

Chapitre 17

La distribution spatiale des roches métamorphiques et les variations temporelles des associations minéralogiques

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Un métamorphisme localisé : le métamorphisme de contact
- 2 Un métamorphisme associé à la tectonique régionale : le métamorphisme régional et les gradients métamorphiques
- 3 Les roches métamorphiques, mémoire de la dynamique de la croûte : les trajets $(P,T) = f(t)$

ZOOM

- 1 Évolution mécanique et thermique d'une zone de collision (du gradient MP-MT au gradient BP-HT)

INTRODUCTION

Certaines régions de croûte continentale (notamment dans les chaînes de montagnes anciennes et récentes) exposent de larges affleurements de roches métamorphiques. De telles régions, plurikilométriques, constituent des **séries métamorphiques**. Au sein d'une même série, les roches peuvent se distinguer par des transformations métamorphiques plus ou moins intenses selon les conditions de pression et de température localement subies lors de l'épisode métamorphique en profondeur.

- Comment établir l'intensité du métamorphisme et ses variations au sein d'une série ?
- Comment utiliser les informations pour reconstituer l'état thermique de la croûte continentale au moment du métamorphisme ?

Le métamorphisme résulte de mouvements verticaux des matériaux. Ceux-ci, continus, entraînent les roches en profondeur et les ramènent en surface : un protolithe sédimentaire suit ainsi un chemin prograde (augmentation de P et T) lors de son enfouissement, puis un chemin rétrograde (diminution de P et T) lors de son retour à la surface, où il est échantillonné. Ce **chemin (P,T) , fonction du temps**, se déroule sur des dizaines de millions d'années.

- Quelles sont alors les marques métamorphiques que peuvent laisser les conditions P-T successives ?
- Comment l'étude des paragenèses d'une roche métamorphique permet-elle de reconstituer le chemin $(P,T) = f(t)$ qu'elle a subi ?
- Comment les chemins $(P,T) = f(t)$ témoignent-ils de la dynamique lithosphérique ?

1

Un métamorphisme localisé : le métamorphisme de contact

Les **intrusions** magmatiques (plutons, filons) mises en place au sein d'un **encaissant**, déterminent souvent à leur contact une transformation métamorphique localisée de celui-ci, ce qui définit le **métamorphisme de contact**.

1.1 L'auréole de métamorphisme, témoin du métamorphisme de contact

Un magma (entre 700 et 1 200 °C suivant sa nature) peut subir une ascension qui cesse à la surface dans le cas du volcanisme, ou à quelques kilomètres de profondeur dans le cas du plutonisme. Le déséquilibre thermique entre le magma et son encaissant entraîne l'échauffement de ce dernier et sa transformation sur une certaine distance, qui définit **une auréole de métamorphisme** autour du pluton (figures 17.1a et b). Les caractéristiques du métamorphisme de contact associé à un pluton sont les suivantes :

- la largeur de l'auréole est variable (métrique à plurikilométrique) et augmente avec la **différence de température entre le magma et l'encaissant** et avec la conductivité thermique des roches de l'encaissant ;
- la profondeur de cristallisation du magma étant modérée, le métamorphisme de contact est de **haute température – basse pression** ;
- les roches de l'auréole gardent généralement la même composition chimique globale que celles de l'encaissant non métamorphisé : le métamorphisme de contact est alors **isochimique** ;
- l'encaissant reste statique à grande échelle lors du métamorphisme. Cependant, la mise en place de l'intrusion peut s'accompagner d'une **déformation localisée** de l'encaissant, les roches de l'auréole étant alors affectées d'une schistosité parallèle aux bordures de l'intrusion.

1.2 La reconstitution des conditions P-T du métamorphisme de contact

La distribution de minéraux **typomorphes** dans l'auréole (figures 17.1c et d) permet de préciser les conditions P-T du métamorphisme de contact.

Supposons le cas d'un pluton intrusif dans un encaissant sédimentaire pélitique, riche en minéraux argileux. On utilise alors une grille pétrogénétique de la séquence pélitique :

- À proximité immédiate du pluton, l'auréole contient des roches dures, compactes et à aspect de corne. Ce sont des **cornéennes**. Des **schistes** s'observent à plus grande distance du pluton.
- Le métamorphisme de l'auréole se marque par l'apparition, aux dépens des minéraux argileux, des minéraux classiquement rencontrés dans la séquence pélitique : un silicate d'alumine, l'**andalousite**, de la **cordiérite**, des **micas** (biotite et muscovite). Le positionnement des paragenèses des cornéennes dans la grille montre qu'elles se développent à haute température et basse pression, ce qui définit le **faciès des cornéennes** (figure 17.1d).
- L'intensité du métamorphisme est décroissante avec la distance au pluton du fait de la décroissance de la température. La reconstitution des conditions de température se fonde sur l'apparition ou la disparition des minéraux index du métamorphisme dans les réactions de la séquence considérée. Les zones d'existence de ces minéraux sont repérées dans l'auréole.

La limite d'une zone, indiquant l'apparition ou la disparition d'un ou plusieurs minéraux index est une **isograde**, chacune correspondant à la matérialisation sur le terrain d'une réaction univariante du métamorphisme.

Exemple : sur la figure 17.1d sont représentées les isogradés d'apparition de l'andalousite **and+**, de la cordiérite **crd+**, de la biotite **bt+**, de la muscovite **ms+**, et de la disparition des argiles **arg-**.

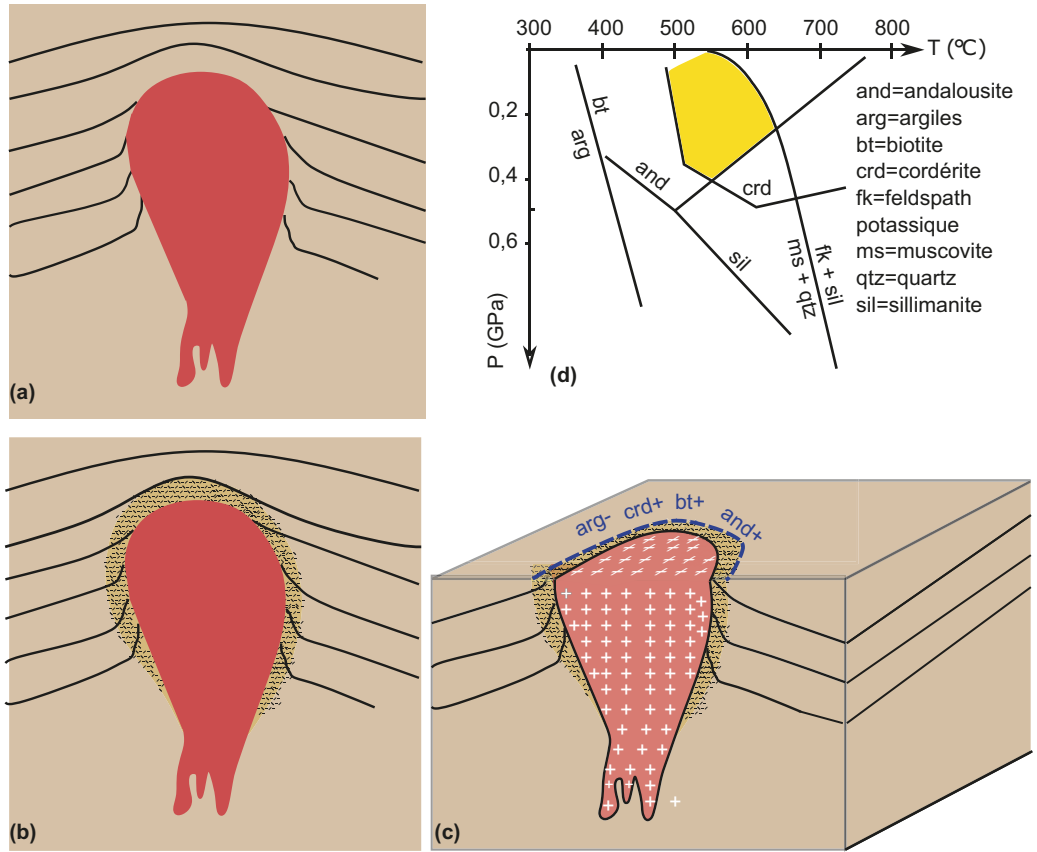


Figure 17.1 Métamorphisme de contact autour d'un pluton granitique.

(a) Intrusion d'un magma granitique (pluton) dans une série sédimentaire pélitique, déformée au contact du pluton ; (b) arrêt de la migration du magma et métamorphisme de contact pendant la cristallisation et le refroidissement du pluton. Dans l'auréole, disparition des argiles et cristallisation d'andalousite, cordiérite, biotite ; (c) grille pétrogénétique de la séquence pélitique et positionnement de la paragenèse ; (d) après érosion, portée à l'affleurement du pluton et de son auréole de métamorphisme de contact.

Dans un encaissant initialement de composition homogène, les isogrades sont concentriques au sein de l'auréole et sont chacune indicatrice d'une température (la pression est constante). La distance à l'intrusion permet le calcul de l'évolution de la température par unité de distance, ce qui correspond au **gradient métamorphique** : le métamorphisme de contact est un **métamorphisme de haute température et basse pression (HT - BT)**, localisé aux bordures des plutons.

2 Un métamorphisme associé à la tectonique régionale : le métamorphisme régional et les gradients métamorphiques

Outre le métamorphisme de contact, localisé, le métamorphisme s'observe aussi sur de vastes régions, correspondant à des portions de croûte qui ont été engagées dans des processus de subduction ou de collision. Elles ont au cours de leur enfouissement subi des déformations tectoniques et des transformations métamorphiques. Ce métamorphisme, clairement associé à la tectonique est le **métamorphisme régional**.

2.1 Minéraux index et zones du métamorphisme régional

Une **série métamorphique** est un ensemble de roches métamorphiques, affleurant sur de grandes surfaces (à une échelle régionale), qui dérivent d'un seul type de protolithe et qui ont subi le même événement tectono-métamorphique majeur. Les paragenèses correspondant au **pic métamorphique** (conditions P-T maximales) subi par cet ensemble de roches sont donc de même âge.

Or, il est fréquent de constater qu'au sein d'une série métamorphique, ces paragenèses sont diversifiées : le degré du métamorphisme, donc les conditions P-T, n'ont pas été les mêmes dans toute la série. Celle-ci est alors subdivisée en zones, chacune caractérisée par un assemblage de minéraux index (une paragenèse minérale caractéristique d'une gamme de P et T) correspondant au pic métamorphique qu'elle a subi.

À titre d'exemple, la carte schématique sur la [figure 17.2](#) représente une série métamorphique affectant une formation initialement pélitique.

La série comporte différents types de roches : du nord vers le sud, des schistes peu métamorphiques, des micaschistes, des gneiss puis des migmatites. Toutes ont la composition chimique globale d'une pélite (le métamorphisme régional est isochimique).

Toutes de même âge, les paragenèses observées dans ces roches correspondent à un épisode métamorphique unique, associé à l'épisode tectonique qui engendre les schistosités/foliations.

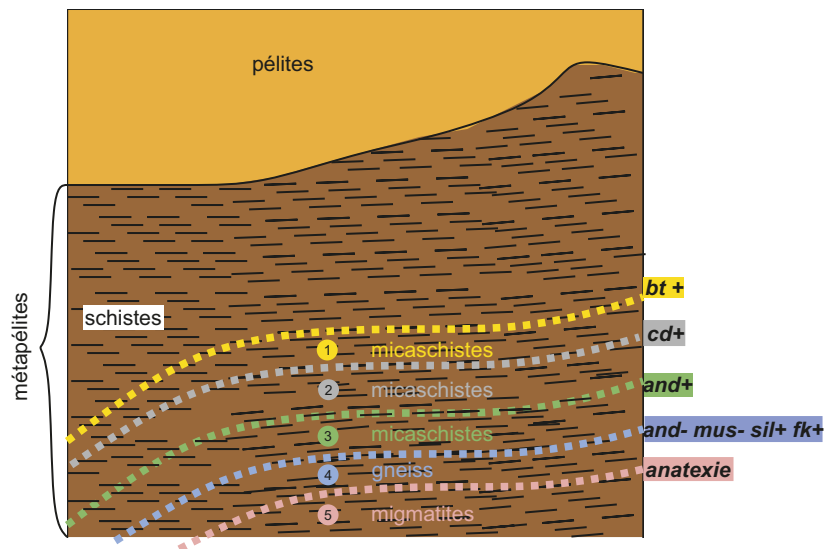


Figure 17.2 Carte géologique d'une série métamorphique.

and = andalousite, bt = biotite ; cd = cordiérite, fk = feldspath potassique ; mus = muscovite, sil = sillimanite.

Quatre zones se distinguent sur cet exemple. Elles sont séparées par des courbes correspondant à l'apparition ou la disparition de certains minéraux index ; comme dans le cadre du métamorphisme de contact, on reporte ici la trace cartographique d'**isogrades** :

- - - isograde **bt+** : limite d'apparition de la biotite
 - ① Zone à biotite
- - - isograde **cd+** : limite d'apparition de la cordiérite
 - ② Zone à cordiérite

- - - isograde *and+* : limite d'apparition de l'andalousite
③ Zone à andalousite
- - - isograde *and- mus- sil+ fk+* : limite de disparition de l'andalousite et de la muscovite, d'apparition de la sillimanite et du feldspath potassique
④ Zone à sillimanite, feldspath potassique
- - - limite d'apparition des migmatites, donc de l'*anatexie* crustale.
⑤ Zone des migmatites

L'intérêt de cette représentation est son interprétation en termes de gradient métamorphique.

2.2 Établissement d'un gradient métamorphique

Le report des paragenèses de chaque zone dans une grille pétrogénétique adaptée (ici, une grille de la séquence pélitique) permet de déterminer les conditions P et T correspondant à chaque zone (figure 17.3).

Le positionnement des points est d'une précision inégale suivant les zones : ceux de la zone ③ (dans le champ de stabilité de la cordiérite, de la muscovite et de l'andalousite) et de la zone ④ (dans le champ de stabilité de la cordiérite, de la sillimanite, du feldspath potassique et hors du champ de stabilité de la muscovite) sont les plus précis et guident le placement des autres points qui sont placés dans l'alignement des points ③ et ④.

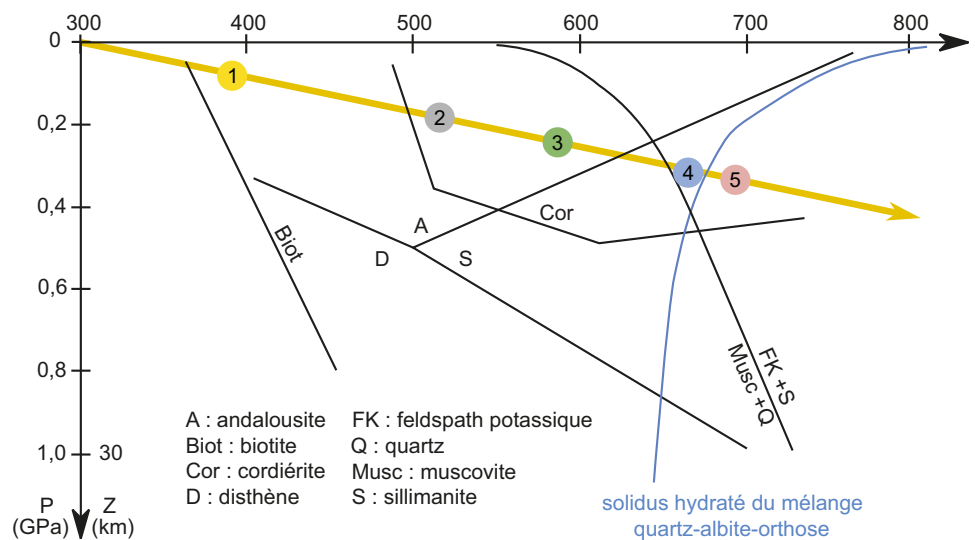


Figure 17.3 Positionnement des paragenèses des cinq zones métamorphiques dans une grille pétrogénétique adaptée à la séquence *pélitique*.

And = andalousite, bt = biotite ; cd = cordiérite, mus = muscovite, sil = sillimanite.

Le positionnement de chaque paragenèse dans la grille fournit alors les pressions approximatives, donc les profondeurs, des pics métamorphiques.

Dans l'exemple proposé : zone 1 ↔ 3 km, zone 2 ↔ 6 km, zone 3 ↔ 8 km, zone 4 ↔ 9 km, zone 5 ↔ 10 km. Les conditions P-T du métamorphisme s'accroissent vers le sud. L'ensemble de la série est donc ici interprété comme une exposition à la surface (notamment par le jeu de l'érosion) d'une portion de croûte continentale métamorphisée : **le passage de la zone 1 à la zone 5 traduit un gradient métamorphique** au sein de la portion de croûte considérée.

! Attention !

Le repérage de zones métamorphiques et le tracé d'isogrades ne peuvent en toute rigueur se faire dans une série affectée par le métamorphisme régional qu'à quatre conditions :

- le protolithe doit être homogène à l'échelle d'une région entière ;
- l'empreinte métamorphique visible à l'échelle régionale doit correspondre à un unique épisode tectono-métamorphique ;
- il ne doit pas y avoir d'accident tectonique majeur dans le secteur, qui aurait juxtaposé des unités métamorphiques au départ éloignées les unes des autres ;
- la paragenèse observée et prise en compte dans chaque zone doit bien traduire les conditions maximales de P et T atteintes par la zone lors cet épisode métamorphique, conditions qui définissent le pic métamorphique de la zone.

En pratique, ces conditions sont bien réunies dans le cas du métamorphisme de contact, mais le sont exceptionnellement dans le cadre du métamorphisme régional.

2.3 Signification du gradient métamorphique, lien avec le gradient géothermique

Dans la croûte continentale actuelle, la température augmente avec la profondeur selon un gradient géothermique en moyenne de l'ordre de $30\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, mais très variable selon les contextes géodynamiques (de quelques degrés.km^{-1} à plus de $100\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$).

L'alignement de la [figure 17.3](#) est de l'ordre de $60\text{-}70\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Il correspond au gradient métamorphique de l'épisode métamorphique et indique l'état thermique de cette portion de croûte continentale à l'époque du métamorphisme. Mais il n'est qu'une indication grossière du gradient géothermique à l'époque du métamorphisme (notamment parce que la portion de croûte continentale portée à l'affleurement n'était pas forcément strictement verticale à l'époque).

Dans le cas étudié, le gradient métamorphique est élevé et est alors dit de basse pression-haute température (BP-HT).

2.4 Interprétation du gradient métamorphique obtenu en termes de contexte géodynamique

L'intérêt d'estimer un gradient métamorphique dans une série est qu'il fournit de précieuses indications sur le contexte géodynamique associé au métamorphisme. Trois principaux gradients métamorphiques sont classiquement reconnus : haute pression – basse température (HP-BT), moyenne pression – moyenne température (MP-MT), basse pression – haute température (BP-HT). La [figure 17.4](#) les illustre et le [tableau 17.1](#) résume leurs interprétations géodynamiques.

Tableau 17.1 Les principaux gradients métamorphiques, les faciès et contextes géodynamiques associés.

Gradient métamorphique	Faciès métamorphiques concernés	Contexte géodynamique associé
HP-BT ($< 15\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$)	Schistes verts Schistes bleus Éclogites	Subduction océanique Subduction continentale
MP-MT ($\sim 20\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$)		Collision
BP-HT ($> 25\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$)	Schistes verts Amphibolites Granulites	Nombreux contextes géodynamiques où il se produit un apport de chaleur ou/et une diminution de pression : phase tardive d'une collision, métamorphisme hydrothermal, rifting continental

ZOOM 1

Évolution mécanique et thermique d'une chaîne de collision (du gradient HP-BT au gradient BP-HT)

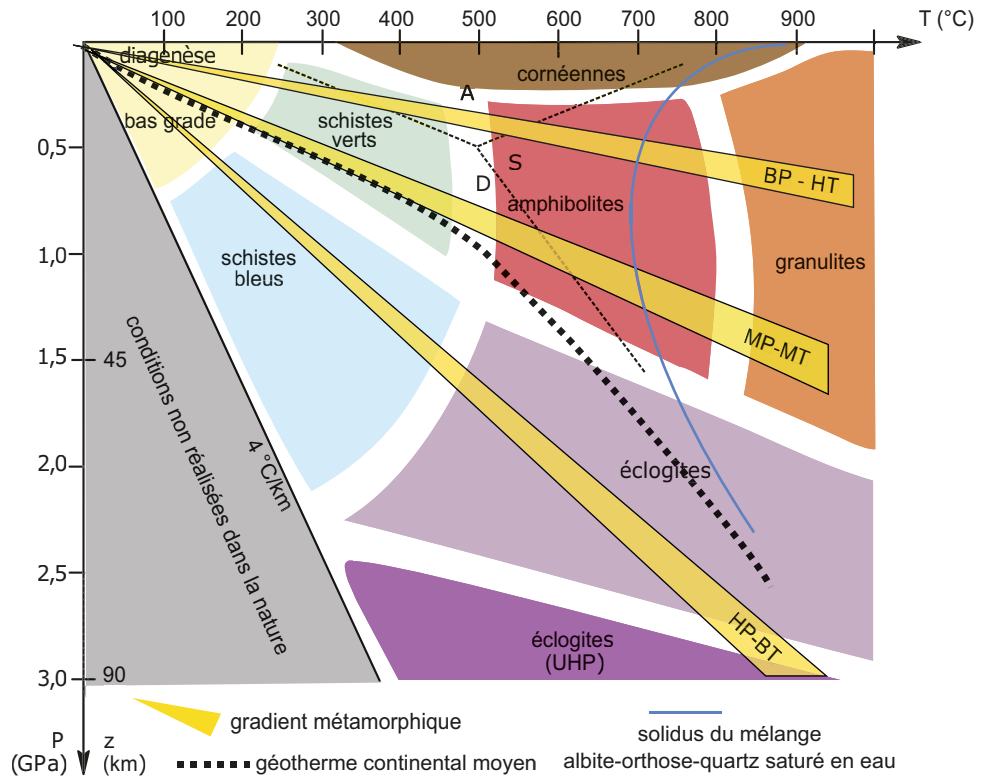


Figure 17.4 Les principaux gradients métamorphiques.

Une roche de la séquence pélicite pourra posséder des paragenèses à « A » (andalousite), « D » (disthène) ou « S » (sillimanite). On constate alors qu'un gradient BP-HT sera associé à l'apparition d'andalousite et de sillimanite (mais pas de disthène), un gradient MP-MT est associé à l'apparition de disthène et de sillimanite (mais pas d'andalousite) et un gradient HP-BT à l'apparition de disthène seulement.

Voir à la fin du chapitre « S'entraîner », le sujet sur documents

3 Les roches métamorphiques, mémoires de la dynamique de la croûte : les trajets (P,T) = f(t)

3.1 Recristallisations métamorphiques et déformations : minéraux antéfoliaux, synfoliaux et postfoliaux

Les **schistosités** et les **foliations** sont des structures tectoniques planaires très fréquentes dans les roches métamorphiques.

Elles résultent de la recristallisation des minéraux en lits de compositions distinctes (dans l'exemple du gneiss : alternance de lits sombres de micas et lits clairs de quartz et feldspaths). Le repérage d'une foliation, définie par son contenu minéralogique et son orientation sur le terrain (direction, pendage), permet d'identifier un **épisode tectono-métamorphique** parmi tous ceux impliqués dans l'édification d'une chaîne de montagnes.

D'un point de vue chronologique, trois types de minéraux peuvent être présents dans une roche métamorphique affectée par un seul événement tectonique :

- certains préexistaient à la déformation et subsistent, plus ou moins déformés : ils sont dits **antéfoliaux** (ou antéschisteux) ;

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

- d'autres se sont développés au cours de la déformation : ils sont dits **synfoliaux** (ou synschisteux) ;
- d'autres enfin se forment ultérieurement alors que la déformation a cessé : ils sont dits **post-foliaux** (ou postschisteux).

L'observation en lame mince des minéraux permet généralement d'identifier la **chronologie relative des recristallisations minérales par rapport à l'épisode tectonique** (figure 17.5).

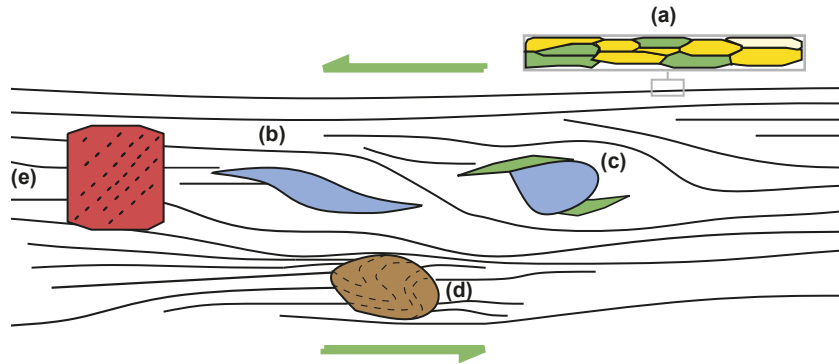


Figure 17.5 Relations entre la déformation (foliation) et la mise en place de paragenèses métamorphiques.

(D'après Passchier C., Gondwana Research, 10, 1-2, 2006)

La roche schématisée est affectée d'une schistosité/foliation localement sigmoïde, indiquant qu'elle s'est mise en place dans le cadre d'un cisaillement ductile.

(a) Les minéraux verts et jaunes sont préférentiellement orientés dans le plan de schistosité/foliation, leurs contacts sont francs : ce sont des minéraux synfoliaux.

(b) et (c) Les minéraux bleus sont contournés par la schistosité/foliation et sont, en **(b)**, déformés de façon sigmoïde, dans le sens du cisaillement ductile : ce sont des minéraux antéfoliaux. En **(c)** : des ombres de pression dissymétriques se sont développées de part et d'autre de certains cristaux, dans lesquelles ont cristallisé les minéraux verts, qui sont donc synfoliaux.

(d) Le cristal brun est déformé et possède des inclusions qui sont organisées en spirale : le minéral s'est développé en même temps que le cisaillement ductile, il est donc synfolial.

(e) Le minéral rouge n'est pas déformé et recoupe nettement la schistosité/foliation : il est postfolial. Sa croissance englobe des inclusions témoins de la schistosité/foliation antérieure.

Dans l'exemple théorique présenté ci-dessus, on peut représenter la chronologie des recristallisations métamorphiques par la figure 17.6. Le temps est représenté par une flèche : l'épisode tectonique responsable de la schistosité/foliation est positionné et les différents minéraux (représentés par leur couleur sur le schéma) sont placés avant, pendant, ou après la foliation.

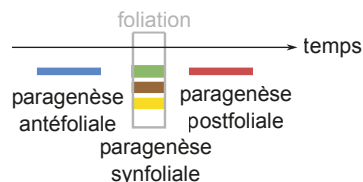


Figure 17.6 Représentation des paragenèses successives dans la roche métamorphique théorique de la figure 17.5.

3.2 Cinétique des transformations et déformations

La figure 17.7a présente l'évolution d'un gabbro dans le faciès schistes bleus : pyroxènes et plagioclases de l'assemblage initial réagissent pour former au niveau de leurs contacts une couronne de glaucophanes, produits de la réaction pyroxène + plagioclase + H₂O = glaucophane – figure 17.7b. Dans les zones peu déformées (figure 17.7b), la réaction reste incomplète ; elle est totale dans les zones intensément foliées (figure 17.7c). Le développement de couronnes réactionnelles définit les textures coronitiques.

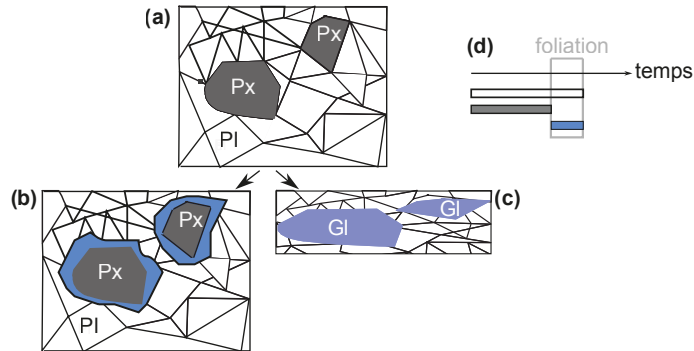


Figure 17.7 Relations entre la préservation des paragenèses métamorphiques et l'intensité de la déformation ductile.

- (a) Paragenèse du protolithe : pyroxène, plagioclase.
- (b) Dans les zones peu déformées lors du métamorphisme, une couronne bleue de glaucophane se forme autour des pyroxènes.
- (c) Dans les zones foliées, disparition des pyroxènes antéfoliaux.
- (d) Chronologie relative des paragenèses et de la foliation.

Voir à la fin du chapitre la rubrique « S'entraîner », pour quelques exemples de textures réactionnelles interprétées en chemin (P,T) = f(t).

Les zones moins déformées d'une roche métamorphique conservent davantage la mémoire des minéraux reliques. Dans le cas d'une couronne réactionnelle, l'explication réside dans le fait qu'une fois qu'une certaine quantité de produits s'est formée, la distance entre les réactifs est augmentée et ceux-ci ne peuvent plus échanger d'ions par diffusion : la réaction est bloquée, les minéraux réactifs, antéfoliaux sont préservés.

En revanche, **dans les secteurs très déformés, la cinétique des réactions est augmentée**, notamment parce que la déformation réduit la taille des grains et augmente la surface de leurs contacts, donc la surface réactionnelle : il ne persiste plus de minéraux réactifs et seuls les minéraux produits sont visibles.

3.2 Le tracé des chemins P-T-t

L'agencement des minéraux d'une roche métamorphique au regard de sa déformation et l'observation de textures réactionnelles sont les moyens de reconnaître une **succession de paragenèses** au sein d'une roche métamorphique.

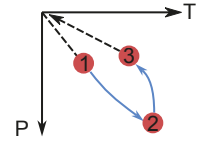
Du fait de la métastabilité des minéraux, la paragenèse « n » n'est pas complètement effacée par la paragenèse « n+1 » : cette persistance de minéraux relictuels permet d'**identifier les paragenèses successives** et de **reconstituer leur chronologie relative**.

Le report des différentes paragenèses dans une grille pétrogénétique permet de retracer les conditions P et T successivement rencontrées par la roche au cours de son histoire : on parle de **chemin (P,T) = f(t)** ou **chemin P-T-t**.

Il est alors possible de retracer la succession de paragenèses au cours de l'enfouissement de la roche (**chemin prograde**) et de son retour vers la surface (**chemin rétrograde**) – figure. 17.8 et ainsi reconstituer les mouvements verticaux qu'elle a subis.

Figure 17.8 Schématisation d'un chemin P-T-t.

Les paragenèses 1 -2 -3 ont été reconnues comme se succédant dans une roche métamorphique. La flèche bleue indique le chemin prograde subi par la roche, la flèche verte, le chemin rétrograde. Les secteurs en pointillés sont supposés.



Au cours de l'enfouissement, l'accroissement des conditions de P et de T qui accompagne un métamorphisme prograde efface aisément les témoins des premières transformations réalisées dans des faciès de conditions plus modérées.

Ainsi, la subduction d'un gabbro conduit d'abord à un passage de celui-ci dans les conditions du faciès schistes verts (marqué par l'apparition de chlorite et d'une amphibole, l'actinote) avant que ces traces ne soient effacées par l'enfouissement dans le faciès schistes bleus ou éclogites. Les conditions maximales atteintes constituent le **pic métamorphique** pour l'échantillon étudié. Ce pic métamorphique peut ensuite être partiellement ou totalement effacé lors de la remontée qui développe un **métamorphisme rétrograde**. La course rétrograde, dernière à être effectuée, est en général bien mieux préservée que la prograde, notamment dans les zones déformées. La dernière empreinte métamorphique marquée dans la roche, moins intense que les précédentes, est une **rétrorhose**.

3.3 La signification des chemins P-T-t

Le contexte le plus fréquent de développement du métamorphisme régional est le **contexte orogénique**, c'est-à-dire lors de la formation de chaînes de montagnes (orogènes) de collision. L'histoire géologique d'une chaîne de montagnes implique souvent la succession d'une subduction océanique, une collision continentale (éventuellement associée à une subduction continentale) et une extension tardi-orogénique. Chacune de ces phases est associée à un régime thermique particulier, donc à un gradient métamorphique particulier.

L'étude des roches métamorphiques échantillonnées dans une chaîne de montagnes permet :

- de retrouver, dans différentes zones, les pics métamorphiques correspondant aux différentes étapes de son édification ;
- de reconstituer le chemin P-T-t de chacune de ces zones et de reconstituer les mouvements verticaux qu'elles ont subis.

La **figure 17.9** résume les étapes d'une orogénèse telles qu'elles sont enregistrées dans les roches métamorphiques :

(1) Enregistrement des marques d'une **subduction océanique initiale** : le point O_0 sur la **figure 17.9d** représente un magma basaltique, à l'origine de basaltes de la croûte océanique. Ceux-ci ont ensuite suivi un chemin prograde dans le faciès des **schistes bleus**, puis des **éclogites** (O_1), dans un **gradient métamorphique HP-BT** associé à la subduction océanique (**figure 17.9a**).

(2) Enregistrement des marques d'une **subduction continentale** (**figures 17.9b et 17.9e**) : une roche originellement sédimentaire (C_0) subit un trajet prograde qui s'inscrit dans un gradient HP-BT associé à la subduction continentale, et atteint le faciès des éclogites – point C_1 (voire des **éclogites de ultra haute pression** – voir Zoom 2).

(3) Enregistrement des **marques de la collision** (**figures 17.9a, b et e**) : lors de la phase d'épaississement, la roche C_0 atteint le point C'_1 (faciès des **amphibolites**), puis chemine vers le point **C'2**, dans un **gradient métamorphique MP-MT**.

L'effondrement tardi-orogénique (**figures 17.9c et 17.9e**) conduit les roches $C1$ et $C'1$ vers le point **C2-C'2** (faciès des amphibolites ou granulites), dans un **gradient métamorphique BP-HT**, associé à une anatexie.

ZOOM 1

Évolution mécanique et thermique d'une zone de collision (du gradient MP-MT au gradient BP-HT)

(4) Enregistrement des **marques de l'exhumation** (figures 17.9d et e) : pour l'ensemble de ces roches, océaniques et continentales, **l'exhumation** résulte de processus complexes associant tectonique, érosion et isostasie. Les roches C₂-C'₂ subissent une remontée vers la surface et leur éventuelle **rétrromorphose** dans le faciès schistes verts.

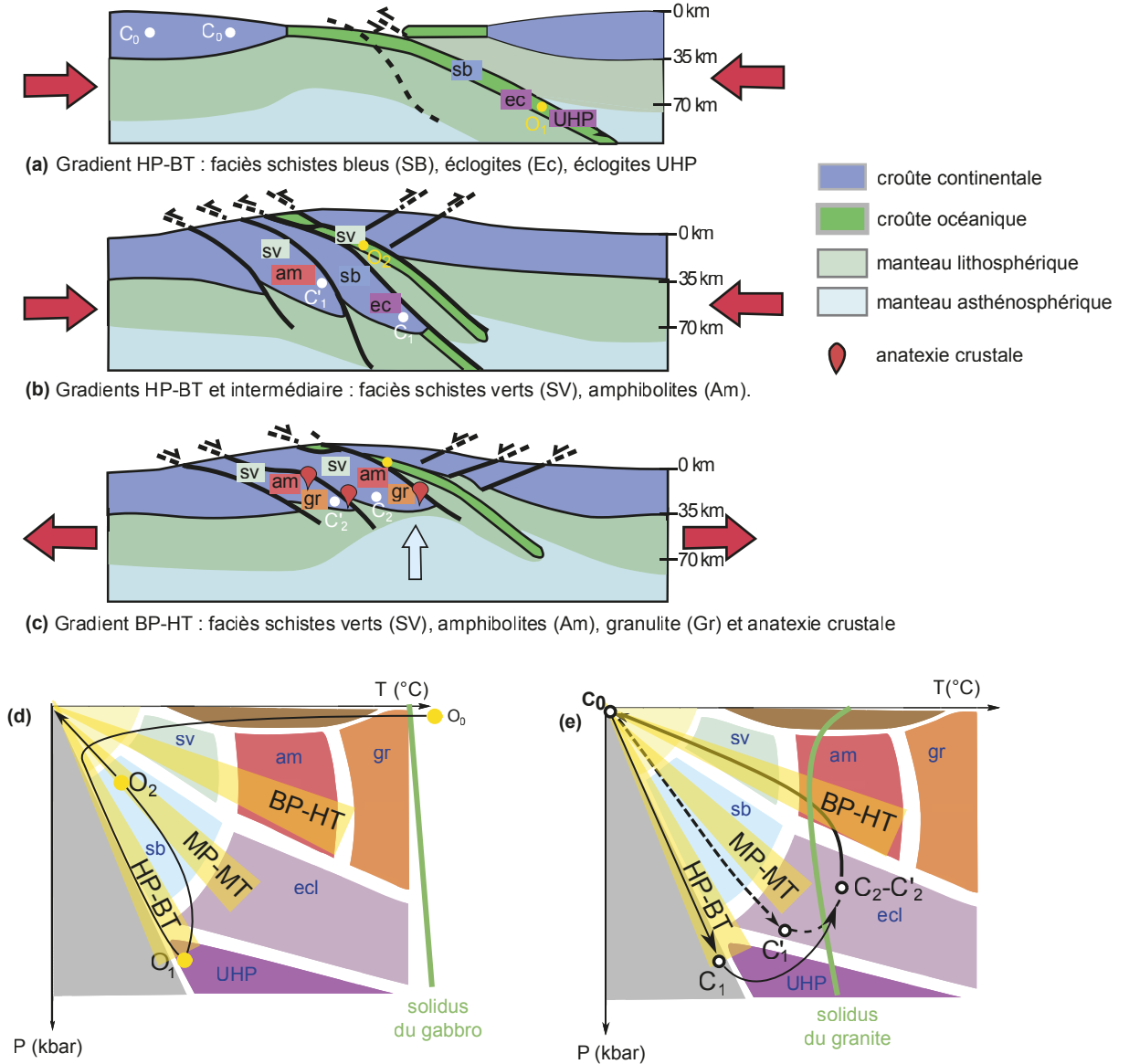


Figure 17.9 Étapes d'une orogénèse et chemins P-T-t associés.

(a) Subduction océanique et gradient HP-BT ; (b) subduction continentale et gradient HP-BT, collision continentale et gradient MP-MT ; (c) extension tardi-orogénétique et gradient BP-HT ; (d) trajet (P,T) = f(t) de la croûte océanique au cours des phases a-b ; (e) trajet (P,T) = f(t) de la croûte continentale au cours des phases a-b-c. Le chapitre 20 et le TP 12 montrent comment l'étude des chemins (P,T) = f(t) renseigne sur l'histoire d'une chaîne de montagnes, les Alpes.

Voir chapitres 20 et 22

Bilan : L'exploitation des roches métamorphique pour la construction d'un chemin $(P,T) = f(t)$ nécessite d'établir la chronologie des paragenèses par rapport aux déformations (schistosités/foliations). Ensuite, le report des paragenèses successives dans une grille pétrogénétique permet de tracer un chemin $(P,T) = f(t)$. Dans certains cas, la séparation physique de minéraux puis leur datation absolue par des méthodes isotopiques permettent de quantifier la durée du chemin $(P,T) = f(t)$ – qui se compte en dizaines de millions d'années.

ZOOM 1

Évolution mécanique et thermique d'une zone de collision (du gradient MP-MT au gradient BP-HT)

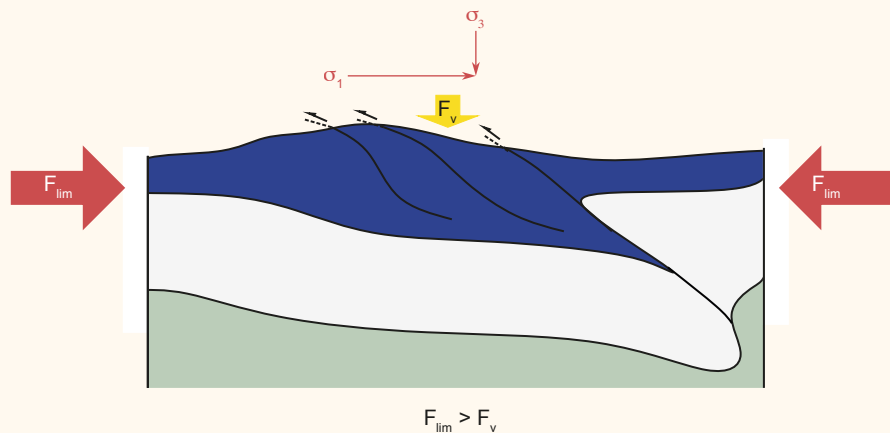
1. Les subductions océanique et continentale et le gradient HP-BT

L'histoire d'une chaîne de montagnes de collision est généralement précédée de la disparition d'un domaine océanique par subduction. Le métamorphisme des unités océaniques se fait selon un gradient HP-BT, qui traduit l'enfoncement d'un panneau plongeant froid. Un gradient de même type marque la subduction éventuelle d'unités continentales parfois entraînées en profondeur.

2. La collision et le gradient MP-MT

La disparition du domaine océanique met au contact les lithosphères continentales, ce qui provoque un épaississement de la croûte (en lien avec le raccourcissement horizontal qu'elle a subi). Tant que la collision perdure, les forces aux limites, de nature tectonique (F_{lim} sur les figures ci-dessous) demeurent supérieures aux forces de volume F_v , liées au poids de la chaîne et à la poussée d'Archimède.

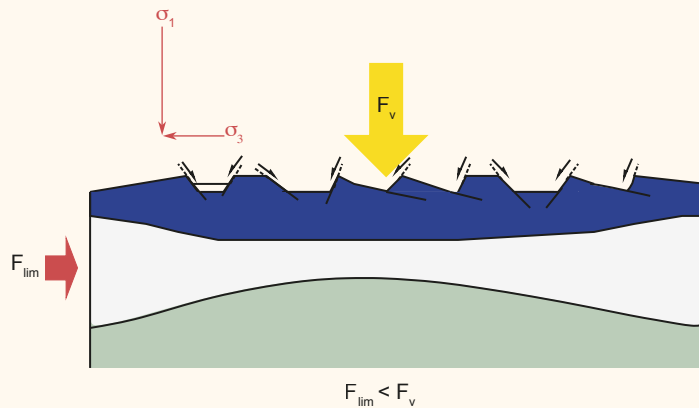
La contrainte principale σ_1 est horizontale, perpendiculaire à l'axe de la chaîne. Les chevauchements font partie des structures tectoniques majeures, qui déterminent un important empilement d'unités crustales (on parle d'écaïlles crustales). Les unités ainsi enfouies subissent une augmentation de pression assez importante. Par ailleurs, la croûte continentale étant particulièrement concentrée en éléments radioactifs (U, K...), l'accumulation d'unités crustales engendre une production de chaleur notable qui peut conduire à la fusion partielle, et la production de **migmatites**. Le gradient métamorphique ainsi engendré, **MP-MT**, est typique des zones de collision.



3. L'évolution tardi-orogénique et le gradient BP-HT

Quand la collision cesse ; l'intensité des forces aux limites diminue : la croûte surépaissie (jusqu'à 80 km, largement au delà des 30 km de moyenne) conduit à une situation instable.

Les contraintes s'inversent : la contrainte verticale devient σ_1 . Il y a alors développement d'une **extension**. Autrement dit, à la fin de son histoire, la chaîne devient trop épaisse et s'effondre sur elle-même : c'est l'extension **tardi-orogénique**. Elle entraîne un amincissement lithosphérique, donc une remontée de l'asthénosphère qui amplifie l'apport de chaleur. Le gradient métamorphique ainsi engendré est **BP-HT**. Il est également associé à la fusion partielle, qui n'est plus localisée comme lors du raccourcissement collisionnel, mais généralisée à de grands volumes de croûte. C'est dans ce contexte que se peuvent se former d'abondants **granites d'anatexie**.



Réviser

Résumé

- La **métastabilité** des paragenèses métamorphiques permet leur préservation longtemps après qu'elles sont sorties de leur champ P-T de stabilité.
- La portée à l'affleurement de portions crustales affectées par **un unique événement métamorphique** révèle parfois une répartition spatiale des paragenèses métamorphiques en **zones** délimitées par des **isogrades** d'apparition ou de disparition de minéraux. Les isogrades permettent de reconstituer des **gradients métamorphiques**, révélateurs de l'état thermique de la croûte. Ces gradients peuvent être localisés autour de plutons granitiques (métamorphisme de contact) ou généralisés à un grand secteur crustal (métamorphisme régional). Dans ce cas, on distingue les **gradients HP-BT, MP-MT, BP-HT**, respectivement associés à la subduction, à la collision, et à l'extension tardi-orogénique.
- Plusieurs paragenèses différentes peuvent coexister dans une même roche, qui enregistre ainsi **plusieurs épisodes métamorphiques**. Leur chronologie relative est établie en datant la cristallisation des minéraux par rapport aux schistosités/foliations affectant la roche (minéraux **antéfoliaux, synfoliaux, postfoliaux**) ou/et en repérant des textures réactionnelles (ex. : **textures coronitiques**). Elle permet la construction de **chemins (P,T) = f(t)**, qui précisent les modalités d'enfouissement (chemin **prograde**) et d'exhumation (chemin **rétrograde**) de la roche, et constituent des jauges de profondeur dans l'histoire tectonique de secteurs crustaux.

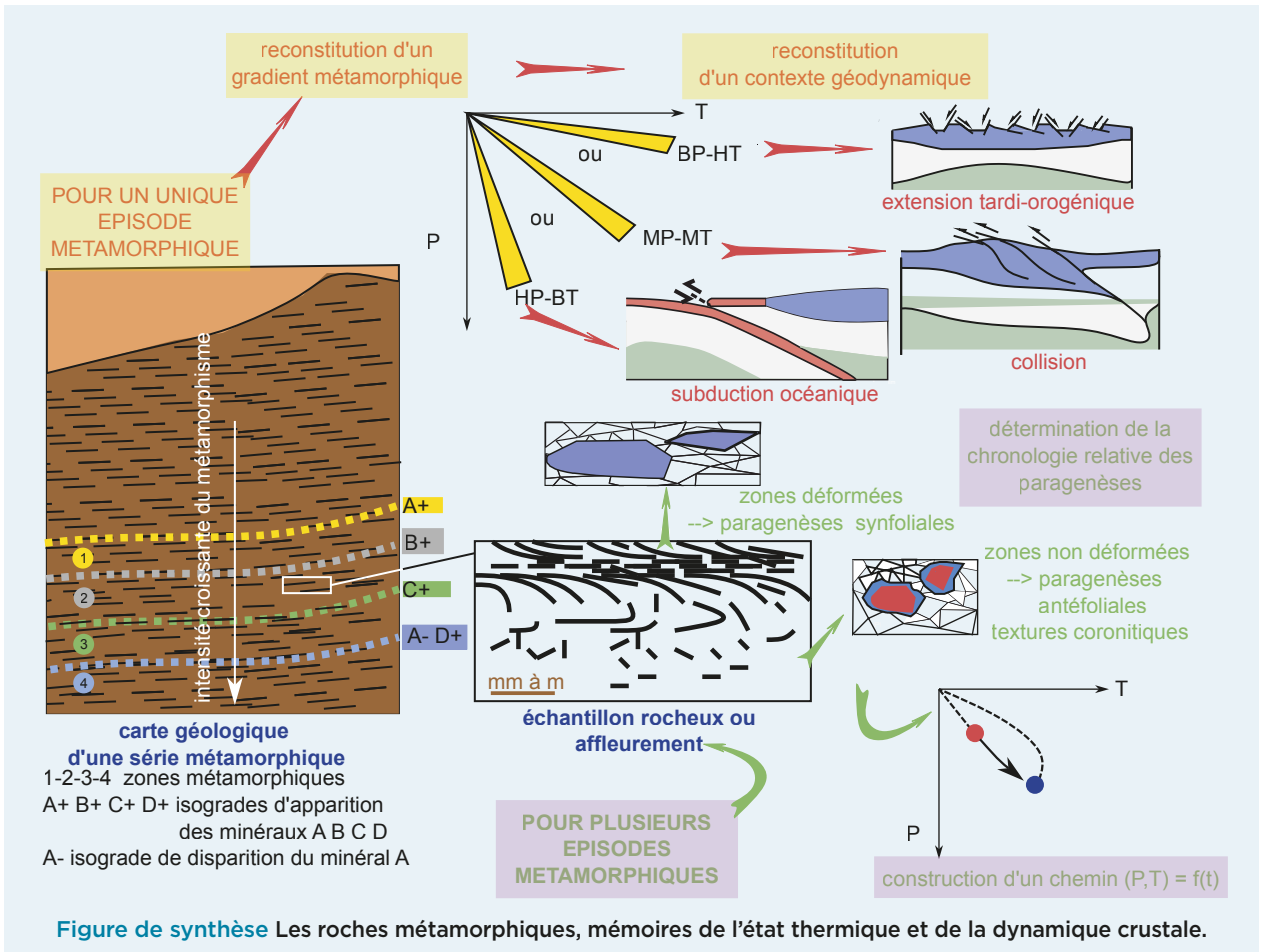


Figure de synthèse Les roches métamorphiques, mémoires de l'état thermique et de la dynamique crustale.

S'entraîner

QCM de connaissances

- 1 À propos du métamorphisme de contact :
 - a. L'auréole est d'autant plus large que le magma est chaud.
 - b. On en observe les effets autour de tous les granites.
 - c. Il peut être associé au développement de schistosités/foliations.
 - d. Le métamorphisme de la croûte océanique au voisinage des dorsales en est un exemple.
- 2 À propos des gradients métamorphiques :
 - a. Un gradient de l'ordre de $12\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ peut être associé à une subduction.
 - b. Un gradient de $50\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ est un gradient MP-MT.
 - c. Dans le sens croissant d'un gradient métamorphique, les paragenèses métamorphiques sont de plus en plus récentes.
 - d. Un gradient BP-HT peut permettre l'atteinte du faciès des éclogites.
 - e. Un gradient HP-BT permet généralement la formation de volumineux granites d'anatexis.

- 3 À propos des trajets $(P,T) = f(t)$:
- a. Les chemins rétrogrades sont en général mieux préservés que les chemins progrades.
 - b. Dans une roche contenant une paragenèse de faciès schistes verts et une paragenèse de faciès amphibolites, la première est forcément plus récente que la seconde.
 - c. Lors d'un trajet $(P,T) = f(t)$, une roche peut avoir traversé un solidus.
 - d. Un trajet $(P,T) = f(t)$ peut être associé à un unique gradient métamorphique.

QCM à partir de documents

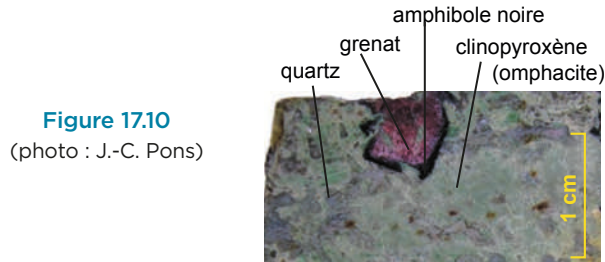


Figure 17.10
(photo : J.-C. Pons)

- 1 D'après l'échantillon présenté figure 17.10 :
- a. Grenat, clinopyroxène et quartz font partie de la même paragenèse.
 - b. On observe le témoin de la réaction : grenat = amphibole + pyroxène.
 - c. La roche a subi un métamorphisme qui s'inscrit dans un gradient HP-BT.
 - d. On observe le témoin d'une réaction de rétrograde.
 - e. La roche est une amphibolite.
- 2 D'après la structure de l'échantillon dessiné figure 17.11 d'après une observation microscopique de micaschiste qui a été affecté par deux schistosités/foliations successives (S_1 et S_2).
- a. Les biotites sont synfoliales, contemporaines de S_2 .
 - b. Les staurotides sont synfoliales, contemporaines de S_2 .
 - c. Les disthènes sont postfoliaux, postérieurs à S_2 .
 - d. Les feldspaths plagioclases sont synfoliaux, contemporains de S_1 .

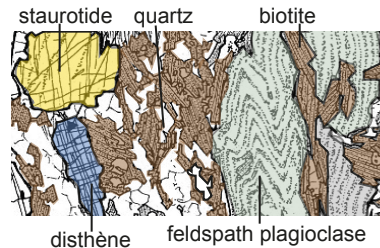


Figure 17.11

(d'après Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques J.-P. Bard. Masson, 1980).

Sujets sur documents

Reconstituer un gradient métamorphique au sein d'une série métamorphique

L'extrait de la carte de la figure 17.12 concerne une région métamorphique du massif de l'Agly (Pyrénées orientales), affectée par un épisode tectono-métamorphique majeur rattaché à l'orogène varisque (deuxième moitié du Paléozoïque).

Le [tableau 17.2](#) fournit quelques précisions sur la composition chimique des roches portées à l'affleurement).

- 1 À partir des informations de la carte et celles du [tableau 17.3](#), décrivez la structure et la distribution spatiale des roches dans la série métamorphique cartographiée (vous négligerez les niveaux lithologiques particuliers, représentés par des bandes de couleur très fines).
- 2 Proposez une explication à la présence de ces niveaux lithologiques particuliers.

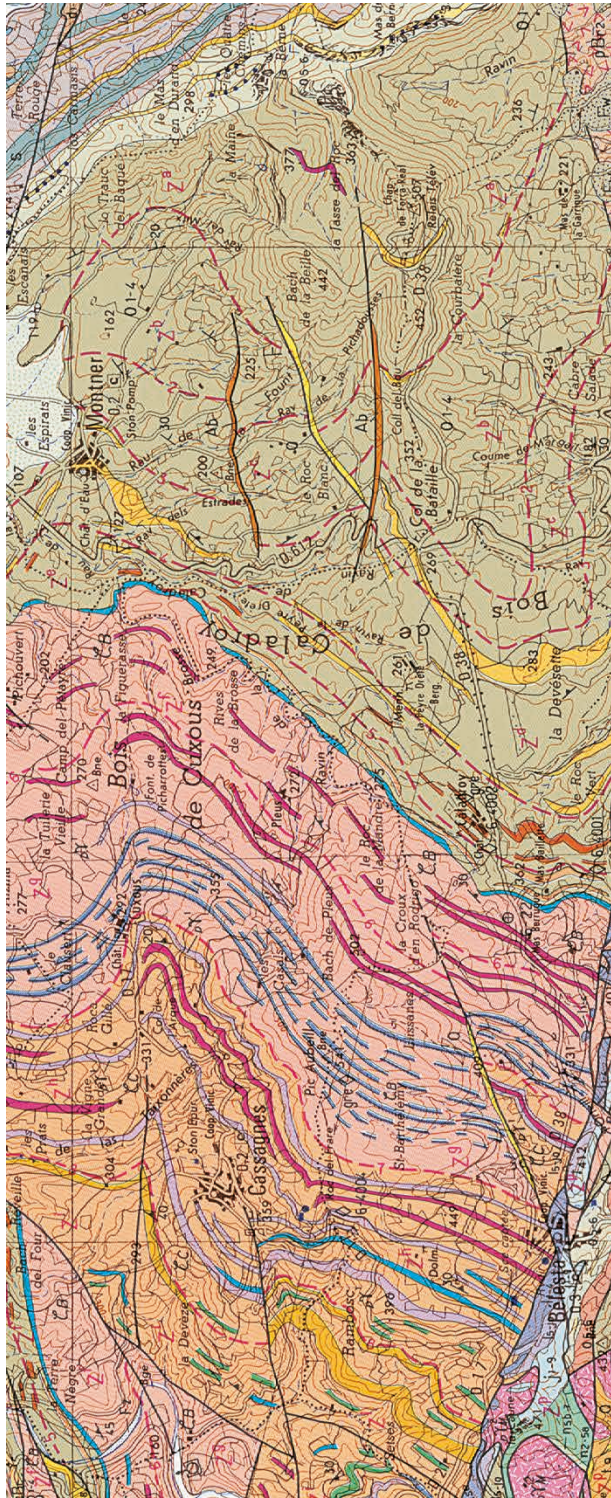
Tableau 17.2 Composition chimique des roches de la série métamorphique de l'Agly (en poids d'oxydes).

	Gneiss de Bélesta	Gneiss de Caramany	Micaschistes à biotite	Micaschistes à andalousite	Micaschistes à sillimanite
SiO ₂	69,7	69,0	60,4	61,8	57,0
Al ₂ O ₃	16,0	14,5	18,9	18,4	20,8
Fe ₂ O ₃	3,4	6,2	6,9	7,5	8,6
MgO	1,1	3,7	2,6	2,8	3,0
CaO	1,4	1,0	1,9	1,8	1,8
Na ₂ O	2,8	2,2	3,4	2,5	1,9
K ₂ O	3,3	2,1	2,6	2,6	3,5
autres	2,3	1,3	3,3	2,6	3,4

Le [tableau 17.3](#) fournit des données minéralogiques des roches de la série métamorphique.

Tableau 17.3 Composition minéralogique des roches de la série métamorphique de l'Agly.

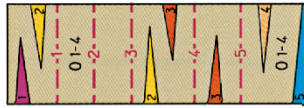
Notation	Z ^a	Z ^b	Z ^c	Z ^d	Z ^e	Z ^f
Zone à	Chlorite	Biotite	Cordiérite	Andalousite	Sillimanite Muscovite	Sillimanite Feldspath potassique
Quartz	+	+	+	+	+	+
Muscovite	+	+	+	+	+	
Chlorite	+					
Biotite		+	+	+	+	+
Cordiérite			+	+	+	+
Andalousite				+		
Sillimanite					+	+
Feldspath potassique						+



PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Séries gneissiques de Caramany et Bélesta

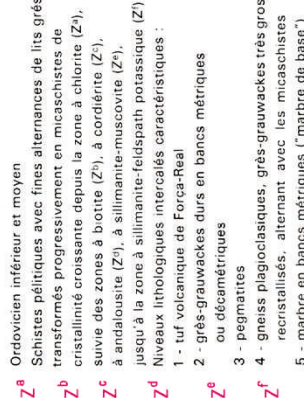
- Z^f - Gneiss de Bélesta
- Pargneiss clairs massifs, quartzo-feldspathiques
- Niveaux lithologiques particuliers :
- Z⁹ 1 - gneiss à sillimanite, cordiérite et grenat très abondants (kizgite), en bancs métriques à décamétriques
- 2 - gneiss à silicates calciques en nombreuses et minces intercalations
- Z^c - Gneiss de Caramany
- Gneiss gris quartzo-feldspathiques à grenat et cordiérite
- Niveaux lithologiques particuliers :
- Z^h 3 - ortho-amphibolites et gneiss basiques à hypersthène
- 4 - gneiss très clairs à petits grenats (gneiss de Cassagnes), en deux bancs de 50 à 100 m d'épaisseur
- 5 - marbre
- Zⁱ



Paléozoïque inférieur azoïque

Série schisto-gréseuse du col de la Bataille et de Força-Real

- Z^a Ordovicien inférieur et moyen
- Schistes pélitiques avec fines alternances de lits gréseux, transformés progressivement en micaschistes de cristallinité croissante depuis la zone à chlorite (Z^a), suivie des zones à biotite (Z^b), à cordiérite (Z^c), à andalousite (Z^d), à sillimanite-muscovite (Z^e), jusqu'à la zone à sillimanite-feldspath potassique (Z^f)
- Niveaux lithologiques intercalés caractéristiques :
- Z^o 1 - tuf volcanique de Força-Real
- 2 - grès-grauwackes durs en bancs métriques ou décamétriques
- Z^e 3 - pegmatites
- Z^f 4 - gneiss plagioclasiques, grès-grauwackes très grossièrement recristallisés, alternant avec les micaschistes et skarns de réaction associés
- 5 - marbre en bancs métriques ('marbre de base')
- Zⁱ



Métamorphisme (intensité progressive de 1 à 8)

- Z^a Zone à chlorite
- Z^b Zone à biotite
- Z^c Zone à cordiérite
- Z^d Zone à andalousite
- Z^e Zone à sillimanite-muscovite
- Z^f Zone à sillimanite-feldspath potassique
- Z⁹ Zone à cummingtonite
- Z^h Zone à hypersthène et hornblende
- Zⁱ Zone à hypersthène

Figure 17.12 Extrait de la carte géologique à 1/50 000 de Rivesaltes (© BRGM).

- 3 À partir de ces données et de la grille pétrogénétique de la figure 17.13, déterminez le gradient métamorphique au sein de la série. On précise que des migmatites s'observent dans la zone Zf.

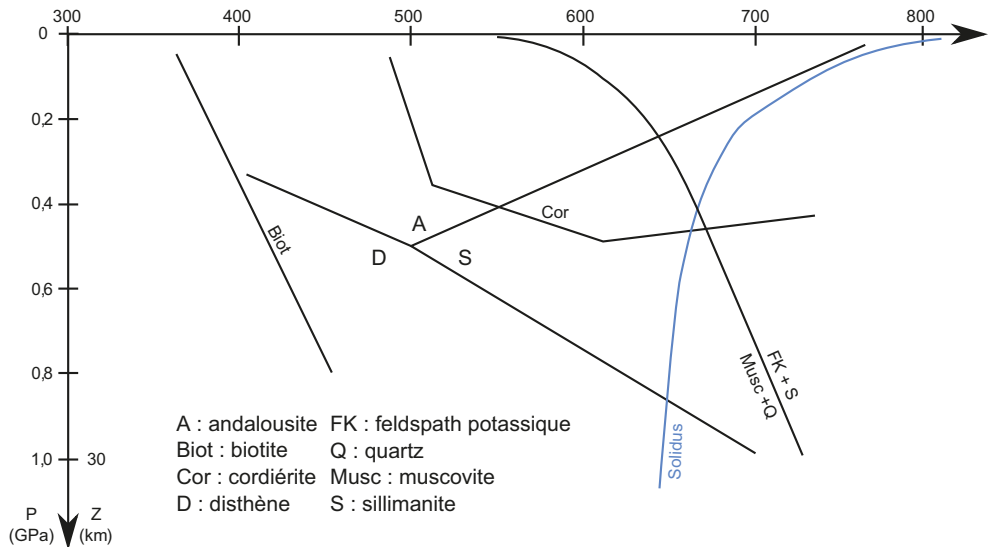


Figure 17.13 Grille pétrogénétique de la séquence pélitique, avec solidus granitique saturé en eau (courbe bleue).

- 4 En admettant que les gneiss ont enregistré le même gradient, précisez dans quel contexte géodynamique ces roches ont pu être métamorphisées.

Déterminer la chronologie relative de paragenèses métamorphiques et reconstituer un trajet P-T-t

La figure 17.14 ci-dessous est une roche métabasique récoltée dans les Alpes. Les minéraux métamorphiques présents dans cette roche sont le grenat, l'omphacite, la glaucophane, l'épidote et la chlorite. La roche est par ailleurs affectée par une foliation S_1 .

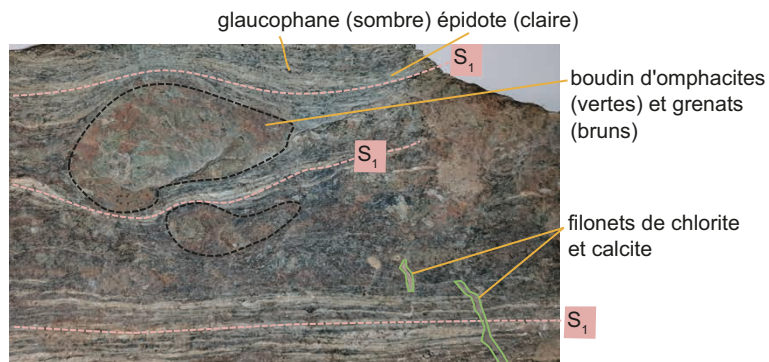


Figure 17.14 Échantillon d'une métabasite de l'ophiolite du Viso.

- 1 À partir de la figure 17.14, reconstituez la chronologie des recrystallisations métamorphiques dans la roche.

- 2 À l'aide de la grille pétrogénétique de la figure 17.15, reconstituez le trajet (P,T) = f(t) subi par cette roche et interprétez-le.

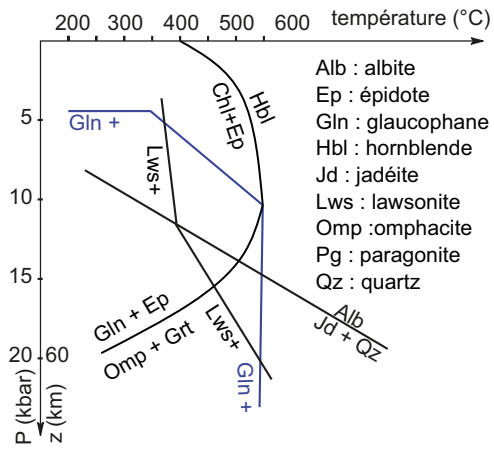


Figure 17.15 Grille pétrogénétique simplifiée de la séquence basique.

Les roches métamorphiques

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- | | |
|---------------------------|-------------------------------------------|
| 1 Les micaschistes | 5 Les amphibolites et les éclogite |
| 2 Les paragneiss | 6 Les marbres |
| 3 Les orthogneiss | |
| 4 Les migmatites | |

INTRODUCTION

Les roches métamorphiques contiennent dans leur composition chimique la mémoire des roches dont elles sont issues, et dans leur composition minéralogique et leur texture, la mémoire des conditions P-T traversées et des déformations subies.

➔ **Quels sont les critères d'identification des principales roches métamorphiques ?**

Les roches métamorphiques se reconnaissent :

- **Sur des critères structuraux** : elles présentent souvent des **structures tectoniques du domaine ductile** (microplis, plans de schistosité/foliation, linéations minérales...) qu'il faut identifier en premier lieu. Il faut pour cela montrer que les cristaux sont orientés dans une direction privilégiée et sont déformés (cela peut s'observer à l'œil nu, mais plus facilement à la loupe ou au microscope).
- **Sur des critères minéralogiques** : certains minéraux ou associations de minéraux (paragneiss) sont typiques du métamorphisme et permettent immédiatement d'affirmer qu'une roche est métamorphique (ex. : glaucophane, épidote, lawsonite, jadéite...). C'est le critère essentiel car certaines roches métamorphiques (éclogites, granulites) peuvent ne pas présenter de déformations visibles à l'œil nu, et pourraient être confondues avec des roches à texture grenue.

Une fois que la roche est identifiée, il importe si possible de :

- conclure sur sa **séquence** (des données chimiques complémentaires peuvent être utiles), au moins formuler des hypothèses sur le caractère **paradérivé** ou **orthodérivé** de la roche ;
- conclure sur son **faciès** (en fonction des paragenèses métamorphiques identifiées).

Si on dispose d'une grille pétrogénétique il sera possible d'identifier précisément les conditions P-T du métamorphisme.

1 Les micaschistes

Les micaschistes sont des roches brillantes en raison de l'**abondance de micas** visibles à l'œil nu. La roche est foliée : la foliation est matérialisée par une orientation préférentielle des micas et des quartz (ces derniers étant aplatis, donc déformés de façon ductile). Le quartz forme l'essentiel des lits clairs.

Les micaschistes contiennent souvent d'autres minéraux indicateurs du métamorphisme comme la staurotide, l'andalousite, la sillimanite ou le grenat (figure TP11.1b).

Séquence : les micaschistes sont des roches paradérivées, de la séquence métapélitique (le protolithe est une pélite).

Faciès : la simple reconnaissance d'un micaschiste ne permet pas d'y associer un faciès particulier. Le métamorphisme subi peut être modéré (faciès des schistes verts) ou fort (faciès des amphibolites, des éclogites). Seuls les minéraux permettent de préciser le faciès.

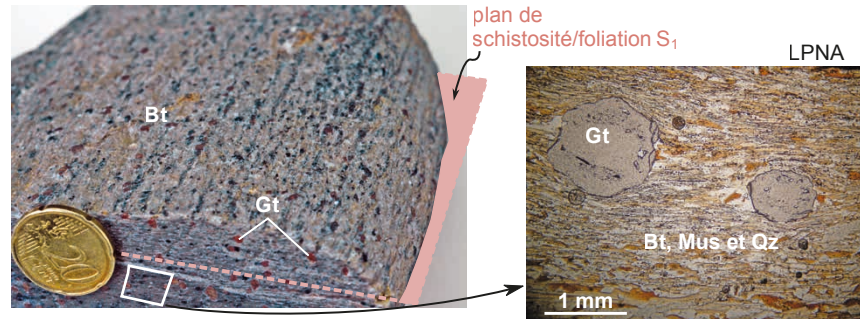


Figure TP11.1 Micaschistes : (a) vue générale d'un micaschiste à grenat ; (b) vue microscopique (perpendiculairement au plan de schistosité/foliation S_1).

Bt : biotite : mica noir, Gt : grenat ; Mus : muscovite : mica blanc ; Qz : quartz.

2 Les paragneiss

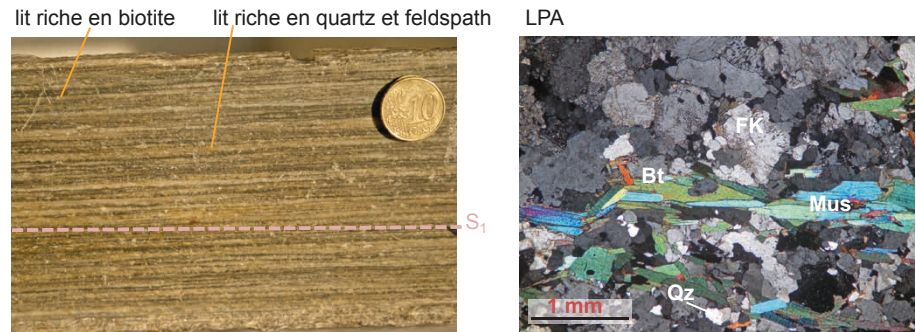


Figure TP11.2 Paragneiss : (a) vue générale d'un paragneiss ; (b) vue microscopique (perpendiculairement au plan de foliation S_1).

Bt : biotite : mica noir, Gt : grenat ; Mus : muscovite : mica blanc ; Qz : quartz.

Les gneiss se distinguent des micaschistes par la plus grande abondance des feldspaths (qui sont généralement visibles à l'œil nu). La roche est foliée et présente une alternance nette de lits micacés (sombres) et quartzo-feldspathiques (clairs). L'orientation préférentielle des cristaux est bien visible au microscope.

Séquence : les paragneiss appartiennent à la séquence grésopélitique.

Faciès : généralement, les gneiss se forment dans les faciès des amphibolites, granulites et éclogites. Le grenat, la sillimanite, le disthène, y sont des minéraux fréquents. Micaschistes et paragneiss peuvent donc se former dans des conditions similaires. Leurs différences sont alors liées à la nature de leurs protolithes, respectivement pélitiques et grésopélitiques.

3 Les orthogneiss

Séquence : les orthogneiss sont des gneiss dérivant de granitoïdes (séquence quartzo-feldspathique). Il n'est pas toujours possible de distinguer un orthogneiss d'un paragneiss à l'œil nu, sans données chimiques complémentaires. Dans le cas présent (figure TP11.3), le gneiss est par-

ticulièrement clair (donc riche en quartz-feldspaths, et assez pauvre en micas) et est « œillé » : de gros cristaux ovoïdes de feldspaths sont visibles. Moulés par la foliation, ils sont en grande partie ante-métamorphiques, hérités du protolithe, ce qui indique sa nature de granitoïde.

Faciès : différents faciès peuvent aboutir à la transformation de granitoïdes en orthogneiss. Ce sont les minéraux présents dans la paragenèse qui permettent de préciser les conditions P-T atteintes.

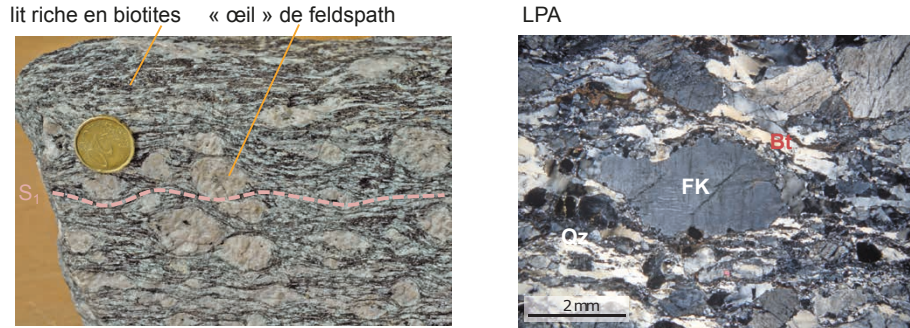


Figure TP11.3 Orthogneiss ou gneiss œillé : (a) vue générale d'un orthogneiss ; (b) vue microscopique (perpendiculairement au plan de foliation S_1).

Bt : biotite : mica noir, FK : feldspath potassique : orthose ; Qz : quartz.

4 Les migmatites



Figure TP11.4 Migmatite : (a) vue générale d'une migmatite ; (b) vue microscopique (perpendiculairement au plan de foliation).

Bt : biotite : mica noir, FK : feldspath potassique : orthose ; Qz : quartz.

Structure : une migmatite est une roche composite, ayant à la fois des caractères de roche métamorphique et de roche plutonique. La partie métamorphique est foliée et correspond à un gneiss). La partie plutonique forme des zones claires, et a la structure et la composition d'un granite (texture grenue et richesse en quartz et feldspaths). Elle constitue le **leucosome** et est bordée de zones sombres où se concentrent des amas de micas noirs (**mélanosome**).

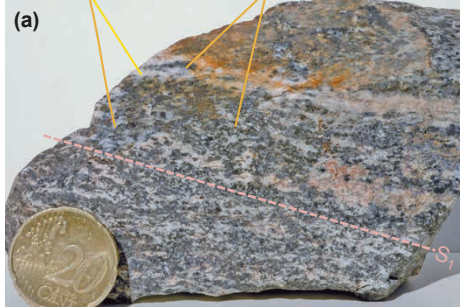
Ces structures résultent d'une fusion partielle ou **anatexie** d'un matériel métamorphique de type gneiss : le leucosome est le produit de fusion, le mélanosome est le résidu réfractaire (ou **restite**). La partie gneissique, qui n'a pas fondu, est appelée **paléosome**.

Séquence : les migmatites sont issues de la fusion partielle de gneiss (qui peuvent être paradérivés ou orthodérivés).

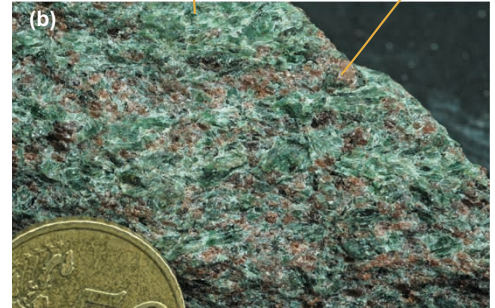
Faciès : la formation des migmatites implique le franchissement du solidus des gneiss, qui se situe dans le faciès des amphibolites ou des granulites.

5 Les amphibolites et éclogites

feldspaths plagioclases amphiboles sombres



pyroxène vert (omphacite) grenat



	Amphibolite S_1 : trace de la foliation	Éclogite
Structure et composition minéralogique	<p>Roche foliée ; alternance de lits sombres (riches en amphiboles) et de lits clairs (riches en feldspaths plagioclases mais sans feldspaths potassiques, et avec éventuellement un peu de quartz).</p> <p>Critères distinctifs amphibolite - gneiss :</p> <ul style="list-style-type: none"> - la roche est sombre (les lits clairs sont minoritaires) ; - distinction amphiboles/micas noirs : les amphiboles ont une forme en aiguille, les micas noirs ont la forme de tablettes. De plus, les micas noirs sont facilement abimés par une pointe fine en acier, les amphiboles sont plus résistantes ; - distinction feldspath plagioclase/feldspath potassique : difficile à l'œil nu. L'analyse microscopique permet de trancher. 	<p>Texture grenue : les éclogites montrent rarement des foliations.</p> <p>Deux types de phénocristaux : grenats (rouge brique), pyroxènes de type omphacite (vert émeraude).</p> <p>La forme sphérique des grenats et celle en prismes trapus des pyroxènes expliquent en partie l'absence de réelle foliation dans ces roches formées par ailleurs à des températures modérées.</p> <p>Le quartz, un mica blanc appelé phengite, ou une amphibole bleue, la glaucophane, peuvent être présents.</p>
Séquence	Séquence basique (il s'agit de metabasalte ou de métagabbro)	
Faciès	Faciès des amphibolites	Faciès des éclogites

Figure TP11.5 Amphibolite (a) et éclogite (b).

6 Les marbres

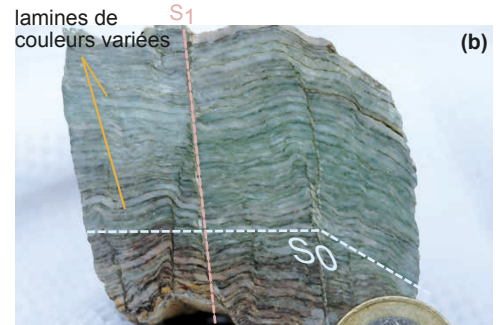


Figure TP11.6 Marbre ; (a) marbre pur ; (b) marbre impur (cipolin).

Les **marbres** sont des calcaires métamorphiques se rattachant à la séquence carbonatée. Ils sont présents dans tous les faciès. Les marbres purs contiennent une grande abondance de CaCO_3 , qui fait effervescence à HCl à température ambiante. Les **cipolins** contiennent de nombreux autres minéraux (argiles, oxydes) qui le colorent. Sur l'échantillon de la figure TP11.6b la stratification S_0 est encore visible (lamines colorées, plus ou moins riches en argiles et oxydes), recoupée par une schistosité S_1 discrète.

Les risques et les ressources géologiques

OBJECTIFS DU PROGRAMME

Savoirs visés

Les risques naturels affectent le fonctionnement de nos sociétés (destructions, décès...) alors que l'exploitation des ressources naturelles participe au fonctionnement de nos sociétés. La compréhension des risques et l'utilisation des ressources reposent en premier lieu sur une évaluation et une compréhension des mécanismes physico-chimiques sous-jacents. Tous ces mécanismes sont étudiés dans d'autres parties du programme et permettent d'expliquer l'évaluation d'un aléa puis d'un risque ou l'exploration et la quantification de ressources. Il est important d'insister sur le fait que ces évaluations reposent sur notre compréhension de systèmes complexes observés par le biais de mesures souvent indirectes et associées à des incertitudes. Cette analyse globale nourrit la discussion scientifique au sujet d'un risque ou d'une ressource donnée avant de devenir un élément parmi d'autres de prise de décisions (gestion des risques, exploitation d'une ressource, etc.).

Les manifestations de la dynamique de la Terre présentent un caractère aléatoire, variable selon le phénomène et dépendant de l'échelle temporelle (humaine, météorologique, climatique ou géologique) à laquelle on l'envisage. Ces événements sont à l'origine d'un risque lorsqu'ils se produisent sur un site impliquant l'être humain et ses activités. **chap.18 § 3**

Les aléas sont divers : ils sont associés à des phénomènes liés à la géodynamique externe (éboulements, glissements, tempêtes, cyclones, tornades, inondations) ou à des phénomènes liés à la géodynamique interne (séismes, éruptions volcaniques, tsunamis). **chap.18, § 1 et § 2**

De très nombreuses ressources inégalement réparties à la surface de la Terre sont exploitées (eau, matériaux, minerais, ressources énergétiques). **chap.19, § 1 et § 2**

Cette inégale répartition résulte d'une histoire géologique locale. **chap.19, § 1**

Cette répartition induit une adaptation de l'activité humaine aux conditions locales et à l'organisation de nombreux échanges planétaires. Les connaissances géologiques éclairent les prises de décision concernant la recherche et l'exploitation de ces ressources. **chap.19, § 3**

Capacités exigibles

- Distinguer les concepts d'aléa, d'enjeu et de risque et les appliquer à l'analyse d'une situation. **chap.18**

- Argumenter sur la différence entre la fréquence des aléas liés à la géodynamique interne et celle liés à la géodynamique externe (la fréquence de ces derniers augmente du fait de la plus grande quantité d'énergie accumulée dans les enveloppes externes en lien avec le réchauffement climatique).

- Remobiliser les connaissances acquises en sciences de la Terre pour expliquer les mécanismes de formation d'une ressource. **chap.19, § 1**

- Identifier des ressources géologiques lors d'une analyse cartographique ou documentaire.