

# Le magmatisme orogénique.

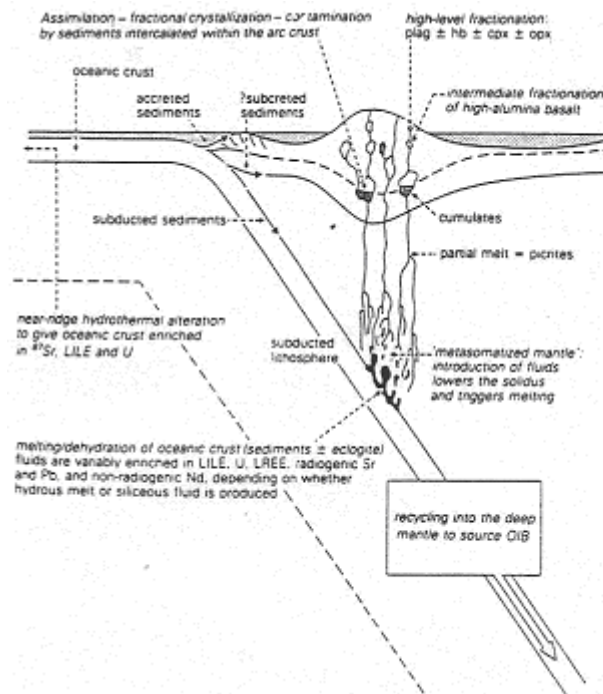
## I\ Dans les arcs insulaires.

Une lithosphère océanique froide plonge dans le manteau sous une autre lithosphère océanique (moins froide).

Cette lithosphère océanique subductée comprend :

- Un manteau (lherzolithe déprimée : celle qui a subi une fusion : harzburgite).
- Une croûte océanique (basalte + gabbro).
- Des basaltes serpentinisés.
- Des sédiments océaniques.

Le gradient géothermique est faible en avant (près de la fosse) et augmente en allant vers la zone de volcanisme.



## A\ Origine des magmas.

La plaque subduite, soumise à un métamorphisme prograde et une déshydratation qui procure de l'eau et des minéraux aux parties situées au-dessus. Elle peut éventuellement subir une fusion partielle.

Les sources potentielles de magma sont :

- Point de manteau au-dessus de la plaque subduite.
  - Croûte océanique plongeante
  - Eau de mer libérée par le métamorphisme.
- ➔ Le dégagement d'eau est responsable de la fusion.

L'arrivée d'eau dans le point de manteau de la plaque plongeante entraîne une fusion partielle de ce manteau. On obtient alors des andésites et des dacites mais aussi des basaltes.



La différence avec les arcs insulaires est la présence de laves acides (dacites, rhyolithes) car la lithosphère océanique plonge sous un continent : ce phénomène conduit à des variations de la composition chimique des laves par rapport aux arcs insulaires.

Il existe des concentrations élevées en K, Sr, Rb, Ba, Th, Ur. On explique ces variations par une plus large assimilation crustale par les laves de ce type de volcanisme.

Ces magmas forment dans les Andes, un volume important de plutons : le volume de plutons est dix fois supérieur au volume de roches volcaniques. Par exemple, le bathoïde du Pérou fait environ 1600km de long.

Les roches plutoniques que l'on trouve sont des diorites, des quartz-diorites, des granodiorites et des granites (granites cordillériens).

## **A\ Origine des magmas.**

La grande différence vient de la grande épaisseur de lithosphère à traverser pour les magmas (140km contre 70km pour les arcs) dont 50km de croûte alors qu'il n'y en a que 10 dans les arcs.

→ Il y a donc contamination et différenciation importante des magmas. De plus, ces magmas peuvent avoir trois origines différentes :

- Fusion partielle du manteau qui n'est pas déprimé car il est attaché depuis longtemps à la croûte du dessus.
- Fusion de la base de la croûte.
- Fusion de la plaque en subduction (lithosphère océanique) qui est riche en ferro-magnésiens (rares).

## **B\ Nature des magmas.**

Les produits de fusion sont à l'origine de basaltes mais la cristallisation fractionnée comme la contamination dans les chambres magmatiques fait rapidement apparaître des termes plus acides.

On rencontre toutes les séries calco-alcalines mais les potassiques sont les plus fréquentes. Elles constituent des plutons allant des gabbros aux granites. Les éléments majeurs sont : les plagioclases, les feldspaths potassiques (microcline et orthose), quartz, pyroxène, amphibole (riche en eau) et biotite.

## **C\ Géochimie.**

Les éléments majeurs sont : -  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeO}$  -  $\text{MnO}$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{CaO}$  -  $\text{Na}_2\text{O}$  -  $\text{K}_2\text{O}$  -  $\text{H}_2\text{O}$ .

Les éléments rares sont :

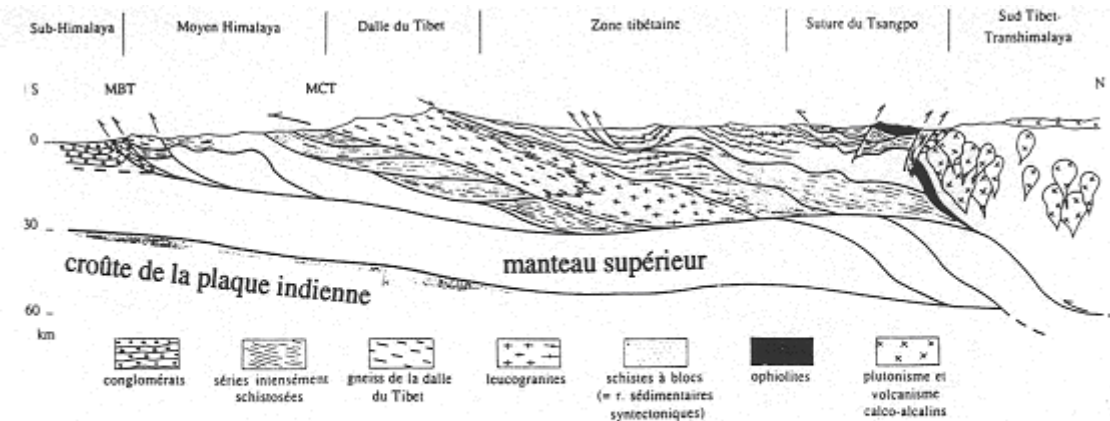
- enrichissement en : Sr, K, Ba
- appauvrissement en Ta, Nb, Ce, Zn, Hf.

Ces modifications d'éléments sont attribuées à l'etasomatisme de ce manteau par des effluves échappées de la plaque plongeante.

Ce magmatisme orogénique est du à l'apport d'eau par la plaque plongeante.

## **III\ Collisions des continents.**

### **Le cas de l'Himalaya.**



MBT : Main Boudary Thrust ou chevauchement limite principal  
MCT / Main Central Thrust ou chevauchement central principal

Fig.1 - Coupe synthétique de l'Himalaya sur la transversale de l'Everest (d'après Brunel et d'après Burg, extrait de Caron et al. 1992).

On a un épaississement de la croûte à l'endroit de la collision et des déformations importantes des matériaux. → On obtient une organisation en foliation métamorphique.

Selon la pression et la température, certains minéraux vont pouvoir apparaître.

La remontée de la partie épaissie va provoquer un relief important mais aussi une forte érosion. Il y a alors disparition d'une grande partie des matériaux.

Le système va perdre de l'épaisseur, remonter un peu plus, se faire à nouveau éroder, perdre de l'épaisseur, remonter encore... jusqu'à ce que la croûte retrouve son épaisseur standard et qu'il ne reste qu'une cicatrice de la collision.

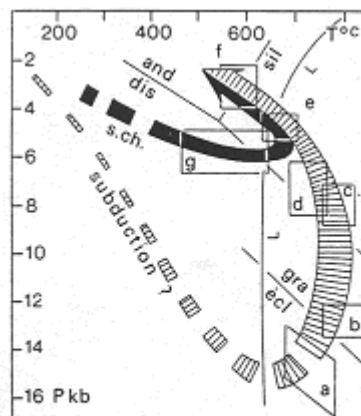
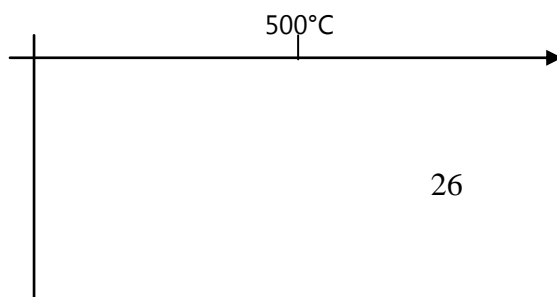


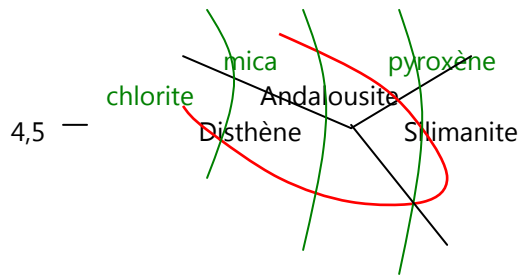
Fig.5 - Évolution prograde et rétrograde des unités dalradiennes du Massif Central français (d'après Kornprobst et al. 1996).

Les modifications des minéraux permettent d'avoir une idée du métamorphisme.

## A\ Métamorphisme de pression intermédiaire (Dalradien).

Ce métamorphisme a été décrit sur des roches détritiques. La pression est le facteur le plus rapide à se manifester. La température est longue à s'exprimer (car les roches sont de bons isolants thermiques).



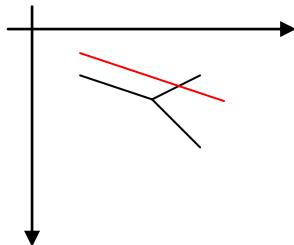


Ici, on lit mieux les variations de température que de pression. A haute pression, on pourra obtenir des grenats.

On trouve les associations : grenat-cordiérite ; cordiérite-silimanite ; cordiérite-andalousite.

C'est parce que l'on voit des minéraux apparaître et/ou disparaître que l'on peut donner le cheminement de la roche.

## B\ Gradient haute température (d'Abukuma de Riocke).



Ce gradient existe dans le Massif Central, dans la chaîne des Pyrénées. C'est un métamorphisme chaud limité dans l'espace.

On y trouve : des séricites (schistes à chlorite), des micaschistes à muscovite et biotite et des micaschistes à biotite et andalousite.

On a les séries :

- Séricite-chlorite.
- Muscovite-biotite.
- Muscovite-biotite-andalousite.
- Cordiérite-andalousite.
- Andalousite-grenat-muscovite-biotite
- Grenat-silimanite.

Quand le réchauffement est important, même la croûte continentale se met à fondre et il y a apparition de plutons.

Leucogranite : granites clairs, avec peu de ferromagnésiens (ce qui est normal, car c'est le manteau qui est riche en fer).

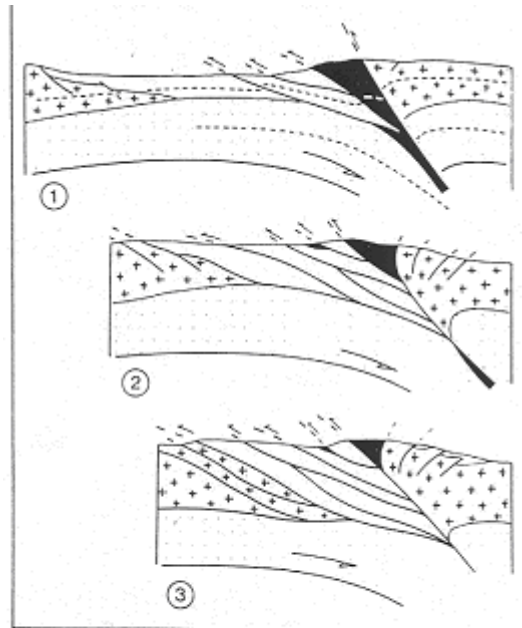


Fig.2 - Représentation schématique du développement d'un gradient prograde de pression intermédiaire ("dalradien"), d'après Komprobst (1996).

1 : on a une succession des différents chevauchements qui met en place une ceinture ophiolitique qui est la cicatrice de la disparition d'un océan.

3 : on obtient un système d'écaïlles qui permet un épaississement de la croûte.

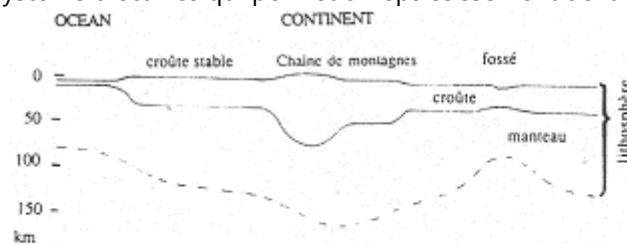


Fig.3 - Coupe schématique de la lithosphère continentale (d'après Caron et al. 1992).

Zone de collision avec épaississement.

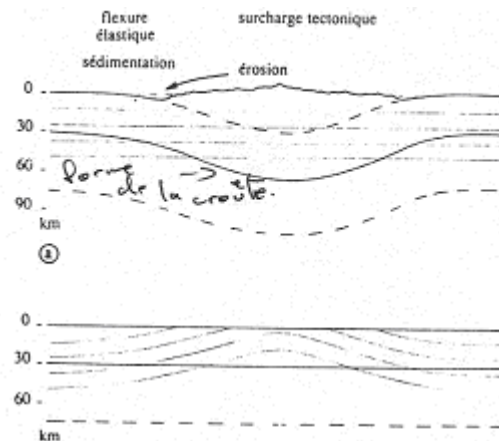
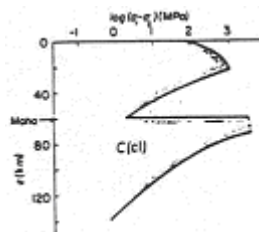


Fig.4 - Épaississement crustal et isostasie (d'après Caron et al. 1992).

- La surcharge due à l'épaississement est équilibrée en profondeur par des "racines" crustales, ainsi que par une flexion de la lithosphère élastique. Le déséquilibre morphologique tend à être nivelé par l'érosion et la sédimentation.
- Après érosion, il y a retour à une croûte d'épaisseur normale. Cela entraîne la déformation des anciennes surfaces horizontales (lignes bleues). Du matériel porté à 35 km de profondeur pourra ainsi venir à l'affleurement.

La croûte s'est épaissie et l'érosion supprime ce qui est superficiel en faisant apparaître ce qui est profond et qui a été modifié.

## C\ Extension post-collision.

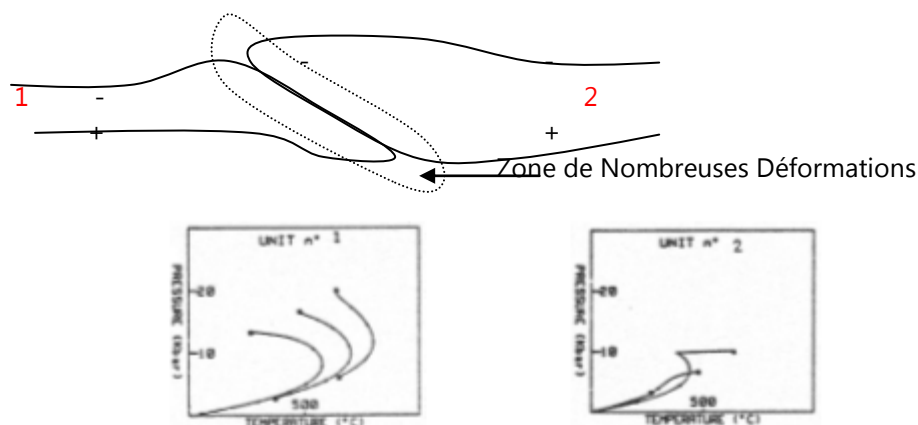


La résistance mécanique est fonction de la profondeur : R augmente avec un accroissement de pression.

A 350°C, on a une diminution de la résistance à cause du quartz qui se ramollie, jusqu'au Moho. A cette limite, la résistance ré-augmente fortement. A partir de 700-800°C, l'olivine va se ramollir et entraîner une diminution de la résistance.

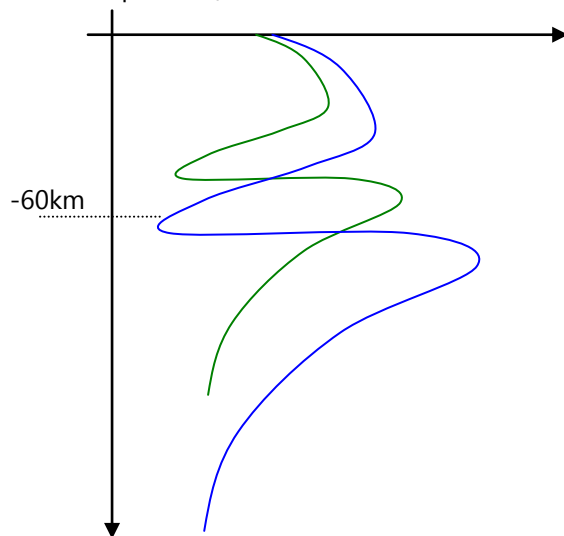
C'est un exemple valable pour les cas standards.

Dans ce cas :



La température diminue immédiatement car on ajoute dessous un sommet d'écaïlles froid.

On a d'abord une augmentation de température, le froid se met sous la couche chaude (possibilité de fusion partielle).



On obtient un domaine instable qui est dégradé par l'érosion et par un écoulement latéral.

Les déformations tardives. Elles arrivent dans les matériaux chauds, mais à cause de l'écoulement, s'étalent sous leur poids.

Au bout d'un moment, le système se retrouve de taille normale mais avec des cicatrices.