

# LES MAGMAS : ORIGINE ET DIVERSITÉ

17

CHAPITRE

## MOTS-CLÉS

- ▶ Manteau, croûte continentale, magmas, géotherme.
- ▶ Subduction, dorsale, point chaud, collision continentale.
- ▶ Diagramme de phase, liquidus et solidus, anhydre et hydraté.
- ▶ Fusion partielle, eutectique, ligne cotectique.
- ▶ Décompression adiabatique, panache mantellique, colonne de fusion.
- ▶ Cristallisation fractionnée, diagramme de Harker.
- ▶ Séries magmatiques : tholéiitique, alcaline et calco-alcaline.
- ▶ Zonation des plagioclases, mélanges magmatiques, AFM.
- ▶ MORB, OIB, laves d'arc.
- ▶ Adakite, sanukitoïde, TTG, komatiite.
- ▶ Assimilation-contamination crustale.
- ▶ Coin de manteau, métasomatose.
- ▶ Sagduction, ceintures de roches vertes.

Les roches magmatiques dérivent de la solidification d'un magma. On les appelle encore roches endogènes ou ignées<sup>1</sup>. Le magma est un mélange de cristaux et d'une phase liquide (fluide) en proportions variables suivant les conditions de pression et de température. Il est le plus souvent silicaté (il existe cependant des magmas carbonatés dans des contextes très particuliers de rifts continentaux évoqués au chapitre 15).

Les magmas résultent de la fusion partielle d'une région du manteau ou de la croûte et deviennent des roches magmatiques entièrement solidifiées par refroidissement. La solidification du magma peut se faire à l'intérieur de la lithosphère où le refroidissement est

1. Il est préférable de ne plus utiliser le terme de roche éruptive qui est obsolète et peut prêter à confusion avec celui de roche volcanique.

lent, donnant les **roches plutoniques**, entièrement cristallisées (chapitre 18). Celles-ci n'apparaissent donc à la surface qu'à la faveur des réajustements isostatiques et tectoniques qui remontent les racines des chaînes de montagnes (failles normales, érosion). Les magmas qui atteignent la surface contiennent plusieurs éléments : le liquide silicaté, des cristaux déjà formés lors la remontée, des gaz plus ou moins dissous et éventuellement des enclaves exogènes appelées xénolithes (fragments de manteau, fragments crustaux, etc.). Une fois en surface, le liquide magmatique refroidit rapidement et cristallise partiellement en donnant de petits cristaux (microlites) baignant dans une matrice le plus souvent constituée de verre non cristallisé, tandis que les gaz sont totalement à partiellement échappés. Les roches résultant de cette solidification rapide en surface sont les **roches volcaniques**. Elles peuvent former des édifices volcaniques, les **volcans**, en s'accumulant sur place. Le dynamisme de mise en place des roches volcaniques et les conséquences sur l'environnement sont traités au chapitre 18.

Dans ce chapitre, nous traitons les processus responsables de la genèse et de l'évolution des liquides magmatiques en nous appuyant sur des notions de base de minéralogie (chapitre 16), de pétrologie et de géochimie. Nous abordons la formation des magmas dits primaires, c'est-à-dire issus directement de la fusion partielle d'une roche mère, selon les contextes géodynamiques actuels. Nous examinons ensuite les processus qui expliquent la grande variété des roches magmatiques dérivant de ces magmas primaires. Enfin, le magmatisme actuel sera comparé avec celui du début de l'histoire de la Terre (Archéen).

## 17.1 LE MAGMATISME SUR TERRE : RÉPARTITION GÉODYNAMIQUE ET CAUSES



Voir chap.18

La manifestation la plus évidente en surface du magmatisme est le volcanisme. Ce dernier se répartit sur Terre en trois grands groupes correspondant à des situations géodynamiques très caractéristiques : deux groupes suivent les frontières divergentes et convergentes des plaques et un troisième groupe se trouve principalement en domaine intraplaque, formant des points isolés ou des alignements volcaniques (*fig. 17.1*). La répartition des deux premiers groupes suggère qu'il existe un lien génétique robuste entre la tectonique des plaques et le magmatisme. Dans la partie II, nous avons vu que la tectonique des plaques est elle-même intimement liée à des mouvements convectifs du manteau supérieur qui sont l'expression mécanique de l'évacuation de la chaleur interne du globe. Il en résulte que le magmatisme de la Terre est également une expression des transferts de la chaleur interne. De cette façon, *le magmatisme participe au refroidissement général et inéluctable du globe.*

Après avoir présenté les règles fondamentales de la fusion partielle, nous passerons en revue les modes de genèse des magmas dits primaires selon les différents contextes géodynamiques : dorsales médio-océaniques, zones de subduction, points chauds et collision continentale.

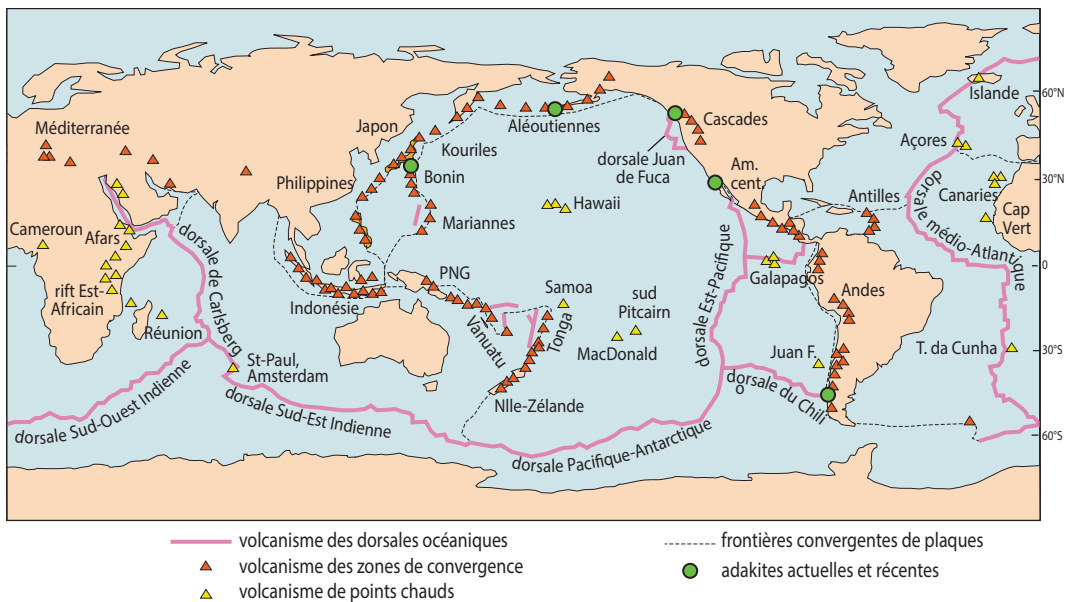


Figure 17.1 Répartition du volcanisme mondial.

La répartition du volcanisme à la surface de la lithosphère reproduit fidèlement celle du magmatisme en profondeur. Seul le magmatisme actuel et récent en contexte de collision n'est pas représenté ici, il se localise au niveau des principales chaînes de montagne.

Voir chap. 15

### 17.1.1 Formation des magmas primaires par fusion partielle

#### a) Notion de liquidus et de solidus

La géophysique nous a appris qu'à part le noyau externe, la Terre est intégralement à l'état solide. Contrairement à certaines représentations erronées mais encore visibles aujourd'hui, il n'existe pas d'assises continues entièrement magmatiques localisées à un niveau particulier du manteau ou de la croûte terrestre. Seule la zone à moindre vitesse marquant la transition lithosphère/asthénosphère (LVZ) se caractérise par la présence d'une très faible proportion de liquide silicaté entre les cristaux de la péridotite, ne dépassant généralement jamais quelques %.

Voir partie II

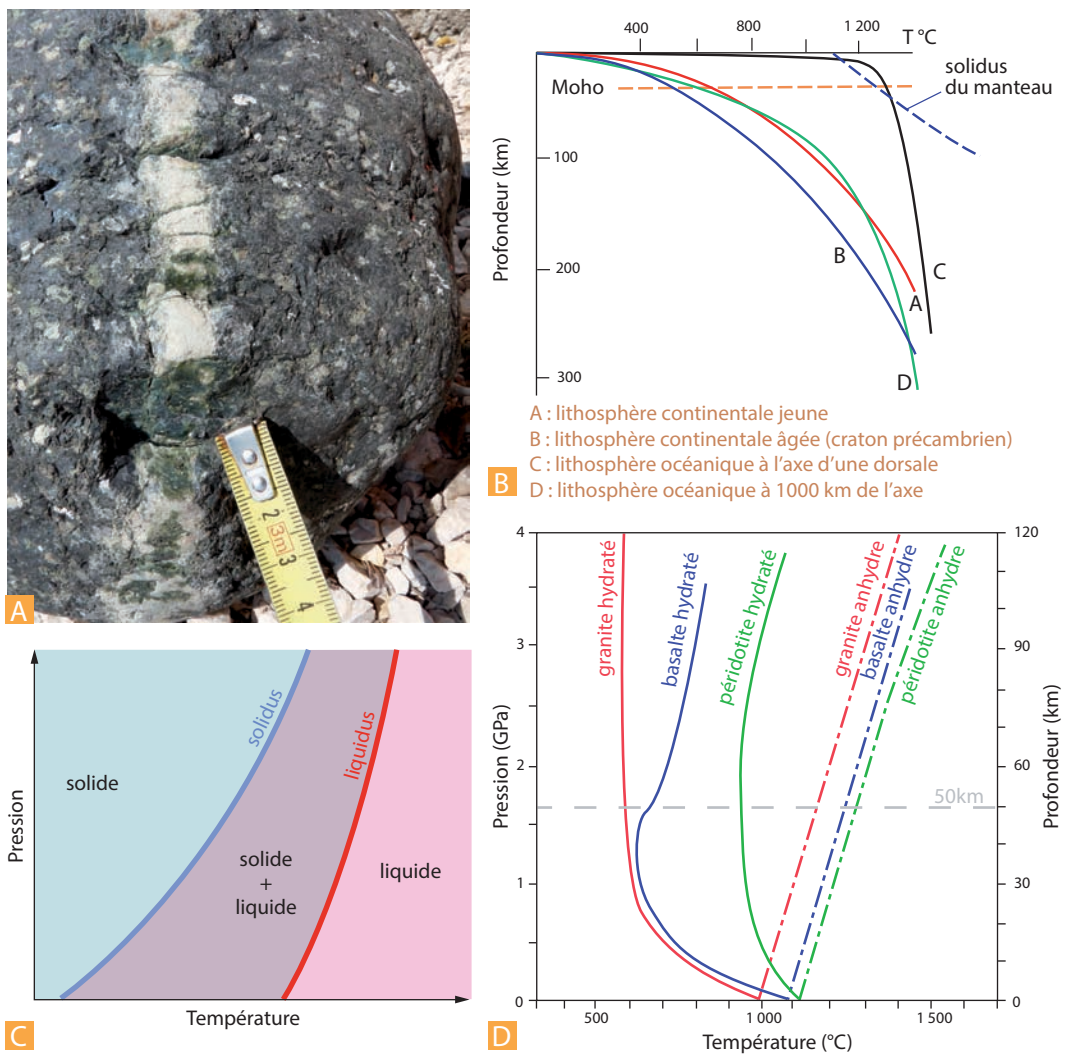
Voir chap. 6 et 8

Toutefois, dans certaines conditions que nous allons examiner, le manteau et la croûte peuvent fondre partiellement de façon suffisante pour donner des volumes significatifs de magmas. Ces magmas peuvent se rassembler pour former, ponctuellement, des volumes conséquents de roches fondues. **Le magmatisme est donc un phénomène ponctuel et non massif à l'échelle de la planète.**

Les mécanismes de fusion partielle des roches sont contrôlés par les conditions de pression et de température. Un corps simple de composition A fond intégralement en donnant à tout instant un corps de composition A, sa fusion est dite **congruente**. Les roches étant des systèmes complexes faits de composants variés (A + B + C + ...), le changement d'état de solide à liquide ne s'opère pas intégralement et simplement. En effet, à pression constante, l'augmentation de température du solide conduit à l'apparition de premières gouttes de liquide dont la composition n'est jamais la composition moyenne du solide initial, on parlera alors de fusion incongruente, puis progressivement le système atteint un état intermédiaire où coexistent du liquide et du solide, c'est le processus de la fusion partielle. Si la température augmente encore, le système passe intégralement à l'état liquide (fig. 17.2). On appelle **liquidus** et **solidus** les courbes qui, dans un diagramme Pression-Température, encadrent le domaine où coexistent liquide et solide. Les températures du solidus et du liquidus dépendent fortement du type de magma (granitique ou basaltique par exemple) et de sa teneur en eau.

## b) Rôle de l'eau

L'eau joue un rôle primordial dans le magmatisme car elle permet d'abaisser les températures du solidus et du liquidus d'un système donné. En d'autres termes, la présence d'eau dans une roche permet de diminuer la température de début de fusion partielle (fig. 17.3). Elle joue un rôle de fondant. Ainsi, à 50 km de profondeur, un granite hydraté peut commencer à fondre à ~ 600 °C contre ~ 1 100 °C s'il est anhydre et un basalte hydraté fond partiellement à ~ 650 °C alors qu'il faut atteindre une température de ~ 1 250 °C s'il est anhydre. Enfin, la fusion d'une péridotite hydratée commence à ~ 950 °C alors que la fusion anhydre ne commencera qu'à ~ 1 275 °C (fig. 17.2). L'eau peut ainsi abaisser la température du solidus des roches de 500-600 °C. Cet abaissement de température est lui-même fortement dépendant de la composition du magma, de la teneur en eau et des conditions pression-température, c'est-à-dire de la profondeur à laquelle se trouve la roche (fig. 17.2).



**Figure 17.2** Fusion des roches et diagrammes de phase.

**A.** Cette péridotite serpentinisée des ophiolites du Cap Corse est un fragment de manteau supérieur. Elle nous montre un filon clair riche en plagioclases qui provient de la cristallisation de jus magmatiques primaires produits *in situ* par la fusion du manteau. Observez les nombreux clinopyroxènes aux faces brillantes. Photo : Y. Lagabrielle.

**B.** Quelques géothermes terrestres caractéristiques (*modifié d'après C. Nicollet*). L'augmentation de T avec la profondeur n'est pas linéaire. Les courbes (géothermes) sont toutes des paraboles dont la forme dépend de l'âge et de la nature de la lithosphère concernée. Le gradient continental moyen est de 30 °C par km.

**C.** Diagramme de phase d'un système silicaté anhydre.

**D.** Courbes de solidus anhydres et hydratés des principales roches silicatées représentant les grands réservoirs terrestres. Granite : croûte continentale, basalte : croûte océanique, péridotite : manteau. La ligne à 50 km de profondeur est utilisée dans le texte à titre de comparaison des températures de solidus des différents systèmes silicatés. À noter que l'eau abaisse drastiquement la température de fusion des roches silicatées.

À propos des unités de pression : le pascal est l'unité SI de contrainte et de pression valant 1 Newton (N) par m<sup>2</sup>. Un GPa vaut 10<sup>9</sup> Pa. 10<sup>5</sup> Pa valent 1 bar. 1 kbar vaut 0,1 GPa, soit environ 3 km d'enfouissement.

Les trois grands réservoirs terrestres constituant les sources potentielles des magmas sont le manteau (roche principale = péridotite), la croûte continentale (roches principales = granitoïdes (au sens large) plus ou moins métamorphisés) et la croûte océanique (roches principales = basalte et gabbros). Nous verrons en fait que la source principale des magmas sur Terre est très largement le manteau. Occasionnellement dans des contextes géodynamiques particuliers, il peut s'agir de la croûte continentale. Ce n'est que très rarement, dans la Terre actuelle, que la croûte océanique participe directement à la genèse des magmas. Avant d'étudier chaque contexte géodynamique plus en détail et de comprendre comment les magmas se forment dans chacun d'eux, nous examinons quelles sont les différentes voies permettant de faire fondre partiellement la source magmatique principale : le manteau.

### c) Divers contextes de la fusion partielle du manteau

Le géotherme est la courbe traduisant l'augmentation de la température avec la profondeur. Cette courbe prend diverses formes selon qu'on se situe sous un continent, sous un océan ancien, sous un océan jeune ou à l'axe d'une dorsale (*fig. 17.2*). Si l'on suit le géotherme mantellique dans la plupart des situations sur Terre, le manteau apparaît dans des conditions de pression et de température qui le placent sous le solidus anhydre. Cela signifie que, dans ses conditions normales de pression et de température, le manteau est à l'état solide (*fig. 17.3*).

Pour initier la fusion partielle, il faut que le manteau puisse franchir son solidus (*fig. 17.2*). Trois voies extrêmes sont possibles : l'augmentation pure de la température à pression constante, la diminution pure de la pression à température constante et l'hydratation du manteau qui, nous l'avons vu, change la courbe de solidus (solidus hydraté). Dans la nature, toutes les possibilités intermédiaires sont également envisageables. Arrêtons-nous sur les trois possibilités principales.

#### ➤ 1. Fusion partielle du manteau par diminution pure de pression

Cela se produit si le manteau remonte rapidement en minimisant son refroidissement par échange de chaleur avec le manteau environnant traversé. La cinétique de remontée limite fortement l'équilibre thermique. Ces conditions permettent au manteau remontant vers de faibles profondeurs de conserver une température quasi constante. Il franchit donc le solidus anhydre par **décompression adiabatique** c'est-à-dire sans échange de chaleur, mais sa température interne peut toutefois diminuer légèrement (*fig. 17.3*).

#### ➤ 2. Fusion partielle du manteau par augmentation de température

Cela se produit si une source de chaleur importante permet d'augmenter la température du manteau à pression constante. Les sources de chaleur sont en général représentées par du manteau profond ascendant. Ces remontées de manteau profond s'observent dans le cas des panaches mantelliques. La température du manteau traversé par le panache augmente très localement à son contact, lui permettant parfois de franchir le solidus anhydre. Mais de façon largement dominante, dans de telles conditions c'est principalement le manteau d'origine profonde qui fond partiellement par décompression adiabatique (voir les températures du manteau dans et autour des panaches sur les figures 17.3 et 17.10).

► 3. Fusion partielle du manteau par hydratation

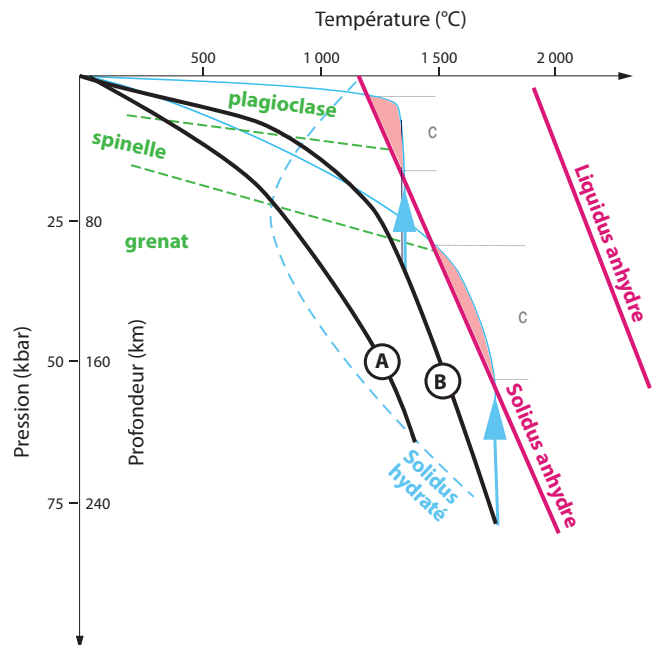
Initialement et dans la grande majorité de son volume, le manteau est quasi anhydre ( $H_2O \sim 0,1\%$  massique). Sa fusion partielle n'est donc possible que s'il franchit son solidus anhydre, ce qui suppose des températures très élevées, rarement atteintes dans le globe. Cela explique que le manteau est aujourd'hui quasiment entièrement solide.

Toutefois, certains contextes géodynamiques permettent d'amener de l'eau en quantité suffisante dans le manteau, modifiant son solidus (courbe de solidus hydraté). La fusion partielle est alors possible sans que les conditions de pression et de température ne changent. Dans ce cas le géotherme n'est pas modifié, c'est le solidus qui est modifié.

Figure 17.3 Diagramme de phase du manteau.

Les courbes du géotherme mantellique A (sous un continent) et B (sous un océan) sont indiquées dans ce diagramme. À noter que les deux voies principales menant à la fusion partielle du manteau sont : 1) la décompression adiabatique (flèches bleues verticales), qui permet de franchir le solidus anhydre à faible profondeur (~ 40 km) au niveau des dorsales médio-océaniques et à plus grande profondeur pour les points chauds (200-150 km) ; 2) l'hydratation du manteau, qui abaisse la température du solidus (solidus anhydre devient solidus hydraté). Cela s'observe typiquement au niveau des zones de subduction.

C : Colonne de fusion partielle.



### 17.1.2 Quels magmas primaires par fusion du manteau ? Notion de minimum eutectique

Le manteau est principalement formé de roches ultrabasiques (> 90 %) constituées d'olivine, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'une phase alumineuse (< 10 %) représentée par le plagioclase, le spinelle ou le grenat, selon la pression. Le plagioclase est la forme de basse pression, le grenat la forme de haute pression (fig. 17.3). La classification des roches ultrabasiques est fondée sur les proportions en ces différentes phases minérales majeures. Les périclites comprennent en majorité les olivines (périclites) et les pyroxènes dominent dans les pyroxénites (voir la composition du manteau dans les chapitres 6, 8, et fig. 17.4). Dans le manteau, les roches les plus communes sont les périclites. On y distingue les lherzolites s'il y a plus de 10 % de clinopyroxène et les harzburgites s'il y a moins de 10 % de clinopyroxène. Le clinopyroxène étant plus fusible que l'orthopyroxène et que l'olivine, il fond majoritairement lors de la fusion partielle du manteau lherzolitique. En conséquence :



La harzburgite correspond alors au résidu de fusion partielle d'une lherzolite. Si la fusion est poussée à son extrême, le clinopyroxène sera intégralement consommé et l'orthopyroxène deviendra alors la phase qui fondra majoritairement, permettant ainsi à l'olivine ne fondant que partiellement de se concentrer dans le résidu de fusion formant une dunite résiduelle (fig. 17.4). **Retenons que dans le cas de la fusion partielle du manteau, on n'atteint jamais le liquidus car il reste toujours une phase solide.**

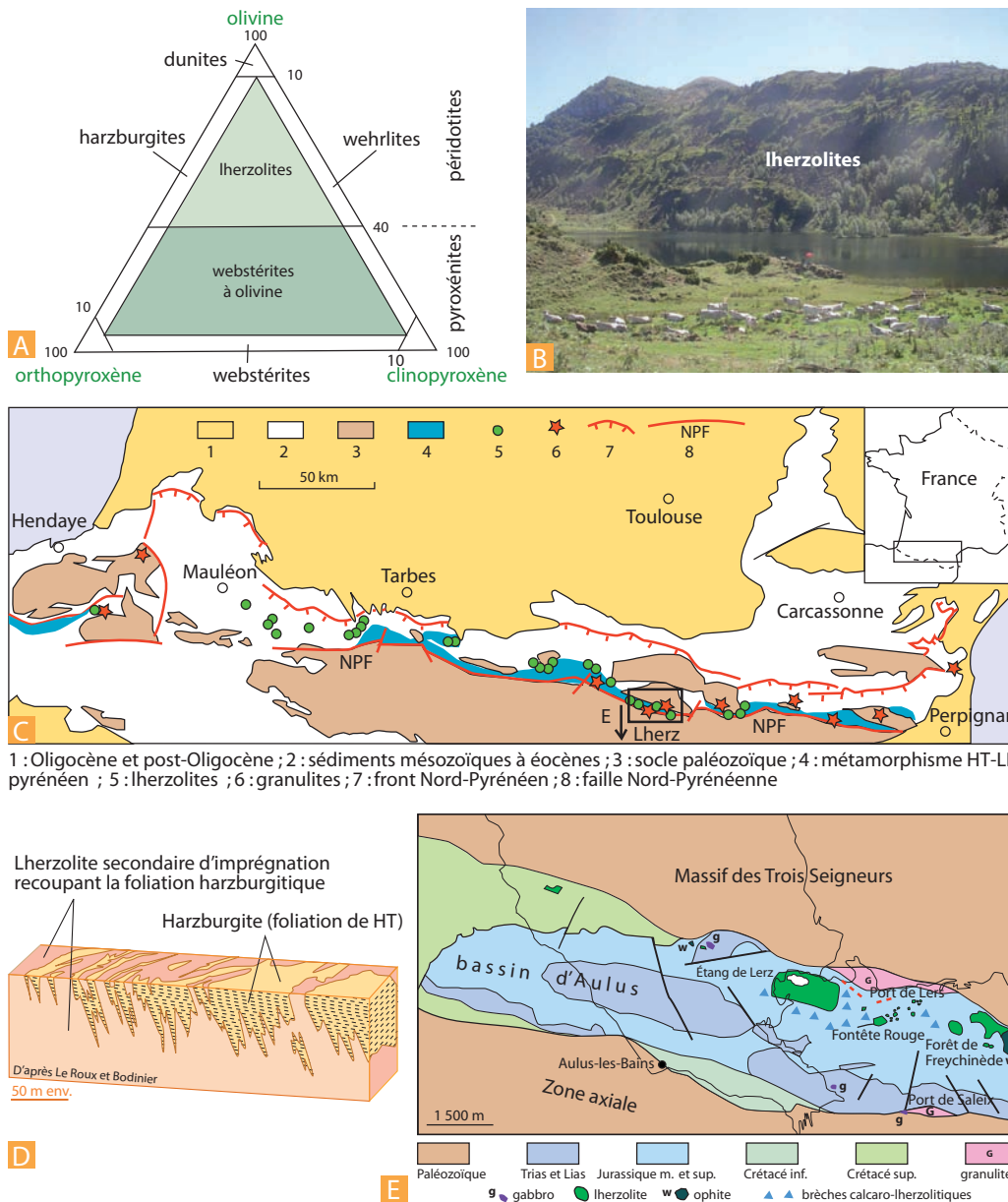


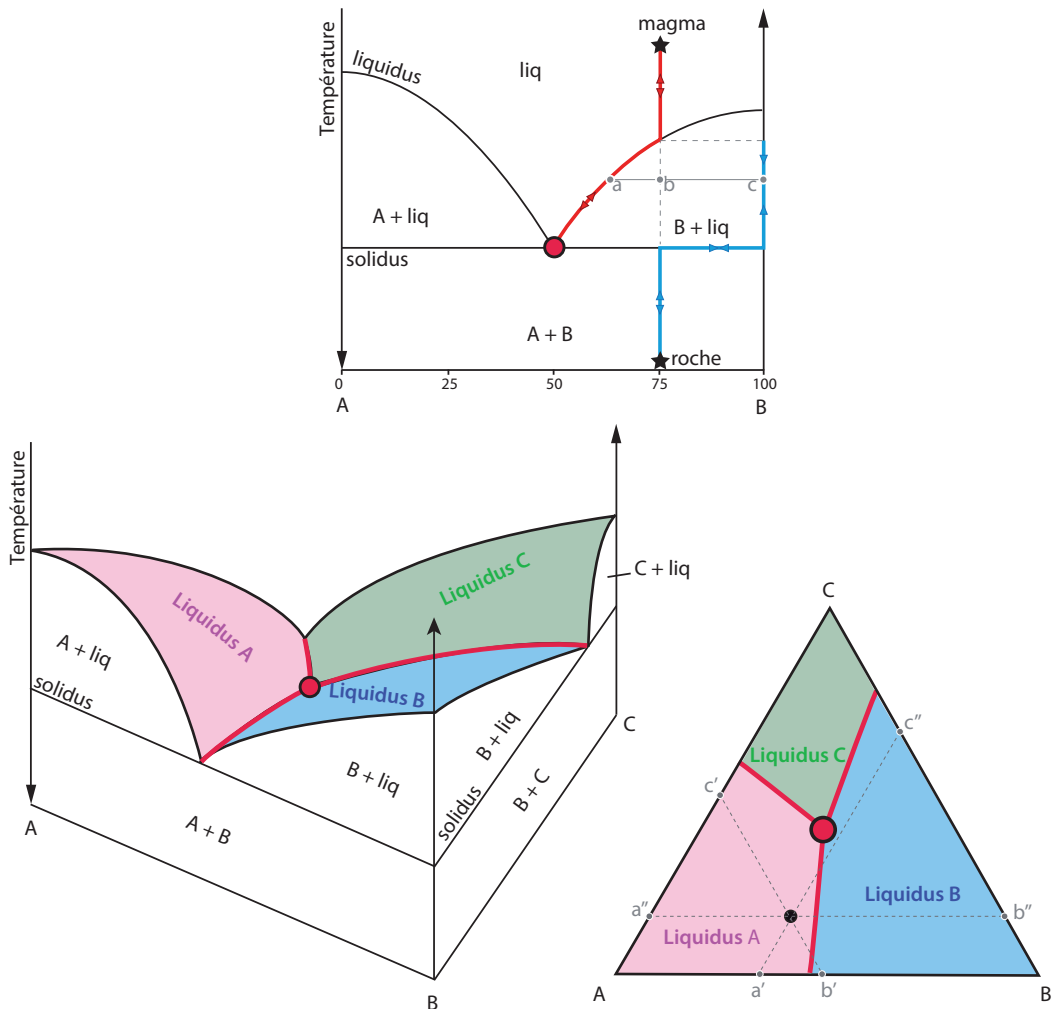
Figure 17.4 Les roches ultrabasiques.

**A.** Classification des roches ultrabasiques. La flèche rouge correspond à l'évolution de la composition du résidu de fusion partielle d'une lherzolite. **B.** Vue sur l'étang de Lherz dans la zone Nord-Pyrénéenne (ZNP). Les péridotites de la ZNP ont été mises à l'affleurement lors de l'extension albo-cénomaniennne puis incorporées dans la chaîne lors de l'inversion, à l'Éocène. Photo : Y. Lagabrielle. **C.** Localisation des pointements de péridotites dans la chaîne des Pyrénées. **D.** Relations entre lherzolites et harzburgites dans le massif de Lherz. Les harzburgites représentant le manteau appauvri sous-continentale ont été imprégnées par des magmas issus de la fusion partielle locale, lors de leur remontée en conditions lithosphériques. Cette imprégnation a pu se dérouler lors de l'évolution post-varisque. **E.** Carte géologique montrant le mode de gisement des lherzolites de l'étang de Lherz. Toute la série mésozoïque est affectée par le métamorphisme de HT datant de l'épisode du rifting pyrénéen (entre 350 et 550 °C).

Voir chap.15

Attention : les lherzolites infra-continentales des chaînes de montagne (Lherz, Ronda) et des ophiolites alpines (Lanzo, Chenaillet, Corse) ne sont plus considérées comme des roches primitives. Il ne s'agit pas de manteau qui a peu fondu. Ces roches dérivent en effet d'un manteau appauvri harzburgitique transformé en lherzolite par imprégnation de magmas issus de la fusion partielle, dans des conditions lithosphériques. Cette refertilisation s'effectue par cristallisation de nouveaux minéraux (cpx, pl...) lors de la remontée du manteau sous un rift préorogénique (cas des Pyrénées), en pied de marge continentale passive ou sous l'axe d'un ancien océan (cas des Alpes). Ces péridotites sont dites **imprégnées** ou **refertilisées**.

On constate que la composition du magma primaire issu de la fusion partielle d'une péridotite pour des taux de fusion classiquement observés (5-20 %) correspond systématiquement à celle d'un basalte. Nous nous attardons sur cet aspect fondamental du processus et sur ses conséquences géologiques.



**Figure 17.5** Diagramme de phase binaire A-B et ternaire théorique A-B-C.

Le trajet bleu le long du solidus représente la composition du solide et le trajet rouge le long du liquidus représente la composition du liquide en fonction de la température.

**1. Diagramme A-B.** Une roche composée de 75 % du composant solide B et 25 % du composant solide A est le point de départ. On augmente sa température jusqu'à arriver à l'eutectique du système

qui a une composition 50 % A et 50 % B (point rouge). À la température de l'eutectique, la roche commence à fondre (liquidus franchi) et la première goutte de liquide a la composition de l'eutectique. La composition du liquide formé reste identique jusqu'à ce que tout le composant A soit passé à l'état liquide et la température reste constante. Puis, si la température augmente encore, la composition du liquide évolue en suivant le liquidus vers la droite. On obtient alors un mélange : liquide + B<sub>solide</sub>. La composition du liquide évolue car il s'enrichit en B qui fond. À 100 % de fusion, la composition du liquide a finalement la composition de la roche initiale. Le taux de fusion partielle à un stade donné est quantifiable grâce à la règle du levier :  $[bc]/[ac] = \% \text{ de liquide} = \text{taux de fusion}$ . Le diagramme se lit également à température décroissante. On part d'un magma de composition 75 % B<sub>liquide</sub> + 25 % A<sub>liquide</sub> qu'on fait refroidir. Il subit la cristallisation. En arrivant sur le liquidus, la phase B commence à cristalliser et le liquide évolue vers la composition de l'eutectique. Une fois à l'eutectique, A commence à cristalliser dans les proportions 50 % A + 50 % B. Une fois que tout est cristallisé, les proportions globales de solide sont 75 % B et 25 % A, ce qui représente la composition de la roche finale issue de 100 % de cristallisation du magma. Le taux de cristallisation peut être obtenu à tout moment par la règle du levier ( $[ab]/[ac] = \% \text{ de solide (B ici)} = \text{taux de cristallisation}$ ).

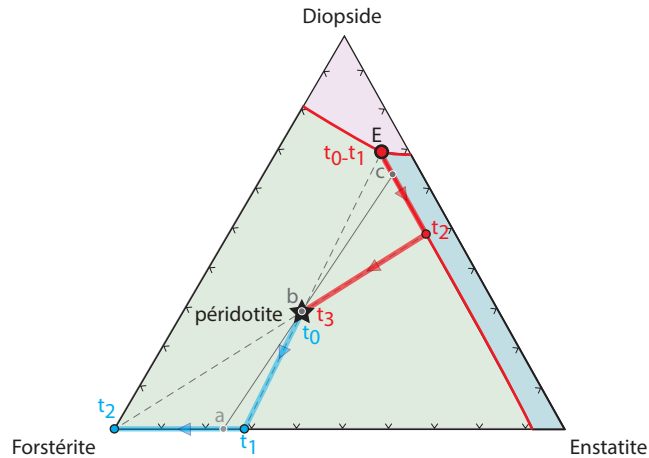
**2. Diagramme A-B-C (en 3D).** On rajoute un composant au système qui devient plus complexe et plus proche des systèmes naturels. On combine alors 3 diagrammes binaires (A-B, A-C et B-C). Les eutectiques de chaque système se transforment en vallées cotectiques (courbes rouges) qui convergent vers l'eutectique du système ternaire (point rouge). Pour des questions de représentation graphique, il est plus simple d'utiliser la projection du diagramme selon le plan A-B-C (en 2D).

**Comment lire un diagramme ternaire A-B-C (en 2D).** Détermination des coordonnées du point noir dans le diagramme A-B-C (2A). Au sommet A : il y a 100 % de A et 0 % de B et C. Sur le segment [BC], il y a 0 % de A et 100 % de B + C. En prenant les droites parallèles à (BC), par exemple (b'c'), il est possible de connaître les proportions en % de A. En effet,  $\% A = [Cc']/[AC] = [Bb']/[AB]$ . La même chose peut être faite avec B et C :  $\% B = [Cc'']/[BC] = [Cc']/[AC]$  et  $\% C = [Aa'']/[AC] = [Bb'']/[BC]$ . Toujours vérifier que  $\% A + \% B + \% C = 100 \%$ .

Nous l'avons dit, les systèmes pétrologiques sont complexes. Il ne s'agit pas de compositions monominérales. Dans le cas du manteau, on peut simplifier ce système en un assemblage à trois composantes : olivine-clinopyroxène-orthopyroxène (Ol-Cpx-Opx). Lors du début de fusion, ces trois composants ne fondent pas dans les mêmes proportions. Une phase minérale fond d'abord de façon majoritaire, de sorte que la composition de la première goutte de liquide apparue n'a pas la composition de la roche totale de départ. On dit que la fusion est *incongruente*. Dans le cas du manteau, c'est le clinopyroxène qui fond majoritairement en premier. Il existe un minimum thermodynamique nommé **eutectique** qui correspond à la composition du premier liquide apparu à la température minimum de début de fusion (fig. 17.3). Pour le manteau, ce minimum eutectique possède une composition basaltique, pour la croûte continentale, le minimum a la composition de type granite et pour la croûte océanique, la composition de l'eutectique est celle d'une tonalite (granite pauvre en potassium). Ce qui implique que les magmas primaires formés par fusion partielle des enveloppes solides terrestres sont globalement de composition basaltique, granitique ou tonalitique. Les processus magmatiques permettent dans un second temps de diversifier les compositions des magmas produits sur Terre, ce qui sera détaillé dans la section 17.2 de ce chapitre.

La composition de l'eutectique d'un système donné change avec la pression, aussi les premiers liquides basaltiques formés par fusion partielle du manteau péridotitique ont-ils des compositions sensiblement différentes selon la profondeur de fusion (fig. 17.16 et fig. 17.29).

Le principe de la fusion incongruente et la notion d'eutectique sont détaillés dans la figure 17.5 montrant des diagrammes de phases liquide/solide pour des systèmes à deux ou trois composantes. Ces diagrammes permettent de lire les variations de composition des phases solides et liquides durant la fusion (à température croissante) ou durant la cristallisation (à température décroissante).



**Figure 17.6** Diagramme de phase diopside-enstatite-forstérite (pression = 20 kbar ; Yoder, 1976).

Une roche du manteau (péridotite) est constituée à plus de 90 % d'une association d'olivine (forstérite) + clinopyroxène (diopside) + orthopyroxène (enstatite). Ici la péridotite a une composition de 29 % diopside + 27 % enstatite + 44 % forstérite, il s'agit d'une Iherzolite (fig. 17.4). On suit l'évolution des températures croissantes de  $t_0$  à  $t_3$ .

Trajet rouge = évolution de la composition du liquide et trajet bleu = évolution de la composition du résidu de fusion (solide) lors de la fusion de 0 % à 100 % de la péridotite.

**$t_0$**  : lorsque la température de solidus est franchie, la première goutte de liquide apparaît avec la composition de l'eutectique (E). La composition du liquide (en rouge) sera celle de l'eutectique tant que tout le diopside n'a pas fondu. La composition du solide (le résidu de fusion, en bleu) évolue depuis celle de la péridotite initiale (à  $t_0$ ) vers une composition sans diopside car celui-ci a intégralement fondu (à  $t_1$ ).

**$t_1$**  : le diopside de la péridotite a intégralement fondu, la composition du liquide évolue le long de la vallée cotectique en direction de  $t_2$ . Sur la vallée cotectique il y a du liquide + enstatite + forstérite. Le résidu de fusion quant à lui a, en  $t_1$ , une composition de 72 % forstérite + 28 % enstatite et va se diriger vers le point  $t_2$ , car la fusion consomme de l'enstatite. Le résidu de fusion a la composition d'une harzburgite (fig. 17.4).

**$t_2$**  : toute l'enstatite a fondu, il ne reste donc que de la forstérite comme phase solide. La composition du liquide va alors évoluer le long du liquidus dans le champ de la forstérite (zone verte) en direction de  $t_3$  qui correspond à la composition de la péridotite initiale. Le résidu de fusion quant à lui a une composition constante, c'est-à-dire 100 % forstérite, il s'agit d'une dunite (fig. 17.4) jusqu'à ce que toute la forstérite soit fondue ( $t_3$ ).

**$t_3$**  : toute la péridotite a fondu (100 % de fusion). Il n'y a donc plus de résidu de fusion solide dans le système.

**Détermination du taux de fusion partielle sur ce diagramme** : la méthode est exactement la même que celle vue dans le diagramme binaire A-B de la fig. 17.5, principe du levier. Taux de fusion = % liquide =  $[ab]/[ac]$ .

### 17.1.3 Formation des magmas primaires en contexte de dorsale médio-océanique

Les dorsales médio-océaniques se trouvent au niveau des branches ascendantes de cellules de convection qui animent le manteau supérieur (fig. 17.7). Par conséquent, **les conditions de fusion partielle par décompression adiabatique sont réalisables**. Les basaltes de rides médio-océaniques (MORB : *Mid-Oceanic Ridge Basalt*) formés ont des compositions géochimiques bien particulières assez homogènes, avec un appauvrissement en éléments incompatibles et des rapports en isotopes radiogéniques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,703$ ) typiques du manteau supérieur appauvri comme source magmatique. Les

 Voir chap. 5, fig. 17.8

conditions de pression et de température du manteau supérieur font que le solidus anhydre est franchi à des profondeurs de l'ordre de 40 km (*fig. 17.2 et fig. 17.3*) la fusion partielle qui s'étale le long d'une colonne de manteau (*fig. 17.2*) atteint des taux de fusion partielle classiquement de 15 à 20 %. Il est important de noter comme nous l'avons dit plus haut que le manteau est en première approximation anhydre. Il contient en fait un peu d'eau, mais dans des proportions très faibles. Quoiqu'il en soit, sa fusion par décompression adiabatique ne fournit que des basaltes ayant de faibles teneurs en eau (<0,5 % massique).

1. magmas des points chauds océaniques et continentaux (panaches profonds issus de la couche D")

1'. magmas des points chauds superficiels naissant à la transition manteau inférieur-manteau supérieur

2. magmas des dorsales et des bassins arrière-arc

3. interaction panache/dorsale

4. magma des zones de subduction

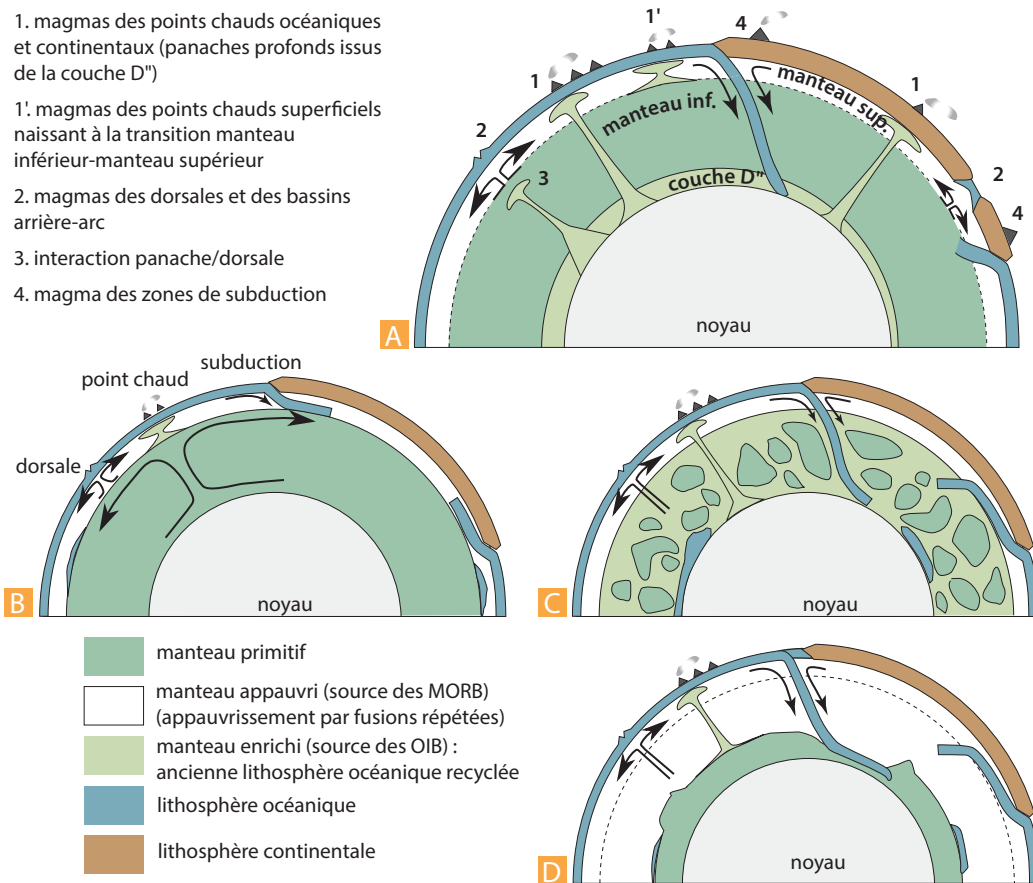


Figure 17.7 Origine des magmas et modèles de convection mantellique.

**A.** Lieux de genèse des principaux types de magmas issus de la fusion partielle des péridotites du manteau.

**B à D.** Trois modèles possibles de convection du manteau fondés sur la géophysique et la géochimie (parmi de nombreux autres possibles). **B.** Convection à deux couches (manteau supérieur appauvri et manteau inférieur primitif), les plaques sont confinées au manteau supérieur, le manteau inférieur convecte pour son propre compte. Noter le couplage thermique possible entre la convection profonde et un point chaud de manteau supérieur. **C.** Convection impliquant l'ensemble du manteau (subduction des plaques jusqu'à la couche D'' d'un côté, remontée par les panaches et les dorsales de l'autre). Des masses isolées de manteau primitif sont prises dans la convection d'un manteau inférieur de type OIB (lithosphère recyclée, source des basaltes de point chaud). **D.** Convection à deux couches, mais la couche inférieure est une couche profonde de manteau primitif. Les plaques traversent la limite manteau inférieur-manteau supérieur qui n'apparaît pas comme une frontière majeure de la convection. Une partie du manteau inférieur est considérée comme d'origine primitive. (*B à D, modifié de Albarède, 2000 et Albarède, 2001.*)

## Encart 17.1 – Les MORBs : une seule source, mais une famille pourtant hétérogène

Les MORB-N (MORB-normaux) très fréquents, présentent un appauvrissement en éléments les plus incompatibles, expression du caractère appauvri du manteau supérieur, source de ces basaltes. On dénomme ce manteau le DMM (*depleted MORB mantle*). Dans la nature, la composition des MORBs peut présenter une certaine hétérogénéité (*fig. 17.8*). Dans le cas des dorsales médio-océaniques à proximité de points chauds, des interactions sont possibles entre le manteau supérieur appauvri et le matériel mantellique profond non appauvri en

éléments incompatibles (manteau primitif), qui remonte dans les panaches mantelliques. Dans ces cas, selon le degré d'interaction, il est possible d'obtenir des MORB anormalement enrichis en éléments incompatibles (*fig. 17.8*) : MORB-E pour les MORB-enrichis, MORB-I pour les MORB-intermédiaires entre MORB-N et MORB-E et enfin les MORB-T pour MORB-transitionnels qui sont intermédiaires entre des MORB et des OIB (*Oceanic Island Basalts*) dont l'origine est le manteau des panaches (voir ci-après).

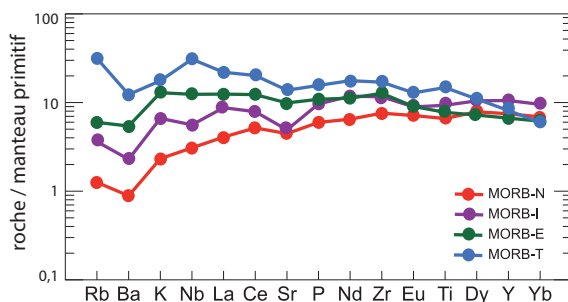


Figure 17.8 Diagramme multiélémentaire des différents types de MORB.

MORB-N : MORB-Normal ; MORB-I : MORB-Intermédiaire ; MORB-E : MORB-Enrichi ; MORB-T : MORB-Transitionnel.

### 17.1.4 Formation des magmas primaires en contexte de point chaud

Voir fig. 17.7 et chap. 5, 8 et 10

Voir chap. 5 et fig. 17.9

Un point chaud est la manifestation en surface de l'activité d'un panache mantellique remontant du manteau profond. La géochimie des basaltes d'îles océaniques (OIB : *Oceanic Island Basalt*), formés dans les contextes de point chaud intraplaque océanique, montre un enrichissement en éléments les plus incompatibles et des rapports d'isotopes radiogéniques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,703-0,705$ ) témoignant classiquement d'un manteau source non appauvri que l'on appelle encore manteau primitif. Les modèles géochimiques indiquent que ce manteau primitif n'est présent que dans le manteau inférieur. **Le matériel mantellique remontant à l'état solide de façon suffisamment rapide subit une décompression adiabatique.** Le manteau inférieur qui est à une température initiale plus élevée que le manteau supérieur source des MORB, franchira le solidus anhydre des péridotites à des pressions plus importantes (*fig. 17.3*). Ainsi la fusion partielle du panache mantellique débute en général entre 200 et 150 km de profondeur (*fig. 17.10*) et les taux de fusion sont classiquement de 5 à 15 %. La fusion échantillonne le panache sur une colonne de manteau plus importante que ne le fait la fusion sous les dorsales.

Comme pour les MORB, les magmas primaires formés en contexte de point chaud sont issus de la fusion d'un manteau relativement anhydre. Ce qui implique que les magmas primaires en contexte de point chaud présentent eux aussi des teneurs en eau faibles (<0,5 % massique). Tout comme au niveau des dorsales, il est important de noter que la fusion partielle se produit tout au long d'une colonne de manteau, jusqu'à ce que le géotherme recoupe le solidus dans l'autre sens (*fig. 17.2*).

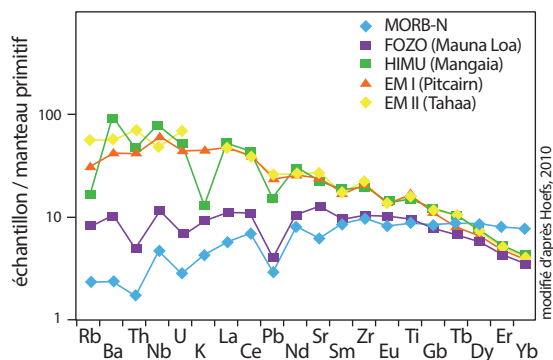


Figure 17.9 Diagramme multiélémentaire des différents OIBs.

Les différents pôles mantelliques identifiés sont : HIMU : manteau principalement affecté par le recyclage de la croûte océanique ; EMI : manteau principalement affecté par le recyclage de sédiments océaniques ; EMII : manteau principalement affecté par le recyclage de matériel continental. FOZO : Focal Zone, correspond à des compositions de basaltes entre les 4 pôles mantelliques HIMU, EMI, EMII et DMM (*depleted MORB mantle* soit le manteau appauvri source des MORBs).

Dans la nature, la composition des OIBs peut présenter une certaine complexité. Les rapports en isotopes radiogéniques et les teneurs en éléments traces des OIB (fig. 17.9) permettent de les regrouper en différentes catégories qui reflètent des sources mantelliques sensiblement différentes. La zone compositionnelle dans laquelle se retrouve l'ensemble des OIBs est la FOZO (FOcal ZONE), qui est délimité par les 4 grands pôles mantelliques décrits au chapitre 5 : HIMU, EMI, EMII et DMM (fig. 17.9). Cette complexité mantellique est directement liée au mode de convection et au recyclage de matériel lithosphérique dans le manteau (fig. 17.7).

Voir chap. 5

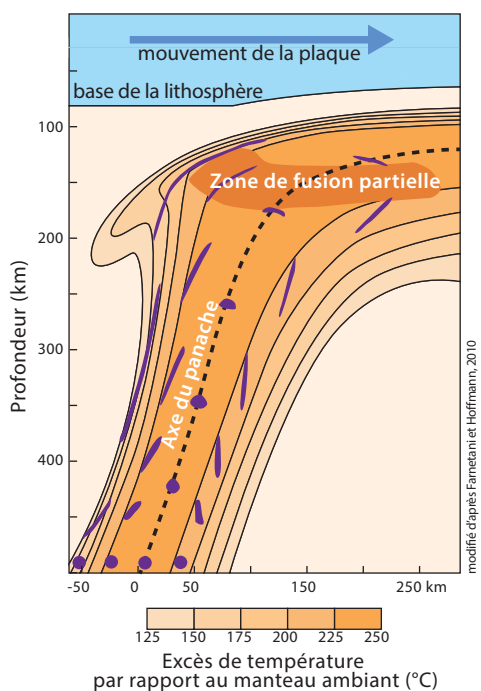


Figure 17.10 Modèle de panache contenant de petits domaines hétérogènes (de l'ordre de 10 km de long initialement : en violet) se déformant lors de son ascension.

À noter que la remontée adiabatique provoque la fusion partielle principale du manteau ascendant vers 150 km de profondeur.

### 17.1.5 Formation des magmas primaires en zone de subduction

Une zone de subduction, qui correspond à un mouvement mantellique descendant (fig. 17.7) est caractérisée par l'enfoncement d'une lithosphère océanique sous une lithosphère océanique plus jeune ou une lithosphère continentale. La lithosphère en cours de subduction est relativement froide par rapport au manteau environnant et voit alors sa température et surtout sa pression augmenter à mesure qu'elle s'enfonce. La lithosphère océanique qui était relativement anhydre lors de sa formation (composition de MORB) a été par la suite sujette à une hydratation importante liée à l'altération hydrothermale se produisant à proximité des dorsales médio-océaniques et dans les plaines abyssales. La croûte océanique entrant en subduction comporte donc, en plus de phases minérales classiques héritées du magmatisme (olivine, pyroxène, plagioclase) et du verre, des phases minérales hydratées (argiles, serpentines, amphiboles, talc, chlorites, etc.) héritées du métamorphisme et de l'altération hydrothermale océaniques. Elle est également couverte de sédiments océaniques susceptibles eux aussi de fournir des fluides hydratés, voire de fondre.

Voir chap. 11

Voir chap. 12

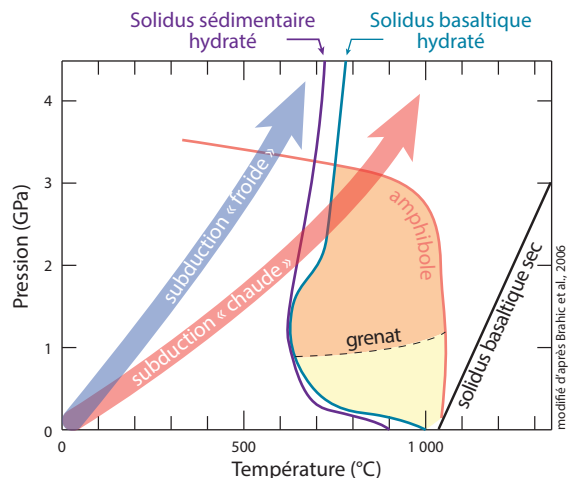
Voir fig. 4.3

Le gradient géothermique classique d'une zone de subduction actuelle impose, lors de l'enfouissement de la lithosphère océanique dans le manteau, la déstabilisation des phases hydratées de la croûte et des sédiments (chlorites, amphiboles par exemple) par métamorphisme (fig. 17.11). Après déshydratation, c'est le solidus anhydre que la croûte océanique devrait franchir pour fondre partiellement, ce qui est impossible dans les conditions de subduction actuelles classiques (fig. 17.11). Cela implique que dans la plupart des cas sur Terre aujourd'hui, les magmas primaires des zones de subduction ne viennent pas de la fusion partielle de la croûte océanique subduite. Les exceptions se trouvent là où de la lithosphère très jeune ou des dorsales passent dans la subduction. Des exemples actuels et passés se trouvent autour du point triple du Chili, en Basse Californie, au niveau des Aléoutiennes, de l'Alaska et du Japon (fig. 17.11).

**Figure 17.11** Devenir de la lithosphère océanique en subduction.

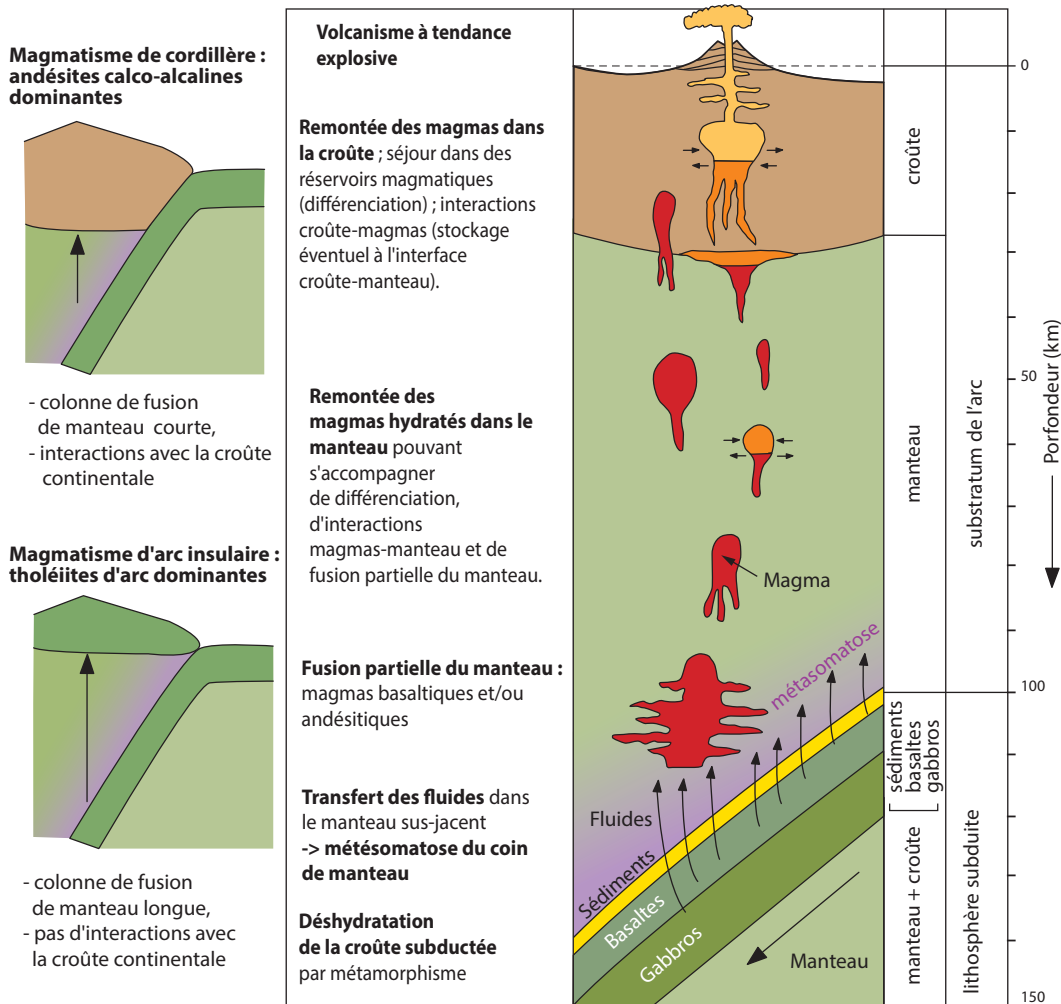
*Gradient géothermique froid* : la lithosphère sort du champ de stabilité de l'amphibole, ce qui entraîne la déshydratation de la croûte océanique subduite et jamais sa fusion partielle.

*Gradient géothermique « chaude »* : la lithosphère franchit en premier les solidus hydratés des sédiments et du basalte, ce qui entraîne la fusion partielle des sédiments et de la croûte océanique subduits, avant qu'il n'y ait déshydratation.



En revanche, la déstabilisation des phases hydratées lors des changements de pression et de température de la lithosphère subduite permet à des fluides (classiquement ~ 60 % H<sub>2</sub>O, ~ 30 % Na<sub>2</sub>O, ~ 10 % K<sub>2</sub>O et une grande variété d'autres éléments en moindre quantité) de s'échapper de la lithosphère en cours de déshydratation et de se concentrer dans le coin de manteau de la plaque supérieure, susjacent (fig. 17.12). La minéralogie du coin de manteau se trouve alors modifiée avec apparition de phases hydratées (un mica magnésien, la phlogopite par exemple). Cette réaction fluide-roche s'appelle la **métasomatose**. Ce processus implique finalement que le manteau s'hydrate à mesure que la subduction évolue. Par conséquent, le manteau peut fondre partiellement lorsque le solidus hydraté de la péridotite croise le géotherme du coin de manteau. **Ainsi les magmas primaires en zone de subduction sont issus de la fusion partielle hydratée du coin de manteau métasomatisé par les fluides de subduction.**

La contribution des fluides provenant de la déshydratation de la croûte océanique dans la fusion du coin de manteau sous les arcs est donc universellement admise. On discute aujourd'hui de l'importance d'une autre contribution possible, la fusion directe des sédiments océaniques subduits. Celle-ci pourrait fournir des liquides magmatiques riches en éléments incompatibles et capables d'interagir avec le coin de manteau. Selon les cas, cette contribution pourrait être importante. Elle expliquerait une partie de la grande diversité des magmas d'arc.



**Figure 17.12** Schéma de formation et de transfert des magmas en contexte de subduction.

Lors de son enfouissement dans le manteau, la lithosphère océanique subit un métamorphisme induisant une déstabilisation des phases hydratées (déshydratation de la lithosphère subduite). Les fluides permettent la métasomatose du coin de manteau, entraînant sa fusion hydratée. Le magma en remontant vers la surface interagit avec le manteau et la croûte, ce qui peut induire de la différenciation, de la contamination/assimilation crustale et des mélanges magmatiques. En domaine continental, les processus crustaux sont dominants et sont à l'origine du cortège varié des magmas de la série calco-alcaline. En contexte de subduction sous-océanique, sans interactions avec la croûte continentale, on conserve la tendance tholéiitique. Plus de détails sont discutés dans la partie 17-2.

L'eau ayant un comportement incompatible lors des processus magmatiques, se concentre dans les magmas formés. Les magmas primaires de zone de subduction sont alors des magmas hydratés (quelques % d'H<sub>2</sub>O). Les éléments qui ont un comportement incompatible ont tendance à se concentrer dans les fluides de subduction et par conséquent à s'accumuler dans le coin de manteau qui, rappelons-le, est à l'origine le manteau supérieur appauvri. La métasomatose permet alors un enrichissement du coin de manteau en éléments incompatibles. C'est la raison pour laquelle les magmas primaires ne sont pas purement basaltiques mais évoluent entre des compositions basaltiques et basaltiques-andésitiques. La géochimie des roches magmatiques qui en dérivent est caractérisée par des enrichissements en éléments incompatibles et une anomalie négative en niobium (Nb) et tantale (Ta) (fig. 17.13).

### Encart 17.2 – L'anomalie négative en Nb et Ta des magmas d'arc

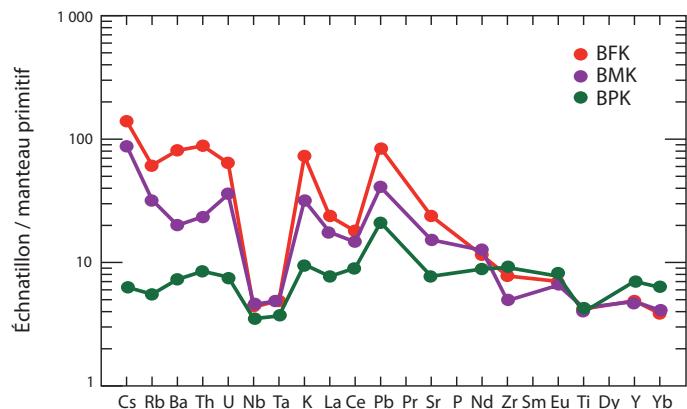
Curieusement, le Nb et le Ta sont moins enrichis dans les magmas d'arc que les éléments au comportement incompatible. Cela peut s'expliquer de deux façons : soit le coin de manteau source des magmas ne contient que peu de Nb et Ta, soit le coin de manteau contient en forte proportion du Nb et Ta mais ces éléments sont restés dans le résidu de fusion. Ces deux éléments qui ont en général un comportement incompatible lors des processus magmatiques, ont en réalité un comportement très compatible vis-à-vis de phases minérales telles que le rutile.

Ces phases minérales sont stables dans la croûte océanique en subduction ainsi que dans le coin de manteau métasomatisé. Elles peuvent retenir en partie le Nb et Ta lors de la déshydratation partielle de la croûte océanique en cours de subduction, limitant ainsi l'enrichissement en ces éléments des fluides de subduction et donc du coin de manteau métasomatisé. L'autre possibilité est que, même dans un coin de manteau enrichi en ces éléments, si le rutile reste dans le résidu de fusion partielle, le magma primaire formé sera peu enrichi en Nb et Ta.

Les magmas primaires d'arcs sont caractérisés par des rapports d'isotopes radiogéniques particuliers qui confirment clairement la métasomatose du coin de manteau par les fluides provenant de la lithosphère subduite. En effet la composition en <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr par exemple est généralement comprise entre celle des MORB (~ 0,703) et celle des sédiments océaniques (> 0,709, fig. 5.11). Cela indique que des fluides provenant de la croûte océanique et des sédiments ont transféré du strontium vers le coin de manteau dans lequel le rapport initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr était de l'ordre de 0,703. Ce phénomène est également parfaitement tracé par les isotopes radiogéniques du Pb.

**Figure 17.13** Diagrammes multiélémentaires des basaltes en contexte de subduction (échantillons provenant de Java, Indonésie) BPK, BMK et BFK : basaltes pauvrement, modérément et fortement potassiques.

À noter l'enrichissement en éléments le plus incompatibles à l'exception du Nb et du Ta.



Voir fig. 17.2

Les conditions dans le coin de manteau métasomatisé sont optimum pour une fusion partielle à des profondeurs de l'ordre de 100 km avec des taux de fusion de l'ordre de 15 à 20 %.

Nous l'avons dit, il est rare mais néanmoins possible que le géotherme de la lithosphère s'enfouissant dans le manteau croise le solidus hydraté du basalte avant la déstabilisation de ses phases hydratées (ex. : amphiboles), ce qui permet localement la fusion de la croûte océanique subduite. Pour cela, il faut des conditions particulièrement chaudes correspondant à la subduction d'une lithosphère océanique jeune (< 15 Ma). Nous revenons sur ce point dans le paragraphe 17.3 et dans l'encart 17.3.

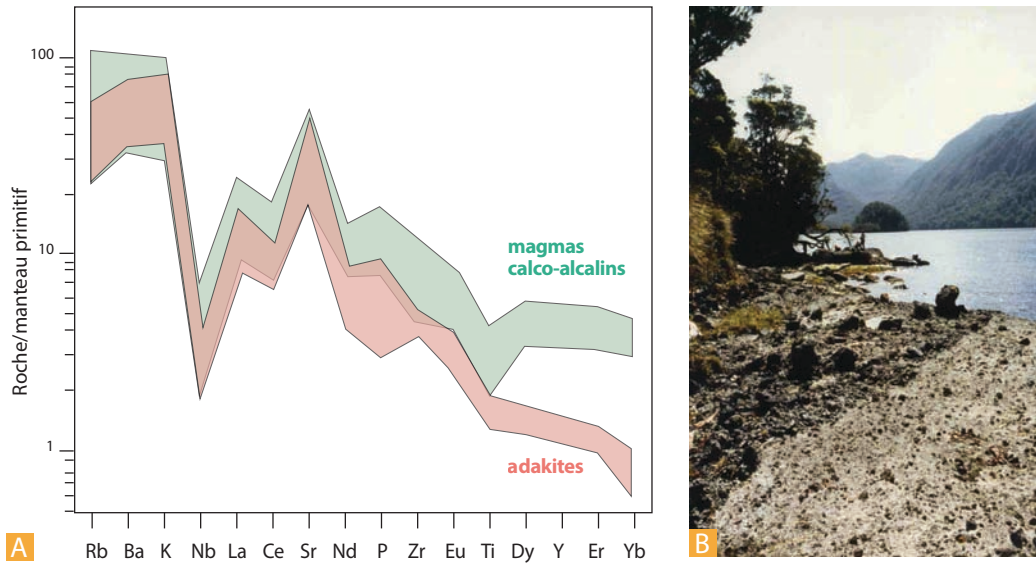


Figure 17.14 Les adakites.

**A.** Diagramme multiélémentaire d'adakites : comparaison avec les magmas calco-alcalins. L'anomalie en Nb et Ta dans le spectre des adakites témoigne bien du contexte de subduction. Les spectres sont très similaires entre les adakites (fusion de la croûte océanique subduite) et les magmas d'arcs (fusion du coin de manteau métasomatisé) à l'exception des terres rares lourdes (éléments les moins incompatibles). Cet appauvrissement en terres rares lourdes indique que la fusion de la croûte océanique s'est faite dans le champ de stabilité du grenat (> 40 km de profondeur). À noter que les TTG archéennes ont un spectre très similaire à celui des adakites.

**B.** La péninsule de Taitao au niveau du point triple du Chili montre les plus jeunes ophiolites du monde (versants boisés tombant dans le fjord) et des plutons d'adakites (pluton de Cabo Raper) qui les traversent (reliefs au fond). Au premier plan, les sédiments volcano-détritiques verticalisés du Pliocène. Photo : Y. Lagabriele.

### Encart 17.3 – Subductions chaudes et adakites

Une donnée majeure à considérer est que l'eutectique du système basaltique possède une composition différente de celle d'un basalte. En effet la fusion partielle d'un basalte forme un magma tonalitique, ayant une composition d'un granite pauvre en  $K_2O$  et riche en  $Na_2O$ . Les magmas primaires issus de la fusion de la croûte océanique (MORB) en subduction sont donc proches des magmas tonalitiques sodiques. Ils donnent les adakites (de l'île Adak, Alaska), proches des dacites, dont les caractéristiques géochimiques sont marquées principalement par de fortes teneurs en eau, un enrichissement en Si et un appauvrissement en K et en terre rares lourdes par rapport aux basaltes et basaltes-andésitiques d'une zone de subduction classique. Ces caractéristiques géochimiques reflètent bien entendu celles de

la source magmatique qui est un MORB (basalte tholéitique). L'appauvrissement en potassium vient du fait qu'un MORB présente un rapport  $K_2O/Na_2O$  faible. Son produit de fusion partielle présentera également un appauvrissement en  $K_2O$  par rapport à d'autres liquides de même taux de différenciation, comme un granite. La fusion de la croûte océanique se produit à plus de 40 km de profondeur, ce qui correspond à un champ P-T dans lequel le grenat est stable. Ce minéral qui incorpore les terres rares lourdes reste dans le résidu de fusion de la croûte océanique. Les terres rares lourdes se concentrent donc préférentiellement dans ce résidu. Cela explique l'appauvrissement en terres rares lourdes (rapport La/Yb très élevé) des magmas adakitiques par rapport aux autres magmas primaires de subduction (fig. 17.14).



Il est à noter que tous les intermédiaires sont possibles entre une adakite et un basalte ou une andésite dans une zone de subduction chaude. En effet si les liquides adakitiques ne sont pas produits en quantité suffisante pour remonter en surface, ils métasomatisent le coin de manteau. Ces magmas adakitiques étant eux-mêmes fortement hydratés, ils provoquent *in fine* la fusion hydratée du coin de manteau qui forme à son tour des magmas primaires particuliers que l'on appelle *sanukitoïdes*.

### 17.1.6 Formation des magmas primaires en zone de collision

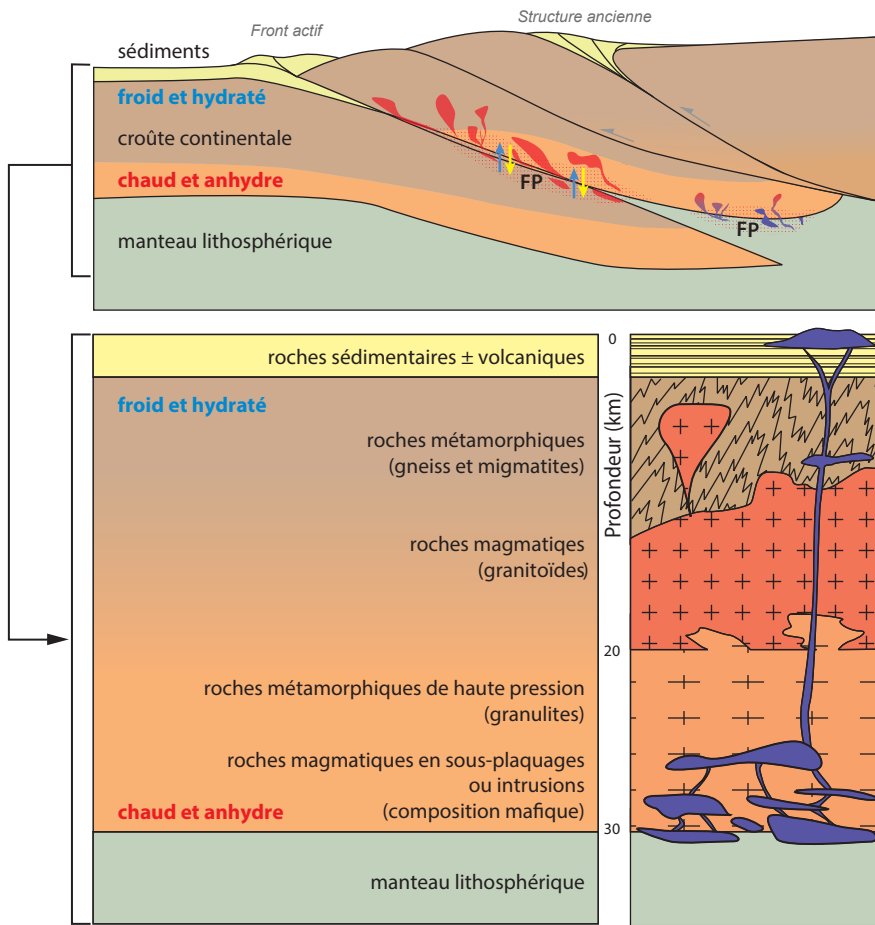
Comme nous l'avons vu dans le chapitre 15, une subduction peut à terme évoluer en une collision entre deux continents. En début de collision, la lithosphère continentale toujours solidaire de la lithosphère océanique qui a disparu en subduction aura tendance à s'enfoncer dans le manteau (subduction continentale) ; elle est ainsi chevauchée par l'autre lithosphère continentale. Les chevauchements permettent le contact direct de deux croûtes continentales entre lesquelles subsiste un coin de manteau plus ou moins important (*fig. 17.15*). La croûte continentale est extrêmement hétérogène mais peut être schématiquement divisée en deux ensembles : la croûte supérieure (20 premiers kilomètres) et la croûte inférieure. La croûte supérieure est principalement constituée de roches métamorphiques (gneiss et migmatites), magmatiques (granitoïdes principalement) et d'une couverture sédimentaire associée à quelques roches volcaniques. La croûte inférieure qui représente les 10 derniers kilomètres est composée majoritairement de roches métamorphiques de haute pression (type granulite) et d'intrusions ou sous-placages magmatiques (de composition basique le plus généralement). La croûte supérieure est plus froide que la croûte inférieure et elle est globalement hydratée. En raison des pressions et des températures élevées, la croûte inférieure ne contient plus de paragenèses minérales hydratées : elle est quasi anhydre (*fig. 17.15*).

  
Voir chap. 19

  
Voir fig. 18.5

La croûte continentale est extrêmement hétérogène mais a globalement la composition d'une monzodiorite, ce qui est différent d'une composition granitique comme trop souvent pensé. Il n'en demeure pas moins vrai que la roche typique de la croûte continentale est un granite/granodiorite. La fusion partielle de la croûte continentale produit des magmas primaires de composition granitique. En effet l'eutectique du système quartz-albite-orthose (représentatif du système « roches continentales ») est à  $\sim 1/3$  quartz,  $\sim 1/3$  albite,  $\sim 1/3$  orthose, qui est la composition minéralogique moyenne d'un granite. Cet eutectique se décale vers le pôle albite à mesure que la pression augmente (*fig. 17.16*). Contrairement aux autres contextes géodynamiques vu précédemment où les magmas primaires sont très majoritairement de type basaltique car issus de la fusion du manteau, ici, en contexte de collision continentale les magmas primaires sont granitiques et sont principalement issus de la fusion de la croûte continentale.

En début de collision, la partie supérieure de la croûte chevauchée est réchauffée au contact de la partie inférieure de la croûte chevauchante (flèches jaunes dans la figure 17.15). Les conditions locales de pression et de température dans la croûte supérieure peuvent conduire au franchissement du solidus hydraté, rendant une fusion partielle possible. Un autre phénomène complémentaire se produit : la croûte supérieure se déshydrate par réactions métamorphiques libérant des fluides riches en eau, permettant l'hydratation de la partie inférieure de la croûte chevauchante (flèches bleues dans la figure 17.15). L'effet résultant est un abaissement de la température de fusion, permettant la fusion partielle de la croûte inférieure chevauchante. Lors de la collision, il peut se produire une remontée de la base de la croûte continentale chevauchante et ainsi une remontée du manteau sous-jacent qui subit la décompression. Ce processus est augmenté en fin de collision où le rééquilibrage isostatique de l'orogène conduit à la remontée de la racine continentale et du manteau sous-jacent. Ainsi par décompression plus ou moins adiabatique, la fusion de la croûte continentale inférieure et potentiellement de la partie supérieure du manteau lithosphérique est possible.



**Figure 17.15** Schéma simplifié du front actif d'une collision continentale et coupe de la croûte continentale théorique. magmas rouges : composition acide, bleus : composition mafique.

Lors d'une collision continentale, la fusion partielle (FP) de la croûte continentale est possible, générant des roches magmatiques plutoniques : des granitoïdes. Trois cas sont généralement possibles : 1) fusion partielle hydratée de la croûte supérieure par réchauffement au contact de la croûte inférieure chevauchante ; 2) fusion partielle hydratée de la croûte inférieure par hydratation. Les fluides hydratants proviennent de la croûte supérieure chevauchée qui se déshydrate au contact avec la croûte inférieure chaude chevauchante ; 3) fusion de la base de croûte et éventuellement du manteau lithosphérique par décompression. La flexure de la lithosphère chevauchée et le rééquilibrage isostatique de l'orogène induisent une remontée de la base de la croûte et du manteau sous-jacent.

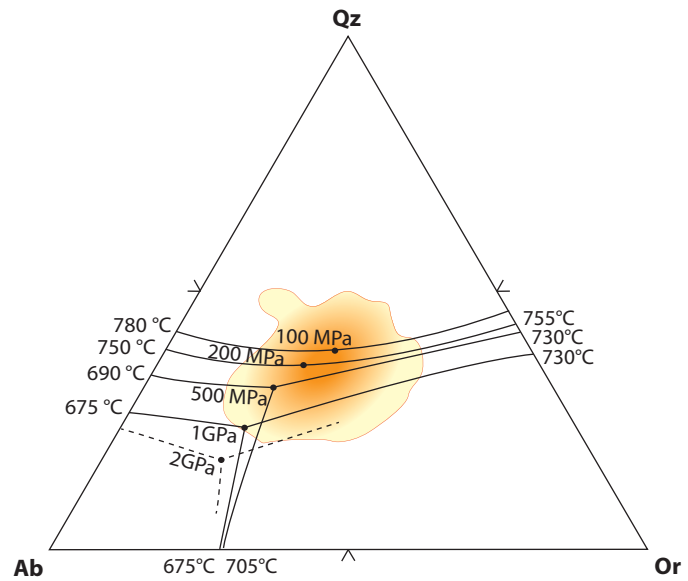
#### Encart 17.4 – Où les granites de la Terre actuelle se forment-ils ?

Il faut remarquer que la composition des granites récents sur Terre tombe au niveau du minimum du système Qz-Ab-Or avec le maximum de concentration vers quelques GPa de pression (fig. 17.16), soit quelques dizaines de kilomètres de profondeur. Cela est parfaitement cohérent avec une formation des granites actuels préférentiellement par fusion partielle

de la croûte continentale et principalement en zone de collision. S'il s'agissait d'une cristallisation fractionnée à partir de magmas mantelliques (basaltiques) comme discuté dans la partie suivante, on devrait observer un alignement des compositions granitiques du pôle albite (Ab, fig. 17.16) jusqu'aux minima du système pour des pressions de quelques GPa.

**Figure 17.16** Diagramme de phase du système granitique (quartz - albite - orthose).

À noter que pour reporter des compositions (modale ou normative) de roche dans ce diagramme, il faut que plus de 80 % des minéraux de la roche soient du qz + ab + or. Les points correspondent au minimum du système (eutectique) à différentes pressions. La zone orangée correspond à la composition des granites relativement récents (< 2 Ga) sur la Terre.



## 17.2 LES PROCESSUS CONDUISANT À LA GRANDE VARIÉTÉ DES ROCHES MAGMATIQUES

Nous avons abordé dans le début de ce chapitre les contextes géodynamiques dans lesquels sont formés les magmas primaires qui sont très majoritairement de composition basaltique, plus rarement granitique et encore plus rarement tonolitique. La grande variété des roches magmatiques observées sur la Terre s'écarte de ces trois pôles, ce qui implique qu'il existe des processus permettant aux magmas primaires de voir leur composition changer et se diversifier au cours de leur évolution. Nous verrons ci-dessous que dans les systèmes naturels, la composition du magma peut varier en raison par exemple des réinjections possibles de liquides de compositions différentes dans les chambres magmatiques. De plus les cristaux formés sont souvent retirés du système, ce qui modifie les équilibres chimiques théoriques entre liquide et solide. Des variations de composition dans la phase solide sont également observables, ce qui suppose des échanges chimiques par diffusion rapide entre les cristaux et les liquides (fig. 17.20).

### 17.2.1 Processus magmatiques

#### a) Cristallisation fractionnée

Une fois formés, les magmas primaires remontent vers la surface par contraste de densité. Ils peuvent stagner dans des réservoirs magmatiques au sein de la croûte et inévitablement ils vont se refroidir. Ce refroidissement plus ou moins complexe et rapide selon l'histoire et la vitesse d'ascension permet la cristallisation de différents minéraux. Les magmas étant des liquides silicatés, les cristaux formés sont principalement des silicates et quelques oxydes dans des proportions moindres. La cristallisation de ces minéraux peut se faire à l'équilibre, ce qui signifie que l'ensemble des cristaux formés reste en contact et donc en **équilibre chimique** avec le liquide hôte. Mais très majoritairement, lors de la cristallisation, différents mécanismes permettent une séparation efficace des cristaux néoformés et du liquide magmatique. Nous parlerons alors de **cristallisation fractionnée**.

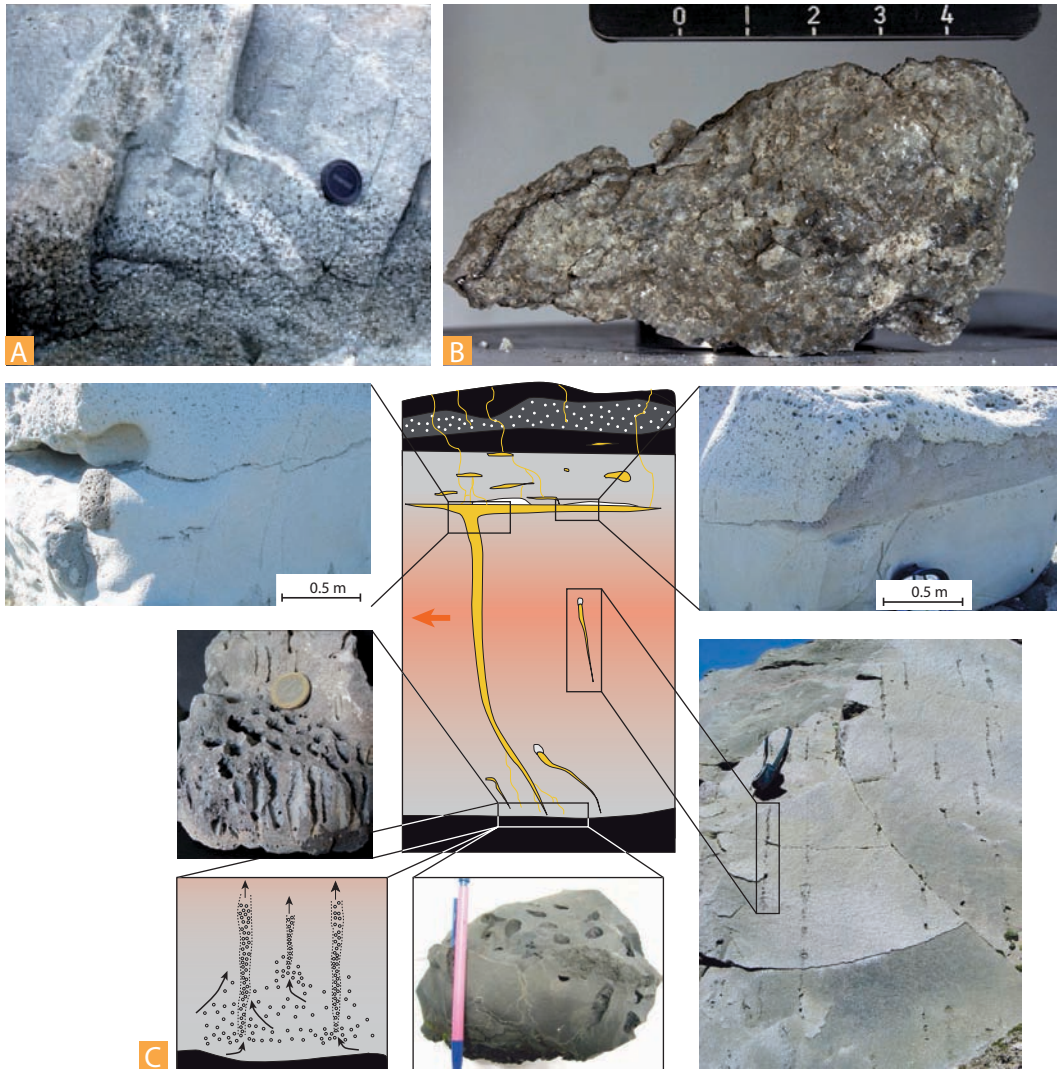
Cette séparation (ou fractionnement) peut se faire :

- par gravité dans un réservoir magmatique où les cristaux les plus denses s'accroissent à la base tandis que les moins denses « flottent » au toit. Ils forment des cumulats (fig. 17.17) ;



Voir chap. 16

- par flux lors de l'ascension d'un magma car la vitesse n'est pas identique dans tout le conduit. La vitesse est minimale aux murs et augmente au centre, ce qui tend à rassembler les cristaux déjà formés au centre du flot magmatique ;



**Figure 17.17 Mécanismes de séparation cristaux-liquide lors de la cristallisation fractionnée.**

**A.** Accumulation en base d'un réservoir magmatique de minéraux denses. Ici il s'agit de l'accumulation de cristaux d'amphiboles dans un ancien magma différencié (gris clair) (photo : H. Martin).

**B.** Anorthosite lunaire. Cette roche témoigne de la formation de la croûte lunaire lors du refroidissement d'un océan magmatique. Cela a favorisé l'accumulation des minéraux de faible densité, plagioclases (anorthite ou anorthose en anglais), au toit de cet océan, formant la croûte lunaire actuelle (photo : NASA, échantillon 69955).

**C.** Veines de ségrégation. Lors du refroidissement d'une coulée de lave, il se forme des croûtes basale et sommitale (en noir) constituant potentiellement un tunnel de lave (sens d'écoulement de la lave symbolisé par la flèche orange). La cristallisation fractionnée de la base de la coulée implique l'accumulation des volatils ( $H_2O$  principalement) dans le liquide résiduel interstitiel, qui peut alors, sous pression générée par les fluides (liquide + gaz), se séparer et migrer par contraste de densité au travers de la coulée (cylindres verticaux). Ces petits diapirs de magmas forment, par sous-plaquage sous le toit de la coulée, des veines de ségrégation horizontales. Photo : E. Martin.

- par instabilité convective lorsque le réservoir magmatique est soumis à des gradients de température et de composition. Des mouvements convectifs complexes parcourant le réservoir permettent d'accumuler dans certaines parties préférentielles les cristaux formés ;
- par compaction, lorsque le poids de la masse cristalline devient trop important ou par surpression de fluides. En base de réservoir, les cristaux se concentrent et le taux de liquide interstitiel diminue. Lorsque le poids dû à l'accumulation des cristaux ou lorsque la pression de fluides devient trop importante, les liquides interstitiels sont expulsés sous pression de la masse cristalline. Cette expulsion est facilitée si les liquides interstitiels sont riches en éléments volatils et en particulier en eau (fig. 17.17).

Les cristaux se formant « pompent » des éléments chimiques au magma hôte. Le fractionnement des cristaux implique alors une évolution de la composition du liquide magmatique résiduel en cours de cristallisation (fig. 17.19 et 17.25). Cette évolution peut être décrite simplement par l'équation de bilan de masse suivante (exemple avec la teneur en silice) :

$$[\text{SiO}_2]_{L_0} = F.[\text{SiO}_2]_L + (1-F).[SiO_2]_S$$

$L_0$  : liquide initial ;  $L$  : liquide résiduel ;  $S$  : solide ;  $F$  : fraction de liquide restante ;  $1-F$  : fraction de cristaux formée ou taux de cristallisation fractionnée.

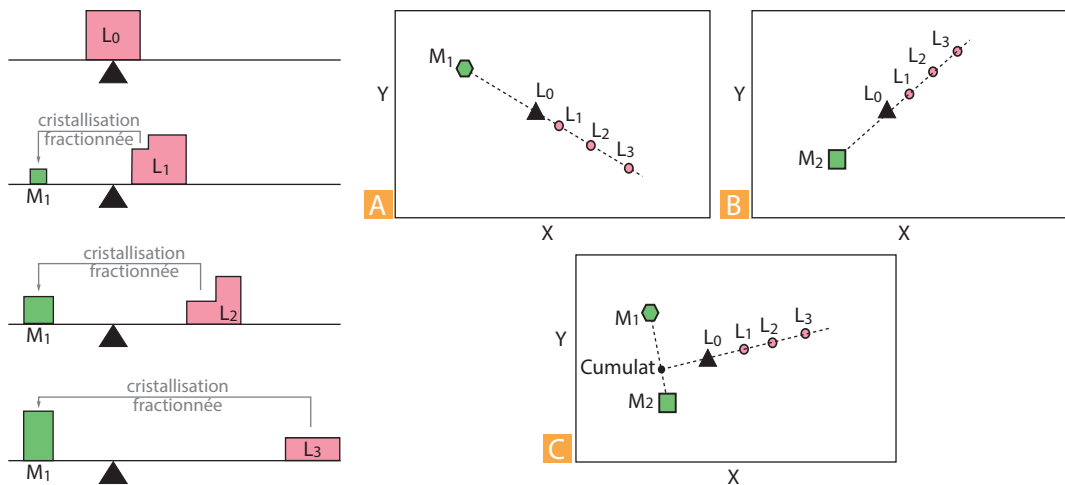


Figure 17.18 La cristallisation fractionnée et le principe du bilan de masse.

**A.** La balance est toujours à l'équilibre (« rien ne se perd, rien ne se gagne, tout se transforme » d'où le bilan de masse suivant :

$$m_{L_0} = F.m_{L_1} + (1-F).m_{M_1}$$

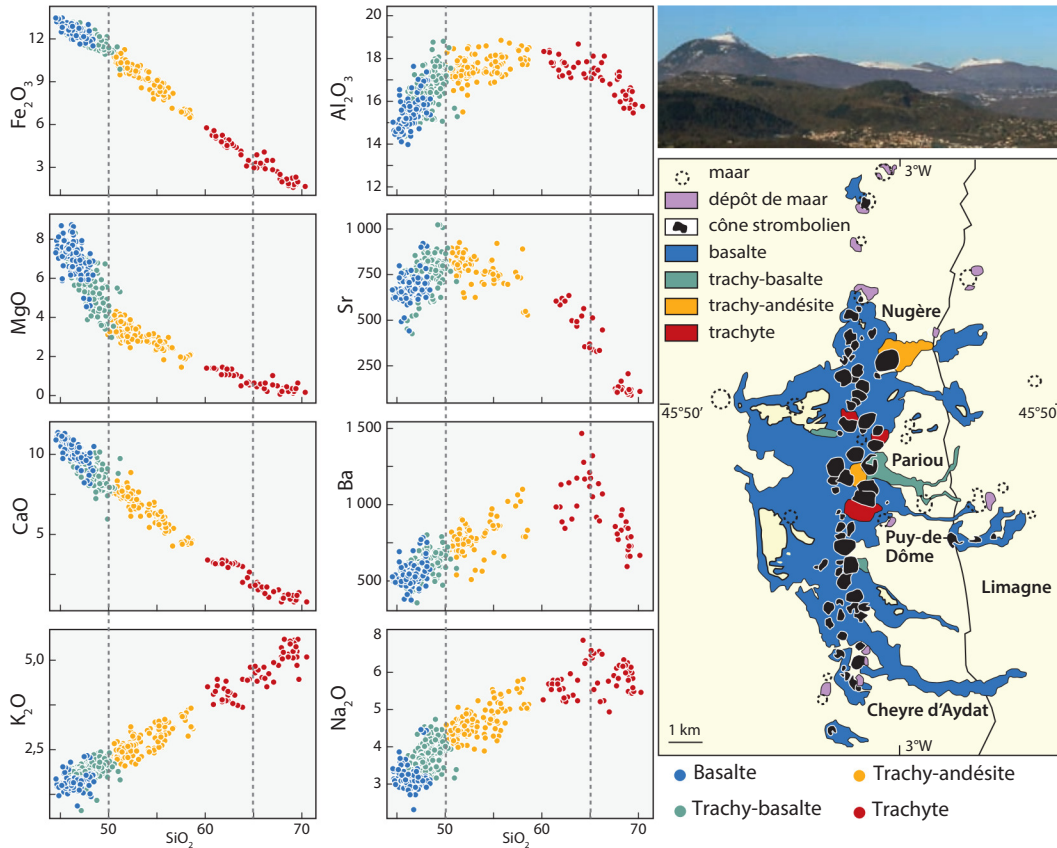
( $F$  : fraction de liquide dans le système et  $m$  : masse exprimée en % massique).

$L$  : liquide résiduel.  $L_0$  : liquide initial.

**B.** Graphiquement, on reporte la composition en 2 éléments (X et Y) dans des diagrammes qui rendent compte de l'évolution chimique : ces diagrammes sont dits de Harker. **Cas A** : le minéral ( $M_1$ ) qui fractionne est plus riche en Y et moins riche en X que le liquide magmatique initial ( $L_0$ ). Alors, pour maintenir l'équilibre de la balance, la composition du liquide ( $L_1$ ,  $L_2$  et  $L_3$ ) va s'enrichir en X et s'appauvrir en Y à mesure que de plus en plus de  $M_1$  fractionne. **Cas B** : le minéral ( $M_2$ ) qui fractionne présente des teneurs en X et Y inférieures de celle du liquide initial ( $L_0$ ). Alors, la composition du liquide magmatique évolue vers un enrichissement en X et Y au cours de la cristallisation fractionnée. **Cas C** : les phases minérales  $M_1$  et  $M_2$  fractionnent simultanément. Ils forment alors un cumulat (cumulat =  $x.M_1 + (1-x).M_2$ ). Ici, le cumulat présente des teneurs inférieures en X et Y à celles du liquide initial, la composition du magma ( $L_1$ ,  $L_2$  et  $L_3$ ) évolue alors vers un enrichissement en X et Y lors du fractionnement de ce cumulat.

L'évolution chimique lors de la cristallisation fractionnée est remarquablement illustrée par l'enrichissement en  $\text{SiO}_2$  des magmas. Considérons par exemple la cristallisation d'olivine ( $\text{SiO}_2 \sim 40\%$  massique) dans un basalte ( $\text{SiO}_2 \sim 50\%$  massique). À mesure que la fraction d'olivine augmente, la teneur en  $\text{SiO}_2$  du liquide magmatique augmente proportionnellement. Suivant la loi de conservation de la matière de A. Lavoisier « rien ne se perd, rien ne se gagne, tout se transforme », la masse absolue

de  $\text{SiO}_2$  du système reste constante (voir les explications sur la *figure 17.18*). En général, les silicates cristallisants sont relativement pauvres en  $\text{SiO}_2$  par rapport à leurs magmas hôtes. Par conséquent, la teneur en  $\text{SiO}_2$  peut être prise comme indice de différenciation, ce dernier étant une expression du taux de fractionnement. Nous dirons qu'un magma pauvre en  $\text{SiO}_2$  (basalte : ~ 50 % massique) est peu différencié alors qu'un magma riche en  $\text{SiO}_2$  (trachyte ou rhyolite : ~ 70 % massique) est très différencié.



**Figure 17.19** Évolution de la composition chimique des laves de la Chaîne des Puys en fonction de la silice (diagrammes dits de Harker).

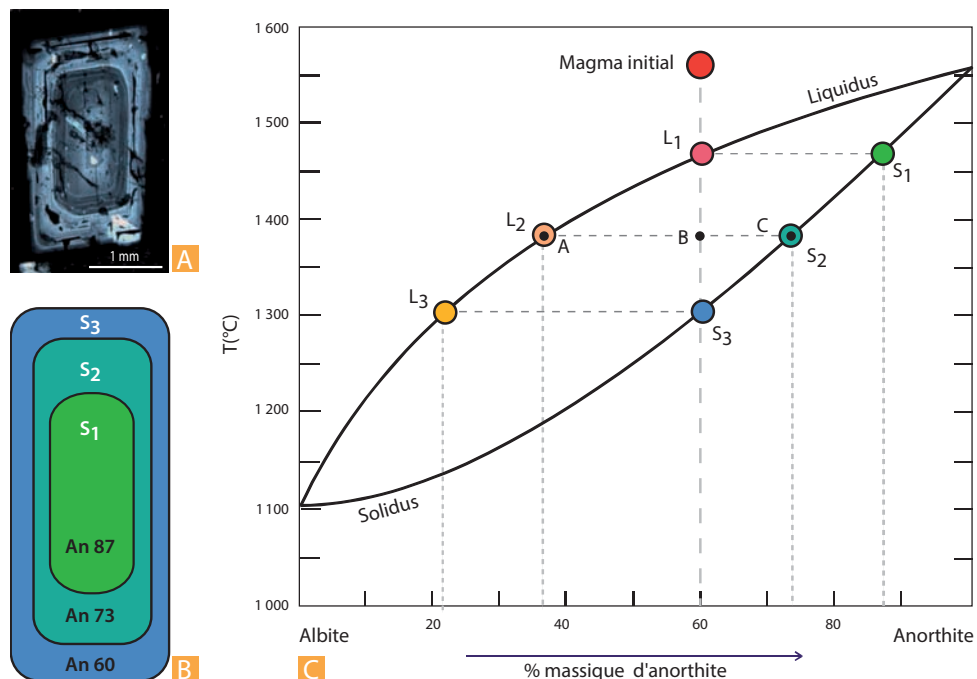
La teneur en silice augmente de façon relativement continue dans les laves (liquides magmatiques) au cours de la cristallisation fractionnée (%  $\text{SiO}_2$  = index de différenciation magmatique). Dès le début de la différenciation, il y a fractionnement d'olivine (type forstérite riche en  $\text{MgO}$ ) qui diminue fortement la teneur en  $\text{MgO}$  du liquide magmatique. Le clinopyroxène (riche en  $\text{CaO}$ ) est associé à l'olivine car la teneur en  $\text{CaO}$  diminue fortement dès le début de la différenciation. En revanche, l'oxyde de fer ne fractionne pas de façon majeure car la teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  augmente de façon continue. Vers 50 % de  $\text{SiO}_2$ , du plagioclase (anorthite-albite riche en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Sr}$ ) commence à cristalliser de façon importante, ce qui explique la plus faible diminution en  $\text{MgO}$ , la diminution en  $\text{Sr}$  et le plateau observé dans les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Enfin vers 65 % de  $\text{SiO}_2$ , il apparaît clairement que le feldspath alcalin (riche en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$  et  $\text{Sr}$ ) commence à fractionner car les teneurs en  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$  et dans de moindres mesures  $\text{Na}_2\text{O}$  diminuent soudainement. En combinant ainsi une multitude d'éléments majeurs, mineurs et en trace, il est possible de reconstituer dans son intégralité l'histoire de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée. Les explications théoriques sont illustrées dans la figure 17.18.

(Figure modifiée du guide *Volcanologie de la Chaîne des Puys, 2009 - Parc naturel régional des volcans d'Auvergne*. La photo (E. Martin) de la Chaîne des Puys est prise du plateau de Gergovie (sud de Clermont-Ferrand) avec les Puys de Dôme à gauche et Pariou à droite).

L'étude de l'évolution magmatique par cristallisation fractionnée peut donc se faire en étudiant les teneurs en différents éléments chimiques en fonction de la silice (*fig. 17.19*). Ainsi il est possible de

retracer l'évolution chimique des magmas et de déterminer les assemblages minéralogiques qui fractionnent lors de la cristallisation fractionnée.

Lorsqu'un cristal se forme, il est en équilibre chimique avec le magma hôte grâce à la diffusion efficace des atomes à haute température. Comme nous l'avons vu au chapitre 16, les minéraux sont le plus souvent des solutions solides, qui présentent des compositions variant entre des pôles purs grâce aux substitutions d'éléments possibles au sein de leurs structures cristallines. De ce fait, si la composition du magma évolue au cours de la cristallisation fractionnée, celle des minéraux qui cristallisent et fractionnent évolue parallèlement (fig. 17.21). Des cristaux ayant crû au sein d'un magma dont la composition chimique a évolué présentent ainsi des zonations chimiques. Dans le cas de la cristallisation à l'équilibre (fig. 17.20), la composition des cristaux devrait toujours se rééquilibrer avec la nouvelle composition du magma et ainsi tous les cristaux devraient avoir la même composition à chaque instant de la cristallisation. Dans la réalité l'état d'équilibre n'est jamais parfaitement réalisé, car la vitesse de cristallisation est bien souvent beaucoup plus rapide que celle de la diffusion des éléments (même à température magmatique). Ceci empêche alors le rééquilibrage de la composition chimique des cristaux et entraîne ainsi la formation de zonations chimiques (fig. 17.20). Chaque zonation est en équilibre chimique avec le magma hôte au moment de sa croissance. Il est ainsi possible de retracer l'évolution de composition d'un magma par l'étude des zonations dans les cristaux. Dans le cas du plagioclase théorique de la figure 17.20 on peut, par analyses ponctuelles (*in situ* à l'aide d'une microsonde électronique), déterminer la composition des trois zones S1, S2 et S3. En utilisant le diagramme de phase de la figure 17.20, il est alors possible de retracer l'évolution de la composition théorique du liquide, L1, L2 et L3 lors de son refroidissement.

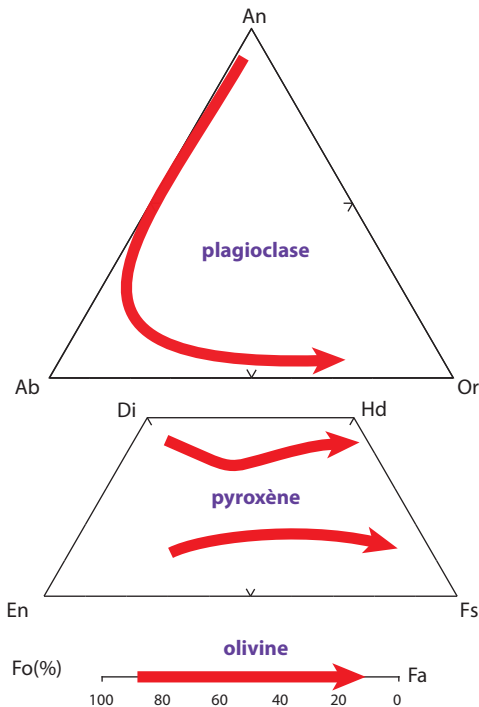


**Figure 17.20** Diagramme de phase albite-anorthite, solution solide du plagioclase illustrant la cristallisation complète d'un magma initial de composition An60.

- A.** Un plagioclase zoné d'une andésite de la Guadeloupe (*photo M. Semet*).
- B.** Schéma d'un plagioclase présentant trois zones, S1, S2 et S3.
- C.** Diagramme de phase des plagioclases. Lorsque la température du liquidus est atteinte (1 470 °C), le magma L1 commence à cristalliser du plagioclase S1 de composition An87. Ensuite, en utilisant le principe du levier pour déterminer la proportion de solide dans le système solide + liquide [BC]/[AC], nous pouvons déterminer qu'à 1 380 °C le magma L<sub>2</sub> a cristallisé à 36 %. Le plagioclase S<sub>2</sub> qui cristallise à cette

température a une composition An73, il est en équilibre avec un magma de composition An37. Enfin la toute dernière goutte de liquide  $L_3$  aura une composition An21 et le tout dernier cristal  $S_3$  à se former aura une composition An60. Le solidus est alors franchi à 1 300 °C. À noter que dans le cas d'une cristallisation à l'équilibre (et si la vitesse de refroidissement est extrêmement lente), la diffusion des cations  $Ca^{2+}$  et  $Na^{2+}$  permettrait un rééquilibre chimique entre les cristaux et le liquide. Dans ce cas, les cristaux de plagioclase auront alors tous la même composition et à l'équilibre avec celle du magma hôte. Par exemple dans le cas d'une cristallisation complète à l'équilibre, tous les cristaux devraient avoir la composition  $S_3$  en équilibre avec la dernière goutte de liquide. Comme discuté dans le texte, l'état d'équilibre n'est que très rarement atteint dans la nature, ce qui entraîne alors des zonations chimiques dans les cristaux.

Il est alors possible par exemple de retracer l'évolution compositionnelle des minéraux des roches d'une série magmatique complète. Cette évolution est cohérente et parallèle avec la variation compositionnelle du magma hôte de ces minéraux (fig. 17.21).



**Figure 17.21** Évolution de la composition des minéraux lors de la cristallisation fractionnée (exemple d'une série tholéiitique d'Islande).

La composition des plagioclases est de plus en plus alcaline et de moins en moins calcique lors de la différenciation et la composition des pyroxènes et olivines est de plus en plus ferreuse et de moins en moins magnésienne. Cela est en accord avec l'évolution des magmas par cristallisation fractionnée vue dans la figure 17.19.

An : anorthite, Ab : albite ; Or : orthose ; Di : diopside ; Hd : hedenbergite ; En : enstatite ; Fs : ferrosilite ; Fo : forstérite ; Fa : fayalite.

Modifié d'après de Martin & Sigmarsson (2007)

### Encart 17.5 – Comment connaître la composition des minéraux *in situ* ? La microsonde électronique

Dans les années 1950-1960, on séparait encore les minéraux des roches après broyage. Le tri se faisait sous la loupe binoculaire, par séparateur magnétique ou par sédimentation dans des liqueurs denses. Ensuite on réalisait une analyse chimique classique des minéraux triés après dilution. Aujourd'hui, l'analyse des éléments d'un cristal peut se faire directement sur une lame mince classique (de 30  $\mu\text{m}$  d'épaisseur) à l'aide d'une microsonde électronique (fig. 17.22) dont le principe consiste à bombarder une micro-zone avec des électrons et à analyser le spectre des rayons X émis par l'échantillon sous cette sollicita-

tion. Lors du bombardement d'un échantillon, les électrons impacteurs cèdent une partie de leur énergie cinétique à l'atome, provoquant l'éjection d'un électron de l'atome qui devient « excité ». Un électron d'une couche périphérique descend vers une couche d'énergie plus faible. Les atomes se désollicitent en émettant un rayonnement de photons dont le spectre, analysé par les différents spectromètres, est spécifique à chaque élément. Les éléments majeurs et mineurs peuvent être mesurés dans la plupart des matériaux à l'échelle du nanogramme. La microsonde a été mise au point par R. Castaing en 1951.

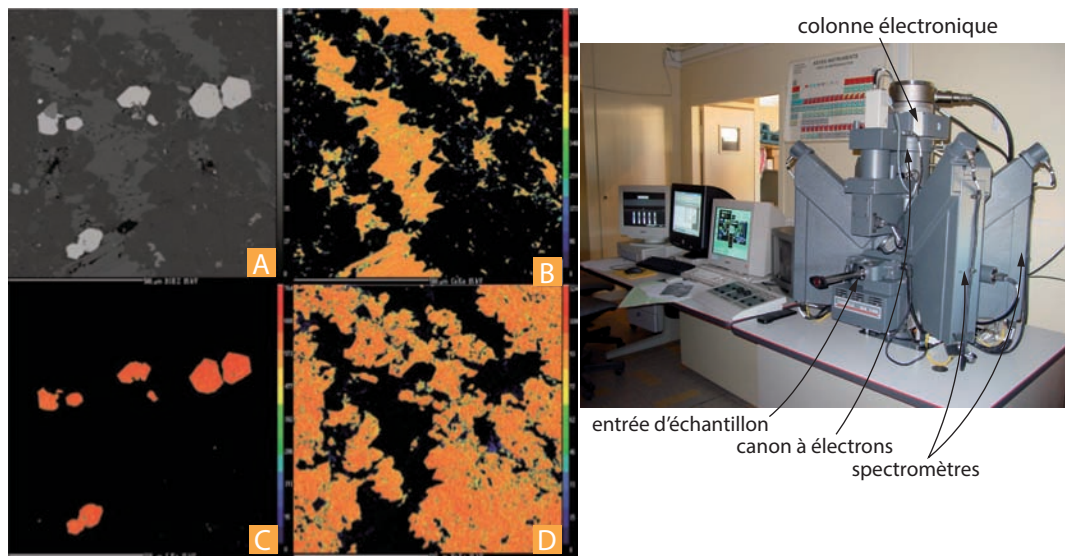


Figure 17.22 La microsonde électronique.

À gauche, image obtenue par balayage électronique automatique d'une lame mince d'une albite de la zone Nord-Pyrénéenne (massif du Saraillé, Béarn). Cette roche d'origine hydrothermale comprend de l'albite, un plagioclase plus calcique et des grains de pyrite. **A**, image de la surface de l'échantillon montrant le contour des minéraux. **B à D**, cartes des compositions qualitatives en Ca (**B**), S (**C**) et Na (**D**). Le noir indique l'absence de l'élément analysé. On distingue parfaitement l'albite riche en Na (**D**), le plagioclase riche en Ca (**B**) et la pyrite riche en S (**C**).

À droite, photographie d'une microsonde et de ses principaux composants (appareil géré par le laboratoire Géosciences de Montpellier).

## b) Mélanges magmatiques

Un raisonnement identique à celui développé dans la figure 17.20 peut mettre en évidence des processus tels que des mélanges magmatiques dus à une nouvelle arrivée de magma dans un réservoir magmatique. Modifions l'exemple de la figure 17.20 en attribuant à la zonation  $S_2$  une composition An90. Dans ce cas,  $S_2$  a cristallisé en équilibre avec un magma plus calcique (plus anorthitique), donc moins différencié que celui auquel on s'attendrait si la cristallisation du magma avait évolué sans modifications externes. Cette composition An90 nous indique simplement qu'une intrusion de magma peu différencié a eu lieu dans le réservoir magmatique (magma An70 en équilibre avec un plagioclase An90). La cristallisation suit ensuite son cours et évolue vers des liquides de moins en moins calciques et des plagioclases de moins en moins anorthitiques. Mais d'autres injections sont possibles, avec des compositions variables, donnant très souvent aux plagioclases des zonations complexes multiples.

Les mélanges magmatiques, s'ils sont parfaits, sont difficiles à tracer et à quantifier. En revanche, si les mélanges sont imparfaits, des critères pétrographiques simples permettent leur mise en évidence. La présence d'enclaves dans une roche magmatique en est un témoin fréquent (*fig. 17.23*). La présence de cristaux en déséquilibre avec le magma hôte ou présentant des caractéristiques de rééquilibration témoigne du fait que les cristaux se sont formés initialement dans un magma et qu'ils se retrouvent dans un nouveau magma de composition drastiquement différente. Selon la vitesse de refroidissement, le cristal aura plus ou moins le temps de se rééquilibrer avec son nouveau magma hôte. Il peut être digéré en partie et présenter des indices de corrosion.



**Figure 17.23** Textures de mélanges magmatiques observées sur des échantillons macroscopiques.

**A.** Enclave mafique dans un granite porphyrique. Le contour relativement diffus et arrondi de l'enclave témoigne du fait qu'il y a eu coexistence du magma mafique et du magma granitique à l'état liquide. Le fait que des cristaux d'orthose (porphyres) du granite se retrouvent dans l'enclave mafique témoigne également du mélange à l'état liquide. Le fait qu'il n'y ait pas eu de mélange complet vient du contraste de composition et de rhéologique important entre les deux types de magma. Une température probablement assez basse (proche du solidus) a pu renforcer la viscosité des magmas ne permettant donc pas un mélange complet (*photo* : H. Martin).

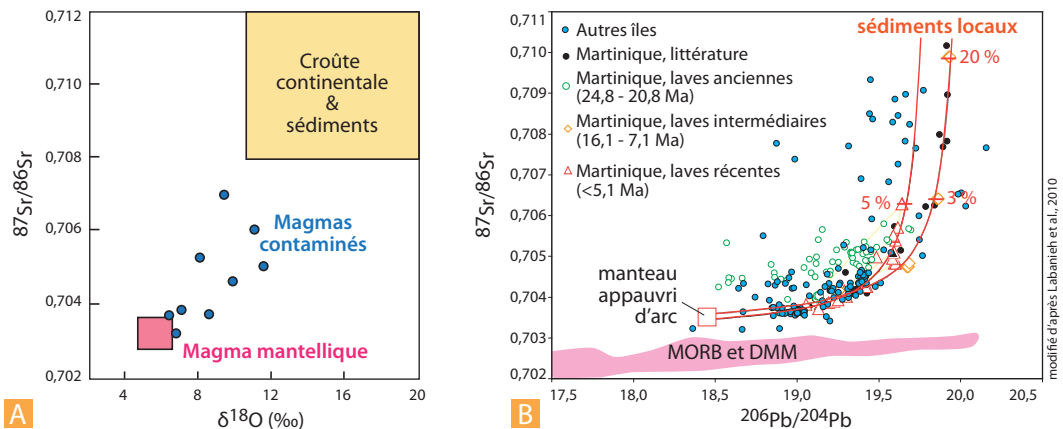
**B.** Feldspath présentant une texture dite de Rapakivi, c'est-à-dire une couronne de plagioclase et un cœur de feldspath potassique. Cela témoigne du fait qu'un cristal de feldspath potassique a commencé à se former dans un magma de composition granitique et que, pour une raison indéterminée, ce cristal s'est retrouvé dans un magma plus mafique où il a continué à cristalliser en équilibre chimique avec son nouveau magma hôte, formant ainsi une couronne de plagioclase (*photo* : H. Martin).

### c) Contamination et assimilation crustale

Lors de sa remontée vers la surface, le magma traverse la croûte et peut se modifier chimiquement selon deux processus essentiels :

- le processus de **contamination crustale** correspond à des échanges et rééquilibrages chimiques (principalement par diffusion) entre le magma et son encaissant. Plus le gradient chimique entre le magma et son encaissant crustal est important, plus la contamination est efficace. De même, une croûte épaisse et une ascension lente du magma augmentent la durée des échanges ;
- **l'assimilation crustale** désigne les processus d'incorporation et de digestion du matériel crustal par le magma lors de son ascension. Il s'agit d'un processus avant tout mécanique. L'assimilation peut se faire par arrachement de matériel crustal sur les parois des conduits ou par « effondrement » de parois d'un réservoir magmatique.

Tout comme le processus de mélange, si l'assimilation est complète, il est difficile pétrographiquement de détecter ce processus. La contamination est tout aussi difficile à tracer, mais l'utilisation des isotopes radiogéniques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  par exemple) ou stables ( $\delta^{18}\text{O}$  par exemple) peut permettre de déceler et de quantifier ces différents processus (*fig. 17.24*). Ces deux processus peuvent agir ensemble ; ils sont aussi associés à la cristallisation (AFC = *Assimilation + Fractionated Crystallization*).



**Figure 17.24** Diagramme géochimique classiquement utilisé pour tracer les processus de contamination ou d'assimilation crustale dans les magmas.

On utilise la composition isotopique en isotopes radiogéniques Sr ou Pb et stables ( $\delta^{18}\text{O}$ ).

**A.** Composition isotopique Sr-O : la croûte continentale et les sédiments sont très radiogéniques en Sr (chap. 5) et présentent des rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) élevés dus à des interactions à relativement basse température ( $< 300\text{ }^\circ\text{C}$ ) entre l'eau météorique et les roches de la croûte continentale. Les laves d'une région volcanique présentant des compositions intermédiaires entre le manteau source et la composition de la croûte continentale témoigneront de contamination ou d'assimilation crustale du magma ou des contaminations du manteau source comme cela peut se produire en contexte de subduction via les processus de métasomatose.

**B.** Composition isotopique Sr-Pb des laves de Martinique : des laves mises en place de façon presque continue depuis 25 Ma affleurent en Martinique. Leurs compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb sont compatibles avec l'incorporation « masse à masse » au manteau appauvri d'arc, de sédiments locaux de la croûte Atlantique, en proportion pouvant atteindre 20 % mais en général inférieures à 5 %. Les chiffres en rouge sont les pourcentages de sédiments ajoutés au manteau. La métasomatose du coin de manteau par des fluides provenant de la fusion de sédiments subduits semble être le mécanisme plus plausible expliquant la genèse de ces magmas.

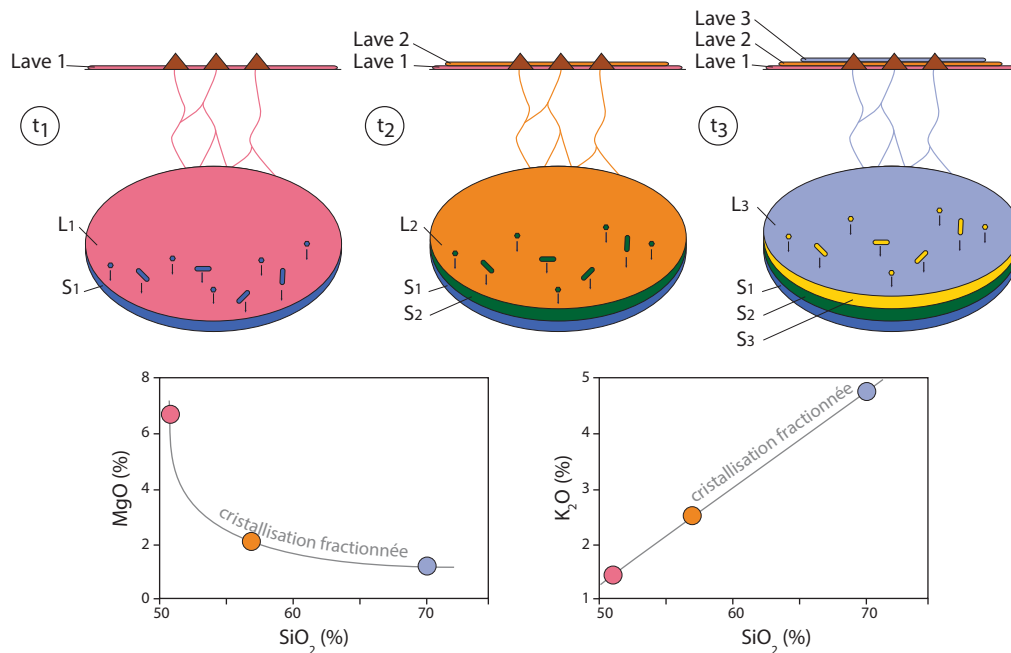
 Voir fig. 17.12

 Voir § 17.1.5

## 17.2.2 Séries magmatiques

### a) Caractérisation

Les roches magmatiques d'une région donnée présentent souvent des liens cogénétiques fortement suggérés par l'unité de lieu et soulignés par le fait qu'elles montrent une évolution continue des concentrations en éléments lors de l'enrichissement en  $\text{SiO}_2$ . La cristallisation fractionnée permet une évolution chimique continue des magmas qui constituent une **série magmatique** comme celle de la chaîne des Puys (fig. 17.19). En général, les magmas sont extraits du réservoir magmatique épisodiquement. Il est alors possible de « sonder » le réservoir au cours du temps en étudiant la série magmatique de la région (fig. 17.25).



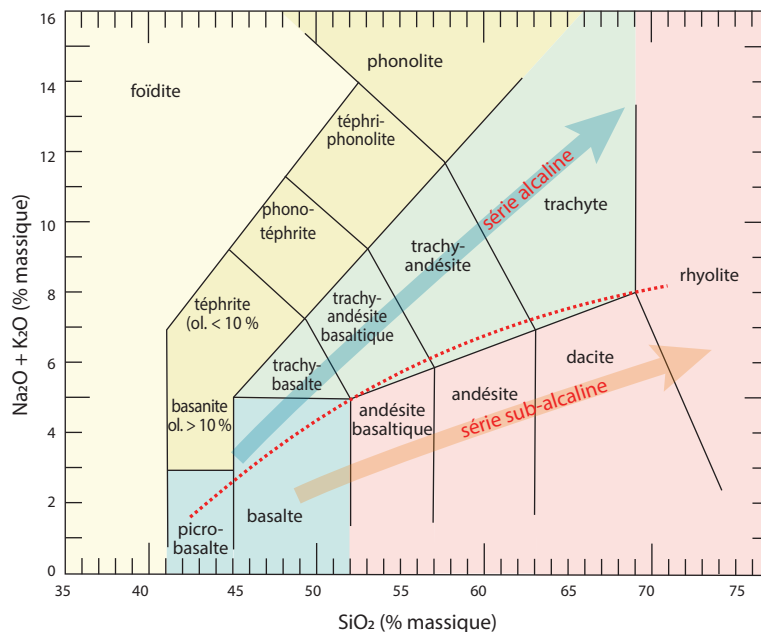
**Figure 17.25** Formation d'une série magmatique par cristallisation fractionnée.

Le mécanisme de cristallisation fractionnée à l'origine des séries magmatiques peut être étudié en suivant les variations de composition chimique des différentes laves de la série. L'échantillonnage des laves 1, 2 et 3 émises successivement aux temps  $t_1$ ,  $t_2$  et  $t_3$  dans une région donnée permet de sonder le réservoir magmatique et de tracer son évolution. Voir les figures 17.18 et 17.19 pour les détails du rôle de la cristallisation fractionnée dans l'évolution de la composition des magmas. À noter que le réservoir magmatique est représenté ici de façon ultra-schématique et qu'en réalité, sa géométrie et son contour sont bien plus complexes et difficiles à définir que cela.

Il existe trois grands types de séries magmatiques qui dépendent de leur alcalinité (teneur en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) : les séries tholéiitique, calco-alcaline et alcaline.

La **série alcaline** (à hyper alcaline) se caractérise comme son nom l'indique par des teneurs en alcalins très élevées par rapport aux deux autres séries (*fig. 17.26*). En revanche, les séries **tholéiitique et calco-alcaline** sont toutes les deux des séries sub-alcalines et peuvent présenter des teneurs identiques en alcalins ; ceux-ci ne constituent donc pas un bon critère de distinction (*fig. 17.26*). On introduit un critère supplémentaire représenté par l'évolution des teneurs en fer lors de la différenciation, comme illustré par le diagramme AFM (Alcalins – Fer – Magnésium) de la figure 17.27.

La série tholéiitique présente un enrichissement en fer important dans ses termes intermédiaires alors que dans la série calco-alcaline, la teneur en fer diminue progressivement dans le liquide magmatique lors de la cristallisation fractionnée. Cela s'explique simplement par le fait que dans le cadre de la série tholéiitique, la teneur en eau du magma est en général faible, il est donc faiblement oxydant (fugacité d'oxygène faible). Ces conditions n'étant pas propices à la formation d'oxydes ferro-titanés (magnétite, ilménite, etc.), les teneurs en fer augmentent dans le liquide magmatique lors de la différenciation jusqu'à un seuil où le fractionnement des oxydes intervient finalement. Alors, la teneur en fer diminue dans le liquide magmatique. Dans le cas de la série calco-alcaline, représentative classiquement du magmatisme des zones de subduction, la teneur en eau du magma est importante en raison de la fusion partielle du coin de manteau métasomatisé. Le liquide magmatique est alors très oxydant (fugacité d'oxygène importante), ce qui permet aux oxydes ferro-titanés de fractionner dès le début de la différenciation. Par conséquent, la teneur en fer diminue tout le long de la différenciation (*fig. 17.27*).

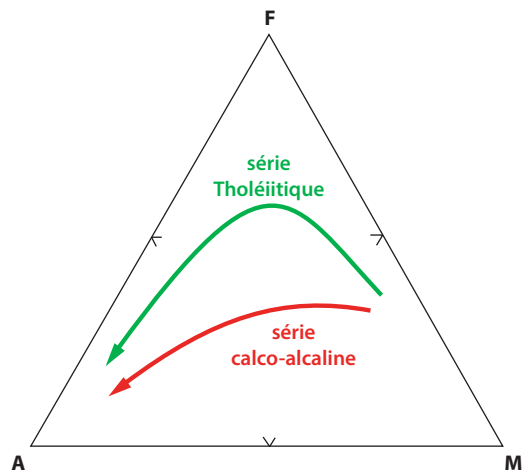


**Figure 17.26** Séries magmatiques reportées dans le diagramme de classification des roches magmatiques TAS (alcalins totaux ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )/silice ( $\text{SiO}_2$ )).

Les flèches correspondent à l'évolution de la composition magmatique lors de la cristallisation fractionnée, formant ainsi les séries magmatiques. La limite en pointillés rouges correspond à la limite alcalin-subalcalin.

**Figure 17.27** Diagramme AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^{\text{2+}} - \text{MgO}$ ).

Lors de la différenciation (enrichissement en alcalins et appauvrissement en  $\text{MgO}$ ), la série tholéiitique présente un enrichissement en fer dans ses termes intermédiaires alors que la série calco-alcaline présente un appauvrissement continu en fer. Cela résulte des différences de fugacité d'oxygène (pouvoir oxydant) des magmas qui favorise le fractionnement d'oxydes de fer et fer-titane ( $\text{FeO}^*$  : tout le fer est considéré comme  $\text{FeO}$ ).



### b) Sur-saturation et sous-saturation en silice : les rôles de la pression et du taux de fusion

La composition minéralogique du manteau terrestre est globalement homogène (olivine + clinopyroxène + orthopyroxène + phase alumineuse), sa composition chimique en **éléments majeurs** également (composition de péridotite). Ici, nous ne considérons que les éléments majeurs et non les traces dont les teneurs, nous le savons, sont très variables entre les manteaux appauvris et primitifs par exemple. La fusion partielle de ce manteau devrait former des magmas de composition basaltique ayant une chimie en éléments majeurs globalement homogène. Or, nous l'avons vu, il existe trois grandes séries magmatiques très différentes qui partent toutes d'une composition mafique (basalte,

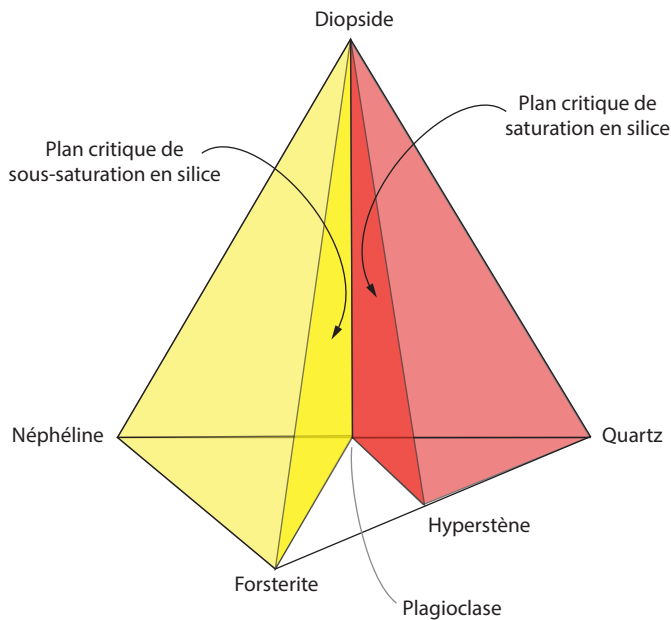
picro-basalte ou basanite). Cette variabilité résulte d'abord de la profondeur à laquelle la fusion commençante a eu lieu. Nous expliquons ces processus ci-après.

Les compositions des basaltes à la racine des trois séries magmatiques principales montrent des teneurs en alcalins par rapport à la silice sensiblement différentes. Cela est très bien illustré par les variations de la composition normative des basaltes.

### Encart 17.6 – La norme CIPW

La composition normative d'une roche résulte de la conversion de sa composition chimique en poids d'oxyde (éléments majeurs) en une composition minéralogique virtuelle. La norme CIPW, venant des initiales de ses inventeurs, W. Cross, J.P. Iddings, L.V. Pirsson et H.S. Washington, permet de faire virtuellement cristalliser un magma dont la composition en % massiques d'oxydes est connue. Le but est de pouvoir comparer des roches qui sont éloignées dans leur minéralogie actuelle ou dont les cristaux sont mal exprimés. On compare ainsi des magmas qui ont subi des histoires de refroidissement différentes mais également des magmas à teneur en eaux très différentes. La norme CIPW permet de dégager entre autres un paramètre essentiel : le **degré de saturation en silice** d'un magma. Si dans la composi-

tion normative d'un basalte s'exprime du quartz normatif en plus des phases majeures telles que l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le plagioclase, le basalte est dit sur-saturé en silice (fig. 17.28). *Notons qu'un basalte ne contient jamais de quartz, il s'agit ici de la composition normative, c'est une composition virtuelle !* En revanche, si l'olivine apparaît à la place du quartz, le magma était sous-saturé en silice. Enfin, de la néphéline et potentiellement de la leucite (feldspathoïdes) normatives en plus de l'olivine, du plagioclase et du clinopyroxène indiquent un fort degré de sous-saturation du magma en silice. En effet la néphéline cristallise virtuellement à la place de l'albite, uniquement si  $\text{SiO}_2$  est indisponible dans le magma car : néphéline + 4  $\text{SiO}_2$  = albite.



**Figure 17.28** Diagramme de composition normative des basaltes.

Les tétraèdres en rouge et jaune correspondent respectivement aux compositions normatives sur-saturées et sous-saturées en silice.

La limite de saturation en silice est un plan qui selon les théories thermodynamiques est infranchissable pour l'évolution compositionnelle du magma. En conditions normales, sans mélanges de sources, un basalte à Qz normatif, verra l'ensemble de sa série magmatique évoluer dans le triangle de sur-saturation en silice. De même, un magma basaltique à Ne normative engendre une série

magmatique qui évoluera uniquement dans le triangle de sous-saturation en silice. Toutefois, quelques exemples naturels, comme la chaîne des Puys, montrent qu'une série magmatique peut passer du champ sous-saturé vers le champ sur-saturé. Le plus souvent, cela s'explique par des processus relativement complexes tels que la contamination crustale, le fractionnement de phases minérales particulières, etc.

Il apparaît donc que des basaltes présentant des degrés de saturation en silice différents peuvent générer des séries magmatiques différentes. Mais comment est-il possible de former des basaltes différents à partir de la fusion du même manteau ? La figure 17.29 montre que la profondeur de fusion partielle du manteau influence fortement le degré de saturation en silice des basaltes formés. À faible profondeur, les basaltes sont à quartz normatifs (sursaturés en silice) alors qu'à grande profondeur, les basaltes sont plutôt à néphéline normative (sous-saturés en silice) (fig. 17.29).

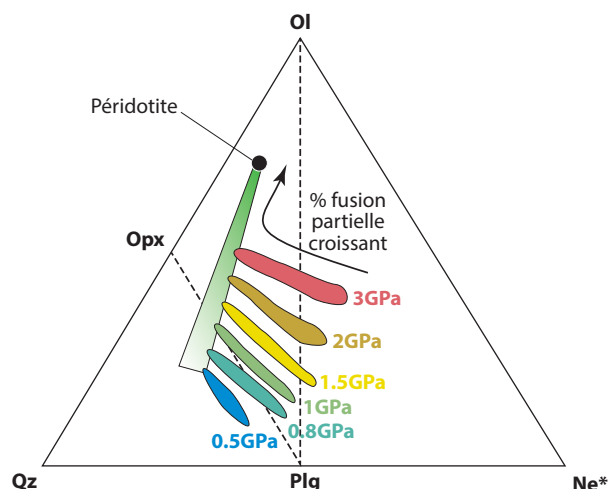
Comme nous l'avons vu précédemment, la profondeur à laquelle débute la fusion partielle du manteau est variable selon les contextes géodynamiques. Au niveau des dorsales médio-océaniques, la profondeur de début de fusion est classiquement de 40 km. On produit toujours des basaltes sursaturés en silice. En revanche, en contexte de point chaud, la profondeur de début de fusion qui est plus de l'ordre de 200-150 km, conduit à la formation de basaltes sous-saturés en silice.

En général, la série tholéiitique est à quartz normatif et éventuellement à olivine normative, alors que la série calco-alcaline, est le plus souvent à olivine normative. Pour ces deux séries, le rapport alcalin/silice est relativement faible. En revanche, dans la série alcaline à hyperalcaline, les basaltes sont le plus souvent à néphéline normative, témoignant d'une sous-saturation en silice qui s'explique principalement par le fort rapport alcalin/silice.

Ajoutons que le degré de fusion partielle a également une influence prépondérante sur la composition des basaltes primaires (fig. 17.29). Un faible taux de fusion induit une plus grande richesse en éléments à comportement incompatible dans le magma, car ces éléments quittent le solide les premiers. Par effet de dilution, un plus fort taux de fusion diminue ensuite la teneur relative en éléments incompatibles. Le rapport alcalins/silice diminue alors, ce qui conduit au passage de la série alcaline à la série tholéiitique dans certains contextes de points chauds à panaches très actifs (cas du point chaud d'Hawaii ou des Galapagos par exemple).

**Figure 17.29** Composition normative des basaltes formés par fusion de péridotite (manteau terrestre) à différente profondeur.

La profondeur est fonction de la pression qui ici est exprimée en Giga Pascal (GPa).  
(Modifié de Falloon & Green, 1988.)  
Ne\* : minéraux de type néphéline.



**Pour résumer, retenons les faits suivants :**

- **Au niveau des dorsales médio-océaniques**, la série magmatique unique est la série tholéiitique, avec près de 99 % de roches de composition basaltique (MORB, gabbro) et 1 % à peine de plagiogranite (granite pauvre en K<sub>2</sub>O).

- **Au niveau des points chauds**, le degré de fusion partielle du manteau qui est en général relativement faible (5-10 %) engendre une série hyperalcaline à alcaline comprenant plus de 95 % de magmas basaltiques et moins de 5 % de magmas plus différenciés, allant jusqu'aux trachytes et phonolites. En revanche, si le taux de fusion est plus important (15-20 %), ce qui dépend de l'activité du panache mantellique et de la nature du manteau source, les magmas peuvent avoir une composition plus tholéiitique (voir ci-dessus). Dans le cas des rifts continentaux en contexte de points chauds (exemple du rift Est-Africain et de l'Afar), la fusion se produit à grande profondeur dans un manteau subcontinental. Les magmas sont hyperalcalins fortement sous-saturés.
- **Au niveau d'une zone de subduction**, la série calco-alcaline est majoritairement représentée. Les magmas sont de composition basaltique à rhyolitique en passant par les andésites et dacites. Leurs proportions peuvent dépendre fortement du contexte propre de chaque subduction : subduction océan-océan ou océan-continent par exemple). Toutefois, on peut y trouver des séries tholéiitiques et alcalines, selon le taux de fusion partielle du coin de manteau. Il peut exister une répartition géographique avec des magmas plutôt tholéiitiques en domaine avant arc, calco-alcalins au niveau de l'arc et des tendances plutôt alcalines en arrière arc dans le domaine continental (les *shoshonites* sont des laves riches en potassium que l'on rencontre à plus de 300 km de la fosse dans les Andes). Dans les bassins arrière-arc, les laves des centres d'accrétion sont des MORB appelés BABB (*Back-Arc Basin Basalts*) se caractérisant par des anomalies en Nb et Ta car leur manteau source a interagi à un moment donné de leur histoire avec une subduction.

## 17.3 LE MAGMATISME AU COURS DES PÉRIODES GÉOLOGIQUES

Nous avons vu qu'actuellement la variété de roches magmatiques est importante à la surface du globe. Néanmoins certaines roches magmatiques actuelles n'existaient pas ou peu avant 2,5 Ga (Archéen : 4,0-2,5 Ga) et d'autres n'existent plus ou peu depuis l'Archéen. C'est le cas des magmas andésitiques et hyperalcalins visibles aujourd'hui dans différents contextes géodynamiques qui ne semblent pas avoir été présents avant 2,5 Ga. Les roches qui étaient abondantes à l'Archéen mais qui ne se forment plus ou peu sur Terre aujourd'hui sont les komatiites et les suites trondhjémite-tonalite-granodiorites (TTG).

Les andésites sont actuellement formées principalement au niveau des zones de subduction par la fusion partielle de 20 % du coin de manteau métasomatisé suivie de cristallisation fractionnée plus ou moins poussée lors de la remontée vers la surface. Les magmas hyperalcalins sont quant à eux issus de faibles taux de fusion (< 10 %) du manteau au niveau d'un point chaud. Il semble donc que les conditions amenant d'une part la fusion du coin de manteau métasomatisé et imposant d'autre part de faibles degrés de fusion du manteau n'étaient globalement pas réunies à l'Archéen.

### 17.3.1 Les komatiites

Ces roches magmatiques sont des roches **ultramafiques volcaniques** typiques des **ceintures de roches vertes** archéennes. Elles sont constituées principalement d'olivine et de pyroxène et présentent des teneurs en MgO très élevées (20-30 % massique, contre ~ 10 % pour un basalte actuel). Les cristaux d'olivine et de pyroxène présentent des textures spinifex, c'est-à-dire en baguettes très allongées (fig. 17.30) qui témoignent d'une cristallisation très rapide hors équilibre, le plus vraisemblablement en raison d'un refroidissement rapide. Les travaux expérimentaux ont montré que ces roches volcaniques étaient émises à des températures de l'ordre de 1 500-1 650 °C (contre 1 100-1 200 °C pour un basalte actuel), ce qui implique nécessairement un refroidissement très rapide en arrivant en surface. Toutes ces caractéristiques ont permis de montrer que les komatiites étaient issus de 50-60 % de fusion partielle du manteau (contre 10-20 % classiquement aujourd'hui pour un basalte), ce qui

explique les teneurs élevées en MgO (on se rapproche de la composition du solide source). Le contexte géodynamique de formation de ces roches n'est pas bien contraint, néanmoins il semble qu'il s'agissait de grandes remontées diapiriques du manteau profond, de type point chaud actuel.

Les komatiites témoignent également du refroidissement de la Terre au cours de son histoire. Effectivement un taux de fusion partielle aussi élevé du manteau n'était possible que si le manteau lui-même était plus chaud qu'aujourd'hui. Il semble qu'au début de l'Archéen (4 Ga), la Terre était 4 à 5 fois plus chaude qu'aujourd'hui et à la fin de l'Archéen (2,5 Ga), elle était à peine 2 fois plus chaude qu'aujourd'hui. Cela explique donc le fait qu'après 2,5 Ga la formation de komatiites n'était plus possible, la Terre était trop froide.

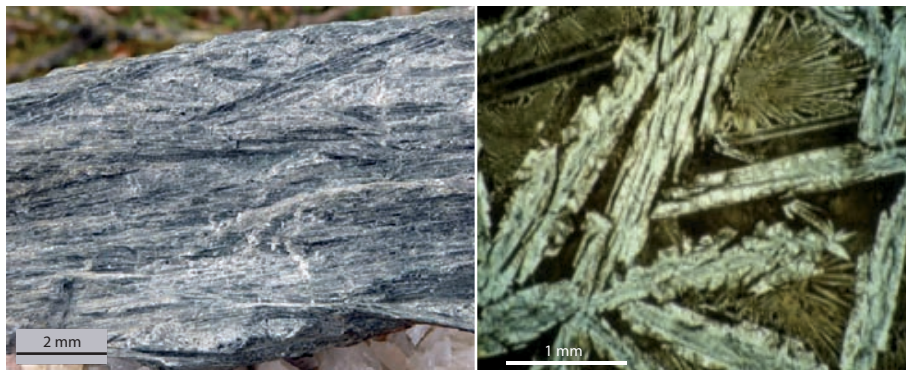


Figure 17.30 Les komatiites.

À gauche, il s'agit principalement de cristaux de pyroxène qui font 5-10 cm de long pour quelques millimètres de large (Komati, Afrique du Sud, *photo* : H. Martin). À droite, komatiite archéenne : cristaux d'olivine squelettique. Ces roches dérivent des magmas ultrabasiques les plus chauds connus (1 500 °C, MgO = 30 %). Notez la texture dite spinifex (squelettique) des deux roches.

### 17.3.2 Les TTG (trondhémmites-tonalites-granodiorites)

Les roches qui constituent le socle granito-gneissique archéen affleurant aujourd'hui à la surface du globe représentent une association de trondhémmites, de tonalites et de granodiorites (TTG). Ces roches correspondent à des granites pauvres en  $K_2O$  (figs. 18.5 et 17.31). D'autre part, les suites de TTG sont aussi caractérisées par des teneurs faibles en terres rares lourdes et présentent des spectres multi-élémentaires parfaitement similaires aux adakites actuelles (fig. 17.14).



Figure 17.31 Photos de trondhémmites classiques.

À gauche, une trondhémite non déformée, à droite une trondhémite très déformée ce qui est le plus courant (Finlande) (*photos* : H. Martin).

Comme pour les komatiites, l'absence de TTG après 2,5 Ga témoigne du fait que les conditions de genèse de ces magmas se sont interrompues à la fin de l'Archéen. À cette époque, le gradient géothermique global était nettement plus fort et en subduction, la croûte océanique subduite fondait avant qu'elle ne puisse se déshydrater. Cette fusion partielle fournissait les magmas primaires sources des TTG, largement dominants dans la croûte juvénile au-dessus des zones de subductions archéennes.

Néanmoins aujourd'hui, des adakites, qui ont des compositions voisines de celles des TTG, peuvent se former en de rares contextes de subduction chaude actuelle ou récente impliquant une lithosphère océanique jeune. Nous l'avons vu plus haut, dans une zone de subduction présentant un gradient géothermique actuel normal, la croûte océanique évoluée se déshydrate mais ne fond pas. Dans le cas d'une subduction chaude, la croûte océanique s'enfouissant dans le manteau franchit son solidus hydraté avant que les phases hydratées ne soient déstabilisées.

La figure 17.32 résume l'évolution des gradients géothermiques dans les zones de subduction depuis l'Archéen et les processus de fusion associés. Avant 3 Ga, la croûte océanique subduite fond à relativement basse pression pour former des TTG, principaux constituants de la croûte continentale archéenne. Les liquides sont produits en volume suffisant pour constituer des magmas à part entière. Entre 3 et 2,5 Ga, la Terre se refroidissant, le gradient géothermique est plus faible et la fusion de la croûte océanique subduite est plus profonde. Le volume des TTG produit est plus modéré. Un nouveau processus apparaît alors, la métasomatose du coin de manteau par les liquides silicatés de composition TTG. Des magmas nouveaux, de type sanukitoïde, sont formés par la fusion du coin de manteau métasomatisé par ces liquides de composition TTG. Enfin, après 2,5 Ga, en dehors de quelques rares cas de subduction chaude, la Terre est trop froide pour maintenir un gradient géothermique de subduction suffisant pour que la croûte océanique fonde. Celle-ci se déshydrate et induit la fusion du coin de manteau sus-jacent.

Voir encart 17.3 et fig. 17.1

Voir fig. 17.11

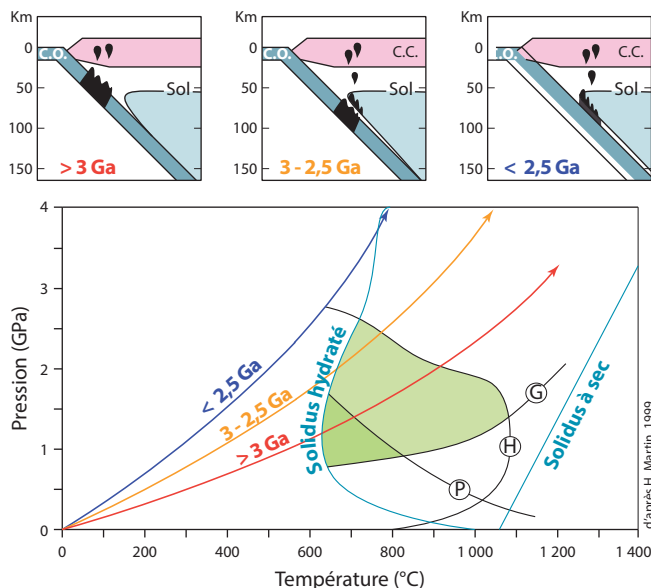


Figure 17.32 Magmatisme en zone de subduction au cours des temps géologiques.

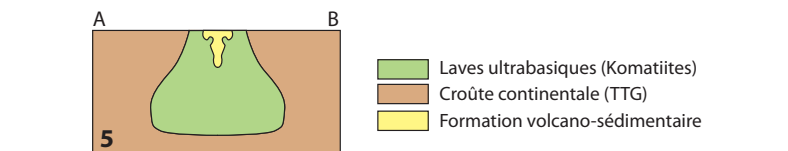
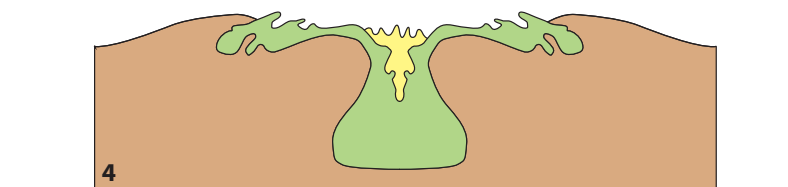
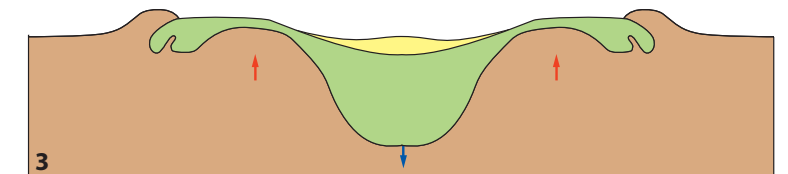
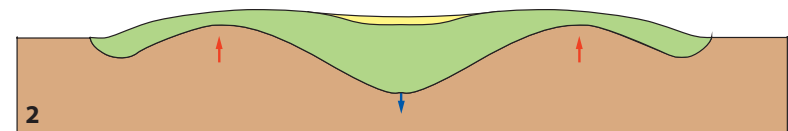
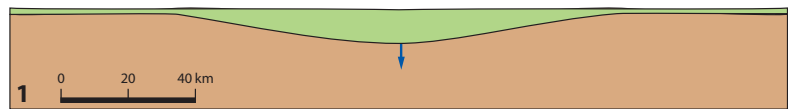
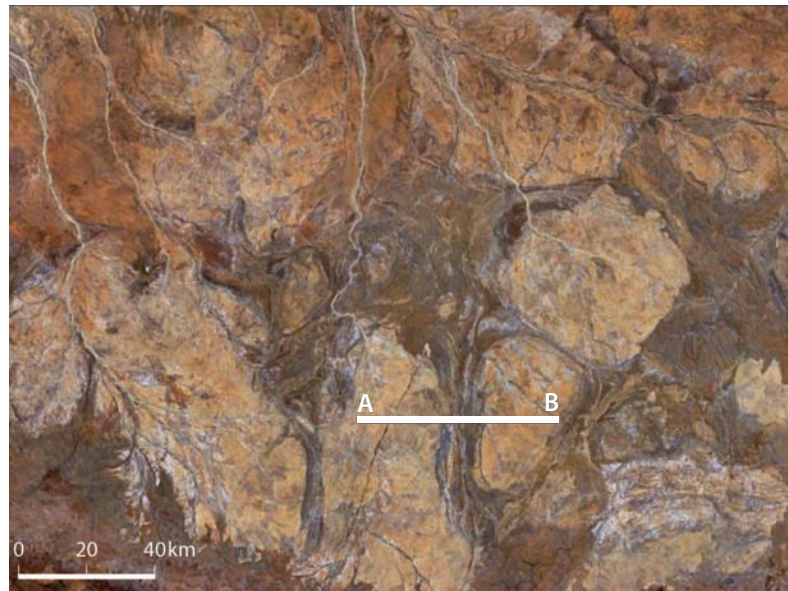
Champs de stabilité de H : hornblende, G : grenat, P : plagioclase. Sol : solidus hydraté du manteau.

> 3 Ga : fusion de la croûte océanique.  
3-2,5 Ga : fusion de la croûte modérée et fusion du coin de manteau après métasomatose par les liquides adakitiques.

< 2,5 Ga : déshydratation de la croûte océanique ce qui entraîne la métasomatose du coin de manteau et sa fusion partielle.

Un autre modèle, complémentaire de celui de la subduction archéenne, permet de former des TTG : le modèle de **sagduction**. L'épanchement abondant de laves de type komatiite, qui sont très denses, à la surface de proto-continentes de composition TTG, moins denses, produit inévitablement une instabilité gravitaire. Cette instabilité peut également être facilitée par la remontée d'un panache mantellique. L'instabilité gravitaire induit une tectonique à dominante verticale permettant l'enfouissement des laves denses en profondeur et la remontée par contraste de densité de lambeaux de proto-croûte

continentale sous forme de diapirs (*fig. 17.33*). Ces structures sont bien conservées au cœur de certains cratons actuels et montrent typiquement des plutons de TTG entourés de ceintures de roches vertes komatiitiques. L'enfouissement des roches vertes permet d'atteindre les conditions de la fusion partielle, formant ainsi des TTG intracontinentales. On pense qu'à l'Archéen, la sagduction se produisait principalement en milieu de plaque alors que la subduction était confinée en limite de plaque.



**Figure 17.33** Craton australien et modèle de sagduction.

Image satellite du nord-ouest du craton australien (*image Google Earth*), montrant des diapirs de TTG (formations de couleur marron clair relativement circulaire) entourés de roches vertes (zones plus sombres entre les diapirs de TTG). Le modèle de sagduction est schématisé en 4 étapes et explique la structure observée dans le craton australien. Les flèches rouges et bleues symbolisent l'instabilité gravitaire qui gouverne le processus de sagduction. Après érosion, le schéma 5 correspond à la coupe A-B visible sur l'image satellite du craton australien (*modifié d'après H. Martin*).

■ Laves ultrabasiques (Komatiites)  
 ■ Croûte continentale (TTG)  
 ■ Formation volcano-sédimentaire

## À retenir

- Les roches magmatiques dérivent de la solidification d'un magma, le plus souvent silicaté. On les appelle encore roches endogènes ou ignées.
- Le magma est un mélange, en proportions variables, de cristaux et d'une phase fluide. Le stade magmatique est une étape transitoire entre une phase de fusion partielle et une phase de solidification après migration.
- Parallèlement à l'approche pétrographique classique, l'étude pétro-géochimique est devenue une approche indispensable pour comprendre l'origine et l'évolution des magmas. Elle comprend des analyses chimiques des éléments dits majeurs, des éléments traces et des Terres Rares. À cela s'ajoutent les analyses des rapports isotopiques.
- Le solidus est la courbe qui sépare le domaine solide du domaine solide + liquide, le liquidus est la courbe au-delà de laquelle la roche est entièrement fondue. En domaine continental, l'anatexie se produit entre 700 et 850 °C. Dans le manteau anhydre, la fusion se produit vers 1 250 °C (au niveau d'une dorsale par exemple). L'addition d'eau abaisse le point de fusion, ainsi le manteau en domaine de subduction fond vers 1 000 °C. Le magma produit va ensuite migrer puis cristalliser en se refroidissant, selon un ordre précis d'apparition des cristaux.
- Les magmas peuvent être produits dans la croûte continentale par fusion partielle de celle-ci (anatexie), c'est le cas pour une partie importante des granites. Ils peuvent être produits également par fusion partielle de la croûte océanique dans le cas de subduction de lithosphère jeune. Enfin, ils peuvent provenir, et de façon très majoritaire, de la fusion partielle du manteau : c'est le cas de la plupart des basaltes (dorsales, points chauds) en l'absence de fluides et des basaltes-andésites et roches associées (subduction), en présence de fluides extraits de la plaque plongeante.
- Le manteau est constitué de plusieurs grands réservoirs géochimiques, le manteau supérieur a été appauvri (en éléments incompatibles) par extraction plus ou moins progressive de la croûte continentale depuis près de 4 milliards d'années, le manteau inférieur lui est non appauvri en éléments incompatibles.
- La plupart des basaltes des rides océaniques (MORB) sont issus de la fusion partielle du manteau supérieur tandis que les basaltes de points chauds (OIB) sont issus de la fusion partielle du manteau inférieur.
- On peut globalement distinguer les séries tholéiitique, alcaline et calco-alcaline selon le site géodynamique où s'opère la fusion : respectivement, dorsale, points chauds, zone de subduction. Le processus de fusion est contrôlé par la nature de la roche source, la pression, la température et la présence ou l'absence de fluide.
- L'étude de l'évolution magmatique par cristallisation fractionnée peut se faire en étudiant les teneurs en différents éléments chimiques en fonction de la silice. Ainsi il est possible de retracer l'évolution chimique des magmas et de déterminer les assemblages minéralogiques qui fractionnent lors de la cristallisation fractionnée.
- La limite de saturation en silice est un plan théoriquement infranchissable lors de l'évolution du magma. En conditions normales, un basalte à Qz normatif évolue dans le triangle de sursaturation en silice. Un magma basaltique à Ne normative engendre une série magmatique évoluant dans le triangle de sous-saturation en silice.
- Les komatiites et les suites trondhjemites-tonalite-granodiorites (TTG) sont des roches abondantes à l'Archéen. Elles ne se forment plus (ou peu) sur la Terre aujourd'hui.