

LE MÉTAMORPHISME

MOTS-CLÉS

- ▶ Métamorphisme régional, métamorphisme de contact.
- ▶ Faciès métamorphique, gradient métamorphique, gradient géothermique, recristallisation.
- ▶ Thermodynamique, entropie, pression, température, fluides, géothermomètres, géobaromètres.
- ▶ Trajet Pression-Température-Temps, trajets prograde et rétrograde, enfouissement, exhumation.
- ▶ Grilles pétrogénétiques, pseudosections, diagrammes ACF et A'KF.
- ▶ Faciès schistes verts, schistes bleus, amphibolite, granulite, éclogite.
- ▶ Subduction, collision, extension.
- ▶ Alpes, Pyrénées, Himalaya.

En raison de la tectonique des plaques et des échanges de chaleur entre les différentes enveloppes terrestres, des roches sédimentaires ou volcaniques formées en surface ou des roches plutoniques formées en profondeur peuvent subir des mouvements verticaux d'enfouissement puis d'exhumation accompagnés de changements de pression (P) et de température (T). Ces mouvements se produisent essentiellement aux limites des plaques lithosphériques convergentes (processus de subduction et de collision) et divergentes (processus d'extension). Ils forcent les roches à quitter les conditions thermodynamiques correspondantes à celles de leur formation et à subir, lors du cycle orogénique, des déformations à l'état solide. Lors de cette évolution tectonique, les roches subissent également des variations de composition chimique, par apport ou départ de fluides. Ainsi, à toutes les profondeurs du globe terrestre et dans tous les contextes géodynamiques, les roches recristallisent à la suite de modifications de P et T.

En changeant de conditions P et T à l'état solide, et si la durée le permet, les roches se transforment à travers la croissance de nouveaux minéraux formant des assemblages minéralogiques stables à ces nouvelles conditions, c'est le *métamorphisme*. Les roches

ainsi transformées, dites roches métamorphiques, sont nommées par leur nom originel (le nom du protolithe) précédé de méta (ex. : basalte, metabasalte ; pélite, métapélite ; gabbro, métagabbro, etc.). Il se peut que la déformation et la recristallisation masquent la nature du protolithe. C'est le cas pour des gneiss dont l'origine peut être alors para- ou ortho-dérivée. Para- lorsqu'il s'agit d'un métasédiment, ortho- lorsqu'il s'agit d'un métagranite.

19.1 NOTIONS PRINCIPALES, RÉPARTITION DU MÉTAMORPHISME

19.1.1 Limites en température

Vers la surface, on estime qu'en dessous de 100 °C, et pour une pression de quelques atmosphères, les roches sédimentaires subissent une simple compaction qui se traduit par un départ de l'eau interstitielle sans formation de nouveaux minéraux, ce phénomène est appelé *diagenèse*. Progressivement entre 100 et 200 °C et au-delà de 1 Kbar (> 1 000 fois la pression atmosphérique), des minéraux néoformés apparaissent avec généralement la genèse d'un débit planaire dans la roche, la *schistosité*, en réponse à l'augmentation de la pression lithostatique (le poids de la colonne de roche) et des contraintes déviatoriques.



Voir chap. 14

La limite en température du métamorphisme vers les grandes profondeurs est difficile à définir. On considère généralement que la fusion complète des roches, qui passent ainsi à l'état de magma, représente la limite en température du métamorphisme. Dans la réalité, la fusion des roches est toujours partielle. De ce fait sur le terrain, on observe dans les *migmatites* (décrites ci-après) la coexistence entre un résidu non fondu (ou restite) stable à ces conditions, qui est une roche métamorphique, et la roche plutonique résultant de la cristallisation in situ de la partie fondue. Ceci explique la difficulté à définir la limite du métamorphisme vers les hautes températures.

19.1.2 Limites en pression

En pression, la limite supérieure théorique du métamorphisme sur la planète Terre correspond à la limite noyau-manteau, soit environ 1 350 Kbar (1,35 million d'atmosphères ou 135 GPa) pour une température d'environ 3 250 °C. Des roches formées dans les plaques lithosphériques sont susceptibles, au cours des temps géologiques, d'être enfouies jusqu'à de telles profondeurs. Par ailleurs, il a été récemment démontré que la bridgmanite (MgSiO_3 , principalement), qui forme l'essentiel du manteau inférieur, change de structure atomique (orthorhombique) aux conditions P-T de la limite noyau-manteau pour donner une nouvelle phase, la post-pérovskite. Cette transformation se fait à l'état solide. On peut la considérer comme marquant une limite extrême en température et pression du métamorphisme.

Les roches métamorphiques les plus profondes atteignant la surface de la Terre sont exhumées dans certaines chaînes de montagne ou remontées par le volcanisme. Des fragments de manteau, les *xénolites* mantéliques, ramenés par les magmas à la surface, sont communs dans certaines laves alcalines (Massif central par ex.). Parmi ces xénolites, les péridotites à grenat contenant des diamants sont les roches métamorphiques les plus profondes récoltées à la surface terrestre. Elles proviennent de régions comprises entre 150 et 300 km de profondeur où règnent des températures variant de 1 200 à 1 500 °C.

Encart 19.1 – Métamorphisme régional et métamorphisme de contact

Dans les zones internes des chaînes récentes du cycle alpin, comme dans les chaînes plus anciennes et dans les anciens cratons, les roches métamorphiques affleurent sur des régions entières, formant de vastes unités d'extension pluri-kilométriques. Ces roches ont été formées par un *métamorphisme régional*, et furent ensuite exhumées. Elles portent les marques de déformations subies en profondeur, parfois superposées, acquises durant la formation de la chaîne par épaissement crustal et/ou lors de l'exhumation. Ces roches du métamorphisme régional montrent communément une structure planaire, la *foliation*, soulignée par l'alignement de minéraux primaires coexistant avec des assemblages minéralogiques *néoformés* lors d'une ou de

plusieurs phases de croissance ayant eu lieu dans des environnements différents suivant leur parcours dans la lithosphère (paragraphe 19.4.2).

Au métamorphisme régional, on a coutume d'opposer le *métamorphisme de contact*. Il ne concerne qu'un volume limité de roches portées à une température plus élevée que la température régionale en raison de la proximité d'un corps magmatique intrusif. L'élévation de T au contact pluton-encaissant provoque la formation d'une *auréole de métamorphisme de contact* et les roches métamorphiques ainsi formées sont appelées *cornéennes*. La néocristallisation s'y est faite sans aucune déformation, elle est dite statique.

19.1.3 Les faciès métamorphiques, les paragenèses métamorphiques

La possibilité de voir croître de nouveaux minéraux dans une roche soumise à un changement de conditions P-T dépend, en première importance, de sa composition chimique. Les roches basiques telles que les basaltes, les gabbros et les grès volcaniques, constitués d'une grande variété d'éléments chimiques (Si, Mg, Al, Na, Ca, K...), sont des milieux favorables à la croissance de nombreuses espèces minérales métamorphiques au cours d'un cycle orogénique.

Une roche basique se transforme en schiste vert, en amphibolite ou en schiste bleu puis en éclogite au cours de l'enfouissement. Chacune de ces roches métabasiques est définie par un assemblage de minéraux néoformés bien caractéristiques. Cet assemblage constitue une paragenèse métamorphique.

Eskola dès le début du xx^e siècle a regroupé les roches métamorphiques ayant enregistré les mêmes intervalles de P et T, indépendamment de leur composition chimique, en faciès métamorphiques. Il a donné aux faciès les plus importants le nom des roches de composition basique, métamorphosées dans les intervalles P-T correspondant : schistes verts, schistes bleus, amphibolite, éclogite, etc. (tableau 19.1). Ces domaines, ces cases de l'espace P-T, les **faciès métamorphiques** couvrent l'ensemble des conditions P-T possibles pour des roches à l'état solide sur la Terre. Insistons sur le fait que les noms des principaux faciès sont les noms des roches métamorphiques de la série basique. Aussi, un micaschiste qui est une métapélite, c'est-à-dire un ancien sédiment détritique riche en Si, Al, K... de chimisme non basique, peut être métamorphosé dans le faciès des amphibolites ou des éclogites, du nom de la série des métabasites.

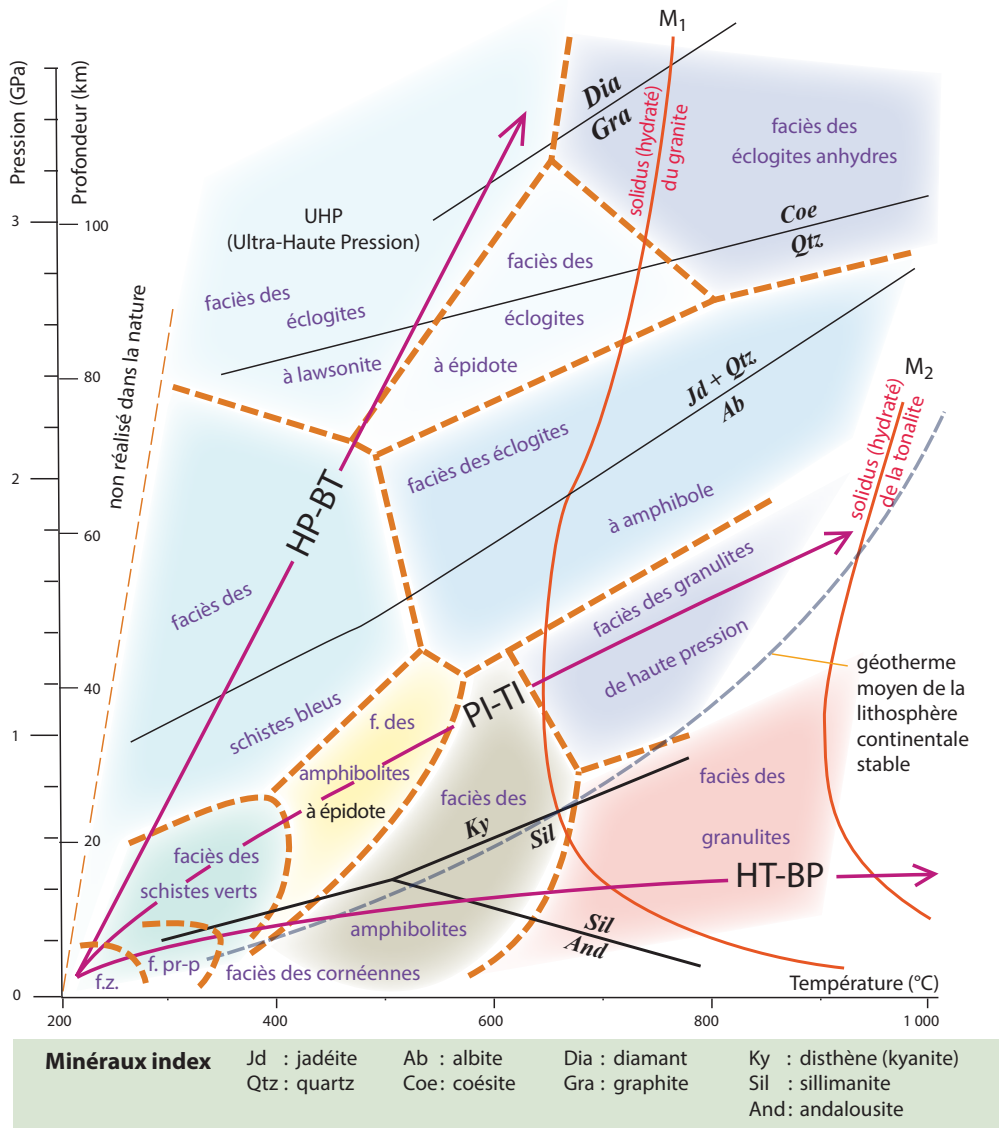


Figure 19.1 Diagramme Pression-Température des faciès et gradients métamorphiques (d'après M. Ballèvre, 2013).

HP-BT : gradient de haute pression et basse température (franciscain) typique de la subduction.

PI-TI : gradient de pression et de température intermédiaire (dalradien ou barrowien) typique de la chaîne varisque (par ex. Massif central), il mène à l'anatexie (abondance des migmatites).

HT-BP : gradient de haute température et de basse pression (Abukuma) typique du rifting créacé des Pyrénées, proche des conditions du métamorphisme de contact (cornéennes).

Le domaine à gauche de la figure, à HP et très BT n'est pas réalisé dans la nature sur la Terre. La diagénèse marque la limite du domaine « Faible Degré » qui englobe les faciès métamorphiques à zéolite et à prehnite-pumpellyite (f. z et f. pr-p). La courbe d'anatexie (M) indique la limite entre le domaine des transformations à l'état solide du métamorphisme et celui du magmatisme.

M₁ : fusion partielle de la croûte continentale (conditions fréquentes lors de collisions continentales par exemple).

M₂ : fusion partielle de la croûte océanique (conditions rares en subduction par exemple).

Certaines roches peuvent traverser des faciès métamorphiques sans subir de modification significative de leur paragenèse. C'est le cas si manquent les éléments chimiques nécessaires à la croissance cristalline des paragenèses remarquables. Retenons l'exemple de grès purs ou de rhyolites, très riches en SiO₂, et ne contenant que des traces d'éléments mafiques (MgO, CaO...), qui de ce fait sont de très mauvais marqueurs du métamorphisme.

Le tableau 19.1 donne le nom des faciès métamorphiques d'Eskola et présente en regard les assemblages minéralogiques symptomatiques pour les compositions chimiques de basaltes (riches en Mg, Ca, Na) ou de sédiments pélitiques (riches en Si, K, Al, Na).

TABLEAU
19.1

Faciès métamorphiques et principales paragenèses associées

Faciès métamorphiques	Métabasaltes	Métagéolites
F. Zéolites	laumontite, analcime, heulandite,	argiles interstratifiées
F. prehnite-actinote	prehnite-actinote-albite-chlorite	muscovite-biotite-chlorite
F. Cornéenne à albite-épidote	albite-épidote-actinote-chlorite	muscovite-biotite-chlorite
F. Cornéenne à hornblende	hornblende-plagioclase	muscovite-andalousite-cordiérite
F. Cornéenne à Pyroxène	diopside-plagioclase	cordiérite-andalousite-feldspath K.
F. prehnite-pumpellyite	prehnite-pumpellyite-albite-chlorite-épidote	illite-albite-stilpnomélane-chlorite
F. pumpellyite-actinote	pumpellyite-actinote-albite-chlorite-épidote	muscovite-lawsonite-albite
F. lawsonite-chlorite	lawsonite-chlorite-albite	muscovite-lawsonite-chlorite-albite
F. Schistes verts inf	albite-épidote-chlorite-actinote	chlorite-muscovite-albite-biotite
F. Schistes verts sup	albite-épidote-chlorite-actinote-grenat	chlorite-muscovite-paragonite-chloritoïde-grenat
F. Schistes Bleus à lawsonite	glaucofane-lawsonite	phengite-carpholite-chlorite phengite-chlorite-chloritoïde-disthène
F. Schistes Bleus à épidote	glaucofane-zoisite-paragonite	phengite-disthène-chloritoïde-talc phengite-chloritoïde-grenat-talc
F. des amphibolites à épidote	hornblende-épidote-plagioclase	staurotide-disthène-biotite-muscovite
F. des amphibolites	hornblende-plagioclase-grenat hornblende-plagioclase-diopside	grenat-disthène-sillimanite-biotite-muscovite cordiérite-sillimanite-biotite-muscovite
F. des granulites de BP	orthopyroxène-plagioclase	cordiérite-sillimanite-biotite-feldspath K.
F. des granulites de PI	orthopyroxène-clinopyroxène-plagioclase	grenat-sillimanite-biotite-feldspath K.
F. des éclogites de HP	grenat-omphacite-zoisite/ lawsonite-quartz	grenat-phengite-jadéite-chloritoïde
F. des éclogites de UHP	grenat-omphacite-zoisite/ lawsonite-coésite	talc-disthène-grenat-coésite-diamant

(BP : basses pressions ; HP : hautes pressions ; PI : pressions intermédiaires, UHP : ultra hautes pressions)

Encart 19.2 – Des notions anciennes : isogrades et zones métamorphiques

Dès le début du siècle, Barrow et Tilley remarquent que dans la série alumineuse (anciens sédiments pélitiques) dans le Nord de l'Écosse, des minéraux repères (chlorite, biotite, staurotide...) apparaissent au cours du métamorphisme. En cartographie, l'apparition ou la disparition de ces minéraux repères définissent des lignes d'égale intensité métamorphique appelées *isogrades*, reportées sur les cartes géologiques anciennes. Les isogrades permettent de définir des *zones métamorphiques*. Plusieurs types de zones ont été utilisées au cours des décennies. Elles sont toutes peu précises quant aux conditions P et T réelles subies par les roches concernées. Dans le système de Becke et Grubenman remanié par Niggli en 1924, le facteur principal du métamorphisme est l'enfouissement. Ces auteurs définissent ainsi l'épizone, la mésozone et la catazone qui se succèdent par augmentation de la pression.

La notion de faciès métamorphique est très utile pour définir le domaine P-T atteint par une roche. Toutefois, cette notion doit être utilisée avec prudence, comme d'ailleurs la notion d'isograde du métamorphisme, dans la mesure où une même roche est susceptible de préserver partiellement plusieurs paragenèses métamorphiques et donc plusieurs faciès métamorphiques. Ainsi il est courant qu'une amphibolite soit partiellement retrormorphosée dans le faciès des schistes verts ou qu'une éclogite montre des amphiboles bleues secondaires, symptomatiques de sa rétrormorphose dans le champ des schistes bleus.

Il faut bien comprendre que les notions d'isograde et de faciès métamorphiques se réfèrent à une classification statique (une zone dans un champ P-T) d'un phénomène dynamique qu'est le trajet P-T-temps. En effet, une roche au cours de son évolution métamorphique traverse plusieurs isogrades et plusieurs faciès métamorphiques, depuis son enfouissement jusqu'à son retour en surface.

19.1.4 Les gradients métamorphiques

Au sein de la lithosphère continentale stable depuis des centaines de millions d'années (les cratons), le gradient géothermique moyen est de l'ordre de 20°/km, ce qui conduit à une température de l'ordre de 550 à 600 °C au Moho. Dans ces conditions, des roches de composition variée sont à l'équilibre avec leur environnement. Au contraire, aux limites des plaques les roches sont soit enfouies en profondeur (contexte convergent) soit remontées vers la surface (contexte divergent) ce qui induit des écarts très notables par rapport au gradient géothermique des zones stables.

Lorsque les roches sont enfouies ou exhumées, la variation de pression lithostatique est immédiate. Par contre la variation en température est retardée car les roches sont peu conductrices de la chaleur. Ainsi en contexte de subduction, les roches enfouies transportent « du froid », ce qui induit un gradient géothermique froid (< 10°/km). À l'inverse, en contexte d'extension, les roches exhumées transportent « du chaud » vers la surface, ce qui se traduit par un gradient géothermique chaud (> 30°/km).

Les roches métamorphiques affleurant dans les chaînes de montagne ont enregistré des conditions thermiques anormales par rapport à une lithosphère stable. Les séries métamorphiques sont donc des *fossiles* des environnements thermiques de la lithosphère dans divers contextes orogéniques : subduction, collision, extension post-orogénique, rifting.

Nous avons vu que pour une composition chimique donnée, par exemple basaltique, une roche métamorphique enregistre dans sa *paragenèse métamorphique* les conditions en P et T d'un faciès métamorphique donné. On appelle gradient métamorphique la succession des faciès métamorphiques rencontrée le long d'un trajet donné au sein du champ P/T, c'est-à-dire le long d'un gradient géothermique donné. On doit à Miyashiro la première formulation de la notion de gradient métamorphique suite à son étude des ceintures métamorphiques du Japon. Le diagramme de la figure 19.1 montre les trois types possibles de gradient géothermique, définissant trois types de gradient métamorphique explicités ci-après.

 Voir chap. 15,
fig.15.7

- Le gradient de *haute pression - basse température* (HP - BT : la T augmente peu avec la P) se rencontre dans les chaînes récentes (Alpes) et au sein de la lithosphère en subduction. On parle de *gradient Franciscain* défini dans la région de San Francisco (USA) où abondent les grès riches en débris volcaniques (*grauwakes* des Anglo-Saxons).
- Le gradient de *pressions intermédiaires* (PI - HT) ou *Barrovien* est caractéristique des zones de collision (chaîne hercynienne, Himalaya), il a été défini en Écosse par G. Barrow.
- Le gradient de *haute température - basse pression* (HT-BP) ou *Abukuma* se rencontre localement dans certaines chaînes comme les Pyrénées, mais est également représentatif de l'Archéen (plus de 2,5 Ga). Il a été défini au Japon et porte le nom du fleuve Abukuma.

 Voir chap. 17
et 18

La courbe d'anatexie indique les conditions au-delà desquelles les roches commencent à fondre. Les roches ayant subi de l'anatexie et dont le liquide reste en place dans la croûte continentale s'appellent les migmatites ou anatexites. Elles sont formées de l'alternance de niveaux toujours très déformés, clairs (magmatiques correspondant au liquide de composition granitique) et sombres (riches en micas noirs, parfois appelés restite, correspondant au résidu de fusion partielle qui a formé le liquide granitique). À noter que le début de fusion partielle de la croûte océanique produit des magmas de composition tonalitique, ce qui peut se produire occasionnellement en contexte de subduction chaude ou plus fréquemment à l'Archéen. Néanmoins, en métamorphisme, quand on parle d'anatexie, on sous-entend le début de la fusion de la croûte continentale et la formation de migmatite car ces conditions sont fréquentes, principalement sous un gradient PI-TI. La figure 19.1 montre que certains faciès métamorphiques existent au-delà de cette courbe d'anatexie : la courbe en question n'a pas une position fixe dans l'espace P-T. Elle dépend de la composition des roches, mais surtout de la nature et de la pression partielle des fluides (H₂O, CO₂...).

Encart 19.3 – Le métamorphisme de choc : une rareté aujourd'hui, une banalité à l'Archéen !

Le *métamorphisme de choc* ou *d'impact* est rare à l'heure actuelle, mais il a joué un rôle important sur l'origine de la croûte terrestre primitive à l'Archéen, pendant la période de l'intense bombardement météorique qui a conclu l'accrétion de la planète Terre vers 4 milliards d'années. Il est provoqué par la chute de très grosses météorites à la surface du globe et se retrouve conservé exceptionnellement dans

quelques cratères d'impact. Il implique des pressions et températures considérables au cours d'un événement très bref de quelques fractions de secondes. Il s'accompagne de la fusion des roches et produit des polymorphes de haute pression (par exemple, la *stishovite* en remplacement du quartz) que l'on suppose présents dans les profondeurs du manteau de la Terre.

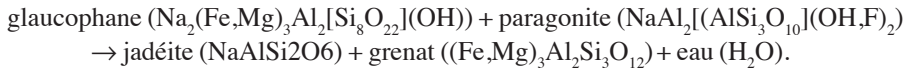
19.1.5 Quelques minéraux du métamorphisme

La figure 19.2 montre le domaine de stabilité de minéraux importants du métamorphisme et quelques réactions minéralogiques expérimentales.

L'andalousite, la sillimanite et le disthène sont des minéraux typiques des roches alumineuses (métasédiments). Ils sont polymorphes, ayant la même formule chimique (Al₂SiO₅), mais cristallisant dans des systèmes différents. On les nomme également les aluminosilicates. À relativement basse pression, mais haute température, on rencontre l'andalousite. Ce minéral est symptomatique du métamorphisme de contact. À haute pression (fig. 19.1 et 19.2), le disthène est stable pour des températures assez faibles, on le rencontre dans les séries ayant évolué au cours d'un enfouissement rapide (subduction). La sillimanite se rencontre dans des conditions de température et de pression relativement élevées. Les courbes qui séparent les champs de stabilité de ces trois polymorphes se rencontrent en un point du champ P, T vers 5 kb et 550 °C (point triple des aluminosilicates).

L'albite (NaAlSi₃O₈) devient jadéite (NaAlSi₂O₆) + quartz (SiO₂) quand la pression augmente. La jadéite est symptomatique du gradient HP-BT mais ne se rencontre que dans les roches où Na est

disponible (métagabbros, gneiss). Ainsi, la transition des schistes bleus aux éclogites se traduit par la réaction (la paragonite est un mica blanc) :



À haute température, dans les métasédiments, la transition amphibolite/granulite est marquée par la réaction :

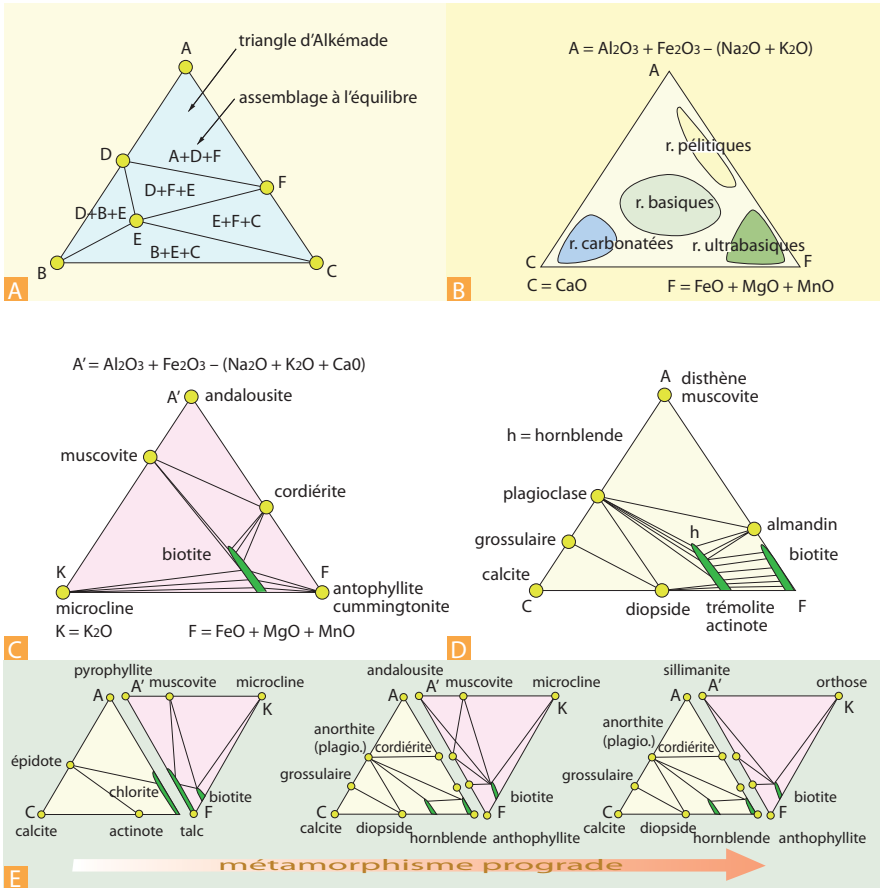
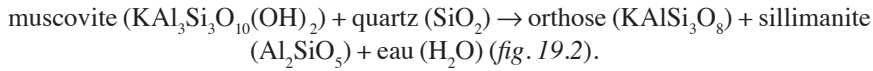


Figure 19.2 Les diagrammes triangulaires et leur utilisation dans l'étude du métamorphisme (A à D : modifié de Robert et Bousquet, 2013 ; E : modifié de Lameyre, 1975).

A. Représentation d'un système à trois composants principaux, A, B et C, permettant de situer les minéraux de composition A, B, C, D, E et F.

B. Utilisation du diagramme ACF pour représenter des compositions de roches.

C. Le diagramme A'KF et la représentation d'un assemblage de minéraux du faciès amphibolite de basse pression des roches métapélitiques à silice en excès de Finlande.

D. Le diagramme ACF et la représentation d'un assemblage de minéraux du faciès à disthène des Highlands d'Écosse.

E. Utilisation du couple de diagrammes ACF et A'KF montrant l'évolution théorique des paragenèses métamorphiques pour une série pélitique évoluant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites à grenat. Noter la disparition des chlorites et de l'actinote, l'apparition des grenats, du pyroxène et de la cordiérite, puis la disparition de la muscovite. À haute température, dans les métasédiments, la transition amphibolite/granulite est marquée par la réaction : muscovite ($\text{KA}l_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) + quartz (SiO_2) donne → orthose ($\text{KA}l\text{Si}_3\text{O}_8$) + sillimanite (Al_2SiO_5) + eau (H_2O).

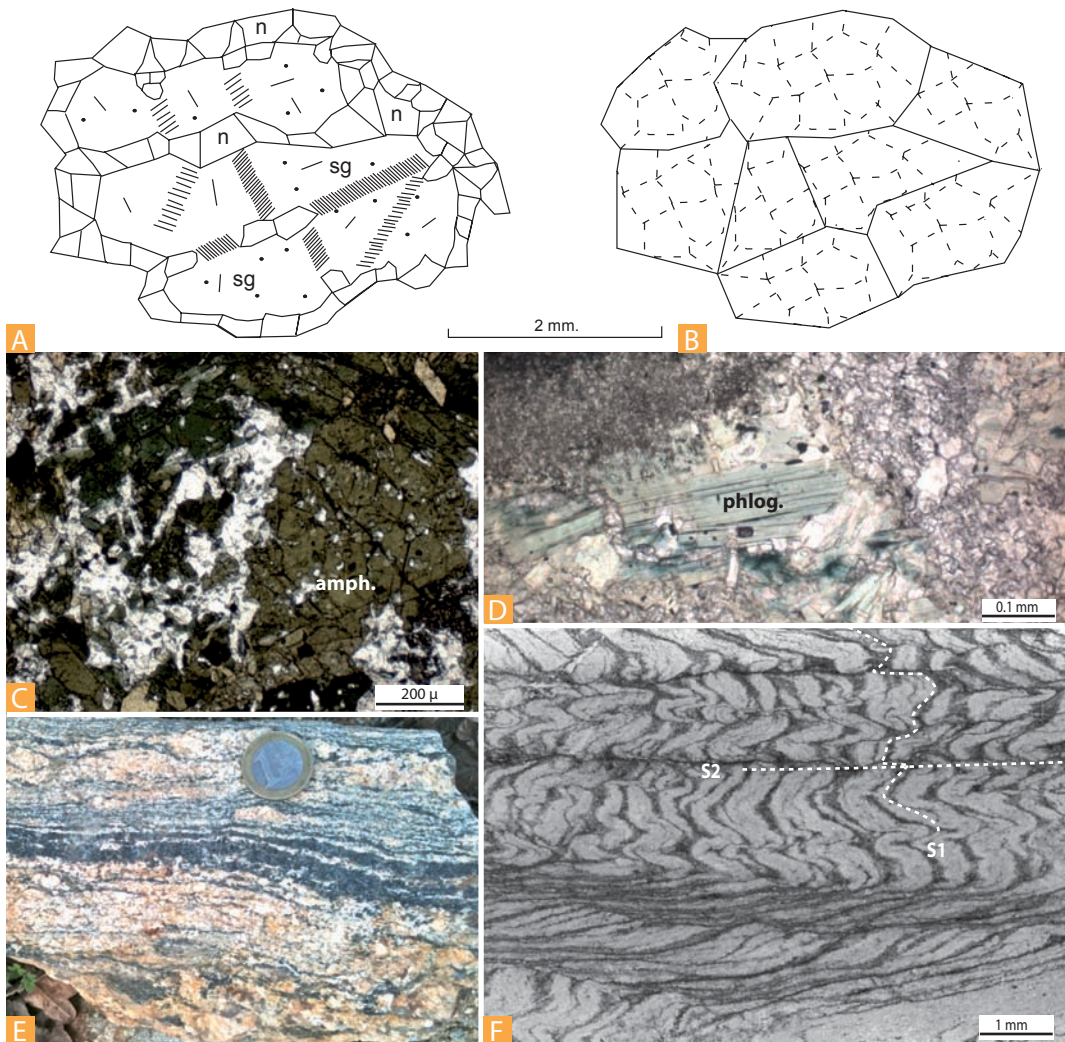


Figure 19.3 Texture des roches métamorphiques : la recrystallisation à l'état solide (A et B d'après Kornprobst, 2001).

A. Recrystallisation dynamique : les grains soumis aux contraintes se divisent en sous-grains (sg) séparés par des parois de dislocations (dis) et recrystallisent localement en néo-grains (n). Les anciens grains sont remplis de défauts, ils auront une extinction onduleuse (porphyroclastes).

B. Recuit statique post-cinématique : les anciens grains (traits en pointillé) se réorganisent, se réorientent et croissent en dimension pour former des porphyroblastes à joints triples afin de minimiser l'énergie de surface intercrystalline.

C. Néocrystallisation d'amphibole verte et de scapolite (blanc) lors du métamorphisme HT-BP de la zone nord-pyrénéenne (voir chap. 15) en remplacement total d'une ancienne dolérite d'âge triasique (ophite). La texture initiale de la roche magmatique est entièrement effacée, mais la recrystallisation s'est faite sans déformation.

D. La rétro-morphose. Le mica magnésien (phlogopite : phlog.) a une teinte pâle en lumière naturelle, ici il a été transformé sur place en une chlorite magnésienne de couleur verte lors de la rétro-morphose du faciès des cornéennes vers celui des schistes verts (marbre de la zone nord-pyrénéenne).

E. Texture typique des migmatites : alternance de lits surmicacés (restites) et de niveaux de composition granitique issus de la fusion partielle de l'encaissant métamorphique (migmatites du Morbihan, château du Pargo, Vannes).

F. Microplissement des micas néoformés et du quartz dans un micaschiste présentant une schistosité de crénelation S2 replissant une première schistosité S1. Photos : (C-E) Y. Lagabriele, (F) M. Brunel.

19.2 STRUCTURES DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Le métamorphisme se traduit par un réarrangement minéralogique qui peut se faire de façon statique, c'est-à-dire en l'absence de contraintes déviatoriques (écart à la pression lithostatique) ou dynamique, ce qui est le cas le plus général. Dans les deux cas, la recristallisation statique ou dynamique entraîne la formation d'une texture métamorphique, due à l'orientation particulière des minéraux dans les trois dimensions de l'espace. Les processus de recristallisation à l'état solide sont nombreux, ils peuvent être intra- ou intercrystallin par migration d'impuretés, de lacunes dans le réseau cristallin ou d'ions, qui conduisent systématiquement à la formation de néo-grains dont la taille est en générale plus petite que la taille initiale des cristaux, on parle alors de recristallisation dynamique.

À ce processus, se superpose parfois un processus de recuit qui correspond à la dissipation de l'énergie accumulée par les grains. Ce processus entraîne une croissance cristalline par coalescence des grains et peut aboutir à des joints triples présentant des angles à 120 °C. Ce processus est le plus souvent observé dans les roches HT telles que les granulites ($T > 700$ °C) ou les péridotites ($T > 850$ °C). Il est aussi typique des marbres, dans ce cas les cristaux de calcite sont de grande taille.

En réponse aux contraintes déviatoriques, les roches se déforment selon deux modes principaux.

- Le mode *fragile* affecte les roches dites compétentes et ceci à relativement basse température (en général en dessous de 300 °C). La roche a un comportement ruptuel, il n'y a pas de recristallisation des minéraux ou seulement très localement, le long de parois de fentes où circulent des fluides, où le long de joints et de failles.
- Le mode *ductile* correspond au fluage des solides. Sous l'effet des contraintes, les minéraux qui recristallisent se disposent dans l'espace de façon non aléatoire donnant à la roche sa texture métamorphique orientée (fig. 19.3).

Dans les roches métamorphiques on peut distinguer les structures suivantes :

La stratification : c'est le litage résiduel hérité des anciennes roches sédimentaires. Il s'agit d'un débit en bancs parallèles, parfois de compositions différentes (par exemple les alternances marne – calcaire). La stratification peut rester visible jusque dans les faciès de moyenne pression. Sous l'effet du métamorphisme, se développe la schistosité (voir ci-dessous) généralement oblique à la stratification. Dans les faciès de plus hautes P et T, la stratification se parallélise à la foliation (voir ci-dessous) et peut complètement disparaître (on parle de transposition).

La schistosité : c'est un débit mécanique. Les roches se débitent en feuillets parallèles d'épaisseur millimétrique à centimétrique, correspondant au plan d'aplatissement principal de la matière. Plusieurs processus non exclusifs conduisent à la genèse de la schistosité : a) la dissolution préférentielle de minéraux selon des plans parallèles, b) la réorientation et le regroupement préférentiel de minéraux phylliteux tels que les micas, également le long de plans parallèles. Le développement de la schistosité s'accompagne d'un plissement de la stratification. Les relations angulaires entre schistosité et stratification permettent alors de retrouver la polarité de la série (série normale ou inverse). Plis et schistosité sont particulièrement visibles lorsque la roche présente une lithologie contrastée (ancienne alternance calcaire – marne par exemple). La schistosité contient alors l'axe des plis, et l'on parle de schistosité de plan axial. Dans les régions plissées, la schistosité apparaît pour des profondeurs d'enfouissement comprises entre 5 et 10 km. Cette limite d'apparition de la schistosité est appelée *front de schistosité*.

La foliation : c'est un litage minéralogique en feuillets. La foliation est caractérisée par une ségrégation minéralogique de l'échelle millimétrique à centimétrique définissant des lits de composition minéralogique différente. Il n'y a plus de débit mécanique, de type schistosité serrée, la roche est entièrement recristallisée. Cette alternance minéralogique, par exemple des lits à micas + quartz à côté de lits à plagioclase + feldspath potassique dans un gneiss n'est pas héritée d'une ancienne stratification, elle obéit aux lois de minimisation de l'énergie au sein de la matière afin que la roche soit la plus stable possible aux nouvelles conditions P-T.



Voir chap. 13



Voir chap. 13
et 14



Voir fig. 14.27
à 14.30

Encart 19.4 – Les relations cristallisation/déformation

Les **relations chronologiques** entre structures et minéraux sont souvent facilement analysables dans les lames minces de roches métamorphiques et renseignent sur la place des processus de cristallisation métamorphique dans l'histoire tectonique de la roche étudiée. Un minéral peut-être anté-, syn- ou post-tectonique, selon la date de sa croissance vis-à-vis de l'acquisition de la foliation ou de la

schistosité. Ainsi un minéral anté-tectonique est brisé, étiré dans la foliation. Un minéral syn-tectonique comme le grenat incorpore la foliation lors de sa croissance, il peut tourner lors de la déformation (grenat hélicitique). Un minéral post-tectonique se développe en se surimposant et en fossilisant les structures telles que les microplis ou la schistosité antérieure à sa croissance (tableau 19.2).

TABLEAU 19.2

Place de la cristallisation par rapport à la déformation dans les roches métamorphiques

	ANTÉ-déformation	SYN-déformation	POST-déformation
A	<p>glaucophanes anté-S2, actinotes syn-S2 <i>schiste bleu</i></p>	<p><i>grenat hélicitique</i></p>	<p><i>micaschiste à chloritoïde</i> schistosité micro-plissée incorporée lors de la croissance des porphyroblastes de chloritoïde</p>
B	<p><i>gneiss œillé</i> porphyroclastes de feldspaths, fluage du quartz (o.p. = ombre de pression)</p>	<p><i>schiste à disthène et staurotide</i> micas, staurotides et disthène, non déformés forment la foliation</p>	<p><i>schiste à andalousite</i></p>



Voir chap. 14

- a.** Cristallisation métamorphique anté-déformation (ou anté-cinématique). Des glaucophanes (gl) soulignant une ancienne foliation (F1) sont ployés et brisés formant une crénulation dont les plans axiaux sont matérialisés par des actinotes (amphiboles vertes, act) et des phengites (micas blancs, ph) néoformés. Ces deux derniers minéraux soulignent une nouvelle foliation F2.
- b.** Déformation d'un granite (minéraux anté-métamorphes) et formation d'un gneiss œillé. Les yeux sont de gros feldspaths potassiques magmatiques (fk) fragmentés en tronçons ayant glissé les uns sur les autres sous l'action du cisaillement. De tels cristaux affectés par la déformation sont appelés porphyroclastes (à opposer aux porphyroblastes : e, f). Les conditions P, T de la déformation permettent la recristallisation du feldspath dans des régions abritées de la contrainte maximale, aux extrémités du cristal. On nomme ces structures des ombres de pression (o.p.). Sous ces conditions, le quartz (qz) est plastique et flue, formant des amandes étirées dans la foliation.
- c.** Formation syncinématique d'un grenat hélicitique. La croissance du cristal se fait durant la déformation. Soumis à la contrainte cisailante, il tourne et incorpore progressivement la foliation en la fossilisant.
- d.** Foliation métamorphique syn-cinématique. Des prismes de staurotide (st) et de disthène (kyanite, ky) et des lattes de biotites, non déformés, s'alignent dans des plans qui définissent la foliation métamorphique.
- e.** et **f.** Croissance de porphyroblastes post-cinématiques fossilisant ou incorporant une foliation métamorphique (cld : chloritoïde ; bio : biotite ; m + qz : muscovite et quartz ; andalousite).

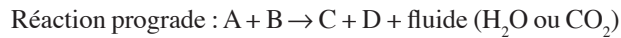


Les linéations : elles ont des origines et des significations variées. Nous rappellerons simplement ici que la déformation peut conduire à un étirement des minéraux métamorphiques ou à une orientation préférentielle de ceux-ci, lors de leur croissance dans le plan de foliation ; on parle de linéation d'étirement ou de linéation minérale. Cette orientation préférentielle de minéraux allongés tels que les amphiboles, la sillimanite, voire les micas, permet de retrouver la direction de transport au moment de l'acquisition de la paragenèse métamorphique (fig. 19.15A).

19.3 LES FACTEURS DU MÉTAMORPHISME

19.3.1 Introduction : température, pression et fluides

Le métamorphisme se caractérise par la croissance de minéraux nouveaux aux dépens d'assemblages anciens. Par exemple l'assemblage C, D apparaît par disparition de l'assemblage A, B. Cette réaction est dite *prograde* si l'on se déplace vers les P et T plus élevées et *rétrograde* dans l'autre sens. La réaction prograde s'accompagne généralement d'un départ d'eau présente dans l'assemblage A, B. On écrit alors :



Les mécanismes de subduction et d'épaississement crustal ont pour effet d'enfouir les roches. La pression et la température varient progressivement au cours de l'enfouissement et sont responsables des modifications minéralogiques et structurales enregistrées dans les unités métamorphiques. Le métamorphisme est d'abord une simple conséquence de l'enfouissement par augmentation de la température et de la contrainte isotrope (lithostatique). Cependant lors de raccourcissements crustaux, les contraintes anisotropes – *qui conduisent aux déformations tectoniques* – jouent aussi un rôle important dans la cristallisation des minéraux du métamorphisme. En effet, les cisaillements ductiles à toutes les échelles forment des « conduits » le long desquels les fluides circulent préférentiellement. Or les fluides, en tant que vecteurs d'éléments chimiques, sont des facteurs essentiels du métamorphisme.

19.3.2 La température

La température terrestre (T) augmente avec la profondeur. Les variations de T sont décrites par le gradient géothermique. Dans la lithosphère continentale, ce gradient est loin d'être homogène car il dépend de l'histoire tectonique de la région. Le gradient moyen est de 30 °C/km ; il s'élève à 50 °C/km dans les zones orogéniques et s'abaisse à seulement 6 °C/km dans les zones de subduction. La cause principale de la température élevée (600 °C) à la base de la croûte continentale est la présence d'une radioactivité importante (U, Th, K) dans cette enveloppe. Localement, un gradient thermique fort peut se développer, d'origine tectonique, hydrothermale ou magmatique. Les frottements au niveau des grands décrochements ou chevauchements, les circulations de fluides et la présence de plutons produisent également des élévations locales de T.

Encart 19.5 – Le métamorphisme inverse

Ce type de métamorphisme se rencontre dans les orogènes lorsqu'une unité crustale profonde (chaude) chevauche une région plus superficielle (froide). L'unité chevauchante réchauffe l'unité froide en provoquant un métamorphisme inverse, décroissant avec la profondeur (voir encart 19.10 et fig. 19.5 pour l'exemple himalayen).

19.3.3 La pression lithostatique et les contraintes orientées

En un point donné du globe, la pression lithostatique est due au poids des roches surmontant ce point. En prenant 2,5 comme valeur de la densité moyenne des roches continentales, la pression est de 1 000 atmosphères à une profondeur de 4 000 m, de 5 kb (kilobars) à environ 15 km et de 10 kb à 30 km. Cette pression est isotrope. Les roches soumises à une pression parfaitement isotrope ne présentent pas d'orientation préférentielle des minéraux métamorphiques. On connaît ainsi des métagabbros alpins affectés par le métamorphisme de haute pression (faciès schistes bleus et éclogite) présentant des textures magmatiques exemptes de toute déformation mais dont la minéralogie primaire est entièrement remplacée par des phases de haute pression.

Les roches ne peuvent pas supporter des contraintes déviatoriques élevées et se déforment sous l'effet de contraintes orientées de quelques centaines de bars seulement. *Ces pressions qui constituent la partie anisotrope du tenseur des contraintes sont extrêmement faibles par rapport à la pression lithostatique. Elles n'ont pas d'effet direct sur le métamorphisme.* Par contre, en facilitant la déformation et en activant la circulation de fluides et donc les échanges entre les minéraux, la pression orientée permet aux réactions d'aboutir. Il faut abandonner l'idée que l'augmentation des pressions orientées dues à la tectonique favorise le métamorphisme. Seuls la charge lithostatique et les phénomènes de circulation induite par les contraintes orientées permettent d'expliquer la relation classique observée entre orogénèse et métamorphisme.

L'augmentation de pression favorise, à partir des mêmes composants, l'apparition de minéraux plus denses. C'est un cas particulier de la loi de Le Chatelier : « un système chimique, comprimé à température constante, déplace son équilibre du côté où la réaction se fait avec diminution de volume ». Ainsi l'olivine réagit avec l'anorthite pour donner des grenats avec une contraction de 17 %. Les aluminosilicates sont eux plus denses à haute pression (*fig. 19.2*). L'albite, seule, fortement comprimée, perd de la silice et donne un pyroxène, la jadéite, soit globalement :



Becke avait noté, dès 1903, cette influence de la loi des volumes, amenant en profondeur la genèse de certains minéraux. Il avait d'autre part remarqué que la température joue en sens inverse de la pression pour bien des réactions résultant du métamorphisme.

19.3.4 Le facteur temps, préservation des assemblages, vitesse d'exhumation

La plupart des minéraux sont *métastables* et se maintiennent sans changements notoires, en dehors de leur domaine de formation. La métastabilité permet d'observer à la surface terrestre des paragenèses d'origine profonde. Ainsi, des amphiboles, des pyroxènes, des grenats de haute pression sont-ils parfaitement conservés à la surface de la Terre.

Les réactions de formation des minéraux sont théoriquement réversibles. Dans une évolution orogénique, les réactions progrades se produisent lors de l'enfouissement mais les réactions rétrogrades dont la cinétique est extrêmement lente ne se produisent pas en général. Toutefois, les paragenèses acquises lors de l'enfouissement maximum pourront être partiellement ou totalement effacées si au cours de la remontée, les unités métamorphiques restent dans des conditions intermédiaires pendant un temps assez long.

Durant le cycle orogénique, les roches sont rapidement extraites des conditions P, T qui ont présidé à la genèse des assemblages progrades. La vitesse de remontée des unités profondes, ou *vitesse d'exhumation* est un facteur essentiel de conservation des assemblages métamorphiques. Dans le cas où plusieurs paragenèses de faciès différents, et issus de réactions rétrogrades, sont conservées, une vitesse d'exhumation peut être calculée sur la base des datations radiochronologiques des différents assemblages.

Pour estimer les températures décroissantes, on utilise les marqueurs de la fermeture des réseaux des minéraux métamorphiques aux échanges atomiques. Ainsi, les traces de fission sur zircon ou sur apatite permettent d'étudier les passages des isothermes 250 °C et 120 °C respectivement (chap. 5).

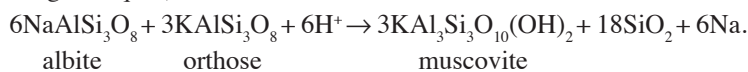
19.3.5 Les échanges par les fluides : la métasomatose

Dans des conditions P-T peu sévères, les minéraux du métamorphisme sont hydroxylés : micas, chlorites, épidotes, amphiboles. Plus profondément, ce sont des minéraux anhydres qui prennent naissance : pyroxènes, olivines, grenats, feldspaths. Dans le métamorphisme prograde, l'eau est donc chassée des assemblages, et des fluides minéralisés sont extraits des roches.

L'observation sur le terrain d'un ensemble métamorphisé et l'analyse des paragenèses minérales suggèrent que des échanges d'éléments chimiques se produisent nécessairement durant le métamorphisme, et ce à toutes les échelles (du minéral à l'unité tectonique pluri-kilométrique). La *métasomatose* (*metasomatism* en anglais) est ce processus d'échanges d'éléments chimiques véhiculés par les fluides. Elle s'oppose au métamorphisme topochimique ou isochimique se produisant à composition chimique constante. C'est ainsi que la transformation d'une dolomie silicieuse en talc nécessite l'apport d'eau, de silice, et le départ de CO₂ :



La présence de pyroxènes et de grenats dans les *skarns* (un type de cornéennes calciques au contact d'intrusion de magmas différenciés), suppose un apport massif de silice depuis l'intrusion. De même, la croissance des *scapolites* dans les marbres mésozoïques de la zone métamorphique des Pyrénées (zone nord-pyrénéenne), suppose une augmentation locale de la température jusqu'à 500 °C par circulation de fluides chauds riches en ions variés (*fig. 19.15C*). La mobilité des ions est d'autant plus grande que leur diamètre ionique est plus petit. C'est ainsi qu'un « échange » hydrogène-sodium permet la formation de muscovite à partir d'albite et d'orthose, dans les greisens (roches à quartz et mica des coupoles granitiques). Noter la richesse en silice du fluide issu de cette réaction.



Le pouvoir dissolvant de l'eau croît rapidement avec la température et la présence d'éléments minéralisateurs. Au voisinage de sa température critique (375 °C), l'eau dissout le verre volcanique, la silice et plusieurs silicates. Au-delà de ce point critique elle se trouve dans un état de fluide homogène *supercritique*. Cette température est atteinte vers 10 km dans les roches à gradient géothermique normal. Les *inclusions fluides* des minéraux des roches magmatiques et métamorphiques sont des témoins piégés des solutions de fluides circulant en profondeur.

Encart 19.6 – Comment caractériser les interactions fluides-roches : les inclusions fluides et les isotopes stables

Les minéraux métamorphiques contiennent souvent des inclusions fluides, cavités microscopiques au sein des réseaux cristallins ayant piégé les fluides. Ces inclusions sont composées d'un mélange de phase liquide, gazeuse et parfois solide. Dans le cas du quartz, on admet que le réseau cristallin est suffisamment étanche pour avoir permis la préservation du fluide sans échanges chimiques avec l'extérieur. Une inclusion fluide comporte souvent une bulle de gaz qui disparaît par chauffage de l'échantillon (on utilise des lames minces

épaisses et des microscopes à platine chauffante). On admet que le fluide piégé était monophasé. La température à laquelle l'inclusion devient homogène (Th) par dilution du gaz correspond donc à la température minimale lors du piégeage. La méthode d'analyse microthermométrique permet de mesurer les températures de changement de phases dans une inclusion fluide piégée dans un cristal. Les inclusions permettent donc d'apporter des informations très intéressantes sur les conditions P-T du métamorphisme indépendamment

de l'analyse des associations minérales. Si le fluide était riche en sel lors de la démixion intervenant durant le refroidissement, il apparaît alors un cube de sel au sein de l'inclusion. Celle-ci est dite triphasée (fig. 19.14). Les mesures microthermométriques permettent de reconstituer, par exemple, la température et la salinité du fluide diagénétique à l'origine des cristaux, ou son taux de CO_2 et CH_4 . Cette méthode est particulièrement intéressante pour l'étude de l'origine des minéralisations dans les bassins.

Une seconde façon d'apprécier l'importance des circulations et des échanges de fluides lors du métamorphisme est d'utiliser les analyses en isotopes stables des constituants des roches, soit séparés, soit en roche totale. Des systèmes géologiques soumis à des circulations de fluides en connexion avec un ou plusieurs réservoirs extérieurs subissent des interactions fluide/roche transformant leurs compositions

isotopiques initiales durant la métasomatose. La méthode est particulièrement efficace sur les carbonates (calcaires, marbres et dolomies) dont on analyse les compositions en isotopes stables de l'oxygène et du carbone. La modification de la composition isotopique d'une roche métasédimentaire s'apprécie par rapport à la composition initiale des sédiments marins, elle-même contrôlée par la composition isotopique de l'eau de mer lors du dépôt ($\delta^{18}\text{O}$ élevé). Les fluides circulant dans une pile sédimentaire lors du métamorphisme peuvent provenir d'une source située en dehors du bassin. Il peut s'agir des fluides expulsés par le métamorphisme du socle sous-jacent. Dans ce cas, leur signature isotopique est très marquée ($\delta^{18}\text{O}$ faible). Ils imposeront cette signature lors de la recristallisation métamorphique des carbonates du bassin. Mais les fluides peuvent aussi provenir du bassin. Ils gardent alors une signature proche de celle de l'eau de mer initiale.

19.4 ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET TRAJET P-T

19.4.1 Variations de densité et d'entropie

Lorsqu'une roche est amenée à grande profondeur, la pression (P) augmente, elle devient plus dense et son volume diminue. La contrainte tectonique reste faible (quelques centaines de bars) et peut être négligée. P peut être assimilée à la seule pression lithostatique qui est une fonction directe de la profondeur : $P = \rho \cdot g \cdot z$ avec ρ la masse volumique des roches, g l'accélération de la pesanteur et z la profondeur. Or, les minéraux ne sont pas très compressibles. Aussi, les minéraux peu denses, stables en surface, sont remplacés, en profondeur, par des minéraux de densité supérieure. Par exemple, l'andalousite de densité 3,12 à 3,16 se transforme en disthène de densité 3,53 à 3,65.



Voir fig. 19.2

L'entropie (S) mesure le nombre de façons dont les constituants atomiques ou moléculaires peuvent se répartir dans un minéral (on dit que l'entropie mesure le désordre). C'est une caractéristique propre à chaque minéral. Lorsqu'une roche de surface, froide, à température T, s'enfonce dans le globe plus chaud, un échange de chaleur (Q) se fait entre la roche, qui se réchauffe, et son environnement. Dans la roche, Q et T augmentent de ΔQ et ΔT et le rapport $\Delta Q / \Delta T$ est positif. Ce rapport mesure la variation d'entropie (ΔS) entre l'entropie de la roche « chaude » et celle de la roche « froide ». Ce ΔS positif indique que l'entropie de la roche chaude est plus grande que celle de la roche froide. Lorsqu'une roche est portée à haute température, son entropie augmente donc. Or, l'entropie des minéraux varie peu. Les minéraux de basse température, à faible entropie, sont donc remplacés par des minéraux de haute température à entropie élevée.

19.4.2 La réaction métamorphique : concepts de base, trajets progrades et rétrogrades

Dans une roche métamorphique à l'équilibre, les minéraux et assemblages de minéraux sont stables dans un intervalle de P et T donné. Être à l'équilibre signifie que les minéraux sont en contact sans réagir. Si les conditions P-T changent, l'assemblage de minéraux d'une roche change par réaction métamorphique.

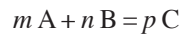
On doit toujours s'intéresser à des assemblages de plusieurs minéraux et non à un minéral pris isolément, dont les indications ne sont pas significatives comme le montrent les cas suivants.

- *Un minéral dont la synthèse est typique du métamorphisme* : sa présence montre que le domaine de stabilité de ce minéral a été atteint (par exemple la présence de jadéite signifie forte pression). En revanche son absence est plus ambiguë puisqu'elle peut indiquer soit :
 - que le domaine de stabilité n'a pas été atteint ;
 - que le chimisme de la roche n'a pas permis sa synthèse (la jadéite, par exemple, ne pourra cristalliser, quelle que soit la pression dans une roche pauvre en sodium).
- *Un minéral incompatible avec les conditions du métamorphisme* : sa présence indique alors que le domaine d'instabilité de ce minéral n'a pas été atteint (la présence de muscovite indique, par exemple, que la température n'a pas dépassé 650 °C). Ici encore, l'absence du minéral est plus complexe, elle peut montrer soit :
 - que le domaine d'instabilité a été atteint ;
 - que le minéral n'était pas présent dans la roche originelle.
- *Un minéral mixte* : on peut citer les feldspaths, minéraux présents dans les roches magmatiques et sédimentaires et qui ne sont pas (ou peu) détruits par le métamorphisme. Des néogénèses de feldspaths de métamorphisme peuvent, en revanche, se produire par diverses réactions. Exemple :

$$\text{muscovite} + \text{quartz} \rightarrow \text{orthose} + \text{sillimanite}.$$

Ceci nous montre que pour calibrer les conditions P et T du métamorphisme, il est nécessaire de recourir à l'étude des réactions ayant contrôlé la genèse ou la disparition de plusieurs minéraux (fig. 19.4 et 19.7).

Soit l'assemblage A+B stable aux conditions P_0 - T_0 , en passant aux conditions P_1 - T_1 , une réaction interminérale (et chimique) entre A et B se produit pour donner une nouvelle phase C. On peut écrire :



où m , n et p sont les coefficients stœchiométriques de la réaction indiquant la proportion des minéraux intervenant dans la réaction.

Une réaction métamorphique se produit selon différentes étapes : dissolution des phases réactantes (nécessitant la rupture de liaisons interatomiques), migration des éléments jusqu'au site de nucléation (nécessitant une diffusion intra- et inter-cristalline), nucléation puis croissance des nouvelles phases. Il est nécessaire de fournir de l'énergie (l'énergie d'activation) pour franchir ces étapes. Plusieurs facteurs agissent pour favoriser la croissance minérale :

- La température. La vitesse de réaction est une fonction exponentielle de la température. Plus T est grand, plus la vitesse de réaction est grande ; à la surface du globe (à T ambiante), la vitesse des réactions est proche de zéro.
- La déformation qui favorise la mise en contact des réactants.
- Les fluides (en particulier H_2O) qui sont indispensables à la dissolution des phases. Ils assurent la diffusion et la migration des éléments chimiques à la base des nouveaux minéraux. La vitesse de réaction est extrêmement réduite en l'absence de fluides.

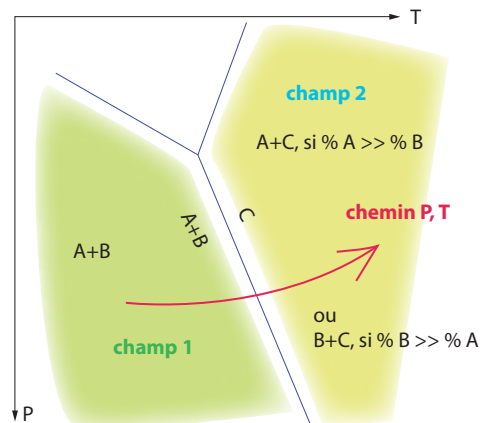
Toutes les conditions favorables à la réalisation des réactions métamorphiques sont rassemblées lors de l'**évolution prograde** du système, par exemple lors de l'enfouissement. En effet, quand la température augmente, la déformation est intense et les fluides libérés par les réactions de déshydratation, sont disponibles. Durant l'évolution prograde, les réactions sont complètes et les associations minérales sont constamment réajustées effaçant les précédentes paragenèses. Les roches gardent ainsi peu de traces de leur histoire antérieure. À la fin du trajet prograde, l'association minérale à l'équilibre témoigne des conditions optimales atteintes par les roches. Seules de rares zones préservées de la déformation peuvent montrer des fossiles du trajet prograde.

Durant l'**évolution rétrograde**, l'échantillon est ramené vers la surface. Les processus de recristallisation sont alors plus lents que les variations de P et T. La température diminue, la déformation est localisée et l'eau n'est plus disponible. Les réactions rétrogrades ne sont donc pas favorisées. Pour cette raison, les roches métamorphiques conservent généralement le témoignage des conditions maximales qu'elles ont atteintes (fig. 19.8, 19.10 et 19.11). Toutefois, on peut observer localement la superposition d'assemblages en déséquilibre qui montrent que les réactions rétrogrades ont débuté, mais n'ont pu se réaliser complètement. Ces paragenèses métamorphiques rétrogrades se développent le long de zones où circulent les fluides (failles, fissures, fentes, limites lithologiques).

Pour positionner la réaction $A + B = C$ au sein du champ P-T (fig. 19.4), deux paramètres doivent être connus : l'ordonnée à l'origine et la pente de la réaction. Différentes méthodes sont disponibles pour définir ces paramètres. En pétrologie expérimentale, on place des poudres de roches ou des matériaux synthétiques de composition connue dans des autoclaves ou des presses pendant plusieurs jours, voire plusieurs mois sous différentes conditions P et T et on identifie les minéraux formés. Cette méthode longue, coûteuse et délicate est complétée par une méthode mathématique basée sur les lois de la thermodynamique.

Figure 19.4 La réaction métamorphique.

Réaction métamorphique $A + B = C$ permettant de passer de l'assemblage $A + B$ stable dans le champ 1 aux assemblages $A + C$ ou $B + C$, stables dans le champ 2, selon les proportions de A et B.



Pour se former, un assemblage de minéraux a emmagasiné de l'énergie sous forme d'énergie de surface, d'énergie de dislocation et d'énergie de liaison entre les atomes. L'énergie de liaison interatomique contrôle les réactions inter-minérales. On définit l'énergie libre de Gibbs G :

$$G = U + PV - TS$$

où U est l'énergie interne, S est l'entropie définie précédemment et V le volume du minéral ou de l'association minérale. Cette expression devient, avec $H = U + PV$ (H est l'enthalpie ou chaleur spécifique du minéral ou de l'association minérale)

$$G = H - TS \text{ à la pression atmosphérique, ou } G = H - TS + \Delta V dP \text{ lorsque } P \text{ varie.}$$

Suite légende Figure 19.5

- B.** Le facteur température et le métamorphisme inverse. L'enfouissement d'une unité continentale externe sous une unité plus interne au front d'une chaîne de collision a pour conséquence un réchauffement « par le dessus » (effet de fer à repasser).
- C.** Coupe de la chaîne de l'Himalaya montrant le métamorphisme inverse sous le Main Central Thrust (MCT) avec la distribution des isogradés des minéraux repères. Voir l'encart 19.7 et le chapitre 15 pour des compléments sur le front himalayen.

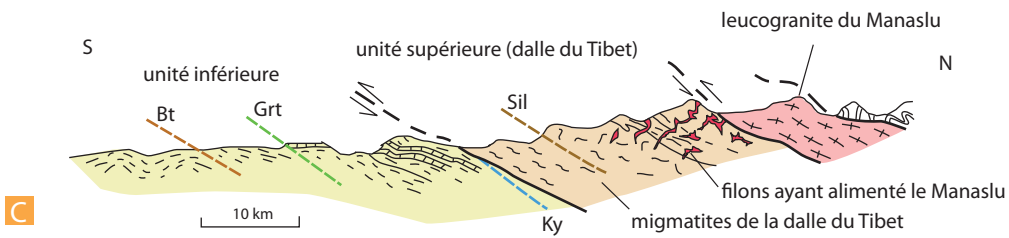
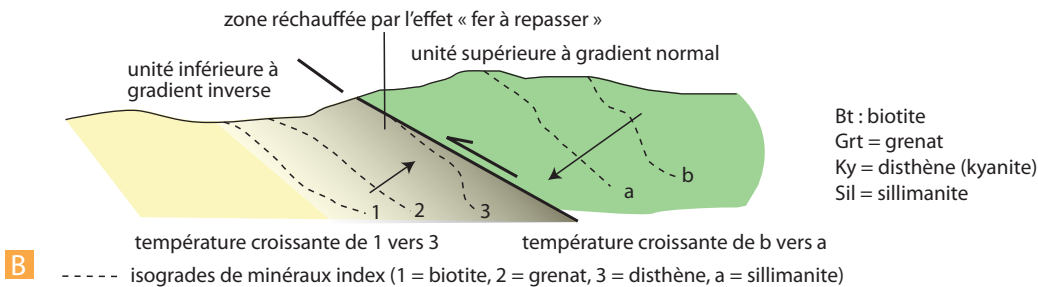
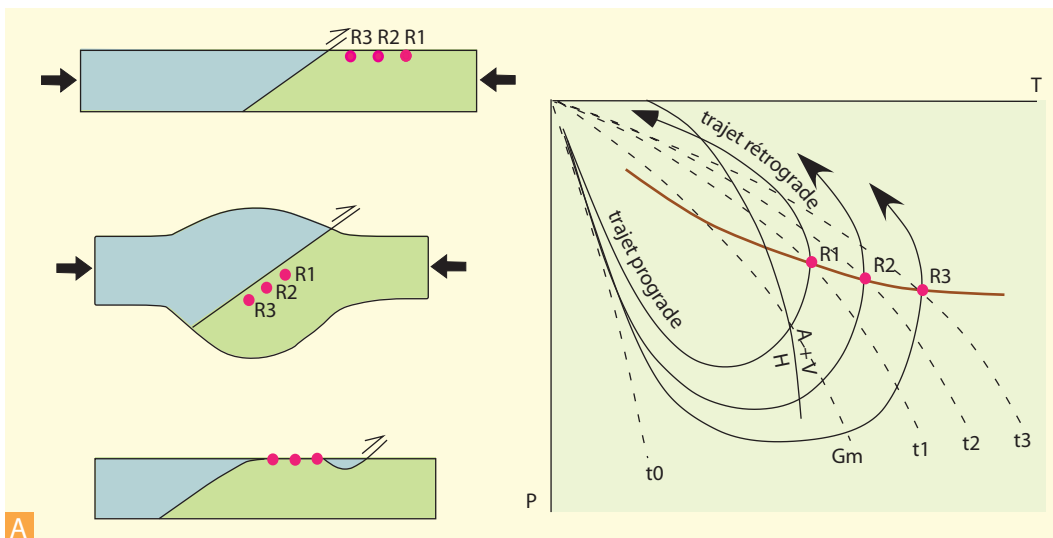


Figure 19.5 Relation entre trajectoires P-T-t des roches, géothermes et gradient métamorphique lors d'une collision continent-continet (d'après Nicollet, 1988).

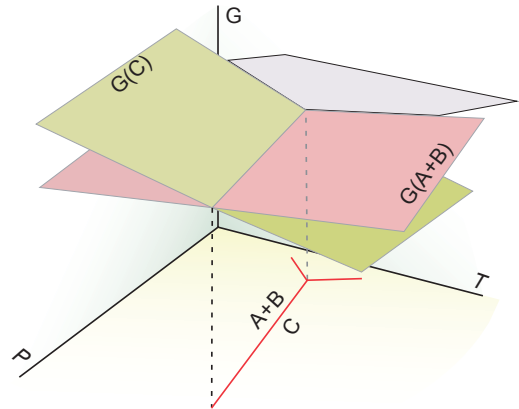
A. Schéma de l'épaississement et de l'amincissement de la croûte continentale.

Trajectoires PTt des roches R1, R2 et R3. Au cours de l'épaississement, les roches, chevauchées, s'enfoncent rapidement. À cause de la mauvaise conductivité thermique, elles ne se réchauffent que lentement. Dans le diagramme PT, elles suivront des trajets proches de l'axe des P. Le géotherme se déplace vers les basses températures (t0). Lorsque la convergence s'interrompt, les roches se réchauffent tandis qu'elles commencent à remonter (P diminue tandis que T augmente encore). Le géotherme évolue vers les hautes températures (t1, t2, t3). Lorsque la remontée s'accroît, P et T diminuent ensemble. Gm : géotherme moyen dans la lithosphère continentale. Au cours du trajet prograde, les roches modifient leur minéralogie en franchissant des réactions de déshydratation du type : $H = A + V$ où H est un assemblage de minéraux hydratés, A de minéraux anhydres et V la phase vapeur (H_2O). Cette vapeur libérée par la roche, de faible densité, remonte vers la surface. Au cours du métamorphisme rétrograde, lorsque T diminue, de telles réactions sont franchies en sens inverse, mais la vapeur nécessaire à leur réalisation n'est plus disponible : les associations minéralogiques de plus hautes T persistent. Elles matérialisent le gradient métamorphique (en tirets). Les intersections entre les trajets P-T-t et les géothermes montrent que les roches n'atteignent pas leurs pics en température au même moment. Ainsi, le gradient métamorphique, qui enregistre ces « pics », n'a pas d'existence à un temps donné.

Pour une composition chimique donnée et avec P et T fixées, l'assemblage stable lorsque plusieurs assemblages sont possibles, est celui qui a l'énergie libre la plus faible. Dans un diagramme P-T-G, on peut définir une surface correspondant à l'énergie libre pour chaque minéral ou association de minéraux. Sur la figure 19.6 l'association A + B a la plus faible énergie à basse T. Elle représente l'association stable dans ces conditions. Aux plus hautes températures, C est stable, car G (C) est inférieure à G (A + B).

Figure 19.6 Diagramme P-T-G montrant les surfaces d'énergie libre G(C) et G (A + B) pour le minéral C et l'association de minéraux A + B.

La ligne de réaction $A + B = C$ sur le plan P-T est la projection de l'intersection de ces deux surfaces. À basses T, l'assemblage A + B stable a la plus faible énergie. À plus hautes T, au-delà de la réaction, C est la phase stable car elle a l'énergie la plus faible (d'après Nicollet, 1999).



La réaction se fait lorsque $G(C) = G(A+B)$, soit lorsque la variation $\Delta G = G(C) - G(A+B) = 0$ (si le système est fermé, c'est-à-dire qu'il n'échange pas d'énergie avec l'extérieur).

On peut donc écrire, lorsque la réaction $A + B = C$ se réalise,

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

Ceci est l'équation d'une droite (du type $y = ax + b$) dans l'espace P-T.

19.4.3 Représentations graphiques du métamorphisme : notions élémentaires

Les roches sont des assemblages de minéraux dont les briques élémentaires sont elles-mêmes des atomes : Si, O, Al, Mg, Fe, Ca, Na, K... Lors du métamorphisme, il se produit une redistribution des ces associations atomiques, soit au sein des minéraux eux-mêmes (qui sont souvent des solutions solides), soit entre des minéraux qui se dissolvent progressivement pour en former de nouveaux (réactions métamorphiques).

La composition chimique des roches peut être représentée par leur teneur en différents oxydes : SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, NaO, K_2O ... Aussi, pour représenter graphiquement toutes les réactions métamorphiques possibles, il faudrait utiliser un diagramme possédant de très nombreux pôles où figureraient les compositions pures en SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, NaO, K_2O ... Cela est impossible. On opère donc des regroupements d'oxydes de façon à représenter des systèmes chimiques gouvernés par des éléments chimiques discriminants et représentatifs de lithologies typiques : métaroches carbonatées (marbres), métapélites, metabasites, métagranitoïdes (lithologies dites quartzo-feldspathiques)...

Les divers oxydes sont en quantités très différentes selon les familles de composition : certains sont toujours en excès, comme la calcite pour les marbres et la silice pour les métapélites. Ces composants ne sont donc pas déterminants pour permettre l'apparition de telle ou telle phase typomorphe. En d'autres termes, dans un grès totalement pur, aucun minéral du métamorphisme n'apparaîtra et son parcours dans le champ P,T ne pourra être déterminé. Les constituants en faible quantité dans une roche (constituants mineurs) sont souvent ceux qui permettent l'expression des phases minérales symptomatiques du métamorphisme.

Les constituants qui restent dans la roche sont dits immobiles, il s'agit de la plupart des éléments constituant la trame fondamentale du réseau des silicates. D'autres constituants, comme les fluides H_2O et CO_2 , peuvent entrer et sortir de la roche et sont donc parfaitement mobiles.

On utilise couramment des **diagrammes à trois composantes** : les diagrammes ACF et A'KF. Le premier est utilisé pour représenter les compositions basiques, avec notamment un pôle mettant en avant Fe et Mg, le second pour des compositions pélitiques toujours pauvres en Ca, mais riches en Al. Dans ce diagramme, SiO_2 est en excès, c'est un constituant qui ne manquera jamais lors des réactions. L'eau est considérée comme mobile. Les compositions des pôles respectifs de ces deux diagrammes principaux sont données sur la figure 19.2.

Les diagrammes triangulaires permettent de faire figurer des compositions de roches, mais également de minéraux. Un minéral est représenté par un point, situé soit sur une pointe, soit sur un côté, soit au cœur du triangle. À la fin du XIX^e siècle, R. van Alkemade a établi les règles de l'interprétation des successions de phases minérales en utilisant ce type de représentation, dite diagramme de phase. Les assemblages de minéraux en équilibre sont représentés par des lignes joignant deux points et délimitant des champs triangulaires (les triangles d'Alkemade) où les associations minérales sont stables. Lorsque l'on fait varier les conditions P et T, des lignes disparaissent si deux minéraux réagissent entre eux. Le nouvel équilibre sera donné par la ligne joignant les nouvelles espèces minérales stables dans les nouvelles conditions (fig. 19.2). Les solutions solides sont représentées par des zones plus larges. On peut combiner des diagrammes ACF et A'KF deux à deux comme dans la figure 19.2 où l'on a représenté une série de réactions caractéristiques du métamorphisme prograde des séries silico-alumineuses : disparition des assemblages du faciès schistes verts, apparition du grenat, des hornblendes et de la cordiérite puis disparition de la muscovite (faciès amphibolite à grenat). Lorsque la biotite et les amphiboles disparaissent elles aussi, il n'y a plus de phase hydratée, on passe dans le domaine des granulites.

On représente également les réactions métamorphiques dans le champ P, T en utilisant des **grilles pétrogénétiques**. Il est illusoire de vouloir représenter toutes les réactions possibles sur une grille pétrogénétique globale faisant intervenir toutes les compositions possibles. Les grilles pétrogénétiques montrent donc les courbes des réactions possibles pour des compositions des grandes familles de roches (marbres, métapélites, metabasites, compositions quartzo-feldspathiques). Dans le grand groupe des compositions pélitiques, celles qui vont donner les micaschistes, on utilise deux grands systèmes géochimiques : le système KFMASH de composition $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ et le système CFMASH de composition $CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Ces deux systèmes sont apparus dans l'analyse des processus métamorphiques car on a réalisé que la stabilité de certains minéraux ne dépend pas que des paramètres P et T, elle dépend également de la composition chimique de la roche. Ainsi, dans le système CFMASH, la présence de Ca entraîne l'apparition de l'anorthite qui fixe l'Al, ce qui aura tendance à inhiber la croissance du silicate d'alumine. Dans la figure 19.7B, on a représenté une grille pétrogénétique pour le système KFMASH centrée autour du point triple des aluminosilicates. On voit ainsi un certain nombre de réactions classiques du métamorphisme, correspondant à l'apparition ou à la disparition de minéraux repères comme la réaction : *chlorite + muscovite + grenat* → *staurotite + biotite*.

Pour aller plus loin dans l'analyse précise des associations métamorphiques, on utilise des grilles pétrogénétiques pour des systèmes de composition précise et non plus globale. Des logiciels de calcul pétrogénétiques (par exemple THERMOCALC) calculent alors la grille des réactions possibles pour cette composition et uniquement pour celle-là. Les courbes obtenues permettent d'isoler des champs de stabilité d'associations minérales. Un tel diagramme s'appelle une **pseudosection** (fig. 19.7).

19.4.4 Géothermomètres, géobaromètres

La majorité des minéraux sont des *solutions solides* (SS). Leur composition chimique varie entre 2 (ou plusieurs) pôles purs. Ainsi, l'olivine comme beaucoup de minéraux, est une solution solide entre un pôle pur ferrifère (fayalite : Fe_2SiO_4) et un pôle magnésien (forstérite : Mg_2SiO_4). On utilise le paramètre K_D (ou D) ; coefficient de partage (ou coefficient de distribution) pour quantifier les proportions d'éléments se partageant entre deux phases où existent des solutions solides. Ainsi, le Fe et le Mg se partagent entre le grenat et la biotite avec :

$$K_D = (\text{Mg/Fe})_{\text{grenat}} / (\text{Mg/Fe})_{\text{biotite}}$$

Le K_D varie avec la température de façon linéaire.

Or, les paramètres thermodynamiques H , S et V , et par voie de conséquence G , varient aussi avec la composition chimique. Les plans G et leurs intersections se déplacent donc dans l'espace P - T - G , et avec eux la position des réactions dans l'espace P - T . De ce fait, pour une réaction impliquant des « minéraux solutions solides » on peut écrire :

$$\Delta G(\text{SS}) = \Delta G + \Delta G(\text{M})$$

où l'énergie libre de mélange $\Delta G(\text{M}) = RT \ln K$ avec : R la constante des gaz parfaits, et K la « constante d'équilibre » ou *coefficient de partage* qui est fonction de la composition chimique des minéraux.

$$\Delta G(\text{SS}) = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT \ln K = 0$$

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

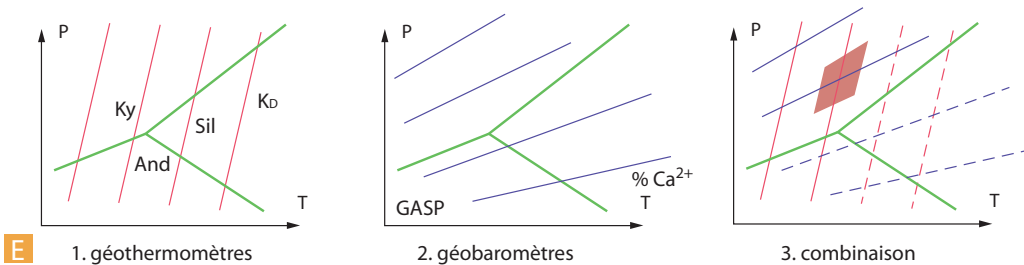
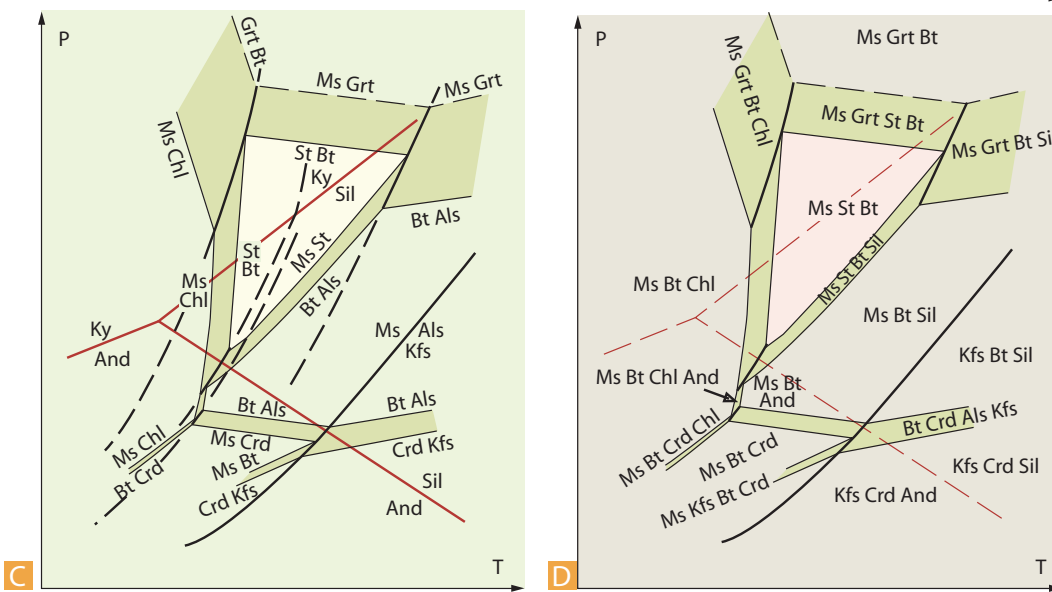
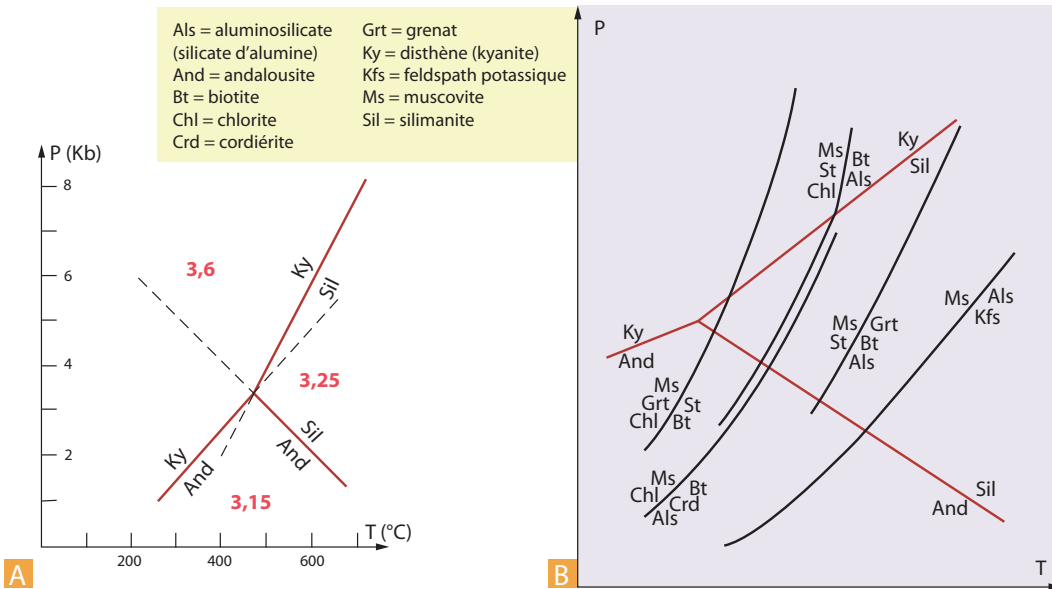
$$T = \Delta H + P\Delta V / \Delta S - R \ln K, \text{ nous avons un thermomètre et}$$

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

Pour un géothermomètre, on choisit une réaction pour laquelle la variation d'entropie est forte et la variation de volume faible : ainsi, la T calculée sera peu sensible aux variations de la pression (droite de réaction subparallèle à l'axe des P). On fera le choix inverse pour un baromètre (*fig. 19.7*).

Figure 19.7 Détermination des conditions du métamorphisme.

- A.** Le diagramme des silicates d'alumine SiAl_2O_5 (aluminosilicates). Les trois droites d'équilibre univariant convergent vers le point triple qui est un point invariant. On a représenté en pointillé la prolongation de la droite d'équilibre au-delà du point triple. Elle correspond à la projection de l'intersection des deux plans représentant les surfaces d'énergie libre (voir *fig. 19.6*). Les chiffres en rouge indiquent la masse volumique de chaque phase. La phase de haute densité correspond toujours aux hautes pressions.
- B.** Réactions univariantes dans le système KFMASH. Ce diagramme est une **grille pétrogénétique** et s'applique à toutes les compositions de roches du système KFMASH.
- C.** Réactions divariantes dans le système KFMASH. Ce diagramme ne s'applique qu'à une composition de roche spécifique : ici une métapélite alumineuse et moyennement magnésienne.
- D.** Assemblages minéralogiques correspondant au diagramme C. Ce diagramme qui est une **pseudo-section** s'applique à la composition spécifique définie pour le diagramme C.
- E.** Un géothermomètre permet de caler les conditions en températures. Ici, on a simplifié une représentation de droites indiquant les valeurs de K_D (isoplèthes) calculées pour les réactions d'échange Fe-Mg entre biotite et grenat. On détermine les teneurs en Fe et Mg des minéraux à l'équilibre grâce aux analyses à la microsonde (voir *fig. 17.22*). Un géobaromètre utilisé pour les métapélites est nommé GASP (Grenat-Aluminosilicate-Silice-Plagioclase). Il utilise les variations de teneur en calcium dans les solutions solides des plagioclases et des grenats. Il est établi sur la réaction : 1 *plagioclase* donne 1 *grenat* + 2 *silicates d'alumine* + 1 *quartz*. En combinant un géothermomètre et un géobaromètre, on peut cerner un champ de conditions P - T du métamorphisme. Le champ coloré correspond aux valeurs de P et T retenues, aux erreurs de détermination du K_D et de la teneur Ca^{2+} .



Les thermomètres basés sur les réactions d'échanges du fer et du magnésium entre deux minéraux sont sans doute les plus classiques. Dans le cas d'un couple biotite - grenat, le calcul de l'équation est basé sur la réaction fictive :



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

$$T(^{\circ}\text{C}) = (2089 + 9,56P(\text{kbar})/0,782 - \ln K_D) - 273$$

Avec $K_D = (\text{Mg/Fe})_{\text{grenat}} / (\text{Mg/Fe})_{\text{biotite}}$

En combinant un géothermomètre et un géobaromètre, on peut calculer précisément les T et P d'équilibre de la paragenèse d'une roche (fig. 19.7). De nombreuses réactions ont des potentialités géothermobarométriques. Des logiciels de calculs utilisant des banques de données thermodynamiques des pôles purs des minéraux permettent de calculer rapidement tous les équilibres possibles d'une roche (voir le calcul des pseudosections, fig. 19.7).

19.4.5 Préservation des trajets P-T-t et cinétique des réactions métamorphiques

Lorsqu'une roche, initialement à la surface d'une croûte d'épaisseur « normale » est impliquée dans une collision continentale, elle se réchauffe lentement tandis qu'elle s'enfonce. Lorsque la convergence s'interrompt, la croûte épaissie est en déséquilibre gravitaire et a tendance à s'amincir (fig. 19.5 et 19.11). La roche remonte vers la surface, P diminue, mais elle continue, dans un premier temps, de se réchauffer du fait de la production de chaleur de la croûte épaissie (fig. 19.5a). Ce réchauffement se fait au-delà du géotherme moyen de la croûte. Ensuite seulement, T diminue en même temps que P (fig. 19.5b) jusqu'à ce que l'échantillon arrive à la surface. Cette **trajectoire pression - température - temps** (P-T-t) représente le trajet thermique de la roche.

Tout au long de cette évolution thermique, les réactions modifient les associations minéralogiques, qui s'adaptent aux nouvelles conditions. Dans les faits, le rééquilibrage n'est jamais complet car les réactions minéralogiques ne se réalisent pas spontanément et complètement dès que la courbe d'équilibre théorique est franchie.

L'évaluation du paramètre temps n'est pas simple à réaliser. La durée des événements métamorphiques est très variable. Elle n'est que de quelques fractions de seconde pour le métamorphisme de choc. Dans le cas du métamorphisme de contact, elle est essentiellement fonction du volume de l'intrusion responsable de la hausse de T. Selon les cas, elle n'excède pas quelques milliers à quelques millions d'années. La durée des épisodes de métamorphisme régional dans une orogénèse est de l'ordre de 5 à 50 Ma. Elle dépend bien évidemment de la durée des événements tectoniques responsables de la variation de P et T. Les vitesses d'enfoncement au cours d'une convergence océan - continent sont élevées (plusieurs centimètres par an) mais diminuent lors d'une collision intra-continentale. Les vitesses d'exhumation varient selon le site géodynamique, mais également au cours du temps de quelques dixièmes de millimètre à quelques centimètres par an.

Ces estimations sont faites grâce à la géochronologie, basée sur la radioactivité de certains isotopes. Dans un minéral ou une roche, un isotope « père » radioactif se désintègre en un isotope « fils », au cours du temps. En mesurant les abondances respectives des 2 isotopes, on peut connaître le temps



Voir chap. 5

écoulé depuis le déclenchement du géochronomètre. Ce déclenchement coïncide avec le moment où le couple isotopique n'a plus d'échange avec « l'extérieur » du minéral ou de la roche, c'est-à-dire que la diffusion de l'élément devient trop lente pour être efficace. On dit que le système (minéral ou roche) est fermé. Or, cette fermeture est fonction de la température. La température de fermeture est différente selon le couple isotopique et le minéral utilisés. Elle dépend également de la dimension du système : minéral ou roche. Le thermo-chronomètre peut être fermé à l'échelle de la roche, pour une température, mais encore ouvert à l'échelle du minéral. On comprend l'utilisation que l'on peut faire de tels thermo-chronomètres pour la quantification du paramètre temps des trajets P-T-t : l'utilisation de plusieurs couples isotopiques (aux températures de fermeture variables) sur différents minéraux d'une roche permettra de connaître les temps de franchissement des différents isothermes. Les aspects sont détaillés dans le chapitre 5.

19.4.6 Les réactions métamorphiques : bilan des cas possibles

Nous avons vu que le métamorphisme correspond à une variété importante de réactions chimiques. Nous les résumons ci-après.

a) Les réactions solides-solides

Il n'y a pas d'apport ou de départ de phase fluide, le métamorphisme est topochimique. Ce sont :

- soit des changements de phases (on dit également réactions polymorphiques), comme les transitions calcite-aragonite, graphite-diamant, andalousite-sillimanite-disthène ;
- soit des réactions de transfert, comme la réaction albite donne jadéite plus quartz ;
- soit des réactions d'échange, comme l'échange de Fe et Mg entre grenat et biotite dans la réaction annite plus pyrope donne phlogopite plus almandin (l'annite est le pôle ferrifère de la biotite).

b) Les réactions ayant une phase fluide comme réactant

Comme nous l'avons souligné à plusieurs reprises, les fluides jouent un rôle majeur dans le métamorphisme. Une roche peut consommer, soit libérer des fluides (H₂O, CO₂). Ces fluides ont un pouvoir diluant et sont donc capables d'entraîner avec eux des éléments chimiques variés par métasomatose. Dans ce cas, le métamorphisme n'est pas topochimique.

Encart 19.7 – Dater avec précision une histoire métamorphique : exemple en Himalaya

En Himalaya, afin de retracer l'histoire P-T-t des éclogites du Tso Morari (Ladakh, Inde), trois équipes française, américaine et suisse ont utilisé pas moins de 6 systèmes géochronologiques (*fig. 19.8*) : U-Pb sur zircon, Sm-Nd et Lu-Hf sur minéraux pour dater le pic de métamorphisme à 53,3 +/- 0,7 Ma, U-Pb sur zircon pour dater le début de la rétro-morphose à 50 +/- 0,6 Ma; U-Pb sur zircon, Sm-Nd et Rb-Sr sur minéraux pour dater la rétro-morphose dans le faciès des amphibolites à 47 +/- 0,5 Ma ; Ar-Ar sur micas pour dater la rétro-morphose à la tran-

sition amphibolite-schistes verts à 30 +/- 1,0 Ma et les traces de fission sur zircon et apatite entre 40 et 30 Ma. En reportant ces âges sur le trajet P-T, on peut ainsi remonter aux vitesses d'exhumation successives : entre 55 et 47 Ma, la vitesse d'exhumation été rapide (> 1 cm/an) puis a diminué après 47 Ma à environ 1 mm-an⁻¹. Ce changement dans la vitesse d'exhumation est interprété comme le passage de la subduction continentale à la collision continentale (*fig. 15.12*).

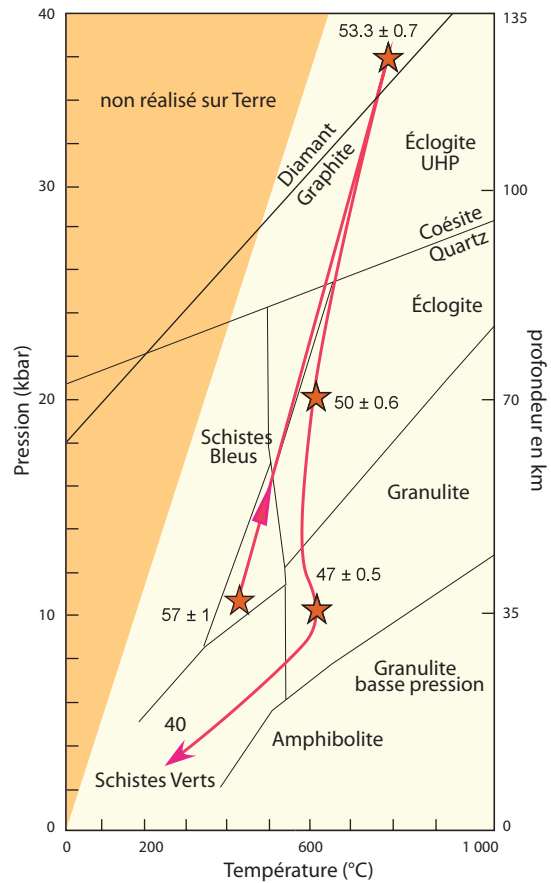


Figure 19.8 Exemple de trajet P-T-t sur des écolites himalayennes (d'après Guillot et al., 2008).

La vitesse de subduction entre 57 Ma et 53,3 millions d'années est de l'ordre de 4 cm/an. La vitesse d'exhumation entre le pic de métamorphisme à 53,3 et 47 millions d'années est supérieure à 1 cm/an, cette vitesse diminue fortement après 47 Ma (environ 1 mm/an).

19.5 MÉTAMORPHISME ET GÉODYNAMIQUE

19.5.1 Le métamorphisme au cours des temps géologiques

Les plus vieilles roches métamorphiques ont 4,03 milliards d'années et se trouvent au Canada. Elles témoignent de l'existence à cette époque, d'une proto-croûte continentale. Tout au long de l'Archéen, c'est-à-dire entre 4 et 2,5 milliards d'années, la présence de roches métamorphiques de MP-HT, essentiellement des granulites et des amphibolites, témoignent d'une dynamique crustale importante et notamment de collisions possibles entre des blocs continentaux. Par contre on ne rencontre pas de traces de roches de HP-BT (type écolites et schistes bleus), témoins actuels de la subduction « froide » océanique et continentale.

L'absence de roches de HP-BT n'est pas une preuve de l'absence de subduction à l'Archéen. En effet, il est admis que la température moyenne du manteau à l'Archéen était supérieure de 100 à 300 °C par rapport à celle du manteau actuel. De plus, la croûte continentale produisait plus de chaleur car elle contenait plus d'éléments radiogéniques. Pour ces raisons, les gradients géothermiques étaient plus élevés et donc les gradients métamorphiques aussi. La subduction pouvait se dérouler dans des gradients plus « chauds » qu'aujourd'hui. Des roches datées à 3,2 milliards d'années, à la transition du faciès écolite-amphibolite ont été décrites dans le craton Sud-Africain. Ces roches qui ont enregistré un gradient géothermique de 15 °C/km sont interprétées comme des témoins métamorphiques d'une subduction archéenne.

Les premières vraies éclogites ont été reconnues en Tanzanie vers 2 milliards d'années et traduisent un gradient géothermique de 12 °C/km qui se rapproche du gradient géothermique enregistré dans les subductions actuelles de plaques lithosphériques jeunes comme le Japon du Sud-Ouest (9°/km). Il faut toutefois attendre 600 Ma (vers la fin du Précambrien) pour voir apparaître les premiers schistes bleus et les éclogites de Ultra-Haute Pression (UHP) en Afrique de l'Ouest lors de la subduction-collision Panafricaine qui marque véritablement la transition vers la géodynamique moderne telle qu'on la connaît à l'heure actuelle avec des gradients géothermiques de subduction compris entre 4 et 10 °C/km.

19.5.2 Évolution métamorphique d'une chaîne de montagne

Une chaîne de montagne résulte généralement de la collision entre deux continents, initialement séparés par un océan. L'histoire débute donc dès l'ouverture de cet océan. Au stade précoce (stade rift : *fig. 19.11*), le processus d'extension provoque un amincissement de la lithosphère continentale qui s'accompagne d'une remontée vers la surface de l'asthénosphère chaude. L'anomalie thermique importante qui en résulte provoque un resserrement des isothermes. Un métamorphisme de HT-BP peut se développer (*fig. 19.11*), accompagné de la mise en place dans la croûte inférieure continentale amincie, de magmas gabbroïques d'origine mantellique, précurseurs de la croûte océanique.

Ce type d'évolution est enregistré dans les marges passives et localement préservé comme dans les Alpes du Sud, dans la région des grands lacs italiens et dans les Alpes Centrales. Les roches métamorphiques d'âge Permo-Triassique (295-225 Ma) y sont systématiquement des amphibolites et des granulites de BP-HT, la pression est toujours inférieure à 10 Kbar, tandis que la température est souvent comprise entre 700 et 800 °C, avec localement des températures proches de 1 000 °C. Rappelons que dans la zone nord-pyrénéenne, ce sont les sédiments mésozoïques anté-rift qui ont été chauffés à basse pression en raison de l'amincissement crustal extrême au Crétacé.



Voir chap. 15

Ultérieurement, lors du début de la fermeture océanique, une zone de subduction s'amorce sous une des marges passives ou sous la lithosphère océanique elle-même (*fig. 19.11*). La lithosphère océanique froide s'enfonce rapidement (plusieurs cm/an) dans le manteau. Compte tenu de la mauvaise conductivité des roches, la lithosphère plongeante se réchauffe lentement, tandis que la pression augmente instantanément avec la profondeur. Il en résulte un métamorphisme de faible gradient, de type HP-BT (*fig. 19.11*). Dans les Alpes occidentales, des schistes bleus et des éclogites marquent la fermeture de l'océan Liguro-Piémontais entre 100 et 50 Ma. Ces roches d'origine océanique forment deux unités distinctes : d'une part les unités des Schistes Lustrés qui sont essentiellement des métasédiments à phengite (mica blanc de HP), quartz, calcite, glaucophane (amphibole bleue de HP), lawsonite ou zoisite et parfois à grenat. Ces métasédiments contiennent des unités minces de soubassement ophiolitique et des blocs métriques à hectométriques de metabasaltes et de métagabbros qui ont enregistrés également un métamorphisme dans le faciès des schistes bleus. Cette association sur le terrain de métasédiments dominants et de roches basiques à ultrabasiques témoigne de la formation d'un prisme d'accrétion orogénique impliquant des écaïlles de substratum océanique lors de la subduction de l'océan Liguro-Piémontais. Les unités ophiolitiques proprement dites (massif du Viso en Italie, massif de Zermatt en Suisse) se trouvent dans les zones plus internes des Alpes. Elles sont maintenant entièrement éclogitisées. Ces ophiolites sont constituées essentiellement de metabasaltes et de métagabbros présentant une paragenèse à grenat, omphacite (pyroxène Na-Ca de HP), glaucophane, zoisite, quartz et rutile. La coésite (polymorphe de UHP de la silice) a été décrite dans les ophiolites du massif de Zermatt. On y rencontre également de minces unités de métasédiments et de serpentinites de HP. Ces ophiolites éclogitisées témoignent de la subduction puis de l'exhumation de la lithosphère océanique.



Voir chap. 15

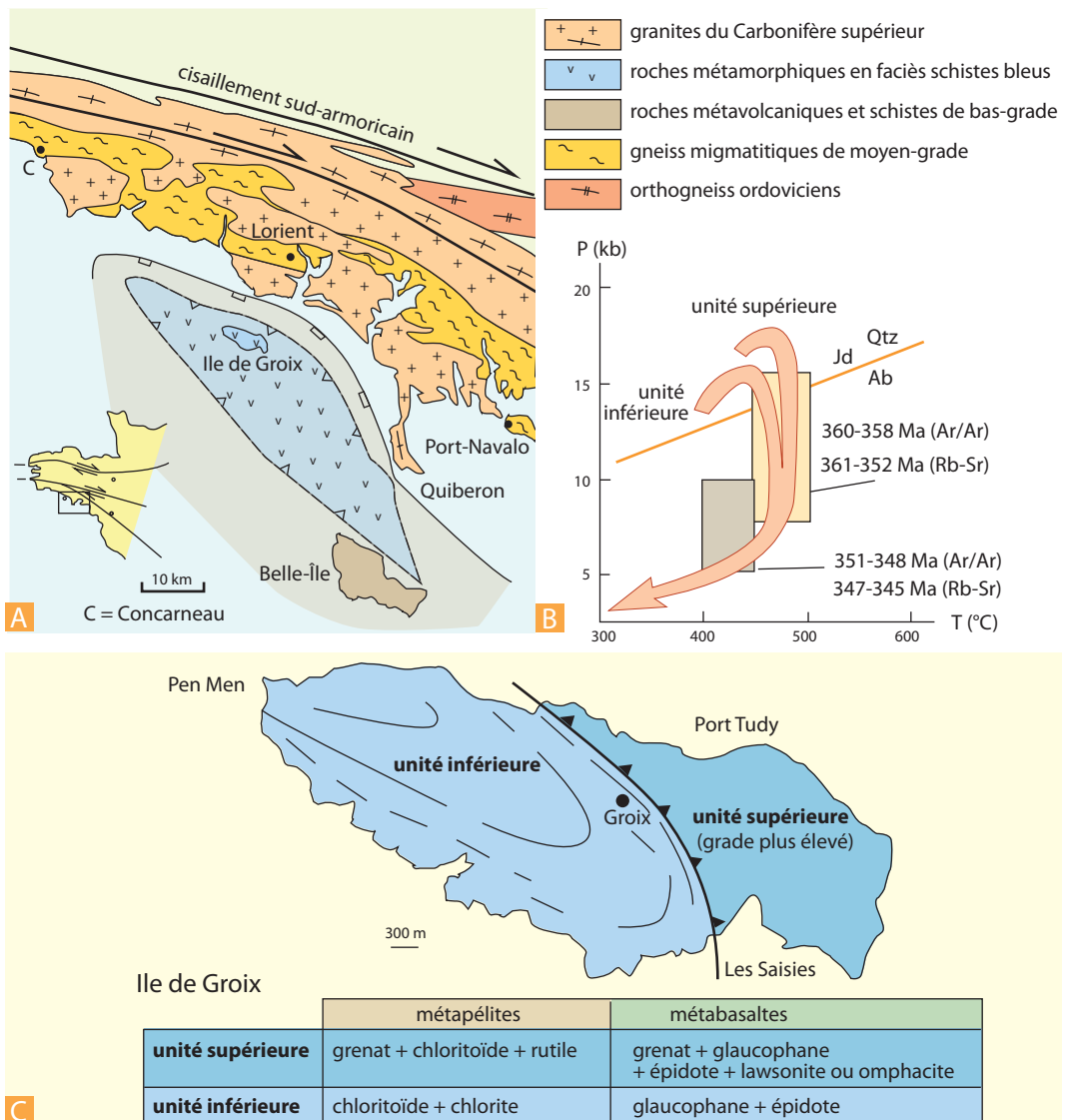


Figure 19.9 Le métamorphisme HP-BT de l'île de Groix (modifié d'après Bosse et al., 2005) (voir commentaires dans l'encart 19.8).

- A.** Carte du sud de l'Armorique montrant l'extension sous-marine des formations connues à Groix et à Belle-Île.
- B.** Chemins P,T,t des deux formations de l'île de Groix.
- C.** Carte simplifiée et principales associations minérales de l'île de Groix.

 Le processus d'exhumation est décrit dans le chap. 15

Lorsque la lithosphère océanique est subduite en totalité (fig. 19.11), une portion de la croûte océanique de la marge chevauchante peut venir reposer sur la marge continentale. Il s'agit d'une *obduction* dont un témoin dans les Alpes occidentales est l'ophiolite du Chenaillet. Dans cette ophiolite, l'empreinte métamorphique liée à la collision est faible (quelques minéraux schistes verts dans des fractures), par contre le métamorphisme océanique lié aux circulations hydrothermales est bien préservé (fig. 19.3).

Encart 19.8 – La haute pression en France : les Alpes et l'île de Groix. Ressemblances et différences

Notre territoire compte un grand nombre d'affleurements de roches de HP-BT, dans divers contextes, et d'âges variés : Massif armoricain, Vendée, Massif central, Corse, Alpes. Parmi ces ensembles, deux sont mondialement connus : les schistes bleus du Paléozoïque de l'île de Groix au sud du Morbihan (*fig. 19.9*) et les unités océaniques des zones internes des Alpes (éclogites et schistes bleus : voir chapitre 15 et *fig. 19.10* pour les détails sur la constitution et sur l'histoire des unités HP-BT alpines). Les unités de l'île de Groix se prolongent en mer et rejoignent les unités des schistes bleus du Bois de Céné plus au sud. Elles forment une klippe d'un km d'épaisseur chevauchant des schistes et des métavolcanites de bas-grade affleurant à Belle-Île, eux-mêmes en contact anormal par un grand détachement extensif avec les migmatites et gneiss migmatitiques du sud du Morbihan. Contrairement aux unités alpines, on ne connaît pas ou très peu de roches magmatiques représentant un ancien fond océanique dans les unités de l'île de Groix. Il s'agit essentiellement de métasédiments dont 80 % sont

des métapélites d'origine terrigène. Seulement 20 % du matériel est de nature magmatique, il s'agit principalement de niveaux détritiques volcaniques ou de sills d'épaisseur très variable, intercalés dans la séquence sédimentaire. Ces roches ne traduisent pas nécessairement un environnement océanique et s'opposent en ce sens aux unités alpines. Un milieu d'origine de type rift continental est possible car certaines métavolcanites ont une affinité alcaline. Les associations minérales de HP-BT très bien exprimées dans les metabasites (*fig. 19.14*) comprennent : la glaucophane, le grenat, l'épidote, la phengite. Quelques rares éclogites sont connues à l'est de l'île (grenat-omphacite-glaucophane-épidote). Sur la base des associations minérales, on peut distinguer deux sous-unités superposées dont les trajets dans un champ P-T sont un peu différents, au moins pour le début de l'évolution (*fig. 19.9*). Des datations récentes par Ar/Ar et Rb-Sr (voir chap. 5) montrent que l'épisode de HP date de 358-365 Ma (Carbonifère inférieur, phase bretonne).

Lorsque la dernière portion de lithosphère océanique est enfouie, la croûte continentale, amincie est entraînée à son tour dans la subduction (*fig. 19.11*) à des profondeurs comprises entre 100 et 200 km. On a mis en évidence, dès les années 1980 dans les quartzites d'âge permien du massif de Dora Maira (Alpes occidentales), la présence de grenat très magnésien (pyrope) associé à des phengites et du quartz présentant une texture particulière. Dans les grenats, des inclusions de coésite entourées de quartz rétro-morphiques ont été observées (*fig. 19.15*). Ces roches ont enregistré des conditions P-T de l'ordre de 30-40 kbar pour une température d'environ 750 °C vers 35 Ma. Elles témoignent, comme les éclogites du Tso Moriri de la subduction à plus de 100 km et de l'exhumation rapide (> 1 cm/an) de la marge continentale. Cependant, du fait de sa densité plus faible que la croûte océanique, la croûte continentale ne peut s'enfoncer indéfiniment dans le manteau. Elle se clive au niveau de chevauchement intra-crustaux. La convergence n'est plus absorbée par le simple coulisage au niveau d'un grand cisaillement le long de la zone de subduction, mais par un épaississement vertical (et éventuellement une expulsion latérale). La déformation se répartit sur un volume considérable, ce qui freine le déplacement relatif des plaques. Il s'ensuit un ralentissement de la vitesse de plongement, et, de ce fait, un réchauffement plus important des roches. Ce réchauffement est accentué par le redoublement de la croûte continentale qui concentre les éléments radioactifs, source de chaleur considérable. On assiste à une augmentation significative du gradient géothermique (*fig. 19.11*) qui dépasse le gradient moyen. Les conditions de l'anatexie peuvent être localement atteintes.



Voir carte
fig. 18.11



Voir chap. 15
et fig. 19.8

Partie V ■ Les constituants endogènes des enveloppes solides de la Terre

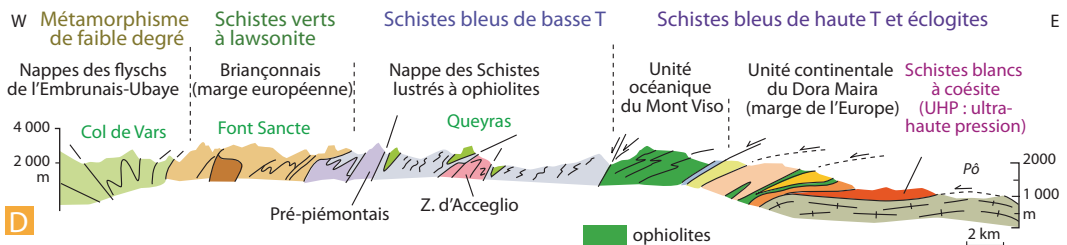
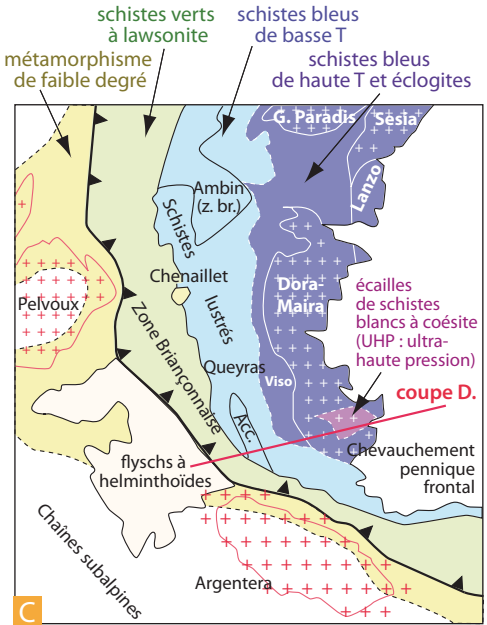
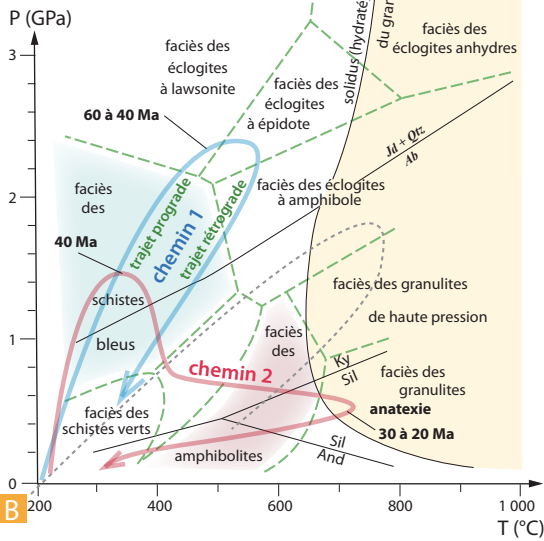
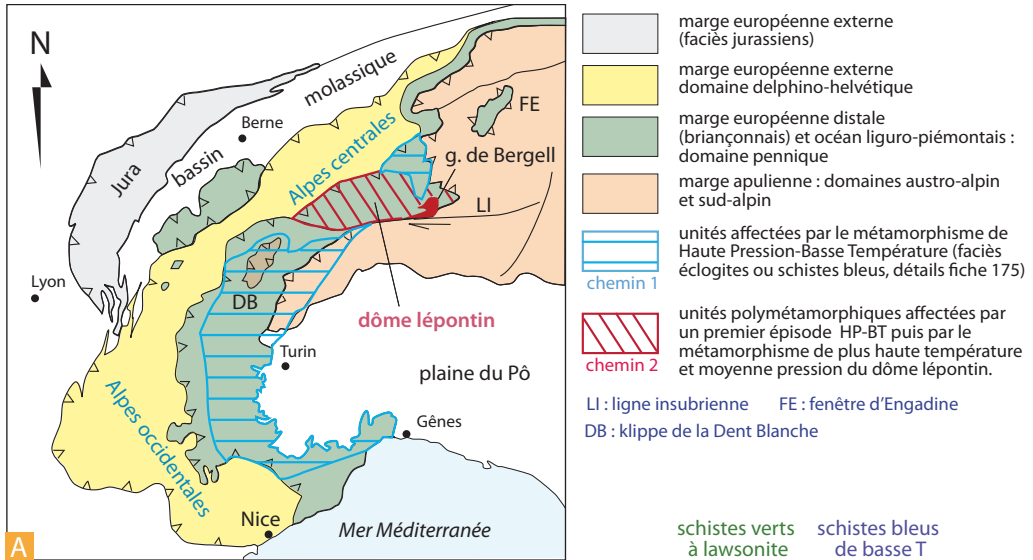


Figure 19.10 Le métamorphisme alpin.

- A.** Schéma structural des Alpes occidentales et centrales et position des deux grands ensembles métamorphiques exhumés à l'issue de la subduction alpine dont les chemins P, T, t sont en B (*redessiné d'après M. Tardy et R. Bousquet*).
- B.** Chemins P, T, t contrastés des deux grands ensembles métamorphiques des Alpes occidentales et centrales. Pour comparaison, en pointillé gris, un chemin pour les unités varisques du Massif central. La variété des évolutions métamorphiques reflète d'une part la variété des gradients de P et T dans la lithosphère terrestre et d'autre part, la variété des chemins possibles dans l'espace P, T (*modifié d'après M. Ballèvre et R. Bousquet*).
- C.** Carte du métamorphisme des Alpes sud-occidentales (*modifiée d'après M. Lemoine, P.-C. de Graciansky, P. Tricart et J. Kornbrobst*). On se reportera au chapitre 15 et à la fig. 15.20 pour les détails concernant l'évolution lors de l'enfouissement et de l'exhumation des différentes unités.
- D.** Coupe des Alpes sud-occidentales montrant la position des unités HP-BT (*modifiée d'après Lardeaux et al., 2006 et Lagabriele, 1987*).

Encart 19.9. Le métamorphisme alpin : il n'y a pas que la haute pression !

La carte de la figure 19.10 A montre la répartition de l'intensité du métamorphisme dans les Alpes occidentales et centrales. Nous avons souvent une vision déformée du métamorphisme alpin en raison de la dominance des faciès HP-BT dans les Alpes françaises.

1. Comme vu au chapitre 15, dans les Alpes occidentales, les unités internes continentales et océaniques ont en effet été enfouies dans la subduction puis exhumées très rapidement sans se réchauffer. Le chemin P, T est alors un aller-retour simple passant d'abord dans le domaine des hautes pressions et finissant dans le domaine des schistes verts (*fig. 19.10 B*). On consultera la figure 15.13 qui fournit le cadre géodynamique et chronologique des grandes étapes de l'enfouissement et de l'exhumation des unités internes des Alpes occidentales. Le socle européen représenté par le massif de Dora Maira a subi un enfouissement jusqu'à 100 km de profondeur (30 kbar et 700 °C) il y a 35 Ma (âges U/Pb sur les roches à coésite du Dora-Maira). Ces roches ont passé l'isotherme 250 °C vers 29 Ma (âges par traces de fission sur apatite). Cela implique une décompression par remontée extrêmement rapide. Dans les ophiolites du Mont Viso, le métamorphisme éclogitique est daté entre 50 et 60 Ma environ (méthodes Ar/Ar, Lu/Hf et Sm/Nd). Le métamorphisme HP-BT du Dora-Maira est donc intervenu 10 Ma après le pic éclogitique des unités du Mont Viso. Dans le Queyras, le métamorphisme schistes bleus a débuté vers 60 Ma, le refroidissement en dessous de 300 °C s'est produit entre 39 et 31 Ma. Ceci contraint l'âge de l'exhumation et montre que les unités schistes bleus et éclogitiques ont terminé ensemble leur remontée.

2. Dans les Alpes centrales, dans le dôme lépontin, les unités enfouies ont « stagné » plus longtemps en profondeur. Le dôme lépontin est un ensemble d'unités imbriquées, de nature continentale et océanique, qui ont eu des histoires précoces différentes avec des enfouissements à diverses profondeurs. Après avoir été rassemblées par la compression, elles n'ont pas été exhumées immédiatement et ont subi un réchauffement les amenant dans le faciès des amphibolites : il s'agit de métamorphisme lépontin. Il résulte de cette évolution des chemins dans le diagramme P,T très différents de celui des Alpes occidentales, avec une incurSION dans le domaine des plus hautes températures. Sur la figure 19.10, nous avons représenté le trajet d'une unité ayant débuté son histoire dans le faciès des schistes bleus. Selon les régions dans le dôme lépontin, ce métamorphisme est daté de 33 à 18 Ma. L'anatexie de la croûte subduite peut se produire alors. Ce phénomène est totalement impossible dans le cas du métamorphisme de haute pression-basse température. L'anatexie crustale se traduit par la présence de granites alpins ss (granite de Novate). Ce granite se met en place à proximité d'un autre granitoïde, la granodiorite de Bergell (33-30 Ma) dont l'origine n'est pas la fusion de la croûte alpine, mais celle du manteau réagissant aux modifications thermiques imposées par la rupture du panneau plongeant européen (slab break-off). Des plutons semblables (calco-alkalins d'origine mantellique) sont répartis le long de la ligne insubrienne et se sont mis en place entre 40 et 30 Ma (gabbros et granodiorites d'Adamello par exemple).

Partie V ■ Les constituants endogènes des enveloppes solides de la Terre

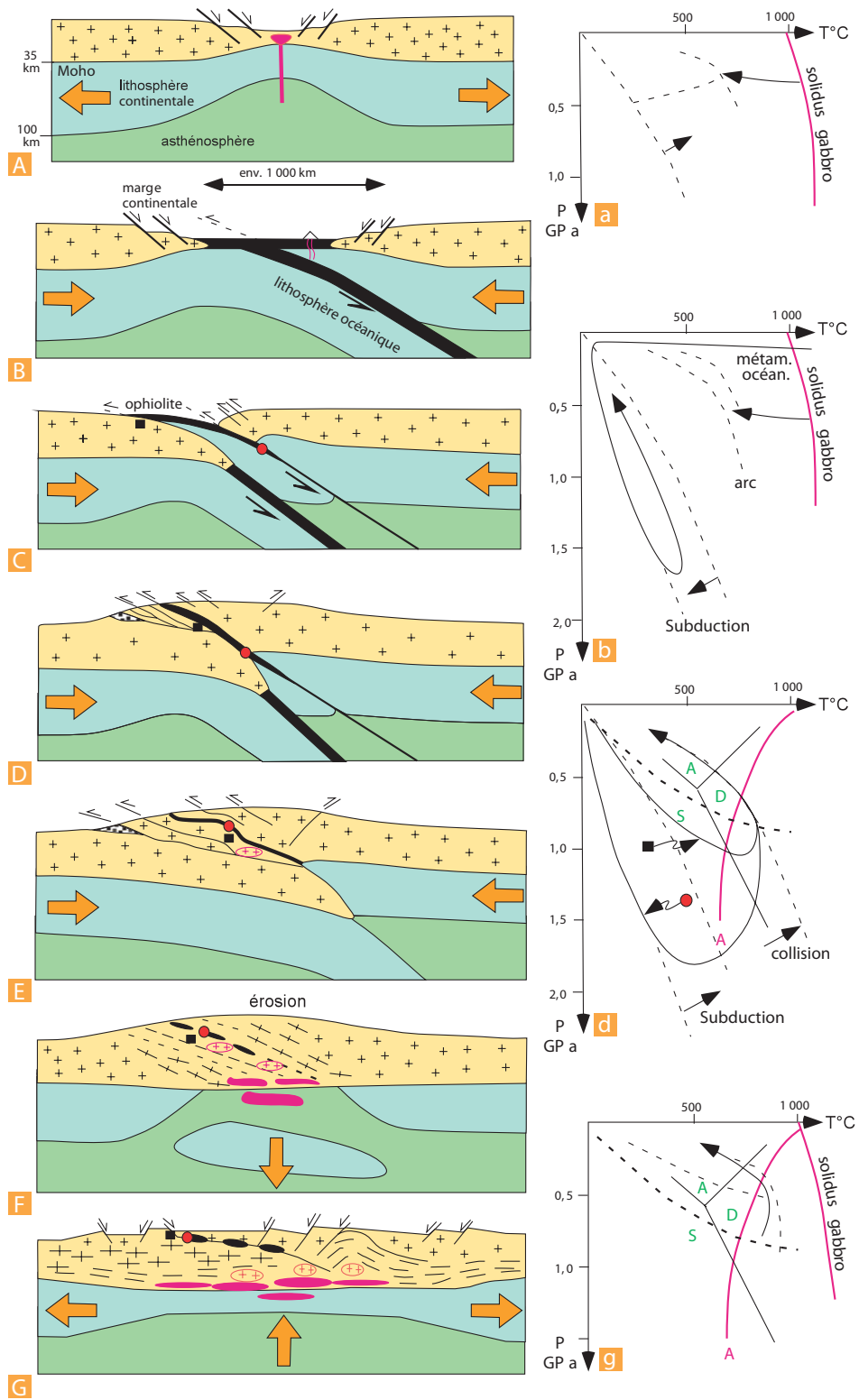


Figure 19.11 Modèle simplifié de l'évolution thermique et mécanique d'une chaîne de montagnes (modifié d'après Nicollet, 1999).

Le cycle orogénique débute dès l'ouverture de l'océan. Les diagrammes P-T (a à g) indiquent l'évolution thermique d'échantillons choisis dans les différentes unités structurales. Les lignes pointillées et les flèches qui leur sont associées matérialisent le gradient géothermique et son évolution dans le temps. Dans la fig. b, on a dessiné la trajectoire P-T temps (relatif) d'un échantillon de la croûte océanique subduite. La portion en tirets correspond à la trajectoire de cette roche si celle-ci est exhumée rapidement. Sur la fig d, sont portées les trajectoires de deux échantillons lors de la collision qui succède à la fermeture de l'océan. La roche 1 (rond rouge) se trouve dans la portion de croûte océanique pincée dans la suture. Celle-ci, après avoir suivi une trajectoire de HP-BT (fig. b) pendant la subduction, est réchauffée et exhumée lors de la collision. La roche 2 (carré noir), sur la croûte continentale sous-charriée, est affectée par un métamorphisme de type pression intermédiaire (PI). Par le jeu des déplacements de part et d'autre du chevauchement, les deux échantillons finissent par avoir une histoire commune. La ligne en tirets épais sur les diagrammes P-T matérialise le gradient métamorphique qui enregistre le maximum en température atteint par un grand nombre de roches. Notons que ce gradient (ainsi que les trajectoires individuelles des 2 roches) atteint les conditions de l'anatexie hydratée (matérialisée par la courbe A). Les mécanismes dynamiques au niveau du manteau lithosphérique sont mal connus. Une désolidarisation (= délamination) de celui-ci et de la croûte semble inévitable. Celle-ci entraîne sans doute une remontée et une fusion partielle de l'asthénosphère chaude qui produit des magmas basaltiques (en rouge sur fig. F et G) qui vont intruder la base de la croûte. L'anomalie thermique qui en résulte, et la remontée rapide des roches (qui n'ont pas le temps de se refroidir), sont responsables du gradient de HT-BP qui succède parfois au gradient de PI (fig. g) et d'une anatexie volumineuse à l'origine de granites (croix rouges en E, F et G) et de la différenciation de la croûte. Les 3 lignes qui convergent sur les diagrammes P-T (fig. D et G) délimitent les champs de stabilité des trois silicates d'alumine (Disthène, Sillimanite, Andalomite : D, S, A).

Dans les Alpes occidentales, ce stade de collision mature d'un point de vue thermique n'a jamais été atteint. En revanche, dans les Alpes centrales (granite du Bergell à 25 Ma) (*encart 19.9 et fig. 19.10*), en Himalaya ou dans la chaîne hercynienne, la relaxation thermique au cours de la collision continentale a conduit à un métamorphisme barrovien de MP-MT et à l'anatexie locale. Nous illustrons ce métamorphisme barrovien sur l'exemple du métamorphisme hercynien observable dans la zone axiale des Pyrénées (paragraphe 19.6.3).

Lorsque le mouvement de convergence s'interrompt, la croûte continentale épaissie est en déséquilibre gravitaire. Elle va s'amincir, par la combinaison de processus isostatique, tectonique et d'érosion, afin de revenir à l'épaisseur normale d'une croûte d'une lithosphère stable (*fig. 19.11*). Lorsque cet amincissement post-orogénique est contrôlé par une extension d'origine tectonique (*fig. 19.11*), les roches profondes et chaudes sont ramenées rapidement vers la surface et n'ont pas le temps de se refroidir (*fig. 19.11*). D'autre part, l'extension s'accompagne d'une anomalie thermique importante. En effet, elle permet la remontée de l'asthénosphère chaude, favorisée par un processus de délamination (ou détachement) de la lithosphère mantellique et de la mise en place de magmas basiques dans la croûte inférieure. Cette anomalie thermique d'origine mantellique, accentue l'augmentation du gradient géothermique vers les hautes températures : les roches, ramenées rapidement vers la surface, témoigneront d'un gradient métamorphique de HT-BP (*fig. 19.11*). Par ailleurs, la chaleur fournie est suffisante pour provoquer une anatexie volumineuse, nécessaire pour produire une quantité de magma granitique susceptible de migrer vers les parties superficielles de la croûte, laissant dans la partie profonde un résidu réfractaire ultra-métamorphique. C'est le processus de la *différenciation intracrustale*.

Si l'extension post-orogénique se poursuit, la lithosphère pourra évoluer à nouveau vers l'océanisation (*fig. 19.11*). Ces unités métamorphiques de HT sont souvent en contact avec des bassins sédimentaires à la faveur de grandes failles normales plates (détachement). Ces grands détachements ont été pour la première fois observés et décrits dans les Basins and Ranges aux États-Unis dans les années 1980, puis en Grèce. Les unités métamorphiques ainsi remontées constituent des dômes de roches métamorphiques nommés « *metamorphic core complex* » par les Anglo-Saxons (*fig. 19.12*).

Au cours de la remontée, les roches de la croûte intermédiaire épaissie se réchauffent au contact des magmas mantelliques qui se mettent en place à la base de la croûte en voie d'amincissement.

Encart 19.10 – Le métamorphisme de collision en Himalaya

Une des spécificités de la chaîne Himalayenne est la présence au cœur de la chaîne de terrains métamorphiques. Les terrains les plus métamorphiques se situent entre la Faille Normale Nord Himalayenne (FNNH) au nord, et la zone du *Main Central Thrust* (MCT) au sud : ce sont les gneiss et migmatites du Cristallin du Haut Himalaya (HHC). Sous le MCT, la partie Nord des formations du Moyen Pays, caractérisée par le métamorphisme inverse himalayan, complètent le métamorphisme du Haut Himalaya] (*fig. 19.5*).

Au-dessus du MCT, dans le HHC, il est possible de définir trois stades tectono-métamorphiques majeurs (voir aussi la *fig. 15.2*).

– Le métamorphisme éo-himalayen M1 est daté entre 44 et 33 Ma. En Himalaya central, il correspond aux boudins rétro-morphosés à la transition éclogite/granulite (environ 15 Kbar pour 600-700 °C). Le métamorphisme M1 est un métamorphisme prograde, qui traduit l'enfouissement précoce de l'unité du HHC sous les unités de l'Himalaya Téthysien et sous les nappes internes, avant la relaxation thermique complète du système himalayan en cours d'épaississement. Durant cet épisode, la FNNH joue comme une structure de sous-charriage.

– Le métamorphisme néo-himalayen M2, daté entre 23 et 16 Ma correspond au pic thermique et au début du trajet métamorphique rétrograde, marqué (1) par de la migmatitisation et par l'apparition dans certaines zones (Everest) de cordiérite, par la déstabilisation du disthène au profit de la sillimanite et par des variations de compositions de type rétrograde dans les grenats. Les conditions P-T sont de l'ordre de 8-10 Kbar pour 750-800 °C en Himalaya Central. Cet événement correspond à la phase d'exhumation majeure du HHC, essentiellement par décompression isotherme suite à la relaxation thermique complète du prisme himalayan épaissi. Il est directement relié à l'activité ductile, en chevauchement du MCT et à la formation des leucogranites himalayens.

– Le métamorphisme tardi-Himalayen M3 se développe dans le HHC entre 14 et 10 Ma. Il correspond à la transition amphibolite de basse pression/schistes verts de haute température, qui marque le refroidissement de 750-800 °C (M2) à 450-500 °C (M3), dans un trajet P-T où la pression varie peu, entre 5 et 3 Kbar. Il marque la fin de l'activité ductile du MCT et correspond probablement au passage du HHC sur une rampe du chevauchement basal himalayan, et à l'activation du chevauchement bordier (MBT).

En dessous du MCT, l'histoire tectono-métamorphique est caractérisée par le développement du métamorphisme inverse himalayan. Les formations du Moyen Himalaya les plus métamorphiques, dans la zone de cisaillement du MCT, surmontent des terrains progressivement de moins en moins métamorphiques au fur et à mesure que l'on descend dans la pile tectonique, jusqu'au toit du MBT. Du bas de la pile tectonique (loin du MCT) jusqu'au MCT, le métamorphisme est marqué par l'apparition successive de la chlorite, de la biotite, du grenat (\pm chloritoïde), du disthène et de la staurotite. Les paragenèses observées dans le Moyen Himalaya sont progrades. Le maximum thermique (âges U-Pb sur monazites progrades) est daté entre 16 et 18 Ma, ces âges précoces sont interprétés comme le début du sous-charriage du Moyen Himalaya sous le cristallin du Haut Himalaya. Plus au Sud, c'est-à-dire aussi plus bas dans la pile métamorphique, les pressions et températures maximales atteignent 3-4 Kbar et 500-550 °C, le pic du métamorphisme est daté entre 10 et 13 Ma. Ce diachronisme, à la fois du Nord au Sud et du haut vers le bas de la pile métamorphique, souligne l'aspect dynamique de la structuration métamorphique associée au MCT. Enfin les âges de refroidissement sur muscovite, entre 10 Ma et 2 Ma, sont interprétés en termes d'exhumation passive, à la faveur du transport de l'ensemble de la pile Moyen- et Haut Himalaya sur son avant-pays (les Siwaliks) après l'activation du MBT, vers 8-10 Ma.



Voir fig. 15.13

Ce métamorphisme de BP-HT est bien enregistré à la fin de l'évolution de la chaîne hercynienne entre 320 et 280 Ma. Ainsi, dans le massif central (Velay, Montagne Noire) des granulites de BP-HT à orthopyroxène-clinopyroxène-plagioclase-ilménite +/- grenat (environ 5 Kbar pour 850 °C) sont associées à des granites tardi-orogéniques présentant de nombreuses enclaves

mantelliques. En Montagne Noire, après la mise en place des nappes du sud au cours du Carbonifère inférieur vers 330 Ma et le plissement anticlinal du Dôme de l'Espinouse, il s'établit au cours du Carbonifère supérieur (vers 300 Ma), un régime extensif qui provoque une remontée du dôme accompagnée de l'ouverture du bassin de Saint-Affrique et de Graissessac sur son flanc nord et est (fig. 19.12).

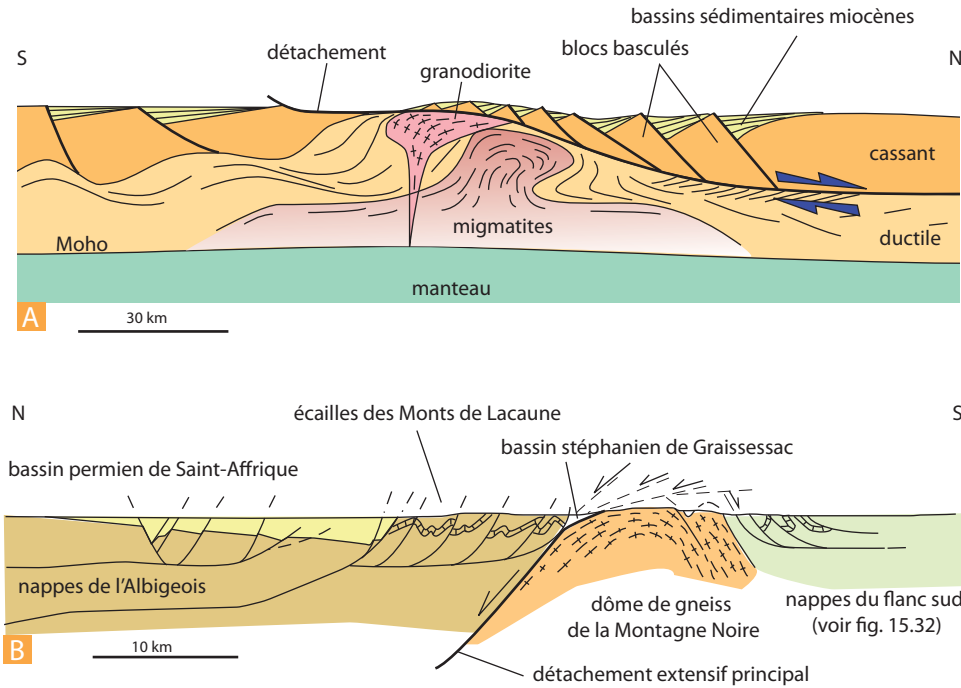


Figure 19.12 L'exhumation des unités profondes dans les Metamorphic Core Complex (MCC).

A. Coupe d'un dôme de la mer Égée, le MCC de Naxos-Paros (d'après Gautier et al. 1993) (voir chap. 15 pour le contexte de formation des structures extensives en mer Égée).

B. Interprétation du massif gneissique de l'Espinouse (Montagne Noire, France) selon un modèle de Metamorphic Core Complex (d'après Jolivet et Nataf, 1998).

19.5.3 Un exemple de métamorphisme régional : le massif de l'Arize (Ariège)

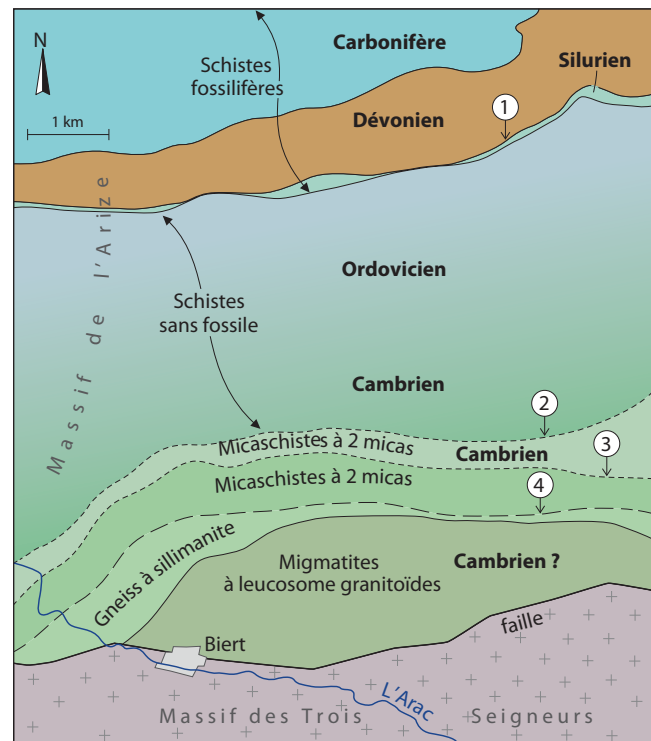
Ce massif, situé sur la carte de Saint-Girons (1/50 000), appartient à la zone structurale nord-pyrénéenne ; un contact tectonique le sépare au sud du massif des Trois-Seigneurs (fig. 19.13). Il est principalement constitué d'une série d'âge paléozoïque (allant du Cambrien au sud au Carbonifère au nord). Au nord, la série du Silurien au Carbonifère correspond à des roches sédimentaires peu ou pas transformées, il s'agit principalement de schistes riches en matière organique et de calcaires qui présentent fréquemment des fossiles (Graptolites, Tribolites, Brachiopodes, Polypiers). Cependant, dans les roches de l'assise la plus au sud (Silurien), on observe le développement de minéraux nouveaux : la séricite, la chlorite, qui donnent aux roches un aspect soyeux, et la muscovite. Nous sommes entrés dans le domaine du métamorphisme.

On trouve ensuite un complexe schisto-gréseux, à intercalations de bancs calcaires ; d'âge cambro-ordovicien, il est caractérisé par la paragenèse minérale précédente (séricite, chlorite, muscovite) et par la disparition des restes fossilifères. Plus au sud, la structure des roches change de façon importante ; elles sont formées de lits de nature minéralogique différente, alternativement clairs

(quartz) et sombres (ferro-magnésiens). Elles présentent alors une schistosité très développée ; ce sont des micaschistes à 2 micas caractérisés par l'apparition d'un minéral nouveau, la biotite. Au-delà, les micaschistes s'enrichissent en un nouveau minéral, l'andalousite associée parfois à la cordiérite. Ensuite les feldspaths qui n'étaient que microscopiques dans les roches précédentes se développent et deviennent visibles à l'œil nu. De nombreux changements minéralogiques sont concomitants : disparition de la muscovite et de l'andalousite, apparition de la sillimanite et du feldspath potassique (microcline). Jusqu'aux micaschistes compris, les changements observés ne correspondent qu'à de simples réarrangements minéralogiques ; dans les micaschistes de haut grade, l'apparition du microcline correspond à un début d'anatexie (fusion partielle), cette zone à sillimanite comporte donc des migmatites constituées par un *paléosome* de roches à sillimanite (les restites) et par un *leucosome granitoïde*. L'anatexie se généralisant, on passe ensuite à des migmatites beaucoup plus homogènes, proches des granites d'anatexie, où le paléosome est réduit à des enclaves surmicacées.

Figure 19.13 Le métamorphisme régional du massif de l'Arize (Ariège). Schéma de la carte de Saint-Girons au 1/50 000.

1 : isograde séricite +, chlorite +, muscovite + ; 2 : isograde biotite + ; 3 : isograde andalousite + ; 4 : isograde muscovite -, andalousite -, sillimanite + et feldspath potassique (microcline) +. Le figuré du Massif des Trois Seigneurs ne préjuge pas de sa nature géologique qui est complexe (terrains métasédimentaires et granites paléozoïques).



On peut noter les faits marquants suivants, propre au métamorphisme régional :

- l'étendue de la zone métamorphique ;
- l'architecture anisotrope des micaschistes ;
- le passage progressif aux phénomènes de fusion.

Différents minéraux apparaissent ou disparaissent successivement ; on peut cartographier les lignes d'iso-apparitions (ou disparitions) de ces espèces minérales (isogrades). Puisque les minéraux ne sont stables que dans un domaine particulier de température et de pression on peut – si les espèces minérales index sont bien choisies – définir ainsi des zones d'intensité de métamorphisme. Dans l'exemple du massif de l'Arize on trace ainsi l'isograde de la séricite + et de la chlorite + (+ signifiant apparition), celui de la biotite +, celui de l'andalousite +, celui de la muscovite-, de l'andalousite- (– signifie disparition), de la sillimanite + et du microcline +.

19.5.4 Un exemple de métamorphisme de contact : l'auréole du granite de Flamanville (Manche, France)

Sur la côte ouest du Cotentin (fig. 19.14), le « granite » de Flamanville qui est en fait une granodiorite, à 318 Ma et est intrusif dans une série sédimentaire plissée constituée de schistes et de calcaires (Silurien et Dévonien). Au contact du granite, sur environ 150 à 200 m, les roches sédimentaires sont affectées de modifications texturales et minéralogiques (auréole de métamorphisme). La nature et l'importance de ces transformations dépendent de deux facteurs : la distance par rapport au granite et la nature de la roche sédimentaire originelle.

Ainsi à partir d'une couche schisteuse, en se rapprochant du granite, on observe la transition suivante :

- schistes à texture finement orientée (roche sédimentaire non transformée) ;
- schistes tachetés (les taches correspondant à des petits nodules d'un minéral nouveau : la cordiérite) ;
- schistes noduleux et micacés : la roche perd alors sa texture orientée régulière et il y a développement de micas et d'andalousite ;
- enfin, à proximité du contact, on passe à des roches dures, massives, à grains fins, isotropes (les minéraux de cordiérite et d'andalousite sont dispersés dans toute la masse, il n'y a pas d'orientation préférentielle). On les nomme *cornéennes* car leur aspect rappelle celui de la corne.

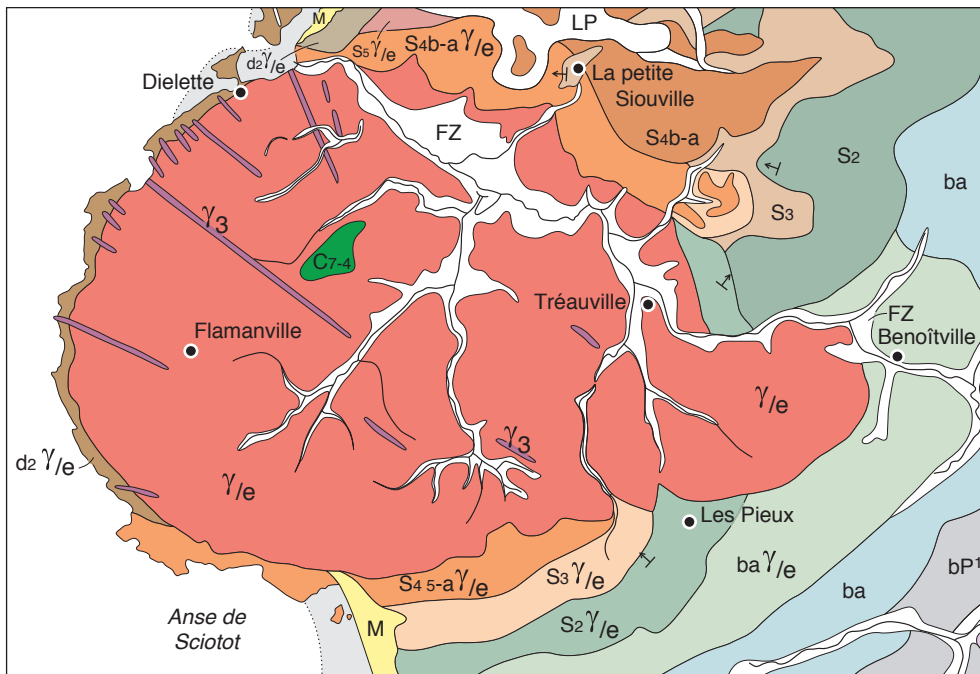


Figure 19.14 La granodiorite de Flamanville. Schéma de la carte de Cherbourg 1/50 000).

γ/e : granodiorite de Flamanville (318 Ma, Martinet *et al.* 2018) ; ba : schistes et grès (Cambrien) ; S2 : grès armoricain (Ordovicien inférieur) ; S3 : schistes (Ordovicien moyen) ; S4 b-a : schistes et grès (Ordovicien supérieur) ; S5 : schistes et grès du Silurien ; d2 : calcaires et schistes du Dévonien. L'auréole de métamorphisme de contact est représentée par un figuré de tirets horizontaux en surcharge et par l'association du sigle γ/e à celui du terrain (S2 γ/e = S2 métamorphisé). On notera, notamment au nord du massif, que l'étendue de l'auréole est beaucoup plus réduite dans les grès (S2) que dans les formations schisteuses.

Partie V ■ Les constituants endogènes des enveloppes solides de la Terre

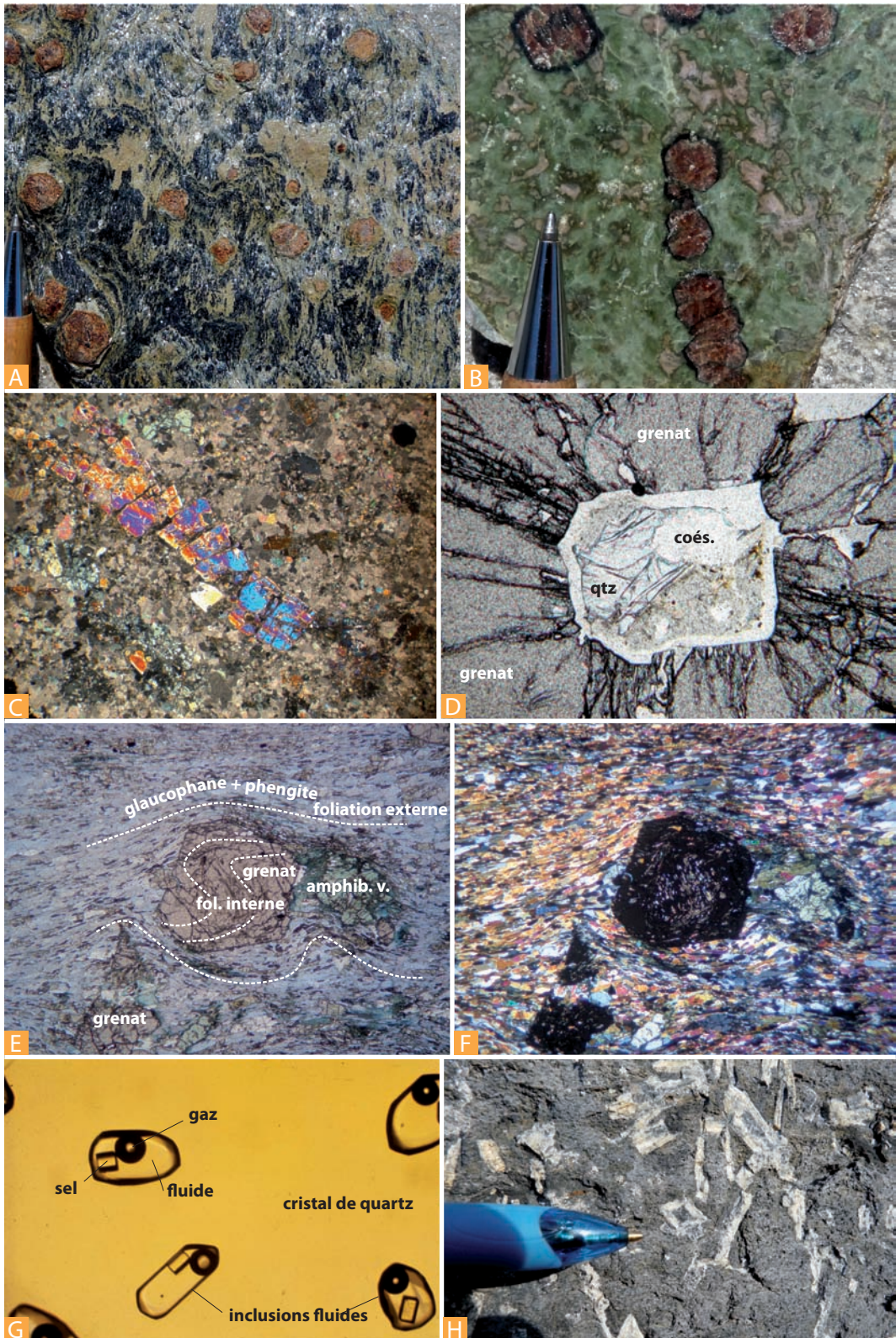


Figure 19.15 Quelques aspects de la texture et des microstructures des roches métamorphiques.

A. Métabasites du faciès schistes bleus de l'île de Groix (porphyroblastes de grenat, aiguilles de glaucophane définissant une linéation minérale, plages d'épidote (jaune-vert) et de phengites (micas blancs). La texture est lépidoblastique (feuilletés dominants) à nématoblastique (aiguilles dominantes).

B. Section polie d'une élogite de Vendée. Cette roche métabasique est entièrement transformée en une association d'omphacite (pyroxène vert) et de grenat. Lors de la rétomorphose dans les faciès amphibolites-schistes verts, le grenat s'entoure d'une couronne réactionnelle noire d'amphibole et de plagioclase : la kéliphyte.

C. Un prisme de scapolite dans un marbre de la zone nord-pyrénéenne (environs de l'étang de Lherz). Lors du rifting pyrénéen au Crétacé, la couverture mésozoïque de la marge hyperamincie a été soumise à une intense hausse de température, à basse pression, atteignant localement 600 °C. Les calcaires ont été marmorisés et ont été parcourus par des fluides salés provenant de la déstabilisation des évaporites triasiques. Les scapolites sont symptomatiques des néocristallisations intervenant dans ces conditions de métasomatose active. Ces minéraux, proches des plagioclases, renferment en effet du Cl et du Br, absents dans le protolithe initial.

D. Coésite des unités ultra-haute pression (UHP) du Dora-Maira. Lors de la remontée depuis 100 km de profondeur, la coésite se transforme en quartz. L'augmentation du volume induit la fissuration des grenats hôtes.

E et F. Grenats hélicithiques dans les schistes bleus de l'île de Groix (E : LPNA ; F : LPA). Remarquer la foliation interne au grenat, enroulée, qui diffère de l'attitude de la foliation externe. C'est une marque de croissance syn-cinématique (voir tableau 2 et chapitre 14) à opposer au cas H.

G. Inclusions à fluides à trois phases : solution aqueuse – bulle de vapeur d'eau et de gaz carbonique et cristal de halite – quartz d'une fente alpine dans des gneiss métamorphiques du faciès schistes verts au sud du massif de l'Aar, Bitxch – Suisse (Stalder, 1976). (Document M. Pagel, Orsay.) La température d'homogénéisation (Th) est autour de 300/350 °C.

H. Prismes non orientés d'andalousite à faciès chiastolite (inclusion carbonneuse en croix) dans un schiste paléozoïque de l'auréole du granite de Pontivy (Morbihan). L'absence de texture orientée est une propriété des roches du métamorphisme de contact.

Photos (A-B, H) Y. Lagabriele, (C) C. Clerc, (D) C. Chopin, (E-F) B. Corre.

Cette zonation traduit bien le rôle du corps granitique : les transformations sont d'autant plus importantes qu'on s'approche de celui-ci.

Les grès ordoviciens sont moins transformés, on observe une simple recristallisation en quartzites, de même les calcaires dévoniens donnent par recristallisation des cipolins (marbres) à minéraux. La nature initiale de la roche intervient donc ; on peut d'ailleurs remarquer que l'auréole de métamorphisme est plus étendue dans les faciès schisteux que dans les faciès gréseux (fig. 19.12).

Dans la majorité des cas, les roches métamorphiques de l'auréole ont globalement la même composition chimique que celle des roches sédimentaires dont elles proviennent. Il y a eu un simple réarrangement minéralogique éventuellement accompagné de départ d'eau et de CO₂, *métamorphisme isochimique (ou topochimique)*.

L'apparition de minéraux nouveaux traduit les modifications des conditions physiques régnant au voisinage de l'intrusion. C'est principalement la chaleur dissipée par le corps magmatique en cours de refroidissement qui est responsable des modifications, c'est un *thermométamorphisme*, la pression reste faible comme le montre la texture isotrope des cornéennes.

Dans quelques cas, on rencontre cependant, dans l'auréole, des roches dont la composition suppose une migration d'éléments chimiques à partir de la masse granitique intrusive (métasomatose), c'est le cas des *skarns* (sorte de cornéennes calciques) à grenats. De même la digestion des roches sédimentaires par le magma granitique peut modifier localement la composition de celui-ci (endo métamorphisme). Des parties non digérées peuvent demeurer à l'état d'enclaves dans la partie périphérique du pluton.

À retenir

- En changeant de conditions P et T à l'état solide, les roches se transforment par la croissance de nouveaux minéraux formant des assemblages minéralogiques stables à ces nouvelles conditions, c'est le *métamorphisme*.
- Si la déformation et la recristallisation ne masquent pas la nature du protolithe, les roches métamorphiques sont nommées par le nom du protolithe précédé de méta. Elles peuvent être para- ou ortho-dérivée. Para- lorsqu'il s'agit d'une ancienne roche de surface, ortho- lorsqu'il s'agit d'une roche plutonique.
- Les espèces minérales métamorphiques forment des paragenèses métamorphiques, symptomatiques de domaines donnés du champ P-T appelés faciès métamorphiques. Les noms des principaux faciès sont les noms des roches métamorphiques de la série basique : schistes verts, amphibolites, schistes bleus, éclopites.
- Les séries métamorphiques, représentant des unités métamorphiques cohérentes à l'échelle d'une chaîne de montagne, sont des *témoins* des environnements thermiques de la lithosphère dans divers contextes géodynamiques : subduction, collision, extension post-orogénique, rifting.
- Toutes les conditions favorables à la réalisation des réactions métamorphiques sont rassemblées lors de l'évolution prograde du système, par exemple lors de l'enfouissement. Dans ces conditions, les réactions sont complètes et les associations minérales sont constamment réajustées effaçant les précédentes paragenèses. À la fin du trajet prograde, l'association minérale à l'équilibre témoigne des conditions optimales atteintes par les roches. Durant l'évolution rétrograde, les processus de recristallisation sont plus lents que les variations de P et T. Les réactions rétrogrades ne sont donc pas favorisées. Pour cette raison, les roches métamorphiques conservent généralement le témoignage des conditions maximales qu'elles ont atteintes. Plusieurs facteurs agissent pour activer les réactions métamorphiques : (1) la température, (2) la déformation (favorise la mise en contact des réactants), (3) les fluides, en particulier H₂O (indispensables à la dissolution des phases).
- La trajectoire d'un échantillon de roche peut être représentée dans un diagramme P, T par une courbe montrant les trajets progrades et rétrogrades (courbe P,T). Si l'on rajoute le temps (t) par des dates en Ma affectées à des points précis de cette courbe, on obtient un trajet P,T, t. La durée des épisodes de métamorphisme régional dans une orogénèse est de l'ordre de 5 à 50 Ma. Elle dépend de la durée des événements tectoniques responsables de la variation de P et T. Les vitesses d'enfoncement au cours d'une convergence océan - continent sont de plusieurs centimètres par an ; elles diminuent lors d'une collision intra-continentale. Les vitesses d'exhumation varient de quelques dixièmes de millimètre à quelques centimètres par an.
- Pour une composition chimique donnée et avec P et T fixées, l'assemblage stable lorsque plusieurs assemblages sont possibles, est celui qui a l'énergie libre la plus faible. Dans un diagramme P-T, les courbes d'équilibres entre minéraux du métamorphisme constituent des repères permettant de calibrer les conditions P, T du métamorphisme. Ce sont des baromètres ou des thermomètres selon leur orientation dans le champ P-T. On peut cerner un champ de conditions P-T du métamorphisme en utilisant des couples de géothermomètres et de géobaromètres.
- Au métamorphisme régional s'oppose le *métamorphisme de contact*. Il ne concerne qu'un volume limité de roches portées à une température plus élevée que la température régionale en raison de la proximité d'un corps magmatique intrusif. L'élévation de T au contact pluton- encaissant provoque la formation d'une *auréole de métamorphisme de contact* faite de *cornéennes*.