

Thème 1-B A la recherche du passé géologique de notre planète

Classe : Terminales SPE SVT
Durée envisagée : 2 semaines
Nombre de TP : 2

En rouge : Bilans à faire noter aux élèves

En bleu : Activités pratiques

En vert : Problématique et hypothèses



Chapitre 2 - Les traces du passé mouvementé de la Terre

Introduction :

La Terre est une planète présentant une **géodynamique interne** très importante, matérialisée par les **séismes** et le **volcanisme**. Ces événements sont associés aux mouvements des plaques tectoniques (**tectonique des plaques**), soit divergents soit convergents.

L'étude des chaînes de montagnes montre qu'elles contiennent toutes des témoins (indices) de la présence d'un **ancien océan** qui a disparu par **subduction**. Une fois la chaîne de montagnes érodée, il se forme un **rift (fossé d'effondrement)** qui permet la formation d'un nouvel océan. Ainsi, la formation d'une chaîne de montagnes constitue un **cycle** : le **cycle de Wilson** (cycle orogénique).

Problématique : Comment reconstituer le cycle de mouvements tectoniques à l'origine de la formation d'une chaîne de montagnes ?

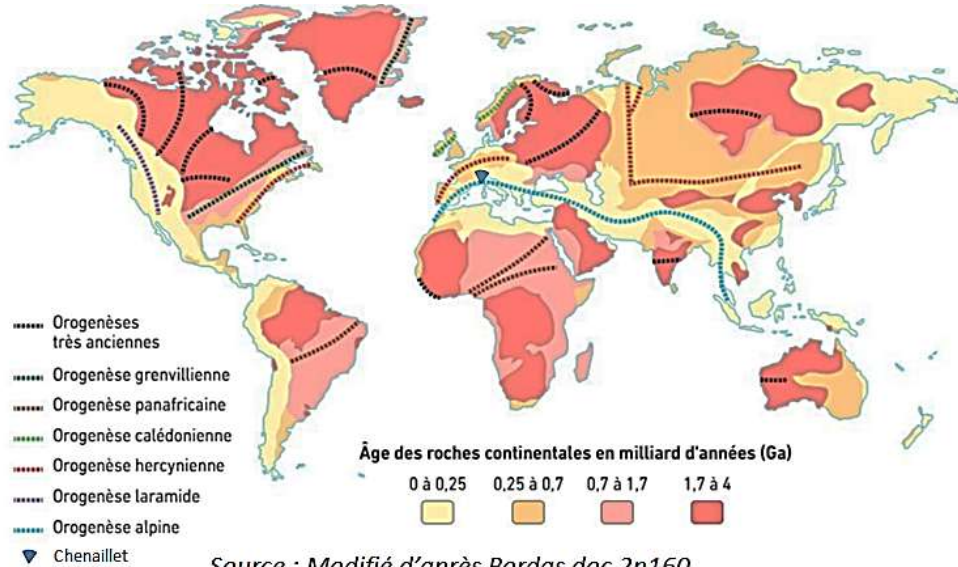
I. Les témoins d'un ancien océan dans les chaînes de montagnes

TP2 - Les ophiolites

1- Les types de chaînes de montagnes

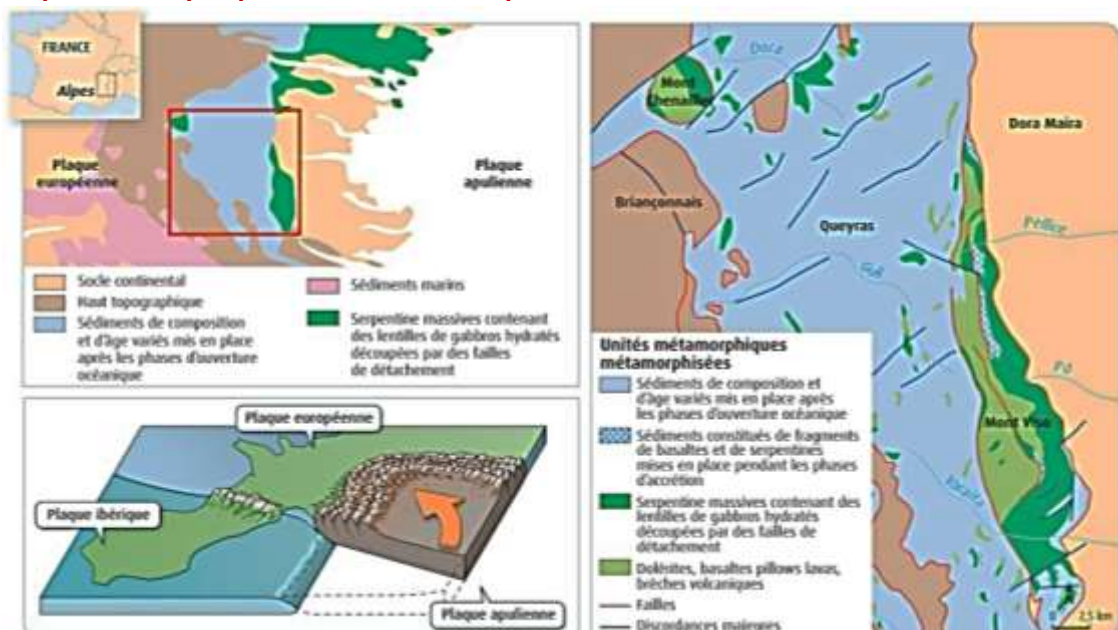
Les chaînes de montagnes sont réparties sur Terre selon des alignements très vastes : les ceintures orogéniques. Elles sont constituées de roches de nature et d'âge variés. Les chaînes de montagnes récentes comme les Alpes ou les Pyrénées (orogénèse Alpine : 35 Ma) comportent un relief prononcé et de nombreux sédiments qui conservent les traces de la collision (failles inverses, plis, chevauchements ...).

Les chaînes de montagnes anciennes comme le Massif Central, le Massif Armoricain (orogénèse Hercynienne ou Varisque - 300 Ma) présentent un relief plus faible et des roches de forte profondeur (granites).



2- Les sutures orogéniques

Les chaînes de montagnes présentent les traces d'un domaine océanique disparu. Il s'agit de roches et sédiments océaniques. Ces roches sont généralement présentes au cœur de la chaîne et marque la zone de suture orogénique : c'est la zone qui sépare les 2 plaques continentales qui se sont affrontées.

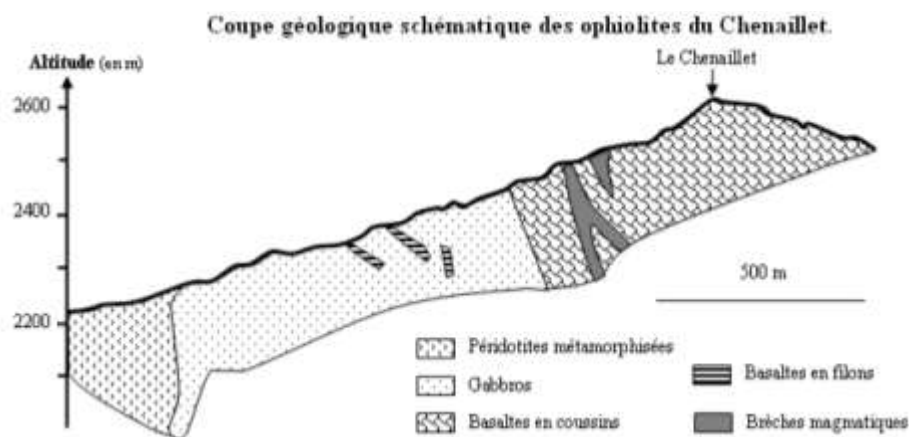


Source : doc 1 p 170 (BELIN)

3- Les ophiolites : d'anciennes lithosphères océaniques

Dans les Alpes, on identifie de nombreux affleurements de roches océaniques : ce sont les ophiolites. Elles sont constituées de 3 types de roches :

- Des péridotites sombres appelées serpentinites : ce sont des péridotites métamorphisées dont les olivines et le pyroxène ont été transformés en serpentine (minéral noir présentant une texture en « peau de serpent »).
- Des gabbros (souvent métagabbros)
- Des basaltes massifs ou en pillow-lava (en coussin), souvent transformés en metabasaltes (basaltes métamorphisés).



Les basaltes supérieurs sont âgés de 100 millions d'années. Les plus vieux sédiments océaniques (non figurés sur la coupe) qui surmontent les basaltes ont 65 millions d'années

D'après "Comprendre et enseigner la planète terre", Caron et al, Ophrys

L'observation de cette structure ophiolitique est donc la preuve de l'existence d'un plancher océanique ancien qui s'est retrouvé sur la plaque continentale par un mécanisme d'obduction (chevauchement d'un lambeau de LO sur la LC).

Remarque 1 : On peut dater l'océan alpin (océan liguro-piémontais) par la méthode Sm/Nd (adaptée aux gabbros) mais aussi grâce aux fossiles marins. Il aurait commencé sa formation vers 150 Ma env. et aurait disparu par subduction il y a 50 Ma. Ceci est cohérent avec l'orogénèse alpine datée à 35 Ma environ.

Remarque 2 : La présence des ophiolites sur la plaque continentale par obduction est possible par le pincement de la lithosphère océanique et le chevauchement des terrains sur la plaque continentale. Dans les Alpes, le chevauchement a été facilité par des couches sédimentaires de type gypse et cargneule du Trias (couche à savon).

Remarque 3 : les ophiolites sont associées à des sédiments océaniques qui confirment la présence d'un ancien océan. Dans le massif du Chenaillet, il s'agit par exemple

- Des radiolarites, roches sédimentaires siliceuses contenant des radiolaires, organismes caractéristiques des fonds océanique profonds (4000 mètres).
- Des calcaires à Calpionelles (fossiles marins) → Age d'environ 135 Ma.

II. Les traces de la 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 principalement à son âge (refroidissement mais aussi métamorphisme des gabbros).

La subduction implique une augmentation de pression. Ainsi, les roches de la lithosphère océanique subissent un métamorphisme de type HP-BT (Haute Pression, Basse température). Le métamorphisme correspond à l'ensemble des réactions de transformations des roches et des cristaux à l'état solide (pas de fusion : magmatisme).

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 métamorphique 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 le 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/Queyras) 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.

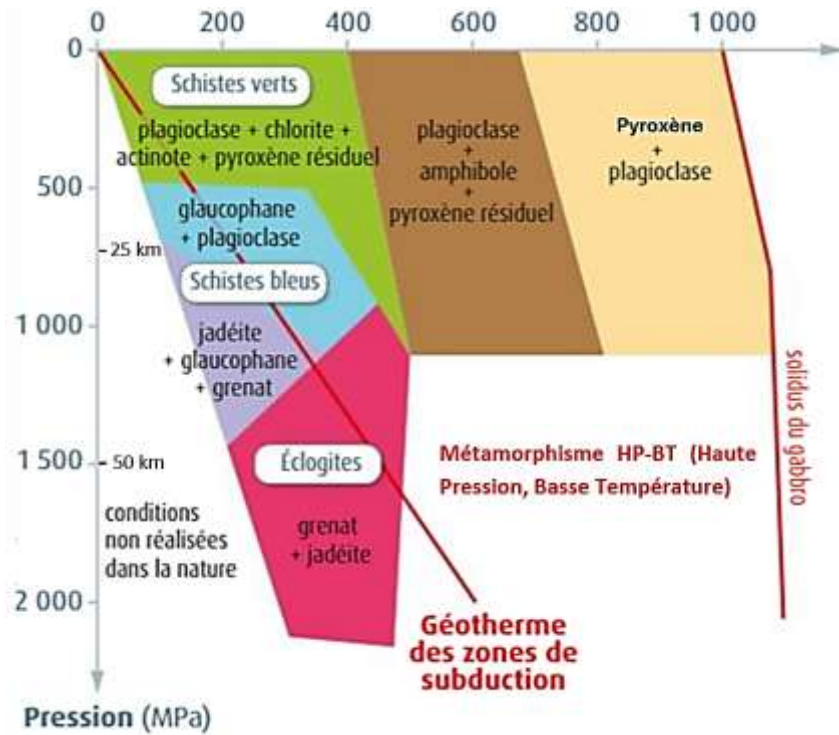
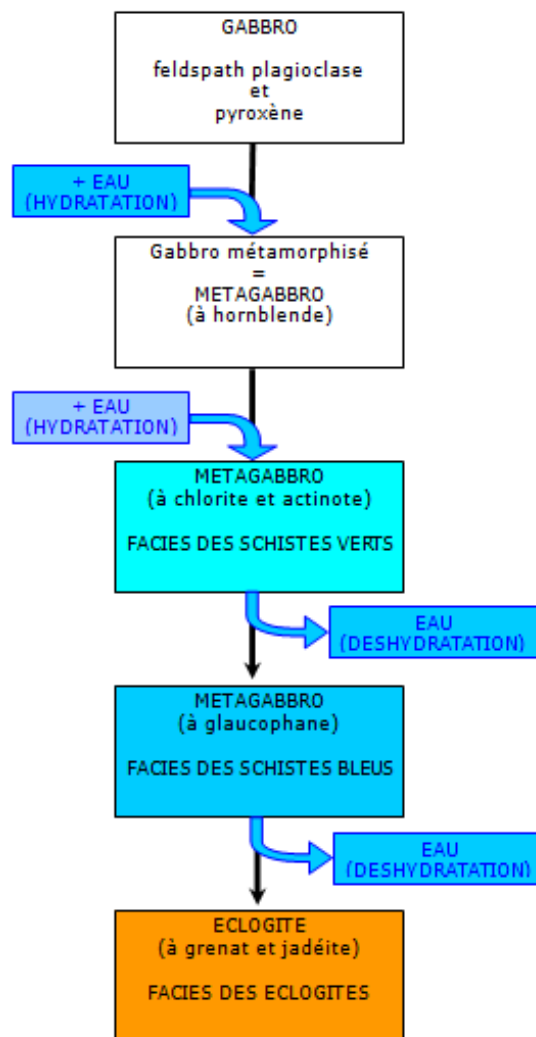


Diagramme Pression température montrant les faciès métamorphiques de la subduction
 Source : doc 3 p168



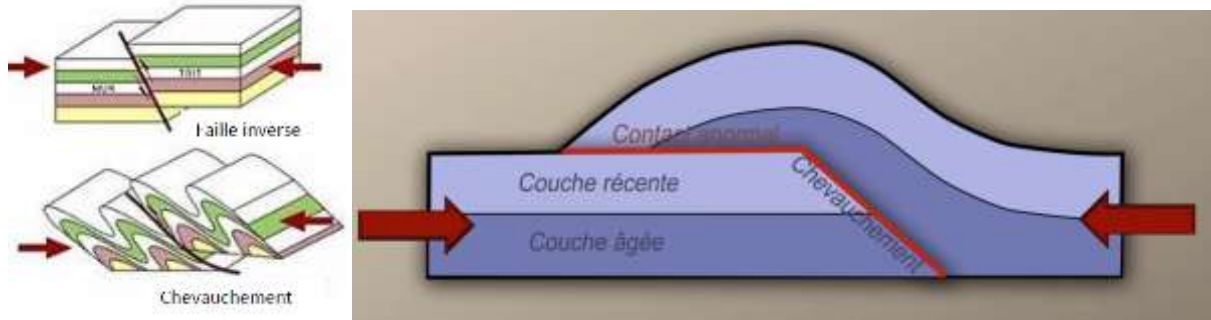
Organigramme montrant les transformations métamorphiques des métagabbros

III. Les indices de la collision (voir 1ere SPE)

1- Les figures tectoniques de la convergence

A la fin de la subduction, les 2 plaques continentales entrent en collision. La convergence entraîne alors un raccourcissement puis un épaississement des terrains. La convergence induit la formation de plusieurs types de structures tectoniques :

- Des failles inverses (remontée des blocs les uns sur les autres)
- Des plis (anticlinal en forme de A et synclinal en forme de U)
- Des chevauchements et des nappes de charriage (sur plusieurs km) : les terrains remontent les uns sur les autres. Il se forme un contact anormal (ou discordance). Lorsque plusieurs chevauchements sont associés, on parle d'écailles crustales.



Remarque : Dans les chaînes de montagnes, la suture orogénique est généralement associée à une faille inverse ou chevauchement majeur correspondant à l'ancienne limite entre les plaques. Ex : le Chevauchement Pennique Frontal (CPF) dans les Alpes.

2- La racine crustale

Les données de tomographie sismique (ARG) montrent que l'épaississement crustal se fait en surface mais également en profondeur. En effet, le Moho s'enfonce sous le poids des roches accumulées par la collision. Il se forme alors une racine crustale : c'est la partie « profonde » de la chaîne de montagnes qui présente une profondeur de 50 à 80 km selon les chaînes de montagnes. Par ailleurs, l'isotherme 1300°C s'enfonce également et repousse la LVZ vers -200 km (au lieu de 100).

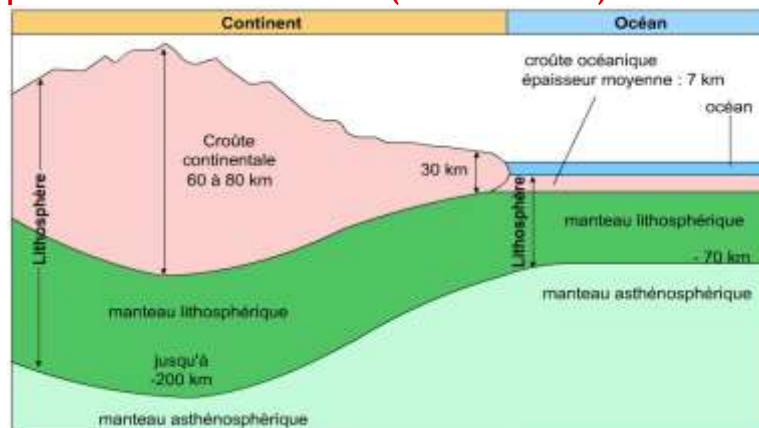


Schéma de la structure générale d'une chaîne de montagnes.

3- Les minéraux métamorphiques

Enfin, les roches enregistrent l'épaississement crustal lorsqu'elles se retrouvent en profondeur. Les granites ont tendance à se transformer en gneiss qui contiennent des minéraux métamorphiques comme le disthène et la sillimanite. Parfois, le gneiss fond et produit des migmatites (roche alpine du TP1). Les roches qui ont dépassé les 50 km de profondeurs contiennent un cristal appelé coésite (silice SiO₂ comme le quartz mais de très haute pression).

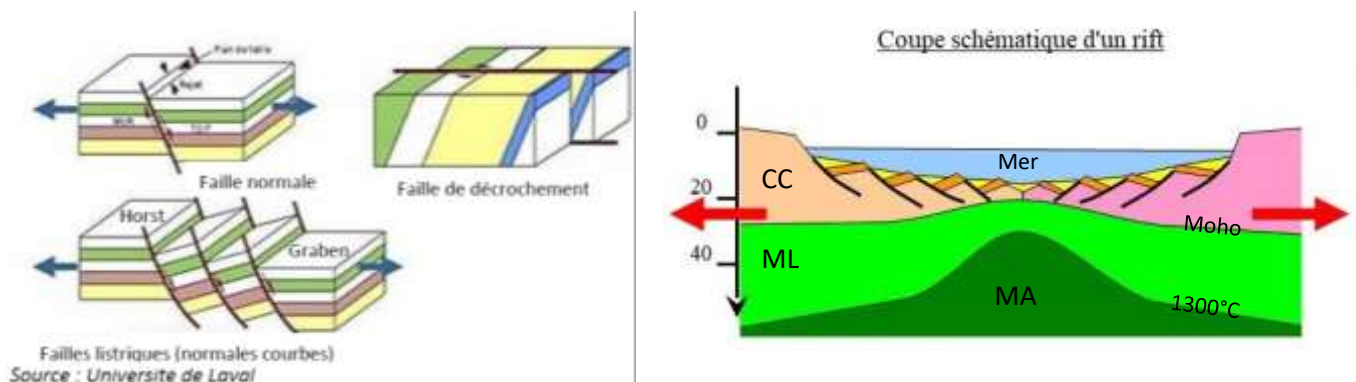
IV. L'érosion et la formation d'un rift

TP3 - Les rifts et les marges passives

1- Les traces d'une ancienne marge passive

Après sa formation, la chaîne de montagnes va lentement se dégrader à cause de l'érosion jusqu'à former une structure plane appelée pénéplaine. De plus, cette zone est fortement fracturée suite à l'ancienne collision et elle va s'effondrer pour former un rift continental.

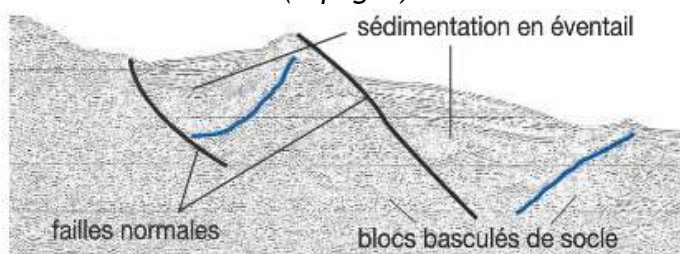
(ARG) Les études de sismique réflexion permettent de reconstituer la structure d'un rift. Celui-ci correspond à un fossé d'effondrement formé par de nombreuses failles normales. La plupart de ces failles normales ont tendance à s'incurver en profondeur : on parle alors de faille listrique. Entre ces failles se forment les blocs basculés (horst ou graben).



Les rifts continentaux (plaine du Forez, Limagne, Fossé Rhénan) se forment en contexte de divergence et sont associés à un amincissement de la lithosphère continentale (remontée du manteau et effondrement en surface).

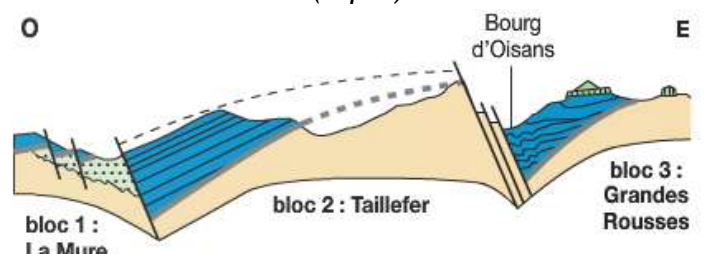
Remarque : Dans les Alpes, on retrouve de nombreux blocs basculés anciens qui étaient présents dans l'ancien rift et qui ont ensuite été piégés durant la collision. Ce sont notamment tous les massifs cristallins externes (Taillefer, Belledune, Grande Rousse ...).

Cliché de sismique réflexion d'une marge passive (Espagne).



Marge passive actuelle

Schéma d'une coupe dans le massif du Taillefer (Alpes).



Ancienne marge passive dans les Alpes

2- Le passage d'un rift continental à un rift océanique

ARG : Sur Terre, on peut identifier différents types de rifts qui sont à différents stades d'évolution (cf TP2). Certains, comme au niveau de la zone des Afars (Afrique, Somalie) présentent une très forte remontée du manteau mais pas de lithosphère océanique. D'autres comme la mer Rouge et le Golfe d'Aden contiennent un plancher océanique.

Lorsque l'amincissement est suffisamment important, la remontée du manteau asthénosphérique permet la fusion de la péridotite. Ceci induit la formation de magma de type basaltique qui permet de former des basaltes (en surface) et des gabbros (en profondeur) : c'est l'accrétion océanique (formation de lithosphère océanique). Ainsi, le rift continental commence à former des roches océaniques en son centre : il se forme une dorsale (rift océanique) et un océan qui va s'agrandir de plus en plus (expansion océanique). Les jonctions entre l'océan et le continent sont appelées marges passives. Chaque marge passive correspond à la « moitié » du rift continental.

4- Les cycles orogéniques ou cycle de Wilson

L'étude de l'ensemble de ces phénomènes montre que la formation d'une chaîne de montagnes est un événement cyclique que l'on appelle cycle orogénique ou cycle de Wilson. Il comprend 6 étapes principales :

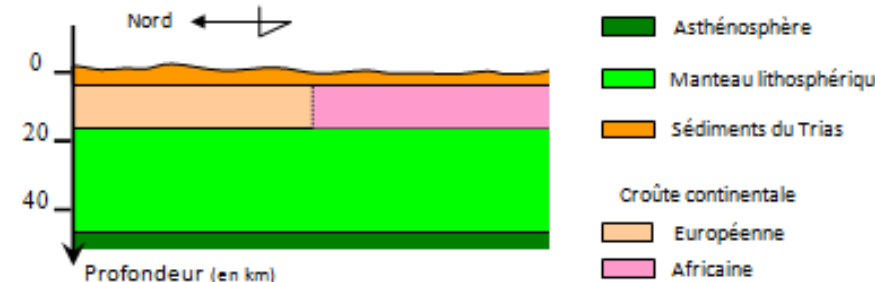
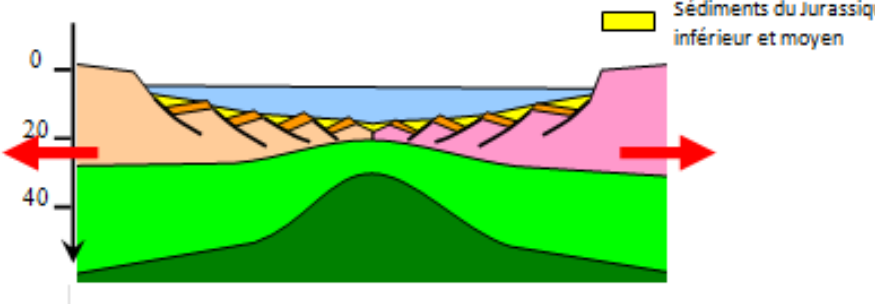
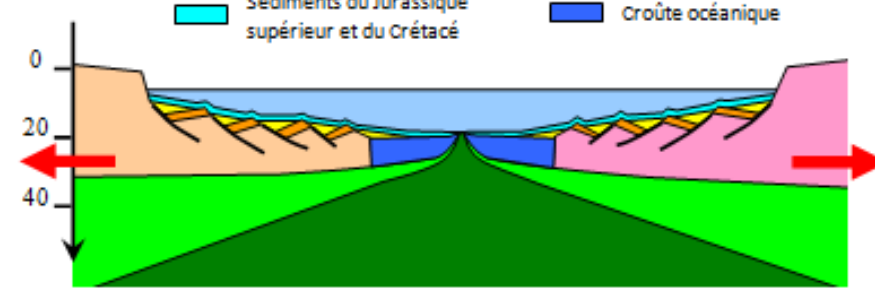
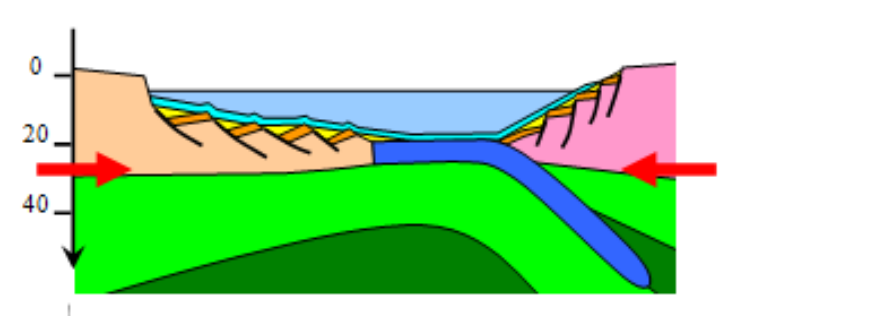
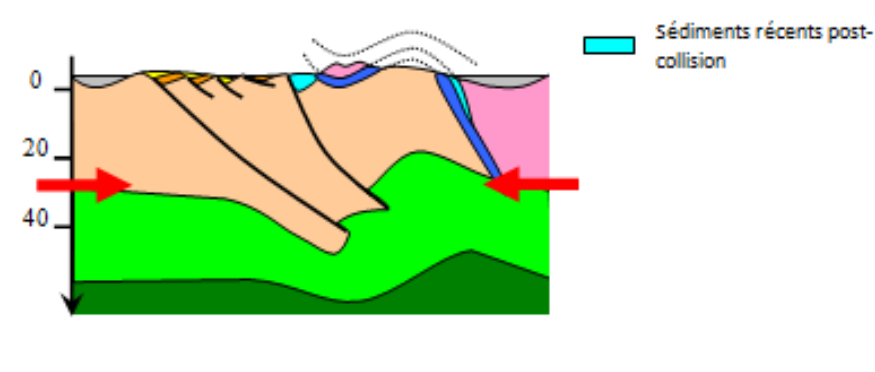
- Stade 0 : Formation d'une pénéplaine
- Stade 1 : Formation d'un rift continental par distension de la croûte continentale (remontée du manteau)
- Stade 2 : Formation d'un rift océanique et d'un océan, en régime de divergence
- Stade 3 : Entrée en subduction de l'océan et entrée en régime de convergence
- Stade 4 : Collision des 2 plaques continentales et obduction de fragments de lithosphère océanique (formation d'ophiolites)
- Stade 5 : Erosion et destruction de la chaîne de montagnes
- *Formation d'une nouvelle pénéplaine puis d'un nouveau rift continental...*

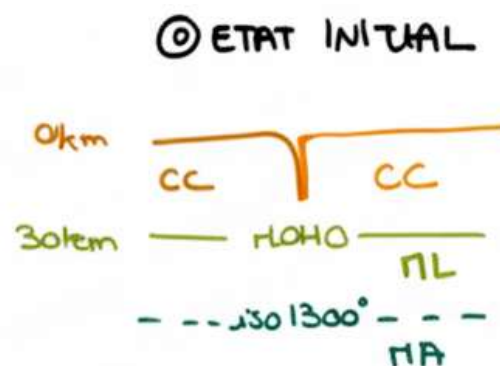
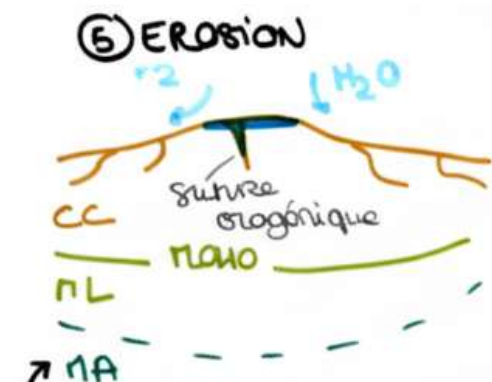
A l'échelle du globe, il y a donc des périodes de formation de chaînes de montagnes et de supercontinents (ex : la Pangée) puis des périodes d'éclatement de ces supercontinents par un phénomène de rifting et d'océanisation.

Exercices possibles :

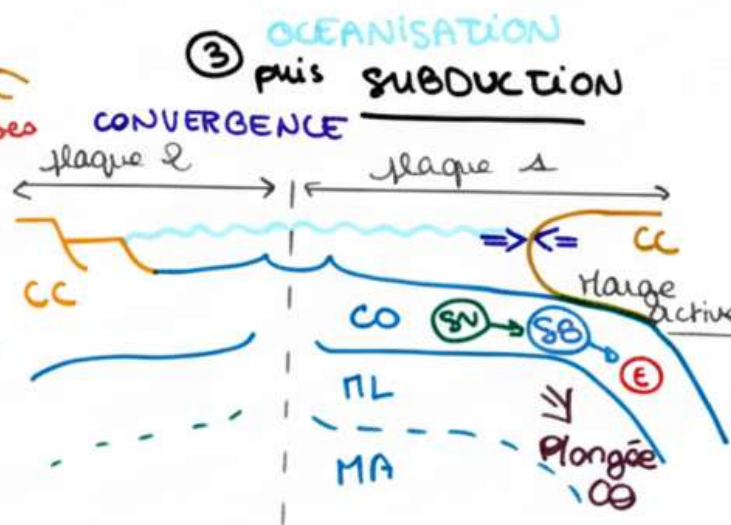
- [Bac S 2015 Polynésie](#)
- [Bac S 2019 Polynésie](#)

CONCLUSION :
L'histoire d'une chaîne de montagnes (cycle orogénique / Cycle de Wilson)

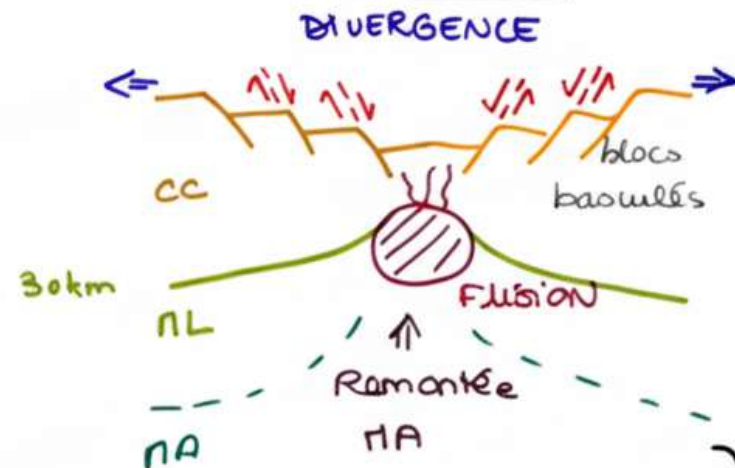
Coupes schématiques	Evènements géologiques majeurs
	Il y a 245 Ma (Trias), tous les continents sont réunis en un seul supercontinent, la Pangée. A cette époque, il y a dépôt de sédiments ante-rifts triasiques (Trias).
	A -180 Ma, la remontée de l'asthénosphère cause un début d'extension. Apparaissent alors des failles normales (listriques) et des blocs basculés. → RIFTING Naissance de l'océan alpin dans lequel se déposent des sédiments syn-rifts du Jurassique inférieur et moyen.
	A -140 Ma, l'océanisation est complète car il apparaît de la croûte océanique. → OCEANISATION Se déposent alors les sédiments postrift datant du Jurassique supérieur et du Crétacé
	A -80 Ma, l'Afrique, repoussée vers l'Europe de par la naissance de l'océan Atlantique, cause la compression. Ceci est à l'origine de la subduction de la croûte océanique du côté de la plaque africaine. → SUBDUCTION
	Depuis -30 Ma, la subduction a fait place à une collision. De cette collision il y a différents marqueurs : • le relief et la racine crustale • des plis, des failles et des nappes de charriage • différentes ophiolites (fragments de croûte océanique) • des blocs basculés • des sédiments de type marin → COLLISION (et OBDUCTION)



LE CYCLE
DE WILSON



① **RIFT CONTINENTAL**



② **RIFT OCEANIQUE**

