

Roches métamorphiques : Traceurs de l'évolution thermique de la lithosphère (dans l'espace et dans le temps)

par Christian NICOLLET

L'histoire d'une planète et, entre autres, celle de la Terre, est conditionnée, depuis sa genèse, par son évolution thermique. C'est 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, des profondeurs du globe vers la surface, associés au lent refroidissement de notre planète. De même, la tectonique des plaques est liée à de vastes mouvements de convection dans le manteau dont le moteur est l'énergie thermique.

Cependant, pour nous renseigner sur la situation thermique à l'intérieur de la lithosphère, à différents moments de son histoire, il nous faut trouver des "fossiles", des traceurs qui ont enregistré cette situation thermique et les perturbations éventuelles. Les roches métamorphiques représentent de tels témoins. 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 lithostatique est directement fonction de la profondeur. Ainsi, les roches métamorphiques nous informent sur les variations de la T en fonction de la profondeur.

DEFINITIONS ET LOCALISATION DU METAMORPHISME :

A quelques kilomètres de profondeur, la lithosphère est essentiellement constituée de roches métamorphiques associées à des roches magmatiques. Les roches métamorphiques se forment dans tous les contextes géodynamiques, correspondant à des situations thermiques variées, pourvu que la P et la T changent, c'est-à-dire si la situation thermique est modifiée, perturbée. Cela peut être au sein d'une plaque stable, dans les zones de convergence, mais aussi les zones en extension, telle que la lithosphère océanique. A l'affleurement, les roches métamorphiques sont surtout visibles dans les zones orogéniques, car dans ces zones épaissies de la lithosphère, les roches profondes sont ramenées à la surface. La majorité de ces roches est formée par *métamorphisme régional*. Ces roches montrent une structure planaire, la *foliation* qui est liée à la déformation qu'elles ont subie. La foliation matérialise le plan d'aplatissement des roches. Plus localement, autour d'un massif magmatique intrusif, l'élévation de T provoque une *auréole de métamorphisme de contact* et les roches métamorphisées sont appelées des *cornéennes*. Le *dynamo-métamorphisme* (ou *métamorphisme cataclastique*) se localise dans des zones étroites (failles et la base des nappes de charriages) où la déformation est très intense : il produit des *mylonites*. Enfin, le *métamorphisme de choc* ou *d'impact* est conservé exceptionnellement dans quelques "cratères" provoqués par la chute de très grosses météorites à la surface du globe. S'il est, fort heureusement, rare à l'heure actuelle, le *métamorphisme de choc* a joué un rôle important (sur l'origine de la croûte terrestre primitive) à l'Archéen, pendant la période de l'intense bombardement météorique qui a conclu l'accrétion du système solaire (3,9 Milliards d'années). Ce métamorphisme implique des pressions et températures considérables au cours d'un événement très bref (quelques fractions de secondes). Il s'accompagne de la fusion des roches et produit des polymorphes de hautes pressions que l'on suppose présents dans les profondeurs du manteau de la terre.

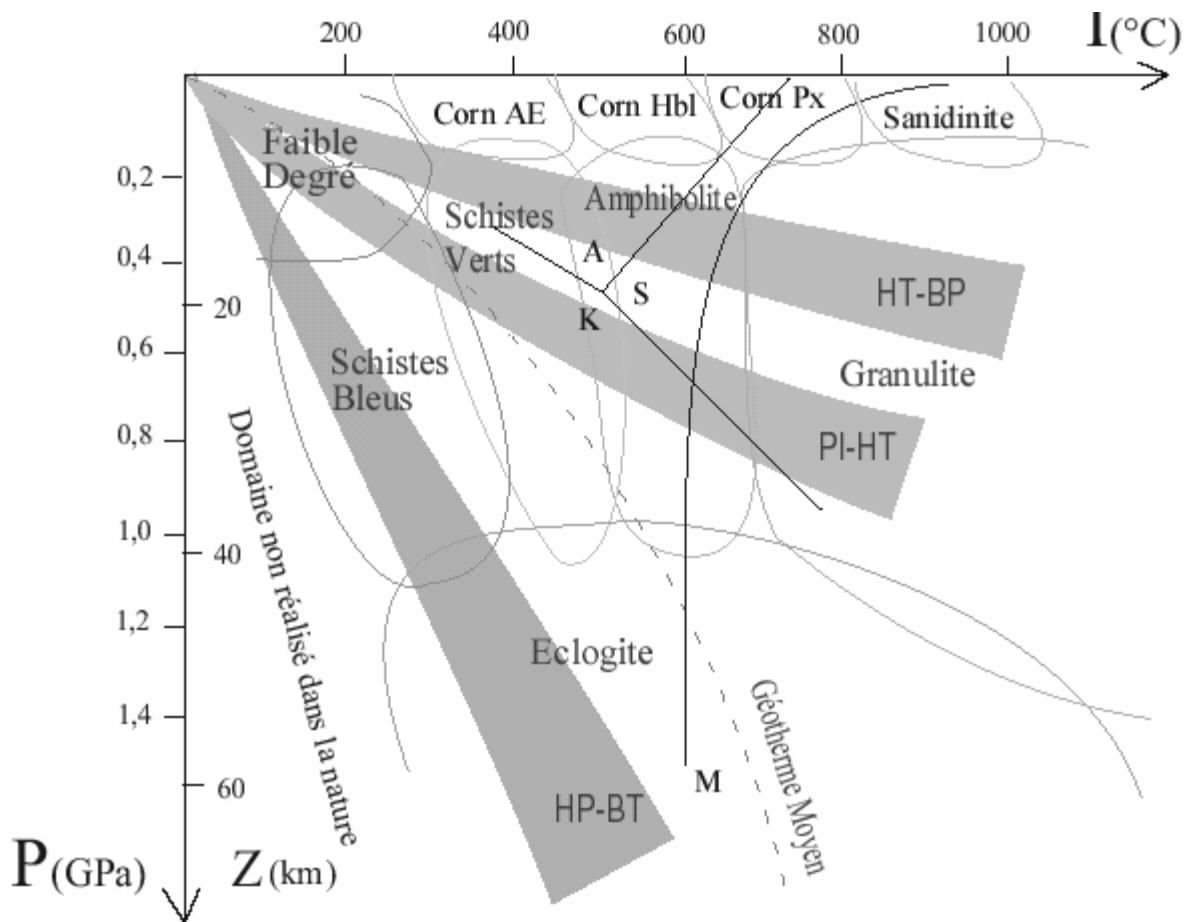


Figure 1 : Principaux faciès métamorphiques dans un diagramme Pression - Température. Le domaine à gauche de la figure, à HP, très BT n'est pas réalisé dans la nature, sur la terre. La diagenèse marque la limite du domaine « Faible Degré » (lequel englobe les faciès métamorphiques « Zéolite » et « Prehnite - Pumpellyite »). La courbe d'anatexis (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 géotherme moyen indique l'augmentation de la T en fonction de la profondeur à l'intérieur d'une plaque lithosphérique continentale. On remarque que les roches métamorphiques enregistrent le plus souvent des conditions thermiques différentes de celles du géotherme moyen, donc anormales. Le point triple des silicates d'alumine (K=disthène, S=sillimanite et A=andalousite) est donné à titre de repère. Dans un diagramme Pression - température (P-T : Fig.1), les roches métamorphiques couvrent presque tout le domaine depuis les basses T jusqu'au domaine des roches magmatiques à hautes températures, limité par les courbes d'anatexis. On a, depuis Eskola au début du siècle, découpé ce vaste domaine en « faciès métamorphiques ». Une notion bien pratique qui permet de regrouper des roches soumises à des intervalles de P et T données, indépendamment de leur composition chimique. Les noms des faciès correspondent aux noms des roches de composition basaltique,

métamorphosées dans les intervalles PT définis pour ces faciès. Ainsi, des amphibolites (de composition basaltique) et des métapélites à sillimanite (le préfixe **méta** indique que la roche devant laquelle il se place est métamorphosée) sont rangées dans le faciès amphibolite.

Sur la figure 1, les principaux « gradients métamorphiques » indiquent les évolutions PT les plus souvent rencontrées dans les régions métamorphiques. On remarque que ces gradients métamorphiques ne coïncident pas avec le géotherme normal, lequel indique les conditions moyennes de la variation de la T en fonction de la profondeur à l'intérieur d'une plaque continentale stable. Ainsi, la majorité des roches métamorphiques enregistrent des conditions thermiques anormales dans la croûte. En effet, ces gradients métamorphiques sont caractéristiques des zones orogéniques. Le gradient de hautes pressions - basses températures (HP - BT : la T augmente peu avec la P) se rencontre dans les chaînes récentes (Alpes). Le gradient de pressions intermédiaires (PI - HT) est caractéristique des zones de collision anciennes (e.g. chaîne hercynienne). Le gradient de hautes températures - basses pressions (HT - BP) se localise dans ces mêmes chaînes, mais est également représentatif de l'Archéen (plus de 2,5 Ga).

La courbe d'anatexie indique les conditions au-delà desquelles les roches commencent à fondre en produisant un magma de composition granitique : les roches subissent une fusion partielle. Ces roches, appelées **migmatites** ou **anatexites**, sont formées de l'alternance de niveaux clairs (magmatiques granitiques) et de niveaux sombres (métamorphiques). La figure 1 montre que certains faciès métamorphiques existent au-delà de cette courbe d'anatexie : la courbe en question n'a pas une position fixe dans l'espace P-T. Elle dépend de la composition des roches, mais surtout de la nature et de la pression partielle des fluides (H_2O , CO_2 , ...).

QUELLE EST LA SITUATION THERMIQUE DE LA LITHOSPHERE ?

A l'intérieur du globe, la température (T) augmente avec la profondeur. Dans la partie superficielle de la croûte continentale, la T augmente de 3° tous les 100 m. Cette augmentation de la température avec la profondeur peut être représentée par une courbe $T=f(P)$, exprimée en $^\circ/km$, que l'on appelle le **géotherme** (fig. 2b). Celui-ci varie significativement dans l'espace et dans le temps (t).

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

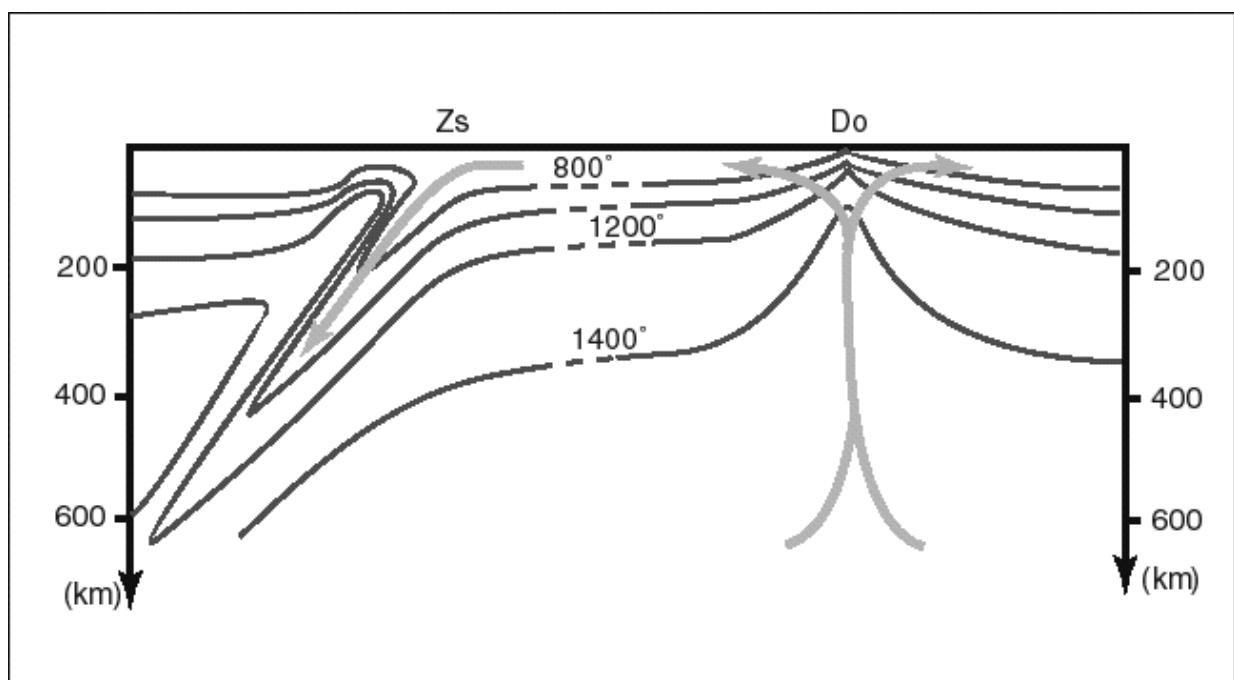


Figure 2a : Répartition des isothermes (en °C) dans le manteau supérieur du globe. Ce schéma est une situation idéalisée de la partie supérieure du globe, dans le cadre de la Tectonique des Plaques. Do est la dorsale océanique, à la verticale des parties ascendantes des cellules convectives du manteau (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)

La figure 2a montre la répartition des isothermes dans les trois principaux sites géodynamiques : **ride médio-océanique** et **zone de subduction** qui limitent les **plaques stables**.

La ride se localise à la verticale des parties ascendantes des cellules de convection du manteau. Cette montée du manteau chaud et le transfert de magmas basiques qui lui est associé, à l'origine de la lithosphère océanique, engendrent un transfert de chaleur considérable vers la surface : 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 T sur la figure 2b.

A l'intérieur des plaques stables : En s'éloignant de la ride, la lithosphère nouvellement formée se refroidit, les courbes isothermes s'espacent et le géotherme s'écarte de l'axe des T jusqu'à une valeur moyenne qui n'évoluera pratiquement plus : on appelle ce géotherme le **géotherme moyen ou normal** de la lithosphère océanique. Celui-ci n'est pas significativement différent du géotherme moyen dans la lithosphère continentale (fig. 2b).

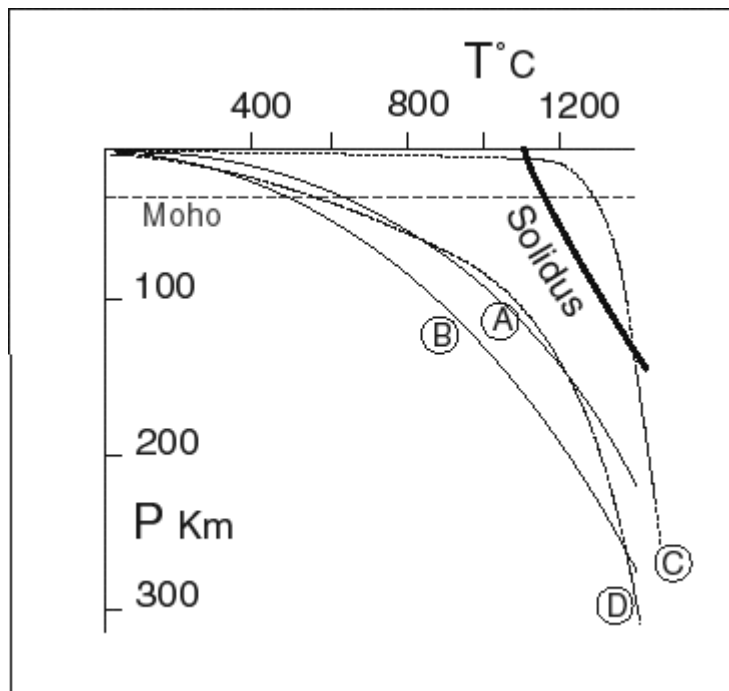


Figure 2b : Géothermes contrastés dans la lithosphère - continentale "jeune" (A) et "vieille" (craton précambrien : B), - océanique, à l'aplomb de la ride (C) et à 1000 km de la ride (D).

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.

Dans une **zone de subduction**, la lithosphère océanique froide s'enfonce dans le manteau chaud. Cependant, elle ne se réchauffe que lentement, car les roches ont une mauvaise

conductivité thermique. En conséquence, les isothermes vont s'enfoncer dans le manteau. Le géotherme se rapproche de l'axe des P et matérialise une augmentation faible de la température en fonction de la profondeur.

Elle est hétérogène dans le temps :

Les situations de la figure 2a 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.

Schématiquement, la collision continent-continent (fig. 5a) provoque un redoublement de la croûte continentale. Lorsque la croûte est épaissie, lors d'une collision, le géotherme se déplace vers les hautes températures (fig. 5b), dépassant le géotherme moyen vers un géotherme extrême (jamais atteint) que nous appellerons "collision" (fig. 5c). 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 gravitairement 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 (entre 3800 et 2500 Ma) étaient beaucoup plus élevés qu'ils ne le sont à l'heure actuelle.

SOURCES ET TRANSFERT DE LA CHALEUR DANS LE GLOBE :

Cette 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, de la chaleur latente de cristallisation du noyau, de la chaleur produite par la désintégration des éléments radioactifs. Ces derniers sont localisés dans le manteau supérieur et la croûte continentale. Ils représentent donc une source de chaleur considérable dans la croûte continentale.

L'équation de la chaleur nous permet de comprendre comment cette chaleur va se répartir dans le globe.

$$\partial T / \partial t = \kappa \nabla^2 T + A / \rho . C_p - u \nabla T \quad (1)$$

qui nous indique les variations de la température en un point, en fonction du temps. Cette expression se simplifie en :

$$\partial T / \partial t = \kappa \partial^2 T / \partial z^2 + A / \rho . C_p - u \partial T / \partial z \quad (2)$$

si l'on ne considère que les transferts verticaux (à la **vitesse u**), en fonction de la profondeur z. Cette équation fait apparaître les principaux modes de transfert et de production (ou pertes) de chaleur. Dans la croûte continentale, la production de chaleur (2ème terme de l'équation) est essentiellement lié à la désintégration des éléments radioactifs A ; on doit y ajouter la chaleur latente de cristallisation des magmas. Les processus métamorphiques sont également sources ou pertes de chaleur selon que les réactions sont exo- ou endothermiques. Le premier terme des équations 1 et 2 quantifie le **mode de transfert de chaleur par conduction** : il est fonction de la *diffusivité thermique* des roches κ , c'est à dire de la capacité de ces roches à laisser circuler la

chaleur. ρ est la masse volumique, C_p la capacité thermique qui mesure la chaleur nécessaire pour faire augmenter de un degré la température d'un volume unitaire de roche. Le **transfert de chaleur par advection** (ou convectif pour employer un vocabulaire plus commun, mais moins général ; 3ème terme de l'équation) est fonction de *la vitesse de déplacement du milieu (u)* et du gradient thermique.

A l'intérieur des plaques, zones stables de la lithosphère, les variations de T en fonction du temps ($\partial T/\partial t$) et la vitesse de déplacement (u) sont nulles. L'équation 2 se simplifie et s'écrit alors

$$\kappa \partial^2 T / \partial z^2 = - A / \rho \cdot C_p \quad \text{ou} \quad \partial^2 T / \partial z^2 = - A / k$$

avec $\kappa = k / \rho \cdot C_p$ 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:

$$T(z) = - A/k \cdot z^2 + Q_0/k \cdot z + T_0$$

Ceci est l'équation du géotherme dans une plaque stable (Fig. 2b). Q_0 et T_0 sont le flux de chaleur (quantité de chaleur qui traverse une surface en un temps donné) et la température à la surface. 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 A est bien plus faible que dans la lithosphère continentale. Dans la croûte continentale, la répartition verticale de ces éléments est inégale. Ainsi, A est supérieur à $1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ jusqu'à 16km de profondeur, varie entre 0.3 et $0.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ jusqu'à la base de la croûte et n'est plus que de $0.02 \mu\text{W}/\text{m}^3$ dans le manteau supérieur. Ces valeurs nous permettent de comprendre pourquoi, lors d'un épaissement (fig. 5a), les géothermes dépassent le géotherme moyen (fig. 5b et c). Dans ce cas, on augmente l'épaisseur de la croûte (superficielle) qui a une production de chaleur élevée.

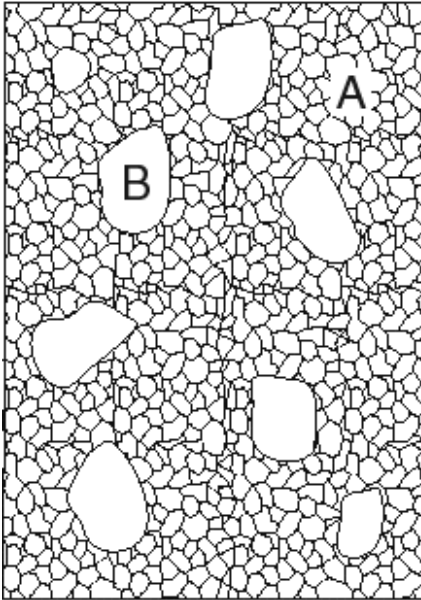
Aux limites des plaques, zones instables, les variations de T en fonction du temps ($\partial T/\partial t$) et la vitesse de déplacement ne sont pas nulles. On remarque alors qu'il y a compétition entre les deux modes de transfert de la chaleur. Dans les zones de subduction et les rides médio-océaniques, la vitesse de déplacement est grande. En conséquence, le terme advectif (c'est à dire u) 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 en remontant à la verticale de la ride médio-océanique : on a un étirement des isothermes dans le premier cas et un resserrement des isothermes dans le deuxième (fig.2a)

LES ROCHES METAMORPHIQUES : TEMOINS DE L'EVOLUTION THERMIQUE DE LA LITHOSPHERE

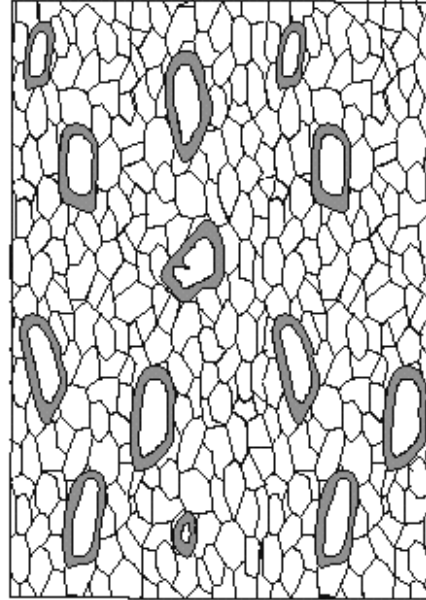
Nous voyons que la situation thermique de la lithosphère est variable. Aussi est-il nécessaire d'étudier ces "fossiles" qui ont enregistré ces instabilités thermiques, nous permettant ainsi de caractériser celles-ci. Des roches, placées dans de nouvelles conditions de pression et de température recristallisent, à l'état solide (fig. 3). L'étude de telles roches doit nous conduire à retracer les paléo-géothermes de l'époque à laquelle elles ont été métamorphosées. Notons que P peut être assimilée à la pression lithostatique qui est une fonction directe de la profondeur : $P =$

$\rho.g.z$ 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.

A P_0-T_0 la roche
contient les minéraux A+B



A P_1-T_1 , la réaction
 $A+B=C$ intervient ...



... jusqu'à disparition
de B.

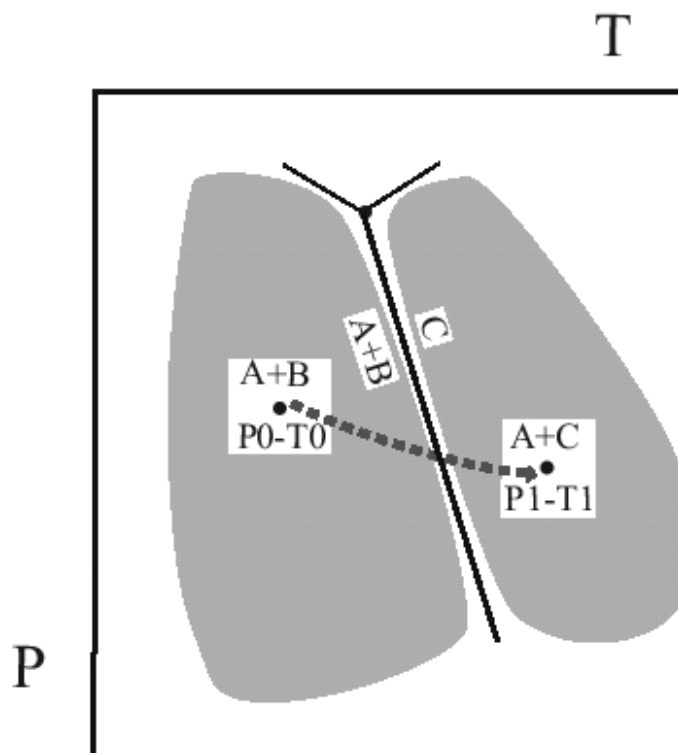
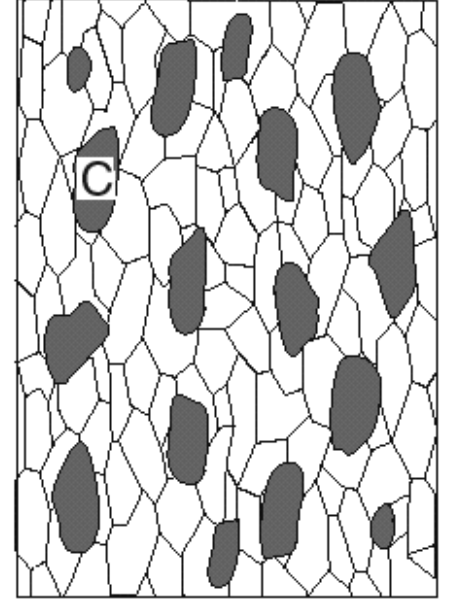


Figure 3 : Evolution minéralogique d'une roche constituée de deux minéraux (à l'équilibre) A et B, à P_0-T_0 et portée dans de nouvelles conditions P_1-T_1 . Dans ces nouvelles conditions, A et B ne sont plus

stables ensembles et sont remplacés par l'association de A + C. La transformation se fait par le biais de la réaction $A+B=C$. Pendant que la réaction se réalise, les néocristaux C se développent, en couronnes, aux limites des minéraux précoces. Une telle texture "coronitique", si elle est préservée, est intéressante, car elle témoigne d'une étape transitoire lors de l'évolution PTt, d'une portion de l'évolution PTt de la roche, schématisée par la ligne en tirets sur le diagramme PT. Sur ce diagramme, les domaines gris matérialisent les champs de stabilité des associations A+B et C, séparés par la courbe de la réaction $A+B=C$.

Notez que la taille des cristaux A augmente lorsque T augmente : ceci est lié à des problèmes de minimisation de l'énergie de surface.

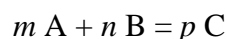
Pourquoi les roches recristallisent-elles ?

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 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.

Comment les roches recristallisent-elles ?

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.3). Considérons une roche R contenant deux minéraux A + B, stables dans les conditions P0, T0 (par ex., pour un sédiment, P0=1 bar et T0=20°C). Si cette roche est portée dans de nouvelles conditions P1-T1 pour lesquelles A et B ne sont plus stables ensemble, ces minéraux ne peuvent plus coexister. Il en résulte une réaction interminérale (et chimique) entre A et B pour donner une nouvelle phase C :



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

A P1-T1, 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*.

De l'observation de terrain au diagramme PT :

En général, le pétrologue fait l'exercice en sens inverse. Connaissant la position de la réaction $A + B = C$ et les champs de stabilité des associations de minéraux correspondant dans le diagramme P-T (fig. 3), le pétrologue peut estimer les conditions P et T dans lesquelles se sont formées les deux roches contenant respectivement les assemblages A+B et B+C. En appliquant cette méthode à d'autres échantillons (faisant intervenir d'autres réactions), en utilisant des grilles pétrogénétiques appropriées (fig. 4), on peut évaluer la situation thermique d'une région, à une époque donnée. On peut également cartographier, de manière grossière, cette situation thermique régionale en traçant les **isogrades** d'apparition et disparition d'assemblages de minéraux. La grille de la fig. 4 est un exemple simplifié d'une grille pétrogénétique comportant quelques réactions possibles dans les roches de composition pélitique. D'autres grilles sont élaborées, avec d'autres réactions, pour d'autres types de roches (métabasaltes par exemple). La figure 4 permet d'estimer les conditions de cristallisation de deux roches R1 et R2, distantes, sur le terrain, de quelques hectomètres. La paragenèse de R1 est : biotite - muscovite - grenat - sillimanite - plagioclase - quartz. R2 est une migmatite et contient biotite - muscovite - sillimanite - plagioclase - quartz.

R1 est bien calé sur la figure 4, puisque elle se situe dans le domaine de stabilité de la sillimanite, sans que la courbe de la fusion partielle ne soit franchie ; elle ne contient pas de cordiérite, ni de staurotide. Pourtant, les minéraux à partir desquels se forme la cordiérite (conformément à la réaction $Gt + Sill + Q = Cord$), sont présents dans la roche : Gt - Sill - Q. La remarque vaut également pour la staurotide. La réaction qui limite le champ de stabilité de ce minéral vers les hautes températures est : $Std + Q = Gt + Sill + V$: l'absence de la Std et la présence de Sill, Gt et Q prouvent bien que nous avons dépassé le champ de stabilité de ce minéral. R2 se trouve au delà de la courbe de fusion, encore dans le domaine de stabilité de la sillimanite et l'association muscovite + quartz est encore présente.

En renouvelant ce type d'analyse à d'autres échantillons, on peut tracer, sur le diagramme P-T, une courbe reliant les différents domaines d'équilibre des différentes roches : on obtient un *gradient métamorphique*. Remarquons que cette figure est semi-quantitative dans la mesure où la position des réactions varie, de manière non négligeable, en fonction de la composition des minéraux et de la nature des fluides qui interviennent au cours du métamorphisme. Le gradient de la fig 4 est de type « PI » (pressions intermédiaires : voir fig. 1) et est commun dans les chaînes de collision telle que la chaîne hercynienne.

Le tracé de ce gradient métamorphique ne donne qu'une idée partielle de l'évolution thermique de la croûte. Il est très insuffisant pour comprendre précisément cette évolution thermique. Ainsi, dans la chaîne hercynienne, des **éclogites**, roches magmatiques basiques (du plancher océanique dans le cas présent) métamorphosées dans le faciès éclogite, coexistent avec les roches matérialisant le gradient métamorphique de PI. Ces éclogites témoignent de conditions bien différentes du gradient métamorphique (avec $P=1.5-2$ Gpa ; fig. 4). En outre, ces roches montrent des **évolutions minéralogiques complexes qui témoignent que chacune d'entre elles a enregistré plusieurs stades de l'évolution thermique, au cours du temps** (photo). En faisant la chronologie relative de l'apparition des différents minéraux correspondant à chacune de ces étapes, on peut tracer une (portion de la) trajectoire P-T-t (où t est le temps relatif) suivie par ces roches. Essayons de comprendre quel est le lien entre le gradient métamorphique et ces éclogites.

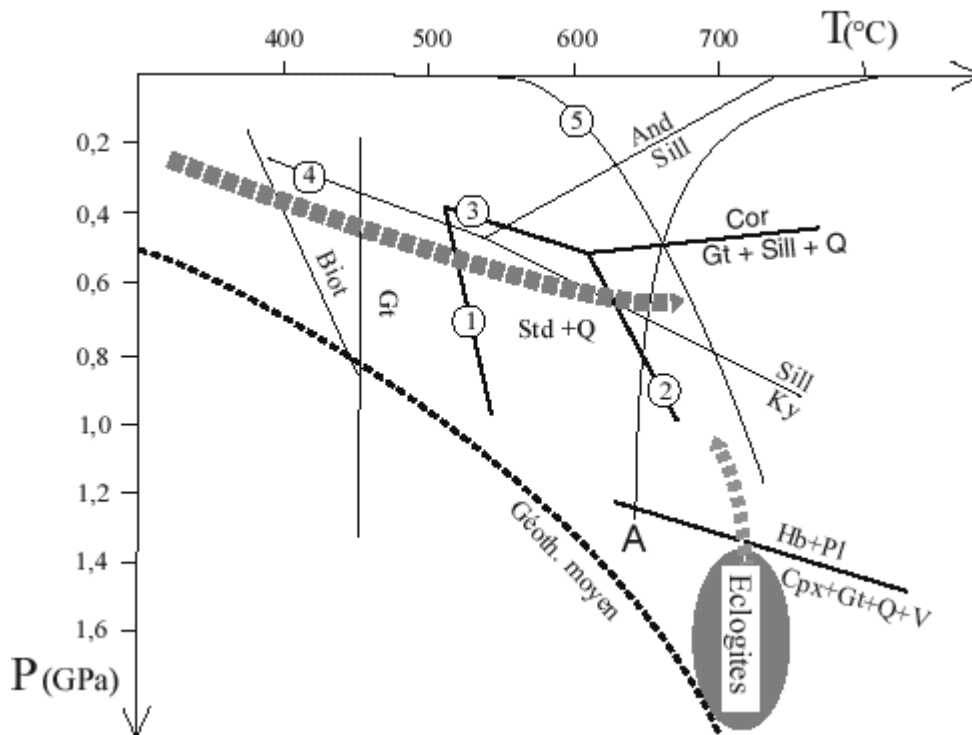


Figure 4 : Grille pétrogénétique montrant quelques réactions minéralogiques possibles dans les roches de composition pélitique. Les courbes de réaction, délimitant les champs de stabilité des principaux minéraux rencontrés dans les roches, sont représentées : Biot : biotite, Gt : grenat ; le domaine de l'association staurotide + quartz (Std + Q) est limité à basses températures par la réaction 1 : $Chld + AlSi = Std + Q + V$, à hautes T par 2 : $Std + Q = Gt + AlSi + V$ et à basses pressions, par 3 : $Std + Q = Cord + AlSi + V$. Réactions 4 : $Ky = And$ (à basses pressions), 5 : $Musc + Q = Feldspath\ potassique + SiAl + V$ (côté hautes T) et M : courbe d'anatexie. La position de ces réactions varie 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 biotite - muscovite - grenat - sillimanite - plagioclase - quartz ; R2 est une migmatite à biotite - muscovite - sillimanite - plagioclase - quartz. Flèche pointillée représente le gradient métamorphique de PI obtenu en reliant les champs de différentes roches telles que R1 et R2. Le domaine de formation des 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.

PRESERVATION DES TRAJETS P-T-t ET CINÉTIQUE DES RÉACTIONS MINÉRALOGIQUES :

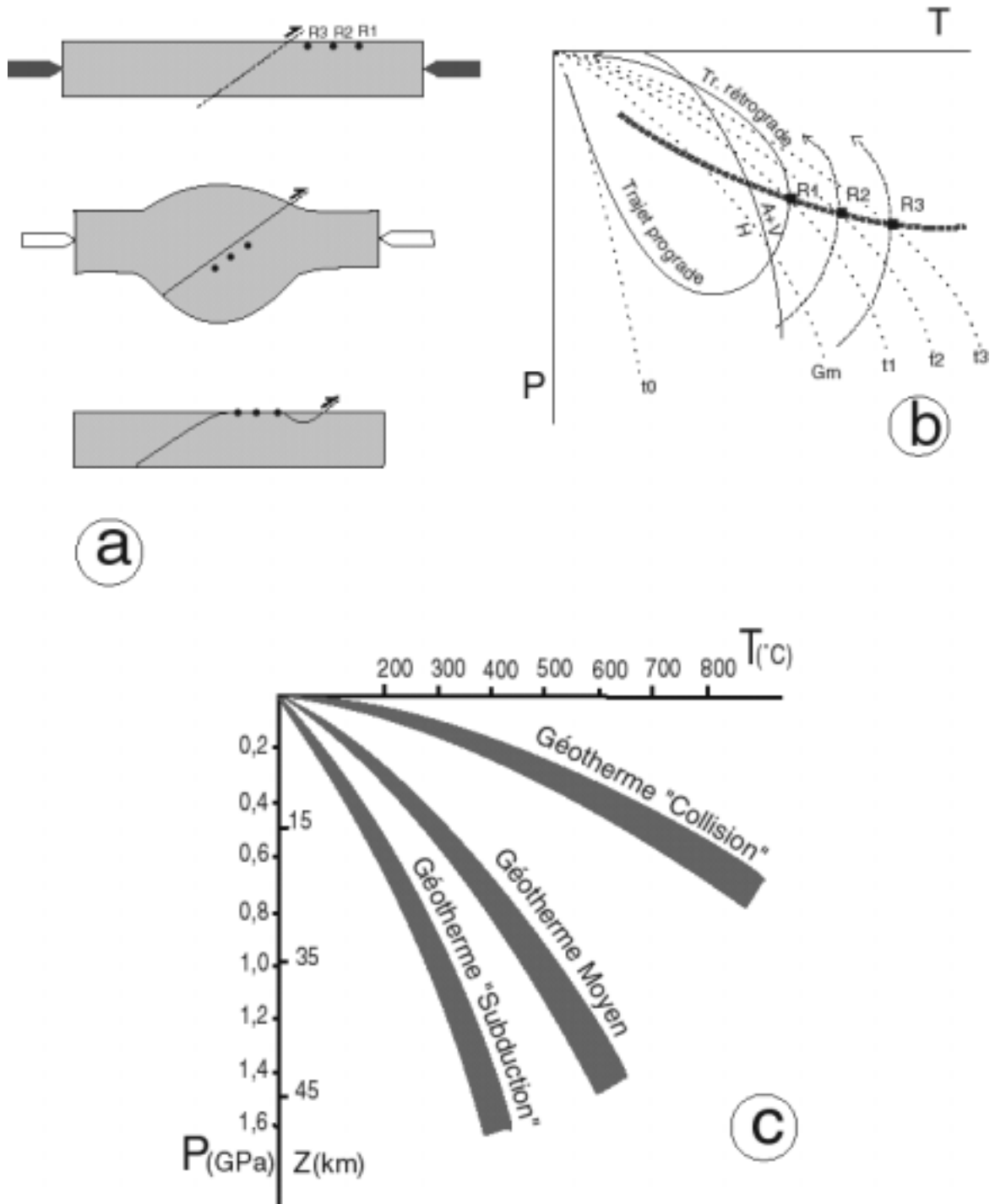


Figure 5 : Relation entre trajectoires P - T - t des roches, géothermes et gradient métamorphique lors d'une collision continent - continent.

- 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 (t_0). 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 (t_1 , t_2 , t_3). Lorsque la remontée s'accroît, P et T diminuent ensemble. G_m : 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.

- c : Cette évolution thermique des roches ne se fait pas dans les conditions du géotherme moyen mais le long de géothermes "perturbés" évoluant entre deux extrêmes : un géotherme froid "subduction" ou « advectif » (car le mode de transfert de chaleur par advection domine) et géotherme chaud "collision" ou « conductif » (mode de transfert de chaleur contrôlé par la conduction) correspondant à la superposition de 2 croûtes continentales.

Revenons à la figure 5. Lorsqu'une roche, initialement à la surface d'une croûte d'épaisseur "normale" est impliquée dans une collision continent - continent, 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. 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. En fait, ce rééquilibrage est plus ou moins complet. En effet, les réactions minéralogiques ne se réalisent pas spontanément et complètement dès que la courbe d'équilibre, telle que $A + B = C$ sur la fig. 3, est franchie. Lorsque l'on plonge un cube de glace dans un verre d'eau, la glace, hors de son champ de stabilité, met un certain temps pour se transformer complètement en eau, au cours de la réaction $\text{glace} = \text{eau}$.

Mais que se passe-t-il lorsqu'une réaction entre en jeu ? 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 recristallisation 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) 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.

Au cours de l'évolution **prograde**, la température augmente, 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 recristallisation 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.

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



lorsque T augmente (fig. 5b). H est un assemblage de minéraux hydratés, A de minéraux anhydres et V la phase vapeur (dont la composition est ici H₂O). 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 rétrograde qui reste localisée.

En résumé, les roches métamorphiques témoignent, en général, des conditions maximales en températures du métamorphisme. Elles contiennent parfois des indices des évolutions prograde et/ou rétrograde. Ainsi, le plus souvent, c'est l'association minéralogique de plus hautes T qui persiste. Le gradient métamorphique indique ces conditions maximales atteintes par différentes roches, mais à des temps t variables (fig. 5b). En conséquence, le gradient métamorphique ne peut être assimilé à un géotherme, même anormal ! En effet, le gradient métamorphique n'a aucune existence à un temps t donné (contrairement au géotherme).

Le gradient métamorphique nous informe donc sur un seul point du trajet PTt de chacune de ces roches (fig. 5b). Ce qui est limité ! Aussi, il est souhaitable de s'intéresser à des roches « rescapées », grâce à des conditions particulières et rares, qui ont enregistré une portion de l'évolution thermique qu'elles ont subie (supportée). En reliant les bribes d'histoire thermique

dont témoigne chacune de ces roches, nous pouvons tracer la trajectoire P-T-t. Les différents contextes géodynamiques sont caractérisés par des trajets PTt variables. La figure 6 en montre quelques exemples.

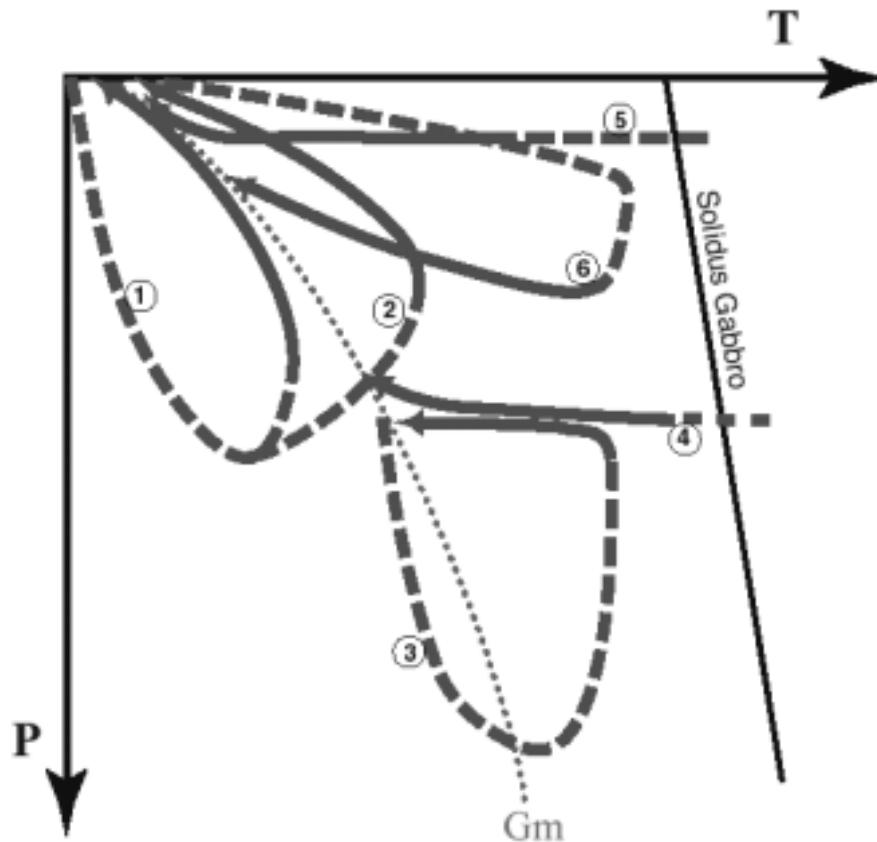


Figure 6 : Exemples de trajectoires P-T-t produites dans différents contextes géodynamiques. 1 et 2 : roches (R) au sommet de la croûte continentale chevauchée lors d'une collision continent - continent (R de la fig. 5a) et remontant à des vitesses variables ($v_1 > v_2$). 3 : R à la base de cette même 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 : épaissement 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.

QUANTIFICATION :

Pour quantifier les conditions de formations des roches R1 et R2, nous les avons positionnées, dans la fig. 4 entre des réactions. Encore faut-il connaître les positions des réactions dans l'espace P-T. Pour cela, différentes méthodes sont disponibles. En pétrologie expérimentale, les géologues portent des poudres de roches ou de matériaux synthétiques dans différentes conditions P et T et observent les résultats. Cette méthode longue et coûteuse est complétée par une méthode mathématique basée sur les lois de la thermodynamique.

Pour se former, un assemblage de minéraux a emmagasiné de l'énergie, sous forme d'énergie de surface, énergie de dislocation, énergie de liaison entre les atomes. L'énergie de

liaison inter-atomique contrôle les réactions inter-minérales. On définit l'énergie libre de Gibbs G :

$$G = U + PV - TS$$

où U est l'énergie interne, S est l'entropie, définie précédemment et V le volume du minéral ou de l'association de minéraux. Cette expression devient, avec $H = U + PV$:

$$G = H - TS \text{ à la pression atmosphérique ou } G = H - TS + \Delta VdP$$

lorsque P varie. H est l'enthalpie (ou chaleur spécifique) du minéral ou de l'association de minéraux.

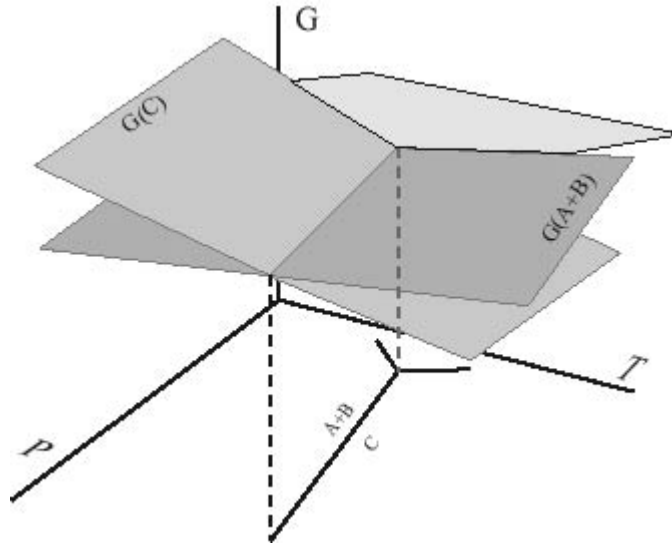


Figure 7 : Diagramme P-T-G montrant les surfaces d'énergie libre G_C et G_{A+B} pour le minéral C et l'association de minéraux A+B. La ligne de réaction $A+B = C$ sur le plan PT est la projection de l'intersection de ces deux surfaces. A basses T, l'assemblage A+B stable a la plus faible énergie. A plus hautes T, au delà de la réaction, C est la phase stable car elle a l'énergie la plus faible.

A P, T et composition chimique fixées, lorsque plusieurs assemblages sont possibles, celui qui a l'énergie libre la plus faible est stable. Dans un diagramme P-T-G, on peut définir une surface l'énergie libre pour chaque minéral ou association de minéraux. Sur la figure 7, l'association A+B a la plus faible énergie à basses T et est l'association stable dans ces conditions. A plus hautes températures, c'est C qui est stable, car G_C est inférieure à G_{A+B} . Le passage du domaine de l'association A+B au domaine de C, par le biais de la réaction $A+B = C$, se fait lorsque $G_C = G_{A+B}$, c'est à dire lorsque la variation $\Delta G = G_C - G_{A+B} = 0$ (si le système est fermé, c'est à dire qu'il n'échange pas d'énergie avec l'extérieur). On peut donc écrire, lorsque la réaction $A + B = C$ se réalise,

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V = 0 \text{ ou encore } P = (\Delta S/\Delta V)T - \Delta H/\Delta V.$$

Ceci est l'équation d'une droite (du type $y = ax + b$) dans l'espace P - T. En réalité, les choses sont un peu plus compliquées, car H , S et V ne sont pas des constantes et varient en fonction de P et T. Quoiqu'il en soit, on peut, si l'on connaît les valeurs de H , S et V des différents minéraux, dessiner la réaction $A+B=C$ de la fig. 3 et la grille pétrogénétique de la fig. 4.

Cette grille est valable pour des minéraux dont les compositions chimiques sont fixées. Mais la majorité des minéraux sont des « solutions solides », c'est à dire que leur composition chimique varie entre 2 (ou plus) pôles purs. Ainsi, l'olivine est une solution solide entre un pôle pur ferrifère (fayalite : Fe_2SiO_4) et un pôle magnésien (forstérite : Mg_2SiO_4). Or, les paramètres thermodynamiques H, S et V, et par voie de conséquence G, varient avec la composition. Les plans G et leurs intersections se déplacent dans l'espace P-T-G, et donc la position des réactions dans l'espace P-T. De ce fait, ΔG_{SS} d'une réaction impliquant des « minéraux solutions solides » est

$$\Delta G_{SS} = \Delta G + \Delta G_M$$

où l'énergie libre de mélange $\Delta G_M = RT \ln K$. R est la constante des gaz parfaits, ln, le logarithme népérien et K, la « constante d'équilibre » qui est fonction de la composition chimique des minéraux.

$$\Delta G_{SS} = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT \ln K = 0$$

Cette expression est la base de la **géothermobarométrie**. En réécrivant cette expression de la manière suivante

$$T = \frac{\Delta H + P\Delta V}{\Delta S - R \ln K} \text{ nous avons un thermomètre et}$$

$$P = \frac{-\Delta H + T\Delta S - RT \ln K}{\Delta V} \text{ nous avons un baromètre.}$$

Pour un géothermomètre, on choisit une réaction pour laquelle la variation d'entropie est forte et la variation de volume faible : ainsi, la T calculée sera peu sensible aux variations de la pression. On fera le choix inverse pour un baromètre. Les thermomètres basés sur les réactions d'échanges du fer et du magnésium entre deux minéraux sont sans doute les plus classiques. Dans le cas d'un couple biotite - grenat, le calcul de l'équation est basé sur la réaction fictive :



où phlogopite et annite, pyrope et almandin sont respectivement les pôles purs magnésiens et ferrifères de la biotite et du grenat. Le ΔV de cette réaction est faible tandis que le ΔS est fort. Ferry et Spear (1978) calculent :

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{2089 + 9.56P(\text{kbar})}{0.782 - \ln K} - 273 \text{ avec } K = (\text{Mg/Fe})_{\text{grenat}} / (\text{Mg/Fe})_{\text{biotite}}$$

En combinant un géothermomètre et un géobaromètre, on peut calculer précisément les T et P d'équilibre de la paragenèse d'une roche. De nombreuses réactions ont des potentialités géothermobarométriques. Des logiciels de calculs utilisant des banques de données thermodynamiques des pôles purs des minéraux permettent de calculer rapidement tous les équilibres possibles d'une roche.

L'évaluation du paramètre temps n'est pas chose simple et pourtant elle est cruciale, car la durée des événements métamorphiques est très variable. Elle n'est que de quelques fractions de secondes pour le métamorphisme de choc. Dans le cas du métamorphisme de contact, elle est essentiellement fonction du volume de l'intrusion qui en est la cause. Elle ne doit pas excéder

quelques milliers à quelques millions d'années. La durée des épisodes de métamorphisme régional dans une orogénèse est de l'ordre de 10 à 50 Ma. En fait, elle dépend de la durée des événements tectoniques responsables de la variation de pression et température. Les vitesses d'enfoncement au cours d'une convergence océan - continent sont très grandes (plusieurs centimètres par an) mais diminuent lors d'une collision intra-continentale. Les vitesses d'exhumation varient selon le site géodynamique, mais également au cours du temps (quelques dixièmes de millimètres à quelques centimètres par an).

Ces estimations sont faites grâce à la géochronologie, qui est basée sur la radioactivité de certains isotopes. Dans un minéral ou une roche, un isotope « père » radioactif se désintègre en un isotope « fils », au cours du temps. En mesurant les abondances respectives des 2 isotopes, on peut connaître le temps écoulé depuis le déclenchement du géochronomètre. Ce déclenchement coïncide avec le moment où le couple isotopique n'a plus d'échange avec « l'extérieur » du minéral ou de la roche. On dit que le système (minéral ou roche) est fermé. Or, cette fermeture est fonction de la température. La « température de fermeture » est différente selon le couple isotopique et le minéral utilisés. Elle dépend également de la dimension du système : minéral ou roche. Le thermo-chronomètre peut être fermé à l'échelle de la roche, pour une température, mais encore ouvert à l'échelle du minéral. On comprend l'utilisation que l'on peut faire de tels thermo-chronomètres pour la quantification du paramètre temps des trajets P-T-t : l'utilisation de plusieurs couples isotopiques (aux températures de fermeture variables) sur différents minéraux d'une roche permettra de connaître les temps de franchissement des différents isothermes.

4 Métamorphisme et géodynamique

A toutes les profondeurs du globe terrestre et dans tous les contextes géodynamiques, les roches recristallisent à la suite de modifications de P et T. Dans les cellules convectives du manteau, par exemple, la péridotite est portée à des profondeurs variables et montre des réactions métamorphiques spectaculaires. Malheureusement, de telles roches sont difficilement accessibles à la surface du globe. En fait, c'est à la faveur de mouvements verticaux comme on peut en avoir dans les chaînes de montagnes, que les roches métamorphiques, formées en profondeur, pourront être ramenées à la surface. De plus, c'est dans ces orogénèses que la situation thermique de la lithosphère est la plus perturbée. En conséquence, les chaînes de montagnes sont les sites privilégiés pour l'étude des roches métamorphiques.

Chronologie et métamorphisme

D'une manière générale, le gradient métamorphique est de plus en plus chaud lorsque l'on a affaire à des orogénèses de plus en plus anciennes. Ainsi, le métamorphisme est de HP-BT dans les zones de convergence actuelles où la croûte océanique s'enfonce sous la croûte continentale du pourtour de l'océan Pacifique. A l'affleurement, on peut recueillir des roches du faciès des "schistes à glaucophane" qui ont moins de 15 Ma. Le gradient de HP-BT est également bien représenté dans les chaînes de montagnes récentes telles que les Alpes. Les témoins de ce métamorphisme se font rares à l'ère primaire et ils sont le plus souvent de températures légèrement supérieures, matérialisant un gradient de HP-HT (comme dans le Massif Central). Ils deviennent exceptionnels à l'époque Précambrienne (>590 Ma) et sont totalement absents à l'Archéen (>2600 Ma). Dans les chaînes récentes, le métamorphisme de PI succède parfois au métamorphisme de H.P. Ce métamorphisme est la règle générale dans les chaînes primaires ; il se fait rare au Précambrien et exceptionnel à l'Archéen. Le gradient de HT-BP succède parfois aux conditions de PI dans les chaînes primaires et est la règle générale à l'Archéen.

Evolution thermique d'une chaîne de montagnes

Pour essayer de comprendre cette chronologie des processus métamorphiques, modélisons, de manière simplifiée, l'évolution géodynamique d'une chaîne (figure 8). 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. 8A), 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. 8a) 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. 8B). 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 fig. 8b. 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. 8C), 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 fig. 8B'. 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. 8D). Cependant, de densité plus faible que la croûte océanique, la croûte continentale ne peut s'enfoncer 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. 8d) 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-continentale 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. 8d). 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. 8E).

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. 8F). Lorsque cet amincissement post-orogénique est contrôlé par une extension d'origine tectonique (fig. 8G), les roches profondes et chaudes sont ramenées rapidement vers la surface et n'ont pas le temps de se refroidir (fig. 8g). 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. 8 et F ?) 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. 8g). 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. 8A).

En fait, les roches métamorphiques ne préservent que peu d'indices des trajectoires représentées sur les figures 8 à 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.6). Cependant, ce modèle donne une bonne approximation de ce qui se passe dans une chaîne telle que l'orogénèse hercynienne d'Europe Occidentale. Dans cette dernière, des granites datés aux alentours de 500 Ma et des indices de métamorphisme de HT témoignent de la fin du cycle cadomien. Les portions de croûte océanique pincées dans la collision hercynienne sont datées entre 500 et 480Ma. Gradients de HP, PI et HT se succèdent au cours de la collision, entre 420 et 280 Ma. Le métamorphisme de HT est bien représenté à l'Est du Massif Central et dans la région des Grands Lacs, en Italie, c'est à dire sur les marges de l'océan liguro-piémontais. La fermeture de cet océan et la collision qui en résulte ont produit la chaîne alpine dans laquelle métamorphismes de HP et de PI se sont succédé.

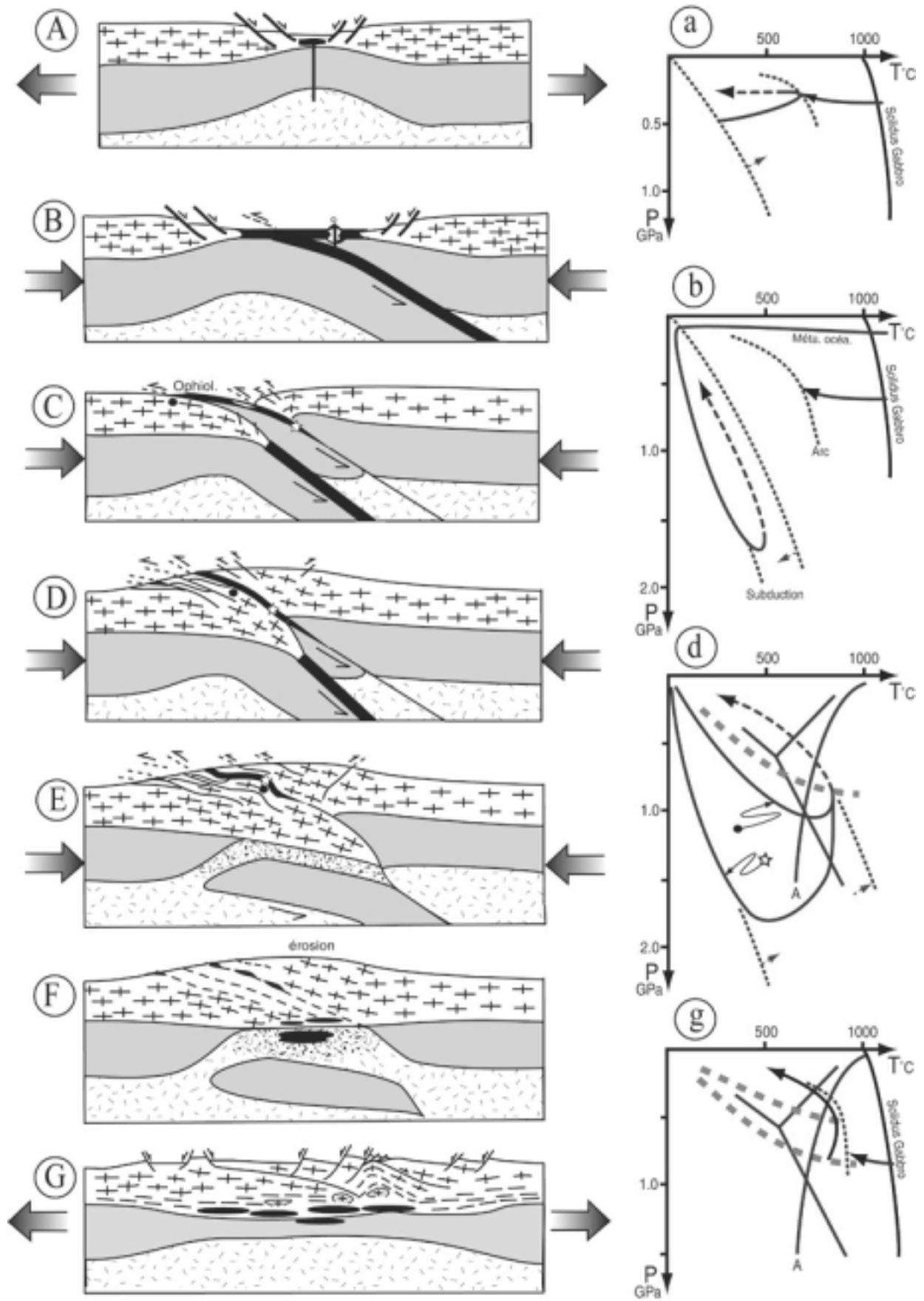


Fig. 8 - Modèle simplifié de l'évolution thermique et mécanique d'une chaîne de montagnes résultant de la collision de deux continents initialement séparés par un océan. Le cycle orogénique débute dès

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.

Les roches métamorphiques : des témoins du refroidissement du globe

On pensait, il y a encore quelques années, que la rareté des roches de HP-BT (qui ne peuvent donc se former que dans le contexte géodynamique de la subduction) à la fin du primaire et du précambrien démontrait que le gradient géothermique, lors de la subduction, était significativement plus chaud à cette époque. En fait, la figure 8d nous montre que ces roches sont réchauffées si elles restent en profondeur. Par contre, la paragenèse de HP-BT sera conservée si les roches sont exhumées rapidement (Fig. 8b). Cependant, à ce stade, l'épaississement de la chaîne n'est pas encore résorbé et ces dernières seront rapidement érodées. Ainsi, le glaucophane, minéral typique de ces conditions, est signalé dans des sédiments anciens. En conséquence, l'évolution du gradient métamorphique, qui est de plus en plus froid dans les orogénèses de plus en plus récentes, n'est pas strictement liée au refroidissement du globe. Le degré d'évolution des chaînes et leur niveau d'érosion l'expliquent pour une grande part (fig. 8). Le métamorphisme de gradient de PI est identifié depuis la fin de l'Archéen (2600 Ma). Ce n'est que dans la période plus ancienne de l'histoire de la Terre (>2600 Ma), que les conditions thermiques ont été significativement plus chaudes qu'à l'époque actuelle : le métamorphisme y est généralement de HT. Les rares témoins du métamorphisme de gradient de PI à l'Archéen témoigneraient des conditions thermodynamiques dans les zones de subduction de l'époque. Le raisonnement n'est valable que si l'on admet que le mécanisme de la tectonique des plaques actuelle est applicable à cette période, ce qui n'est pas définitivement démontré. Si tel est le cas, ceci a des implications importantes sur l'origine de la croûte continentale qui est fabriqué dans ce contexte géodynamique. A l'heure actuelle, on considère que la croûte continentale est le produit de la fusion partielle du manteau supérieur qui se situe au dessus de la croûte océanique subductée. Le volcanisme andésitique de ces zones

orogéniques en est le témoignage en surface (fig. B). On sait d'autre part que cette production de croûte continentale est très faible et que la majorité a été fabriquée à l'Archéen. Mais, dans ce cas, le mode de production est sensiblement différent. En effet, si le gradient dans les zones de subduction archéenne était de type PI, la croûte océanique plongeante pouvait fondre (on se rappelle que le gradient de PI franchit la courbe d'anatexie contrairement à celui de HP) et serait à l'origine de la croûte continentale.
