Métamorphisme et géodynamisme

Métamorphisme et géodynamisme

Christian Nicollet
Professeur à l'université Blaise-Pascal
[Clermont-Ferrand]

Préface de Jacques Kornprobst

2e ÉDITION



Illustration de couverture : Agrégat polycristallin de clinopyroxènes dans un métagabbro des Adirondacks (USA).

Microphotographie (1 mm de large) en lumière polarisée analysée. Source : Christian Nicollet.

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que

représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage. Le Code de la propriété intellec-

tuelle du 1er juillet 1992 interdit

en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements Grar

d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour

les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée. Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du

droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).

© Dunod, 2010, 2013, 2015, 2019 pour cette nouvelle présentation

DANGER

11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff www.dunod.com

ISBN 978-2-10-080691-1

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

PRÉFACE

Pour qui a le goût de la pétrographie, toutes les roches sont intéressantes. Mais les roches métamorphiques et les processus qui sont à leur origine – le métamorphisme – présentent des attraits tout particuliers.

Les séries sédimentaires offrent incontestablement de grandes joies aux géologues : leurs structures stratifiées, tabulaires, fracturées ou plissées, sont souvent impressionnantes ; les fins détails des microfaciès et des laminites, agréables à l'œil, sont révélateurs des milieux de sédimentation ; les figures sédimentaires, spécialement développées dans les turbidites, sont des éléments de premier choix pour définir des critères de polarité tandis que la découverte de fossiles conduit généralement à une excitation proche de la jubilation. Toutefois, sauf cas particuliers (des cristaux de gypses par exemple, vus au microscope polarisant dans des dolomites évaporitiques !), la composition minéralogique des roches sédimentaires, généralement pauvre et monotone, peut être à l'origine de graves frustrations.

De ce point de vue, les roches ignées apportent en revanche beaucoup de satisfaction! Les très gros grains des roches plutoniques, en particulier dans les pegmatites, et la diversité des espèces minérales, comblent les aspirations des amateurs de minéralogie. Les textures graphiques, le moirage des perthites et des antiperthites, les phénocristaux zonés et maclés tout comme les mésostases finement enchevêtrées des roches volcaniques sont autant d'éléments qui enchantent l'œil et dont l'étude détaillée aux différentes échelles d'observation conduit à une foule d'informations utiles à la compréhension des mécanismes éruptifs. Toutefois, sur le terrain, faute de lignes directrices sur lesquelles l'observateur puisse s'appuyer avec confiance, la structure des ensembles magmatiques est généralement difficile à décortiquer. Ceci est particulièrement vrai pour les édifices volcaniques dont l'évolution est dominée par des phases de construction et de destruction, souvent simultanées, dont la superposition rend souvent obscure la chronologie exacte des événements. Les volcanologues sont bien forts, qui sont capables de débrouiller la complexité de ces ensembles!

Les unités métamorphiques ont l'avantage d'être généralement solidement structurées. Elles présentent des schistosités, des foliations, des crénulations qui laissent parfois encore transparaître la stratification initiale. Elles montrent des linéations variées, d'intersection ou d'allongement et des figures de cisaillement. Pour qui sait

Préface

les distinguer et les interpréter, ces structures sont autant de guides qui permettent d'échafauder une géométrie cohérente et une chronologie des déformations. Les minéraux participent à cette enquête puisqu'il est possible d'en distinguer différentes générations développées avant, pendant et après telle ou telle structure caractéristique. Le nombre d'espèces est très grand puisque les assemblages minéralogiques dépendent à la fois de la composition chimique globale des matériaux initiaux et des conditions – température, pression, pression de fluide – des recristallisations. Ces conditions évoluent au cours du temps, en liaison avec le déroulement des processus géodynamiques, et chaque roche peut recéler une superposition d'assemblages qui traduit plus ou moins fidèlement – car la diffusion des éléments n'est pas un phénomène instantané! – les trajectoires parcourues par les unités métamorphiques à l'intérieur de la Terre. Cette variation des conditions des recristallisations peut même s'observer au microscope sous la forme de réactions minéralogiques, en cours ou inachevées, parmi lesquelles les coronites sont particulièrement fascinantes.

L'étude et l'interprétation des roches et des séries métamorphiques est donc un processus compliqué qui fait appel à de nombreuses techniques, naturalistes, physiques, chimiques et thermodynamiques. L'acquisition de l'expérience nécessaire passe par un apprentissage, rude mais passionnant, sur le terrain et au laboratoire. Cet apprentissage peut être grandement facilité et raccourci en consultant les ouvrages pertinents. Celui de Christian Nicollet, que le lecteur a entre les mains, est certainement l'un des plus agréable à lire et à étudier. Sa présentation très pédagogique et les illustrations, nettes et convaincantes, ont tout pour séduire les étudiants comme les géologues plus chevronnés, et les conduire à une compréhension approfondie des mécanismes complexes des recristallisations métamorphiques dans leurs contextes géodynamiques.

Jacques Kornprobst Ancien président de la Société géologique de France Ancien président de la Société française de minéralogie et cristallographie Directeur honoraire de l'observatoire de physique du globe de Clermont-Ferrand

TABLE DES MATIÈRES

Préf	face	V
Ava	nt-propos	XIII
Ren	nerciements	XV
	Partie I	
	MÉTAMORPHISME	
	ET PROCESSUS MÉTAMORPHIQUES	
Cha	pitre 1 · Le métamorphisme : définition, limites et variables	3
1.1	Définition du métamorphisme	3
1.2	Les limites du métamorphisme	6
1.3	La température, la pression et les fluides dans le globe terrestre	7
	pitre 2 · Les roches métamorphiques : des marqueurs perturbations thermiques et mécaniques dans la lithosphère	17
2.1	Évolution PT, trajet PTt et géothermes	18
2.2	Pourquoi les roches recristallisent-elles ?	19
2.3	Le trajet PTt et le gradient métamorphique	22
2.4	Trajets PTt et contextes géodynamiques	24
	pitre 3 · Les roches métamorphiques : localisation, textures, actures et classification	27
3.1	Localisation géographique des roches métamorphiques	27
3.2	Cartographie du métamorphisme-Minéraux index et isogrades du métamorphisme	31
3.3	Localisation des roches métamorphiques dans l'espace P-T	32
3.4	Structures et textures	37
3.5	Structures et contraintes	38
3.6	Les principales textures des roches métamorphiques	42
2 7	Nomanclatura das rachas mátamorphiques	11

Table des matières

	pitre 4 · Relations chronologiques entre déformation ecristallisation métamorphique	46
4.1	Structure et relations chronologiques cristallisation-déformation	46
4.2	Un exemple de relation cristallisation-déformation : le métamorphisme hercynien au Cap Creus (Espagne)	52
4.3	Trajets PTt et chronologie	53
	pitre 5 · Le rôle de la composition chimique sur la minéralogie roches métamorphiques	59
5.1	Les différentes séquences métamorphiques	59
5.2	La règle des phases	61
5.3	La représentation graphique des paragenèses	62
Exer	rcices	71
Cha	pitre 6 · Les réactions métamorphiques	78
6.1	Interprétation thermodynamique sommaire d'une réaction minéralogique	79
6.2	Réactions solide-solide entre minéraux anhydres	80
6.3	Réactions entre solide-solide hydraté ou réactions de dévolatilisation et libération de fluides	84
6.4	Le métamorphisme est-il isochimique ?	88
Exer	rcice	91
	pitre 7 · Analyse géométrique des réactions métamorphiques laboration d'une grille pétrogénétique	94
7.1	Système à un constituant indépendant	95
7.2	Système à deux constituants indépendants	96
7.3	Système à trois constituants indépendants et élaboration d'une grille pétrogénétique	98
7.4	Système à plus de trois constituants indépendants	101
Exer	rcices	101
	pitre 8 · Les réactions métamorphiques multivariantes : mométrie et barométrie géologiques	105
8.1	Réaction continue et réaction discontinue	106
8.2	Le principe de la géothermobarométrie	111
8.3	Un thermomètre basé sur la réaction d'échange fer-magnésium entre biotite et grenat	112
8.4	Un exemple de géothermobaromètre basé sur l'équilibre cordiérite = grenat + sillimanite + quartz + H ₂ O	114

8.5	Les logiciels de calculs thermodynamiques multi-équilibres	116
8.6	Précautions d'utilisation de la géothermobarométrie	119
8.7	Étude des inclusions fluides : caractérisation de la phase fluide et géothermobarométrie	120
Exe	rcice	123
	pitre 9 · Cinétique des réactions et préservation roches métamorphiques	124
9.1	Qu'est-ce que la vitesse de réaction ?	124
9.2	Quels sont les facteurs qui contrôlent une réaction ?	125
9.3	Métastabilité des paragenèses : l'exemple des silicates d'alumine	127
9.4	Cinétique de réaction et préservation des roches métamorphiques	130
Cha	pitre 10 · Migmatisation et anatexie	132
10.1	l Définition des migmatites et de l'anatexie	132
10.2	2 Origines des migmatites	134
10.3	3 Fusion partielle des métapélites	134
10.4	4 Migmatites, granites, charnockites et faciès granulite	136
Exe	rcice	142
	Partie II	
	MÉTAMORPHISME ET GÉODYNAMIQUE	
Cha	pitre 11 · Le métamorphisme de contact	147
11.1	l L'auréole de contact de l'intrusion de Ballachulish	147
11.2	2 Diffusion de la chaleur dans l'encaissant et modélisation	1.50
	du métamorphisme de contact	150
	pitre 12 · Les métamorphismes de haute pression Itra-haute pression-basse température : l'exemple alpin	154
12.1	l Les Alpes : de la subduction à la collision	155
12.2	2 La carte métamorphique des Alpes occidentales	156
12.3	3 Lithologies et associations minéralogiques types	158
12.4	4 Le métamorphisme sur la transversale Queyras-Viso-Dora Maira dans les Alpes occidentales	163
12.5	5 Le métamorphisme d'ultra-haute pression (UHP) dans le monde	165
12.6	Exhumation des unités de HP-UHP	167
12 7	7 Les reliques de HP dans le dôme Lénontin Alnes centrales	175

Table des matières

$\textbf{Chapitre 13 \cdot Le métamorphisme de moyenne pression-haute température}$	179
13.1 La série métamorphique de moyenne pression-haute température du massif du Lévezou	179
13.2 Le gradient métamorphique de moyenne pression : un coup de frein à l'enfouissement	183
13.3 Sous-charriage et métamorphisme inverse	192
Exercice	195
Chapitre 14 · Le métamorphisme de basse pression-haute température dans les zones de convergence	202
14.1 Arrière-subduction et ceintures métamorphiques doubles	203
14.2 Hypercollision et dômes migmatitiques dans la croûte continentale médiane – la chaîne hercynienne d'Europe occidentale	205
14.3 Le magmatisme infracrustal et les granulites tardives de moyenne pression de la croûte inférieure	215
14.4 La croûte inférieure des marges actives et arcs insulaires	219
14.5 Métamorphisme d'ultra-haute température (UHT)	220
Exercice	227
Chapitre 15 · Métamorphisme de basse pression-haute température dans les zones d'extension	230
15.1 Amincissement lithosphérique et déchirure crustale : le métamorphisme de la zone nord-pyrénéenne	230
15.2 Métamorphisme océanique et hydrothermalisme dans la lithosphère océanique et dans les ophiolites	235
Exercice	254
Chapitre 16 · Les granulites et éclogites dans le manteau : magmatisme intra-mantellique et recyclage de la lithosphère océanique	257
16.1 Mode de gisement des roches du manteau	257
16.2 Les xénolithes du plateau océanique des îles Kerguelen : magmatisme et métamorphisme intra-mantellique	258
16.3 Les éclogites du manteau supérieur : cristallisation à haute pression d'un magma basaltique ou témoins des océans engloutis dans le manteau ?	260
Chapitre 17 · En guise de conclusion : évolution du métamorphisme dans le temps	263
17.1 Un modèle simplifié d'évolution thermique d'une chaîne de montagnes	264
17.2 Évolution du métamorphisme au cours du temps	268

Table des matières

Annexes	273
Références des articles et ouvrages cités dans le texte	280
Légendes complètes des planches couleurs	289
Index	299

AVANT-PROPOS

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

Pour nous renseigner sur la situation thermique à l'intérieur de la lithosphère, à différents moments de son histoire, il nous faut trouver des « fossiles », des traceurs qui ont enregistré cette situation thermique et les perturbations éventuelles. Les roches métamorphiques représentent de tels témoins. Elles ont subi des transformations minéralogiques, à l'état solide, lorsque la température et la pression, c'est-à-dire la profondeur changeaient. Ainsi, les roches métamorphiques nous informent sur les variations de la T en fonction de la profondeur.

L'objectif de cet ouvrage est de faire le lien entre les processus métamorphiques et l'évolution géodynamique de la Terre. Dans ce but, ce précis est divisé en deux parties. La première concerne la définition du métamorphisme, les causes qui en sont responsables et les processus pétrogénétiques qui en permettent la réalisation. Nous tenterons de répondre à des questions telles que : Quelles variables interviennent, en dehors des seules P et T ? Pourquoi et comment les roches recristallisent-elles ? Comment interpréter un assemblage de minéraux en fonction de ces variables ? En terme de trajet P-T-temps ? Quelles relations existent entre ce trajet P-T-temps et le contexte géodynamique ? Comment fabrique-t-on les outils de mesure des roches métamorphiques : diagrammes de phases, grilles pétrogénétiques, géothermobaromètres ?

Cette première partie comprend dix chapitres de difficultés variables. Certains chapitres sont incontournables. Les chapitres 1 à 4 introduisent les définitions et nomenclatures des roches métamorphiques ; ils mettent en place le vocabulaire du pétrologue du métamorphisme. Le chapitre 2 est important, car il présente, avant de les détailler dans les chapitres suivants, les processus métamorphiques et la méthodologie qui nous permet de faire le lien entre métamorphisme et géodynamique interne. Le chapitre 9 donne une approche qualitative de la cinétique des processus métamorphiques : celle-ci permet de comprendre dans quelles mesures une roche qui est portée dans de nouvelles conditions P et T enregistre minéralogiquement ou non (ou partiellement) ces nouvelles conditions. Selon le niveau d'approfondissement

souhaité, le lecteur peut reporter à plus tard la lecture de certains chapitres. Il en est ainsi pour le chapitre 7 traitant de l'élaboration des grilles pétrogénétiques ou bien du chapitre 8 présentant la thermobarométrie. Dans la deuxième partie, en appliquant les outils présentés dans la première partie, nous discutons, à l'aide d'exemples régionaux, principalement français, des interprétations géodynamiques — c'est-à-dire les processus évolutifs à l'intérieur de la Terre et l'analyse des forces dont ils résultent — qui peuvent être faites à partir de l'étude des roches métamorphiques. Le plan de cette deuxième partie s'organise autour des trois gradients métamorphiques principaux : HP-BT, MP-HT et BP-HT. La majorité des formations métamorphiques a évolué selon ces trois gradients métamorphiques dont aucun ne coïncide avec le géotherme d'une lithosphère stable. Ainsi, les roches métamorphiques enregistrent les perturbations qu'a subies la lithosphère dans différents contextes géodynamiques.

Pour conclure, nous présentons un modèle simplifié de l'évolution du métamorphisme au cours d'un cycle orogénique et discutons de l'évolution du métamorphisme au cours du temps, depuis le début de l'histoire de notre globe.

Dans cette nouvelle édition, le cahier couleur s'épaissit en passant de 8 à 16 planches. C'est l'occasion de présenter macroscopiquement et microscopiquement des échantillons de roches types. Mais aussi d'illustrer des paragraphes comme par exemple, celui relatif au Cap Creus, ou bien celui concernant l'anatexie.

De nouveaux points sont également développés : la genèse du litage métamorphique, lequel est à l'origine de modifications chimiques significatives ; les superbes migmatites de Port Navalo dans le Morbihan, montrant la complexité de la fusion partielle, en deux étapes ; ou l'étude la croûte continentale inférieure qui est complétée par celle des marges actives et arcs insulaires, sites géodynamiques où cette croûte continentale est créée.

Le lecteur aura tout intérêt à compléter la lecture de cet ouvrage en visitant le site : http://christian.nicollet.free.fr/ dédié à la pétrologie. Les deux sont complémentaires : le livre privilégie le discours ; le site web privilégie l'image. La page http://christian.nicollet.free.fr/page/LivreMetam/MetamGeodyn.html fait le lien entre cet ouvrage et ce site. Elle a pour but de diriger le lecteur vers les photos nombreuses sur ce site susceptibles d'illustrer le texte du livre. Des animations et illustrations en 3D sont également disponibles. Certains processus non métamorphiques ne sont pas toujours développés dans l'ouvrage, mais nécessitent parfois des explications qui peuvent être disponibles sur le site.

Dans le texte qui suit, les nombreux minéraux sont souvent cités par leurs abréviations. Ces abréviations, proposées par Kretz (1983), sont listées dans l'annexe à la fin de cet ouvrage.

© Dunod – Toute reproduction non autorisée est un délit.

REMERCIEMENTS

Il y a dix ans, je commençais un site Web dédié au métamorphisme. Il s'agissait alors de rendre accessibles à mes étudiants les illustrations de mon cours. L'idée de doubler ce travail d'un manuel sur le métamorphisme était assez logique. Jacques Kornprobst m'en a donné l'opportunité en me proposant aimablement de prendre le relais de son ouvrage classique *Métamorphisme et roches métamorphiques*. Jacques m'a donné carte blanche pour utiliser son texte et ses figures. Au fil des pages, on retrouvera une vingtaine de figures et quelques pages que je lui ai empruntées. Jacques est indéniablement l'instigateur de ce manuel et je l'en remercie!

Mes remerciements iront également à tous ceux avec qui j'ai eu l'occasion d'étudier le métamorphisme, à tous ceux qui ont bien voulu lire complètement ou en partie cet ouvrage : J. Marchand, J.-P. Bard, B. Lasnier, R.-P. Ménot, F. Cariou, L. France, S. Guillot, S. Schwartz, M. Fagot-Barraly, P. Goncalves, C. Laverne, V. Bosse, S. Duchêne, J.-M. Lardeaux, J.-E. Martelat, F. Faure, A. Leyreloup, D. Vielzeuf, J. Bouloton, T. Hammouda, Y. Rolland, J.-M. Montel, J.-C. Gehan, J. Barbosa, G. Gosso, I. Spalla, S. Harley, E. Grew, R. Rakotondrazafy, R. Rambeloson, les étudiants de Toliary, d'Antanarivo, de Clermont-Ferrand, de Lyon et tous les autres...

La Société suisse de minéralogie et pétrographie, les revues *Géologie de la France, Journal of metamorphic geology* et *Tectonophysics*, la CCGM et S. Schwartz sont remerciés pour avoir permis l'utilisation de quelques figures et des portions des cartes des Alpes (planches 4 et 5).

Partie I Métamorphisme et processus métamorphiques

LE MÉTAMORPHISME : DÉFINITION, LIMITES ET VARIABLES



PLAN

- 1.1 Définition du métamorphisme
- 1.2 Les limites du métamorphisme
- 1.3 La température, la pression et les fluides dans le globe terrestre

1.1 DÉFINITION DU MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme regroupe l'ensemble de transformations que subissent les roches lorsque la température, la pression, la nature des fluides et éventuellement la composition chimique de la roche changent. Ces transformations entraînent une réorganisation des éléments dans les roches et, de ce fait, un changement des minéraux de ces roches : on dit qu'il y a recristallisation. Ces transformations peuvent aussi se limiter aux relations texturales entre les différents minéraux, sans changement de ceux-ci. Par opposition aux roches magmatiques, cette recristallisation se fait à l'état solide, c'est-à-dire sans l'intervention du magma.

On considère, en première approximation, que le processus est isochimique, c'est-à-dire qu'il se fait sans changement de la composition chimique, à l'exception, toutefois, des fluides. Lorsqu'il y a modification significative de la composition chimique de la roche initiale, dite aussi *protolithe*, on parle de *métasomatose* ou *métasomatisme*.

Une autre définition du métamorphisme met l'accent sur le rôle important des fluides : le métamorphisme est un processus de dévolatilisation ou volatilisation, c'est-à-dire un processus qui entraîne la perte ou le gain des éléments volatils par libération ou mobilisation d'une phase vapeur. Lorsque l'étude se limite à la croûte dans laquelle la phase vapeur est principalement la vapeur d'eau, on parle de processus de déshydratation/hydratation.

1.1.1 Recristallisation et équilibre

Le processus de recristallisation métamorphique peut être illustré par la figure 1.1. Celle-ci montre la transformation, à l'échelle microscopique, de la roche constituée

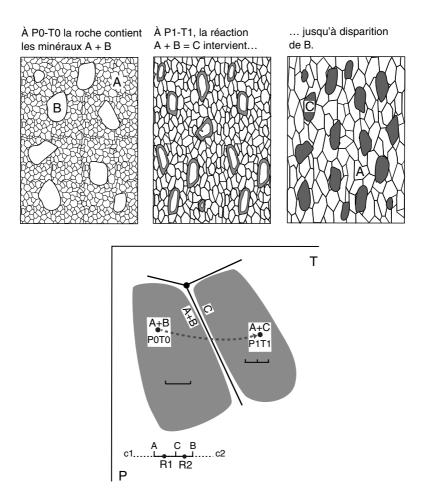


Figure 1.1 - La recristallisation métamorphique.

Les trois échantillons montrent la recristallisation métamorphique lorsqu'une roche passe de conditions P0T0 à P1T1. À P0T0, la roche contient les deux minéraux à l'équilibre A + B. Lorsque la roche est portée à P1T1, la texture coronitique, avec le minéral C autour de B, témoigne de la réaction A + B \rightarrow C. Lorsque la phase réactive la moins abondante B est épuisée, la paragenèse de la roche est A + C. Notons également que les cristaux A ont recristallisé en gros cristaux qui ont une énergie libre plus faible (voir paragraphe 3.4.2). Le diagramme P-T montre les champs de stabilité respectifs des paragenèses (domaines gris) et la réaction (ligne entre les deux domaines gris).

Le segment c1-c2 en bas de ce diagramme est un diagramme de composition binaire (constituants chimiques c1 et c2) dont l'utilité est discutée au paragraphe 5.3.1. Il matérialise les compositions respectives des minéraux A, B et C et de deux roches R1 et R2. Reportés dans les champs gris, ces segments indiquent, en fonction des minéraux présents, les paragenèses possibles pour les roches dans cette gamme de composition entre c1 et c2.

© Dunod - Toute reproduction non autorisée est un délit.

des minéraux A et B aux conditions de P0-T0 en une roche constituée des minéraux A et C lorsqu'elle est portée dans de nouvelles conditions P1-T1. Le diagramme pression-température matérialise le « déplacement » de la roche dans l'espace pression-température. À P0-T0, les minéraux A + B sont à l'équilibre chimique et minéralogique.

Dans les nouvelles conditions P1-T1, A et B ne sont plus stables ensemble et ne peuvent plus coexister. Il en résulte une réaction interminérale (et chimique) entre A et B pour donner une nouvelle phase C :

$$A + B = C$$

Dans un stade transitoire, il existe un assemblage temporaire dans lequel les trois minéraux ne sont pas à l'équilibre entre eux. Le nouvel état d'équilibre est atteint lorsqu'un minéral réactant a disparu.

On appelle *paragenèse*, l'assemblage de minéraux à l'équilibre thermodynamique dans la roche. À l'observation pétrographique (macroscopique ou microscopique), cet état d'équilibre est démontré lorsque toutes les espèces minérales présentes dans une roche sont en contact entre elles, sans réaction. C'est le cas des deux assemblages A + B et A + C de la figure 1.1 (figure 2, planche 1). Au contraire, l'assemblage minéralogique A + B + C sur cette même figure n'est pas une paragenèse : les deux minéraux A et B sont séparés systématiquement pas le minéral C et ne sont plus stables ensemble. Le minéral C en couronne autour du minéral C permet de définir ce que l'on appelle une texture coronitique (dessin du milieu sur la figure 1.1, figures 3 et 4, planche 1). Dans le diagramme C et C dou domaine) de stabilité d'un minéral ou d'un assemblage minéralogique (paragenèse) est l'intervalle C C dans lequel ce minéral ou cette paragenèse est stable, c'est-à-dire peut exister (champs gris sur la figure 1.1).

1.1.2 Préservation des roches métamorphiques et métastabilité

Le pétrologue peut trouver sur le terrain les trois roches représentées sur la figure 1.1. Pourtant, celles-ci ne sont plus dans les conditions de leur formation, à P0-T0 et P1-T1, mais à pression et température ambiantes, puisqu'elles ont été recueillies à la surface du globe. Elles sont en dehors de leur domaine de stabilité et auraient dû se transformer en un assemblage stable aux conditions de surface. On dit que ces roches, ces associations de minéraux, ces *phases* (minéraux) qui sont hors de leur domaine de stabilité, sont métastables.

Cette métastabilité n'est pas une situation exceptionnelle dans la nature, bien au contraire ; il s'agit de la situation la plus commune. Pour l'illustrer, on peut choisir un exemple spectaculaire comme celui du diamant dont la présence à la surface du globe est « anormale » d'un point de vue thermodynamique. En effet, cette forme minérale du carbone cristallise et est stable à haute pression (P > 3GPa), c'est-à-dire à grandes profondeurs (> 90 km), tandis que la forme stable en surface est le graphite. Pourtant, ces deux minéraux coexistent à la surface pour la plus grande joie des bijoutiers et des dessinateurs. Le diamant est métastable.

Nous pouvons également prendre l'exemple de la coexistence eau-glace. Si l'on sort du congélateur un cube de glace que l'on plonge dans un verre d'eau, celui-ci, hors de son champ de stabilité, coexiste avec l'eau liquide. La glace met un certain temps pour se transformer complètement en eau, au cours de la réaction glace \rightarrow eau. À noter que cette réaction est une réaction de fusion, produisant un changement d'état, qui est différente des réactions métamorphiques, produisant des changements de phases. Cependant, la comparaison reste valable. La glace est métastable et met un certain temps pour fondre. Ce temps de réalisation de la réaction dépend de la vitesse de réaction ou cinétique de réaction. Celle-ci est variable. Dans le cas présent, la vitesse de fusion est d'autant plus grande (et le temps de fusion d'autant plus court) que la température est élevée. La cinétique des réactions métamorphiques est également très variable : elle dépend, entre autres, de la température, de la déformation, de la présence d'une phase fluide (et tout spécialement, la vapeur d'eau). La persistance, à la surface, de ces roches formées en profondeur et qui ont préservé leur passé métamorphique à l'état métastable depuis des millions d'années, indique que les vitesses de transformation ou vitesses de réaction sont infiniment lentes, proches de zéro dans les conditions de surface où nous pouvons les observer. C'est ainsi que des roches métamorphiques sont préservées depuis 3,8 Ga (pourvu qu'elles échappent à l'altération superficielle hydratée). Ceci sous-entend aussi que le temps de réalisation des réactions rétrogrades, pendant le refroidissement (et décompression) jusqu'aux conditions de surface, n'a pas été suffisant pour que celles-ci aboutissent : il y a compétition entre la vitesse de réaction et la vitesse d'évolution des paramètres (essentiellement) P et T.

Points clefs

En conclusion, les transformations métamorphiques que subissent les roches dépendent de la température, de la pression, de la présence de fluides et de leur nature, de la variation éventuelle de la composition chimique, de la cinétique des réactions et de la vitesse d'évolution des paramètres du métamorphisme.

1.2 LES LIMITES DU MÉTAMORPHISME

1.2.1 Diagenèse et métamorphisme

À basses températures et basses pressions, la limite est arbitraire entre les processus d'altération superficielle, la diagenèse et le métamorphisme. La diagenèse consiste en une compaction de sédiments, mais s'accompagne aussi de transformations chimiques qui peuvent être apparentées à des réactions métamorphiques : dissolution, précipitation, recristallisation. À la base d'une série sédimentaire épaisse, on passe progressivement de la diagenèse au métamorphisme d'enfouissement. Ce métamorphisme ne s'accompagne pas de perturbation thermique, mais se fait dans les conditions du

géotherme stable d'un bassin sédimentaire : les conditions PT sont toujours faibles. Ce métamorphisme est à distinguer du métamorphisme régional associé à des perturbations thermiques et tectoniques.

Un critère de distinction basé sur la cristallinité de l'illite a été souvent utilisé pour délimiter les champs respectifs du métamorphisme et de la diagenèse. Ce critère mesure l'évolution cristallographique progressive des phyllites, depuis les phases argileuses (typiques du domaine de la diagenèse) jusqu'aux phases micacées (typiques du métamorphisme).

1.2.2 La limite à hautes températures et anatexie

Processus de recristallisation à l'état solide, le métamorphisme est en principe distinct des phénomènes magmatiques qui impliquent la participation d'un liquide silicaté et qui se réalisent à plus hautes températures. La zone de transition entre processus métamorphiques et magmatiques est large et peut atteindre plusieurs centaines de degrés. Dans les domaines du métamorphisme de haut degré, la température élevée permet la fusion partielle des matériaux et la production de liquides, généralement de composition granitique : on parle d'anatexie. Si ces liquides n'ont pas été extraits et ont cristallisé au sein même des roches qui leur ont donné naissance, il en résulte des formations mixtes, ou migmatites, qui appartiennent bien au domaine du métamorphisme. Les migmatites et l'anatexie seront donc étudiées dans le cadre de cet ouvrage (chapitre 10).

1.3 LA TEMPÉRATURE, LA PRESSION ET LES FLUIDES DANS LE GLOBE TERRESTRE

1.3.1 Température et chaleur

Pour que la température d'une roche change, il faut qu'il y ait addition ou perte de chaleur. Les sources de chaleur peuvent être des roches magmatiques intrusives : c'est le cas dans le métamorphisme de contact. Elles peuvent être plus régionales dans le cas du métamorphisme régional et proviennent alors de la croûte et du manteau. De manière générale, on sait que la température augmente avec la profondeur selon une courbe que l'on appelle le géotherme (figure 1.4). Les deux unités de température utilisées en géologie, de dimension équivalente, sont le degré Celsius ($^{\circ}$ C) et le Kelvin (K), avec T (K) = T ($^{\circ}$ C) + 273.

a) Flux de chaleur et production de chaleur

La première loi de Fourier indique que la chaleur se déplace des zones chaudes vers les zones froides. Sur Terre, cela signifie que le gradient de chaleur est dirigé vers l'extérieur du globe. Ceci est exprimé par le *flux de chaleur* qui représente la quantité de chaleur qui traverse une surface en un intervalle de temps. L'unité de mesure du

flux de chaleur est le HFU (*Heat Flow Unit*), avec 1 HFU = 42 mW/m^2 . La figure 1.2a montre que ce flux n'est pas réparti équitablement sur le globe.

Dans la croûte océanique, le flux de chaleur est élevé à la ride, avec des valeurs atteignant plus de 150 mW/m². Cette valeur diminue et se stabilise à 60 mW/m² à l'intérieur de la plaque océanique stable. Elle est de 40 mW/m² dans les zones de subduction. Cette diminution progressive entre les limites des plaques océaniques, témoigne de la convection rapide du manteau sous-océanique, mécanisme efficace d'évacuation de la chaleur, c'est-à-dire de refroidissement du globe. Ainsi, 70 à 80 % de la perte de chaleur du globe se fait par la lithosphère océanique.

Dans la croûte continentale, le flux de chaleur est élevé, car les roches qui la constituent sont riches en éléments radioactifs, qui, par leur désintégration, produisent une quantité de chaleur considérable. Le flux de chaleur dans la croûte continentale est variable en fonction de la nature et de l'âge des roches, qui sont plus ou moins riches en éléments radioactifs. Les cratons précambriens, appauvris en éléments radioactifs qui se sont désintégrés au cours du temps, ont les plus faibles valeurs dans la croûte (jusqu'à 40 mW/m²). Dans ces croûtes continentales stables, le transfert de la chaleur se fait essentiellement par conduction.

Ainsi, la variabilité du flux de chaleur résulte de la diversité des sources de chaleur d'une part et des deux modes de transferts de la chaleur, convection et conduction, d'autre part.

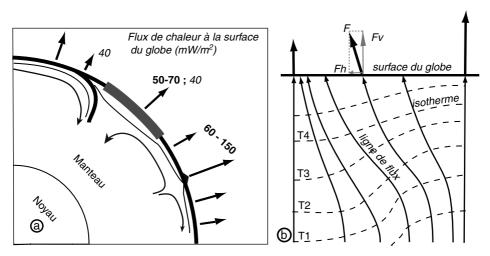


Figure 1.2 - Flux de chaleur à la surface du globe, ligne de flux et isotherme.

a : La variation du flux de chaleur est régulière à la surface de la lithosphère océanique, avec une décroissance depuis la ride chaude vers les zones froides de subduction ; la répartition de ce flux à la surface de la lithosphère continentale est aléatoire en fonction de la diversité lithologique et l'âge des formations. Les nombres indiquent les valeurs de flux exprimées en milliwatt par m².

b : Ce flux est globalement perpendiculaire à la surface de la Terre, mais ses variations impliquent l'existence d'une (faible) composante horizontale (Fh).

b) Isothermes et géothermes

Si le flux de chaleur est inégalement réparti sur le globe, celui-ci ne peut être strictement perpendiculaire à la surface : une composante horizontale du flux de chaleur (Fh) va des points chauds vers les points froids (figure 1.2 b). Les lignes de flux, le long desquelles la température augmente vers le bas, s'incurvent. Perpendiculaires à ces lignes, on peut tracer des lignes d'égales températures, les isothermes. Les courbes isothermes sont resserrées dans les régions de flux élevé telle que la dorsale océanique où l'asthénosphère chaude monte. À l'intérieur de la plaque océanique, la lithosphère se refroidit et les isothermes s'espacent. Dans la zone de subduction où s'enfoncent des roches froides, les isothermes s'étirent dans le manteau (figure 1.3).

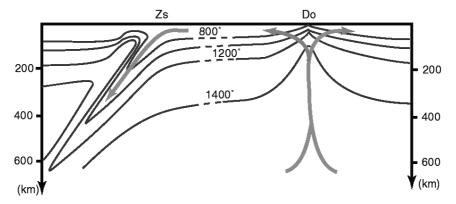


Figure 1.3 - Répartition des isothermes (en 'C) dans la lithosphère et manteau supérieur.

Ce schéma est une situation idéalisée de la partie supérieure du globe, dans le cadre de la tectonique des plaques. Do, la dorsale océanique, se situe à la verticale des parties ascendantes des cellules convectives du manteau (flèches). La montée du manteau chaud et le transfert de magmas basiques qui lui est associé, à l'origine de la lithosphère océanique, engendrent un transfert de chaleur considérable vers la surface : les courbes isothermes y sont resserrées. À l'intérieur des plaques stables, en s'éloignant de la ride, la lithosphère nouvellement formée se refroidit et les courbes isothermes s'espacent. Dans une zone de subduction (Zs), à la verticale des parties descendantes des cellules convectives, la lithosphère océanique froide s'enfonce dans le manteau chaud : les isothermes s'invaginent. Aux limites des plaques (zones instables), le transfert de chaleur est essentiellement convectif ; il est essentiellement conductif à l'intérieur (zones stables).

Sur un diagramme pression-température, une courbe matérialise les variations de la température en fonction de la profondeur à la verticale d'un point. Cette courbe est le géotherme. Il varie en fonction du site géodynamique : les géothermes dans les différentes situations géodynamiques de la figure 1.3 sont représentés sur la figure 1.4.

À la verticale de la ride, la température augmente rapidement en fonction de la profondeur : la courbe Do est proche de l'axe des T. En s'éloignant de la ride, à l'intérieur de la plaque lithosphérique, les isothermes s'espacent et le géotherme s'éloigne de l'axe de T. Le refroidissement des roches se fait sans (ou peu de) déplacement

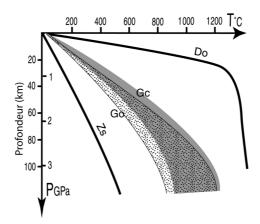


Figure 1.4 - Géothermes moyens dans la lithosphère dans les principaux sites géodynamiques de la figure 1.3.

Go et Gc: gammes de variation des géothermes océanique et continental estimées grâce au flux de chaleur à la surface; à la base de la croûte continentale (à 30-35 km), la température est d'environ 500 °C. Sous la lithosphère (environ 100 km sous la plaque stable et beaucoup plus superficiellement à proximité de la dorsale (Do)), le géotherme devient adiabatique et le gradient thermique varie peu en fonction de la profondeur. Le géotherme des zones de subduction (Zs; calculé parallèlement au plan de la zone de subduction) est variable en fonction de la vitesse d'enfouissement et de la température (qui diminue avec l'âge) de la lithosphère plongeante (voir figure 17.2).

vertical des roches : le transfert vertical de chaleur se fait par conduction. Au niveau de la zone de subduction, la lithosphère océanique froide s'enfonce dans le manteau chaud. Cependant, elle ne se réchauffe que lentement, car les roches ont une mauvaise conductivité thermique. La majorité des roches ont des conductivités thermiques inférieures à 5 W.m⁻¹.K⁻¹. À titre de comparaison, notons que les valeurs sont nettement plus élevées pour les métaux les plus mauvais conducteurs (entre 20 et 40 pour Ti et Pb) et atteignent plusieurs milliers de W.m⁻¹.K⁻¹ pour les métaux les plus conducteurs (390 pour le Cu ; 4000 pour Ag). En conséquence, les isothermes s'enfoncent dans le manteau et le géotherme se rapproche de l'axe des pressions.

c) Équation du géotherme

La loi de Fourier permet décrire l'équation de la chaleur dans la lithosphère en fonction de la profondeur. Elle indique les variations de la température en un point, en fonction du temps :

$$\partial T / \partial t = A / \rho \cdot Cp + \kappa \nabla^2 T - u \nabla T$$
 (1)

 κ est la diffusivité thermique, A la production de chaleur et u la vitesse de déplacement. ∇^2 est l'opérateur Laplacien : il indique la dérivée seconde de T dans l'espace à trois dimensions. V est le gradient (de T). ρ est la masse volumique, Cp la capacité thermique qui mesure la chaleur nécessaire pour faire augmenter d'un degré la température d'un volume unitaire de roche. Dans le globe, les transferts de chaleur se font dans les trois dimensions.