GEOLOGIE: 2eme PARTIE

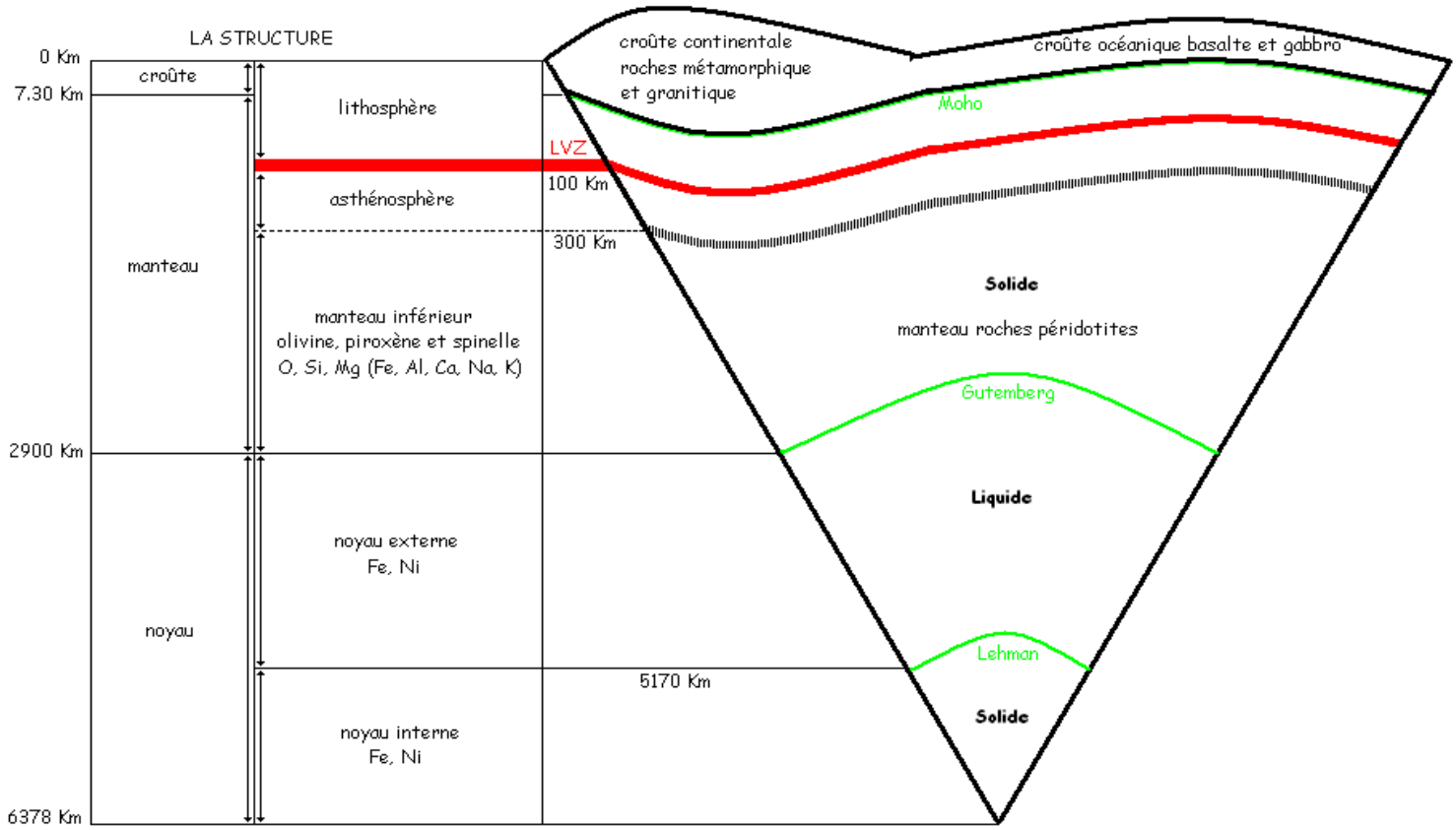
LA CONVERGENCE LITHOSPHERIQUES ET SES EFFETS

INTRODUCTION

De la lithosphère océanique se crée en permanence au niveau des dorsales. Ce mécanisme d'accrétion est à l'origine d'une expansion des fonds océaniques, qui en vieillissant s'éloigne de l'axe des dorsales. Les forages sous-marins montrent que l'âge de la plus vieille croûte océanique n'excède pas 180 à 200 millions d'années, alors que l'on connaît des roches continentales de 3800 millions d'années. Il faut donc admettre que la lithosphère océanique disparaît.

A quel niveau se réalise la disparition de la lithosphère océanique et quelles sont les caractéristiques de ses zones ?

MODELE DE LA STRUCTURE ET DE LA COMPOSITION DU GLOBE



CHAPITRE 1 : MOUVEMENT DE CONVERGENCE ET SUBDUCTION

INTRODUCTION

Les plaques lithosphériques se déplacent les unes par rapport aux autres. Elles sont animées de mouvements de convergence, de divergence ou de coulissage. On cherche ici à savoir comment se manifestent les phénomènes de convergences avec subduction.

- Comment se manifestent les phénomènes de convergences avec subduction ?
- Quels sont les mécanismes de la subduction ?
- Quelles sont les conséquences de la subduction ?

I- LES MARQUEURS DE LA SUBDUCTION

A] UNE TOPOGRAPHIE PARTICULIERE

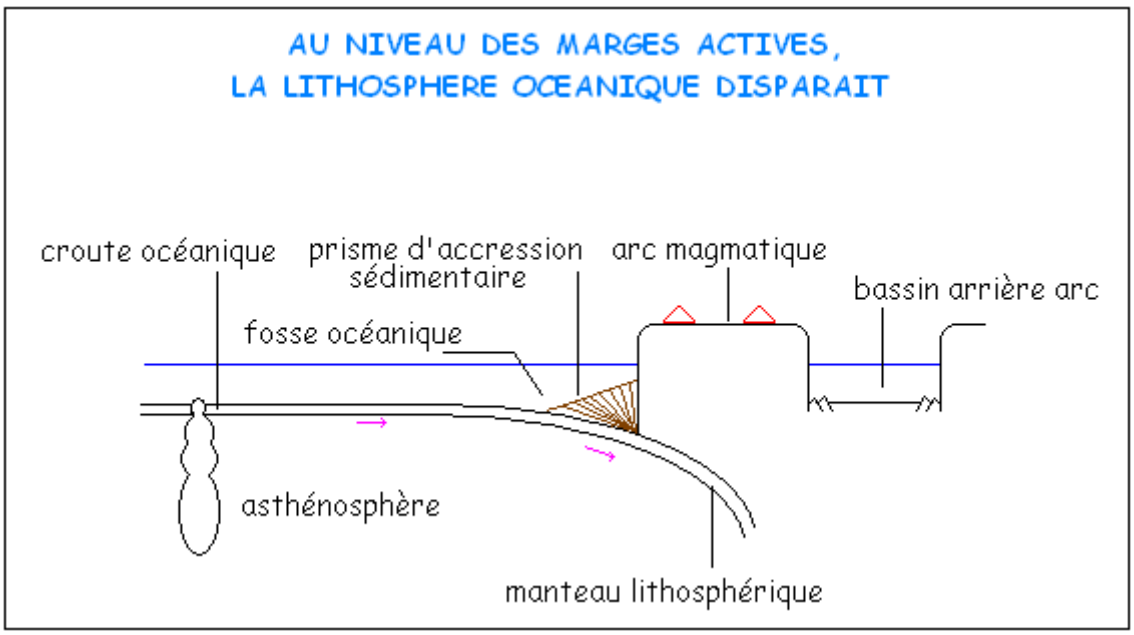
Les zones de subduction sont des marges actives soulignées par un relief, une tectonique importante et du volcanisme. On parle de marqueurs morphologiques, on peut observer des reliefs négatifs et des reliefs positifs.

1) Des reliefs négatifs

- La fosse océanique est une dépression allongée de grande profondeur (la fosse des Marianne avoisine les 1100 mètres de profondeur), elle marque la frontière entre les deux plaques et c'est à son niveau que se fait la flexion de la plaque plongeante.
- Le bassin arrière arc localisé sur la plaque chevauchante est en arrière de l'arc insulaire : ce sont des bassins avec des formations sédimentaires.

2) Des reliefs positifs

- Les arcs magmatiques sont des chapelets d'îles volcaniques alignées parallèlement à la fosse. L'arc insulaire peut être : voisin d'un continent lorsque la plaque chevauchante porte un continent, exemple le Japon ou bien situé en milieu océanique lorsque la plaque



chevauchante porte une croûte océanique exemple Tonga.

- Les chaînes de montagnes bordent les continents, elles sont longues, étroites et contiennent des volcans ou des massifs granitoïdes parallèles à la fosse et perpendiculaires à la direction de la plaque plongeante, on les observe lorsque la plaque chevauchante est une croûte continentale exemple : les Andes.

B] DES MANIFESTATIONS GEOLOGIQUES IMPORTANTES

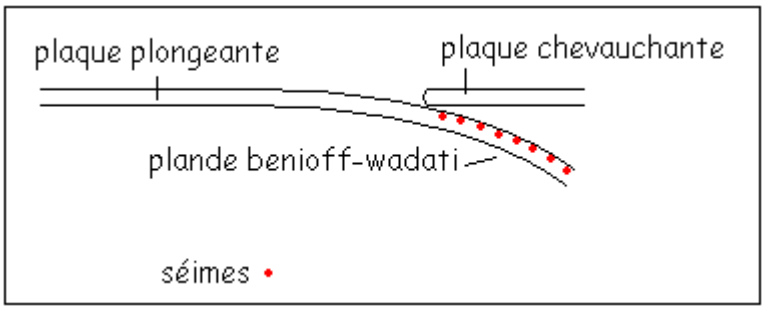
Les zones de subduction sont le lieu d'une activité géologique importante on parle de marge active.

1) L'activité volcanique

C'est un volcanisme de type explosif (nuée ardente) responsable des éruptions les plus dévastatrices : il se forme des intrusions de granitoïde dans les roches de la plaque chevauchante.

2) L'activité sismique

La subduction génère des déformations qui se manifestent par des séismes, les foyers de ses séismes sont localisés entre 200 et 700 km de profondeur et sont de plus en plus profonds en direction de la plaque chevauchante. Ils se répartissent selon un plan qui forme avec la surface un angle compris entre 15° et 90°.



Ce plan ou zone de Benioff-Wadati correspond à l'enfouissement de matériaux froids, rigides et cassants de la lithosphère océanique qui subduit.

3) Des déformations caractéristiques

Des plis, des failles inverses (traduit une convergence) et des chevauchements sont visibles au niveau de la plaque chevauchante.

On note aussi l'existence de prismes d'accrétions : formations sédimentaires plissées comprenant des fragments de croûte océanique.

C] DES MARQUEURS GEOPHYSIQUES

Au niveau des zones de subduction les mesures du flux de chaleur montrent des valeurs faibles par rapport au flux moyen. Elles correspondent à l'enfouissement de matériaux froids dans les couches profondes et chaudes de la Terre. Cette anomalie négative du flux de chaleur est située au niveau de la fosse océanique et du plan de Benioff ; à l'inverse un flux de chaleur élevé est mesuré sous la plaque chevauchante à cause de l'accrétion et l'accumulation de magma à la base de la coulée de la plaque chevauchante (frottement de plaques qui s'y affrontent).

II- MECANISME DE LA SUBDUCTION

Au fur et à mesure de son éloignement de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit. L'abaissement en profondeur de l'isotherme 1300° qui marque la base de la lithosphère océanique implique un épaississement progressif par ajout d'une semelle de manteau froid et de sédiments, ceci entraîne une augmentation de la densité de la lithosphère océanique. Ainsi en 30 millions d'années la lithosphère océanique voit sa densité devenir supérieure à celle de l'asthénosphère subjacent, la subduction devient alors inexorable.
Cependant la lithosphère océanique ne plonge pas si tôt car l'asthénosphère solide fait encore une résistance à l'enfoncement. Au cours de leur enfoncement les roches subissent des modifications ainsi la force de traction exercée par la masse de la lithosphère en subduction constitue le moteur essentiel de la tectonique des plaques.

III- CONSEQUENCES DE LA SUBDUCTION

A] LES TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES DE LA LITHOSPHERE OCEANIQUE LORS DE LA SUBDUCTION

La croûte océanique est constituée de basalte et de gabbro ; pour savoir ce que devient cette croûte océanique plongeante il faudrait trouver des roches issues de cette dernière ce qui n'est pas facile. On peut cependant en trouver dans les zones où il y a eu des mouvements tectoniques ayant fait remonter ces roches.

Ces roches ont la même composition chimique que le basalte et le gabbro par contre leur composition minéralogique diffère : par circulation d'eau de mer les minéraux du gabbro instables se transforment : il y a métamorphisme (transformation minéralogique due à des conditions de pression et de température différentes).

- Les gabbros et les basaltes formés au niveau de la dorsale sont d'abord très hydratés par l'eau de mer et encore chauds. Il y a alors apparition d'amphibole, d'actinote et de chlorite : minéraux des schistes verts : gabbro 2 et gabbro 3.
- La subduction va entraîner une augmentation de pression à basse température : les schistes verts donnent naissance à des schistes bleus à glaucophane (déshydratation) : gabbro 4.
- Au cours de la plongée de la plaque la pression augmente et la déshydratation continue il y a formation des éclogites à grenat et jadéite : gabbro 5.

L'eau rejetée par la déshydratation va hydrater les péridotites de la plaque susjacente et favoriser leur fusion partielle.

<u>Les différents gabbros :</u>

Caractéristiques	**Gabbro 1**	**Gabbro 2**	**Gabbro 3**	**Gabbro 4**	**Gabbro 5**
Noms des roches	Gabbro venant de cristalliser	Métagabbro à hornblende	Métagabbro à chlorite actinote : schistes verts	Métagabbro à glaucophane : schistes bleus	Métagabbro à éclogite
Lieux de prélèvement	dorsale	Un peu plus éloigné	Croûte océanique âgée	Début de subduction	Subduction avancée
Noms des métamorphismes	Basse température avec ajout d'eau			Basse température et haute pression	
Structures	Grenue	Grenue	Grenue	Grenue	Grenu et gros grenat
Minéraux caractéristiques	Pyroxène Plagioclase	Pyroxène résiduel Plagioclase Amphibole	Plagioclase Chlorite Actinote	Plagioclase résiduel Epidote Glaucophane Jadéite un peu	Epidote résiduelle Glaucophane Jadéite Grenat

B] LE MAGMATISME LIE AU METAMORPHISME DE LA CROUTE OCEANIQUE : UN MAGMATISME PARTICULIER

Les roches magmatiques sont des roches cristallisées à partir d'un magma, on trouve deux types de roches magmatiques : les roches volcaniques et les roches plutoniques.

1) Les roches magmatiques volcaniques

Les roches volcaniques que l'on trouve au niveau de la subduction sont les andésites et les rhyolites qui contiennent quelques gros cristaux comme les amphiboles et la biotite, ce sont des roches de structure microlitique c'est-à-dire des roches montrant un fond vitreux et des cristaux en forme de petites baguettes que l'on appelle microlites (non visible à l'œil nu). Ce sont des roches qui ont cristallisé en surface, rapidement. Lorsque le magma remonte en surface il évolue et peut donner des roches plus riches en silice et en potassium comme la rhyolite.

2) Les roches magmatiques plutoniques

Les granitoïdes contiennent des cristaux de biotite et d'amphibole hydratée, roche de structure grenue montrant un assemblage de cristaux, ce sont des roches qui ont cristallisé lentement et en profondeur. Ces roches ne gagnent pas la surface et forment des plutons granitiques (ou diapirs granitiques) que l'érosion peut dégagér, ils peuvent donc entraîner la création de croûte continentale.

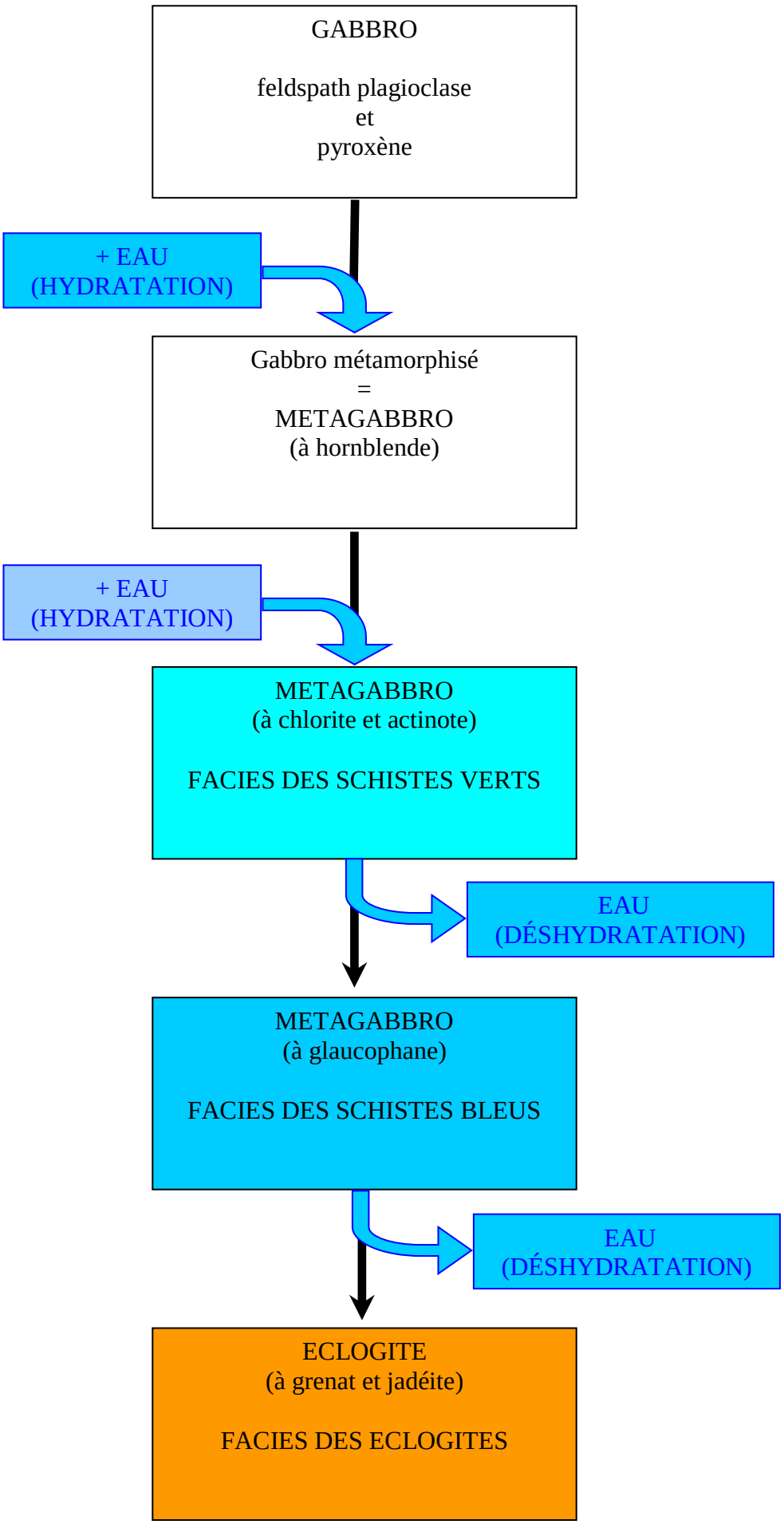
3) Genèse des magmas

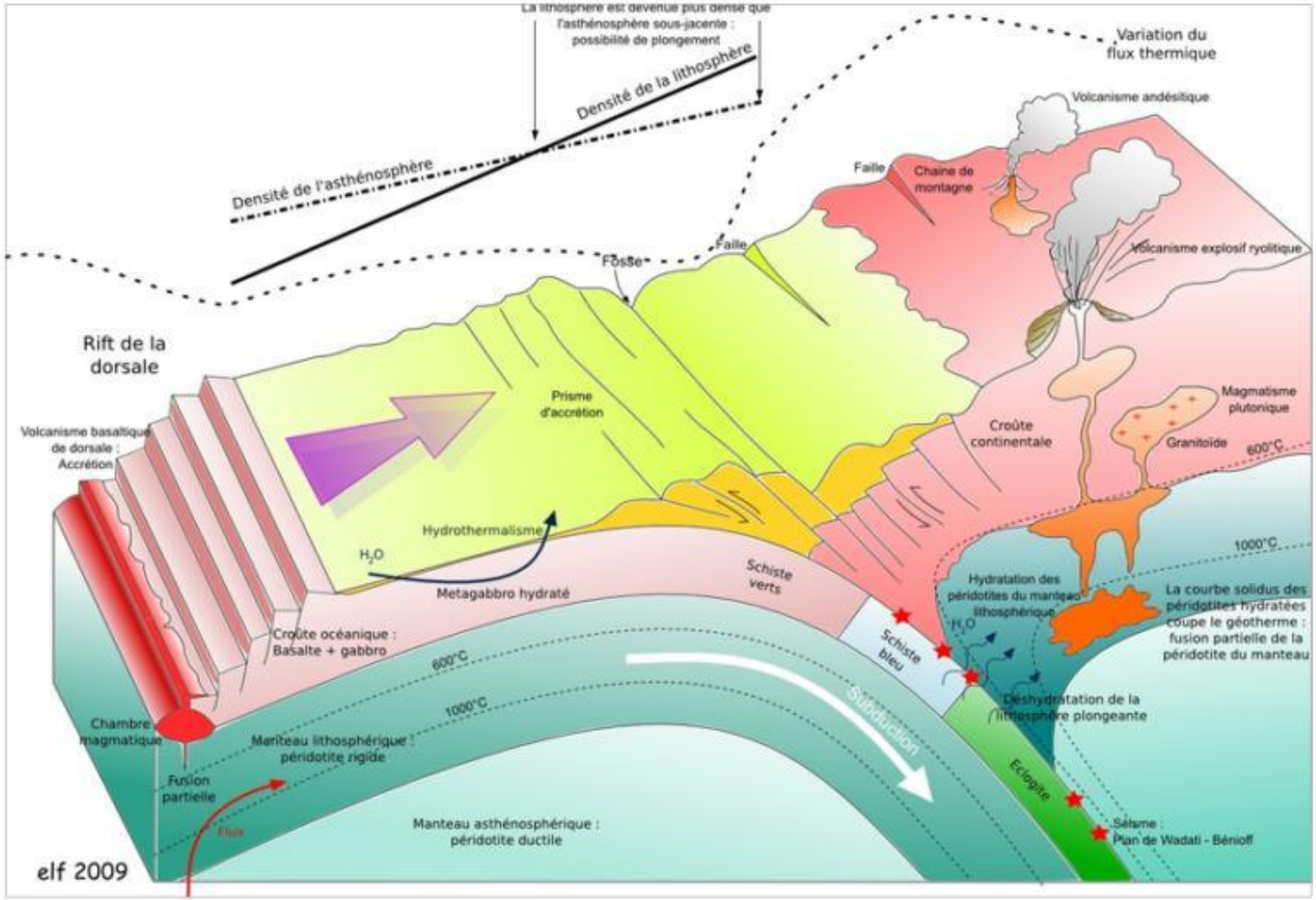
Le magma provient d'une fusion partielle de la plaque chevauchante à environ 150 km de profondeur. Cette fusion partielle est une hydratation de la plaque chevauchante dans ce cas il y a abaissement de la température de fusion des péridotites.

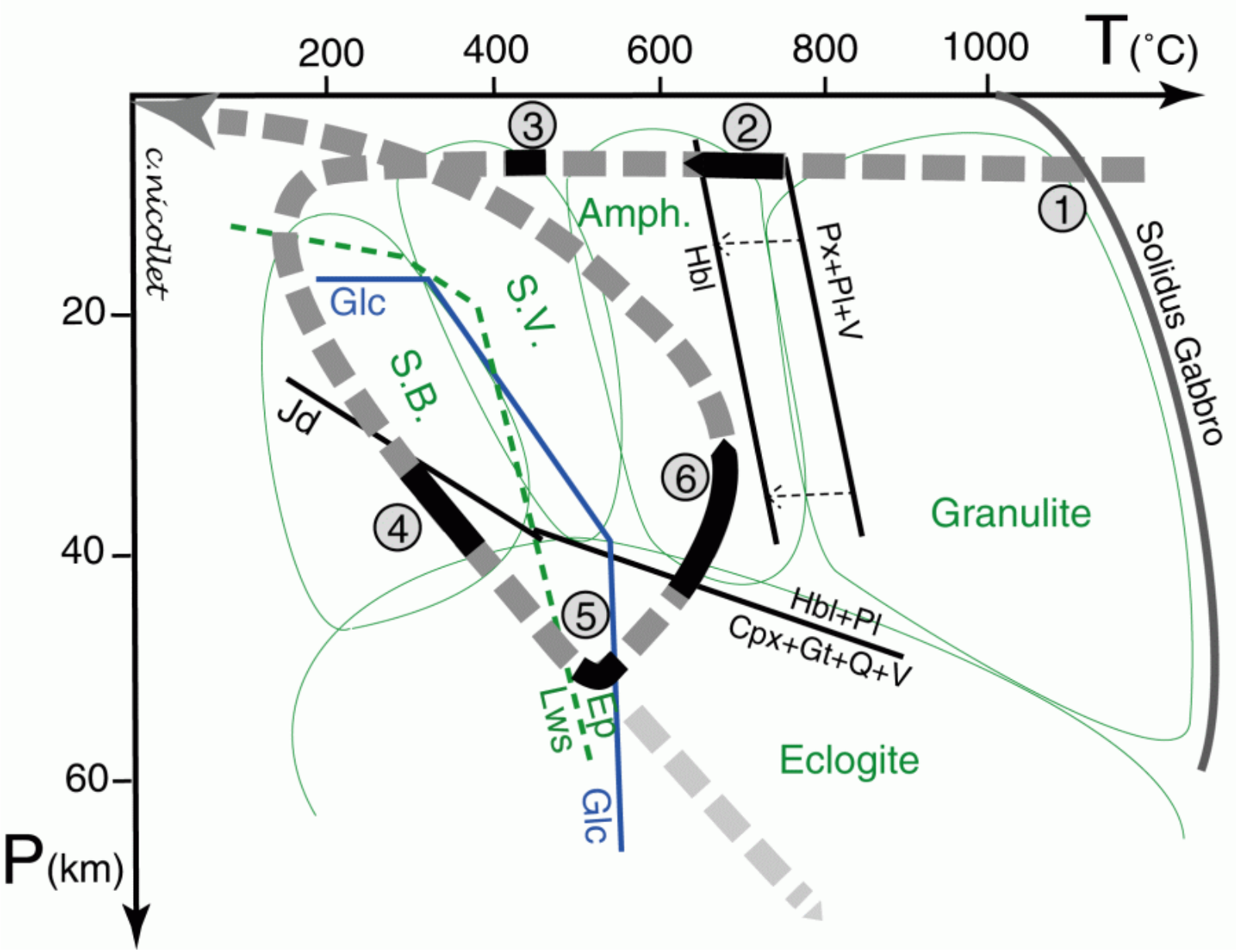
Les roches magmatiques des zones de subduction :

Roches :	**Andésites**	**Rhyolites**	**Granitoïdes**
Structure	Microlithique	Microlithique	Grenu
Minéraux caractériqtiques	Quartz Biotite Plagioclase Hornblende Verre Pyroxène	Feldspath Biotite Quartz Verre	Quartz Feldspath Biotite Amphibole

Schéma synthétique des étapes du métamorphisme des gabbros




La lithosphère est devenue plus dense que l'asthénosphère sous-jacente : possibilité de plongement
Densité de la lithosphère
Densité de l'asthénosphère
Variation du flux thermique
Volcanisme andésitique
Faille
Chaine de montagne
Volcanisme explosif ryolitique
Fosse
Faille
Rift de la dorsale
Prisme d'accrétion
Volcanisme basaltique de dorsale : Accrétion
Croûte continentale
Magmatisme plutonique
Granitoïde
600°C
Hydrothermalisme
H_2O
Metagabbro hydraté
Schiste verts
1000°C
Hydratation des péridotites du manteau lithosphérique
H_2O
La courbe solidus des péridotites hydratées coupe le géotherme : fusion partielle de la péridotite du manteau
Croûte océanique : Basalte + gabbro
Schiste bleu
600°C
1000°C
Subduction
Déshydratation de la lithosphère plongeante
Chambre magmatique
Manteau lithosphérique : péridotite rigide
Fusion partielle
Flux
Eclogite
Séisme : Plan de Wadati - Bénioff
Manteau asthénosphérique : péridotite ductile
elf 2009


T (°C)
200
400
600
800
1000
P (km)
20
40
60
c.nicollet
Amph.
S.V.
S.B.
Glc
Jd
Hbl
Px+Pl+V
Solidus Gabbro
Granulite
Hbl+Pl
Cpx+Gt+Q+V
Eclogite
EP
Lws
Glc
1
2
3
4
5
6

CHAPITRE 2 : CONVERGENCE ET COLLISION CONTINENTALE

INTRODUCTION

Les mouvements de convergence observés dans les zones de subduction impliquent deux plaques lithosphériques de nature océanique ou une plaque lithosphérique de nature océanique et une plaque lithosphérique de nature continentale. Si la lithosphère océanique disparaît complètement, deux plaques lithosphériques de nature continentale entrent alors en collision et sont à l'origine de la formation d'une chaîne de montagne. L'analyse de quelques éléments de la géologie des alpes franco-italienne permet de dégager les caractéristiques essentielles de ce processus.

- Quels sont les marqueurs de la collision continentale ?
- Quels sont les témoins océaniques des alpes ?
- Comment se sont formées les alpes ?

I- LES MARQUEURS DE LA COLLISION CONTINENTALE

Dans le cas des alpes la collision a été provoquée par le rapprochement de la plaque eurasienne et de la plaque africaine. Les alpes culminent aujourd'hui à 4810 mètres.

A] LES STRUCTURES VISIBLES A L'AFFLEUREMENT

Voir TP

1) Les marqueurs morphologiques

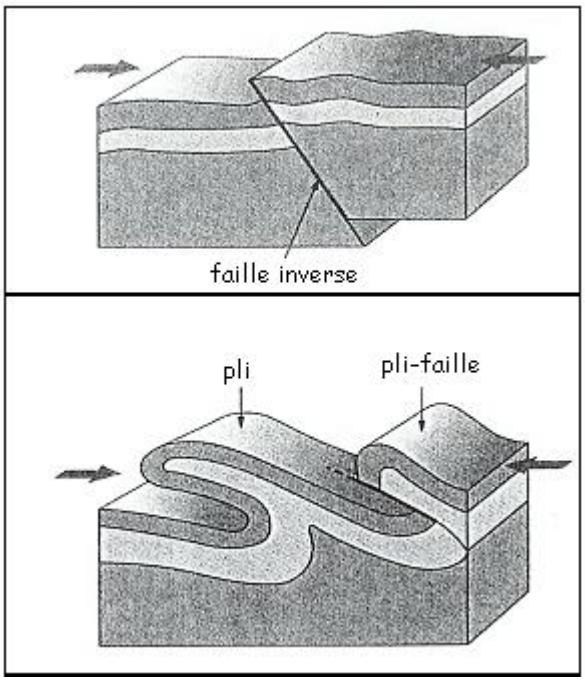
Les marqueurs morphologiques sont les chaînes de montagne : c'est un ensemble de reliefs alignés dans une direction privilégiée formant l'axe de la chaîne.

2) Les marqueurs tectoniques

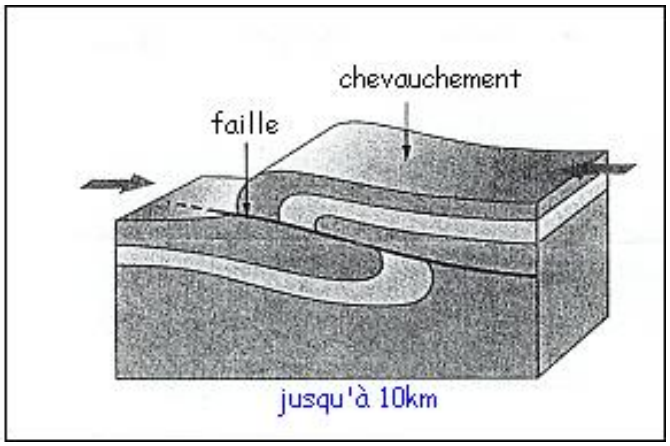
- 3 types de roches sont présents : les roches magmatiques, les roches métamorphiques et les roches sédimentaires.
- Les manifestations tectoniques : Ce sont des contraintes de type compressif qui expliquent les déformations subies par les roches.

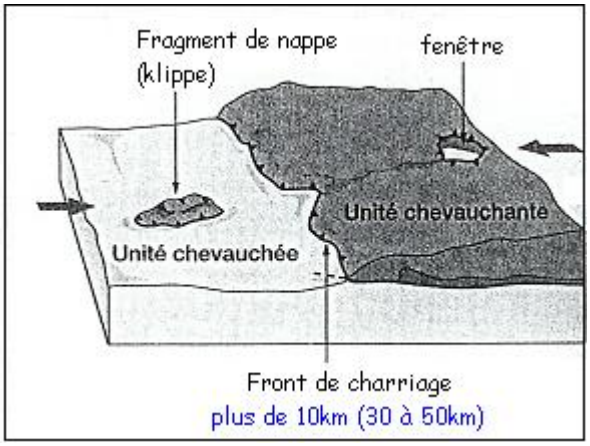
On observe :

- des plis (déformation sans rupture où la roche a un comportement plastique)
- des failles inverses (la roche à un comportement cassant)
- des chevauchements ou des charriages (des roches superposées actuellement peuvent provenir de régions très éloignées (30 à 50 Km). Les séries chevauchantes ou charriées ont été déplacées en plusieurs millions d'années sur les séries sous



jacentes dites chevauchées qui sont d'âge différent (les structures les plus anciennes
recouvrent les plus récentes.)





B] LES STRUCTURES PROFONDES

Les déformations observées à l'affleurement se prolongent en profondeur. Le profil sismique permet d'établir une véritable coupe à l'échelle de la croûte et montre à l'aplomb des grands massifs :

- La limite entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante marquée par un réflecteur assez net à l'aplomb de la Vanoise et de Noazca.
- Une profondeur anormalement élevée de Moho 50 à 60 Km au lieu de 35 Km.
- Un empilement d'unités crustales séparées par des grands chevauchements et des grandes failles. La superposition de ces unités crustales entraîne un épaississement de la croûte et donc de la racine crustale.

Le raccourcissement horizontal au niveau des chaînes de montagnes se traduit par des mouvements verticaux par superposition d'écailles tectoniques. Ces mouvements sont à l'origine de l'épaississement de la lithosphère continentale et des reliefs élevés.

II- LES TEMOINS DE L'HISTOIRE OCEANIQUE DES ALPES

A] DES TEMOINS DE L'OUVERTURE D'UN OCEAN

1) Les traces d'anciennes marges passives, témoin d'une extension continentale.

Voir documents page 244

-Les marqueurs tectoniques (document 1)

Certains massifs occidentaux des alpes externes Pelvoux et Belledone présentent des affleurements de croûte continentale fracturée par une série de failles normales plus ou moins parallèles, ces failles orientées sud-ouest/ nord-est délimitent des blocs basculés.

-Les marqueurs sédimentaires (document 2)
Dans la région de Bourg-d'Oisans il y a eu accumulation de sédiments au creux des blocs basculés alors qu'ils sont très peu épais au niveau des crêtes ; à Bourg-d'Oisans on trouve trois types de sédiments : anté-rift –>Trias ; syn-rift –> jurassique inférieur et post-rift–>jurassique supérieur et crétacé.
Ces failles normales et blocs basculés sont des structures caractéristiques des zones en extension (ou distension), elles correspondent donc à d'anciennes marges continentales (ou marges passives).

2) Les roches témoins d'une ancienne lithosphère océanique

Voir pages 240-241 : les ophiolites du Chenaillet
Le massif du Chenaillet est constitué d'une association de roches superposées avec du sommet à la base : - des basaltes en coussins
- des gabbros peu déformés
- des péridotites altérés appelé les serpentinites.

Cette association forme les ophiolites (ophis= serpent à cause de l'aspect peau de serpent des serpentinites), elle est caractéristique de l'association de roches d'une ancienne lithosphère océanique. L'océan a aujourd'hui disparu mais des lambeaux de sa lithosphère océanique ont été incorporés à la chaîne de montagne.
Voir document 2 page 243 : Les sédiments océaniques
Les radiolarites : roches résultantes de l'accumulation de squelettes siliceux d'organismes marins planctoniques (les radiolaires) sont au contact des ophiolites, actuellement ces roches se forment au niveau des plaines abyssales à de très grandes profondeurs. Ceci prouve que l'océan alpin atteignait 4 à 5 Km de profondeur. D'autres sédiments comme les calcaires et les marnes à ammonites (mollusques marins fossiles) sont observables.

Ces témoins ophiolites et sédiments prouvent la présence d'un océan avant la collision.
Comment est-on passé d'un océan à une collision ?

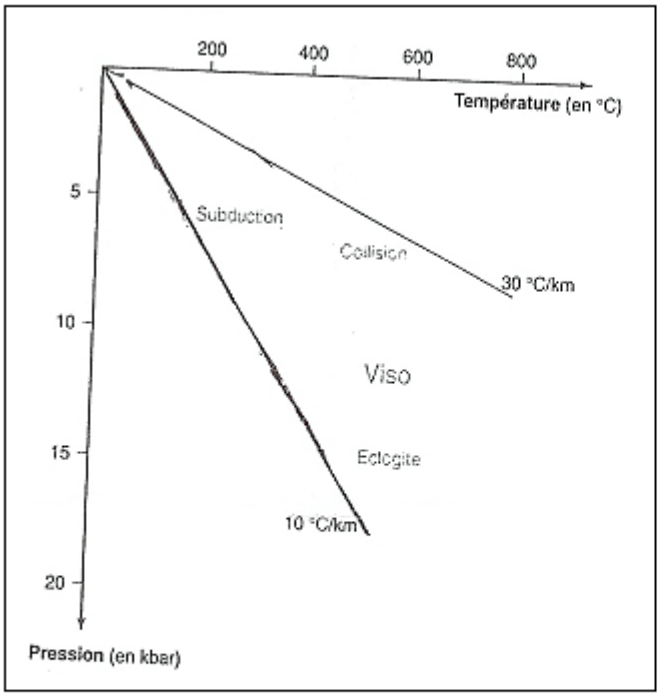
B] LES TEMOINS DE FERMETURE DE L'OCEAN ALPIN PAR SUBDUCTION

Voir internet : ophiolites du Mont Viso
Les ophiolites du Mont Viso montrent la présence de roches de l'ancienne lithosphère océanique mais qui ont subi des transformations minéralogiques : métagabbro à glaucophane et des éclogites à grenat et jadéite. On reconnaît donc ici des associations minéralogiques typiques d'un métamorphisme à haute pression et basse température ; signe que ces roches ont été enfouies à de grandes profondeurs (90 Km) au cours d'un phénomène de subduction, avant la collision.
Voir document 2 page 247
La répartition des roches métamorphiques montre une progression de l'ouest vers l'est de la pression et de la température à laquelle ont été soumises les roches. Ce qui montre qu'elles ont été enfouies à des profondeurs de plus en plus importantes de l'ouest vers l'est donc la subduction s'est faite de l'ouest vers l'est.

C] LES TEMOINS DE LA COLLISION APRES LA FERMETURE DE L'OCEAN

Voir les marqueurs de la collision

Métamorphisme rétrograde



Trajet dans un diagramme pression température, de l'évolution en pression et en température d'un fragment de lithosphère océanique formant aujourd'hui le mont Viso (Alpes du sud)

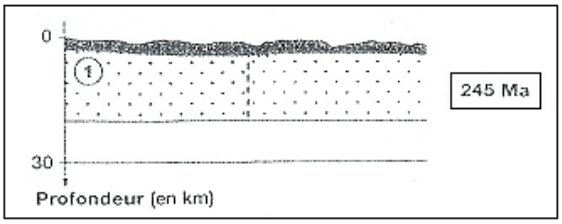
LES TEMOINS D'UNE REMONTEE EN SURFACE D'UNE ANCIENNE LITHOSPHERE OCEANIQUE

-Une fois la subduction bloquée, des fragments de lithosphère océanique subduite remontent à la surface. Cette remontée est en générale rapide permettant la conservation des minéraux de haute pression. Ces roches transformées sont observables dans les zones les plus internes de la chaîne.

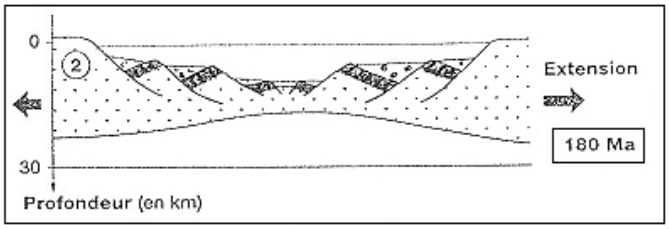
- Lors de la décompression, des transformations minéralogiques inverses se produisent: il s'agit d'un méthamorphisme "rétrograde".

- Les minéraux soumis à une baisse de pression se déstabilisent. Il est possible d'observer des minéraux "reliques" entourés d'une couronne réactionnelle. Ces minéraux témoignent des conditions de pression et température auxquels ils avaient été soumis et les minéraux de la cournne réactionnelle témoingnent des nouvelles conditions.

III- RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE ALPINE DE L'OUVERTURE OCEANIQUE A LA COLLISION

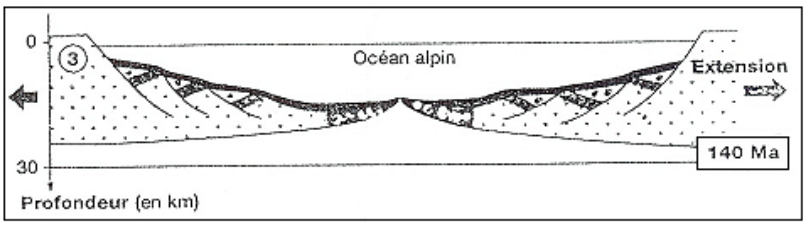


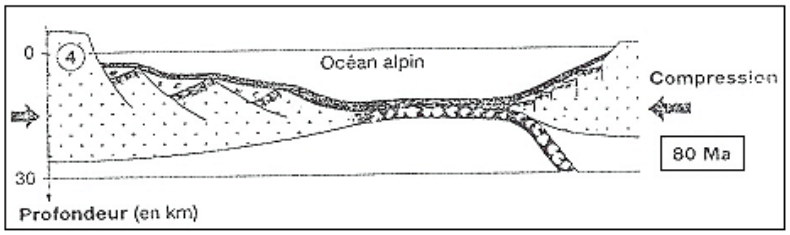
Un début d'extension avec divergence des plaques.
Témoins: Sédiment antérift



Mise en place du rift continental avec ouverture de l'océan.
Fracturation de la partie supérieur de la croûte continentale due à l'amincissement de la lithosphère océanique par remontée de l'asthénosphère.
Témoins: Failles normales, blocs basculés, sédiments synrift avec des fossiles océaniques, marge passive.

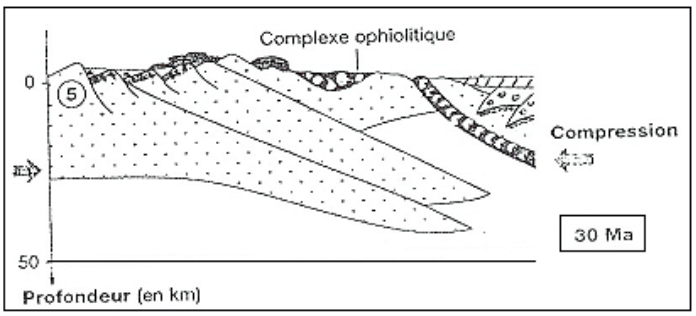
Expansion océanique, accretion océanique, rupture de la croûte continetale en deux continents qui s'écartent l'un de l'autre par suite de l'expansion d'une lithosphère océanique au niveau d'une dorsale nouvellement formée.
Témoins: basaltes, gabbros: lithosphère océanique, mise en place des schistes verts quand on s'éloigne de la dorsale, sédiments: radiolarites





Arret de l'expansion. Mise en place de la subduction, convergence des deux croûtes qui s'étaient éloignées fermeture progressive de l'océan: disparition de la lithosphère océanique.
Témoins: Les schistes bleus, les éclogites à grenat et jadéites.

Collision entre deux continents: lambeau de la lithosphère océanique qui vont se retrouver au dessus de la lithosphère continentale: on appelle cela l'obduction. Il forme des ophiolites, le relief va augmenter.
Témoins: plis, failles, inverses, chevauchement, charriage, eccaille crustale.



Croûte continentale (socle primaire)

Croûte océanique

Manteau lithosphérique

Sédiments :

Tertiaire

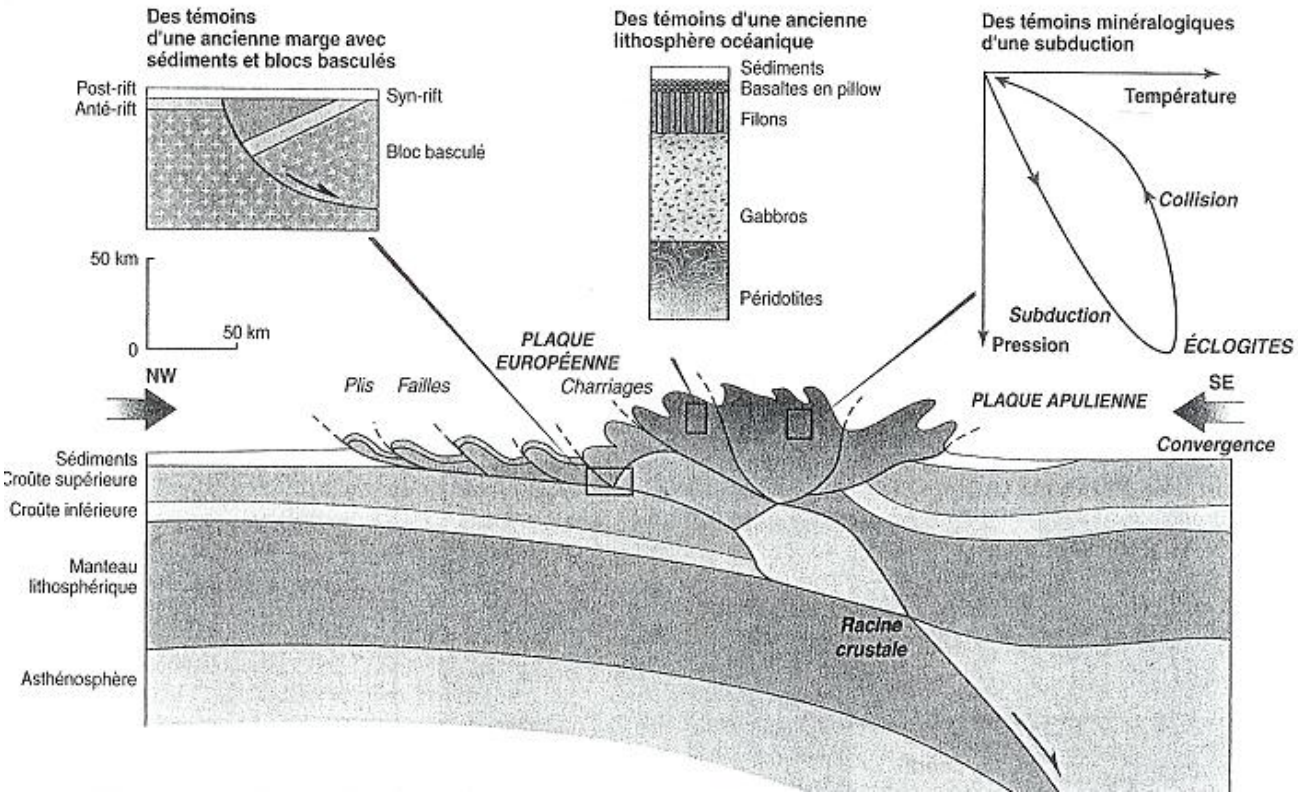
Crétacé et Jurassique supérieur

Jurassique moyen et inférieur

Trias

CONCLUSION :

Dans les Alpes franco-italiennes, affleurent des ophiolites, témoins d'une ancienne lithosphère océanique. Certaines roches telles que les métabasaltes (éclogites) contiennent des témoins minéralogiques des conditions de pression et de température d'une subduction. Ces roches ont donc été subduites et ramenées en surface lors de la collision.

Dans les Alpes franco-italiennes affleurent des témoins des marges passives, avec des sédiments (anté, syn et post rift) et des failles (blocs basculés) qui ont enregistré l'extension initiale et la mise en place du domaine océanique.

Lors de la collision, la convergence entre plaques lithosphériques est absorbée par des déformations au niveau des marges (plis, failles et charriages) et conduit à un épaississement crustal, à l'origine du relief et d'une racine crustale.