

Chapitre 16

Les associations minéralogiques du métamorphisme, indicatrices de pression et de température

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Les témoins des transformations minéralogiques du métamorphisme
- 2 Séquences métamorphiques et diversité des protolithes
- 3 Faciès métamorphiques et conditions de formation des minéraux métamorphiques
- 4 Métamorphisme hydrothermal et modification de la composition chimique des roches
- 5 Métamorphisme et anatexie crustale : formation des migmatites

ZOOM

- 1 Diversité des réactions chimiques du métamorphisme
- 2 Réactions continues et géothermométrie/ géobarométrie.

Voir ouvrage
de 1^{re} année
chapitres 25 et 27

INTRODUCTION

Dans les contextes géodynamiques s'exprimant aux limites de plaques (divergence, convergence, coulissage), les roches peuvent subir des **déformations** et des **déplacements** de plusieurs kilomètres au cours desquels elles sont placées dans des conditions de **pression** et **température** différentes de celles qui régnaient au moment de leur formation. Le **métamorphisme** est l'ensemble des transformations structurales, minéralogiques (et parfois chimiques) subies par une roche initiale (appelée **protolithe**) soumise à des conditions P-T différentes de celles de sa formation mais restant à l'**état solide**. Cela exclut l'altération, la diagenèse et le magmatisme (avec lequel les limites sont cependant parfois floues).

- ➔ Comment les assemblages minéralogiques des roches métamorphiques permettent-ils de reconstituer les conditions du métamorphisme et plus particulièrement la pression et la température des transformations métamorphiques ?
- ➔ Comment expliquer la persistance des minéraux des roches métamorphiques dans les conditions de surface, longtemps après leur formation en profondeur ?

1

Les témoins des transformations minéralogiques du métamorphisme

1.1 Étude d'un exemple : un métagabbro

La roche photographiée sur la [figure 16.1](#) provient du massif du Queyras, dans les Alpes.

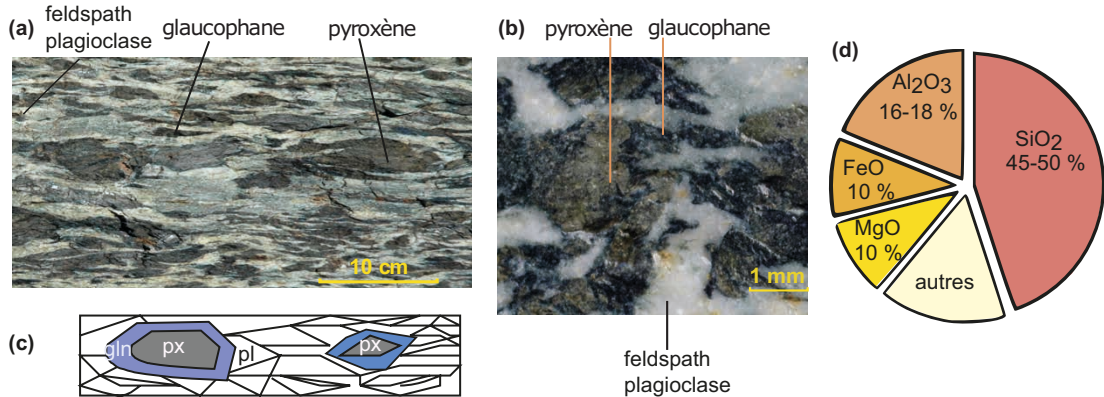


Figure 16.1 Vue générale (a) et de détail (b) d'un affleurement de roche métamorphique du Queyras (Alpes); (c) schématisation de la texture réactionnelle coronitique; (d) composition chimique moyenne de roches métamorphiques de ce type (en pourcentages pondéraux).

px = pyroxène, pl = feldspath plagioclase, gln = glaucophane.

Voir ouvrage de
1^{re} année, chapitre 23,
§ 1, § 4, et TP 19

- La roche est affectée par une **foliation**, marquée par l'alternance de lits clairs (riches en feldspath plagioclase) et sombres (pyroxènes et glaucophanes), résultant d'une **déformation ductile**. La déformation ductile s'est opérée à l'état solide et a nécessité des P et T assez élevées.
- La [figure 16.1b](#) montre que des cristaux de glaucophane se développent autour des pyroxènes. Cette **texture coronitique** (en couronne), schématisée sur la [figure 16.1c](#), suggère que la glaucophane s'est développée après le pyroxène, en même temps que la foliation : elle est **néoformée**, alors que le pyroxène et le plagioclase sont des minéraux **reliques**, antérieurs à la foliation. Ils sont **hérités** d'une roche préexistante (ou **protolithe**), ici à texture grenue et riche en pyroxènes et feldspaths plagioclases, qui sont les caractères d'un gabbro. La roche métamorphique est alors appelée **métagabbro**.
- L'analyse chimique en éléments majeurs de la roche métamorphique ([figure 16.1d](#)) confirme la nature du protolithe gabbroïque et indique que la réaction s'est opérée à chimie globalement constante, en **système fermé** : on dit que le métamorphisme est **isochimique**. Dans le § 4 nous verrons une exception notable à l'isochimisme du métamorphisme

Bilan : la roche étudiée a les caractéristiques classiques d'une roche métamorphique, issue de la **transformation structurale et minéralogique isochimique** d'un protolithe (ici un gabbro). Sous l'effet d'une variation de P ou/et T, les pyroxènes et plagioclases du gabbro se sont déstabilisés et transformés en glaucophanes, **tout en restant à l'état solide**. Le gabbro a donc subi des variations de P et/ou T, et a été placé dans le **domaine P-T de stabilité** de la glaucophane. La détermination de ces pressions et températures de stabilité de la glaucophane implique l'utilisation de **données thermodynamiques**, détaillées par la suite.

1.2 Les minéraux du métamorphisme sont métastables

Le métagabbro, qui contient à la fois des minéraux hérités du protolithe et des minéraux néoformés, est pourtant échantillonné à la surface, où il affleure depuis des millions d'années. Or, dans ces conditions, le métagabbro devrait être altéré et ses minéraux transformés en minéraux argileux.

Voir chapitre 17 pour cette « mémoire »

Ce paradoxe de la persistance des minéraux hors de leurs conditions P-T de stabilité s'explique par leur **métastabilité** : les minéraux portés hors de leur champ de stabilité restent longtemps tels quels, constituant une **mémoire** des conditions P-T rencontrées par une roche métamorphique.

1.3 Les réactions du métamorphisme sont régies par les lois de la thermodynamique et de la cinétique chimique

Les réactions du métamorphisme obéissent aux lois fondamentales de la thermodynamique, comme toutes les réactions chimiques. Nous verrons dans le § 3 comment leur utilisation permet de déterminer les P et T des transformations minérales.

La **thermodynamique** indique ce qui est possible, mais c'est la **cinétique** qui détermine la réalité des transformations minéralogiques. Les néoformations de minéraux s'opèrent à l'état solide et reposent sur la diffusion d'atomes : elles sont donc très lentes et peuvent requérir plusieurs millions d'années). La texture coronitique du métagabbro (figure 16.1) illustre cela : le temps n'a pas été suffisant ici pour que la réaction soit complète, il persiste des pyroxènes à l'état de relique. Dans le chapitre 17 nous verrons que la cinétique de ces réactions peut cependant être contrôlée par divers facteurs.

Voir chapitre 17

2 Séquences métamorphiques et diversité des protolithes

La chimie globale d'une roche métamorphique est héritée de celle de son protolithe. Les roches métamorphiques qui possèdent les mêmes compositions en éléments majeurs dérivent du même type de protolithe : on dit qu'elles appartiennent à la même séquence. On distingue cinq séquences métamorphiques principales, formées à partir de cinq groupes de protolithes (tableau 16.1).

Tableau 16.1 Caractéristiques des cinq principales séquences métamorphiques.

Nature du protolithe	Constituants chimiques prédominants	Nom de la séquence	Noms des roches métamorphiques de la séquence	Exemples de minéraux représentatifs
argilite, pélite	Si ~ 60 %, Al ~ 15 % Quelques % : K, Fe, Mg et OH (hydroxyle)	séquence pélitique	METAPELITES schistes, micaschistes, gneiss	mica noir (biotite), mica blanc (muscovite) andalousite, disthène, sillimanite, staurotide, grenat alumineux
grès, sable, granite.	Si ~ 75 %, Al ~ 10 % Na + K : 10 % Quelques % : Ca, Fe, Mg et OH (hydroxyle)	séquence quartzo-feldspathique ou arénacée	gneiss, quartzite	quartz, micas, amphiboles, grenat
basalte, gabbro	Si ~ 45-55 % Al ~ 15 % Fe + Mg ~ 15 %	séquence basique	METABASITES schistes verts, schistes bleus, amphibolites, éclogites	amphiboles (hornblende, glaucophane) mica blanc (phengite) grenat, pyroxènes
péridotite	Si ~ 40-45 % Mg ~ 40 % Fe ~ 5-10 % OH : variable	séquence ultrabasique	péridotite serpentinite (si OH abondant)	olivine, pyroxène, grenat, spinelles, feldspath plagioclase +/- serpentine
calcaire ou dolomie (si riche en Mg)	Ca, C en majorité Mg variable	séquence calcique ou carbonatée	marbres	calcite, amphiboles, grenat calcique

! Attention !

Il est important d'observer que les **noms des roches** métamorphiques indiquent rarement à eux seuls la séquence à laquelle elles appartiennent. Les gneiss se rencontrent dans plusieurs séquences, les schistes également. On précise alors l'appellation d'une roche en indiquant les minéraux représentatifs (ex. : « schiste à andalousite » indique un protolithe riche en aluminium – séquence pélitique ; « schiste à glaucophane » indique un protolithe magmatique basique).

De la même façon, **les minéraux** ne sont pas toujours représentatifs d'une séquence. Si andalousite, disthène, sillimanite, typent bien les protolithes riches en aluminium (plutôt les métapélites), le grenat est présent dans toutes les séquences mais présente alors des compositions différentes (grenats alumineux ou calciques). !

Voir TP 11 pour la nomenclature des roches

Une roche métamorphique dérivant d'un protolithe sédimentaire sera qualifiée de **paradérivée** et son nom sera affecté du préfixe « para » (ex. : un paragneiss est un gneiss issu du métamorphisme d'une roche sédimentaire).

Une roche métamorphique **orthodérivée** est quant à elle issue d'un protolithe magmatique (ex. : un orthogneiss est un gneiss issu du métamorphisme d'une roche magmatique (granite)).

Bilan : la diversité des roches et des minéraux du métamorphisme s'explique :

- entre les séquences, par la diversité des protolithes ;
- au sein d'une séquence, par la diversité des conditions P-T atteintes.

3**Faciès métamorphiques et conditions de formation des minéraux métamorphiques****3.1 Domaines de stabilité des minéraux et réactions chimiques univariantes**

Il est possible de déterminer les pressions et températures de stabilité des minéraux métamorphiques grâce à la réalisation d'expériences à l'aide d'**autoclaves** (dispositifs hermétiques dans lesquels un échantillon rocheux peut être disposé et la pression et la température peuvent être augmentées, dans les gammes des P et T lithosphériques).

Il ne s'agit cependant pas de confondre avec la cellule à enclumes de diamants qui ne permet l'utilisation que d'échantillons de la taille d'un cristal et permet d'atteindre les P-T qui règnent dans le noyau.

Au cours de telles expériences, on repère l'apparition et la disparition de minéraux : ces changements résultent de **réactions chimiques**, s'opèrent à l'état solide.

Les lois de la thermodynamique, associées aux données expérimentales, permettent de déterminer les conditions (P,T) de stabilité d'un minéral ou d'un ensemble de minéraux susceptibles de réagir entre eux et de caractériser la nature des réactions chimiques responsables de l'apparition des minéraux néoformés.

Pour un protolithe donné, on construit ainsi une **grille pétrogénétique** : dans un espace P-T sont reportées les réactions chimiques qui sont susceptibles de s'opérer au cours du métamorphisme. Dans les cas les plus simples (auxquels nous nous limiterons ici), les réactions sont **univariantes**, c'est-à-dire qu'elles se représentent par des droites ou des courbes dans l'espace P-T (figure 16.2).

Exemple 1 : extrait d'une grille pétrogénétique pour la séquence basique (figure 16.2)

La roche présentée en début de chapitre (figure 16.1) possède de la glaucophane : la grille de la figure 16.2 indique que le métagabbro a été enfoui à une profondeur minimale de 15 km (0,5 GPa), pour une température maximale de 600 °C.

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 19

Rappel

La pression liée au poids des roches est estimée en kilobars ou en GigaPascals (GPa), avec 1 GPa = 10 kbars. En GPa, la profondeur en km vaut environ 30 fois la pression estimée en GPa (10 kbar \Leftrightarrow 1 GPa \Leftrightarrow 30 km).

La recherche d'autres minéraux apparus en même temps que la glaucophane permettrait de préciser cette estimation. Un tel assemblage formé dans les mêmes conditions P-T est appelé une **paragenèse**. Les minéraux de cette paragenèse sont dits **typomorphes**.

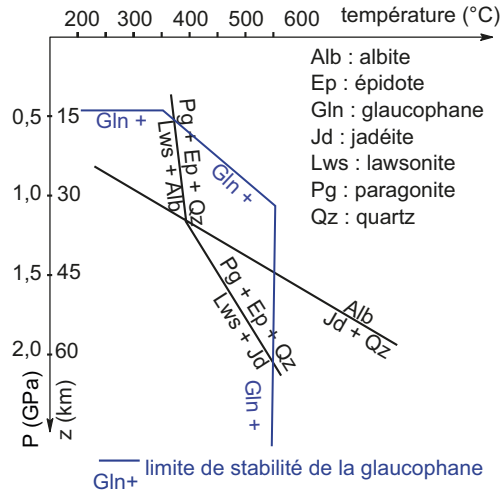


Figure 16.2 Extrait d'une grille pétrogénétique de la séquence basique : domaines de stabilité de la glaucophane (et autres minéraux de la séquence basique).

Supposons la paragenèse lawsonite, albite et glaucophane : elle est stable dans les conditions $P = 0,5-1 \text{ GPa}$, $T < 400 \text{ °C}$.

En revanche, si la glaucophane est accompagnée de paragonite, épidote et quartz, le domaine de stabilité de la paragenèse est $P = 1,1-2 \text{ GPa}$, $T = 400-550 \text{ °C}$

Diverses réactions chimiques séparent les champs de stabilité des paragenèses métamorphiques.

- à 300 °C et 0,7 GPa, la roche devrait contenir la paragenèse : lawsonite, albite et glaucophane ;
- si la température augmente jusqu'à 400 °C (à pression constante), lawsonite et albite devraient réagir et fournir une nouvelle paragenèse, contenant paragonite, épidote et quartz. La glaucophane serait toujours présente ;
- à 0,7 GPa et 500 °C, la roche devrait toujours contenir paragonite, épidote, quartz et albite, mais plus de glaucophane.

Les réactions décrites ici s'opèrent dans le sens de l'augmentation du degré du métamorphisme : elles sont dites **progrades**. Dans l'autre sens, elles sont dites **rétrogrades** : par exemple, le passage des conditions 0,7 GPa, 500 °C à 0,7 GPa, 300 °C devrait entraîner la déstabilisation de la paragenèse à paragonite, épidote, quartz et albite et la formation de lawsonite, albite et glaucophane.

Exemple 2 : extrait d'une grille pétrogénétique pour la séquence pélitique (figure 16.3)

L'andalousite, le disthène et la sillimanite sont des silicates d'alumine, tous de même formule chimique (Al_2SiO_5), fréquents dans métapélites (riches en Al). Chaque minéral est présent dans un domaine P-T particulier (figure 16.3).

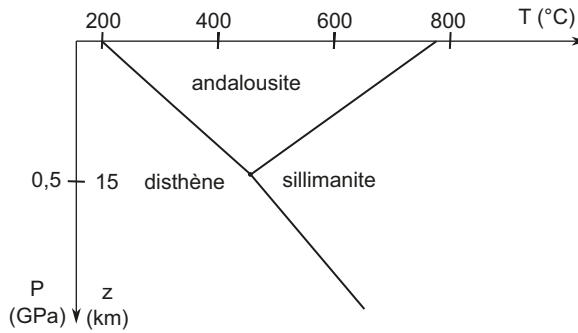


Figure 16.3 Extrait d'une grille pétrogénétique de la séquence pérititique : domaines de stabilité de l'andalousite, du disthène et de la sillimanite.

Disthène, andalousite et sillimanite sont de bons indicateurs de domaines P-T : en particulier l'andalousite est un minéral de basse pression (< 5 kbar, donc 15 km), la sillimanite est un minéral de moyenne à haute température (> 500 °C).

Le passage d'un de ces minéraux à un autre résulte là encore d'une réaction univariante, elle-même étant la conséquence d'une variation de P et/ou de T.

Bilan : Dans une roche métamorphique, on peut observer un assemblage de minéraux à l'équilibre (une paragenèse), c'est-à-dire formés dans les mêmes conditions. Les domaines de stabilité des paragenèses sont séparés par des réactions chimiques entre minéraux, les plus simples étant univariantes.

Cependant les réactions ne se produisent que si le temps de réaction est suffisant : **la thermodynamique indique ce qui est possible**, mais c'est **la cinétique qui détermine la réalité des transformations minéralogiques**.

3.2 Les conditions P-T du métamorphisme se précisent grâce à l'utilisation de géothermomètres et de géobaromètres

Plusieurs indicateurs permettent de déterminer précisément les P et/ou T du métamorphisme : Le repérage de **minéraux index** : du fait de leur champ de stabilité bien défini, certains minéraux sont à eux seuls de bons indicateurs de domaines restreints des conditions de pression et de température. Ils constituent des minéraux index de ces conditions. Par exemple la **coésite** (ou coesite), minéral de formule SiO_2 (la même que le quartz) ne se forme qu'au-delà de 2,5 GPa (profondeur > 70 km) : sa présence indique une très haute pression du métamorphisme.

- Certaines **réactions univariantes** se réalisent à des températures ou/et pressions précises :
 - Dans la grille de la [figure 16.2](#), la courbe de la réaction univariante lawsonite + albite = paragonite + épidote + quartz a une pente très forte dans le diagramme P-T, et se réalise vers 500 °C (mais à des pressions très variables). Si on observe dans une roche métamorphique le développement de paragonite et épidote aux dépens de lawsonite et d'albite, on pourra en déduire que la réaction a eu lieu, donc que le métamorphisme s'est opéré vers 400 °C. Ce type de réaction univariante, à pente très forte dans le diagramme P-T, est un bon **géothermomètre** (mais un mauvais géobaromètre).
 - Inversement, les courbes de réaction horizontales dans le diagramme P-T sont de bons **géobaromètres**.
 - Utilisation de la distribution des éléments chimiques entre deux minéraux à l'équilibre dans une paragenèse (réactions dites continues). Par exemple, la distribution du fer et du magnésium entre la biotite et le grenat coexistant à l'équilibre dans une paragenèse est une fonction de la température et dépend faiblement de la pression. L'analyse de ces deux minéraux conduit ainsi à la détermination d'une température de formation.
- Le choix des géothermomètres et baromètres dépend alors de la dépendance de la distribution des éléments considérés vis-à-vis de la pression et de la température.

ZOOM 1

Diversité des réactions chimiques du métamorphisme

ZOOM 2

Réactions continues et géothermométrie/géobarométrie

3.3 Division de l'espace Pression - Température en faciès métamorphiques

La définition des **faciès métamorphiques** repose sur les travaux du géologue finlandais Pentti Eskola (1915). L'étude exhaustive qu'il a conduite sur des roches métamorphiques de la séquence basique montre l'existence de 5 types principaux de roches métamorphiques (tableau 16.2), chacun défini par un assemblage minéralogique déterminé.

Tableau 16.2 Quelques caractéristiques des principales roches métamorphiques de la séquence basique.

Quelques roches métamorphiques de la séquence basique (métabasites)	Paragenèses caractéristiques dans la séquence basique
Schistes à zéolites	zéolites
Schistes verts	chlorite, épidote, actinote (une amphibole verte)
Amphibolites	hornblende (une amphibole sombre), feldspath plagioclase, grenat
Schistes bleus	glaucothane (amphibole bleue), lawsonite, grenat
Éclogites	pyroxènes (ex. : omphacite), grenat
Granulites	pyroxènes, grenat

Chaque type de roche, caractérisé par sa paragenèse, s'est formé dans un domaine de pression et de température déterminé. Il est alors possible de diviser tout le domaine P-T susceptible de générer des roches métamorphiques, en domaines P, T plus restreints, chacun correspondant à un **faciès métamorphique**. Chaque faciès est dénommé à partir du nom de la roche de la séquence basique correspondante (faciès des schistes verts, faciès des amphibolites...) – figure 16.4.

Les faciès sont délimités par des courbes (P,T) de **réactions univariantes**. Par exemple, la réaction : glaucothane + épidote = omphacite + grenat + palagonite + quartz + H₂O (figure 16.4) délimite la transition entre le faciès des schistes bleus et celui des éclogites.

! Attention !

Un seul minéral ne suffit généralement pas à définir un faciès : par exemple, la glaucothane est fréquente dans les roches de la séquence basique métamorphisées dans le faciès des schistes bleus, mais est aussi présente dans le faciès des schistes verts, et des éclogites (cf. la limite Gln+ dans la figure 16.3). De la même manière, le grenat est présent dans quasiment tous les faciès. **Il faut donc considérer l'ensemble d'une paragenèse pour déterminer un faciès métamorphique.**

- Les roches des autres séquences peuvent être également positionnées dans ce diagramme, selon les indications P et T que fournit l'analyse de leurs paragenèses (différentes de celles de la séquence basique). Elles se rattacheront à un faciès dont le nom est conventionnellement celui attribué dans la séquence basique. **Quelle que soit la séquence, les noms des différents faciès sont donc les mêmes que ceux établis pour la séquence basique.** Ainsi un protolithe calcaire qui subit un métamorphisme à 10 kb (1 Gpa) et 350 °C appartient au faciès des schistes bleus, alors qu'il s'agit d'un marbre, généralement de couleur claire, donc ni un schiste, ni bleu !
- **La grille des faciès de la figure 16.4 est donc valable pour toutes les séquences**, les faciès étant alors délimités de façon approximative (d'où les franges blanches épaisses entre les faciès de la figure 16.4). À chaque faciès correspond un domaine P-T, la correspondance pouvant se résumer par le tableau 16.3.

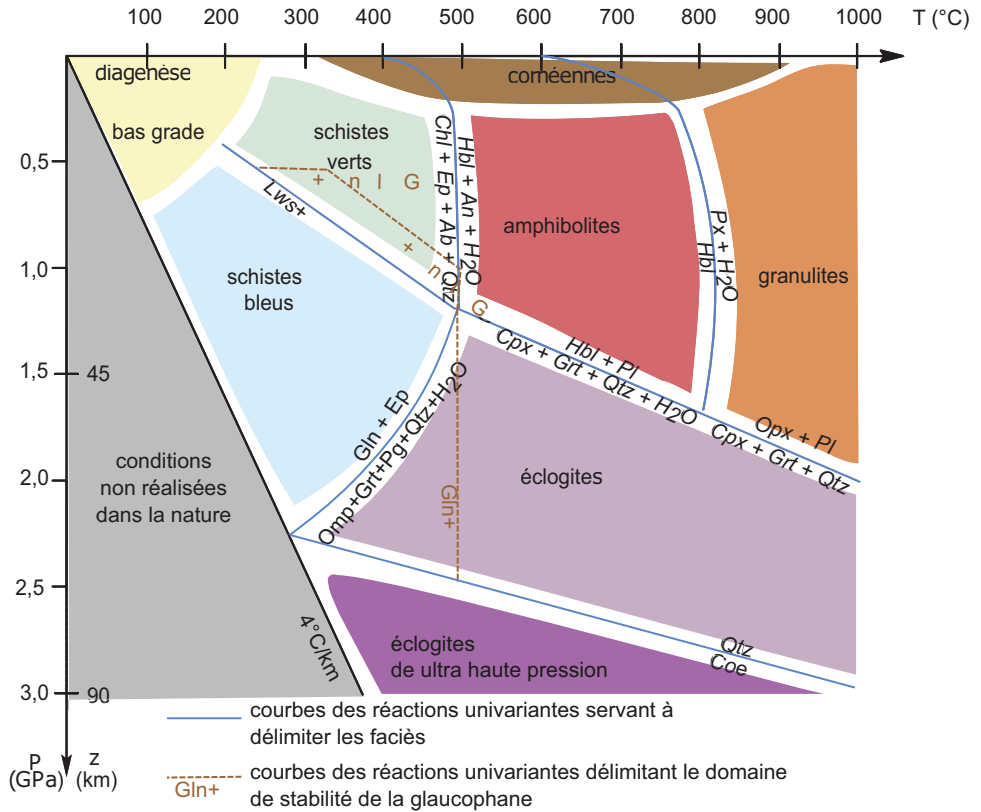


Figure 16.4 Les faciès métamorphiques (diagramme simplifié).

Ab = albite, An = anorthite, Chl = chlorite, Ep = épidote, Gln = glaucophane, Grt = grenat, Hbl = hornblende, Omp = omphacite, Opx = orthopyroxène, Pg = paragonite, Pl = plagioclase, Px = pyroxène, Qtz = quartz.

Faciès métamorphique	Domaine P-T correspondant
Faciès des zéolites	BP-BT
Faciès des schistes verts	BP-BT à MT
Faciès des amphibolites	MP-MT
Faciès des schistes bleus	HP-BT
Faciès des écloqites	HP-MT
Faciès des granulites	MP-HT

Tableau 16.3 Correspondance entre les faciès et les domaines de pression et température.

La majorité des roches métamorphiques à l’affleurement appartiennent aux faciès des schistes verts, des amphibolites et des granulites.
 « B » = basse, « M » = moyenne, « H » = haute.

4 Métamorphisme hydrothermal et modification de la composition chimique des roches

Les réactions chimiques du métamorphisme se déroulent à l’état solide et reposent sur la **diffusion** d’éléments chimiques entre les minéraux réactifs. Ce processus n’étant efficace qu’à de faibles distances, la roche reste globalement un système fermé : le métamorphisme est généralement considéré comme étant **isochimique**. Toutefois certaines situations particulières s’accompagnent des modifications chimiques marquées à l’échelle de la roche : c’est par exemple le

cas des roches de la lithosphère océanique, qui interagissent avec l'eau de mer et sont soumises à un **métamorphisme hydrothermal**, ou **métasomatisme**, en **système ouvert** et donc non isochimique.

Les roches de la **croûte océanique** (en place) sont classiquement décrites comme étant des basaltes et gabbros. En réalité, ces roches montrent fréquemment des paragenèses métamorphiques contenant de la **chlorite**, de l'**épidote**, ou parfois des **amphiboles**. On devrait donc plutôt parler de metabasaltes et de métagabbros, produits par un métamorphisme en contexte intra-océanique. Les péridotites du manteau lithosphérique contiennent quant à elles de la **serpentine**.

Les minéraux de ces paragenèses sont tous **hydratés** : par exemple, 13 % de la masse d'une serpentine sont constitués d'eau, incorporée à la formule du minéral sous forme d'ions HO^- [$\text{MgSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$]. Les grilles pétrogénétiques indiquent que les paragenèses à serpentines se forment par des réactions d'hydratation de l'olivine ou des pyroxènes des péridotites à des températures comprises entre 100 et 400 °C, jusqu'aux conditions du **faciès des schistes verts** (voire des amphibolites). La formation des chlorites et des serpentines peut impliquer en plus de l'hydratation, un apport en magnésium. Il s'agit bien d'un métamorphisme, mais conditionné par l'existence de fluides : on parle de **métamorphisme hydrothermal** (ou métasomatisme), en **système ouvert** (donc non isochimique) (voir le sujet sur document dans la rubrique « S'entraîner »).

L'**activité hydrothermale** des dorsales se manifeste par ailleurs par les **fumeurs noirs**, cheminées libérant des fluides très chauds (350 °C), acides, très réducteurs et riches en sulfures et divers métaux, qui précipitent. Les données isotopiques montrent que l'eau évacuée au niveau des fumeurs était initialement de l'eau de mer qui s'est infiltrée dans la croûte océanique, et, en circulant a engendré le métamorphisme hydrothermal, qui peut se résumer comme suit (figure 16.5) :

- **Infiltration** de l'eau de mer au niveau de zones appelées **zones de recharge** : dans les niveaux superficiels, la température inférieure à 100 °C conduit à un métasomatisme de bas degré, avec **prélèvement dans l'eau d'ions alcalins** (Na^+ et K^+) et formation de minéraux hydratés aux dépens de ceux du basalte (ex. : la céladonite). Les conditions sont oxydantes et engendrent la formation d'oxydes de fer.

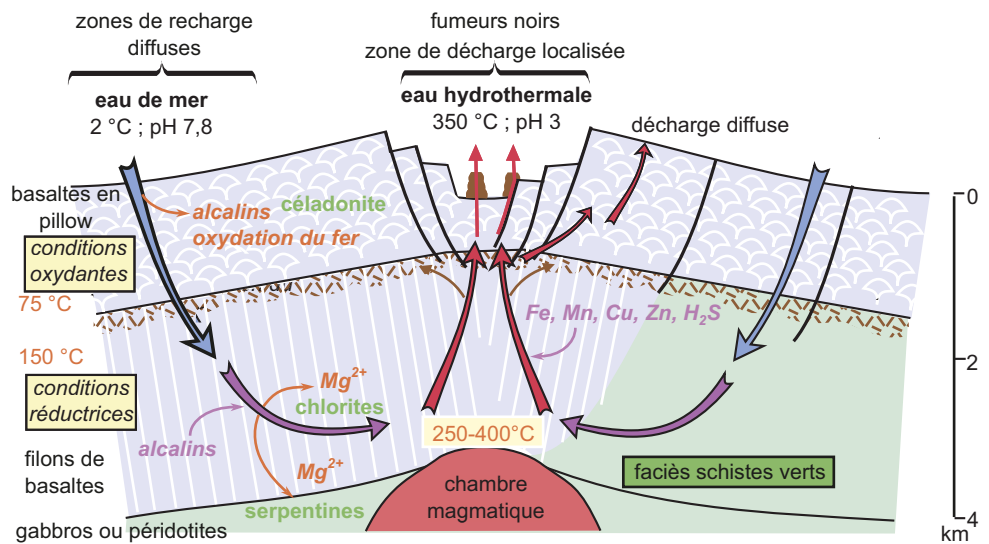


Figure 16.5 Schéma de l'hydrothermalisme océanique avec indication des transformations métamorphiques associées.

- Dans les niveaux plus profonds, à partir de 150 °C, les alcalins changent de comportement : ils sont libérés par les roches, et enrichissent le fluide, qui **s'appauvrit** par ailleurs **en Mg**. C'est à ce niveau que se produit la **formation de serpentines** (dans les péridotites) **et de chlorites** (dans les basaltes et gabbros), dans le **faciès des schistes verts**. Les fluides de haute température (jusqu'à 400 °C) se chargent en ions métalliques (fer, zinc...), en H₂S, et **remontent vers la surface**, où ils sont émis au niveau des zones de décharge (repérables par la présence des fumeurs) et où les ions métalliques précipitent.

Une **convection** très intense de fluides hydrothermaux s'installe dans la croûte océanique au voisinage de l'axe des dorsales.

5 Métamorphisme et anatexie crustale : formation des migmatites

Voir TP 11 pour l'étude détaillée des migmatites.

Voir chapitre 15, § 3

Les conditions P-T des faciès des amphibolites et des granulites continentales peuvent conduire à la fusion partielle de métapélites par exemple. On parle d'**anatexie crustale**, qui se manifeste par l'existence de roches particulières, les **migmatites**.

Les zones claires des migmatites correspondent aux zones du gneiss ayant subi la fusion partielle. Les micas du gneiss sont réfractaires et ne fondent pas, se rassemblant en amas sombres. La fusion porte ainsi sur les minéraux clairs du protolithe gneissique (quartz - albite - orthose) ce qui autorise à considérer expérimentalement le solidus d'un mélange de ces trois minéraux (figure 16.6). Celle-ci s'opère quand le solidus des roches métamorphiques (ici des paragneiss) est franchi. On considère généralement que le solidus du **mélange simplifié quartz - albite** (le feldspath plagioclase sodique) - **orthose** (feldspath potassique) est similaire aux solidus des roches, plus complexes, de composition gneissique. Ce solidus est représenté dans la figure 16.6.

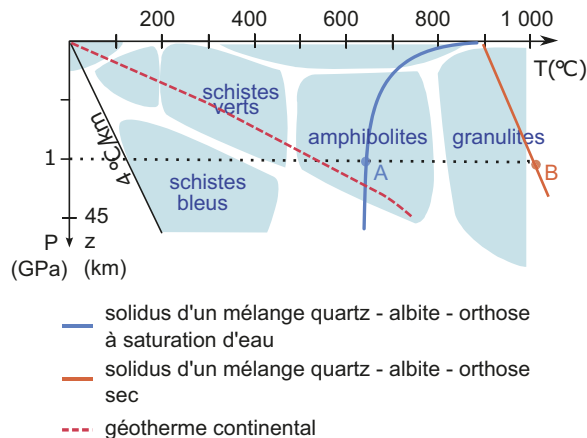


Figure 16.6 Solidus hydraté et anhydre du mélange albite-orthose-quartz placés dans la grille des faciès métamorphiques.

On constate que le solidus du mélange quartz-albite-orthose hydraté (c'est-à-dire en présence d'une pression partielle saturante en H₂O) se situe dans le faciès des amphibolites, le solidus du mélange anhydre (P_{H₂O} = 0) est quant à lui en partie dans le faciès des granulites, à plus haute température.

Le mélange solide situé à une profondeur de 30 km (profondeur de la base d'une croûte continentale moyenne), soit P = 10 kbar ou 1 GPa, peut subir une fusion partielle dès 650 °C s'il est saturé en eau (point A). Si le mélange est anhydre, il ne fond qu'à partir de 825 °C (point B). La droite en pointillés rouges sur la figure 16.6 représente le géotherme d'une croûte continentale

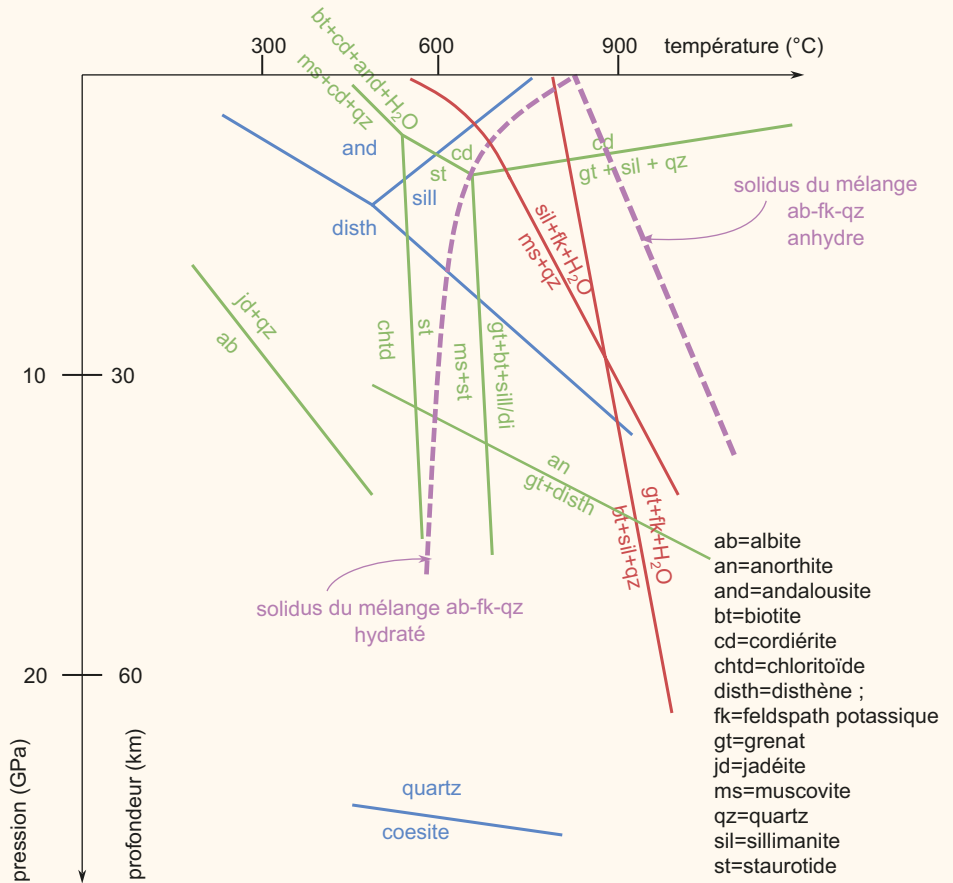
Voir chapitre 17, zoom 1

stable, de 30 km d'épaisseur. À sa base, la température est comprise entre 500 et 600 °C, et ne permet pas l'anatexie. La formation de migmatites et de granites d'anatexie nécessite donc des perturbations du géotherme continental, et n'a pas lieu dans une croûte continentale stable.

ZOOM 1

Diversité des réactions chimiques du métamorphisme

La grille pétrogénétique ci-dessous a été établie pour la **séquence pélitique**. Chaque droite représente la position, dans l'espace P-T, de l'équilibre d'une **réaction univariante**, et correspond donc à la limite de stabilité d'un ou plusieurs minéraux.



Grille pétrogénétique (simplifiée) de la séquence pélitique.

Les quatre types de réactions chimiques

(1) les **transitions de phases**, réactions de transformation d'un minéral en un autre, à formule chimique constante. Des exemples de transitions de phases ont déjà été étudiés, comme celles qui se situent plus profondément dans le manteau terrestre : olivine = wadsleyite à 400 km, wadsleyite = ringwoodite vers 500 km. Parmi les transitions de phases rencontrées dans les roches métamorphiques, on peut citer :

- *andalousite = disthène, andalousite = sillimanite, disthène = sillimanite*. Tous ces minéraux ont pour formule Al_2SiO_5 ;
- *quartz = coesite*, les deux ayant pour formule SiO_2 . Cette transition de phase délimite, dans la séquence pélitique, le faciès des éclogites et celui des éclogites de haute pression.

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 19, zoom 4

- (2) les **réactions chimiques de transfert** (en vert) : les réactifs sont chimiquement différents des produits. Ex. : **muscovite + staurotide = grenat + sillimanite + disthène**.
- (3) les réactions de transfert particulières, associées à une **hydratation/déshydratation** (en rouge). Ex. : la réaction **muscovite + quartz = feldspath potassique + sillimanite + H₂O** : Quand T augmente, il y a déshydratation de la muscovite, en revanche, quand T diminue, il y a une hydratation du système pour la formation de muscovite. Le métamorphisme perd ici sensiblement son caractère isochimique.
- (4) les **réactions de fusion partielle**, ici résumées par le **solidus** du mélange albite-orthose-quartz (en violet). Il a une position variable en fonction de la teneur en eau du mélange (l'hydratation baisse la température du solidus). S'il est franchi, il y a production de liquides de composition granitique et la formation de migmatites. Si la quantité de magma est importante, de véritables plutons granitiques peuvent se former.

Approche thermodynamique des réactions

Dans le diagramme P-T, **chaque réaction univariante** répond à l'équation de Clapeyron : **sa**

penne $\frac{dP}{dT}$ **est égale à** $\frac{\Delta S}{\Delta V}$ avec ΔS la variation d'entropie $S_{\text{produits}} - S_{\text{réactifs}}$ et ΔV la variation de volume molaire $V_{\text{produits}} - V_{\text{réactifs}}$. Dans le cadre du métamorphisme prograde (dans le sens d'une augmentation de P et T), l'entropie augmente toujours ($\Delta S > 0$), mais le signe de ΔV est variable. Si la densité ρ des produits est supérieure à celle des réactifs, alors $\Delta V < 0$, donc la pente de la droite est négative, (ex. : andalousite $\rho : 3, 15 =$ sillimanite $\rho : 3, 25$). Inversement, si $\Delta\rho < 0$, alors $\Delta V > 0$ et la pente est positive (disthène $\rho : 3, 60 =$ sillimanite $\rho : 3, 25$).

Approche cinétique des réactions

La réalisation d'une réaction implique la libération d'éléments chimiques libres à partir des minéraux initiaux et leur transfert au sein de la roche solide, par **diffusion**. Ces éléments constituent ensuite de nouveaux minéraux. L'étape de diffusion des éléments mobiles est la plus lente, et contrôle la cinétique de la réaction. La cinétique décroît de manière considérable avec la température : les coefficients de diffusion des éléments deviennent très faibles pour des températures inférieures à 600 °C, ce qui interdit la poursuite des réactions.

Ceci explique la **métastabilité** des minéraux formés en profondeur mais observés à l'affleurement en surface. En deçà de 600 °C, les réactions sont cependant possibles si la roche est traversée par des **fluides** qui facilitent les transferts ou/et si la roche subit des **déformations**, qui orientent et accélèrent les déplacements.

ZOOM 2

Réactions continues du métamorphisme et géothermométrie/géobarométrie

Les **réactions continues du métamorphisme** sont des réactions d'échange de cations entre minéraux en contact. Discrètes, ces réactions ne s'accompagnent pas de l'apparition de nouveaux minéraux, mais simplement de la modification de la composition chimique des minéraux en contact.

Le principe de l'établissement d'un géothermomètre

La figure ci-contre représente le contact franc entre un **grenat** et une **biotite**, dans une métapélite.

Ces deux minéraux contiennent des ions Fe²⁺ et Mg²⁺ dans leurs formules, et sont donc capables de les échanger jusqu'à atteindre un équilibre.

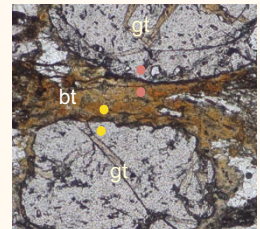


Photo F. Gueydan

On note K_D la constante de l'équilibre telle que
$$K_D = \frac{\left[\frac{Fe}{Mg} \right]_{grenat}}{\left[\frac{Fe}{Mg} \right]_{biotite}}$$
.

Grâce à une microsonde électronique, il est possible d'analyser la composition chimique des bordures des grenats et des biotites, sur de très petits volumes (points jaunes sur la photo) et de **calculer K_D** .

Le 2^e principe de la thermodynamique permet par ailleurs l'écriture d'une **relation entre K_D , P et T** :

$$T : \ln K_D = \frac{\Delta_r H^\circ}{R \cdot T} + \frac{\Delta_r S^\circ}{R} + \frac{P \cdot \Delta_r V^\circ}{T}$$

$\Delta_r H^\circ$, $\Delta_r S^\circ$ et $\Delta_r V^\circ$ sont les variations standards d'enthalpie, d'entropie et de volume, correspondant à la réaction d'échange de Fe^{2+} et Mg^{2+} entre grenat et biotite.

Pour cette réaction, la variation de volume molaire est négligeable et K_D ne dépend que de T. K_D est calculé à partir des mesures effectuées à la microsonde électronique, $\Delta_r H^\circ$, $\Delta_r V^\circ$ et $\Delta_r S^\circ$ sont publiées dans la littérature scientifique. Il est alors facile de calculer T.

Géothermomètres et géobaromètres

Il existe d'autres **géothermomètres** : les couples clinopyroxène-orthopyroxène, grenat-pyroxène dans les metabasites, grenat-cordiérite dans les métapélites etc.

Tous sont concernés par des réactions continues d'échanges de cations, dont le K_D ne dépend que de la température restant pour l'essentiel indépendant de la pression. Autrement dit, **les droites d'équilibre de ces réactions dans un diagramme P-T sont verticales**.

D'autres réactions continues d'échanges de cations entraînent des variations de volume molaire très importantes au regard des variations d'enthalpie et d'entropie. K_D ne dépend alors essentiellement que de P et les droites d'équilibre sont proches de l'horizontale : ce sont de bons **géobaromètres**. C'est le cas par exemple de la réaction qui détermine les teneurs relatives en silicium et en aluminium dans certains sites cristallins des phengites (micas blancs). Voir le sujet sur documents dans la rubrique « S'entraîner ».

Réviser

Résumé

- Le **métamorphisme** est l'ensemble des transformations à l'état solide subies par une roche sédimentaire ou magmatique (le **protolithe**) suite à des variations de P ou/et de T. Il se traduit toujours par des **transformations minéralogiques**, fréquemment accompagnées par des **transformations structurales** (acquisition de schistosités / foliations).
- Les transformations minéralogiques sont des **réactions chimiques** (transitions de phases, réactions de transfert, réactions continues), régies par les lois de la **thermodynamique**, ce qui permet de déterminer les **conditions (P,T)** de stabilité des minéraux, et de la **cinétique**.
- Les réactions sont **isochimiques** : la composition chimique de la roche métamorphique est globalement la même que celle du protolithe. On distingue ainsi cinq **séquences métamorphiques** principales, ensemble des roches et minéraux métamorphiques dérivant des cinq principaux types de protolithes.

- Pour une séquence donnée, la construction d'une grille pétrogénétique permet le positionnement des **réactions univariantes** dans l'espace P-T, qui est subdivisé en six domaines principaux appelés **faciès métamorphiques**. Le repérage dans une roche métamorphique d'une **paragenèse** (associations de **minéraux typomorphes**, à l'équilibre) et l'utilisation d'une grille pétrogénétique adaptée, permettent de déterminer le faciès atteint par la roche lors du pic métamorphique. La **métastabilité** des paragenèses métamorphiques permet leur observation sur des échantillons qui sont à la surface.
- Le **métamorphisme hydrothermal** est un cas de **métasomatisme** (métamorphisme en système ouvert) : en contexte océanique, il se produit au voisinage des dorsales et affecte l'ensemble de la lithosphère océanique, métamorphisée jusqu'au faciès des schistes verts.

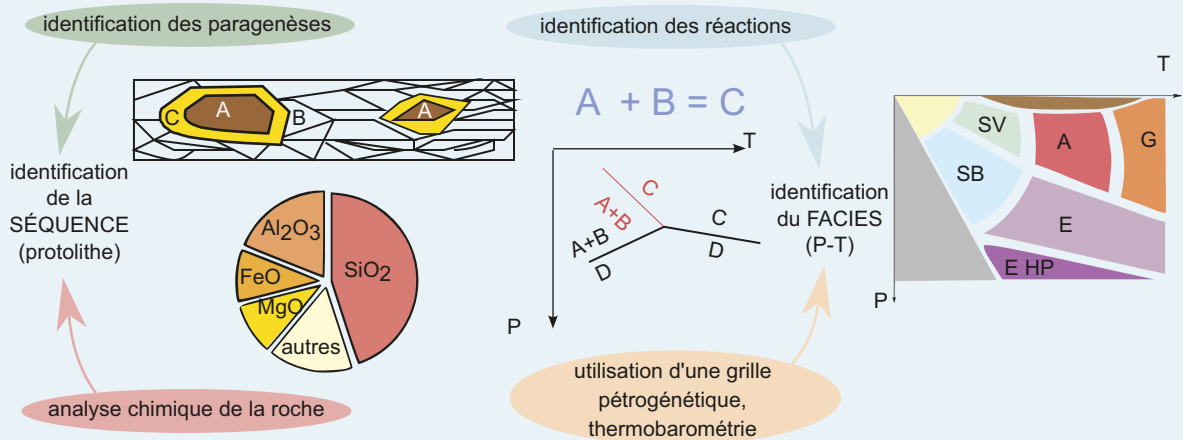


Figure de synthèse De la paragenèse métamorphique aux conditions P-T.

S'entraîner

QCM de connaissances

- Quelques généralités sur le métamorphisme :
 - a. Deux roches appartenant à la même séquence peuvent ne pas appartenir au même faciès.
 - b. Deux roches appartenant au même faciès peuvent ne pas appartenir à la même séquence.
 - c. Une roche métamorphisée dans le faciès des cornéennes a subi un métamorphisme de haute pression.
 - d. Le passage des conditions du faciès des schistes verts au faciès des schistes bleus est généralement prograde.
- À propos des séquences métamorphiques :
 - a. Un marbre est une roche paradérivée.
 - b. La présence de grenats dans une roche métamorphique est la caractéristique d'un métamorphisme de haute pression.
 - c. Un métagabbro est une roche métamorphique orthodérivée de la séquence basique.
 - d. Un métabasalte est forcément métamorphisé dans le faciès des schistes verts.
- À propos des migmatites :
 - a. Elles sont les constituants majeurs de la croûte océanique inférieure.
 - b. Elles peuvent se former dans les conditions du faciès des amphibolites.

- c. Elles peuvent être paradérivées.
- d. Elles peuvent contenir de la sillimanite (voir la grille du **Zoom 1**).
- e. Elles sont issues de la fusion partielle du manteau.

QCM à partir de documents

- 1 D'après la grille pétrogénétique du **Zoom 1** et la grille des faciès (figure 16.4) :
 - a. Une roche placée dans les conditions $P = 10 \text{ kbar}$ $T = 600 \text{ °C}$ possède forcément de la staurotide.
 - b. Une roche contenant la paragenèse staurotide + disthène + muscovite a atteint une température d'environ 600 °C .
 - c. Cette roche placée dans les conditions $P = 10 \text{ kbar}$ et $T = 600 \text{ °C}$ a atteint les conditions du faciès des éclogites.
 - d. Cette même roche peut être une migmatite.
- 2 D'après la grille pétrogénétique de la figure 16.2 :
 - a. Une roche contenant la paragenèse épidote, quartz, albite, glaucophane s'est formée à une pression comprise entre 5 et 15 kbar.
 - b. Une roche contenant la paragenèse lawsonite, albite, glaucophane s'est formée à une température inférieure à 400 °C .
 - c. Une roche contient de la lawsonite et de la jadéite : ces deux minéraux appartiennent forcément à deux paragenèses différentes.
 - d. Cette même roche est probablement un gneiss.

Sujets sur documents

Utiliser une grille pétrogénétique et des géothermomètres et géobaromètres

Deux échantillons métamorphiques sont récoltés dans les Alpes et sont notés (a) et (b). L'échantillon (a) est une metabasite à glaucophane et épidote mais dépourvue de lawsonite. L'échantillon (b) est un schiste lustré, une roche paradérivée possédant de la carpholite et de la phengite.

- 1 À partir des figures 16.7a et b, déterminez les conditions du métamorphisme subi par les deux échantillons.

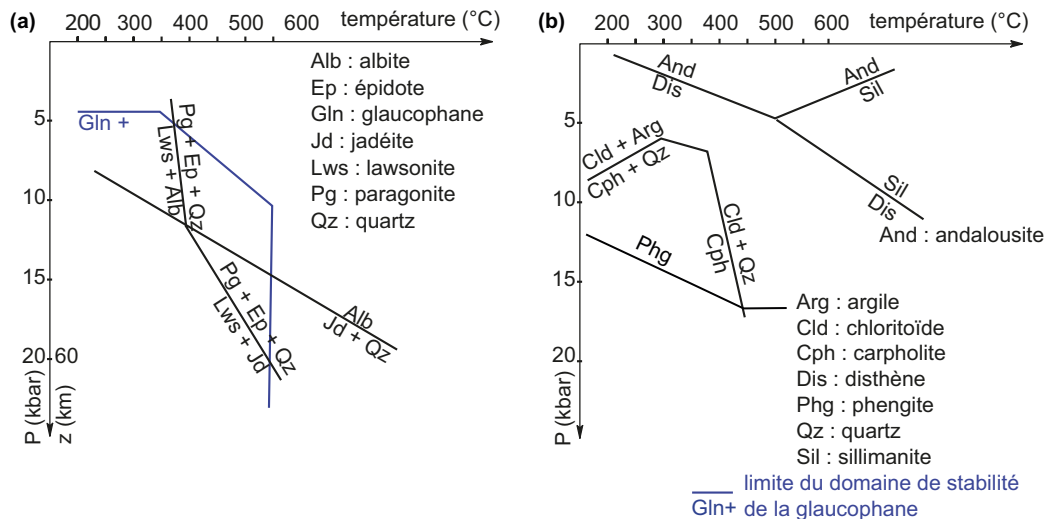


Figure 16.7 Grilles pétrogénétiques correspondant aux roches basiques (a) et aux schistes lustrés (b).

Un métagabbro prélevé dans un autre secteur des Alpes possède du grenat, de l'omphacite (un mélange de plusieurs pyroxènes dont la jadéite), de la phengite, du quartz, du rutile, de l'épidote et de la glaucophane mais pas de lawsonite. Par ailleurs, le taux de jadéite (Jd) de l'omphacite est égal à 39 %, la teneur en Si de la phengite est égale à 3,41 et la constante K_D de l'équilibre grenat-clinopyroxène a été estimée à 16. Ces différentes grandeurs sont reportées dans la figure 16.8.

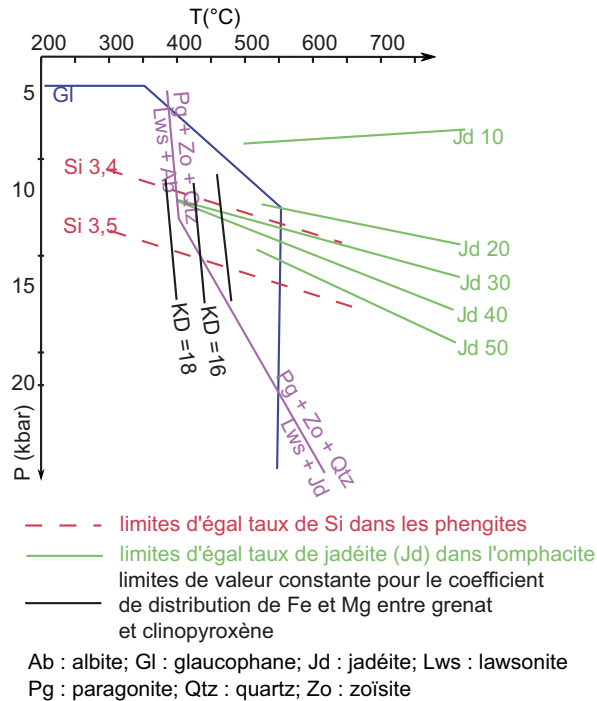


Figure 16.8 Données géothermobarométriques relatives au métagabbro.

- 2 Expliquez ce que représente le K_D de l'équilibre grenat-pyroxène et quelles propriétés thermodynamiques de cet équilibre sont révélées par la figure 16.8
- 3 À partir de la figure 16.8 reconstituez les conditions du métamorphisme subi par le métagabbro.

Caractériser le métamorphisme océanique hydrothermal

Dans un secteur océanique, proche de la dorsale atlantique, où le gradient thermique est très élevé (environ $80 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$), des observations en submersibles ont permis de repérer l'existence de phénomènes particuliers photographiés sur la figure 16.9. Dans ce secteur, des échantillonnages des basaltes à proximité de la dorsale atlantique ont été réalisés grâce à des forages, effectués sur près de 2 000 m d'épaisseur. Les échantillons sont tous des basaltes à feldspaths plagioclases, montrant des signes d'altération, notamment des minéralisations secondaires rassemblées sur la figure 16.10. Enfin, la figure 16.11 présente les analyses chimiques d'échantillons prélevés le long du forage.

- 1 À partir des informations contenues dans l'ensemble des documents, caractérisez la nature et les conséquences des interactions entre l'eau et les basaltes océaniques.

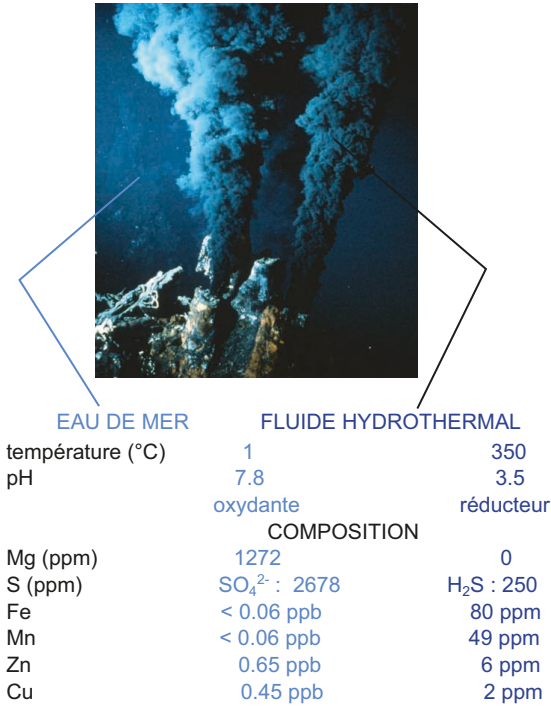


Figure 16.9 Comparaison de quelques caractéristiques de l'eau de mer et des fluides hydrothermaux

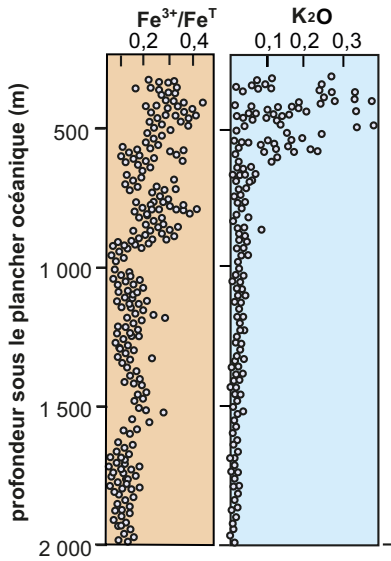


Figure 16.11 Comparaison de quelques caractéristiques de l'eau de mer et des fluides hydrothermaux.

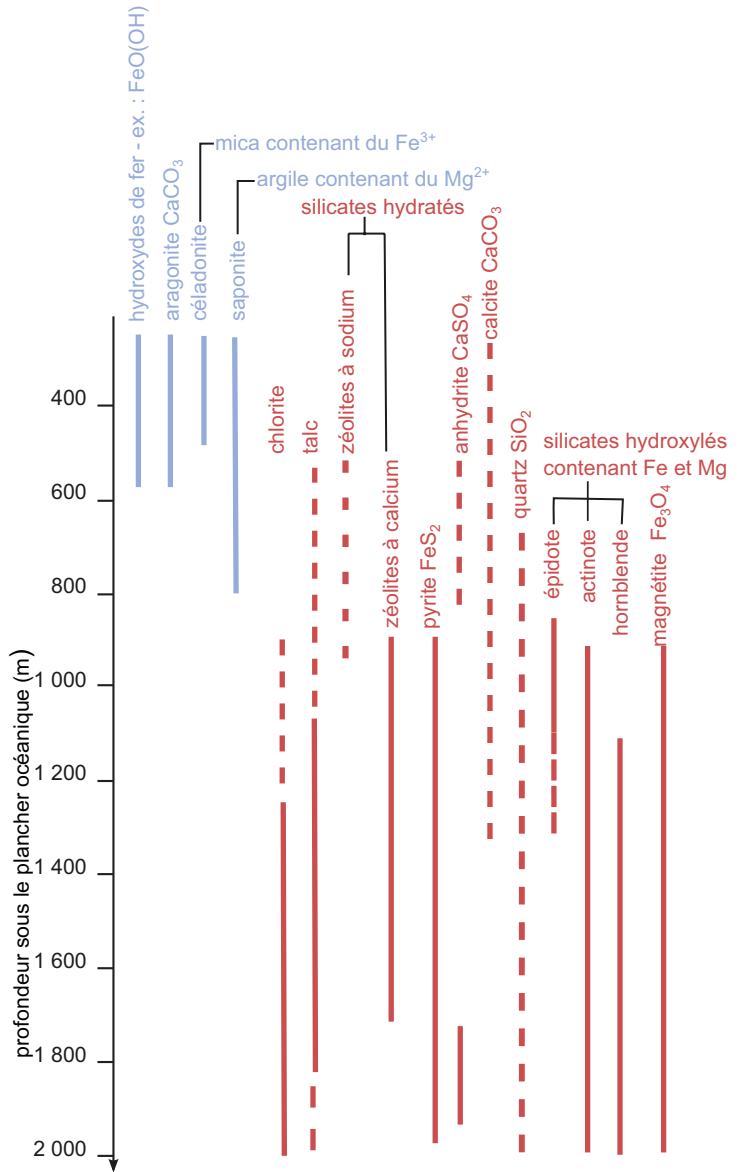


Figure 16.10 Minéraux secondaires présents dans les échantillons de basaltes prélevés par forage.

La figure 16.12 présente les valeurs du flux thermique sur un profil réalisé perpendiculairement à l'axe d'une dorsale, en fonction de la distance à la dorsale.

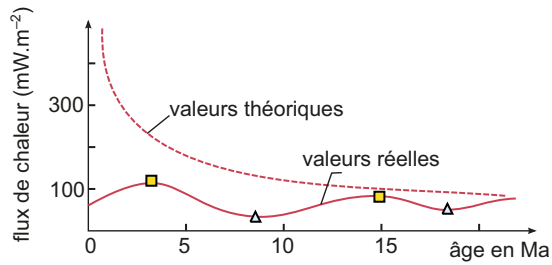


Figure 16.12 Flux thermique estimé en fonction de l'âge du plancher océanique.

L'axe de la dorsale est situé à 0 Ma. La courbe en pointillés a été calculée en utilisant les lois de transfert de la chaleur par conduction, la courbe en trait plein a été calculée à partir de mesures effectuées sur le terrain.

- 2 Comment expliquer la différence constatée entre les deux courbes ?
- 3 À quoi correspondent les sites repérés par des carrés et des triangles sur la courbe en trait plein ?