

STU

Univercité de jijel

Métamorphisme et Géodynamique



scan par Imadeddine
site : tajribaty.com

Introduction:

Le métamorphisme est un ensemble de transformation de couleur et de structure (forme) d'une roche (ou un ensemble de roche), lorsqu'elle est soumise à des conditions physico-chimiques (pression, température, composition chimique du système) différentes de son environnement d'origine. Ces changements se font à l'état solide, par dissolution, diffusion de la matière au niveau des contacts entre cristaux et recristallisation. Il n'y a en aucun cas de fusion de matière (domaine de magmatisme). On appelle « les blastes » les minéraux formés lors du métamorphisme et « les clastes » les minéraux formés avant le métamorphisme.

Les minéraux de métamorphisme comme tout système chimique, vont répondre aux variations des propriétés de leur environnement. Les minéraux se recristallisent, s'évaluent et changent de forme et de chimisme pour s'adapter aux changements de pression et de température. Il existe deux manières pour qu'un minéral se transforme et s'adapte :

- ❖ Il change de géométrie de son réseau (squelette). Comme pour les trois polymorphes de silicate d'alumine « andalousite, sillimanite et disthène » qui partagent le même chimisme Al_2SiO_5 .
- ❖ Il change les éléments chimiques qui le composent, soit partiellement (Chlorite--->(Biotite) ou complètement (minéraux argileux---->micas).

Les roches peu métamorphiques présentent une « schistosité ». C'est-à-dire un débit planaire de type ardoisier. Ce débit correspond à des plans de dissolution des minéraux de la roche soumise à un raccourcissement. Les roches plus métamorphiques présentent une « foliation ». C'est-à-dire un débit planaire formé par une alternance de lits de minéraux noirs et minéraux blancs.

I. Types du métamorphisme:

Deux types du métamorphisme :

1. Métamorphisme de contact ;
2. Métamorphisme régional ou général ;

1- Le métamorphisme de contact :

Comme son nom l'indique, il représente toute transformation d'une roche en contact direct avec une source de chaleur et/ou de pression qui puisse la transformer. Il est caractérisé par son étendu très limitée. Plusieurs métamorphismes sont produits :

- Le métamorphisme hydrothermal, se produit à partir du contact eau chaude-roche (péridotite + eau chaude = serpentine)
- Le métamorphisme cataclasique, se produit suite à une très forte tectonique qui génère une pression élevée pour donner des roches de « mylonite » et « mylonites métamorphisées ».
- Le métamorphisme de choc, se produit par la chute brutale d'une météorite sur une surface terrestre. ce contact engendre des températures et des pressions énormément élevées qui sont bien au-delà de celles atteintes dans le métamorphisme régional. Ce métamorphisme forme des minéraux de haute pression comme « la coésite » (quartz maclé).

- Le thermo-métamorphisme, c'est le plus important du métamorphisme de contact. Il présente une transformation minéralogique et une déformation de roches importantes et occupe des espaces plus larges que les précédents. Il est dans la plus part des cas, désignés par le métamorphisme de contact. Le thermo-métamorphisme se localise autour des intrusions magmatiques (pluton) formant des auréoles (zone métamorphisée) d'intensité de métamorphisme décroît en fonction de l'éloignement du pluton magmatique.

Le thermo-métamorphisme est celui qui se produit dans la roche encaissante en contact d'un intrusif. Lorsque le magma (intrusif) encore très chaud est introduit dans une séquence de roches froides (encaissant), il y a transfert de chaleur et cuisson de la roche encaissante aux bordures. Les minéraux de cette roche sont transformés par la chaleur et on obtient une roche métamorphique.

La largeur du métamorphisme sera fonction de la dimension de la masse intrusive. Elle est de quelques millimètres à plusieurs centaines de mètres, allant même à quelques kilomètres dans le cas de très grands massifs intrusifs. Les roches produites sont « des cornéennes » (voir diagramme P-T des faciès, page 6).

2- Le métamorphisme régional :

Ce métamorphisme est celui qui affecte de grandes régions. Le métamorphisme régional ou thermodynamique est à la fois contrôlé par des augmentations importantes de pression et de température. C'est le métamorphisme des racines de chaînes montagneuses. Ce métamorphisme produit trois grandes transformations :

- ❖ Une déformation souvent très poussée de la roche
- ❖ Le développement de minéraux dits métamorphiques
- ❖ Le développement de la schistosité et de la foliation métamorphique.

Ces dernières (schistosité et foliation), sont caractéristiques de ce type du métamorphisme. Les cristaux ou les particules d'une roche ignée ou sédimentaire seront aplatis et étirés par la pression sous des températures élevées et viendront s'aligner dans des plans de schistosité ou de foliation.

Dans le métamorphisme régional la roche se trouve soumise à une augmentation de pression, due au poids des roches situées au-dessus qui comprime les minéraux et a tendance à les orienter parallèlement à la surface (c'est la foliation). Une multitude de roches sera produite par ce type de métamorphisme, regroupée dans plusieurs faciès (schiste vert, schiste bleu, amphibolite...)



II. Les facteurs du métamorphisme :

L'augmentation de la pression, l'augmentation de la température et la présence des fluides, sont les principaux facteurs responsables des transformations métamorphiques :

1- L'augmentation de la pression :

Elle est responsable de la déformation et de la diminution du volume de la roche et par conséquent une recristallisation à forte densité (foliation) et un système cristallin moins complexe. Comme pour les silicates qui se cristallisent à la surface en « phyllo » et en profondeur en « tecto » (structure cubique simple).

2- L'augmentation de la température :

Elle provoque une instabilité du système rocheux. L'augmentation de la température est responsable de remplacement des minéraux de basse température instable par les minéraux de haute température plus stable.

3- Présence des fluides :

La présence des fluides (le plus souvent H_2O) décalent le solidus vers les basses températures (fig1). Les fluides en ques facilitent les réactions chimiques (à une pression et température données). Les zones déformées qui assurent la circulation des eaux sont le siège des recristallisations les plus complètes.

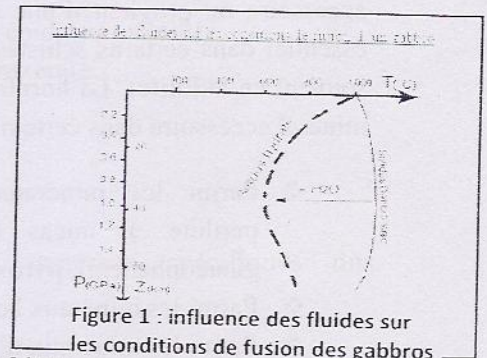


Figure 1 : influence des fluides sur les conditions de fusion des gabbros

III. La nomenclature des roches et des minéraux associés :

1- Les roches :

La nomenclature des roches métamorphiques est basée sur :

- ❖ La structure de la roche, comme pour les schistes et les schistes ardoisiers..., structure en feuillée, les cornéennes, roches très dures comme une corne.
- ❖ Le minéral le plus abondant qui constitue la roche (nom du minéral + ite = nom de la roche), comme la quartzite (> 85% quartz), Amphibolite (> 85% Amphibole), pyroxénite (> 85% pyroxène), tourmalinite (> 85% tourmaline), sanidinite (>85% sanidine)... il faut noter que certaines roches font l'exception de cette règle, comme la calcite (minéral), la roche est calcaire(>85% calcite), la dolomie (roche) formée par plus de 85% de la dolomite (minéral)...
- ❖ Les deux simultanément comme la micaschiste (structure en feuillée + (≈70%) micas), séricito schiste (structure en feuillée + (≥40%) séricite), chloritoschiste...
- ❖ Le nom de la roche associé au nom d'un minéral accessoire (andalousite, sillimanite, disthène, grenat, cordiérite, hornblende...) comme : schiste à andalousite, gneiss à sillimanite, micaschiste à grenat, cornéenne à hornblende...
- ❖ L'origine de la roche, sédimentaire ou ignée, on ajoute les préfixes, « para » (si sédimentaire) et « ortho » (si ignée). Comme les paragneiss et orthogneiss...
- ❖ Aucune règle définie comme les gneiss, cipolin...

Plusieurs roches métamorphiques peuvent être produites :

- ❖ Schiste ardoisier, schiste à schiastolite, schiste grésopélique, séricito schiste, chloritoschiste, amphiboloschiste...
- ❖ Micaschiste, micaschiste à grenat, à disthène...
- ❖ Gneiss, gneiss quinzigitique, granulite...
- ❖ Amphibolite, quartzite...
- ❖ Cornéenne à hornblende, à pyroxène...
- ❖ Schiste bleu,
- ❖ éclogite...

2- Les minéraux :

La roche par définition est une association de deux ou plusieurs minéraux. Une grande gamme de minéraux est rencontrée dans le domaine du métamorphisme. Ces minéraux sont subdivisés selon

l'origine, le chimisme, l'emplacement, l'environnement de la roche en plusieurs catégories : minéraux essentiels, minéraux accessoires, minéraux d'altération, les silicates de métamorphisme... Il est très évident qu'un même minéral présente plusieurs catégories. Il est à la fois essentiel dans une roche et accessoire ou provient d'une altération dans une autre roche. Exemple : la chlorite est un minéral essentiel dans certains schistes et est un minéral d'altération dans certains gneiss (la biotite s'altère souvent en chlorite). La hornblende est un minéral essentiel dans une amphibolite ou gabbro...et est minéral accessoire dans certains cornéennes....

- ❖ Parmi les minéraux essentiels : quartz, feldspath (orthose, microcline, plagioclase, perthite...), micas (muscovite, biotite...), amphibole (gédrite, actinote, hornblende, glaucophane...), pyroxène (hypersthène, augite, spodumène...) péridot (olivine, forstérite...)
- ❖ Parmi les minéraux accessoires : sphène, topaze, zircon, tourmaline, corindon, grenat...
- ❖ Parmi les minéraux d'altération : chlorite, séricite, épidote, calcite, oxyde de fer....
- ❖ les silicates de métamorphisme sont caractéristiques des roches aluminosilicate (Andalousite, disthène, sillimanite, cordiérite et staurotide.

IV. La texture des roches métamorphiques :

La texture d'une roche est définie comme l'ensemble des tailles relatives, formes et relations spatiales entre les grains ou au sein d'une roche (Fig.2). On n'utilise pas le terme « structure » qui peut s'appliquer à des formations à grande échelle (structure des nappes de charriage).

1- Texture granoblastique :

Les cristaux sont bien cristallisés et se présentent sous la forme de grains automorphes avec des contacts entre eux formant des angles de 120° (Fig. 2a). Les minéraux sont souvent quartz et feldspath.

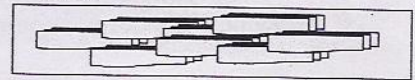


2- Texture lépidoblastique :

La roche est foliée et les blastes (minéraux formés pendant le métamorphisme) qui dessinent cette foliation sont des minéraux en feuillet (Fig. 2b) (des micas en générale).

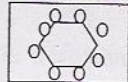
3- Texture nématoblastique :

La roche est foliée et cette fois les blastes sont des minéraux aciculaires (en forme d'un grain de blés, en baguette, en aiguille...) (Fig. 2c) (amphibole, épidote, tourmaline...).



4- Texture porphyroblastique :

La roche ne montre pas de foliation nette, et sa texture est dominée par de gros cristaux entourés de petits cristaux (Fig. 2d).



Gabro---formation de zoïsite, épidote, albite, amiante, ouralite (parasinite)---ortho amphibolite et orthopyroxénite.

- Séquence volcanique basique
 - ❖ Laves---formation schisteuse granulaire (à amphibole, épidote et albite)
 - ❖ Eclogite----parasinite---ortho amphibolite et ortho pyroxénite.

VI. Les paramètres du métamorphisme

1. Les isogrades

Ce sont des zones de métamorphisme repérées par des minéraux spécifiques dits «minéraux marqueurs».

2. L'intensité du métamorphisme :

L'intensité (ou le degré) du métamorphisme est la valeur de la pression et de la température de tel ou tel roche métamorphique. Cette intensité permet à la fois d'identifier les isogrades et les gradients de métamorphisme.

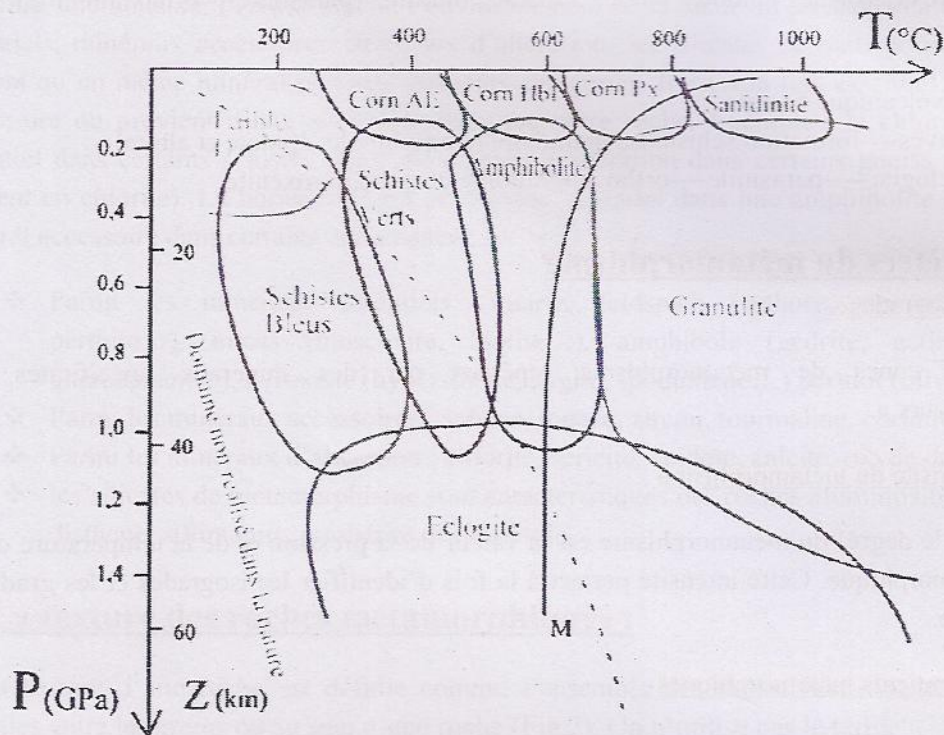
3. Les gradients métamorphiques :

La succession des étapes d'un métamorphisme, permet de définir plusieurs gradients métamorphiques, caractérisés par des conditions de pression et de température identique. Le gradient métamorphique peut présenter tout les degrés de métamorphisme. Trois principaux types de gradient métamorphique (Fig. 3) :

- ❖ Le gradient métamorphique de basse pression et haute température (type Abukuma) (environ 100°C/km). Caractérise les zones de divergence.
- ❖ Le gradient métamorphique de moyenne pression et moyenne température (type Barrowien) (environ 30°C/km). Caractérise les zones de collision.
- ❖ Le gradient métamorphique de haute pression et basse température (type Franciscain) (environ 10°C/km). Caractérise les zones de subduction.

Ces gradients métamorphiques qui caractérisent des zones en mouvement (divergence, collision et subduction) se traduits sur le diagramme (P-T) (Fig.), par la courbe $T = F(P)$. Par contre, La variation de cette courbe dans des zones stables est dite « le géotherme moyen ».

Lorsque la température diminue avec la diminution de la profondeur le gradient est « rétrograde ». Lorsque la température augmente avec l'augmentation de la profondeur (pression) le gradient est « prograde ».



VII. Localisation et faciès du métamorphisme :

1. Localisation du métamorphisme :

A quelques Km de profondeur, la lithosphère est essentiellement constituée des roches métamorphiques associées à des roches magmatiques. Les roches métamorphiques se forment dans tous les contextes géodynamiques (subduction, accréction, collision et intrusion magmatique...). Elles correspondent à des situations thermiques variées, pourvu que la température et la pression changent. C'est-à-dire si la situation thermique est modifiée et perturbée.

A l'affleurement, les roches métamorphiques sont surtout visibles dans les zones orogéniques, car dans ces zones épaissies de la lithosphère, les roches métamorphiques profondes sont remaniées à la surface.

On peut imaginer une séquence de roches de la surface vers les profondeurs comme suit ; (roche), sédimentaire---> diagenétique---> métamorphique---> anatexique---> magmatique.

2. Définition d'un faciès métamorphique :

La notion de faciès a été proposée par le géologue finnois « Pentti Eskola » en 1915. Un faciès métamorphique correspond à un assemblage de minéraux. Ces minéraux caractérisent des conditions physico-chimiques identiques lors de la formation des roches. Cet assemblage est indépendant de la composition chimique des roches. Les minéraux présents dans la roche sont donc des minéraux marqueurs des conditions initiales de pression et de température. Ainsi, chacun des faciès correspond à un domaine de pression et de température. Par exemple, l'Andalousite caractérise une Basse pression, tandis que la sillimanite caractérise une haute température.

L'observation des minéraux de chaque faciès, notamment sur terrain, fournit une méthode simple et précise pour l'étude du métamorphisme et plus précisément pour déterminer les caractéristiques de la formation des roches métamorphiques. Ainsi, la connaissance des minéraux métamorphiques permet de connaître les conditions de pression et de température de la formation des roches.

Les noms de faciès correspondent aux noms des roches de composition basaltique métamorphisées, dans des conditions de température et de pression propre du faciès. Par exp. La roche metabasite d'amphibolite et la roche métapelite de gneiss, font partie du faciès amphibolite.

3. Les séries de faciès métamorphique :

Sept principaux faciès minéraux sont (Fig. 4):

- Le faciès à Zéolite : (analcime, heulandite, laumontite), caractéristique de faible T° et P
- Le faciès des cornéennes : qui correspond à de très faible pression mais de forte température. Ce faciès est associé à un métamorphisme de contact.
- Le faciès de schiste vert : (épidote, chlorite, actinote), caractéristique de faible pression (100-900MPa) et de température moyenne (200-500°C)
- Le faciès de schiste bleu : (glaucophane, épidote, actinote), caractéristique de pression moyenne (600-1400Mpa) et de température moyenne (200-500°C)
- Le faciès des amphibolites : (plagioclase, hornblende) pour des pressions moyennes (200-1300Mpa) et des températures moyennes (400-80°C)
- Le faciès des élogites : (omphacite, grenat, jadéite, coésite), correspond à des très hautes pressions (de 900 à plus de 2200Mpa). Autrement dit à de très grandes profondeurs et à des moyennes à hautes températures (300-1200°C)
- Faciès des granulites (pyroxène, grenat), caractéristique de très hautes températures (> 700°C) et des pressions moyennes à hautes (200-1800°C).

4. Le diagramme Pression-température (P-T) des principaux faciès :

Dans le diagramme P-T, le géotherme moyen indique l'augmentation de la température en fonction de la profondeur à l'intérieur d'une plaque lithosphérique continentale (zone stable). Donc c'est une augmentation anormale. Par ailleurs, on observe que les roches métamorphiques enregistrent le plus souvent des conditions thermiques anormales et différentes de celles du géotherme moyen. Car, le métamorphisme en question, se développe dans des zones lithosphériques en mouvement (zones orogéniques). L'enregistrement des conditions thermiques anormales des roches métamorphiques s'explique par l'existence de tels ou tels gradients métamorphiques. Ces derniers ne coïncident jamais avec le géotherme normal.

Dans le diagramme P-T, le point triple (And-Dis-Sill) (A-K-S) est donné à titre de repère. Dans ce diagramme, les roches métamorphiques couvrent un grand domaine, depuis les basses températures, limite supérieure, (domaine sédimentaire ou diagénétique) jusqu'aux hautes températures, limite inférieure, [domaine d'anatexie (fusion partielle de la roche) ou magmatique (fusion totale de la roche)].

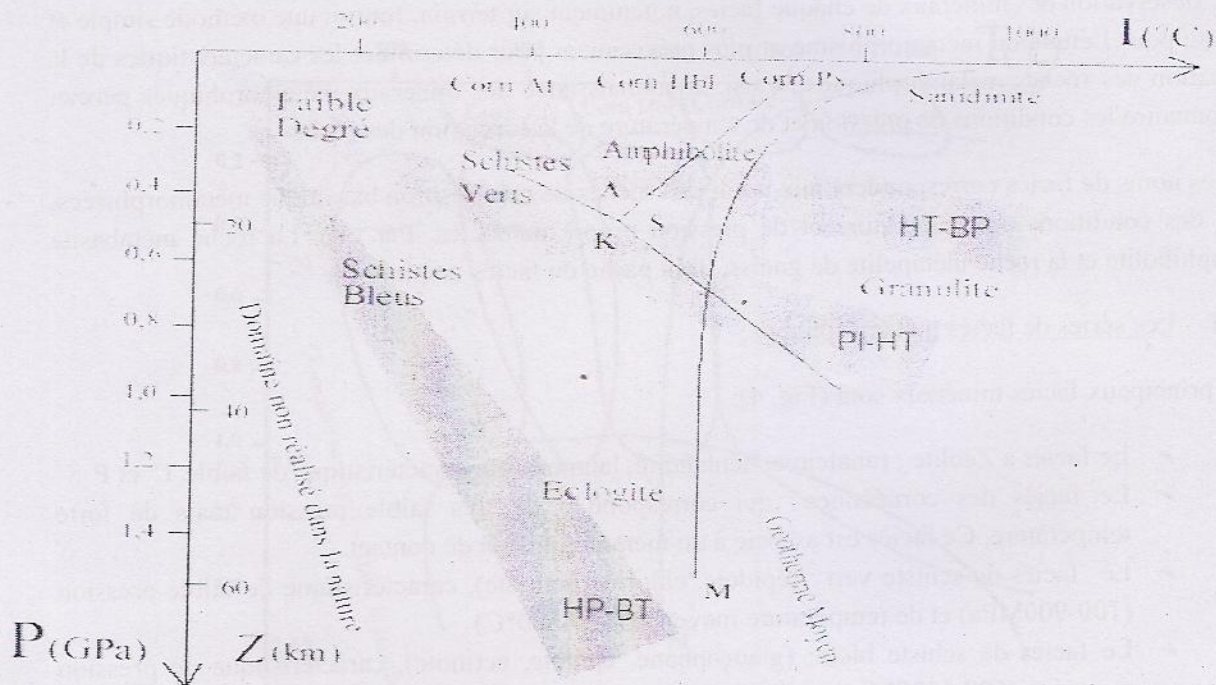


Figure 4 : Principaux faciès métamorphiques dans un diagramme Pression - Température.

domaine à gauche de la figure, à HP, très BT n'est pas réalisé dans la nature, sur la terre. La diagenèse marque la limite du domaine « Faible Degré » (lequel englobe les faciès métamorphiques « Zéolite » et « Prehnite - Pumpellivite »). La courbe d'anatexie (M) indique la limite entre le domaine des transformations à l'état solide du métamorphisme et celui du magmatisme. Cette limite est mouvante, ce qui explique la présence de faciès métamorphiques à plus HT.

Les trois domaines grisés (HP-BT, PI-HT et HT-BP) matérialisent les évolutions métamorphiques régionales les plus souvent enregistrées par les roches du métamorphisme régional. On parle de gradients métamorphiques. Le gradient métamorphique de hautes pressions - basses températures (HP-BT) indique que lorsque la pression (c'est à dire la profondeur) augmente, la température reste faible. C'est l'inverse dans le cas du gradient métamorphique de hautes températures - basses pressions (HT-BP). L'augmentation de pression est modérée dans le cas du gradient métamorphique de pressions intermédiaires - hautes températures (PI-HT).

Les faciès du métamorphisme de contact (ou métamorphisme thermique se développant à la périphérie d'un massif plutonique) sont Corn AE : cornéenne à albite et épidote, Corn Hbl : cornéenne à hornblende, Corn Px : cornéenne à pyroxènes et Sanidinite.

Le diagramme (P-T) montre que certains faciès métamorphiques existent au-delà de cette courbe d'anatexie. Cela c'est expliqué par la position variable de cette courbe dans le champ P-T qui dépend de la composition des roches, mais surtout de la nature et de la pression partielle des fluides (H_2O , CO_2 ...).

VIII. Situation thermique de la lithosphère, dans l'espace et dans le temps:

1. Introduction :

La terre est conditionnée depuis sa genèse, pour son évolution thermique. Donc par la dissipation de l'énergie thermique qui fait fonctionner la machine terre. Volcanisme et flux de chaleur sont des exemples manifestes de l'énergie thermique interne du globe ; ils résultent des transferts de la chaleur depuis les profondeurs du globe vers la surface, associés au lent refroidissement de notre planète. De même, la tectonique des plaques est liée à de vaste mouvement de convection dans le manteau dont le moteur est l'énergie thermique.

Les roches métamorphiques représentent de tels témoins sur les différents moments de l'histoire de la terre. Elles ont subi des transformations minéralogiques à l'état solide, lorsque la température (T°), la pression lithostatique (PL) et la pression des fluides (PF) changent. Or la pression PL et la T° sont fonction de la profondeur.

1. Hétérogénéité thermique dans l'espace :

La terre n'est pas un monobloc. Elle est formée de zones tantôt stables (plaques lithosphériques stables) et tantôt actives (ride médio-océanique, subduction...). La répartition des isothermes dans ces différents sites est hétérogène (Fig. 5).

« La ride médio-océanique » se localise à la verticale des parties ascendantes des cellules de convection du manteau. Cette montée du manteau chaud et le transfert de magma basique qui lui est associé, à l'origine de la lithosphère océanique, engendrant un transfert de chaleur considérable vers la surface (Fig. 5a). Les courbes isothermes y sont très « resserrées ». La température augmente rapidement avec la profondeur. Ce qui est représenté par un géotherme élevé. C'est-à-dire très proche de l'axe des températures (Fig. 5b, courbe C).

A l'intérieur du globe terrestre, en s'éloignant de la ride, les plaques lithosphériques nouvellement formées se refroidissent et deviendront « plus stables ». Les courbes isothermes s'espaceront et le géotherme s'écarte de l'axe des températures jusqu'à une valeur moyenne qui n'évoluera pratiquement plus (Fig. 5a). On appelle ce géotherme, « moyen ou normal » de la lithosphère océanique. Celui-ci n'est pas significativement différent du géotherme moyen dans la lithosphère continentale (Fig. 5b, courbe A et B).

« Dans la zone de subduction », la lithosphère océanique froide s'enfonce dans le manteau chaud. Elle ne se réchauffe que lentement, car les roches ont une mauvaise conductivité thermique. En conséquence, les isothermes vont s'enfoncer dans le manteau et le géotherme se rapproche de l'axe des pressions et matérialise une augmentation faible de la température en fonction de la profondeur (Fig. 5a).

La situation thermique de la Lithosphère est hétérogène dans l'espace :

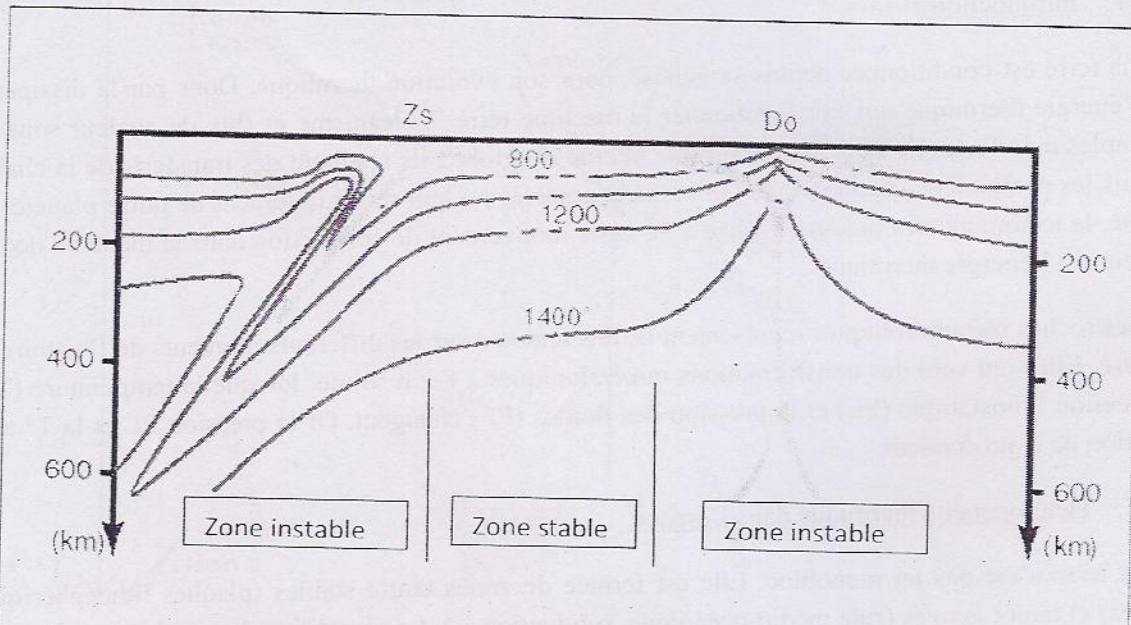


Figure 5a : Répartition des isothermes (en °C) dans le manteau supérieur du globe. Ce schéma est une situation idéalisée de la partie supérieure du globe, dans le cadre de la Tectonique des Plaques. Do est la dorsale océanique, à la verticale des parties ascendantes des cellules convectives du manteau (flèches) et Zs est la zone de subduction, à la verticale des parties descendantes. Aux limites des plaques (zones instables), le transfert de chaleur est essentiellement advectif ; il est essentiellement conductif à l'intérieur (zones stables). (modifié d'après Kornprobst, 1989)

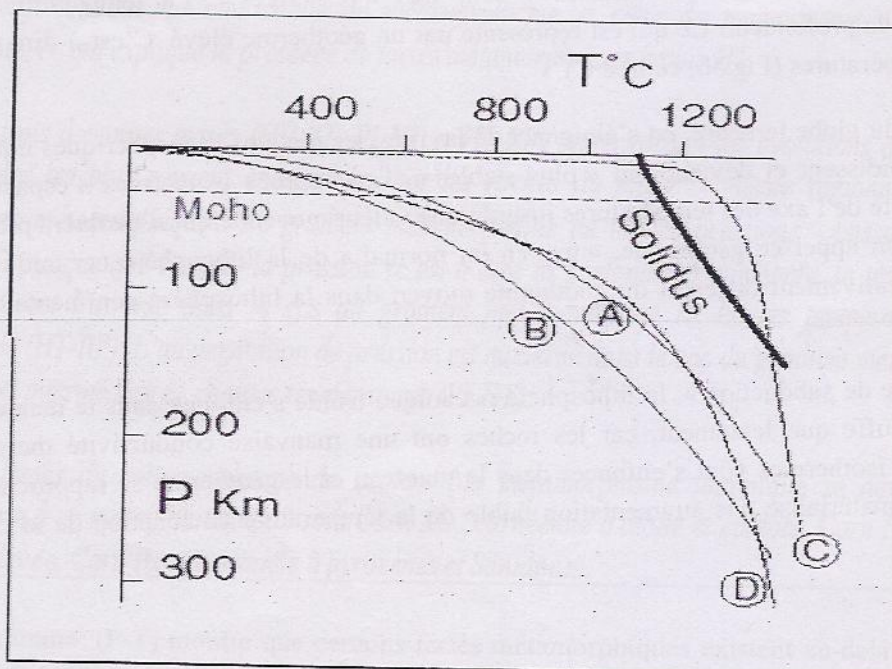


Figure 5b : Géothermes contrastés dans la lithosphère - continentale "jeune" (A) et "vieille" (craton précambrien : B), - océanique, à l'aplomb de la ride (C) et à 1000 km de la ride (D).

De telles courbes sont obtenues par modélisation mathématique. La limite inférieure de la croûte continentale (Moho) et le solidus du manteau (Solidus) - conditions au delà desquelles celui-ci commence à fondre - sont également représentés.

1. Hétérogénéité thermique dans le temps :

Les situations dans la figure 5 ne sont pas immuables. Le fonctionnement de « la ride » peut s'interrompre. Les isothermes s'espaceront pour revenir vers une situation « normale » d'une plaque stable. La zone de « subduction » peut également s'arrêter de fonctionner et les isothermes remonteront, ou bien la convergence peut se poursuivre jusqu'à disparition de l'océan et le régime thermique de « la collision continent-continent » qui en résulte sera bien différent. Cette « collision » provoque un redoublement de la croûte continentale (Fig.6a). Lorsque la croûte est épaissie (grande profondeur), lors d'une collision, le géotherme se déplace vers les hautes températures (Fig. 6b), dépassant le géotherme moyen vers un géotherme extrême (jamais atteint), que nous appellerons « collision ». Celui-ci correspond à la situation thermique d'une croûte redoublée, qui persisterait dans cette situation indéfiniment, ce qui n'est évidemment pas le cas, car une telle situation est gravitement instable.

Dans les périodes les plus précoces de l'histoire de notre planète, le régime thermique était significativement différent du régime actuel. Les géothermes de la période archéenne (2500-3800 ma) étaient beaucoup plus élevés qu'ils ne le sont à l'heure actuelle.

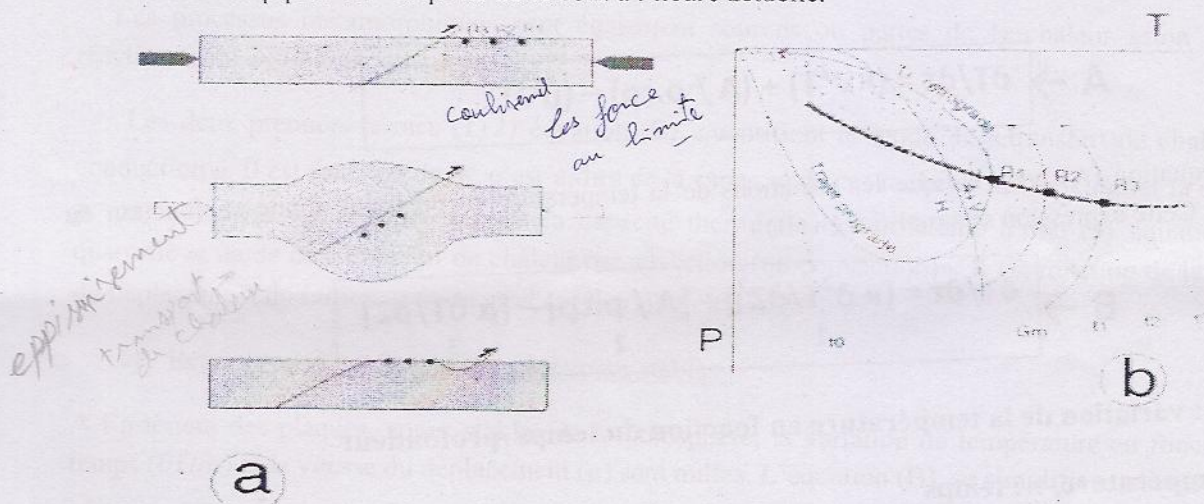


Figure 5 : Relation entre trajectoires P-T-t des roches, géothermes et gradient métamorphique lors d'une collision continent - continent.

- a : schéma de l'épaississement et de l'amincissement de la croûte continentale.
 - b : Trajectoires PTt des roches R. Au cours de l'épaississement, les roches, chevauchées, s'enfoncent rapidement. A cause de la mauvaise conductivité thermique, elles ne se réchauffent que lentement. Dans le diagramme PT, elles suivront des trajets proches de l'axe des P. Le géotherme se déplace vers les basses températures (t0). Lorsque la convergence s'interrompt, les roches se réchauffent tandis qu'elles commencent à remonter (P diminue tandis que T augmente encore). Le géotherme évolue vers les hautes températures (t1, t2, t3). Lorsque la remontée s'accroît, P et T diminuent ensemble. Gm : géotherme moyen dans la lithosphère continentale.

Au cours du trajet prograde, les roches modifient leur minéralogie en franchissant des réactions de déshydratation du type : $H = A + V$ où H est un assemblage de minéraux hydratés, A de minéraux anhydres et V la phase vapeur (H_2O). Cette vapeur libérée par la roche, de faible densité, remonte vers la surface. Au cours du métamorphisme rétrograde, lorsque T diminue, de telles réactions sont franchies en sens inverse, mais la vapeur nécessaire à leurs réalisations, n'est plus disponible : les associations minéralogiques de plus hautes T persistent. Elles matérialisent le gradient métamorphique (en tirets). Les intersections entre les trajets PTt et les géothermes montrent que les roches n'atteignent pas leurs pics en température au même moment. Ainsi, le gradient métamorphique, qui enregistre ces « pics », n'a pas d'existence à un temps donné.

IX. Sources et transfert de la chaleur :

1. Introduction :

La répartition de la chaleur dans le globe résulte de différentes sources et des modes de transfert de cette chaleur. Les sources de chaleur se répartissent à tous les niveaux du globe ; il s'agit principalement de :

- ❖ La chaleur initiale, liée à l'accrétion de notre planète à son origine
- ❖ La chaleur latente de cristallisation du noyau
- ❖ La chaleur produite par la désintégration des éléments radioactifs, localisés dans le manteau supérieur et la croûte continentale. Ils représentent donc une source de chaleur considérable dans la croûte continentale.

2. Equations de répartition de la chaleur dans le globe :

L'équation de la chaleur ci-dessous (A), nous permet de mieux comprendre comment cette chaleur va se répartir dans le globe :

$$A \rightarrow \partial T / \partial \tau = (\kappa \nabla^2 T) + (A / \rho \cdot c_p) - (\mu \nabla T)$$

L'équation (A) nous indique les variations de la température en un point donné en fonction du temps. Cette expression se simplifie en (B) :

$$B \rightarrow \partial T / \partial \tau = \underset{1}{[\kappa \partial^2 T / \partial Z^2]} + \underset{2}{[A / \rho \cdot c_p]} - \underset{3}{[\mu \partial T / \partial Z]}$$

$\partial T / \partial \tau$: variation de la température en fonction du temps / profondeur

T : Température, τ : temps

1 { κ : diffusivité thermique
 $\partial^2 T / \partial Z^2$: gradient thermique } Le mode de transfert de la chaleur par conduction \Rightarrow D'origine : chaleur latente ou chaleur initiale

2 { A : Désintégration des éléments radioactifs
 ρ : Masse volumique
 c_p Capacité thermique qui mesure la chaleur nécessaire pour faire augmenter 1° par volume unitaire de la roche } Le mode de transfert de la chaleur par conduction

$$3 \left\{ \begin{array}{l} \mu: \text{vitesse du déplacement} \\ \partial T / \partial Z: \text{gradient thermique} \end{array} \right\} \quad \text{Le mode de transfert de la chaleur par advection}$$

Les paramètres (1 +2) = diffusion de la chaleur

Le paramètre (3) = transfert de la matière (chaleur)

S'il on considère que les transferts verticaux (à la vitesse μ), en fonction de la profondeur z . Cette équation fait apparaître les principaux modes de transfert et de production (ou de perte) de la chaleur.

- Exemple : dans la croûte continentale, la production de la chaleur est essentiellement liée à la désintégration des éléments radioactifs, c'est le paramètre (2) de l'équation (B). on doit y ajouter la chaleur initiale ou latente de la cristallisation du magma, c'est le paramètre (3) de l'équation (B).

Les processus métamorphiques sont également sources ou pertes de la chaleur selon que les réactions sont exo-ou-endothémique.

Les deux premiers termes (1+2) équation (B), quantifient le mode de « transfert de chaleur par conduction ». Il est fonction de K c'est-à-dire de la capacité de ces roches à laisser circuler la chaleur. ρ est la masse volumique, C_p est la capacité thermique. Le troisième terme (3) équation (B), quantifie le mode de « transfert de chaleur par advection (ou convection) ». Il est fonction de la vitesse du déplacement du milieu μ et du gradient thermique $\partial T / \partial Z$.

a) Répartition de la chaleur dans les zones stables :

A l'intérieur des plaques, zones stables de la lithosphère, la variation de température en fonction du temps ($\partial T / \partial \tau$) et la vitesse du déplacement (μ) sont nulles. L'équation (B), se simplifie et s'écrit alors :

$$\kappa \partial^2 T / \partial Z^2 = - A / \rho . c_p$$

ou

$$\partial^2 T / \partial Z^2 = - A / K$$

avec $\kappa = K / \rho . c_p$ où K est la conductivité thermique. Le transfert de chaleur est essentiellement contrôlé par la conduction. La solution de cette expression est l'équation d'une parabole :

$$T(Z) = -A/K . Z^2 + Q_0/K . Z + T_0$$

Q_0 : flux de la chaleur (quantité de chaleur qui traverse une surface en un temps donné)

T_0 : température de la surface.

Ceci est l'équation d'un géotherme dans une plaque stable (Fig. 4). On peut calculer des géothermes dont les formes varient en fonction de Q_0 , K et A . en effet, la valeur de ces paramètres varie significativement en fonction de la nature des roches. Dans la lithosphère océanique, pauvre en éléments radioactifs, la production de chaleur est bien plus faible que dans la lithosphère continentale. La répartition verticale de ces éléments est inégale, ainsi :

$A > 14 \mu\text{W/m}^3$ jusqu'à 16km de profondeur

$0.3 < A < 0.7 \mu\text{W/m}^3$ à la base de la croûte continentale

$A < 0.02 \mu\text{W/m}^3$ dans le manteau supérieur.

Ces valeurs nous permettent de comprendre pourquoi, lors d'un épaissement (Fig. 6a), les géothermes dépassent le géotherme moyen (fig. 6b). Dans ce cas, le dédoublement de l'épaisseur de la croûte (superficielle) engendre à la fois un dédoublement de la profondeur et des éléments radioactifs.

b) Répartition de la chaleur dans les zones instables :

Aux limites des plaques continentales, zones instables, les variations de température en fonction du temps ($\partial T/\partial t$) et la vitesse du déplacement μ ne sont pas nulles. Alors qu'il y a compétition entre les deux modes de transfert de chaleur. Dans les zones de subduction et les rides médio-océaniques. La vitesse du déplacement est grande. En conséquence, le terme advectif μ est grand devant le terme conductif. La température varie peu en fonction du temps (et par voie de conséquence, en fonction de la profondeur). Les roches se réchauffent peu en s'enfonçant dans la zone de subduction et se refroidissent peu à la verticale de la ride médio-océanique. On a donc, un étirement des isothermes dans le premier cas et un resserrement des isothermes dans le deuxième cas (Fig. 5a).

13-Facteurs et mécanismes du métamorphisme :

13-1-Introduction : Des roches, placées dans de nouvelles conditions de pression et de température recrystallisent, à l'état solide (Fig. 7b). L'étude de telles roches doit nous conduire à retracer les paléo-géothermes de l'époque à laquelle elles ont été métamorphisées. Notons que P peut être assimilée à la pression lithostatique qui est une fonction directe de la profondeur : $P = \rho \cdot g \cdot z$ où ρ est la masse volumique des roches, g , l'accélération de la pesanteur et z , la profondeur. La « pression orientée », qui est liée à la contrainte tectonique, reste faible (qq. centaines de bars) et peut être négligée.

13-2-Equilibre chimique, évolution texturale et transformations minéralogiques:

13-2-1-L'équilibre chimique : La *paragenèse*, c'est à dire l'assemblage (l'association) de minéraux à l'équilibre dans une roche, dépend de la composition chimique d'une part et des conditions de P et T dans lesquelles se trouve cette roche. Les minéraux et assemblages de minéraux sont stables dans des intervalles de P et T ; ils sont en équilibre : ils sont en contact sans réagir. Lorsque ces conditions changent, l'assemblage de minéraux d'une roche change (Fig. 7).

13-2-2- L'évolution texturale et minéralogiques:

a) Introduction : Lorsqu'une roche est amenée à grande profondeur (P augmente), elle devient plus dense et son volume diminue. Or, les minéraux ne sont pas très compressibles. Aussi, les minéraux peu denses, stables en surface, sont remplacés, en profondeur, par des minéraux de densité supérieure. Lorsqu'une roche de surface, froide, s'enfonce dans le globe chaud, un échange de chaleur ΔQ se fait entre la roche, qui se réchauffe et son environnement. Dans la roche, Q et T augmentent de ΔQ et ΔT et par voie de conséquence le rapport $\Delta Q/\Delta T$ est positif. Ce rapport mesure la variation d'entropie

ΔS entre l'entropie de la roche "chaude" et celle de la roche "froide". Si ΔS est positif, c'est que l'entropie de la roche chaude est plus grande que celle de la roche froide. Mais qu'est-ce que l'entropie ? C'est le nombre de façons dont les constituants atomiques ou moléculaires peuvent se répartir dans un minéral (on dit encore que l'entropie mesure le désordre). C'est donc une caractéristique intrinsèque (essentielle) des minéraux. En conséquence, lorsqu'une roche est portée à H.T., son entropie augmente. L'entropie des minéraux variant peu, les minéraux de basses températures, à faible entropie, sont remplacés par des minéraux de hautes températures à entropie élevée.

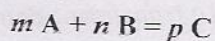
b) Différents types de transformations minéralogiques :

➤ **Transformation polymorphique:** Certains minéraux soumis à des nouvelles conditions de P et T ne changent pas leurs compositions chimiques mais ils s'adaptent par le changement de leurs structures cristallines. Exemple (Fig. 7A) : les silicates d'alumine (disthène, andalousite, sillimanite).

➤ Transformation par réaction entre différents minéraux :

Considérons une roche R contenant deux minéraux A + B, stables dans les conditions

P_0, T_0 (par ex., pour un sédiment, $P_0=1$ bar et $T_0=20^\circ\text{C}$). Si cette roche est portée dans de nouvelles conditions P_1-T_1 pour lesquelles A et B ne sont plus stables ensemble, ces minéraux ne peuvent plus coexister. Il en résulte une réaction inter-minérale (et chimique) entre A et B pour donner une nouvelle phase C (Fig. 7b):



m, n et p sont les coefficients stœchiométriques de la réaction, c'est à dire qu'ils indiquent la Proportion des minéraux intervenant dans la réaction.

A P_1-T_1 , la roche contiendra C + A ou B, en fonction des coefficients m, n et p et de la proportion de A et B dans la roche initiale, proportion qui est, bien sûr, fonction de la composition chimique de la roche. En règle générale, les processus métamorphiques sont *isochimiques*, c'est à dire qu'ils ne modifient pas significativement la composition chimique, à l'exclusion des éléments volatils. Lorsqu'il y a perte ou gain important des éléments non volatils, on parle de *métasomatose*.

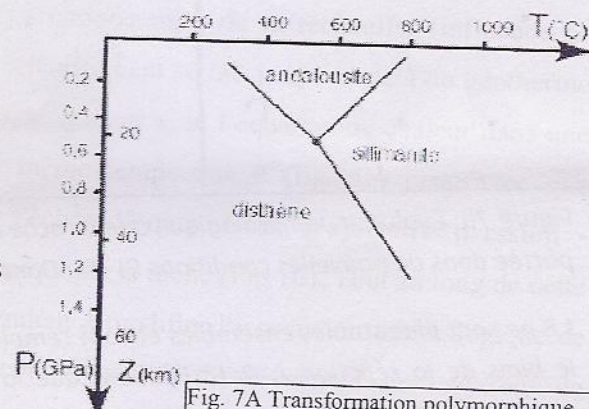
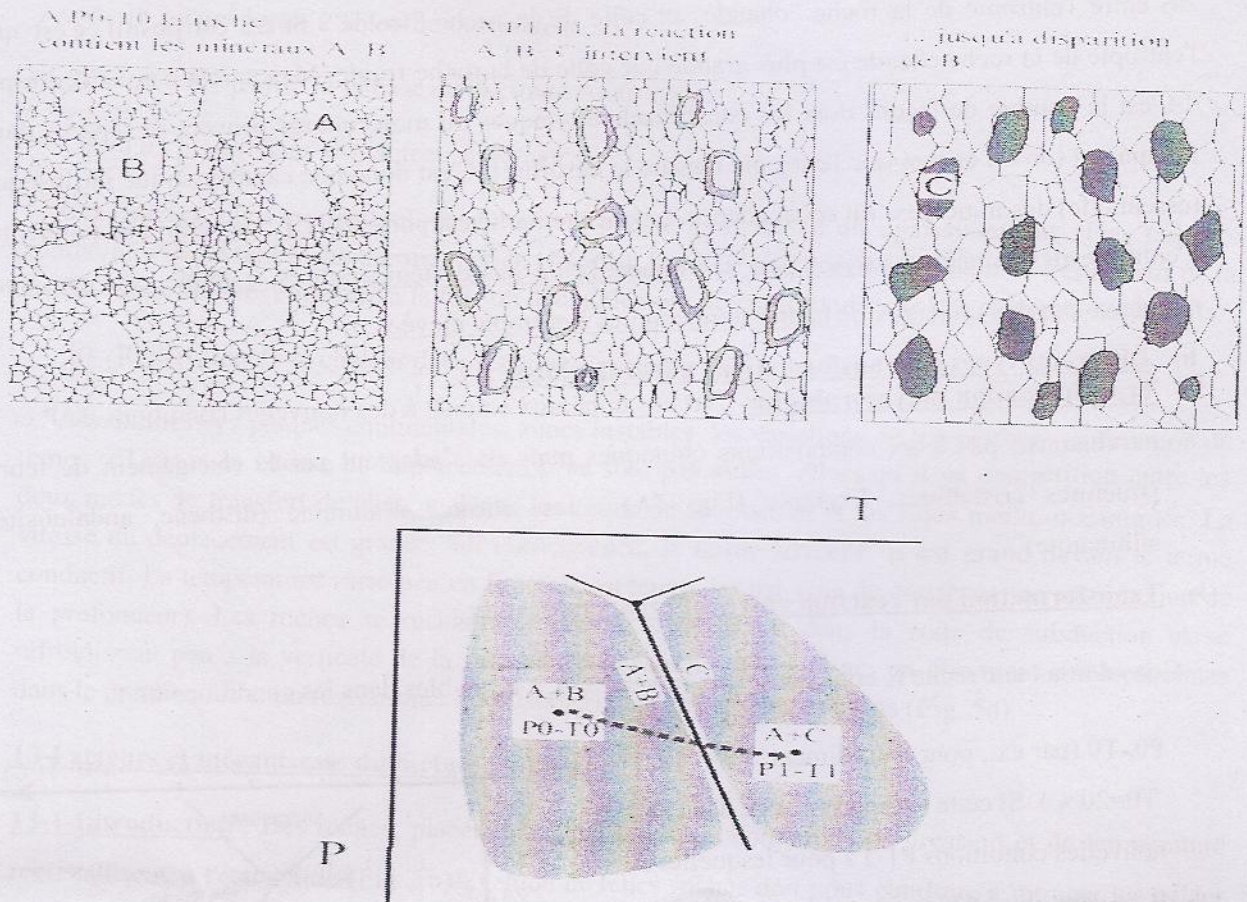


Fig. 7A Transformation polymorphique



13-3-Réactions et rôle de la phase fluide dans le métamorphisme:

La réalisation d'une réaction implique différentes étapes : la dissolution des phases réactantes (nécessitant la rupture de liaisons interatomiques), la migration des éléments jusqu'au site de nucléation (nécessitant une diffusion intra- et inter-cristalline), la nucléation des nouvelles phases et croissance de celles-ci. Il est nécessaire de fournir de l'énergie (l'énergie d'activation) pour franchir ces étapes. Différents facteurs favorisent ce processus :

- la vitesse de réaction est une fonction exponentielle de la température : plus T est grand, plus la vitesse de réaction est grande ; à T ambiante, celle-ci est proche de zéro.

- la recrystallisation est favorisée par la déformation : en juxtaposant les grains des minéraux réactants ; car la taille des cristaux diminue en se déformant et ceux-ci ont une énergie interne plus grande que les gros cristaux ; en facilitant la diffusion, par des mouvements aux joints des grains ; en facilitant la circulation des fluides.

- les fluides (en particulier H₂O) vont faciliter les réactions métamorphiques et décalent les solidus vers les Basses pressions (Fig. 1). Ils sont indispensables à la dissolution des phases, à la diffusion et la migration des éléments. La vitesse de réaction est extrêmement réduite en leur absence, même dans le cas de réactions dans lesquelles ils n'interviennent pas en tant que phase de la réaction.

13-4 Aspect cinétique :

Lorsqu'une roche, initialement à la surface d'une croûte d'épaisseur "normale" est impliquée dans une collision continent - continent (Fig.5), elle se réchauffe lentement tandis qu'elle s'enfonce (prédominance du terme « advection » de l'équation de chaleur). Lorsque la convergence s'interrompt, la croûte épaissie est en déséquilibre gravitaire et a tendance à s'amincir. L'échantillon va remonter vers la surface (P diminue), mais continue, dans un premier temps, de se réchauffer (influence du terme « conduction » de l'équation de chaleur). Ce réchauffement se fait jusqu'au delà du géotherme moyen de la croûte (influence du terme « production de chaleur » de l'équation de chaleur dans une croûte épaissie). Ensuite seulement, T diminue en même temps que P (fig. 5b) jusqu'à ce que l'échantillon arrive à la surface où nous pouvons l'échantillonner. Cette **trajectoire pression - température - temps** (P-T-t) représente le trajet thermique de la roche (Fig 10). Tout au long de cette évolution thermique, des *réactions minéralogiques* tendent à modifier l'association minéralogique de la roche afin que celle-ci soit compatible avec les conditions P-T du moment. Dans une zone de subduction (métamorphisme de HP-BT) ou d'accrétion magmatique (dorsale médio-océanique, métamorphisme de HT-BP.), nous avons souvent le terme « advection » de l'équation de chaleur qui prédomine.

14-Gradients prograde, rétrograde et l'importance de la phase fluide :

14-1- gradient prograde : Au cours de l'évolution prograde, la température et la pression augmentent, la déformation est intense et l'eau, libérée par les réactions de déshydratation, est disponible. Ce sont des conditions favorables à la réalisation des réactions. En conséquence, les processus de la recrystallisation sont plus rapides que la vitesse de l'évolution métamorphique, c'est à dire que la vitesse d'évolution de P et/ou T. Ainsi, les associations minérales des roches sont constamment réajustées : les réactions sont complètes et les roches ne gardent, en général, pas trace de leur histoire antérieure. A la fin du trajet prograde, l'association minérale à l'équilibre (appelée *paragenèse*) témoigne des conditions optimales et ne conserve qu'exceptionnellement des indices de l'évolution progressive depuis les conditions de basses températures et basses pressions (BT-BP) vers

les hautes températures et hautes pressions (HT-HP). Seules de rares zones préservées de la déformation peuvent montrer des indices du trajet prograde.

14-2- gradient rétrograde : Au cours de l'évolution rétrograde, Au cours de l'exhumation (lorsque l'échantillon est ramené vers la surface), la température et la pression diminuent, la déformation est limitée (localisée), l'eau n'est plus disponible et les processus de la recristallisation sont plus lents que les variations de la P et T. En conséquence, les réactions sont partielles, sont souvent des réactions de déshydratation et les roches métamorphiques conservent généralement le témoignage des conditions maximales qu'elles ont atteintes (fig. 5b).

L'importance de la phase fluide : du type : $H = A + V$ Lorsque T augmente (fig. 5b). H est un assemblage de minéraux hydratés (présence H₂O), A de minéraux anhydres (sans H₂O) et V la phase vapeur. Au cours d'un métamorphisme prograde (c'est à dire lorsque T et P augmentent), cette vapeur libérée par la roche, de faible densité, remonte vers la surface. Au cours du métamorphisme rétrograde, lorsque T diminue, de telles réactions sont franchies en sens inverse, mais la vapeur nécessaire à leurs réalisations, n'est plus disponible. On peut observer localement la superposition d'assemblages en déséquilibre qui montrent que les réactions rétrogrades ont débuté, mais n'ont pu se réaliser complètement. Le métamorphisme rétrograde est significatif dans les zones peu métamorphiques perméables ou le long de fissures et limites lithologiques le long desquelles circulent les fluides. Cependant, les nouveaux minéraux hydratés ont des volumes beaucoup plus importants que les minéraux précédents. Les fissures sont rapidement colmatées, interdisant la circulation des fluides et, de ce fait, la rétomorphose qui reste localisée.

15-Paragenèses des principales lithologies et limites des faciès :

La paragenèse des différents types de faciès métamorphiques montre une recristallisation dans une même gamme de conditions P, T. Nous avons plusieurs types de paragenèse

15-1La paragenèse de la série des metabasite (Voir, faciès métamorphiques) :

15-2-Certaines paragenèses de la série des métapélites :

Schiste bleu : disth+biotite+grenat+qz, **Schiste vert :** chlorite+disth+qz ±biotite±muscovite,

Amphibolite :

stortide+disth+grenat+biotite+muscovite+Fth(plagioclase+FK)+qz, **granulite :** sillimanite+cordièrite+grenat+ mica+qz, ...

15-3- Réactions qui limitent les faciès :

Les faciès montrent souvent des limites supérieures ou inférieures selon le degré du métamorphisme (Fig 8 et 9). Ces limites sont appelées isogrades qui sont caractérisées par l'apparition (isograde minérale+) ou la disparition (isograde minérale-) de tels ou de tels minérale. Ces isogrades sont calculés à partir des expériences couteuses au laboratoire ou à partir des formules mathématiques. Les réactions métamorphiques qui limitent les faciès dépendent de la nature de la roche originelle. Dans le métamorphisme régional, les roches argileuses fournissent après métamorphisme des métapélites

(Fig. 7), ou séquence pélitique, (silico-alumineuses Si, Al, Fe-Mg, K). [On peut regrouper dans ces métapélites, les roches métamorphiques d'origine granitique, les méta-granites ou séquence quartzofeldspathique (Si, Al, Na, K)]. Les roches basiques fournissent après métamorphisme des **métabasites ou métabasaltés** (Fig. 8) (séquence basique (Si, Al, Fe-Mg, Ca). [On peut regrouper dans ces métabasites, les roches métamorphiques d'origine ultrabasique (Si, Al, Fe-Mg) et méta-argilites (séquence calcaro-pélitique Si, Al, Fe-Mg, Ca)].

Exp1 : De l'apparition ou la disparition de phases cardinales (essentiels) et assemblage de type $A+B=C$ (*transformation par réaction*) dans les métabasites indiquant la limite (le passage) *Amphibolite-granulite* (Fig. 8): **Amphibole+plagioclase=orthopyroxène (opx) + (clinopyroxène) (cpx)+quartz (q)+V**

Exp2 : changement de composition d'une même phase (*transformation polymorphique*) dans les métabasite indiquant la limite (le passage) schistes verts à amphibolites (Fig. 8):

Plagioclase, ab (albite) \rightarrow Plagioclase (oligoclase) (enrichissement en Ca)

Amphibole (actinote) \rightarrow Amphibole (hornblende) (enrichissement en Al et Ca)

Dans le métamorphisme de contact, nous avons selon les séquences des roches initiales, et selon le degré du métamorphisme :

- 1. La séquence pélitique (métapélites), des schistes noduleux à andalousite et cordiérite passant à des cornéennes micacées à andalousite +muscovite +biotite +quartz +cordiérite \pm apatite \pm tourmaline. À métamorphisme plus fort, on obtient des cornéennes feldspathiques, à andalousite et feldspaths (microcline).
- 2. La séquence calcaréo-pélitique, les pélites calcareuses et les marno-calcaires sableux donnent des cornéennes calciques, nommées **tactites**, très variées : à épidote, amphibole (hornblende), grenat (grossulaire, andradite), pyroxène (diopside).
- 3. La séquence carbonatée, les calcaires et les dolomies donnent des cornéennes qui sont des marbres et des skarns.
- 4. La séquence basique et ultra basique, (V. diagramme des faciès, Fig. 4).

16-Métamorphisme et géodynamique :

Métamorphisme de contact et métamorphisme régional HP-BT :

Pour essayer de comprendre cette chronologie des processus métamorphiques, modélisons, de manière simplifiée, l'évolution géodynamique d'une chaîne (Fig. 10). L'histoire précoce d'une chaîne de montagnes résultant de la collision de deux continents, initialement séparés par un océan, débute dès l'ouverture de cet océan. Au stade précoce de cette ouverture (stade rift : Fig. 10A), le processus d'extension provoque un amincissement de la lithosphère continentale qui s'accompagne d'une remontée vers la surface de l'asthénosphère chaude. L'anomalie thermique importante qui en résulte

provoque un resserrement des isothermes et peut être responsable d'un métamorphisme de HT-BP (Fig. 10a) et de la mise en place de magmas basaltiques, d'origine mantellique, précurseurs de la croûte océanique, dans la croûte inférieure continentale amincie. Ultérieurement, lors de la fermeture de l'océan, une zone de subduction va s'initier sous une des marges passives ou sous la lithosphère océanique elle-même (Fig. 10B). La lithosphère océanique froide s'enfonce rapidement (plusieurs cm par an) dans le manteau. Compte tenu de la mauvaise conductivité des roches, celle-ci se réchauffe lentement, tandis que la pression augmente instantanément avec la profondeur. Cette lithosphère plongeante sera affectée d'un métamorphisme de faible gradient, de type HP-BT. Les roches suivront des trajectoires PT(t) (t=temps relatif) comme celle représentée sur la figure 10b. Si certains de ces échantillons sont ramenés rapidement à la surface tandis que le processus se poursuit, ils suivront quasiment la même trajectoire en sens inverse : c'est ce que l'on peut observer sur le pourtour péri pacifique. Lorsque la lithosphère océanique est subductée en totalité (Fig. 10C), une portion de la croûte océanique de la marge chevauchante peut venir "obduquer" la marge continentale. La semelle de cette nappe "d'ophiolites" peut être également le siège d'un métamorphisme de H.P. : c'est ce que l'on observe à la base de la nappe ophiolitique d'Oman. La trajectoire PT(t) parcourue par les roches d'une telle formation est sensiblement différente de celle de la figure 10B. Lorsque la dernière portion de lithosphère océanique est enfouie, la croûte continentale, amincie sur sa marge, peut être entraînée à son tour dans la subduction (Fig. 10D). Cependant, de densité plus faible que la croûte océanique, la croûte continentale ne peut s'enfoncer

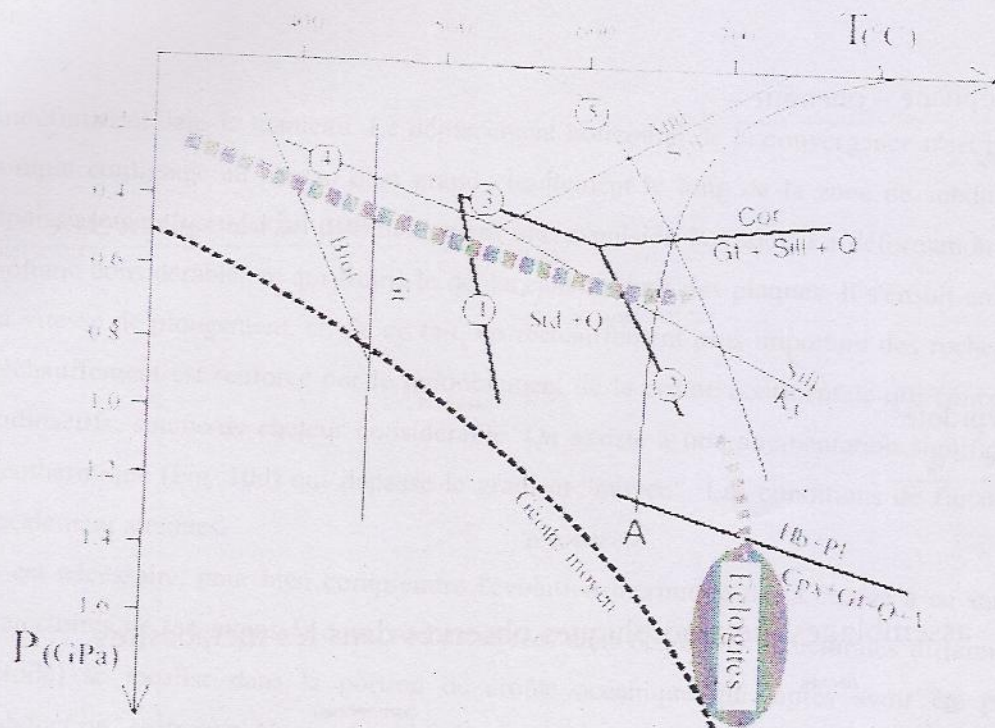


Figure 7 : Grille pétrogénétique montrant quelques réactions minéralogiques possibles dans les roches de composition pélitique. Les courbes de réaction, délimitant les champs de stabilité des principaux minéraux rencontrés dans les roches, sont représentées : Biot : biotite, Gt : grenat ; le domaine de l'association staurotide + quartz (Std + Q) est limité à basses températures par la réaction 1 : $\text{Chld} + \text{Als} = \text{Std} + \text{Q} + \text{V}$,

à hautes T par 2 : $\text{Std} + \text{Q} = \text{Gt} + \text{AlSi} + \text{V}$

et à basses pressions, par 3 : $\text{Std} + \text{Q} = \text{Cord} + \text{AlSi} + \text{V}$.

Réactions 4 : $\text{Ky} = \text{And}$ (à basses pression.

5 : $\text{Musc} + \text{Q} = \text{Feldspath potassique} + \text{SiAl} + \text{V}$ (côté hautes T) et M : courbe d'anatexie.

La position de ces réactions variant significativement en fonction de variation de la composition chimique des minéraux et de la nature des fluides intervenant au cours du métamorphisme. Les champs pointillé et hachuré (figurés à vérifier sur le dessin) représentent les domaines de recristallisation de deux roches du Massif Central français.

La paragenèse de R1 est biot - muscovite - grenat - sillimanite - plagioclase - quartz ; R2 est une migmatite à biotite -

muscovite - sillimanite - plagioclase - quartz. Flèche pointillée représente le gradient métamorphique de Pl obtenu en reliant les champs de différentes roches telles que R1 et R2. Le domaine de formation d lentilles d'éclogites présentes dans la même région est représenté. La petite flèche matérialise une portion de trajet PTt dont témoigne l'évolution minéralogique de ces éclogites (voir photo).

La réaction Clinopyroxène + Gt + Q + V = Hornblende + Plagioclase marque la limite du faciès des éclogites.

Le géotherme moyen est celui d'une plaque lithosphérique continentale. Notez que l'axe des T débute à 300°C.

AlSi : silicates d'alumine, c'est à dire And : andalousite, Ky : disthène ou Sill : sillimanite ; Musc : muscovite, Cord : cordiérite, Chld : chloritoïde, V : vapeur d'eau.

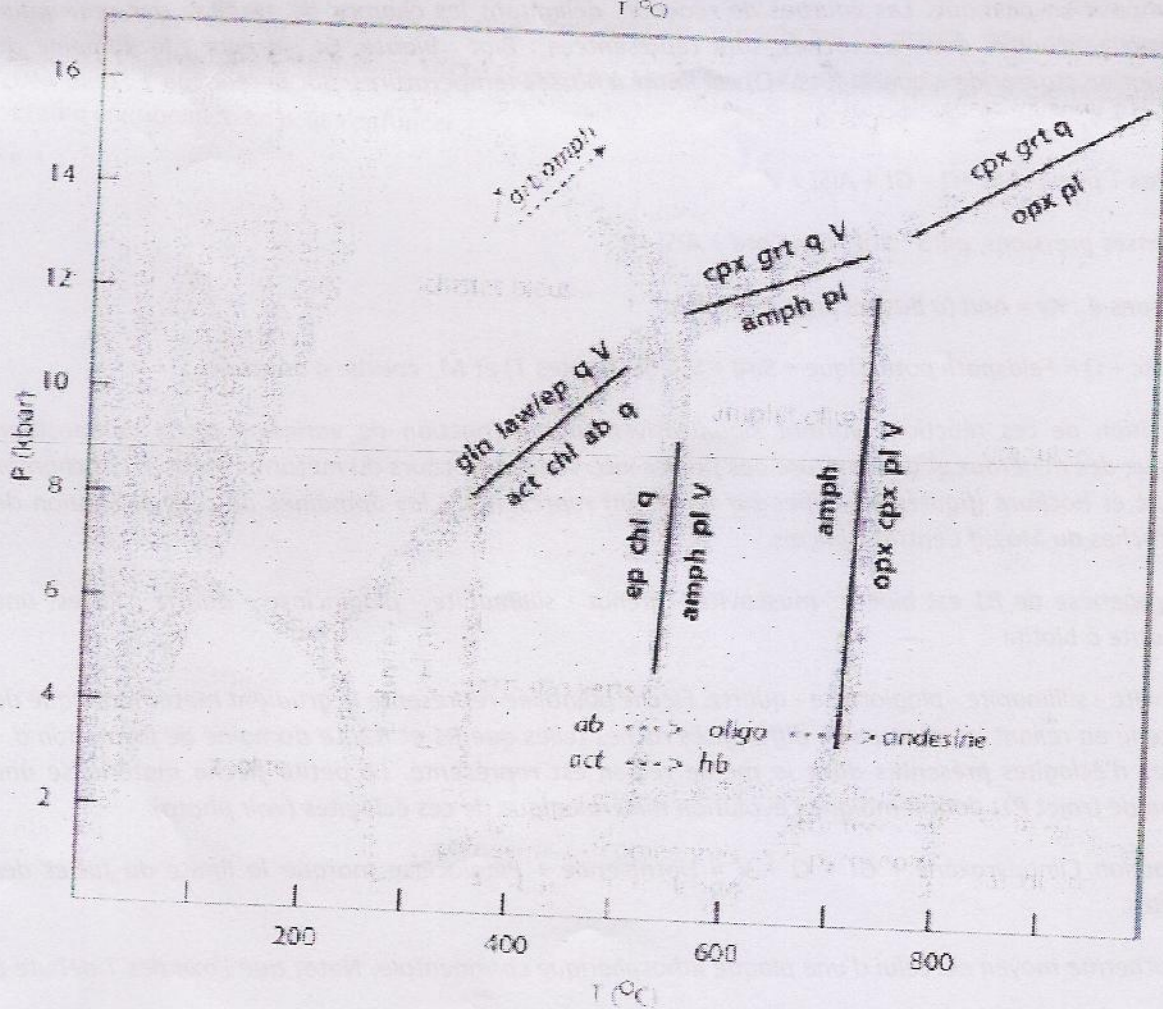
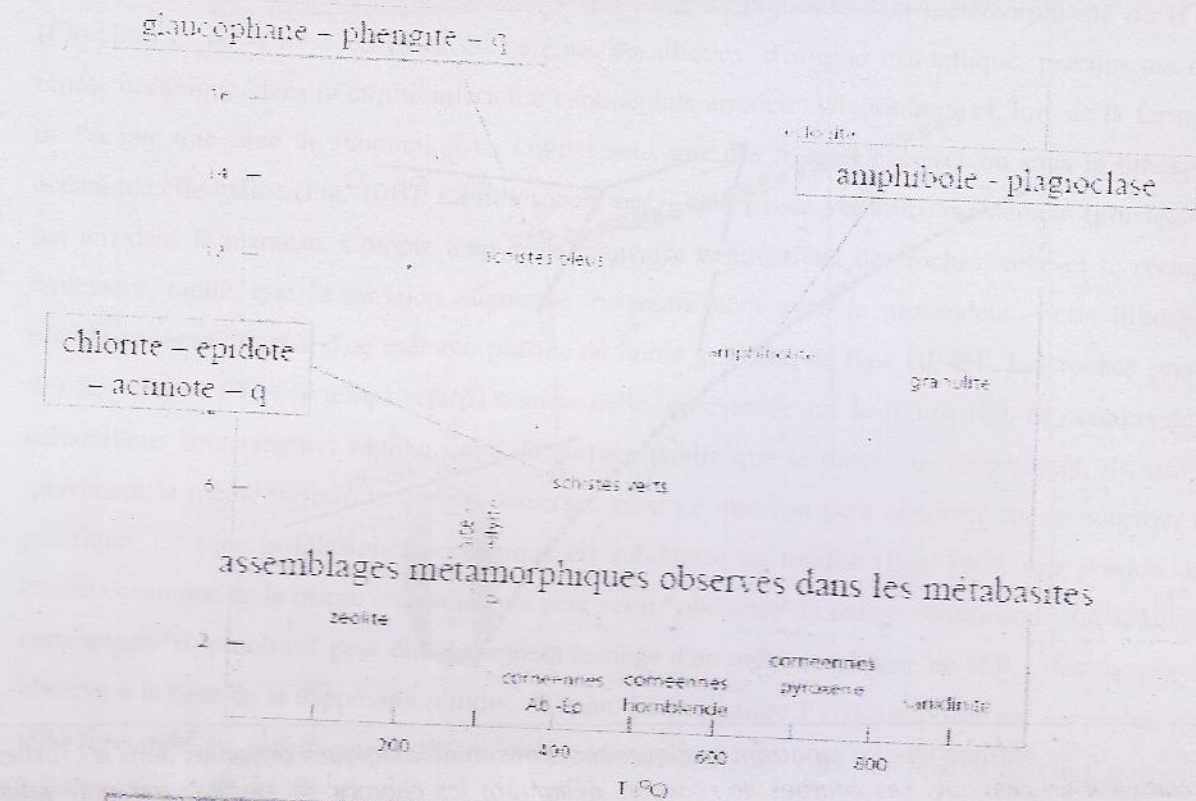


Fig. 8 : certains assemblages et limites de faciès métamorphiques dans les metabasites.

in

indéfiniment dans le manteau. Le déplacement horizontal de la convergence n'est plus absorbé par le simple coulisage au niveau d'un grand cisaillement le long de la zone de subduction mais par un épaissement vertical (et éventuellement une expulsion latérale). La déformation se répartit sur un volume considérable, ce qui freine le déplacement relatif des plaques. Il s'ensuit un ralentissement de la vitesse de plongement, et, de ce fait, un réchauffement plus important des roches. D'autre part, ce réchauffement est renforcé par le redoublement de la croûte continentale qui concentre les éléments radioactifs, source de chaleur considérable. On assiste à une augmentation significative du gradient géothermique (Fig. 10d) qui dépasse le gradient "moyen". Les conditions de l'anatexie peuvent être localement atteintes.

Il est nécessaire, pour bien comprendre l'évolution thermique de la chaîne à ce stade, de suivre les trajectoires de (au moins !) deux roches situées dans des unités structurales différentes. La première (étoile) se localise dans la portion de croûte océanique qui, après avoir été entraînée dans la subduction, se trouve pincée dans le chevauchement intra-continental qui matérialise la suture. La deuxième (rond) se trouve sur la partie superficielle de la croûte continentale chevauchée. La première roche, appartenant à la croûte océanique, a été subductée avant le début de la collision et a été transformée en éclogite de HP-BT. Au début de la collision, lorsque la croûte continentale est sous-charriée sous la croûte océanique, cette dernière est ramenée vers la surface tandis que le gradient thermique évolue vers de plus hautes T. La pression exercée sur l'éclogite diminue tandis que celle-ci se réchauffe, (Fig. 10d). Dans le même temps, l'échantillon de la croûte continentale chevauchée (sous-charriée) s'enfonce et se réchauffe dans les conditions du gradient métamorphique de PI. Par le jeu des déplacements relatifs de part et d'autre du chevauchement, les deux échantillons peuvent être mis en contact : ils ont alors une histoire thermique commune.

Ainsi, la collision n'arrête pas la convergence : en Himalaya, 40 Ma après la fermeture de l'océan, l'Inde continue de se rapprocher du bloc asiatique, avec une vitesse réduite de moitié. La déformation se propage vers les parties externes de la chaîne où métamorphisme et déformation sont de plus en plus récents (Fig. 10E).

Lorsque le mouvement de convergence s'interrompt, la croûte continentale épaissie est en déséquilibre gravitaire. Elle va s'amincir, par la combinaison de processus isostatique, tectonique et d'érosion, afin de revenir à l'épaisseur normale d'une croûte d'une lithosphère stable (Fig. 10F). Lorsque cet amincissement post-orogénique est contrôlé par une extension d'origine tectonique (Fig. 10G), les roches profondes et chaudes sont ramenées rapidement vers la surface et n'ont pas le temps de se refroidir (Fig. 10g). D'autre part, l'extension, en permettant la remontée de l'asthénosphère chaude (favorisée par un processus de délamination ou détachement de la lithosphère mantellique : (Fig. 10) et de magmas basiques dans la croûte inférieure, s'accompagne d'une anomalie thermique importante.

Cette anomalie thermique, d'origine mantellique, accentue l'augmentation du gradient géothermique vers les hautes températures : les roches, ramenées rapidement vers la surface, témoigneront d'un gradient métamorphique de HT-BP (Fig. 10g). Par ailleurs, la chaleur fournie est suffisante pour provoquer une anatexie volumineuse, nécessaire pour produire une quantité de magma granitique susceptible de migrer vers les parties superficielles de la croûte, laissant dans la partie profonde un résidu réfractaire ultra-métamorphique. C'est le processus de la *différenciation intracrustale*. Si l'extension post-orogénique se poursuit, la lithosphère pourra évoluer à nouveau vers l'océanisation (Fig. 10A).

En fait, les roches métamorphiques ne préservent que peu d'indices des trajectoires représentées sur les figures 10 de « a → g ». Ce ne sont que les conditions des gradients de PI ou BP qui seront essentiellement visibles. Les conditions précoces, de HP, ne seront qu'exceptionnellement conservées sous forme de *reliques* lenticulaires de petite dimension (parfois inférieur au mètre !).

Ce modèle de l'évolution thermique d'une chaîne de montagnes est très simplifié. De nombreuses trajectoires PT(t) peuvent être tracées pour des roches dans des positions structurales variées à l'intérieur de la chaîne (Fig. 9).

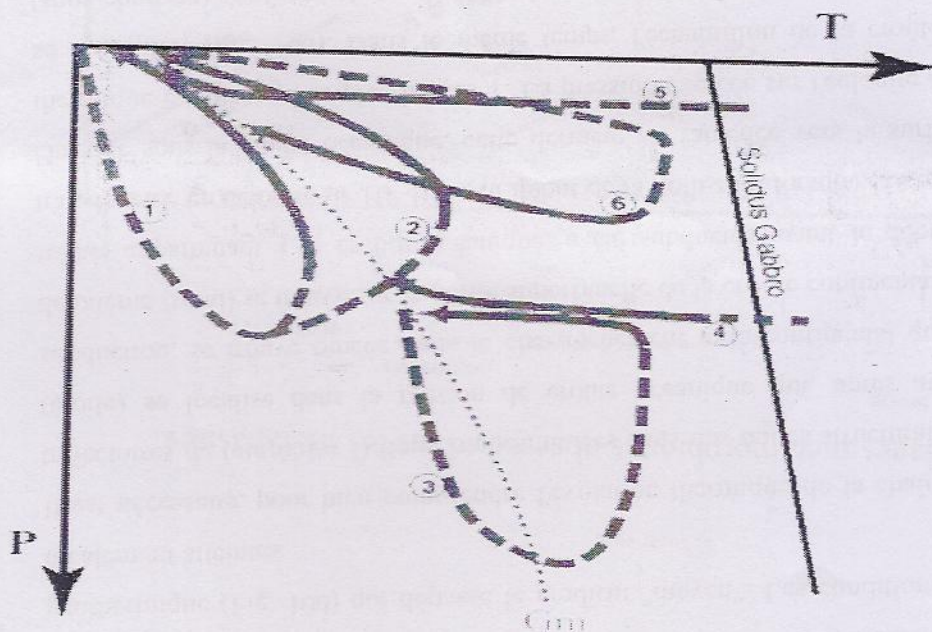


Figure 9 : Exemples de trajectoires P-T-t produites dans différents contextes géodynamiques. 1 et 2 : roches (R) au sommet de la croûte continentale chevauchée lors d'une collision continent - continent (R de la fig. 5a) et remontant à des vitesses variables ($v_1 > v_2$). 3 : R à la base de cette même croûte (exhumation rapide contrôlée par une tectonique extensive) ; 4 : roche magmatique (basique) mise en place et refroidissant à la base d'une croûte continentale en extension. Un nouvel événement orogénique est nécessaire pour ramener les roches 3 et 4 à la surface. 5 : gabbro mis en place et refroidissant dans la croûte océanique. 6 : épaississement accompagné d'intrusions magmatiques. Les portions « roses » (à rectifier en fonction du dessin) de ces trajets sont les seules susceptibles d'être préservées par les paragenèses des roches. En conséquence, on remarque que les portions préservées des trajets 3 et 4 permettent difficilement de faire la distinction entre les deux. Gm : géotherme moyen; S : solidus gabbro.

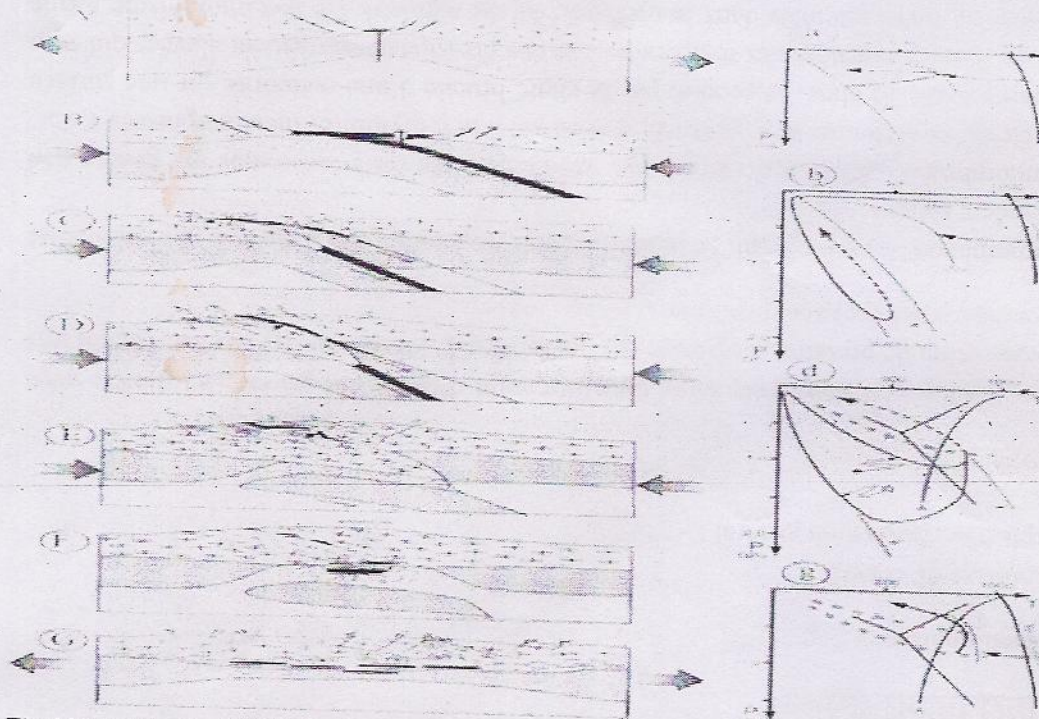


Fig 19: modèle simplifié de l'évolution thermique et mécanique d'une chaîne de montagnes résultant de la collision de deux continents initialement séparés par un océan.

L'ouverture de cet océan. Sur la fig. B, on a schématisé le volcanisme calco-alcalin qui est à l'origine de la croûte continentale juvénile. Les diagrammes P-T (a à g) indiquent l'évolution thermique d'échantillons choisis dans les différentes unités structurales. Les lignes pointillées et les flèches qui leur sont associées matérialisent le gradient géothermique et son évolution dans le temps. Dans la fig. b', on a dessiné la trajectoire P-T- temps (relatif) d'un échantillon de la croûte océanique subductée. La portion en tirets correspond à la trajectoire de cette roche si celle-ci est exhumée rapidement. Sur la fig d, sont portées les trajectoires de deux échantillons lors de la collision qui succède à la fermeture de l'océan. La roche 1 (étoile) se trouve dans la portion de croûte océanique pincée dans la suture. Celle-ci, après avoir suivi une trajectoire de HP-BT (fig. b) pendant la subduction, est réchauffée et exhumée lors de la collision. La roche 2 (rond), sur la croûte continentale sous-charriée, est affectée par un métamorphisme de type PI. Par le jeu des déplacements de part et d'autre du chevauchement, les deux échantillons finissent par avoir une histoire commune. La ligne tirets épais sur les diagrammes P-T matérialise le gradient métamorphique qui enregistre le maximum en température atteint par un grand nombre de roches. Notons que ce gradient (ainsi que les trajectoires individuelles des 2 roches) atteint les conditions de l'anatexie hydratée (matérialisée par la courbe A).

Les mécanismes dynamiques au niveau du manteau lithosphérique sont mal connus. Une désolidarisation (=délamination) de celui-ci et de la croûte semble inévitable. Celle-ci entraîne sans doute une remontée et une fusion partielle de l'asthénosphère chaude qui produit des magmas basaltiques (en noir sur la fig. E) qui vont intruder la base de la croûte. L'anomalie thermique qui en résulte, et la remontée rapide des roches (qui n'ont pas le temps de se refroidir), sont responsables du gradient de HT-BP qui succède parfois au gradient de PI (fig. g) et d'une anatexie volumineuse à l'origine de granites et de la différenciation de la croûte.

Les 3 lignes qui convergent sur les diagrammes PT (fig. d et g) délimitent les champs de stabilité des trois silicates d'alumine : Dis, Sil, And (voir fig. 3). Oph. : Ophiolites. Cartouches 1 : croûte continentale, litée dans sa partie inférieure ; 2 : granites ; 3 : croûte océanique, volcanisme andésitique et magmas basiques, en E : zone de fusion partielle dans le manteau ; 4 : lithosphère mantellique ; 5 : asthénosphère. Lire dans le texte pour plus de détails sur ce modèle.