

En 1912, le géologue Alfred Wegener réfute la théorie des « ponts continentaux » et propose une théorie « mobiliste » : les continents sont animés de mouvements, ils s'éloignent ou se rapprochent : c'est la théorie de « **la dérive des continents** ». Mais cette théorie aura du mal à s'imposer. Près d'un demi-siècle plus tard, de nouvelles données issues des progrès scientifiques et techniques dans les sciences de la Terre ont conduit les détracteurs de Wegener à reconsidérer ses arguments.

En 1968, plusieurs scientifiques dont Xavier Le Pichon (*géologue français*) proposent de découper la Terre en **6 plaques rigides** dont les frontières ont été peu à peu précisées : les **dorsales**, les **zones de subduction** marquée par des **fosses océaniques** et des **alignements volcaniques**, les **failles transformantes**, les **chaînes de montagnes** dites de **collision**.

Le modèle global de la « **tectonique des plaques** » vient de voir le jour. Il sera affiné au cours des décennies suivantes.

I – Les caractéristiques de la mobilité horizontale

1. Un apport déterminant : le paléomagnétisme

1.1. L'aimantation thermorémanente des basaltes

Depuis la fin du XIX^e siècle on sait que les roches volcaniques possèdent leur **propre aimantation** car le **champ magnétique** terrestre peut être « fossilisé » dans ces roches : elles dévient l'aiguille d'une boussole. En effet, des roches comme les **basaltes** possèdent des minéraux ferromagnésiens (comme la **magnétite**) qui ont la capacité de « *mettre en mémoire* » le champ magnétique (son intensité, sa direction) qui existait au moment de leur **crystallisation** : c'est l'**aimantation thermorémanente**.

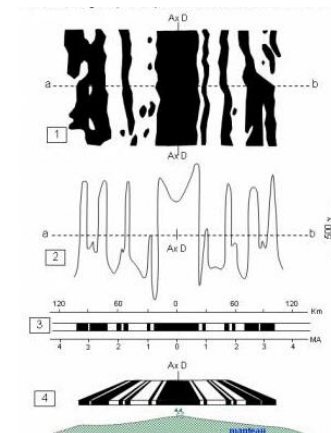
1.2. Les inversions de polarité magnétique

On sait depuis 1905 (*grâce au géophysicien Brunhes*) que des coulées de laves, âgées de plusieurs millions d'années (comme sur l'île volcanique d'Hawaii), avaient « enregistré » le champ magnétique de la Terre au moment de leur formation. Les mesures prouvaient que la Terre avait connu des périodes durant lesquelles le champ magnétique avait **un sens opposé à l'actuel** : ce sont des **périodes inverses** ou au contraire un sens identique à l'actuel : ce sont des **périodes normales**. Ces **épisodes d'inversion magnétique**, (= renversement de la polarité du champ terrestre), se sont produits à intervalles irréguliers au cours de l'histoire de la Terre et ont permis de dresser une **échelle des inversions magnétiques** (ou **échelle magnétostratigraphique**)

Dans les années 1950 : Les **relevés magnétiques du plancher océanique** au cours des campagnes océanographiques ont montré des **anomalies** remarquables connues sous le nom de « **peau de zèbre** » : il s'agit de bandes de **largeur variable** et grossièrement **parallèles** et **symétriques** par rapport à l'axe de la dorsale. On distingue :

- Les périodes de « **polarité normale** » pour lesquelles le champ magnétique mesuré est le même que celui que nous observons aujourd'hui : ce sont des **anomalies** dites **positives**. Dans ce cas les deux composantes du champ magnétique s'ajoutent et on les représente en **noir** ;
- Les périodes de « **polarité inverse** » pour lesquelles le champ magnétique mesuré est de sens opposé à l'actuel : ce sont des **anomalies** dites **négatives**. Dans ce cas les deux composantes du champ magnétique se soustraient et on les représente en **blanc** ;

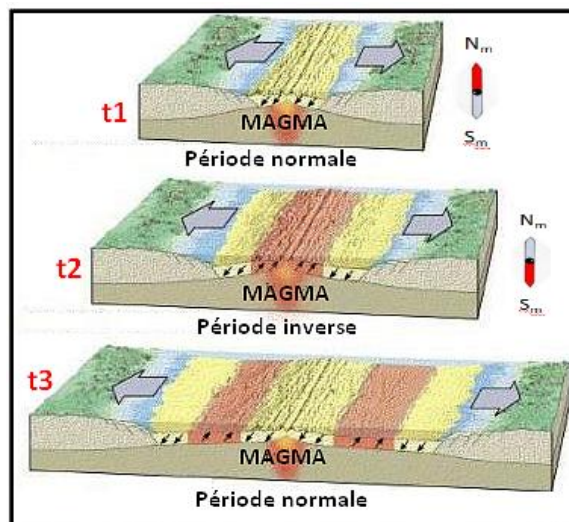
Ces relevés sont restés incompris pendant plus d'une décennie.



1.3. Le lien entre magnétisme et l'âge des fonds océaniques : L'interprétation de la « peau de zèbre »

En 1966, deux géologues, Vine et Matthews, constatent la **correspondance** entre la succession des **bandes d'anomalies magnétiques** et l'**échelle magnétostratigraphique*** : les bandes indiquent la **chronologie des inversions magnétiques** au cours des temps géologiques. Reprenant l'hypothèse de Hess sur la théorie « **double tapis roulant** » (le plancher océanique se forme à l'axe de la dorsale et s'en éloigne symétriquement) ils en donnent l'explication :

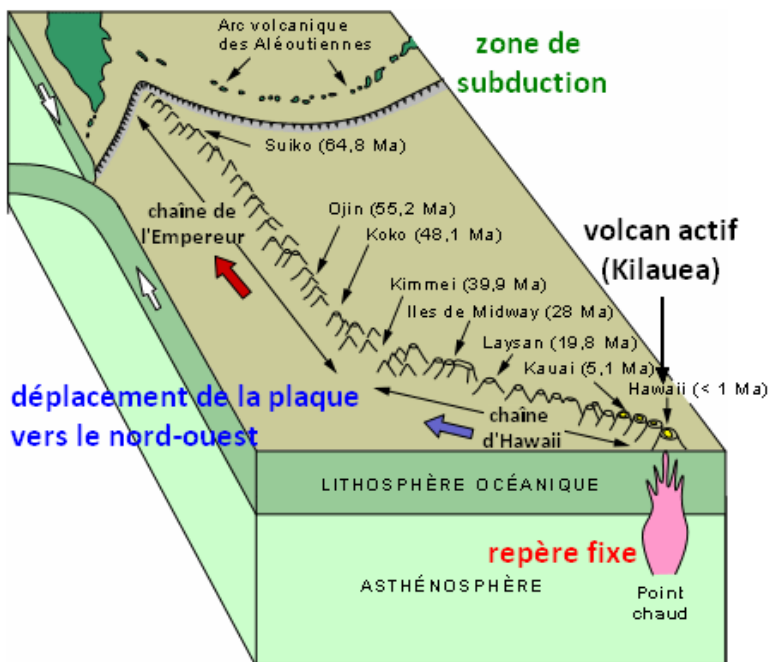
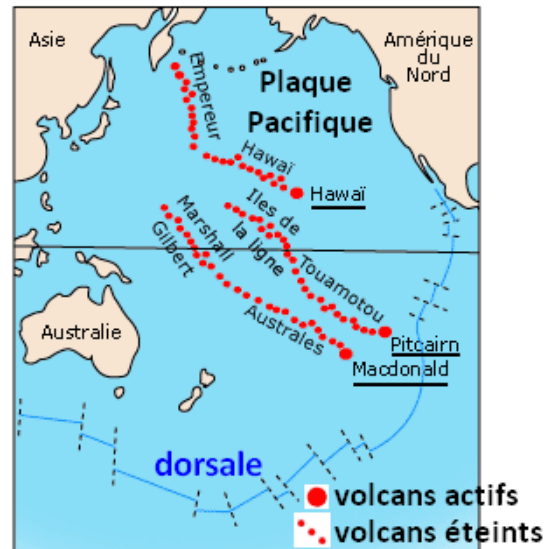
Au niveau d'une **dorsale**, l'**écartement des deux plaques** engendre une remontée de lave fluide dont les minéraux enregistrent le champ magnétique au moment de la cristallisation du magma. L'écartement se poursuivant, de nouvelles laves basaltiques viennent combler les brèches formées par cette divergence des plaques. Si entre ces deux éruptions, le **champ magnétique s'est inversé** alors l'aimantation rémanente indiquera une anomalie magnétique contraire.



2. La preuve par les alignements volcaniques : le volcanisme intraplaque

Il existe des volcans qui ne sont pas situés à la frontière des plaques (= ce sont les **volcans intraplaques**) et qui forment parfois des **alignements remarquables** comme dans le Pacifique (Monts de l'Empereur – Hawaï ou la Polynésie française ou les îles de Touamoutou). A l'extrémité de ces alignements se trouve un **volcan actif**, les autres qui sont éteints forment des îles volcaniques ou des guyots sous-marins, des atolls.

Ces volcans sont le résultat de la présence et du fonctionnement d'un **point chaud** : à l'aplomb du volcan actif il y a une **remontée d'un panache de matériel chaud en provenance de la limite noyau-manteau** qui perce épisodiquement la plaque sus-jacente. Les points chauds ont en effet un **fonctionnement plus ou moins continu** dans le temps mais ils sont considérés comme étant des **repères fixes** qui permettent d'apprécier le déplacement absolu des plaques. Leur étude montre que ces déplacements peuvent varier en **direction** et en **vitesse** au cours des temps géologiques.



Au cours du temps, il y a eu un changement de direction de la plaque :

- De -64Ma à - 48 Ma la plaque Pacifique a eu un mouvement globalement S → N
- Depuis - 48 Ma la plaque a un mouvement SE → NO.

Sa vitesse a également varié.

3. La répartition des sédiments marins

A partir des années 1960 – 1990 : Forages en mer profonde (1000 puits forés). La datation des basaltes du plancher se fait indirectement par la datation des microfossiles des roches sédimentaires immédiatement situées au-dessus du basalte (micropaléontologie). Les résultats obtenus sont conformes aux prévisions et aux résultats obtenus par les mesures du magnétisme : **plus on s'éloigne de la dorsale, plus les sédiments sont épais et plus ces sédiments au contact des basaltes sont anciens.**

Rem. : dans l'Atlantique Nord, les sédiments les plus anciens situés près des côtes américaines sont âgés du Jurassique (env. – 180 Ma) alors que les roches continentales les plus vieilles datent de –4,1 milliards d'années. L'épaisseur des sédiments est quasiment nulle à la dorsale.

Schéma à l'appui réalisé par les élèves.

Ces données valident donc l'hypothèse de l'expansion océanique et le recyclage permanent de la lithosphère dans les zones de subduction.

4. Le déplacement instantané des plaques

La géodésie spatiale grâce au **GPS (Global Positioning System)** permet de calculer à l'échelle de quelques années, c'est à dire en **temps réel** la vitesse de déplacement des plaques et de mettre en évidence la direction de ces mouvements par la prise en compte des coordonnées de points fixes dits **géodésiques** en longitude et en latitude (...et en altitude).

Les résultats permettent de mettre en évidence des **mouvements relatifs de convergence**, de **divergence** ou de **coulissage**.

Principe de la mesure : Les **coordonnées en longitude** et en **latitude** d'un point géodésique en fonction du temps permettent d'obtenir une **droite** affine dont le **coefficient directeur** donne la valeur de la vitesse de déplacement de ce point en longitude ou en latitude. La **résultante** des deux vecteurs obtenus permet d'estimer le déplacement de la plaque : **sa vitesse et sa direction**.

II – La dynamique des zones de divergence

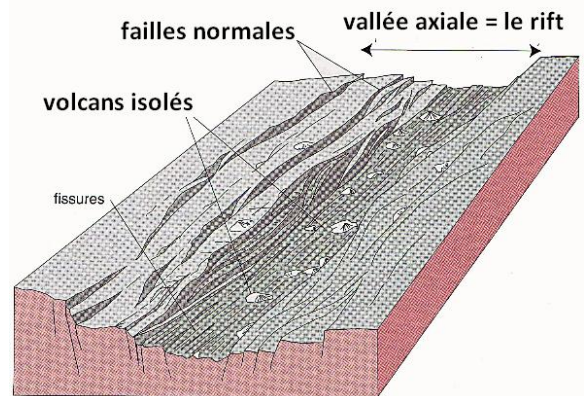
1. La morphologie des dorsales

Les dorsales océaniques sont d'immenses reliefs qui s'élèvent environ de 2000 à 3000 m au-dessus des plaines abyssales. Elles s'étendent sur plus de 60 000 km de long et sont larges de 1000 à 3000 km.

La dorsale médio-atlantique est caractérisée par une **vallée axiale** large de 10 à 20 km de km de et profonde de l'ordre du km, bordée par des **failles normales** qui engendrent des escarpements et qui créent une topographie sous-marine en **marches d'escalier**. Cette vallée porte le nom de **rift océanique**.

Des **failles transformantes** sont des failles de **coulissage**, elles décalent l'axe de la dorsale en différents tronçons.

Pour info : La dorsale Pacifique : elle présente une structure en dôme et elle est moins fracturée que la précédente.

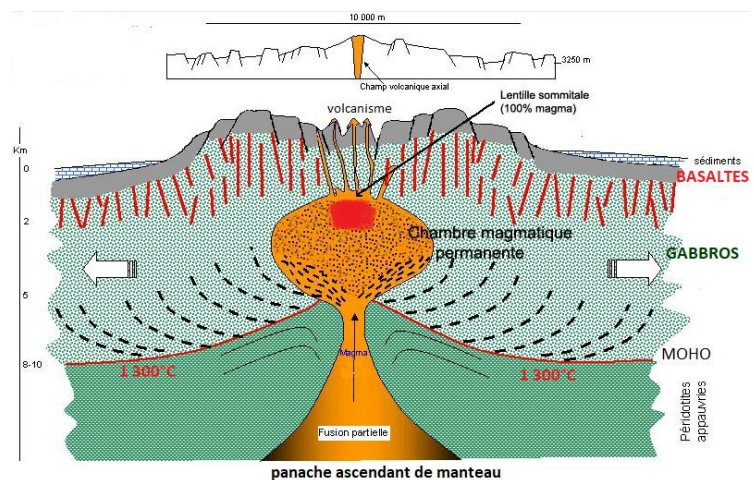


2. Le magmatisme d'une dorsale : Le cas de la dorsale Pacifique.

2.1. Sa localisation

Le magmatisme est concentré à l'axe de la dorsale sur moins de 10 km de large. La sismique réflexion a mis en évidence un ralentissement des ondes S qui indique une zone de roche en fusion et qui signe la présence d'une **chambre magmatique** vers 2 à 4 km sous la surface.

Celle-ci comporte une poche de magma située à sa partie supérieure qui alimente, par les fractures, le volcanisme sous-marin et donc est à l'origine des **basaltes en coussins** (pillows lava). Le reste de la chambre est constitué d'un mélange de magma et de cristaux (« bouillie cristalline ») qui par refroidissement donnent les **gabbros**.

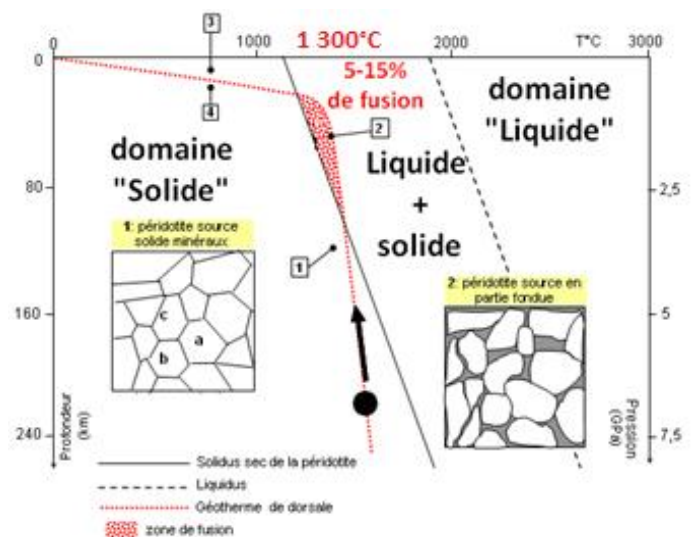


2.2. Une fusion partielle du manteau

Sous la dorsale, il y a une répartition différente des isothermes : le rapprochement de l'**isotherme 1300°C** sous la surface et interprété comme une **remontée du manteau asthénosphérique**. Ce panache de **péridotite** remonte en conservant sa température (enV. 1300°C) mais en subissant une **baisse de la pression** (= « **décompression adiabatique** »). Ce sont ces conditions qui permettent sa fusion.

Expérimentalement, on obtient une **fusion partielle de la péridotite** vers 80 - 100 km, profondeur à laquelle la roche franchit son **solidus**. Le liquide formé, moins dense, migre vers la surface sous forme de gouttelettes, se concentre dans la chambre magmatique et est à l'origine de la formation des roches de la **croûte océanique** :

- le magma qui parvient en surface cristallise rapidement et donne les **basaltes en coussins** (ou **pillow lavas**)
- la majorité du magma qui cristallise lentement dans la chambre magmatique donne les **gabbros**.



La **quantité de magma** produit au niveau d'une dorsale dépend de la **vitesse d'expansion océanique**. C'est ainsi que l'on distingue :

- des dorsales « **lentes** » : c'est le cas de la dorsale médio-Atlantique (*vitesse d'expansion* : 2 à 4 $cm.an^{-1}$)
- des dorsales « **rapides** » : c'est le cas de la dorsale Pacifique (*vitesse d'expansion* : jusqu'à 16 $cm.an^{-1}$)

Conclusion : La **divergence des plaques** de part et d'autre de la dorsale permet la mise en place d'une lithosphère nouvelle par ajout de matériaux d'origine mantellique : on parle d'**accrétion océanique**. C'est pourquoi la croûte océanique est d'autant plus vieille qu'on s'éloigne de la dorsale. Toutefois, si l'âge des plus vieux basaltes du plancher océanique n'excède pas 200 Ma, c'est parce que dans les **zones de subduction**, le plancher océanique âgé s'incorpore au manteau.

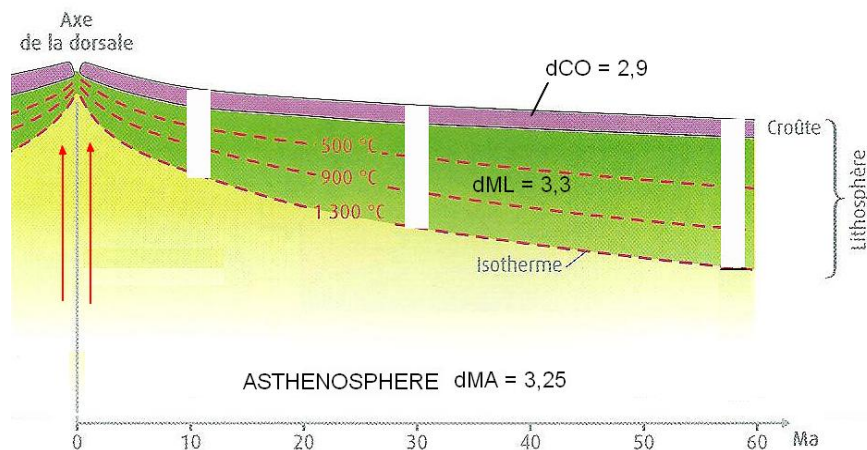
III – La dynamique des zones de convergence

1. La dynamique des zones de SUBDUCTION

1.1. Le moteur du plongement

Quand une lithosphère océanique est suffisamment âgée (*vers 180 millions d'années*) elle plonge dans le manteau supérieur où elle sera recyclée : on parle de **subduction**. Ce plongement est permis car :

- En s'éloignant de l'axe de la dorsale la **lithosphère** formée **se refroidit** et par conséquent **s'épaissit** par sa base (*voir isotherme 1300°C retrouvé de plus en plus en profondeur*).
- Cet épaississement induit une **augmentation** progressive **de la densité de la lithosphère** qui devient supérieure à celle de l'asthénosphère qui la supporte.
- La croûte océanique ainsi que les niveaux superficiels du manteau sont le siège d'une **circulation d'eau** qui **modifie les minéraux** (*voir « métamorphisme*).
- Des **sédiments** s'accumulent sur le plancher océanique.



1.2. Le volcanisme des zones de subduction

1.2.1 Un volcanisme de type explosif

Les zones de subduction sont caractérisées par un **volcanisme de type explosif** (« volcans gris ») et donc destructeur :

- un **énorme volume de matières solides** sous forme de colonne de poussières ascendantes ;
- des **gaz** et d'une grande quantité de **vapeur d'eau** ;
- des **coulées pyroclastiques** ou « **nuées ardentes** » (= « avalanches » constituées d'un mélange à haute température de particules solides - scories, cendres- de gaz qui dévalent les pentes à vive allure).
- Les édifices volcaniques présentent souvent un **dôme de lave visqueuse** qui fait bouchon dans le cratère (ex. l'éruption de la Montagne Pelée en Martinique en 1902 ou le Mont Saint-Helen aux États-Unis en 1980).

1.2.2 Une chimie particulière des laves

Ce type d'éruption s'explique par l'**importante viscosité des laves**, liée en particulier à leur **forte teneur en silice** (*forces de friction liée aux liaisons chimiques O-Si*) et à leur **température relativement faible** (~ 900°C). Cette résistance à l'écoulement bloque le dégazage progressif du magma au cours de sa remontée si bien que, parvenus en surface, **les gaz piégés se détendent violemment** ce qui provoque de puissantes **explosions**.

1.2.3 L'origine du magma des zones de subduction

Expérimentalement, en tenant compte du **géotherme** dans une zone de subduction, une **péridotite** ne peut fondre (= franchir son solidus) que si elle est **hydratée**. Cette **fusion partielle** intervient pour des pressions correspondant à des profondeurs comprises entre 80 et 120 km et pour une température d'environ 900° à 1100°C.

Les travaux de laboratoire sur l'étude de la chimie des laves ont permis de conclure que le **magma dans les zones de subduction provient de la fusion partielle de la péridotite « hydratée » du manteau supérieur de la plaque chevauchante au-dessus du plan de Benioff**.

Les gouttellettes de magma ainsi formées remontent vers la surface et se concentrent dans une chambre magmatique où ce magma aura deux destinées :

- S'il cristallise en profondeur, son refroidissement sera lent et les roches ainsi formées auront une **texture grenue** : ce sont la **diorite** et la **granodiorite**.
- S'il parvient en surface ou cristallise dans une cheminée volcanique son refroidissement sera plus rapide et les roches formées auront une **texture microlithique** : c'est le cas de l'**andésite** et de la **rhyolite**.

Remarque : Les **péridotites** du manteau sont essentiellement composées d'**olivine** (90%) et de **pyroxène** (10%) qui sont des **minéraux anhydres**. Or, les minéraux des **roches magmatiques**, les **amphiboles** et les **micas** sont des **minéraux hydroxylés** (*contenant des groupements -OH*). La question est : « *quelle est l'origine de l'eau ?* »

1.3. Un lien entre magmatisme et métamorphisme

Au cours de son éloignement de l'axe de la dorsale, la croûte océanique se refroidit et se fracture. Ces fissures sont parcourues par une **circulation hydrothermale**. Les minéraux constituant ces roches, devenus instables dans ces nouvelles conditions de P° et T° réagissent entre eux et avec les ions entrant dans la composition l'eau de mer.

Ces premières réactions du **métamorphisme** sont des **réactions « d'hydratation »**, elles conduisent à la formation de roches contenant des **minéraux hydroxylés** qui incorporent des **radicaux -OH** : cas de l'**hornblende** (une amphibole verte → *faciès amphibolite*) ou la **chlorite** ou l'**actinote** (→ *faciès schistes verts*). C'est donc une **croûte océanique « hydratée »** qui se présente dans la zone de subduction.

Lorsque la lithosphère océanique entre en **subduction**, les variations de pression et de température (**métamorphisme BT – HP**) entraînent de nouvelles transformations minéralogiques avec apparition de minéraux caractéristiques : la **glaucophane** (→ *faciès schistes bleus*), la **jadéite** et les **grenats** (→ *faciès éclogite*). Ces réactions du métamorphisme sont au contraire des **réactions de « déshydratation »**. Les minéraux s'appauvrissent en **radicaux -OH** et « l'eau », libérée dans la plaque chevauchante, permet d'**abaisser le point de fusion de la péridotite** qui fond partiellement.

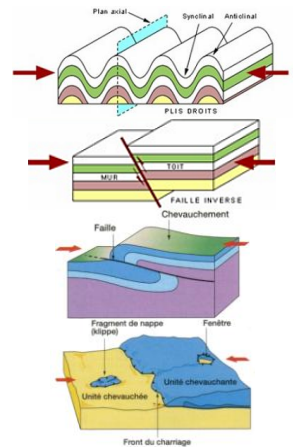
2 La dynamique des zones de COLLISION

2.1. Les indices tectoniques en surface

Les grandes chaînes de montagnes sont des chaînes de **collision** (ex. *Alpes – Pyrénées – Zagros - Himalaya*). Elles résultent de la convergence de 2 lithosphères continentales jusqu'à leur rencontre. Sous l'effet de **contraintes en compression**, les plaques vont finir par se chevaucher en subissant des **déformations** et un **surépaississement de la croûte**.

Ces indices tectoniques sont :

- Les **plis** : déformations souples des strates sédimentaires qui se font à faible profondeur sous l'effet de la pression et de la température. (pour info : *plis anticlinal ou synclinal*);
- Les **failles inverses** : déformations cassantes induisant un raccourcissement ;
- Des **chevauchements** : déplacement d'un terrain sur un autre terrain sur plusieurs mètres ou hectomètres.
- Si ce déplacement est d'ampleur plus grande (jusqu'à plusieurs km) on parle de **nappes de charriage**



À l'affleurement, ces déformations entraînent des **contacts anormaux** entre des terrains d'âge différents : on parle de **discontinuités** (voir TD2 – *Le massif du Galibier*).

2.2. Les indices en profondeur

Les déformations précédemment décrites se retrouvent également en profondeur. Le *profil ECORS* réalisé dans les Alpes par exemple révèle de structures inclinées et empilées. En effet, les **nappes de charriage** (1,2,3,4 etc.) visibles en surface le sont aussi en profondeur mais à plus grande échelle. La **compression** provoque l'apparition de **grandes failles inverses (F)** qui affectent l'ensemble de la croûte continentale et qui s'inclinent au contact du moho. Des lambeaux entiers de croûte **s'empilent** les uns sur les autres ce qui entraîne : le **raccourcissement** global de la chaîne et son **épaississement** à l'aplomb de la zone la plus interne. À cet endroit, la profondeur du **moho** peut atteindre **50 à 60 km** (contre 25 à 35 km en dehors d'une chaîne de montagnes), on qualifie cet épaississement en profondeur de « **racine crustale** » (**RC**)

Pour information : sous la chaîne himalayenne, la racine crustale atteint 70 km de profondeur

À cause des forces colossales de compression la plaque Eurasiatique a tendance à s'enfoncer sous la plaque Africaine : on parle de « **subduction continentale** » forcée. Mais évidemment, du fait de la densité des roches de la croûte continentale (2,4 < d < 2,8) et du manteau supérieur (3,3 < d < 3,5), la plaque Eurasiatique ne peut s'enfoncer dans le manteau supérieur pour y être recyclée comme le serait le cas dans la subduction d'une lithosphère océanique).

