

La lithosphère océanique et son devenir.

I\ La lithosphère océanique.

A\ Origine des magmas.

1\ Formation de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique se développe à partir des dorsales médio-océaniques qui s'édifient entre deux plaques en s'écartant par des courants de convections.

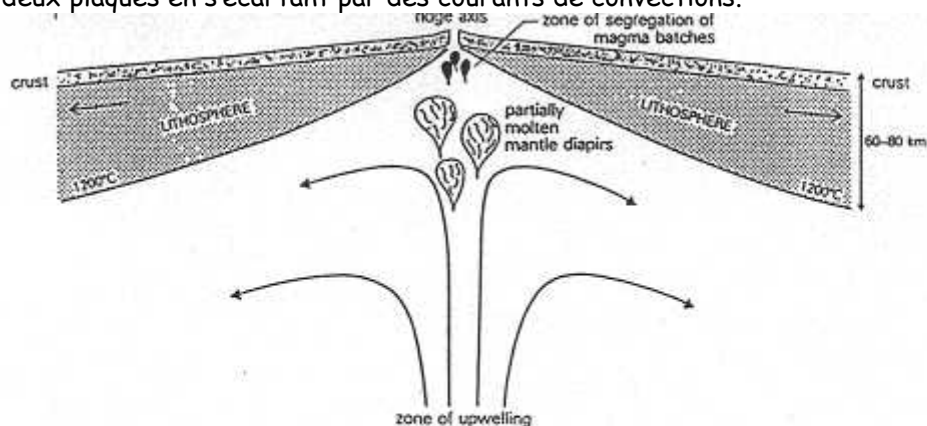


Figure 1 Schematic cross section of a constructive plate margin and its relation to the zone of upwelling of deep-mantle material. The oceanic lithosphere (crust + mantle) is generated at the ridge axis and increases progressively in thickness away from the ridge. The base of the lithosphere is represented as a thermal boundary layer (1200°C isotherm)

(d'après Wilson, 1994)

La croûte est générée par la fusion partielle de manteau lherzolitique (péridots), provoquée par la décompression adiabatique (sans perte de chaleur) du matériel mantellique en cours d'ascension.

→ On obtient des magmas basaltiques de type MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) qui sont injectés par une fissure étroite dans l'axe et on a un résidu d'harzburgite correspondant à de la lherzolite appauvrie en éléments incompatibles et enrichie en éléments compatibles par extraction dans le liquide magmatique (→ péridotites résiduelles de l'harzburgite).

Sous l'action de courants de convection, la lithosphère océanique se développe en permanence (1cm à 15cm par an). Cette lithosphère océanique est chaude et se refroidit et donne un épaissement par accrétion de péridotites asthénosphériques son augmentation de densité au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la dorsale.

2\ Le manteau primitif.

Le manteau actuel est appauvri par rapport au manteau primitif. La composition de ce dernier est recherchée dans les météorites, la lune et le manteau archéen (4,5 à 2,5 GA), dans les komatiites.

Les roches mantelliques primitives sont riches en Mg (30%) et pauvres en terres rares : le taux de fusion du manteau impliqué dans leur genèse devait avoisiner 50% contre les 25% actuels.

Les températures d'épanchement de ces roches étaient de l'ordre de 1700°C, soit, 400°C de plus qu'aujourd'hui. Ces températures élevées s'expliqueraient par la présence d'isotopes radioactifs de période courte en désintégration.

B\ La nature de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique a été échantillonnée par des insubmersibles dans l'atlantique et dans le pacifique. Elle est constituée :

- D'un litage composé d'une alternance d'un lit de pyroxène et d'un de plagioclases.
- De péridotites litées.
- De péridotites foliées (avec aussi de la déformation tectonique).

Cette lithosphère océanique est de composition voisine à celle des séries ophiolitiques observées dans les montagnes comme les Alpes : → ces séries, malgré quelques différences sont des lithosphères océaniques remontées par obduction. Les différences observées sont dues à un métamorphisme (hydrothermal, faciès zéolithes [basaltes], faciès schistes verts, faciès amphibolites[gabbros]).

C\ Géochimie.

1\ Les éléments majeurs.

- Les basaltes MORB et les ophiolites ont une même composition de type tholéitique, à quartz virtuel car il est sous forme de verre mais qui constitue 33% de la roche.

Dans ces basaltes, on va trouver :

- Olivine + Spinel (CrMg)
- Olivine + Spinel + Plagioclases.
- Olivine + Plagioclases + Pyroxène.

- Les Gabbros.

Ils sont composés de plagioclases calciques + de clinopyroxènes (cpx) + d'orthopyroxènes (opx) + d'olivine. On trouve des amphiboles primaires rares qui sont obtenues par altération hydrominérale (ou ralites : hornblende verte + actinote)

- Les Péridotites.

Selon les régions, on trouve :

- Des harzburgites : olivine + opx + spinel
- Des lherzolites : roches pauvres en SiO_2 (< 45%), riches en MgO ($\cong 42\%$) et en FeO ($\cong 9\%$). Les minéraux participant sont : l'olivine, les cpx, les opx, et, selon la profondeur : plagioclase (faible), spinel (forte : entre 25 et 70 km) et des grenats ($p > 70\text{km}$).

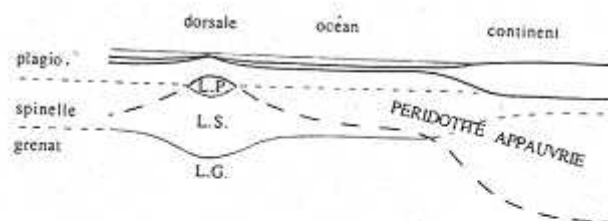


Fig. 3 Composition de la lithosphère et fusion partielle du manteau. Répartition schématisée de différents types de péridotites dans la lithosphère et l'asthénosphère (d'après Brown et Mussett).
L.P. : lherzolite à plagioclase.
L.S. : lherzolite à spinelle.
L.G. : lherzolite à grenat.

2\ Les éléments en trace.

La plupart des MORB ont des teneurs faibles en gros ions de faible valence (K, Sr, Ba, Pl, Ca).

3\ Les isotopes radioactifs.

Pour mettre en présence les isotopes radioactifs, on utilise le rapport $(\text{Sr}^{87})/(\text{Sr}^{86})$ qui est de l'ordre de 0,702.

II\ Le devenir de la lithosphère océanique : le métamorphisme HP-BT ou gradient franciscain.

La lithosphère océanique est en perpétuelle formation. Il faut donc un moyen pour la faire disparaître : c'est la subduction qui assure sa disparition.

L'essentiel de ces roches, disparues par enfouissement dans le manteau, sont en très faible quantité, exhumées par la collision qui fait suite.

A cause de sa forte densité (3 à 3,3) plus forte que la densité de la croûte continentale (2,8 à 2,9), la lithosphère océanique rentre facilement en subduction avec le continent : elle va alors subir un « métamorphisme HP-BT de gradient prograde » ou « Franciscain ».

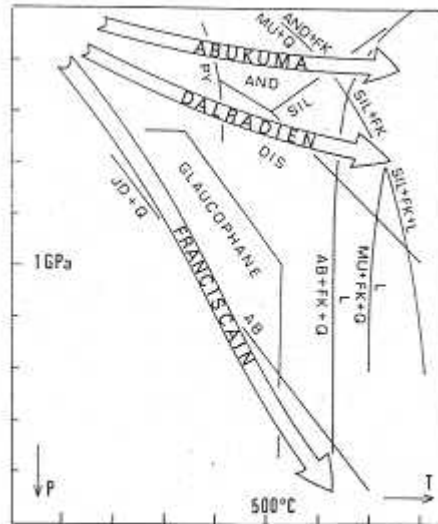


Fig. 5 - Les 3 principaux types de gradients progrades du métamorphisme régional (selon Miyashiro, 1961 ; in : Kornprobst, 1996).

Pour les vitesses de subduction actuelles (1cm/an), la plaque s'enfonce plus vite qu'elle ne se réchauffe → on a alors une dépression des isothermes.

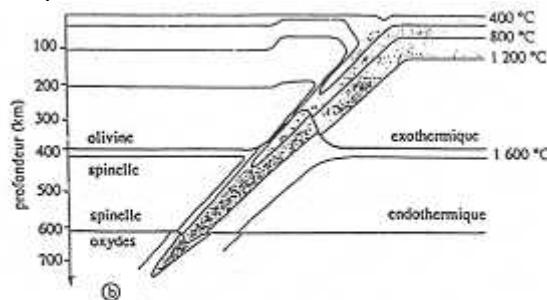


Fig. 6 - Anomalies thermiques des zones de subduction (d'après Caron et al., 1992).

Ce retard à l'échauffement explique que la plaque plongeante garde au sein de l'asthénosphère une identité thermique (donc mécanique) jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de kilomètres et pendant plusieurs millions d'années.

A cause de ces températures trop basses pour les pressions locales, la courbe du solidus n'est pas atteinte : la lithosphère océanique plongeante n'entre pas en fusion si ce n'est exceptionnellement. Les minéraux des Gabbros, basaltes cessent d'être stables et forment un assemblage plus dense.

A\ subduction et réactions progrades.

1\ Paragenèse dans les metabasides (métaophiolites).

Dans ces cas là, les minéraux obtenus sont des sphénites et des pumpfélytes. On trouve ensuite de l'albite, de la lawsonite et de la chlorite. La série suivante comporte du glaucophane (bleu), de la lawsonite et de l'omphacite. La dernière série comprend des grenats et du disthène (silicate d'alumine).

2\ Paragenèse des métapélithes (roches acides → argiles).

C'est le type de paragenèse caractéristique des prismes d'accrétion.

Le premier stade présente de la phengite (muscovite HP), de la chlorite et du quartz.

Le second et dernier stade comprend les trois minéraux précédents ainsi que du disthène et des grenats.

→ Le gradient franciscain n'est pas constant en tous points de la plaque plongeante :

- A cause de l'épaisseur : pression plus élevée à son plancher qu'à son toit (différence de 2kBar).
- A cause d'un cisaillement lié au plan de subduction et localisé au sommet de la croûte : chaleur dans la partie supérieure à cause des frottements.

→ La disposition du faciès n'est pas liée qu'à la vitesse de plongement mais aussi à la disposition des matériaux dans l'unité plongeante.

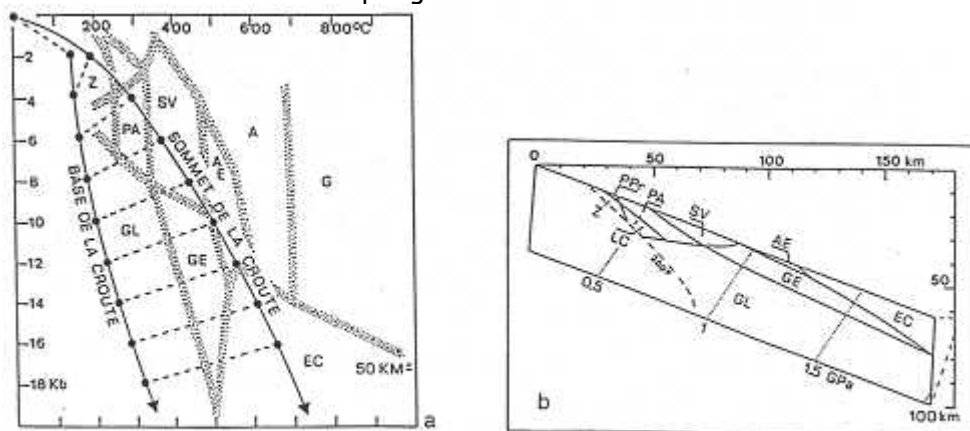


Fig. 7 - Gradients progrades et diversité des faciès métamorphiques dans la subduction (d'après Peacock, 1993 ; in : Kornprobst, 1996).

B\ Collisions et réactions rétrogrades.

Ces deux mécanismes provoquent des réactions rétrogrades avec des trajectoires inverses.

1\ Exhumation par écaillage tectonique.

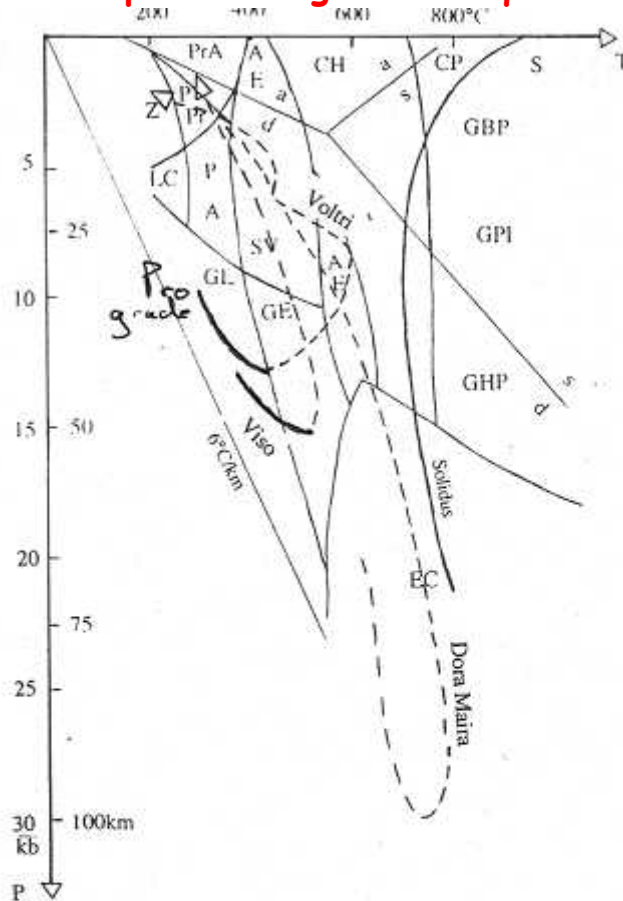


Fig. 8 - Les gradients métamorphiques progrades et rétrogrades dans les Alpes occidentales (d'après Kornprobst, 1996)
(a : andalousite ; s : sillimanite ; d : disthène). Z : faciès des zéolites ;
PrA : préhnite et actinote ; PPr : préhnite et pumpellyite ;
LC : lawsonite et chlorite ; pumpellyite et actinote ; GL : schistes à glaucophane et lawsonite ; GE : schistes à glaucophane et épidote ;
EC : écloïtes ; AE : cornéennes albite et épidote ; CH : cornéennes

Les gradients rétrogrades ont été observés dans les Alpes.

La trajectoire tendue du métamorphisme au Mont Viso dénote une exhumation très rapide dans un environnement à faible chaleur.

A Voltri, le gradient rétrograde a traversé des domaines de températures relativement élevées. Cela suggère une ascension lente vers la surface qui a facilité une ré-équilibration thermique partielle sous l'effet du flux thermique régional.

A Dora Maira, ce sont des roches du prisme de subduction qui sont remontées. Elles ont recristallisé dans le faciès des écloïtes à coésites et grenats. → Il y a donc eu enfouissement à très grande profondeur (+ de 100km).

La ré-équilibration par l'érosion n'aurait pas offert une décompression assez rapide pour rendre compte des gradients rétrogrades. Seule une tectonique en raccourcissement autorise les vitesses de remontées du même ordre que celles de subduction.

2\ Exhumation par obduction.

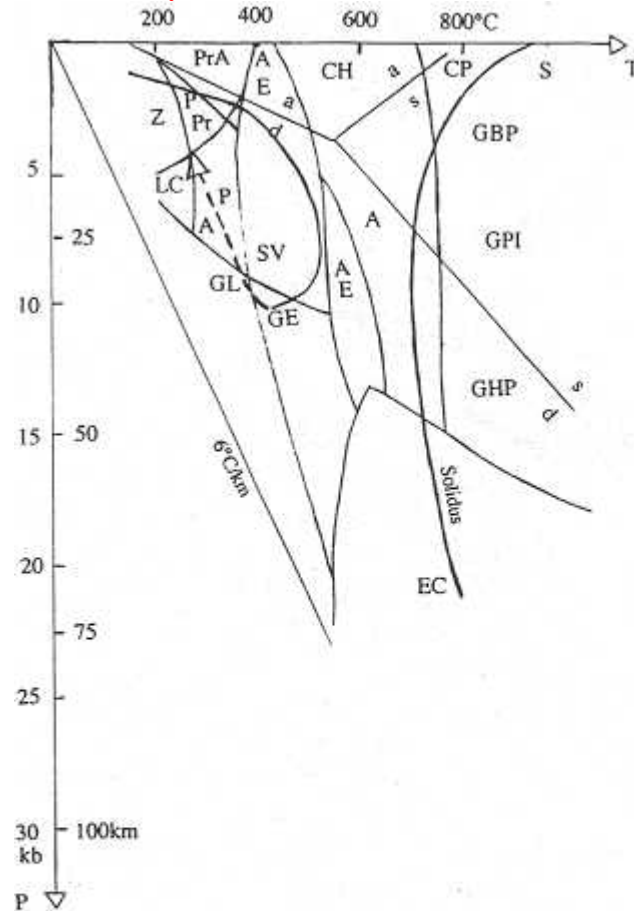


Fig. 9 - Évolution prograde et rétrograde des unités dalradiennes du Massif central français (d'après Kornprobst, 1996)

à hornblende ; CP : cornéennes à pyroxène ; S : sanidinites ;
 SV : schistes verts ; AE : amphibolites à épidote ; A : amphibolites
 GBP : granulites de basse pression ; GPI : granulites de pression
 intermédiaire ; GHP : granulites de haute pression.

L'évolution des gradients est inverse des précédents.

Les paragenèses les plus précoces se sont développées dans le temps vers des assemblages inverses (HP-BT).