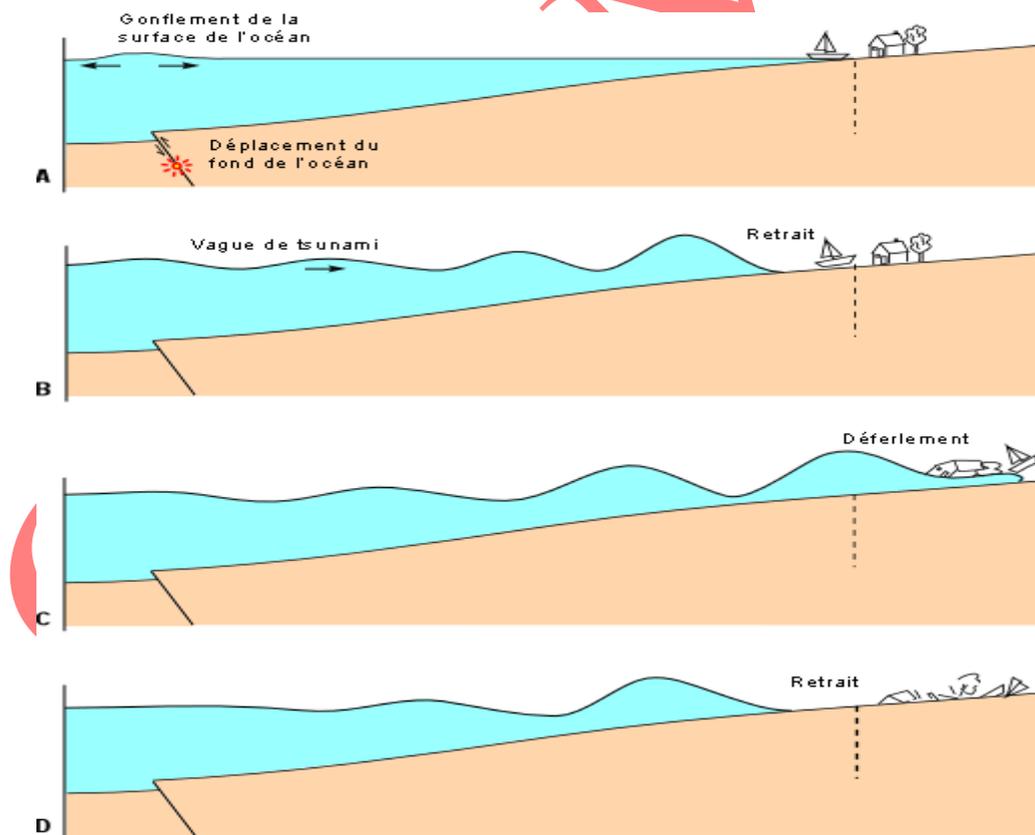
**Les ondes P** se propagent plus rapidement que **les ondes S**; c'est cette propriété qui permet de localiser un séisme. Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des appareils qu'on nomme **sismographes**. En gros, il s'agit d'un appareil capable de "sentir" les vibrations du roc; ces vibrations sont transmises à une aiguille qui les inscrit sur un cylindre qui tourne à une vitesse constante. On obtient un enregistrement du type de celui-ci.



En un lieu donné, comme les ondes P arrivent en premier, il y aura sur l'enregistrement sismographique un décalage entre le début d'enregistrement des deux types d'ondes; ici par exemple, il y a un retard de 6 minutes des ondes S par rapport aux ondes P.

### Tsunami et raz de marée: catastrophe consécutive à un séisme.

Le tsunami (nom tiré du japonais) engendre un phénomène particulièrement destructeur consécutif à un mouvement du fond sous-marin généré par un séisme, une éruption volcanique ou un glissement de terrain. Il est en quelque sorte sournois parce qu'il peut survenir plusieurs heures après l'événement. Ce schéma illustre la nature d'un tsunami



engendré par un soulèvement du fond marin causé par un séisme.

(A) Le soulèvement du fond marin engendre un gonflement de la masse d'eau. Ce gonflement donne lieu à une vague qui en surface de l'océan est à peine perceptible (de quelques centimètres à moins d'un mètre d'amplitude en général), mais qui s'enfle en eau peu

profonde pour atteindre des amplitudes pouvant aller jusqu'à 30 m. La vitesse de propagation de ces vagues est de 500 à 800 km/heure en eau profonde (milliers de mètres), diminuant à quelques dizaines de km/heure en eau peu profonde (moins de 100 m). La périodicité des vagues est de l'ordre de 15 à 60 minutes. Ainsi, un tsunami initié par un mouvement du fond marin à la suite d'un séisme qui se sera produit à 1000 km des côtes viendra frapper ces dernières environ 2 heures plus tard. On peut aisément imaginer l'effet destructeur de telles vagues déferlantes sur les côtes habitées et les populations. Le phénomène de la vague déferlante qui balaie tout sur son passage est appelée raz de marée.

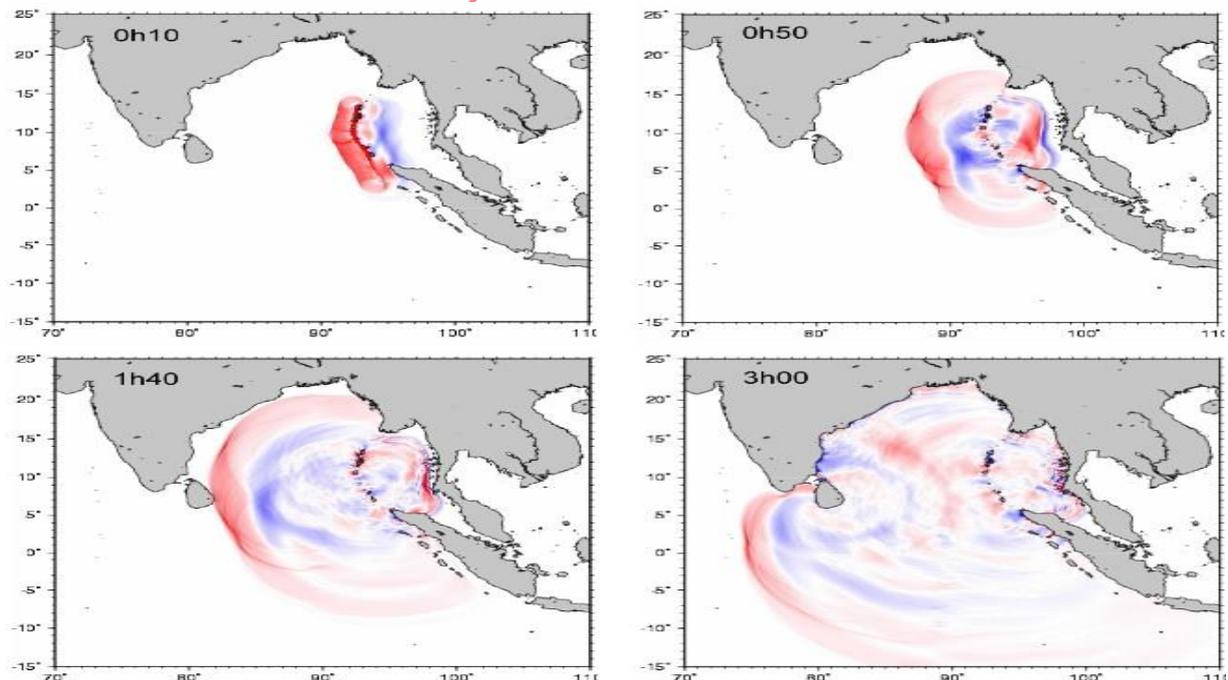
**(B)** À l'approche de la première vague de tsunami, il se produit d'abord un retrait de la mer (ce qui est de nature à attirer les curieux!).

**(C)** Vient ensuite la première vague.

**(D)** Celle-ci peut être suivie d'un second retrait, puis d'une autre vague, et ainsi de suite. On compte normalement quelques vagues seulement qui en général diminuent progressivement en amplitude.

### Le grand séisme de Sumatra (Indonésie) et le tsunami engendré

Le 26 décembre 2004, à 07h58 (heure locale à l'épicentre, soit le 25 décembre à 19h53 heure du Québec), le nord-ouest de Sumatra a été ébranlé par un fort séisme d'une magnitude de 9,0 sur l'échelle ouverte de Richter. Ce séisme se classe au quatrième rang des plus puissants séismes enregistrés depuis 1900.

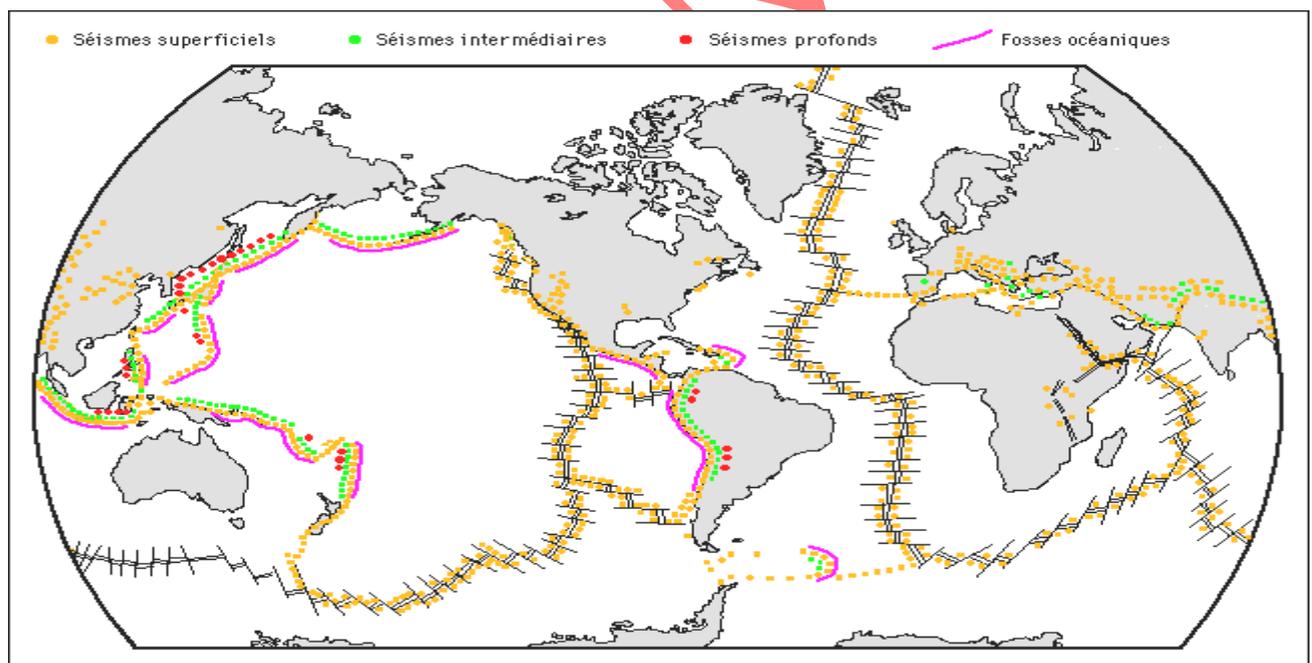


Le tsunami a causé des raz de marée qui on atteint par endroits une hauteur de 10 mètres, causant une destruction cauchemardes que. À ce jour, le bilan des morts s'élève à plus de 150 000, sans compter les milliers de disparus. Il est difficile de faire la part des choses entre les morts reliées à la destruction par le séisme et celles reliées au tsunami, mais il semble bien que ce soit de loin le tsunami qui a été le plus mortel.

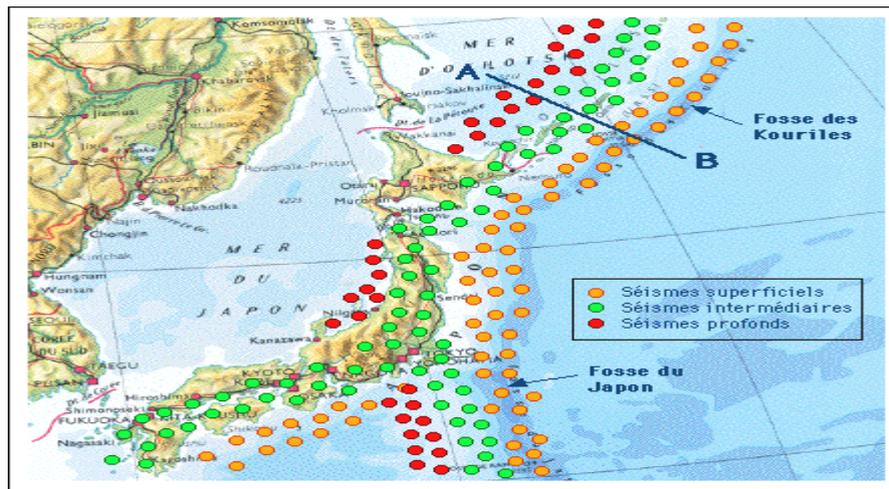
## Les tremblements de terre et la tectonique des plaques

Les séismes n'ont pas une répartition aléatoire à la surface de la planète, mais sont répartis selon un patron bien défini. Cette répartition ordonnée vient appuyer la théorie de la tectonique des plaques, particulièrement, en ce qui concerne l'existence de zones de subduction. On retrouve les séismes surtout aux frontières des plaques lithosphériques. De plus, on distingue trois classes de séismes, en fonction de la profondeur où ils se produisent :

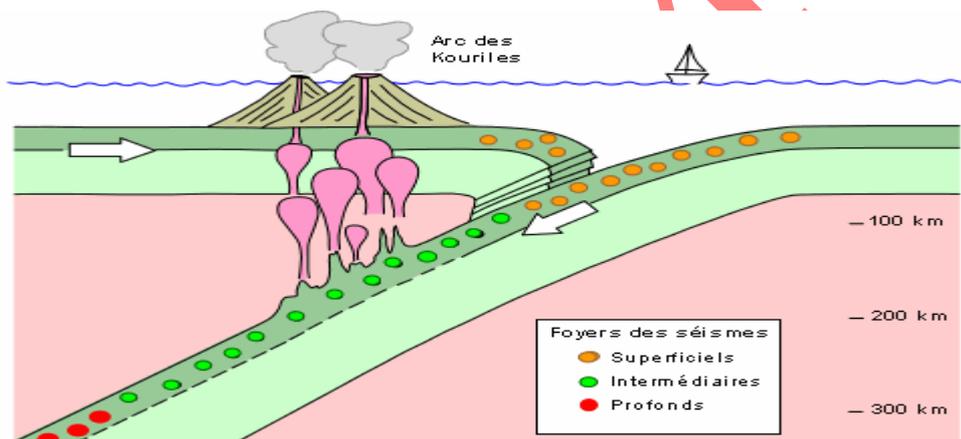
1. les **séismes superficiels** qui se produisent en faible profondeur, soit dans les premières dizaines de kilomètres, et qui se retrouvent autant aux frontières divergentes, c'est à dire le long des dorsales médio-océaniques qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques;
2. les **séismes intermédiaires** qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes;
3. les **séismes profonds** qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km, soit en pratique la base de l'asthénosphère, et qui se trouvent exclusivement au voisinage de limites convergentes.



A la **convergence de plaques**, les trois classes de séismes se distribuent selon un patron défini. Prenons comme exemple la zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique.

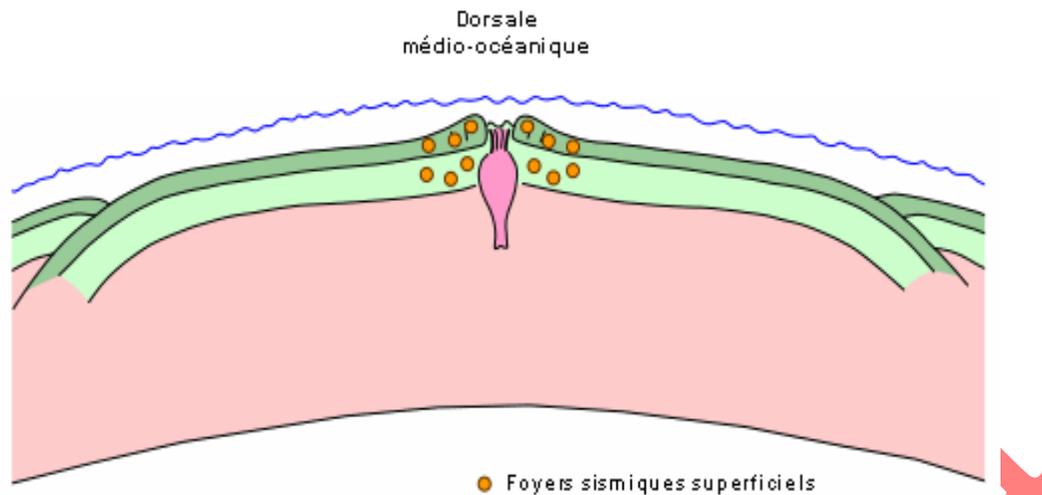


On y voit que les trois classes de séismes se répartissent selon des bandes parallèles aux fosses océaniques: d'est en ouest, séismes superficiels, séismes intermédiaires et séismes profonds. Pour comprendre cette répartition, faisons une coupe (A-B) à la hauteur des Kouriles.



Cette coupe montre que la plaque du Pacifique, à droite, vient s'enfoncer sous la plaque eurasiennne, à gauche, provoquant le volcanisme qui forme l'arc insulaire des Kouriles. Là où les deux plaques lithosphériques rigides entrent en collision et se courbent, les fractures dans la lithosphère produisent des séismes de faible profondeur. L'enfoncement d'une plaque rigide dans l'asthénosphère plastique ne se fait pas sans ruptures et fractures dans cette plaque, ce qui déclenche des séismes intermédiaires et des séismes profonds. Puisque les séismes ne peuvent être initiés que dans du matériel rigide, cassant, on a ici une belle démonstration qu'il y a bel et bien enfoncement de plaque lithosphérique rigide dans l'asthénosphère, sinon il n'y aurait pas de séismes intermédiaires et profonds. C'est la raison pour laquelle les séismes intermédiaires et profonds sont confinés aux frontières convergentes. La répartition des foyers des trois classes de séismes dans cette plaque qui s'enfonce explique la répartition des épïcêtres en surface.

A 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. Les mouvements qui se produisent sous la lithosphère (convection) se font dans une asthénosphère plastique et par conséquent ne peuvent engendrer de ruptures.

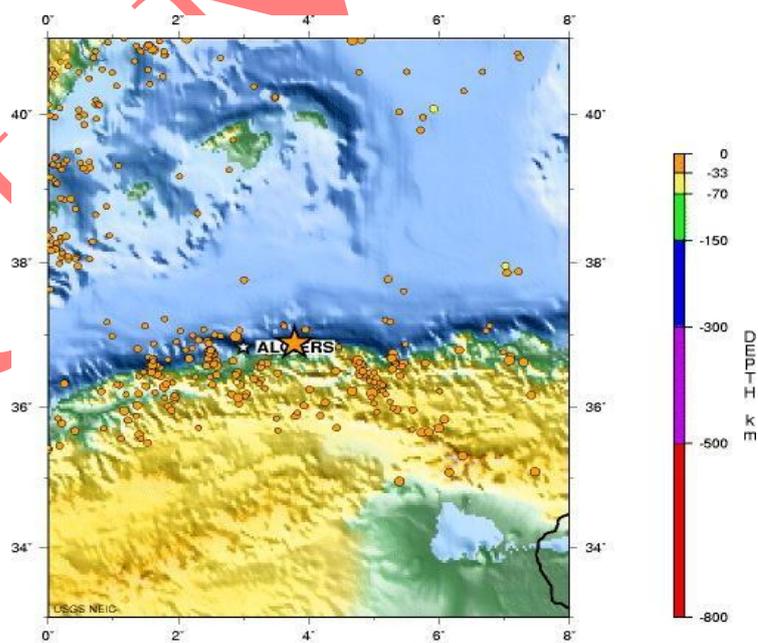


Même si la grande majorité des séismes se situe aux frontières de plaques, il n'en demeure pas moins qu'on connaît de l'activité sismique intra-plaque, c'est à dire à l'intérieur même des plaques lithosphériques. Par exemple, les séismes associés aux volcans de points chauds sur les plaques océaniques sont communs.

L'Algérie a connu, le 21 mai 2003, un terrible séisme qui a fait plus de 2000 morts et des milliers de blessés et de sans-abri.

Toute la côte nord de l'Algérie se situe dans une zone tectonique des plus propices aux tremblements de terre. On se souviendra du grand séisme dévastateur d'Al Asnam en 1980 qui a fait 3500 morts. La côte nord de l'Algérie est traversée par une limite de plaques lithosphériques continentales convergentes: la plaque eurasienne, au nord, chevauche la plaque africaine au sud. C'est dans cette faille de chevauchement que se déclenchent les séismes de la région.

En Algérie tous les séismes (points orangés) sont superficiels, dans la zone entre 0 et 33 km de profondeur.



#### NORTHERN ALGERIA

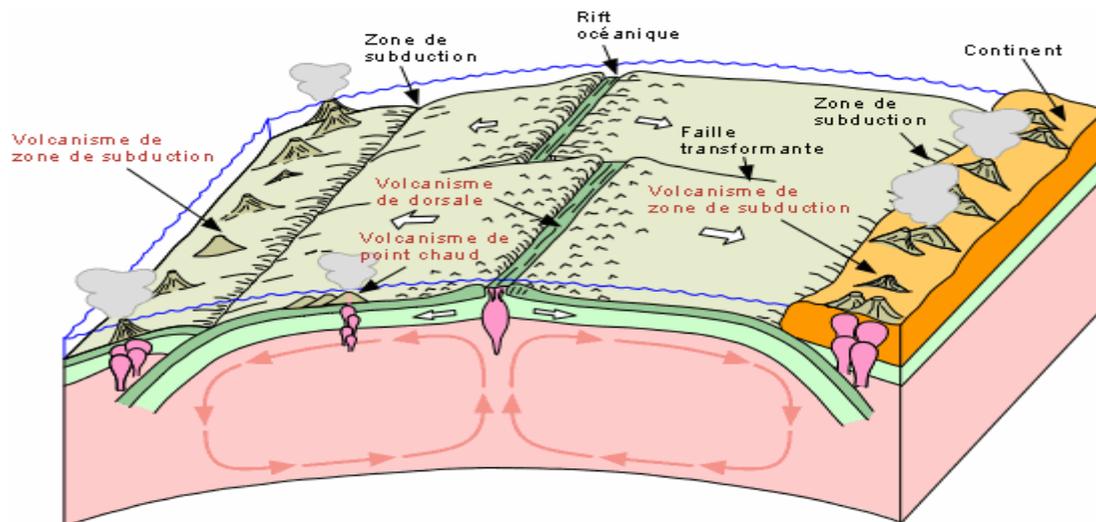
2003 05 21 18:44:19 UTC 36.89N 3.78E Depth: 10.0 km, Magnitude: 6.7

Seismicity 1990 to Present, Plate Boundaries in Yellow

USGS National Earthquake Information Center

## I.2. Les volcans

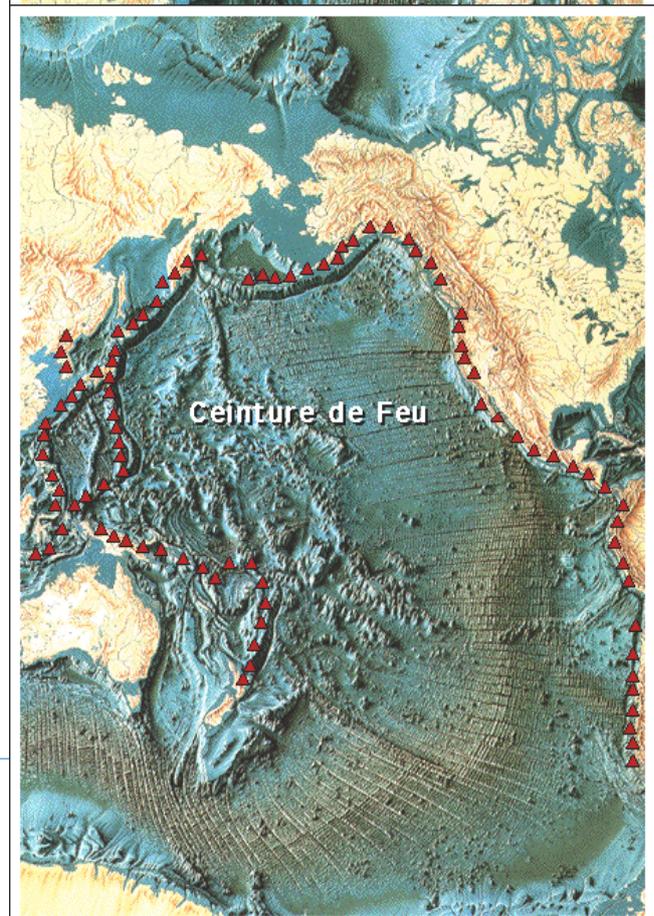
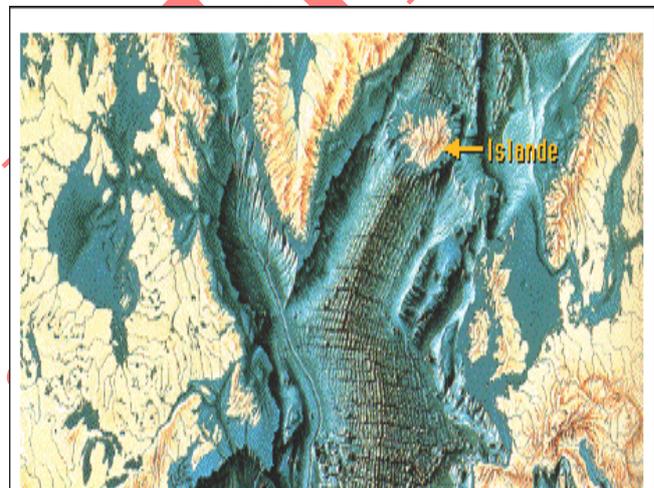
Comme les séismes, les volcans ne se répartissent pas de façon aléatoire à la surface de la planète. Plusieurs se situent aux frontières de plaques (volcanisme de dorsale et de zone de subduction), mais aussi à l'intérieur des plaques (volcanisme intra-plaque, comme par exemple le volcanisme de point chaud).



## 1. Le volcanisme de dorsale

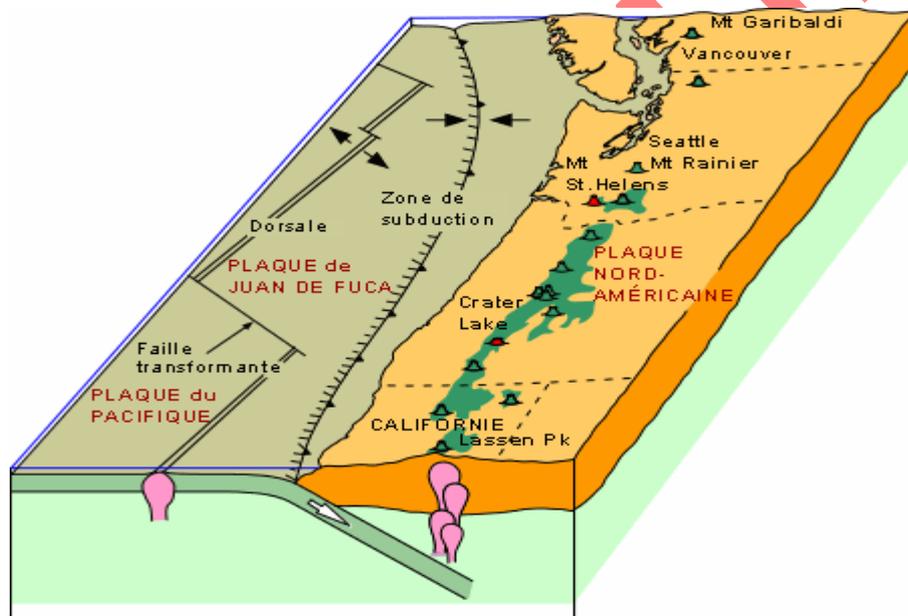
Nous savons, pour l'avoir observé directement grâce à l'exploration sous-marine par submersibles, qu'il y a des volcans sous-marins tout le long des dorsales, particulièrement dans le rift central, là où il se forme de la nouvelle lithosphère océanique. La composition de la lave de ces volcans indique 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. Ce volcanisme nous est connu par l'exploration des fonds océaniques, mais aussi par un cas particulier, celui de l'Islande, carrément assise sur la dorsale de l'Atlantique-Nord et qui est 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. Certaines hypothèses récentes proposent, qu'en plus, il y aurait un point chaud sous l'Islande, donc aussi du volcanisme de point chaud.

## 2. Le volcanisme de zone de subduction



Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînes de volcans. La fameuse Ceinture de feu autour du Pacifique est l'expression de ce volcanisme de convergence, mais selon qu'il s'agisse d'une collision entre deux portions de lithosphère océanique, ou entre une portion de lithosphère océanique et une portion de lithosphère continentale, la nature du volcanisme diffère. Dans le cas où il y a convergence entre deux portions de lithosphère océanique, il y aura formation d'un chaînon de volcans qui

s'élèvent au-dessus de la surface des océans pour constituer un arc insulaire. Par exemple, toute la portion de la Ceinture de feu qui se situe dans le Pacifique-Ouest et le Pacifique-Nord est associée à ce type de collision. Dans le cas de la convergence entre une portion de lithosphère océanique et une portion de lithosphère continentale, les volcans se trouvent sur la marge du continent et forment un arc continental. Un bon exemple de cette dernière situation est la Chaîne des Cascades (Cascades Range), dans l'ouest du continent nord américain.



Ce diagramme montre les relations entre les trois plaques lithosphériques du Pacifique, de Juan de Fuca et Nord-américaine. Au niveau de la zone de subduction, la plaque de Juan de Fuca plonge sous la plaque nord-américaine, donnant ainsi naissance aux volcans de la Chaîne des Cascades. Cette chaîne volcanique fait partie de la partie orientale de la Ceinture de feu du Pacifique. Elle s'étend du Mont Garibaldi au nord de Vancouver jusqu'à Lassen Peak dans le nord de la Californie. C'est dans cette chaîne volcanique que se trouvent, entre autre, le volcan actif du Mont St. Helens, le Mont Rainier qui forme le plus haut sommet de la chaîne, ainsi que le magnifique Crater Lake, un lac qui occupe le cratère de l'ancien volcan Mazama dont la chambre magmatique a été littéralement vidée lors d'une éruption extraordinaire il y a seulement 7700 ans.

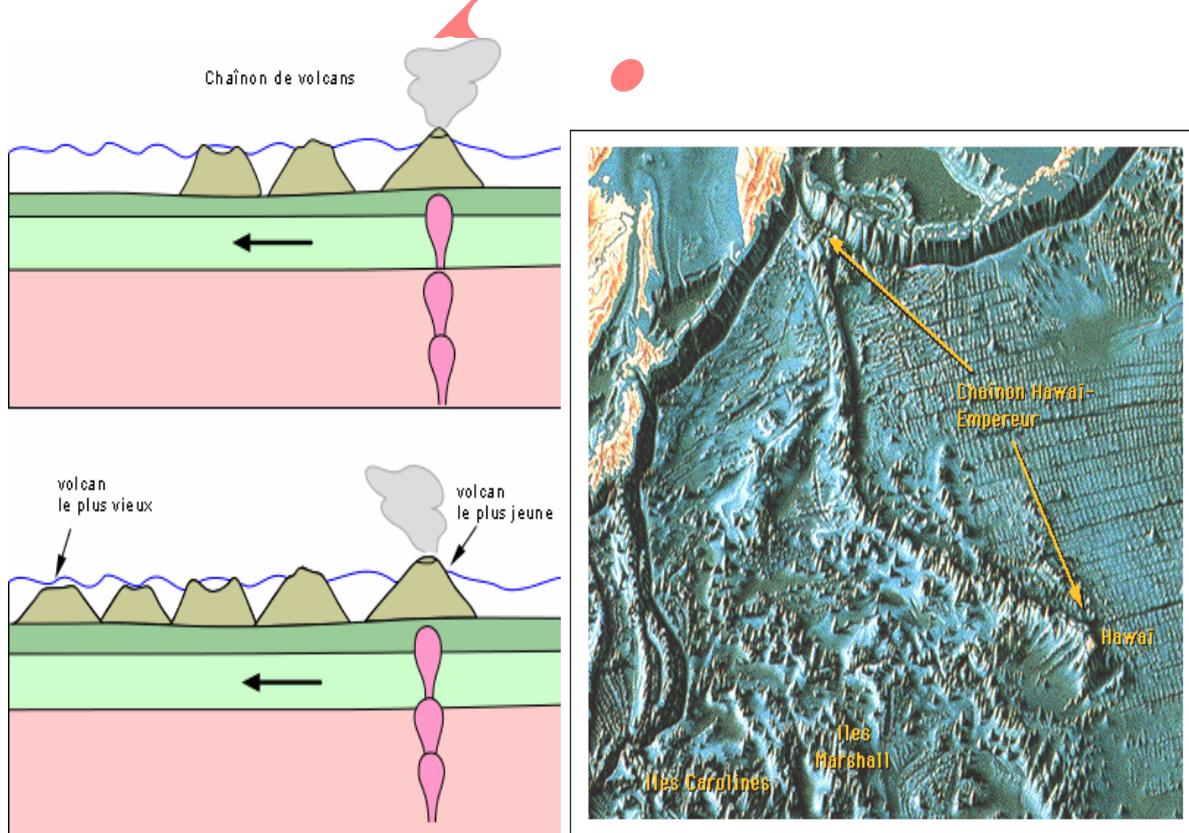
Il est à noter que la composition des laves des volcans des deux types de convergence est caractéristique de chacun des environnements.

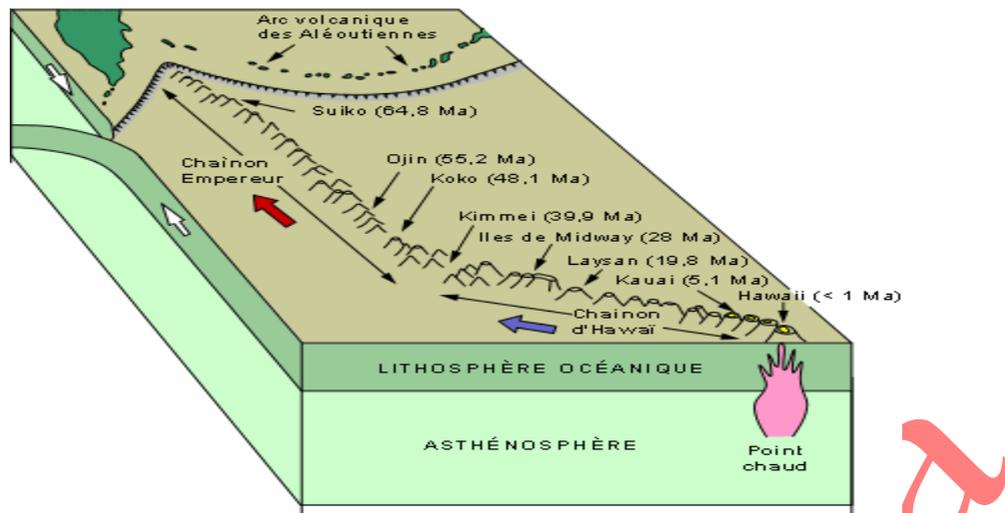
### 3. Le volcanisme de point chaud

Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intra-plaque, qu'on retrouve principalement, mais pas exclusivement, sur la lithosphère océanique. Les chaînons volcaniques de points chauds viennent appuyer la théorie de l'étalement des planchers océaniques. Pour des raisons que l'on comprend encore mal, il se fait en certains points à la base du manteau supérieur, une concentration locale de chaleur qui amène une fusion partielle du

matériel. C'est ce qu'on appelle un point chaud. Le matériel fondu au niveau du point chaud est moins dense que le matériel ambiant; de ce fait il remonte vers la surface et vient percer la lithosphère pour former un volcan. Ces volcans de point chaud sont très abondants à l'intérieur des plaques lithosphériques, surtout sur les portions océaniques des plaques. Les fonds océaniques du Pacifique en constituent un bon exemple où on a une multitude de ces volcans, dont la plupart sont sous-marins (guyots), mais dont un bon nombre percent la surface des océans pour former des archipels comme les Carolines, les Marshall ou les îles Hawaï. Les points chauds sont stationnaires et peuvent fonctionner pendant plusieurs millions d'années, jusqu'à 100 Ma même.

Les deux schémas qui suivent illustrent la formation d'un chaînon de volcans de points chaud.

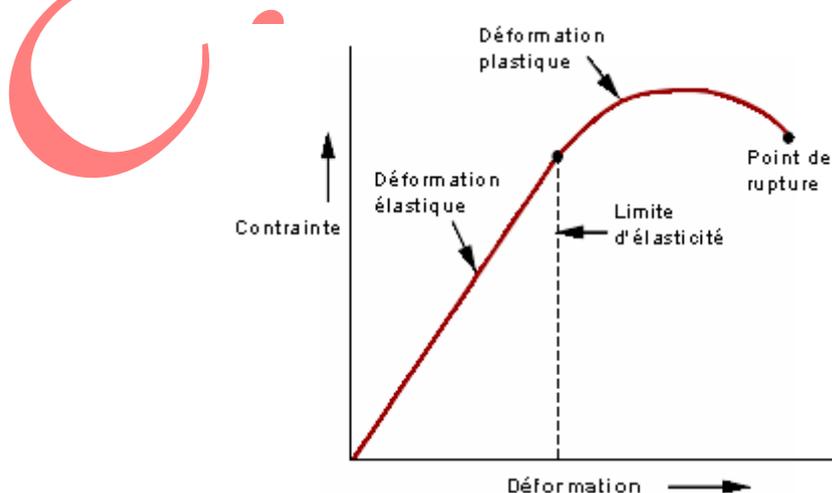




### I.3. La déformation des roches

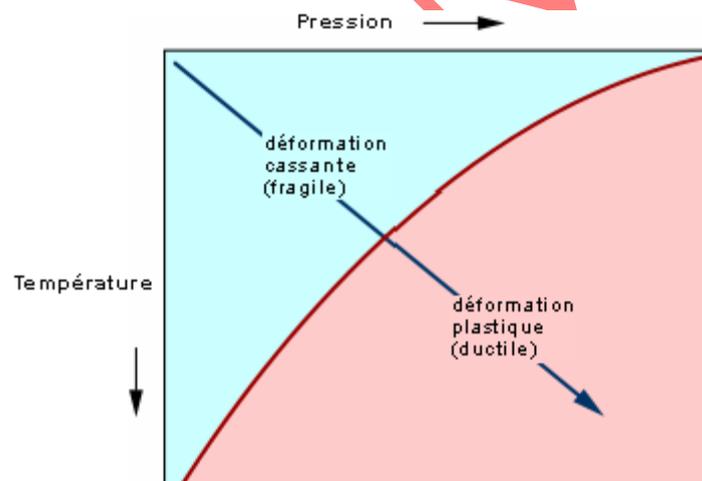
Lorsqu'elle est soumise à des contraintes, la croûte terrestre se déforme. On peut définir simplement la **contrainte** comme étant une force appliquée à une certaine unité de volume. Tout solide possède une force qui lui est propre pour résister à la contrainte. Lorsque la contrainte dépasse la résistance du matériel, l'objet est déformé et il s'ensuit un changement dans la forme et/ou le volume. Il existe des cas où la déformation n'est cependant pas perceptible à l'œil nu mais détectée seulement par des appareils sensibles, et c'est le cas de la déformation du matériel solide lors d'un tremblement de terre avant qu'il y ait bris.

Les contraintes peuvent déformer tout aussi bien un volume de pâte à modeler que tout un segment de la croûte terrestre. La déformation peut être permanente ou non. Le bris d'un vase qu'on échappe par terre est permanent, alors que la déformation d'une balle de tennis due à l'impact sur la raquette est éphémère. 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 qui suit montre la relation générale entre contrainte et 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, comme la bande élastique que l'on étire ou la balle de tennis frappée par la raquette. L'énergie emmagasinée par le matériau durant la déformation est dissipée lorsque la contrainte est relâchée; cette énergie est transformée, par exemple, en mouvement 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 minimale 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. **Température** et **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:



La ligne rouge délimite 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 ligne fléchée bleue 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 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.

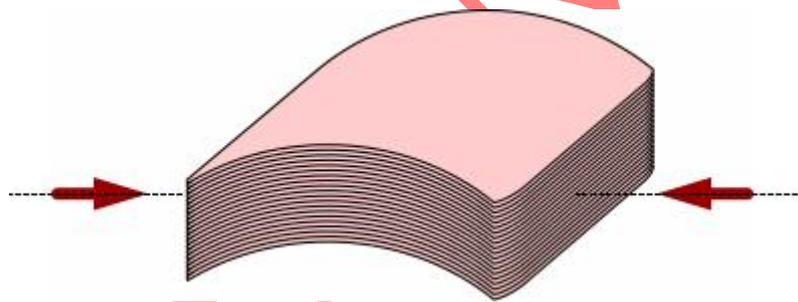
Le **temps** est aussi un facteur très important lorsqu'on discute de déformation. Si on étire brusquement (temps court) un cylindre de pâte à modeler, il casse; si on y va plutôt lentement (temps long), il se déforme de façon plastique. En ce qui concerne la déformation des roches, le facteur temps, qui se mesure ici en millions d'années, se doit d'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.

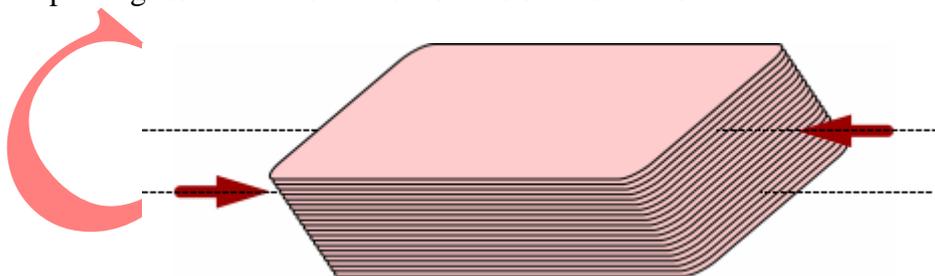
Un autre paramètre à ne pas négliger est la **composition de la roche**. Certaines roches sont cassantes de nature (comme les calcaires, les grès, les granites), d'autres plutôt plastiques (comme les roches argileuses).

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. Les contraintes responsables de la déformation des roches de la croûte terrestre ont des sources multiples. Les déformations résultent le plus souvent des mouvements des plaques lithosphériques qui se traduisent par des contraintes qui modifient la forme des roches, leur volume et, dans certains cas, leur composition chimique et minéralogique.

Il y a fondamentalement deux types de contraintes qui déforment les roches: les contraintes de compression et celles de tension. Dans la **compression**, les forces convergent; elles peuvent être coaxiales ou non. La déformation d'un jeu de carte sous contraintes de compression illustre la différence. Dans le cas d'une contrainte de compression coaxiale, les cartes vont s'arquer, comme illustré ici:

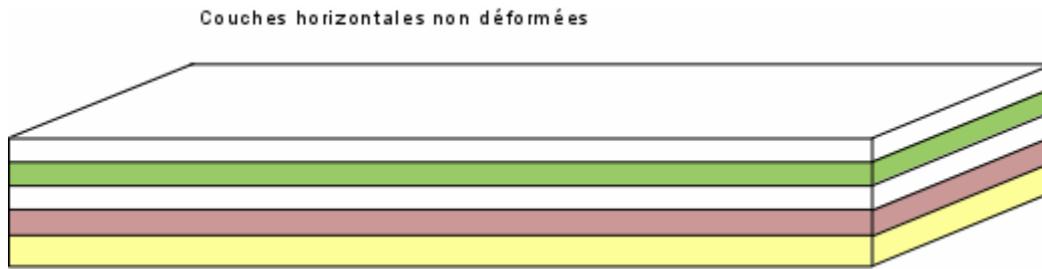


Si les contraintes ne sont pas coaxiales, il va se développer du cisaillement; le jeu de carte se déforme par le glissement des cartes les unes sur les autres:

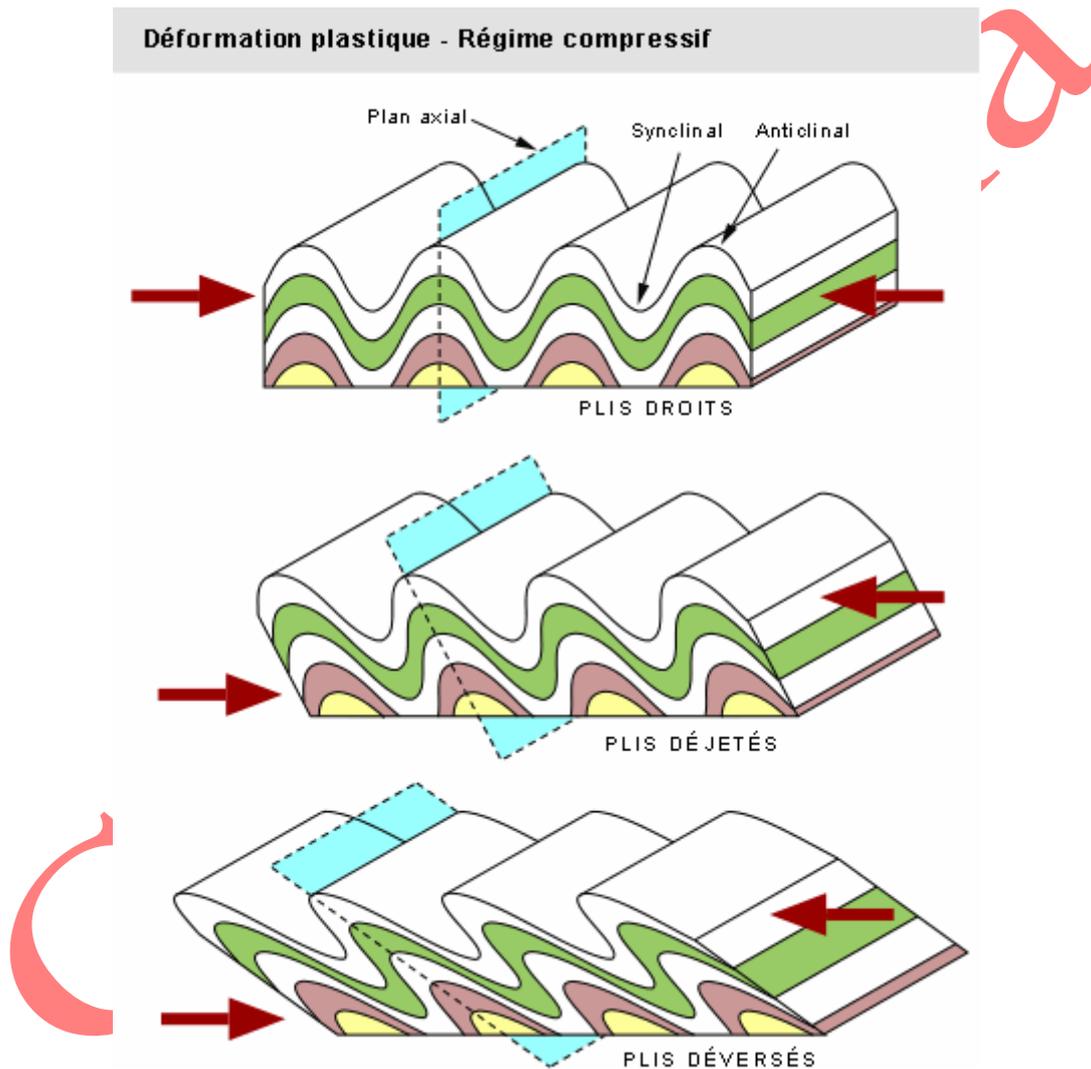


Dans la **tension**, les contraintes divergent et ont pour effet d'étirer le matériel.

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



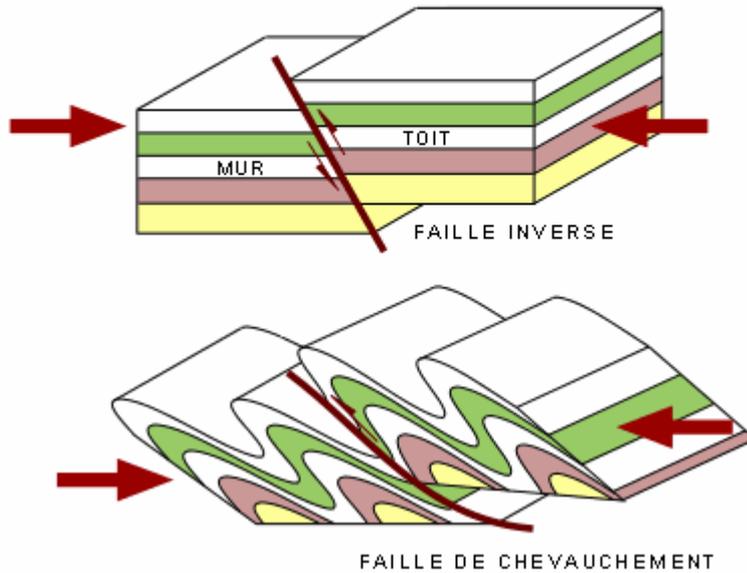
Les plis constituent la manifestation d'un comportement **plastique** (ductile) des roches sous l'effet de contraintes de compression.



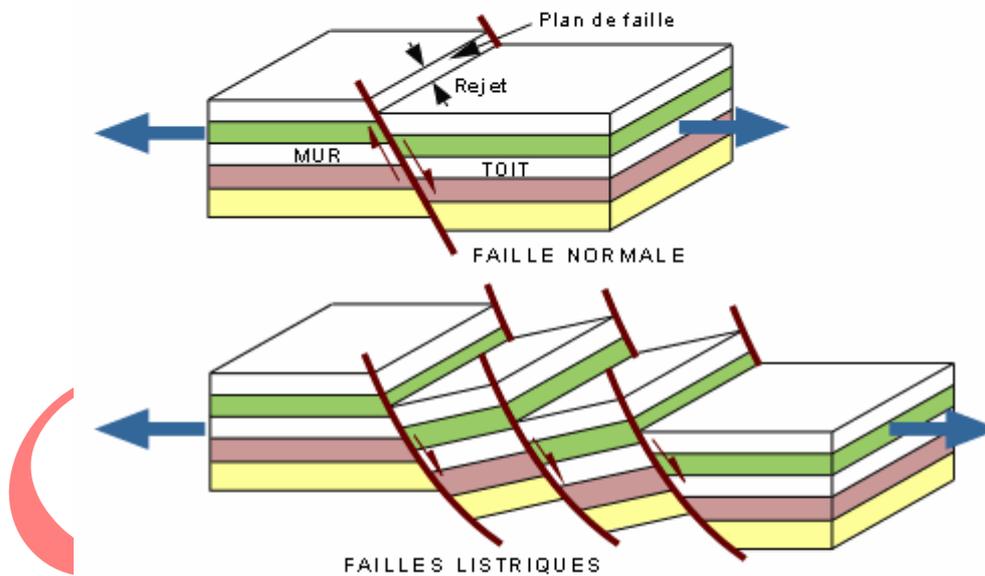
Pour décrire les plis, on utilise les termes d'anticlinal quand le pli se ferme vers le haut et de synclinal lorsqu'il se ferme vers le bas. Les plis sont dits droits lorsque le plan axial est vertical. A l'autre extrême (non illustré ici), il y a les plis couchés, lorsque le plan axial est horizontal. Entre les deux, il y a les plis déjetés et les plis déversés. Les plis droits résultent de contraintes de compression coaxiales, les plis déjetés et déversés de contraintes qui ne sont pas coaxiales.

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

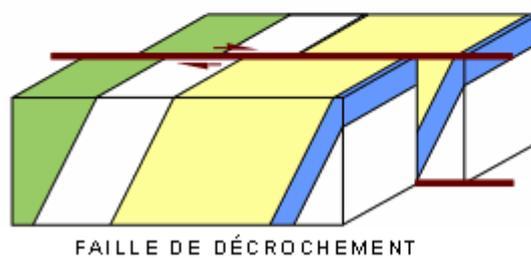
**Déformation cassante - Régime compressif**



**Déformation cassante - Régime extensif**



**Déformation cassante - Régime coulissant**



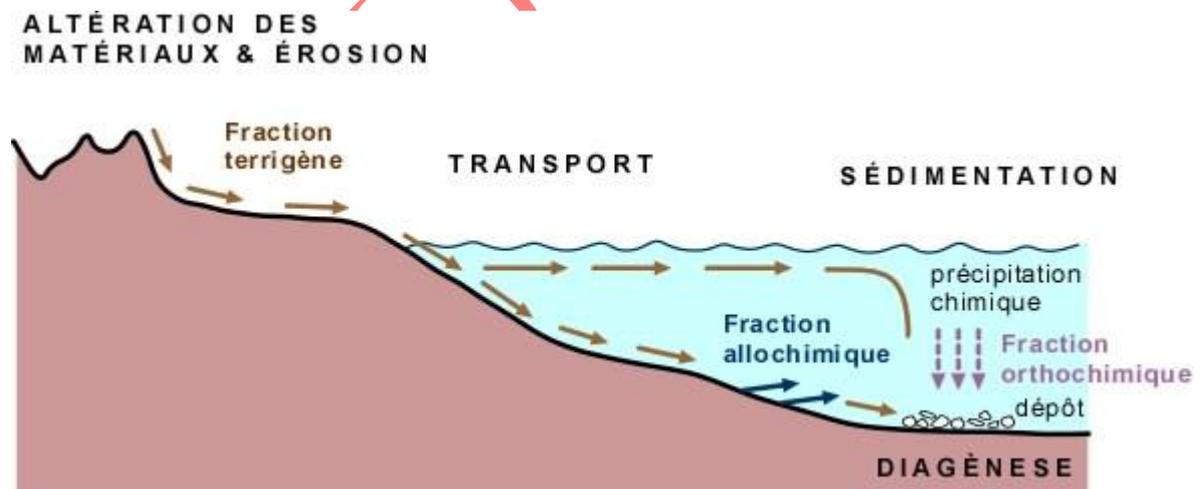
Par convention, on nomme toit le compartiment qui se situe au-dessus du plan de faille, et mur celui qui est au-dessous. Le rejet est le déplacement net des deux compartiments. Les contraintes de compression produisent des failles inverses (plan de faille abrupte) ou de chevauchement (plan de faille près de l'horizontale). Dans ces deux cas, le toit monte par rapport au mur. Les contraintes de tension produisent des failles normales et listriques; le toit descend par rapport au mur. Les failles de décrochement (ou de coulissage) constituent un cas particulier; elles se produisent par le déplacement de deux compartiments l'un par rapport à l'autre dans un plan horizontal. On les retrouve en régimes compressifs ou extensifs.

Une application très importante de tout cela, c'est qu'en étudiant la géométrie des terrains déformés, le géologue est en mesure de définir la nature des contraintes qui ont produit une géométrie donnée et d'en déduire l'histoire de la dynamique d'une région.

## II. Géodynamique externe (Altération, Erosion, Chutes et Glissement, ...)

La surface de la Planète n'est pas statique, mais obéit aussi à une dynamique contrôlée par les interactions entre l'hydrosphère, la biosphère, l'atmosphère et la litho/asthénosphère. C'est cette interaction qui détermine nos conditions de vie sur Terre, entre autre les climats et leurs changements.

Si les roches ignées forment le gros du **volume** de la croûte terrestre, les roches sédimentaires forment le gros de la **surface** de la croûte. Quatre processus conduisent à la formation des roches sédimentaires: l'altération superficielle des matériaux qui produit des particules, le transport de ces particules par les cours d'eau, le vent ou la glace qui amène ces particules dans le milieu de dépôt, la sédimentation qui fait que ces particules se déposent dans un milieu donné pour former un sédiment et, finalement, la diagenèse qui transforme le sédiment en roche sédimentaire.



### 1. L'altération superficielle

Les processus de l'altération superficielle sont de trois types: mécaniques, chimiques et biologiques. Les processus mécaniques (ou physiques) sont ceux qui désagrègent mécaniquement la roche, comme l'action du gel et du dégel qui à cause de l'expansion de l'eau qui gèle dans les fractures ouvre progressivement ces dernières. L'action mécanique des racines des arbres ouvre aussi les fractures. L'altération chimique est très importante : plusieurs silicates, comme les feldspaths, souvent abondants dans les roches ignées, sont

facilement attaqués par les eaux de pluies et transformés en minéraux des argiles (phyllosilicates) pour former des boues. Certains organismes ont la possibilité d'attaquer biochimiquement les minéraux. Certains lichens vont chercher dans les minéraux les éléments chimiques dont ils ont besoin. L'action combinée de ces trois mécanismes produit des particules de toutes tailles. C'est là le point de départ du processus général de la sédimentation.

## 2. Le transport

Outre le vent et la glace, c'est surtout l'eau qui assure le transport des particules. Selon le mode et l'énergie du transport, le sédiment résultant comportera des structures sédimentaires variées: stratification en lamelles planaires, obliques ou entrecroisées, grano classement, marques diverses au sommet des couches, etc. Les roches sédimentaires hériteront de ces structures. Le transport des particules peut être très long. En fait, ultimement toutes les particules devront se retrouver dans le bassin océanique.

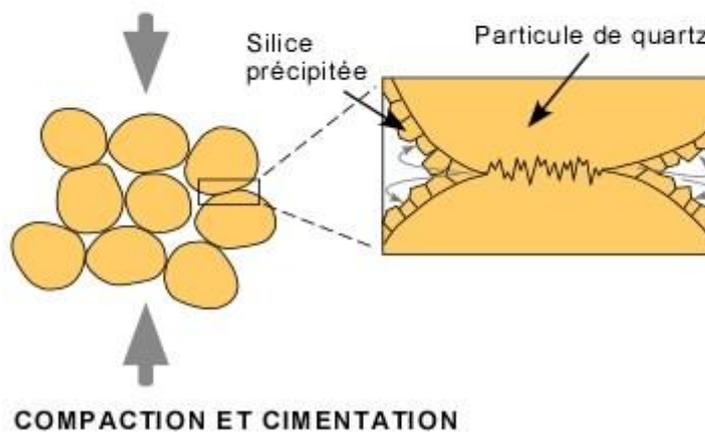
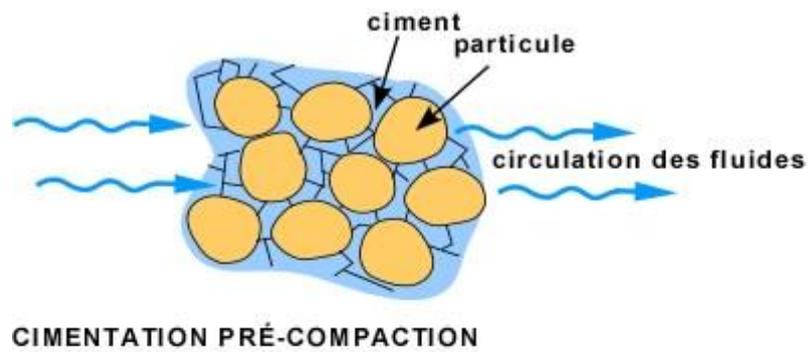
## 3. La sédimentation

Tout le matériel transporté s'accumule dans un bassin de sédimentation, ultimement le bassin marin, pour former un dépôt. Les sédiments se déposent en couches successives dont la composition, la taille des particules, la couleur, etc., varient dans le temps selon la nature des sédiments apportés. C'est ce qui fait que les dépôts sédimentaires sont stratifiés et que les roches sédimentaires issues de ces dépôts composent les paysages stratifiés comme ceux du Grand Canyon du Colorado par exemple.

## 4. La diagenèse

L'obtention d'une roche sédimentaire se fait par la transformation d'un sédiment en roche sous l'effet des processus de la diagenèse. La diagenèse englobe tous les processus chimiques et mécaniques qui affectent un dépôt sédimentaire après sa formation. La diagenèse commence sur le fond marin, dans le cas d'un sédiment marin, et se poursuit tout au long de son enfouissement, c'est-à-dire, à mesure que d'autres sédiments viennent recouvrir le dépôt et l'amener progressivement sous plusieurs dizaines, centaines ou même milliers de mètres de matériel. Les processus de diagenèse sont variés et complexes : ils vont de la compaction du sédiment à sa cimentation, en passant par des phases de dissolution, de recristallisation ou de remplacement de certains minéraux. Le processus diagénétique qui est principalement responsable du passage de sédiment à roche est la cimentation. Il s'agit d'un processus relativement simple : si l'eau qui circule dans un sédiment, par exemple un sable, est sursaturée par rapport à certains minéraux, elle précipite ces minéraux dans les pores du sable, lesquels minéraux viennent souder ensemble les particules du sable; on obtient alors une roche sédimentaire qu'on appelle un grès. Le degré de cimentation peut être faible, et on a alors une roche friable, ou il peut être très poussé, et on a une roche très solide. La cimentation peut très bien se faire sur le fond marin (diagenèse précoce), mais il est aussi possible qu'il faille attendre que le sédiment soit enfoui sous plusieurs centaines ou même quelques milliers de mètres de matériel (diagenèse tardive).

L'induration (cimentation) d'un sédiment peut se faire tôt dans son histoire diagénétique, avant l'empilement de plusieurs mètres de sédiments (pré-compaction), ou plus tardivement, lorsque la pression sur les particules est grande due à l'empilement des sédiments.



Dans le cas de la cimentation pré-compaction (schéma du haut), les fluides qui circulent dans le sédiment précipitent des produits chimiques qui viennent souder ensemble les particules. Exemple : la calcite qui précipite sur les particules d'un sable et qui finit par souder ces dernières ensemble. La compaction d'un sédiment peut conduire à sa cimentation. Ainsi, la pression élevée exercée aux points de contact entre les particules de quartz d'un sable amène une dissolution locale du quartz, une sursaturation des fluides ambiants par rapport à la silice et une précipitation de silice sur les parois des particules cimentant ces derniers ensemble.