

chap2: la formation des chaînes de montagne

Dans les chaînes de montagne, la croûte continentale est épaissie, ce qui s'explique par un raccourcissement et un empilement de terrains liés à des déplacements horizontaux.

Quels sont les phénomènes qui aboutissent à la formation de ces chaînes de montagne ?

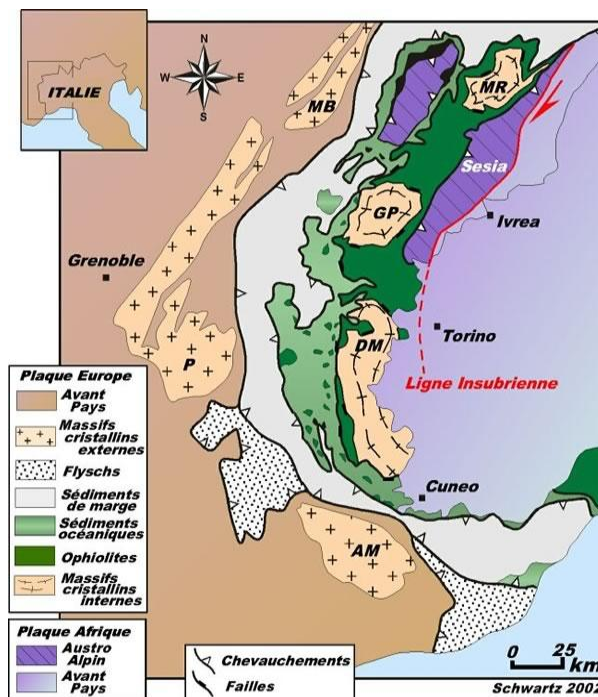
I. Les traces d'un domaine océanique et de son ouverture

L'observation d'une carte géologique des Alpes montre la présence en plein cœur de la chaîne d'une bande de sédiments océaniques contenant des fossiles (radiolaires).

On observe aussi des ophiolites « peau de serpent », qui sont des associations de roches magmatiques comprenant de bas en haut:

- Des péridotites le plus souvent altérées par l'hydrothermalisme (serpentine : minéral hydraté)
- Des gabbros (de type : métagabbros schistes verts)
- Des basaltes en filons
- Des basaltes en coussin

Ces ophiolites sont des restes de lithosphère océanique, qui se sont retrouvés charriés en altitude, sur le domaine continental, lors de la collision.



Par ailleurs, on trouve au cœur des montagnes des traces de marges passives: ce sont d'immenses blocs basculés, séparés par des failles normales, et recouverts par différents sédiments:

- Les sédiments pré-rift, qui se déposent avant la formation du rift (sédiments continentaux dans les Alpes)
- Les sédiments syn-rift, qui se déposent lors de la formation du rift et qui sont affectés par la tectonique: sédiments en éventail (calcaires de faible profondeur dans les Alpes)
- Les sédiments post-rift, qui se déposent après la formation du rift, dans l'océan (calcaire de plus grande profondeur dans les Alpes)

Les chaînes de montagne présentent souvent les traces d'un domaine océanique disparu (ophiolites) et d'anciennes marges continentales passives. La suture de matériaux océaniques résulte de l'affrontement de deux lithosphères continentales (collision)

Comment un océan a-t-il pu se fermer pour laisser la place à un chaîne de montagne ?

II. Les traces d'une subduction

L'ouverture de l'océan Atlantique a provoqué l'apparition de mouvements de convergence dans la future région des Alpes entraînant la subduction du jeune océan alpin.

Voir exercice: le moteur de la subduction

En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique âgée, froide et épaisse, est devenue plus dense jusqu'à s'enfoncer dans l'asthénosphère.

Lorsque la subduction se met en place (avec retard pour un âge > 80 Ma après rupture de l'équilibre à 40 Ma), on a une plaque froide qui plonge dans l'asthénosphère et qui exerce une traction qui entretient la subduction.

Voir TP: transformation des minéraux lors de la subduction

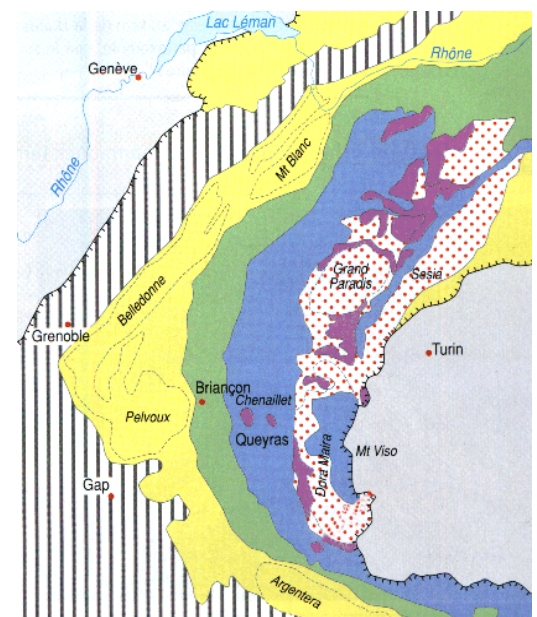
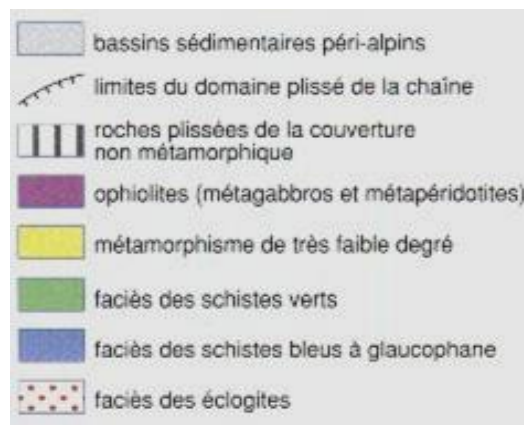
La subduction va entraîner des modifications métamorphiques au niveau des roches de la croûte océanique : les gabbros vont progressivement se déshydrater, et des transformations minéralogiques caractéristiques d'un métamorphisme HP/BT vont apparaître. Le gabbro va ainsi se transformer en métagabbro à glaucophane (amphibole bleue), puis en éclogite à grenat et jadéite.

L'observation des complexes ophiolitiques montre les transformations qu'a subies la croûte océanique lors de la subduction, à différents niveaux de leur parcours.

Les associations minéralogiques dans une roche vont permettre de définir un **faciès métamorphique**: faciès schiste vert ou bleu pour le métagabbro, et faciès éclogitique pour l'éclogite.

On peut tracer une carte du métamorphisme des Alpes faisant apparaître, d'ouest en est, une intensité croissante des P et T, depuis le faciès schistes verts, bleus puis éclogites. Il y a bien eu plongement de la plaque océan alpin sous la plaque adriatique.

D'autre part, l'observation de la répartition des profondeurs des séismes au niveau des Alpes montre que la subduction se poursuit actuellement et que de la croûte continentale s'est mise aussi à subduire, alors que la partie supérieure de cette croûte s'épaissit par empilement de nappes.



Les roches de la croûte, entraînées en profondeur subissent des modifications métamorphiques : on voit apparaître des minéraux caractéristiques des hautes températures et hautes pressions.

Voir exercice: les traces d'une subduction continentale

A la fin du processus, la roche peut subir un début de fusion: on parle d'anatexie, qui conduit à la formation de migmatites. Ces roches sont à la limite entre métamorphisme et magmatisme.

II. La collision :

Lors des mouvements de convergence, les 2 domaines continentaux, de même densité, s'affrontent : on en trouve des indices tectoniques (plis, failles, nappes) et des indices pétrographiques (métamorphisme, traces de fusion partielle).

Les croûtes continentales se fracturent et s'empilent en écaillés .

Il y a raccourcissement et épaissement de la lithosphère continentale, avec apparition d'une racine crustale.

Les matériaux océaniques et continentaux montrent les traces d'une transformation minéralogique à grande profondeur au cours de la subduction.

La différence de densité entre l'asthénosphère et la lithosphère océanique âgée est la principale cause de la subduction. En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit et s'épaissit: l'isotherme 1300°, limitant l'asthénosphère, devient de plus en plus profond. La lithosphère s'enfonce peu à peu: on parle de subsidence thermique.

L'augmentation de sa densité au-delà d'un seuil d'équilibre explique son plongement dans l'asthénosphère. En surface, son âge n'excède pas 200 Ma

Bilan:

Les résultats conjugués des études tectoniques et minéralogiques permettent donc de reconstituer un scénario de l'histoire de la chaîne de montagne

- Existence d'un océan et mise en place d'une subduction. On a alors formation d'un prisme d'accrétion au niveau de la fosse: ce sont les couches sédimentaires déposées sur le plancher océanique qui sont entraînées dans la subduction et qui s'empilent en écailles.
- Disparition de l'océan lors de mouvements de convergence: seules affleurent les ophiolites
- Collision entre les plaques continentales