

Milieux naturels.

Géodynamique interne de la Terre.

Introduction :

- Le relief de la Terre dépend en grande partie des structures internes et des mouvements de masse du globe. Ces mouvements des structures internes vont provoquer des mouvements importants à la surface de la Terre. Ce sont des mouvements incroyablement lents (1cm /an).
- L'organisation du relief dépend de la façon dont se déplacent les grands blocs continentaux les uns par rapport aux autres. Ce déplacement va déterminer l'organisation du relief (chaînes de montagne par exemple).

I : Qu'est-ce qu'il y a à l'intérieur de la Terre ?

A : Le calcul de la densité des roches à l'intérieur de la Terre.

Pourquoi rechercher la densité des roches à l'intérieur de la Terre ?

- D'abord pour calculer la densité, on a besoin de la masse et du volume de

la Terre : $D = \frac{M}{V}$

- $M = 5,976 \times 10^{24} \text{kg}$
- $V = 1,083 \times 10^{12} \text{km}^3$
- $D = 5,517 \text{kg/dm}^3$

La densité réelle des roches sur Terre est $2,67 \text{kg/dm}^3$ en moyenne.

Pourquoi il y a un écart aussi important entre la densité calculée et la densité réelle ?

Densité de l'ensemble du globe : $5,517 \text{kg/dm}^3$

Densité de l'enveloppe : $2,67 \text{kg/dm}^3$

La seule explication est que les roches à l'intérieur du globe ont des densités largement supérieures à $5,517 \text{kg/dm}^3$. Il s'agit d'une densité supérieure aux roches qu'on trouve sur Terre, ces roches sont de nature différente.

B : les roches à l'intérieur sont-elles solides ou liquides ?

- On va utiliser le procédé sismique qui consiste à envoyer des ondes à l'intérieur et à regarder comment ses ondes réagissent lorsqu'elles traversent les différentes couches géologiques à l'intérieur de la Terre.
- On distingue **2 types d'onde** : les ondes P et les ondes S qui ont des caractéristiques différentes et qui peuvent être mesurées depuis la surface.

Les ondes se déplacent du point de choc vers les bords, mais une fois sur les bords, les ondes sont réfléchies vers le centre.

Lorsque les ondes sont envoyées de manière artificielle depuis l'extérieur de la terre vers son centre, certaines ondes traversent parfois le globe, d'autres sont réfléchies depuis les enveloppes internes de la Terre vers un autre endroit de la surface.

Si certaines ondes sont réfléchies plutôt que les autres, c'est qu'il y a peut-être un premier changement, une première voire une seconde enveloppe à l'intérieure de la terre qui réfléchit les ondes. Avec le temps de retour de l'onde et sa vitesse, on peut déterminer la distance parcourue ainsi que la profondeur.

- L'onde de compression ou l'onde P se déplace créant successivement des zones de dilatation et des zones de compression comme un élastique. Elle **se propage bien dans les liquides**. (principe du déplacement d'une chenille).
- Dans le cas, des ondes de cisaillement ou onde S, les particules oscillent dans **un plan vertical**, à angle droit par rapport au sens de propagation de l'onde. Elles arrivent après les ondes P, elles sont **plus lentes**. Elles **ne se propagent pas dans les liquides**. (principe de l'ondulation)

C : les grandes discontinuités à l'intérieur du globe terrestre.

- L'intérieur de la terre est constitué du **noyau**, qui forme 17% du volume terrestre :

Le noyau interne (la graine) présente les propriétés d'un **solide** car les ondes S le traverse et les densités sont encore plus fortes.

Le noyau externe ne présente **pas toutes les propriétés d'un liquide mais laisse passer les ondes P** (avec brutale diminution de la progression de l'onde P à la discontinuité de 3000Km) avec une très forte densité puisqu'il ne laisse pas passer les ondes P. Il a aussi une **très forte température** de 2800° à 3100°.

Ce noyau n'est pas fondamental à la compréhension des mouvements à la surface de la Terre mais il est essentiel dans la compréhension du **magnétisme de la Terre**. Ce noyau est plutôt stable et forme un cœur solide très dense autour duquel s'organisent des flux, des mouvements. Cette différence de mouvement entre les enveloppes externes et ce noyau interne créent ce qu'on appelle le magnétisme de la Terre.

- Le **manteau** constitue le **gros volume terrestre, 81%**. Sa température décroît vers l'extérieur de 2800° à 1800° et il est **divisé en 2 couches de plasticité différente** :

Le manteau inférieur ou mésosphère qui est une grosse épaisseur rigide de 2680km.

Le manteau supérieur est constitué d'une partie visqueuse et d'une partie plus rigide soudée à la croûte terrestre.

La discontinuité de Gutenberg marque un **contraste important de densité entre le manteau et le noyau.**

Le manteau n'est pas très homogène. On suppose que s'il existe des mouvements importants, ils se situent à la limite du manteau supérieur et du manteau inférieur.

LE MANTEAU SUPERIEUR.

- **L'asthénosphère** (la partie la plus visqueuse du manteau supérieur) qui connaît une décroissance des ondes P et S. Cette épaisseur peut-être animée de mouvements lents de convection.
- **La lithosphère** est **hétérogène dans sa composition** mais solidaires sur le plan mécanique et déformable. L'épaisseur totale de la lithosphère est de 150km sous les continents et de 50km sous les océans. La lithosphère est assez **complexe**, une partie relativement homogène et une autre au-dessus de la discontinuité de Mohorovicic c'est-à-dire la croûte océanique et la croûte continentale. Elle **prend en compte la plaque lithosphérique** (celle qui est homogène) **et les croûtes océaniques et continentales**. Croûte océanique (basalte, roche magmatique), croûte continentale (variation des densités, en fonction constitution magma ou collision des plaques lithosphériques, roches moins denses que roches magmatiques.)

La discontinuité de Mohorovicic sépare la lithosphère de la croûte océanique et de la croûte continentale.

L'ensemble plaque lithosphérique, croûte océanique et croûte continentale constitue la Lithosphère.

La croûte océanique est complètement différente de la croûte continentale. Elle est beaucoup plus dense, plus régulière en terme d'épaisseur et de mise en place. Elle est beaucoup plus hétérogène, plus épaisse. Elle peut-être composée à la base de roches beaucoup plus dense d'origine magmatique et au sommet de roches d'ordre plus sédimentaire. La croûte continentale va déformer par sa masse, la plaque lithosphérique ; provoque un enfoncement de la plaque lithosphérique. La discontinuité de Mohorovicic est plus profonde sous les continents que sous les océans.

La croûte terrestre est la partie la plus externe et rigide. Elle comprend :

- La croûte océanique se situe sous les océans et est formée de roches basaltiques de forte densité $3,2 \text{ kg/dm}^3$.
- La croûte continentale se situe au niveau des continents et est plus épaisse avec des roches de faible densité (roches granitiques de densité $2,7$ à 3 kg/dm^3).

II : quelles sont les structures externes du globe ?

A : les régions les plus stables du globe

1) Les socles anciens.

- Les **socles** sont de **grandes unités structurales faites de roches dures avec un relief monotone**. Ils sont constitués de roches anciennes altérées en surface et dont **le modelé** est fait de **larges croupes et de vallonnements**. Une **roche dure** est une **roche cristalline** c'est-à-dire composée de cristaux à l'opposé on trouve les roches sédimentaires constituées de conglomérats de petites particules. **Le modelé est la forme du paysage issu de l'érosion**.
- Ils constituent des **aires stables de l'écorce terrestre**. On leur donne souvent le nom de **Bouclier**. En termes de superficie, les boucliers sont le sous-bassement de tout le relief émergé, les **espaces les plus importants**. Les montagnes sont des phénomènes ponctuels du relief de la terre.

Par exemple (carte) :

- Le bouclier Canadien et Groenlandais
- Le bouclier Guyanais et Brésilien
- Le bouclier scandinave
- Le bouclier Saharien et d'Afrique centrale (les grands plateaux du Katanga)
- Le bouclier Sibérien et Chinois
- Le bouclier Australien

On retrouve parfois sur ces socles, des **bassins sédimentaires, structure qui vient se superposer au socle**.

Il y a **3 catégories de roches** : les roches **innées** (issues de l'injection du magma dans l'écorce terrestre *granite, basalte*) ; les roches **sédimentaires** (qui viennent de l'érosion des roches innées ou de dépôt *calcaire*) ; les roches **métamorphiques** (celles qui se sont transformées, issues soit des roches innées, soit des roches sédimentaires.)

Ces socles sont particulièrement **résistants face aux déformations**. Ils peuvent se fracturer en formant des **failles** importantes ou connaître des déformations (les **flexures**), mais le **relief** est en général assez **monotone**.

Cependant, certaines marges de socle ont pu être rajeunies c'est-à-dire soulevées récemment en donnant alors une déformation particulière dissymétrique nommée les bourrelets marginaux.

Par exemple : soulèvement de la côte Est de Madagascar ; le Grand Escarpement des plateaux orientaux d'Afrique du Sud. Face au mouvement de plaques tectonique d'ouest en est, il y a formation de bourrelets marginaux face à la contrainte subie par le bouclier.

Les bassins sédimentaires font partie des formes de relief se trouvant dans des régions stables.

2) Les bassins sédimentaires.

Les bassins sédimentaires sont des zones de grande stabilité mais aussi des zones de subsidence, c'est-à-dire qui ont tendance à s'affaisser quand les reliefs voisins qui s'érodent ont tendance à se soulever, c'est le phénomène de l'isostasie.

La déformation de cette structure est une cause et une conséquence de sa constitution. La tendance à l'affaissement est liée à l'accumulation des matériaux lors des invasions marines ou des matériaux détritiques continentaux. Les matériaux qui se déposent dans ces bassins sont liés soit à l'érosion continentale (détritique) ou se sont déposés dans ce qui était auparavant des mers, deux origines donc continentales (érosion) ou marines (dégression).

Cette accumulation de sédiments contribue à accentuer un peu plus le phénomène d'affaissement. Cette structure est particulière car se présente sous forme de couvertures géologiques se superposant les unes par rapport aux autres.

B : les régions les plus instables du globe.

Les régions instables (séismes, grandes chaînes de montagnes, volcanisme,...) se situent soit au fond des océans, soit en marge des plaques continentales. La ceinture de feu du Pacifique

1) Que se passe-t-il dans le fond des océans ?

- L'exploration des fonds océaniques a véritablement pris son essor durant la seconde grande guerre. Grâce au sonar, on a obtenu une image assez réaliste des fonds océaniques.

A quoi correspondent ces dorsales médio-océaniques ?

Ces fosses profondes autour du Pacifique ? Ces pics sous-marins pouvant s'ériger jusqu'à la surface des mers dans les plaines abyssales ?

La crête médio-océanique constitue la cicatrice de la formation des océans. Les plaines abyssales sont de larges étendues relativement planes et profondes (3000-4000m de profondeur).

(carte) cette carte des fonds océaniques Pacifiques montrent les principaux éléments topographiques : pentes continentales, plaines abyssales, crête ou

dorsale médio-océanique, fosse profonde (Aléoutiennes 7822m ; des Kouriles 10542m ; des Mariannes 11034m ; des Tongas 10882m ; du Pérou Chili 8066m), des pics sous marins qui sont essentiellement des volcans intra-plaques (points chauds)

Sous la crête médio-océanique, il y a un flux de chaleur dans l'asthénosphère qui engendre des cellules de convection. Il y a concentration de chaleur en une zone où le matériel chauffé se dilate, ce qui explique le soulèvement correspondant à la dorsale océanique.

La concentration de chaleur conduit à une fusion partielle du manteau qui produit du magma. La convection produit, dans la lithosphère, des forces de tension qui font que deux plaques divergent de part et d'autre de la dorsale. Entre ces deux plaques divergentes, la venue de magma crée de la nouvelle croûte océanique (accrétion).

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

Le magma produit par la fusion partielle du manteau s'introduit dans les failles et les fractures du rift. C'est ce magma cristallisé qui forme de la nouvelle croûte océanique à mesure de l'étalement des fonds. Le magma des zones de subduction vient de la fusion partielle d'anciennes roches solides. Souvent ce magma est plus riche en silice que celui se trouvant dans l'asthénosphère. (Zone de subduction → volcanisme explosif le plus souvent, magma différent)

2) Quelle est l'origine de ces dorsales médio-océaniques ?

- L'accumulation de chaleur sous une plaque continentale cause une dilatation de la matière qui conduit à un bombement de la lithosphère.
- Il s'ensuit des forces de tension qui fracturent la lithosphère et amorcent le mouvement de divergence.
- Le magma viendra s'infiltrer dans les fissures, ce qui causera par endroits du volcanisme continental. Les laves formeront des volcans ou s'écouleront le long des fissures.
- La poursuite des tensions produit un étirement de la lithosphère. Il y aura effondrement en escalier, ce qui produit une vallée appelée un rift continental.
- Il y aura des volcans et des épanchements de laves le long des fractures. *Le Grand Rift Africain orientale en est un bon exemple ou le Fossé Rhéan en Alsace.*
- Avec la poursuite de l'étirement, le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée.
- Deux morceaux de la lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'un de l'autre.
- Le volcanisme sous-marin forme un premier plancher océanique basaltique (croûte océanique) de part et d'autre d'une dorsale embryonnaire ; c'est le stade de mer linéaire, comme par exemple la Mer Rouge.

- L'élargissement de la mer linéaire par l'étalement des fonds océaniques conduit à la formation d'un océan de type Atlantique avec sa dorsale bien individualisée, ses plaines abyssales et ses plateaux continentaux correspondant à la marge de la croûte continentale.
- Les dorsales océaniques constituent des zones importantes de dissipation de la chaleur interne de la Terre. Des **phénomènes d'hydrothermalisme** peuvent être observés sur le plancher océanique.

Lorsque l'on s'approche **du rift**, on assiste à un **phénomène particulier, l'hydrothermalisme**. Il s'agit d'un phénomène de **circulation d'eau chaude importante**. Une certaine quantité d'eau s'infiltré dans la faille, l'eau est très chaude et circule avec haute pression qui va intégrer une certaine **dissolution de la roche et récupérer des minéraux**. Lorsque la pression est trop importante cette eau va réapparaître au niveau de la surface. Au niveau de cette source thermique, des minéraux vont se déposer, concrétions assez particulières.

Autour de ces phénomènes d'hydrothermalisme, une **forme de vie particulière** va se développer.

- Les **dorsales océaniques évacuent la chaleur interne de la Terre**. Ils représentent un endroit où l'activité du manteau de la Terre peut être observée. Une des principales activités est **l'hydrothermalisme**
- C'est la **dissipation de la chaleur du manteau sous forme d'eau chaude sortant de la croûte océanique par des cheminées (appelées fumeurs)**. Cette eau a deux provenances :
 - **L'eau de l'océan** qui s'est infiltrée dans la croûte et qui ressort sous l'influence de la chaleur du magma
 - **L'eau contenue dans le manteau** et qui ressort également à cause du magma.
- Avant de sortir des fumeurs, les éléments métalliques dissous dans cette eau après son passage dans les roches vont se précipiter.

Ces phénomènes sont très nombreux. Le rift est parcellé de ces fumeurs.

3) *Que se passe-t-il sur les **marges des plaques continentales** ?*

- Le **déplacement des plaques lithosphériques implique la destruction d'une partie de la lithosphère pour maintenir constante la surface terrestre**. Cette destruction se fait **aux frontières convergentes** qui marquent, le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre. (deux plaques qui se rapprochent l'une de l'autre) Lorsque **deux plaques se rapprochent, on assiste à des phénomènes de collision** qui vont entraîner la **destruction d'une partie de la plaque lithosphérique**.
- Lorsque deux plaques se rapprochent, on peut distinguer **plusieurs types de contact** :
 - Deux plaques continentales : **chaînes de collision (formation de montagnes)**
 - Une plaque océanique contre une plaque continentale : **chaînes cordilléraires**.

Ces deux chaînes de montagnes **sont totalement différentes**, elles n'ont pas du tout les mêmes caractéristiques montagneuses.

Lorsqu'une plaque **océanique** se rapproche d'une plaque **continentale**, elle a tendance à s'enfoncer sous cette dernière, ce qui crée une **zone de subduction**. Ce phénomène engendre un volcanisme particulier à ces endroits.

Deux chaînes de montagnes récentes Cordillère des Andes / des Alpes jusque l'Himalaya (aire secondaire et tertiaire). Les autres chaînes de montagnes se sont créées nécessairement à l'aire primaire, elles sont plus érodées, plus aplanies, pas d'altitude importante, moins marquantes dans le paysage (Vosges, Massif central, Appalaches).

Si la tectonique des plaques est à l'origine des montagnes récentes, qu'est ce qui était à l'origine des anciennes ? → très certainement, une tectonique ancienne.

- **La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique** créant ainsi **un arc insulaire**. *Les Antilles par exemple correspondent à un arc insulaire.*

Tous ces types de collision entraînent une orogénèse et des séismes.

a) **Collision entre deux plaques océaniques** : *formation d'un arc insulaire.*

- 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 de subduction.**
- Il se produit un phénomène de **fusion partielle de la plaque engloutie et le magma monte vers la surface.** Une partie de ce magma reste emprisonné dans la lithosphère, mais une partie est expulsée à la surface, produisant des **volcans** sous la forme d'une série d'îles volcaniques (**arc insulaire volcanique**) sur le plancher océanique.
- *Ex : dans le Pacifique-Ouest, avec les grandes fosses des Mariannes, de Tonga, des Kouriles et des Aléoutiennes, chacune possédant leur arc insulaire volcanique, ainsi que la fosse de Puerto Rico ayant donné naissance à l'arc des Antilles bordant la mer des Caraïbes dans l'Atlantique. → couple arc insulaire/fosses profondes*

Les volcans liés à ces arcs insulaires sont des **volcans plus explosifs, car le magma est lié à la fusion de la plaque, composé de matériaux visqueux.**

- Le mouvement de translation latérale d'une seule plaque se transforme alors en un système de collision entre deux plaques, une plaque continentale et une plaque océanique.
- On est passé d'une situation de marge passive à une situation de **marge continentale active.** **Au large du continent, il se forme un arc volcanique insulaire.**

- C'est la **ceinture de feu du Pacifique**, non seulement un arc insulaire mais en plus une chaîne cordilléraise. On parle de marge active lorsque l'on a ces mouvements de zone de subduction.

b) Collision entre une plaque continentale et une plaque océanique : formation d'une chaîne cordilléraise.

- Dans ce type de collision, la plaque **océanique plus dense** s'enfonce **sous la plaque continentale**. Les basaltes de la plaque océanique s'enfoncent dans du matériel de plus en plus dense.
- La plus grande partie du magma restera emprisonnée dans la lithosphère continentale. Le magma qui aura réussi à se frayer un chemin jusqu'à la surface formera une chaîne de volcans sur les continents (**arc volcanique continental**).
- *De bons exemples de cette situation se retrouvent sur la marge Pacifique du continent américain. Dans l'hémisphère sud, la Cordillère des Andes en Amérique du Sud relié à la fosse Pérou-Chili.*

Comme pour les arcs volcaniques insulaires, il y a aussi des fosses.

Les Andes présentent un exemple de chaînes dites « cordilléraises ». la particularité de ces chaînes est que la compression de la plaque lithosphérique continentale est faible et donc les altitudes ne sont pas directement la conséquence de la tectonique mais plutôt du volcanisme. Les plus hauts reliefs sont des volcans (Aconcagua en Argentine 6970m ; Misti au Pérou 5840m ; Cotopaxi en Equateur 5900m). Dans les Andes, la cordillère est double, elle est séparée par un bassin d'altitude, l'Altiplano. Ces montagnes sont souvent enneigées, les Andes forment une beauté irréelle car il s'agit de volcans avec une couverture neigeuse.

Les volcans sur les chaînes côtières en Amérique du Nord. 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.

Les **failles transformantes ou coulissantes** correspondent au fait que la **plaque continentale et la plaque océanique glissent l'une contre l'autre**. Lorsque l'ouverture ne se produit pas à la même vitesse, la plaque est obligée de glissée contre l'autre. Ces failles transformantes sont très nombreuses, elles **sont toujours perpendiculaires à l'axe dorsal**.

Le Mont Sainte Hélène a connu une éruption spectaculaire, majeure dans les années 80, de par le volume de cendres qui s'en est échappé.

c) Rencontre entre un arc volcanique insulaire et une masse continentale.

A l'opposé de la zone de divergence (la dorsale océanique) la plaque lithosphérique océanique se fracture et s'enfonce sous la plaque lithosphérique continentale, créant **une zone d'obduction** (contrairement à la subduction où une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale, ici **la plaque océanique viendra chevaucher la plaque continentale**).

Une zone d'obduction : **fermeture d'une mer**, terme utilisé seulement dans ce cas là, affrontement d'une plaque océanique lithosphérique qui viendra entrer en collision avec une plaque lithosphérique continentale. Rencontre avec un arc insulaire et un continent, ce mécanisme va entraîner une compression de toutes les zones sédimentaires entre les deux structures.

- Le chevauchement progressif de la plaque océanique sur ce qui reste de plaque continentale **concentre le matériel qui se trouve sur les fonds océaniques pour former un prisme d'accrétion** qui croît à mesure de la fermeture entre l'arc volcanique et le continent. La collision entre l'arc volcanique et le continent crée un chevauchement important.
- Finalement, la **poursuite du mouvement concentre encore plus de matériel et forme une chaîne déformée que l'on qualifie de chaîne de montagnes immatures**, en ce sens que la dynamique n'est pas terminée.
- La marge de cette chaîne immature peut se transformer en une **nouvelle zone active** (subduction), ce qui permet à la collision de se poursuivre et instaure du **volcanisme d'arc continental sur la nouvelle chaîne**.
- *Des exemples se situent aussi dans la Cordillère des Andes, reliée à la collision de la plaque océanique de Nazca et la partie continentale de la plaque de l'Amérique du Sud.*

d) Collision entre deux plaques lithosphériques continentales

- L'espace océanique se refermant 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**.
- La collision entre deux plaques lithosphériques continentales engendre la **déformation des rebords de plaques et la formation de chaînes de montagnes plissées et faillées**.
- Tout le **matériel sédimentaire est comprimé** et se soulève pour former une **chaîne de montagnes** où les roches sont plissées et faillées. Des lambeaux de la croûte océanique peuvent même être coincés dans des failles. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule.
- Toutes les grandes chaînes de montagnes plissées ont été formées par ce mécanisme. Les principales chaînes de montagne, les Pyrénées, les Alpes, l'Himalaya,... sont le résultat de ces collisions et se sont formées vers -60 millions d'années.

Un bon exemple récent de cette situation, c'est la soudure de l'Inde au continent asiatique, il y a à peine quelques millions d'années, avec la formation de l'Himalaya.

L'essentiel du raccourcissement de la plaque dans l'Himalaya est absorbé par la plaque qui est subductée. Celle-ci se découpe en lames s'empilant et se chevauchant les unes les autres.

Ces écailles, ou lames tectoniques, sont séparées par des plans de décollement, les chevauchements basal et central himalayens visibles dans la plaque eurasiennne (MCT ; MBT). Les plus hauts sommets se localisent dans la plaque indienne.

Ophiolite : restes de l'océan ayant séparé l'Inde de l'Eurasie.

Le raccourcissement de la plaque lithosphérique est également accommodé dans la plaque eurasiennne par l'expulsion latérale, le long de grands décrochements, des blocs d'Indochine et de la Chine du Sud. Cette expulsion se fait essentiellement vers l'Est, en direction de l'océan Pacifique.

Dans l'exemple de la chaîne Himalayenne, la déformation ne concerne pas seulement la marge de la plaque mais influence le relief de l'ensemble de la partie sud est de l'Asie.

e) L'accrétion des terranes aux plaques continentales.

- Ces dernières années, on s'est rendu compte que dans plusieurs chaînes de montagnes, la situation n'est pas aussi simple. Ces chaînes sont souvent composites, c'est-à-dire qu'elles sont formées d'un collage, de plusieurs morceaux qui possèdent chacun leurs caractéristiques propres. Ces morceaux correspondent à des petites masses continentales, des microcontinents, qu'on appelle, les terranes.

Par exemple, la Cordillère de l'Ouest nord-américain qui est formée de plusieurs éléments accolés les uns aux autres. On a nommé ce mécanisme de construction d'une chaîne de montagnes par collage successifs, l'accrétion des terranes.

Lorsqu'ils arrivent en collision avec une grande plaque continentale, ces terranes sont arrachés à la plaque qui les transporte et collés à la marge de la grande plaque continentale, car leur densité est trop faible pour qu'ils puissent être enfoncés dans l'asthénosphère. Il peut s'accumuler ainsi plusieurs de ces morceaux « exotiques ».

Ex : les Montagnes Rocheuses

On a souvent tendance à considérer que les reliefs de l'Ouest de l'Amérique du Nord correspondent aux Rocheuses. En fait, les Rocheuses ne constituent qu'une chaîne linéaire immature ; sa limite géologique orientale est soulignée par la ligne barbelée rouge sur cette carte.

A l'Ouest de la chaîne, on retrouve plusieurs entités, dont la Presqu'île de Californie, la Chaîne côtière, la Sierre Nevada, la chaîne des Cascades, la chaîne côtière, le plateau de Colombia, etc.

Sur une carte géologique, on découvre qu'en fait toute cette portion occidentale de la plaque continentale nord-américaine est formée d'un collage de terranes, chacun représenté ici par des couleurs différentes, et qui se sont additionnés depuis 200 millions d'années, dès l'aire primaire.

Les montagnes sont nécessairement liées au mouvement des plaques lithosphériques. C'est bien parce que les plaques sont mobiles que des déformations se forment et engendrent des massifs montagneux. Ces mouvements de collision peuvent prendre plusieurs formes. Quelque soit le mouvement, on assiste toujours au phénomène de collision à l'origine de ces massifs religieux.

La tectonique des plaques (1915) a été une avancée très importante dans la compréhension du relief de la surface terrestre ; Avant cette théorie de la tectonique des plaques, il y a avait la théorie du créationnisme (la Terre a toujours existé sous cette forme), des conceptions religieuses, la théorie du catastrophisme (à un moment donné, la Terre a subi un cataclysme très important qui a été la fin d'un monde et la naissance d'un autre).

4) Que se passe-t-il quand deux plaques glissent l'une contre l'autre ?

C'est un mouvement particulier qui a plutôt des conséquences sismiques que géomorphologiques.

- Les **frontières transformantes** correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère ; on utilise plus souvent le terme de **failles transformantes**.
- Elles se trouvent **le plus souvent**, mais pas exclusivement, dans la **lithosphère océanique**. Ces failles permettent d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacement ou même des mouvements opposés entre les plaques, ou de faire le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).

Ces failles ne produisent pas de relief, elles peuvent produire de la sismicité.

La faille de San Andreas.

Elle affecte à la fois la lithosphère océanique et la lithosphère continentale. Elle constitue la limite entre trois plaques : plaque de Juan de Fuca, plaque de l'Amérique du Nord et plaque du Pacifique. Elle présente aussi l'inconvénient de traverser la ville de San Francisco ! Au rythme actuel du déplacement ($\approx 5,5$ cm/an), la ville de Los Angeles sera au droit de San Francisco dans 10 millions d'années.

5) Quelles sont les conséquences du mouvement de ces plaques lithosphériques ?

L'âge des îles volcaniques océaniques croît avec leur distance par rapport à la dorsale. Plus elles sont éloignées de la dorsale, plus elles sont vieilles. Elles ont dérivé avec le tapis roulant des fonds océaniques : la translation des îles « point

chaud ». Ces îles volcaniques proviennent tous d'une **même source** qu'on pense plus profonde que la croûte océanique, on pense qu'elles proviennent directement de l'**asthénosphère**. Des mouvements dans l'asthénosphère concentrent la chaleur à un certain point sous l'écorce terrestre, le fait de **concentrer la chaleur sous un point qui est toujours le même fait que à cet endroit l'écorce terrestre est plus mince et que les flux de magma finissent par la traverser. C'est ce qu'on appelle le phénomène des **points chauds**.**

Ces points chauds ne sont pas liés aux dorsales.

Comme la plaque lithosphérique migre et que le point chaud reste toujours à la même place, on assiste à un alignement des îles qui vont se former, soit un archipel.

Sur les îles les plus anciennes vont se former des atolls et sur les îles plus récentes un volcan.

CONCLUSION

(Carte : Les plaques lithosphériques)

Ces mouvements définissent trois types de frontières entre les plaques :

- 1) **Les frontières divergentes, là où les plaques s'éloignent l'une de l'autre et où il y a production de nouvelle croûte océanique.**
- 2) **Les frontières convergentes, là où deux plaques entrent en collision, conséquence de la divergence**
- 3) **Les frontières transformantes, lorsque deux plaques glissent latéralement l'une contre l'autre, le long des failles ; ce type de limites permet d'accommoder des différences de vitesses dans le déplacement de plaques les unes par rapport aux autres.**

Les taux de divergence et de convergence ne sont pas identiques partout. La divergence varie de 1,8 à 4,1 cm/an dans l'Atlantique et 7,7 à plus de 18 cm /an dans le Pacifique. La convergence se fait à raison de 3,7 à 5,5 cm/an dans le Pacifique. A noter le taux de déplacement latéral relatif le long de la faille de San Andreas en Californie ($\approx 5,5$ cm/an)