

## Thème 1-B - Le domaine continental et sa dynamique

Classe : Terminales S

Durée envisagée : 6 semaines

Nombre de TP : 6

**En rouge** : Bilans à faire noter aux élèves

**En bleu** : Activités pratiques

**En vert** : Problématique et hypothèses

### Chapitre 2 - L'histoire d'une chaîne de montagnes

Contrairement au domaine océanique qui est composé principalement des plaines abyssales (- 4000m) et des dorsales (-2000m), le domaine continental est caractérisé par une forte disparité des altitudes et des paysages. Ces disparités sont notamment liées à la présence de chaînes de montagnes.

**Problématique** : Comment se mettent en place les chaînes de montagnes suite à l'affrontement de 2 plaques lithosphériques continentales, autrefois séparées par un océan ? Quelles sont les structures reconnaissables et indices permettant d'identifier les étapes de la formation d'une chaîne de montagnes ?

*Plan : 1- Ancien océan, 2- Ancienne subduction 3- Indice de collision*

#### TP 3 : La formation des chaînes de montagnes

- Observation initiale : Altitudes bimodales de Wegener → Comparaison des domaines océaniques (vu en 1èreS) et du domaine continental.

- Objectif : Retrouver les éléments qui sont associés à la formation d'une chaîne de montagnes.

- Matériel :

- Documents (photographies : blocs basculés, plis, failles, ...)
- Logiciel Subduction (P. Perez)
- Roches (Metagabbros à Hb et Glc + Eclogite)
- Observation microscopiques (Metagabbros à Hb et Glc + Eclogite)

#### Capacités et attitudes :

- Utiliser un logiciel de données (Subduction)  
Observer le réel (œil nu)  
Observer le réel (microscope optique polarisant)  
Analyser, Extraire des informations

## I- Les témoins d'un ancien océan

Livre p 168 à 171

Objectif : montrer les traces d'un ancien océan et d'une ancienne marge continentale au sein des chaînes de montagne.

### 1- Les traces d'une ancienne LO

Les chaînes de montagnes présentent souvent les traces d'un domaine océanique disparu (ophiolites) et d'anciennes marges continentales passives. Dans les Alpes, le massif de Chenaillet correspond à une ophiolite, on y observe 4 types de roches en partant du bas

- Des péridotites sombres appelées serpentinites : ce sont des péridotites métamorphisées dont les olivines et le pyroxène a été transformé en serpentine (minéral noir)
- Des gabbros (souvent métagabbro)
- Des basaltes en pillow-lava (en coussin)
- Des radiolarites, roches sédimentaires siliceuses contenant des radiolaires, organismes caractéristiques des fonds océanique profonds (4000 mètres).

L'observation de cette structure ophiolitique est donc la preuve de l'existence d'un plancher océanique ancien.

### 2- Les traces d'une ancienne marge passive.

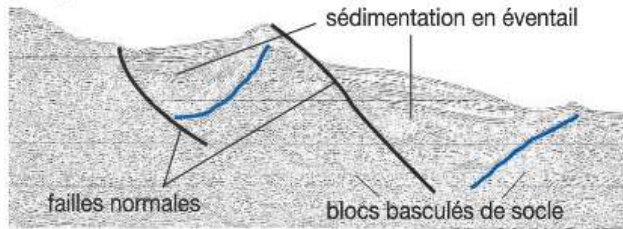
La sismique réflexion permet d'identifier les structures présentes au niveau des jonctions entre les océans et les continents. Les bordures des océans sont appelées par les marges passives, zones sismiquement peu actives comportant de nombreuses failles normales courbes (failles listriques) formant des blocs basculés. Ces structures apparaissent lors de la formation d'un rift d'abord au niveau continental. Puis ce rift continental permet la formation de lithosphère océanique et contribue à la naissance d'un océan.

Dans les Alpes, de nombreux blocs basculés anciens sont identifiables. Ce sont notamment tous les massifs cristallins externes (Taillefer, Belledone, Grande Rousse ...). Ces massifs sont composés majoritairement de granites (ancienne CC qui a été mobilisée).

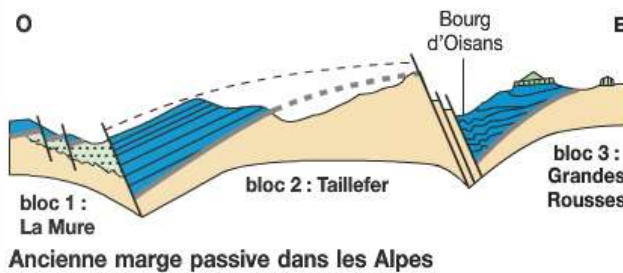


**Les traces d'une histoire océanique de la chaîne**

- Les traces d'une ancienne marge passive, témoignage de l'ouverture d'un océan

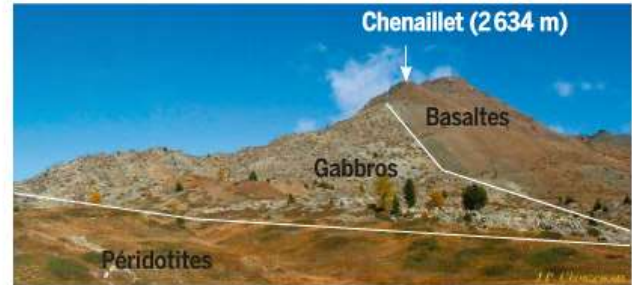


Marge passive actuelle



Ancienne marge passive dans les Alpes

- Les ophiolites, témoignage d'un océan en expansion



- ▲ Des roches superposées comme dans un plancher océanique actuel

Des basaltes en pillow-lavas caractéristiques



**3- Les sédiments associés aux blocs basculés**

Entre les blocs basculés alpins, on retrouve des sédiments de l'ère secondaire qui contiennent de nombreux fossiles marins et dont la structure est en éventail. La formation de cet éventail est liée au basculement progressif du bloc au cours de la sédimentation (le sédiment se dépose à plat).

On décrit ces sédiments selon 3 groupes :

- Les sédiments pré-rift (anté-rift) sont des sédiments purement continentaux qui se déposent avant la formation du rift (ex : Quartzite du Trias : ne présente aucun fossile marin et beaucoup de particules de quartz issus de la dégradation du granite).
- Les sédiments syn-rift sont des sédiments mixtes (continentaux et océaniques) se déposent au moment de l'ouverture du rift et permettent donc de dater l'ouverture de l'océan (ex : les calcaires et dolomies tardi-triasiques portant des traces de terriers d'animaux marins : plage). Ouverture de l'océan alpin : -180 Ma
- Les sédiments post-rift sont des sédiments purement océaniques qui se déposent après la formation du rift et permettent d'identifier la profondeur de l'océan (ex : les calcaires roses et calcaires gris du Jurassique qui contiennent des Ammonites et des Belemnites : animaux vivant).

L'étude de ces sédiments montre que l'Océan Alpin s'est formé à la fin du Trias (200 à 180 MA) et qu'il s'est étendu jusqu'au milieu du Crétacé (80 Ma) avec une profondeur assez importante (au moins 2500 m de profondeur). L'analyse des sédiments confirme donc l'existence d'un océan disparu.

## II- Les témoins d'une ancienne subduction

**Objectif :** Montrer que certaines roches sont des indices prouvant un enfoncement de la lithosphère dans les zones de subduction

**Matériel :** roche/microscope/documents p 170/171

**Capacités et attitudes :**

- Utiliser le microscope polarisant
- Repérer à différentes échelles, de l'échantillon macroscopique de roche à la lame mince, des minéraux témoignant de transformations liées à la subduction.
- Recenser, extraire et organiser des informations
- Mettre en évidence les transformations (hydratation, déshydratation) subies par le gabbro depuis sa création jusqu'à sa subduction

### 1- La subduction et le métamorphisme

La subduction correspond à la plongée d'une lithosphère océanique froide sous une autre plaque lithosphérique (océanique ou continentale). La plongée de la lithosphère est permise par son augmentation de densité liée à 2 phénomènes :

- Le refroidissement de la plaque implique un enfoncement de l'isotherme 1300°C et donc l'épaississement de la plaque (augmentation de la part de ML). Ainsi la plaque devient plus dense. On parle de subsidence. (Voir exo)
- Les gabbros océaniques subissent des transformations minéralogiques à l'état solide (métamorphisme) suite à l'augmentation de pression lors de la plongée de la plaque. Ces transformations en métagabbros induisent une augmentation de densité de la croûte qui accentue la plongée de la lithosphère.

### 2- Les transformations des métagabbros

#### a- Le faciès amphibolite (Métagabbros à Hornblende)

Le gabbro formé au niveau de la dorsale s'en éloigne et subit alors une hydratation (métamorphisme hydrothermal) permettant la formation de minéraux caractéristiques : la hornblende (Hb, amphibole verte) = Métagabbro à faciès amphibolite.

#### b- Le faciès des schistes verts (Métagabbros à Actinote et Chlorite)

Avec la subduction, la pression commence à augmenter. Ce contexte de métamorphisme de Basse Pression - Basse Température (BP/BT) permet la formation de nouveaux minéraux hydratés comme la chlorite et l'actinote. C'est le faciès schiste vert.

#### c- Le faciès des schistes bleus (Métagabbros à Glaucophane)

Lors de la subduction, l'augmentation de la pression et de la température font apparaître des minéraux tels que le glaucophane. Les métagabbros à glaucophane (Glc, amphibole bleue) seront classés dans les faciès schiste bleu. La présence de glaucophane est associée à un contexte de Haute Pression - Basse Température (HP-BT).

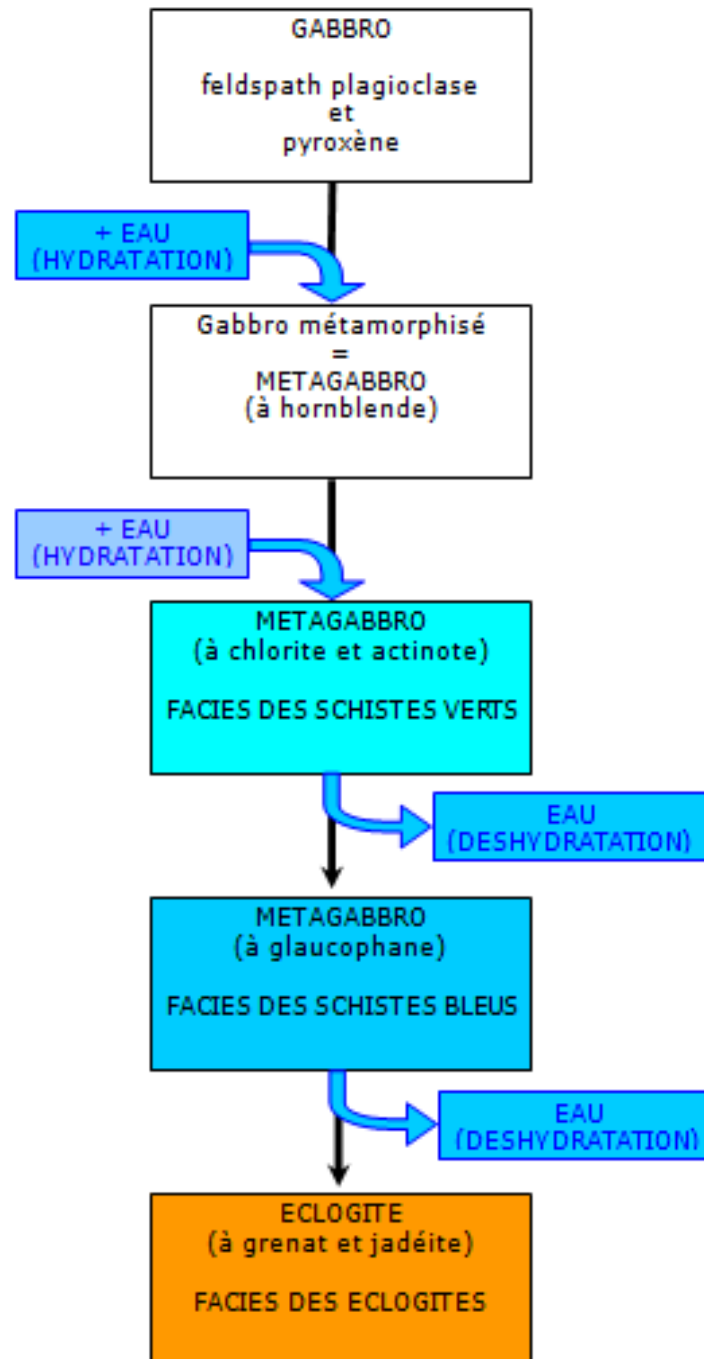
#### d- Le faciès des éclogites

Si l'enfoncement continue, on passe alors à un faciès éclogite caractérisé par la présence de grenat et de jadéite (faisant partie des pyroxènes). Ce faciès est uniquement rencontré dans les zones de subduction (métamorphisme THP-BT).

Dans les Alpes, on trouve sur le terrain la succession de ces différents faciès en allant d'Ouest en Est. Ceci confirme la présence d'une ancienne zone de subduction dont la plongée s'est faite vers l'est. Ainsi, on peut identifier que la plaque européenne (Alpine) plongeait sous la plaque africaine (Adriatique).

### 3- Les métagabbros dans les chaînes de montagnes

Dans les Alpes, on a pu constater que les métagabbros ont une localisation précise : les schistes verts sont présents à l'ouest (zone dauphinoise) puis les schistes bleus sont présents au centre (vallée du Guil) et les éclogites sont présents plus vers l'est, au cœur de la chaîne (Mont Viso). Ceci permet d'identifier que la subduction de l'Océan Alpin s'est faite vers l'est.



### III- Les témoins de la convergence lithosphérique/collision

#### 1- Les marqueurs tectoniques

La collision entre les 2 plaques continentales implique un raccourcissement et un épaissement qui peuvent être caractérisés par les objets tectoniques suivants :

- Failles inverses
- Plis
- Chevauchement et nappes de charriage (cf chapitre 1)

#### 2- Les marqueurs pétrologiques

L'épaississement du domaine continental peut également être identifié par des marqueurs pétrologiques (roches et minéraux). Les granites enfouis en profondeur subissent des transformations métamorphiques (haute pression) pour former des gneiss à sillimanite (ou à disthène). Ces gneiss peuvent ensuite subir une fusion partielle dans la croûte (anatexie) pour former des migmatites.

D'autre part, les roches granitiques des chaînes de montagnes possèdent parfois des minéraux métamorphiques caractéristiques de très haute profondeur. Par exemple, dans les massifs italiens (Dora Maira), on trouve des roches contenant de la coésite : il s'agit d'une forme de quartz (silice) formée à très haute pression et haute température (HP-HT). Les formes de très haute pression telles que la coésite sont des témoins du blocage de la subduction et de la suture entre les 2 plaques.

#### CONCLUSION (voir géolpoch et/ou schéma bilan suivant)

Les chaînes de montagnes se forment en 4 étapes principales :

- Rift et ouverture océanique : il y a d'abord effondrement de la lithosphère continentale (rift continental) jusqu'à formation d'une dorsale et ouverture d'un océan (accrétion océanique).
- Subduction et disparition de l'océan. Lorsque l'océan a complètement subduit, il y a affrontement des deux lithosphères continentales : c'est l'obduction. Il y a alors « suture » des matériaux océaniques entre les lithosphères continentales et c'est alors qu'une ophiolite peut être produite.
- Collision et épaissement de la lithosphère : Il y a alors formation de nappes de charriage, plis et failles inverses.
- Erosion et disparition de la chaîne (voir chapitre 4).

Coupes schématiques	Evènements géologiques majeurs
<p>Nord ←</p> <p>0 20 40 Profondeur (en km)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: green;">■</span> Asthénosphère</li> <li><span style="color: lightgreen;">■</span> Manteau lithosphérique</li> <li><span style="color: orange;">■</span> Sédiments du Trias</li> <li><span style="color: pink;">■</span> Croûte continentale Africaine</li> <li><span style="color: orange;">■</span> Européenne</li> </ul>	<p>Il y a 245 Ma (Trias), tous les continents sont réunis en un seul supercontinent, la <b>Pangée</b>.</p> <p>A cette époque, il y a dépôt de sédiments ante-rifts triasiques (Trias).</p>
<p>0 20 40</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: yellow;">■</span> Sédiments du Jurassique inférieur et moyen</li> </ul>	<p>A -180 Ma, la remontée de l'asthénosphère cause un début d'extension. Apparaissent alors des <b>failles normales</b> (listriques) et des <b>blocs basculés</b>.</p> <p>→ <b>RIFTING</b></p> <p>Naissance de l'océan alpin dans lequel se déposent des sédiments syn-rifts du Jurassique inférieur et moyen.</p>
<p>0 20 40</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: cyan;">■</span> Sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé</li> <li><span style="color: blue;">■</span> Croûte océanique</li> </ul>	<p>A -140 Ma, l'océanisation est complète car il apparaît de la croûte océanique.</p> <p>→ <b>OCEANISATION</b></p> <p>Se déposent alors les sédiments postrift datant du Jurassique supérieur et du Crétacé</p>
<p>0 20 40</p>	<p>A -80 Ma, l'Afrique, repoussée vers l'Europe de par la naissance de l'océan Atlantique, cause la compression.</p> <p>Ceci est à l'origine de la subduction de la croûte océanique du côté de la plaque africaine.</p> <p>→ <b>SUBDUCTION</b></p>
<p>0 20 40</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: cyan;">■</span> Sédiments récents post-collision</li> </ul>	<p>Depuis -30 Ma, la subduction a fait place à une collision. De cette collision il y a différents marqueurs :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• le relief et la racine crustale</li> <li>• des plis, des failles et des nappes de charriage</li> <li>• différentes ophiolites (fragments de croûte océanique)</li> <li>• des blocs basculés</li> <li>• des sédiments de type marin</li> </ul> <p>→ <b>COLLISION (et OBDUCTION)</b></p>