

Chap. A4 : La dynamique des zones de convergence

Introduction : La plupart des fonds océaniques n'ont pas plus de 200 millions d'années (on trouve très localement de la croûte océanique plus âgée) alors que la Terre est âgée de 4,56 Ga.

Ceci suggère que la lithosphère océanique âgée est en permanence renouvelée. Les croûtes les plus vieilles se localisent au niveau des zones de convergence de type subduction. Le renouvellement de la lithosphère océanique se fait par le phénomène de **subduction**.

D'autres zones de convergence voient s'affronter des plaques lithosphériques à bordure continentale. Ces zones de **collision** sont marquées par la formation de grandes chaînes de montagnes.

Problématique : Comment caractériser et expliquer les mécanismes des zones de subduction et de collision ?

I. La subduction océanique (TPA6)

1) Les marqueurs de la subduction

Les zones de **subduction** sont des zones de convergence où une plaque lithosphérique océanique rigide et cassante plonge dans l'asthénosphère plus ductile. La plaque plongeante est nommée plaque **subduite** et la plaque qui lui fait face (elle peut être océanique ou continentale) est appelée plaque **chevauchante**.

On observe dans ces zones des **fosses océaniques (relief négatif, profond et large)**. Elles résultent de la flexure de la lithosphère plongeante. Les nombreux **séismes** qui se produisent dans ces zones dessinent un plan incliné qui s'enfonce jusqu'à 700 km de profondeur : le **plan de Wadati-Benioff**. Ces zones sont également caractérisées par une forte **activité volcanique**, de type explosif avec des magmas riches en eau.

2) Les moteurs de la subduction

Le plongement de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère est la conséquence de deux phénomènes :

- un **déséquilibre gravitaire** lié au fait que la densité de la lithosphère augmente et soit supérieure à celle de l'asthénosphère sous-jacente. cf. chapitre A3
- la **rupture** de la lithosphère liée aux contraintes tectoniques.

Ces deux phénomènes initient le plongement, la subduction est ensuite entretenue par un **métamorphisme haute pression et basse température** des roches de la croûte océanique. Les minéraux des roches se transforment en libérant de l'eau dans le milieu. Au fur et à mesure de leur enfouissement, ils subissent ainsi une **déshydroxylation** (perte de OH⁻). Chaque « palier » de stabilité des minéraux (qui dépend de la profondeur), caractérise un **faciès métamorphique**. On note 3 faciès en fonction de la profondeur : faciès « schistes verts » : présence de minéraux verts dans les métagabbros ; faciès « schiste bleu », présence de minéraux bleus dans les métagabbros et faciès des **éclogites** (ou métagabbros à grenat/jadéite). Chaque faciès est composé de roches dont les densités sont de plus en plus élevées. La plaque est ainsi « tirée » par la force de gravité.

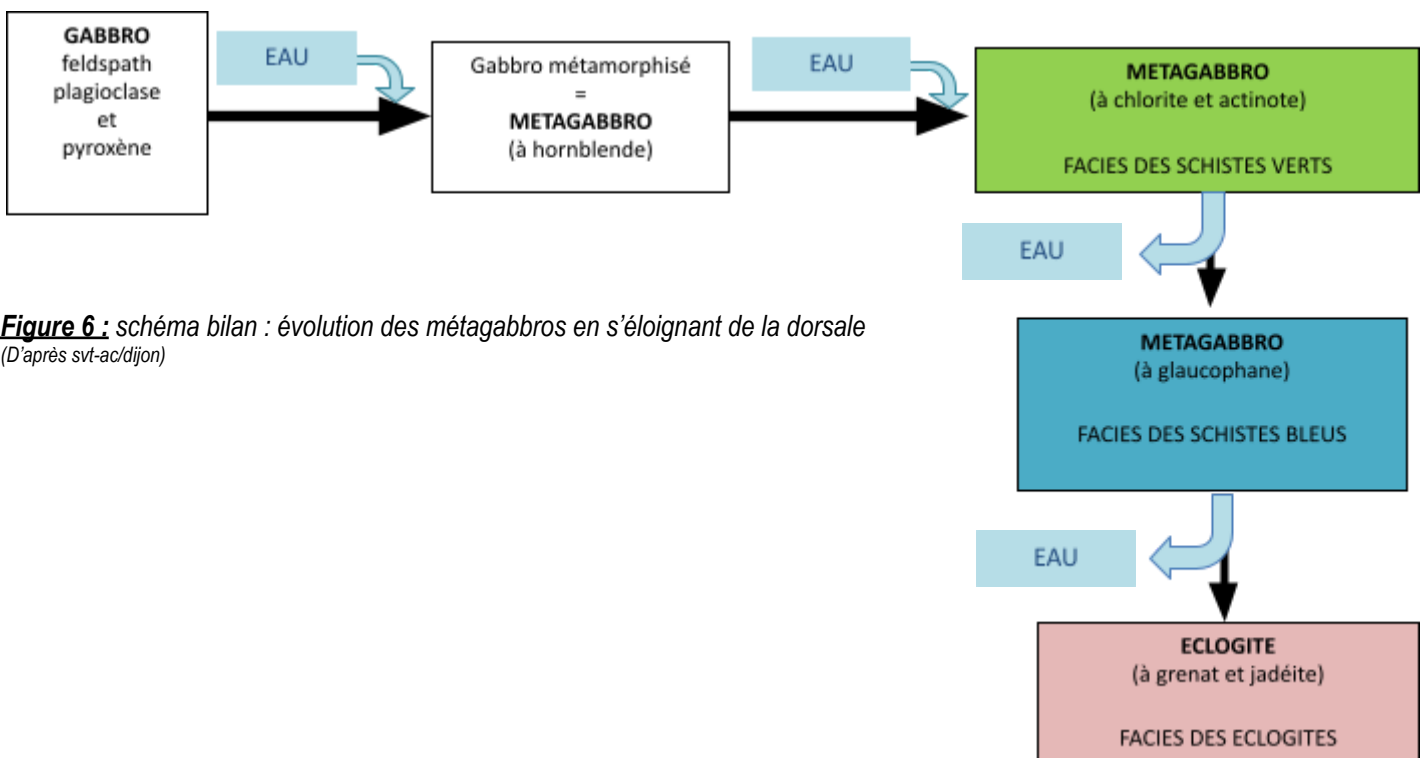


Figure 6 : schéma bilan : évolution des métagabbros en s'éloignant de la dorsale (D'après svt-ac/dijon)

3) La diversité des roches des zones de subduction

Les roches des zones de subduction sont très variées. On distingue :

- les roches composant la plaque subduite : roches métamorphiques provenant de la transformation des métagabbros de la croûte océanique par déshydroxylation et augmentation de pression.
- les roches magmatiques présentes sur la plaque chevauchante :
 - o roches volcaniques qui se forment lors de l'éruption des nombreux volcans : **rhyolite et andésite**
 - o roches plutoniques qui refroidissent en profondeur : **granitoïdes, diorite**
 - ⇒ Malgré leur diversité, ces roches ont une composition chimique apparentée, caractérisée par des **minéraux hydroxylés** (présence de **groupement -OH**) qui laisse supposer que le **magma** à l'origine de leur formation est **riche en eau**.

4) L'origine du magmatisme des zones de subduction

Les magmas des zones de subduction sont issus de la fusion partielle du manteau situé sous la plaque chevauchante. Le géotherme au niveau de la zone de subduction ne permet pas normalement l'entrée en fusion partielle des péridotites anhydres. Mais, cette fusion est en fait rendue possible par **l'hydratation de la péridotite, conséquence de la déshydroxylation des minéraux par métamorphisme de la plaque plongeante**. L'hydratation des **péridotites** sus-jacentes, permet au géotherme de croiser le solidus de la roche hydratée. Elles entrent alors en **fusion partielle**.

5) Devenir des magmas formés

Les magmas formés par la fusion partielle des péridotites remontent en surface pour donner des **roches volcaniques (andésite, rhyolite, ...)** ou refroidissent en profondeur pour donner des **roches plutoniques (granite, diorite, ...)**. Lors de cette remontée, ils peuvent subir diverses **modifications** et s'enrichir ou s'appauvrir en silice ou être contaminés par les roches de la croûte continentale environnante. Ceci explique la grande diversité des roches présentes dans ces zones.

II. La collision continentale

La subduction peut entraîner la fermeture d'un océan et provoquer l'affrontement des continents situés de part et d'autre. Les lithosphères continentales ayant des densités plus faibles que la lithosphère océanique, la subduction ne peut se poursuivre et les deux lithosphères continentales vont entrer en **collision**.

cette collision est caractérisée par un épaissement de la croûte qui résulte :

- d'un **raccourcissement**
- et d'un **empilement** des matériaux lithosphériques.

Des modifications tectoniques caractéristiques témoignent de ces raccourcissements et de ces empilements dans les zones de collisions, :

- des **plis** : déformation, sans cassure, résultat de la flexion ou de la torsion des roches sous l'effet de la contrainte.
- des **failles inverses** : cassure de la croûte terrestre accompagnée d'un mouvement relatif des deux compartiments entraînant un raccourcissement du terrain.
- **chevauchement** : résultat du mouvement de compression ayant conduit à un ensemble de terrains à en recouvrir un autre. Lorsque la surface recouverte est importante, on parle de **nappes de charriages**.

déformations
des roches à
toutes les
échelles (du
millimètre au
kilomètre)

La lithosphère est en perpétuelle mouvement. Ces mouvements sont liés notamment aux transferts thermiques au sein du manteau, ainsi qu'aux différences de densité entre lithosphère océanique, lithosphère continentale et asthénosphère. Cette dynamique de la lithosphère est expliquée par un modèle global, celui de la **tectonique des plaques**.