

COMPOSITION ET HISTOIRE DE LA TERRE SOLIDE : GÉOCHIMIE GLOBALE ET GÉOCHRONOLOGIE

MOTS-CLÉS

- ▶ Météorites : chondrites, chondrites carbonées, achondrites.
- ▶ Géochimie globale : composition chimique des enveloppes internes – noyau, manteau, croûte.
- ▶ Éléments majeurs et traces, terres rares, HFSE, isotopes
- ▶ Éléments sidérophiles, chalcophiles, lithophiles, atmophiles.
- ▶ Comportements compatibles, incompatibles des éléments, coefficients de partage.
- ▶ Spectroscopie, spectrométrie.
- ▶ Différenciation terrestre : croûtes continentale et océanique, réservoirs mantelliques (manteau primitif et appauvri).
- ▶ MORB, OIB, magmas calco-alcalins.
- ▶ Croissance de la croûte continentale.
- ▶ Modèles géochimiques de la dynamique globale.
- ▶ Géochronologie : systèmes isotopiques Rb-Sr, U-Th-Pb, Pb-Pb, K-Ar, Ar-Ar et isotopes cosmogéniques ^{14}C et ^{10}Be .

Nous présentons ici les caractères généraux de la Terre solide, notamment sa composition chimique et son évolution depuis la fin de l'accrétion planétaire. Le détail de la structure est développé dans les chapitres suivants consacrés aux apports des méthodes géophysiques (sismique, paléomagnétisme) et dans le chapitre 4 (gravimétrie et géodésie). Pour avoir une vision d'ensemble de la dynamique globale sans entrer dans le détail des méthodes géophysiques, nous conseillons la lecture des chapitres 7 et 8.

5.1 STRUCTURE INTERNE ET COMPOSITION CHIMIQUE DU GLOBE : ÉVOLUTION DES CONNAISSANCES

5.1.1 Noyau dense et manteau

Les observations directes possibles de notre planète ne concernent que la pellicule tout à fait superficielle, ce sont les données des puits de mines et des forages. La plupart des sondages ont révélé que la température s'élève avec la profondeur en moyenne de 1 °C tous les 30 m ou 30 °C par kilomètre : c'est le **gradient géothermique**. On peut logiquement déduire de ce fait que, à partir d'une certaine profondeur, la température, combinée avec la pression, est suffisante pour provoquer **localement** la fusion partielle des roches.

L'augmentation de la température avec la profondeur, connue déjà des mineurs de l'Antiquité, alimenta l'idée d'un « feu central », qui persista jusqu'au milieu du XIX^e siècle, conduisant à une vision du globe terrestre évoquée dans le *Voyage au centre de la Terre* de Jules Verne : la Terre est un solide percé de cavités, certaines sont remplies de laves volcaniques provenant de la fusion des matériaux sous l'influence du feu central, d'autres sont vides ou remplies d'eau par des fleuves souterrains. La répartition géographique de ces deux types de cavités est déduite des observations géologiques de surface.

Pourtant dès 1747, Buffon avait abordé la structure de la Terre d'une façon moderne en posant le problème de sa densité. En 1735, Pierre Bouguer (1698-1758), lors de l'expédition chargée de mesurer un arc de méridien, fait au Pérou une observation capitale : le fil à plomb n'indique pas la verticale au voisinage des Andes. La légère déviation résulte de l'interaction entre l'attraction de la montagne et celle de la Terre. En estimant la masse de la montagne, il estima celle de la Terre et aboutit à une densité de 4,5. Par la suite, Cavendish (1731-1810), en utilisant la balance de torsion, mesura la constante de gravitation et en déduisit une densité moyenne de la Terre de 5,45 (valeur actuellement admise 5,52).

La Terre est donc environ deux fois plus dense que les roches les plus denses connues en surface, comme les basaltes de densité proche de 3. En profondeur doit donc exister un corps très dense (notion de **barysphère**) et peu à peu s'implanta l'idée d'une structure du globe avec une enveloppe légère (le **manteau** $d = 3$) entourant un **noyau** lourd ($d = 7$ à 10) dont la nature restait hypothétique (mythe du trésor central, certains pensant que le plomb, l'argent ou l'or pouvaient le constituer).

Cette vision d'un globe terrestre hétérogène fut renforcée à la fin du XIX^e siècle par la connaissance des propriétés des corps en rotation. Lorsqu'un corps homogène sphérique tourne autour d'un axe, il se déforme sous l'action de la force centrifuge en s'aplatissant aux pôles. Cette déformation est, au contraire, très faible si la masse est concentrée vers le centre. Dans le cas de la Terre, la déformation est minimale (différence de 22 km entre les deux axes soit environ 1/300). Des calculs plus précis montrent que le noyau doit avoir un rayon égal à la moitié du rayon terrestre et une densité de l'ordre de 11. Toutefois il faut attendre la fin du XIX^e siècle et le développement des méthodes géophysiques de prospection indirecte pour avoir une vision plus précise du globe terrestre (voir les chapitres suivants).

5.1.2 Comment connaître la composition chimique des assises inaccessibles ?

a) Xénolithes, ophiolites et forages

Nous avons facilement accès à la composition chimique de l'atmosphère, des eaux océaniques, de la croûte et des parties supérieures du manteau. On connaît en effet le manteau supérieur par les ophiolites, ces unités de lithosphère océanique incorporée aux continents (voir le processus de l'obduction au chapitre 15) et par les xénolithes, ces fragments de péridotites remontés par les magmas. C'est ainsi qu'un *pipe* de Kimberlite, roche diamantifère de l'Afrique du Sud, a livré une périodite à grenats du manteau issue d'une profondeur de 230-250 km : c'est la roche terrestre la plus profonde jamais échantillonnée. Elle est datée de 1 400 Ma. Cependant, la composition du noyau et celle du manteau profond ne peuvent être connues à partir d'échantillons naturels. Ceux-ci sont inaccessibles. La composition chimique globale de la Terre est donc estimée.



Voir chap. 15

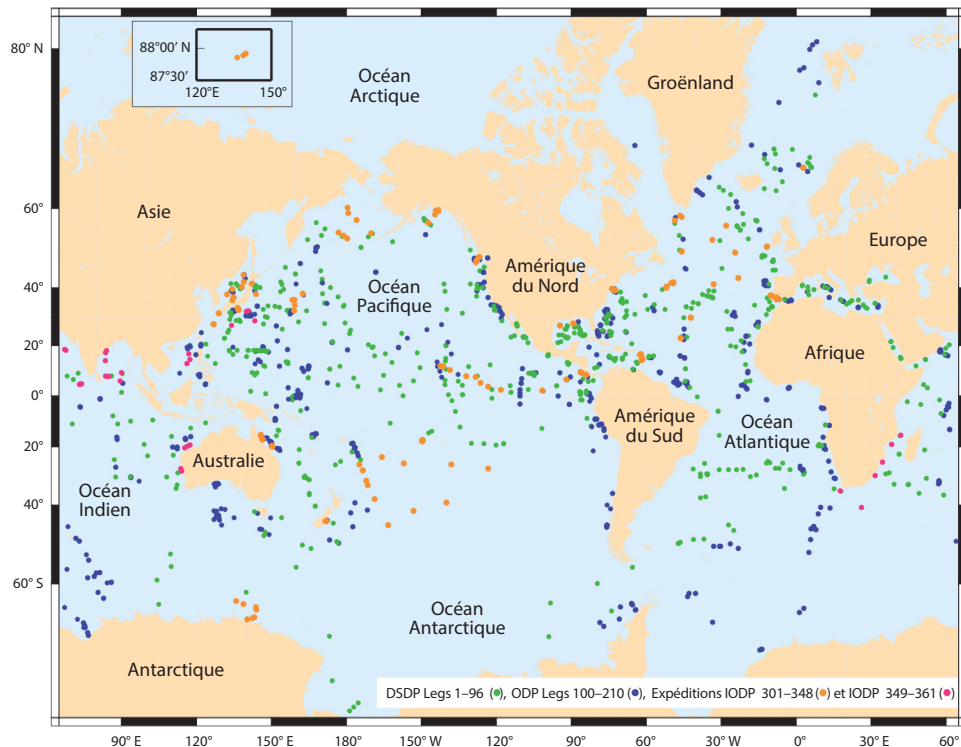


Figure 5.1 Localisation de tous les forages océaniques scientifiques réalisés jusqu'en 2020 dans le monde (programmes DSDP, ODP, iODP et IODP).

Encart 5.1 – Les sondages profonds

Voir chap. 6

Voir fig. 11.5

Le sondage continental le plus profond du monde, dans la péninsule de Kola à l'ouest de Mourmansk, n'a atteint que 12 261 m (1989). La température au fond était de 200 °C dans des gneiss granulitiques vieux de 2 800 Ma, alors que les géologues russes s'attendaient, d'après les données sismiques, à trouver du basalte à partir de 7 000 m. Ce forage a donc réservé au moins deux surprises : le gradient géothermique 1 °C/60 m est deux fois plus faible que prévu et la réalité de la **discontinuité de Conrad** (à 7 000 m) mise en doute. Un autre sondage profond (9 101 m, 275 °C) a été réalisé en Allemagne (Haut-Palatinat, près de Windischeschenbach) et achevé en 1996. À partir des années 1970, les forages océaniques ont permis de mieux connaître la structure de la croûte océanique et également de décrypter l'immense banque de données que représentent les archives stockées depuis 180 Ma environ dans les sédiments océaniques. Les premiers sondages ont été effectués par le navire foreur *Glomar Challenger* dans la première phase d'un vaste programme international, le programme DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) entre 1968 et 1983. Puis au cours de la deuxième phase, entre 1983 et 1993, c'est le *Joides Resolution* qui a opéré à travers les océans mondiaux dans le cadre du programme ODP (*Ocean Drilling Project*). Depuis 1993, les troisième et quatrième phases de ce programme, iODP puis IODP (*International Ocean Discovery Program*) permettent d'intégrer des plateformes de forages plus adaptées aux environnements côtiers et un navire spécialisé dans les forages très profonds sécurisés, le *Chikyu*, où un tube externe entoure le train de tige, le *riser*. Au total, en 2014, 348 campagnes de deux mois en moyenne ont permis de forer le fonds des océans dans tous les environnements possibles : marges, dorsales, points chauds, plaines abyssales. Le programme DSDP a foré 1 053 puits en 96 campagnes et le programme ODP, 1 797 puits en 110 campagnes. Le *Joides* a foré la croûte océanique sur 2 000 m d'épaisseur et sous une couche d'eau de 7 000 m. Mis bout à bout, les carottages de toutes les expéditions représentent plus de 1 000 km d'informations enregistrées dans les archives océaniques (fig. 4.7).

b) Apport des météorites

Dans le débat sur la composition de la Terre et son évolution, les météorites ont une place prépondérante. Il s'agit d'objets tombés sur Terre et qui proviennent de projections d'un corps céleste (un planétésimal, une planète, un astéroïde, etc.) fragmenté lors d'un impact avec un autre corps. L'étude de ces météorites est précieuse car elles nous renseignent sur les stades précoces de la formation du Système solaire (étude des chondrites ou achondrites primitives par exemple), comme sur les stades de différenciation planétaire (études des achondrites, météorites mixtes et ferreuses préférentiellement).

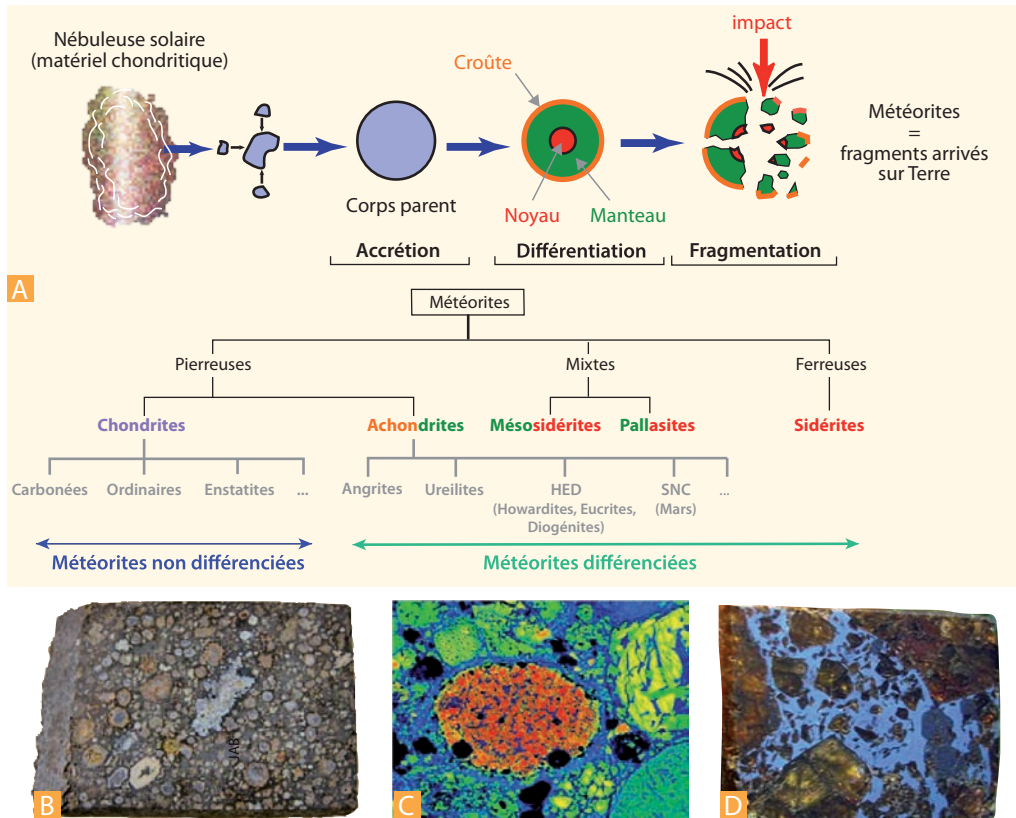


Figure 5.2 Les météorites.

A. Classification simplifiée des météorites. Les météorites sont des fragments résultant de la collision de corps célestes déjà différenciés. Il est logique que l'on échantillonne ainsi des parties profondes et superficielles de ces corps. Les chondrites les plus fréquentes sont les plus primitives. Les chondrites sont d'anciennes gouttes de liquide magmatique formées lors des premières collisions. Ces globules sont essentiellement constitués d'olivine et de pyroxène, et d'un peu de fer métallique. Ils sont inclus dans une matrice faite d'olivine, de pyroxène et d'autres silicates. Les chondrites carbonées peu courantes sont les plus anciennes (4,65 à 4,55 Ga). Elles ont subi une condensation à basse température et sont riches en eau. Leur composition est utilisée comme référence dans les travaux de géochimie. Les noms des météorites sont colorés en correspondance avec leur origine dans le schéma du haut de la figure.

B. Chondrite carbonée d'Axtell, Texas.

C. Distribution hétérogène du Mg dans une chondrite. Les teneurs décroissantes du rouge du chondre central (1 mm) vers le bleu et le noir de la matrice témoignent de l'hétérogénéité de la matière accrétée.

D. Pallasite de Brahmin, Russie (5 × 3 cm). Matrice métallique de type octaédrique entourant de grands cristaux d'olivine.

Les météorites sont classées selon leur composition chimique et leur pétrologie (*fig. 5.2*). On distingue principalement :

- Les météorites non différenciées (ou peu différenciées) dont font partie les chondrites. Certaines chondrites ont une composition chimique très voisine de celle du Soleil. Elles sont formées de chondres, des globules de silicates (olivine, pyroxène, etc.) enchassés dans une matrice finement grenue de silicates et de fer-nickel. Elles donnent des informations sur la composition globale de la Terre.
- Les météorites différenciées, qui représentent des fragments de corps planétaires. Les achondrites, provenant principalement de la croûte et/ou du manteau, les météorites mixtes qui correspondent le plus vraisemblablement à la limite noyau-manteau et enfin les météorites ferreuses principalement représentées par les sidérites provenant du noyau de corps parents.

5.1.3 Composition chimique et géodynamique : de Clarke à Goldschmidt

On pense que la composition de la Terre est proche de celle du Soleil (dont les chondrites carbonées sont représentatives). La composition de la Terre dans son ensemble (Terre globale : T_G) ressemble donc à celle des corps du Système solaire les moins différenciés. On appelle manteau primitif (M_p) le premier manteau de la Terre à la fin de sa différenciation. Il s'agit du manteau avant l'extraction de la croûte continentale. Le manteau actuel est différent du manteau primitif mais on peut approcher sa composition en étudiant les xénolithes, nodules de péridotites extraits par les magmas. Si l'on connaît la composition de T_G et de M_p , on en déduit par différence la composition du noyau.

F.W. Clarke (1847-1931), père de la géochimie, et H.S. Washington (1867-1934) ont proposé, pour la croûte continentale, une moyenne chimique issue de 5 159 analyses : les huit éléments les plus abondants dans la croûte (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg) représentent, en masse, à eux seuls plus de 98 % du total. C'est dire la rareté de la majorité des éléments chimiques à la surface du globe. V.M. Goldschmidt (1888-1947) a trouvé des résultats voisins en prenant la moyenne de 77 analyses de vase glaciaire très fine en provenance du bouclier finno-scandinave. Il postulait que ces vases représentant des débris de roches très anciennes, et affleurant sur une large surface, donnaient ainsi une bonne idée de la composition chimique moyenne de la croûte continentale (*fig. 5.3*).

On peut donc considérer les résultats de Clarke et de Washington comme représentatifs pour la croûte en général. Ils mettent en évidence que la croûte est essentiellement composée d'oxygène. Si cela est déjà visible en masse, ça l'est beaucoup plus en pourcentage atomique et en volume (en raison du grand rayon ionique de l'ion oxygène, la prépondérance de l'élément en volume apparaît extraordinaire). La croûte terrestre est un agrégat d'ions oxygène, maintenus liés par les ions silicium et des ions des métaux communs. C'est l'**oxysphère** de Goldschmidt.

Si l'on examine les pourcentages d'oxydes, on constate que deux seulement (SiO_2 et TiO_2) constituent des groupements susceptibles de s'associer aux oxydes métalliques. On en déduit que si la croûte terrestre est surtout formée d'oxygène, les composés formés sont surtout les silicates ; le silicium pouvant donner naissance à des combinaisons extrêmement variées. La géochimie est donc principalement une chimie des silicates.

Encart 5.2 – Éléments communs, éléments rares : effet de concentration

L'ordre d'abondance dans la Terre totale est très différent de ce que le sens commun attendrait et bien des éléments économiquement courants sont non seulement rares, mais moins abondants que d'autres considérés comme exceptionnels. Ainsi le cuivre est plus rare que le zirconium, le gallium est aussi abondant que le plomb, le mercure vient après les terres rares. Le vanadium est plus courant que l'étain et le cuivre ; le scandium, jugé comme une singula-

rité, égale l'arsenic. L'hafnium, un des derniers métaux non radioactifs découverts (1925), est plus abondant que le bore, l'uranium, le tantale, le cadmium, l'iode, le mercure, l'argent, le platine, l'or... Certains métaux usuels, malgré leur rareté, se trouvent donc concentrés dans des minéraux particuliers ou minerais, d'où il est aisé de les extraire, tandis que d'autres sont répartis uniformément dans les assises terrestres sans concentrations privilégiées.

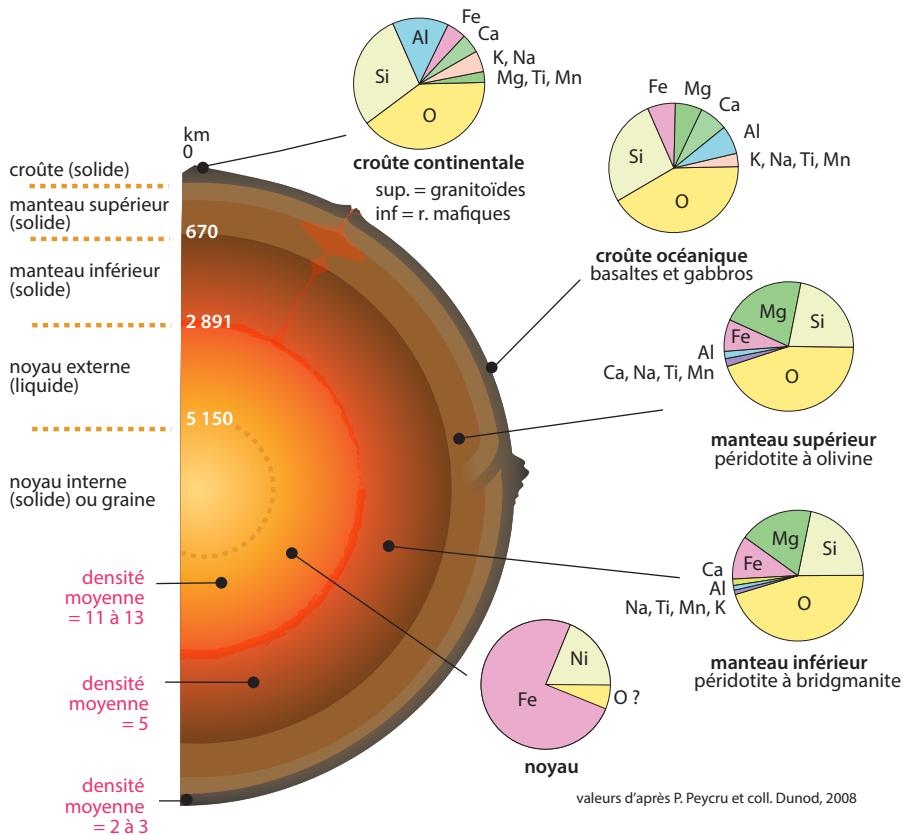
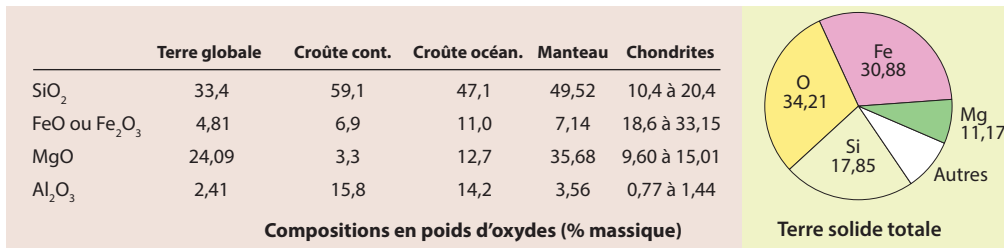


Figure 5.3 Composition chimique des différentes enveloppes de la Terre.

Goldschmidt est un minéralogiste et pétrologue norvégien qui a enseigné à Göttingen, en Angleterre puis à Oslo. Il a fondé la géochimie moderne en étudiant le comportement des éléments durant les ségrégations chimiques se déroulant lors de la fusion et de la cristallisation des corps en métallurgie. En 1954 il a proposé de regrouper les éléments chimiques selon leurs affinités en quatre grandes familles géologiques (fig. 5.4) :

Les éléments **atmosphériques**, ce sont ceux de l'atmosphère et de l'hydrosphère : azote, oxygène, hydrogène et gaz rares (hélium, néon, argon, krypton et xénon).

Les éléments **lithophiles**, localisés préférentiellement dans les « pierres », il s'agit donc des éléments constitutifs de la charpente des silicates (silicium, aluminium, calcium, potassium, sodium et magnésium) mais aussi des éléments mineurs et en trace qui ont des propriétés voisines (rubidium, césium, strontium, baryum, germanium, gallium, etc.). Les produits de désintégration de l'uranium et du thorium sont associés à cette famille indépendamment de leurs affinités géochimiques.

Les éléments **chalcophiles** qui, comme le cuivre (chalco), se lient facilement au soufre (en formant souvent des gisements exploitables). On trouve aussi le fer (qui a donc un caractère mixte), le plomb, le zinc et l'arsenic.

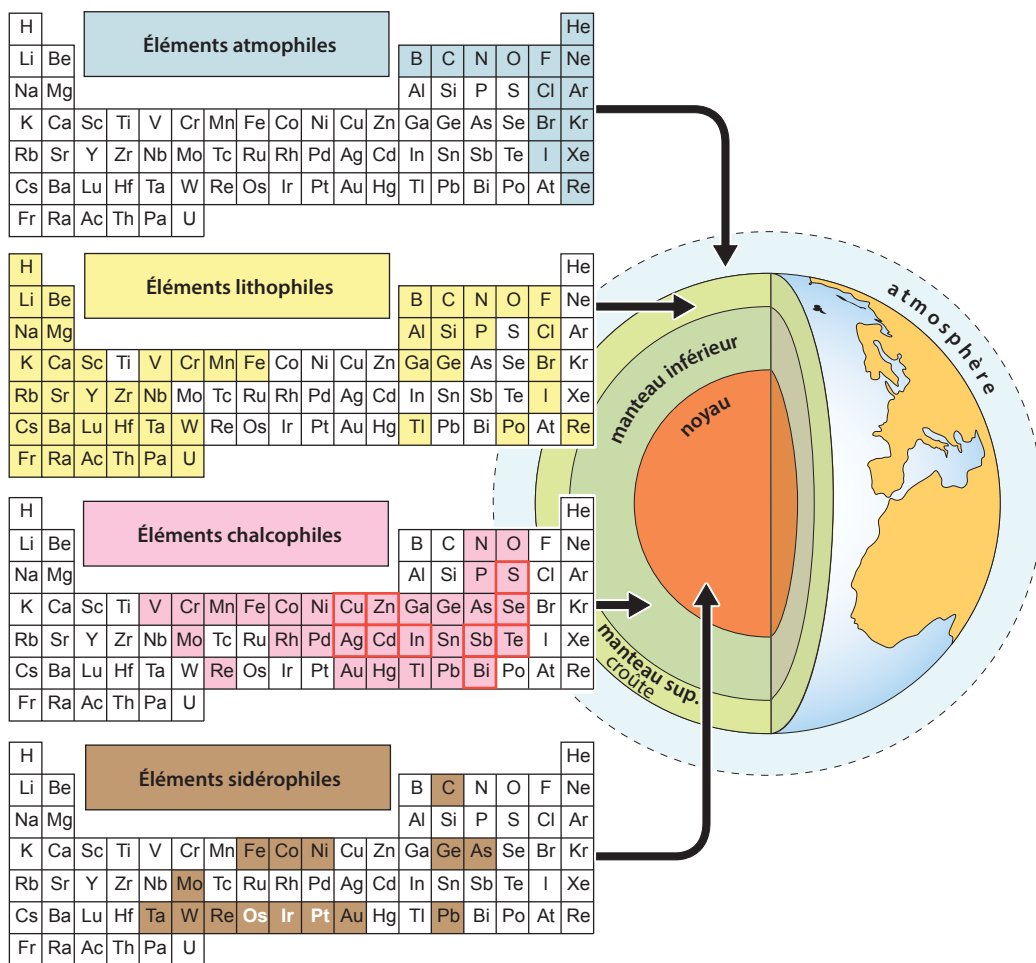


Figure 5.4 Classification périodique des éléments de Mendeleïev et localisation des familles géochimiques de Goldschmidt à l'intérieur du globe terrestre (Goldschmidt, 1954).

Certains éléments sont omniprésents et se retrouvent dans différents groupes tandis que d'autres appartiennent à une seule famille. Ainsi, S, Cu, Zn, Se, Ag, Cd, Ln, Sb, Te et Bi (entourés en rouge) sont exclusivement chalcophiles tandis que Os, Ir et Pt (lettres blanches) sont exclusivement sidérophiles.

Les éléments **sidérophiles** sont préférentiellement associés au fer. Ce groupe comprend donc le fer lui-même mais aussi le nickel, le cobalt, l'osmium, le rhénium, l'iridium et l'or. Ces éléments sont très abondants dans les météorites de fer (sidérites).

L'aspect le plus novateur du travail de Goldschmidt est sa vision d'une relation simple entre les grandes familles géochimiques et les réservoirs terrestres, c'est-à-dire entre la mégastucture de la planète et sa composition chimique : les atmosphiles dans l'atmosphère, les lithophiles dans la croûte et le manteau supérieur, les chalcophiles dans le manteau inférieur (le gaz sulfureux des volcans était à l'époque considéré comme une preuve de la présence de soufre dans le manteau), les sidérophiles dans le noyau. L'approche de Goldschmidt permet d'entrer, en envisageant les échanges entre les différents réservoirs, dans ce qu'Allègre (1980) a nommé la géodynamique chimique.

5.2 LA GÉOCHIMIE : OBJECTIFS ET MÉTHODES D'ÉTUDES

5.2.1 Pétrologie magmatique et géochimie

La pétrologie est la science de la compréhension de l'origine des roches. L'approche pétrographique consiste en la description de la structure (macroscopique et microscopique) et de la minéralogie d'une roche dans le but d'en déterminer son origine. Au cours du XIX^e siècle et dans la première partie du XX^e siècle, les apports des scientifiques, notamment en pétrographie, furent fondateurs. Il était alors fastidieux de traduire les paramètres physiques des objets étudiés au microscope en teneurs géochimiques. Depuis les années 1950, les progrès dans les méthodes d'analyses des roches et des minéraux (*encart 5.4*) ont été tels que l'étude géochimique est devenue un outil incontournable et complémentaire de la pétrologie. Notre compréhension de l'origine et de l'évolution des roches ignées et de leurs magmas parents, ces témoins de la dynamique des enveloppes terrestres, a fait alors des progrès considérables.

La pétrologie et la géochimie tentent de retrouver, à partir des roches ignées, l'origine des magmas et de comprendre la signification qu'on peut leur accorder comme **marqueurs géodynamiques**. Les questions fondamentales que pose un ensemble magmatique sont : Quelle est la source du magma ? Dans quelles conditions et dans quel contexte géodynamique a-t-il été produit (position par rapport aux limites de plaques, notamment) ? Pour ce faire, la composition chimique de la roche est essentielle à connaître. Une approche pétro-géochimique permet de remonter aux deux processus majeurs qui président à la formation des roches magmatiques :

- la *fusion partielle* dans une zone source ;
- la *crystallisation dans un réservoir magmatique*, qui le plus souvent est fractionnée (processus non continu avec séparation liquide-solide) et au cours de laquelle peuvent se produire des interactions entre magmas (par exemple des mélanges magmatiques) ou entre magma et encaissant (contamination et assimilation crustale) susceptibles de modifier profondément la composition chimique du magma initial.

Une roche magmatique renferme donc toujours dans sa signature pétro-géochimique plusieurs informations intriquées : la nature de la source, les conditions de la fusion, les processus de cristallisation et de stockage dans un réservoir magmatique. Seule une excellente connaissance du comportement des éléments chimiques au cours de ces diverses étapes peut permettre de faire la part de ces processus. Comprendre et interpréter ces comportements est l'un des objectifs fondamentaux de la pétrologie et de la géochimie magmatiques.



Voir chap. 17

5.2.2 Éléments majeurs – éléments traces

L'approche géochimique comprend la réalisation et l'interprétation d'analyses chimiques des éléments dits majeurs, à forte teneur (fraction massique de l'ordre du %, % massique) dans les roches : Si, Al, Ti, Na, Ca, Fe, Mg, Mn, K, P et des éléments traces dont les concentrations sont mesurées en ppm (fraction massique de l'ordre du millionième; parties pour million ppm) : As, Sb, B, Li, Rb, Sr, Nb, Zr, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Th, U, Nb, Ta, Lu, Hf et les terres rares (voir ci-après). À cela s'ajoutent les analyses des **rappports isotopiques** (isotopes stables, radioactifs ou radiogéniques : Sr, Nd, Lu, Hf, Pb, O, etc.), qui sont déterminants pour remonter aux *sources* et aux *contextes géodynamiques* de formation des magmas.

Encart 5.3 – Comportements compatible et incompatible des éléments

Nous avons vu que Goldschmidt avait classé les éléments selon leurs affinités relatives pour des éléments de référence : chalcophiles, sidérophiles, lithophiles, atmophiles. Actuellement, on utilise une classification fondée sur les rayons et charges ioniques qui rend compte du comportement des éléments par rapport aux cristaux. Les éléments à fort rayon ou charge ionique ont généralement un comportement dit incompatible vis-à-vis du solide, ces éléments n'entrant qu'avec difficulté dans les réseaux cristallins. Ils seront facilement mobilisés dans les phases liquides lors de la fusion partielle des roches. De même, ils auront tendance à rester dans les liquides au cours de la cristallisation. Les principaux éléments qui ont globalement et généralement un comportement incompatible lors des processus magmatiques sont : B, Li, K, Rb, Cs, Ba, Sr, U, Th et les terres rares (voir ci-après). Par opposition, des éléments tels que Cr et Ni qui ont tendance à rester au sein des cristaux sont des éléments à comportement compatible. Ainsi une forte teneur relative en Ni et Cr est un caractère symptomatique des roches du manteau.

Pour les éléments traces, on quantifie le degré d'incompatibilité à partir des **coefficients de partage**. Le comportement d'un élément par rapport à un minéral donné, c'est-à-dire sa capacité à intégrer ou à fuir le réseau cristallin lors des processus de fusion et de cristallisation, est en effet régi par un coefficient de partage D qui se définit comme :

$$D = C_s / C_l$$

C_s : concentration d'un élément dans le solide ; C_l : concentration d'un éléments dans le liquide.

Si $D < 1$, l'élément a un comportement incompatible, il sera préférentiellement concentré dans la phase liquide.

Si $D > 1$, l'élément a un comportement compatible, il sera retenu dans la phase solide au cours d'une fusion partielle et sera rapidement entraîné dans la phase cristalline dans un processus de cristallisation fractionnée.

On utilise le terme de *Large Ion Lithophile Element*, LILE, pour désigner les éléments au comportement globalement incompatible. Ce groupe comprend K, Rb, Sr, Ba et les **terres rares**. Les terres rares ou *Rare Earth Elements* (REE) sont un groupe d'éléments aux propriétés voisines comprenant le scandium, l'yttrium et les quinze lanthanides (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu, dont les numéros atomiques vont de 57 à 71). Certains ions à faible rayon ionique, mais à fort potentiel ionique ont la faculté de former des complexes et donc d'avoir des comportements incompatibles, on les appelle **HFSE** (*High Field Strength Elements*). Ce sont : Ti, Zr, Nb, Ta, Hf. On comprend dès lors que la croûte continentale se trouve enrichie en LILE et HFSE, alors que la croûte océanique aura tendance à concentrer le Ni et le Cr. Cette notion de comportement incompatible vis-à-vis du solide recoupe pour partie celle d'éléments hygromagmaphiles basée sur le potentiel ionique (rapport charge/rayon des ions ; $q = Z/r$) (fig. 5.5 B).



Voir chap. 17

Pour des raisons pratiques d'interprétation, les analyses de roches sont reportées sur des diagrammes de divers types. Les diagrammes classiques d'éléments majeurs, sont ceux dits de Harker (1909) et représentent les variations des éléments en pourcentage massique de leur oxyde pris deux à deux (par exemple : SiO_2 pour Si contre CaO pour l'élément Ca, etc.). Pour une population d'analyses données, ces diagrammes permettent de rendre compte très facilement des corrélations positives ou négatives existant entre les éléments, de suivre l'évolution chimique des magmas et d'en expliquer les causes. Ces études sont développées dans le chapitre 17.



Pour les éléments en trace, les concentrations en un élément pris isolément sont parfois discriminantes, mais généralement on utilise des représentations multiéléments qui permettent des comparaisons de population (fig. 5.5A). On parle de diagramme de terres rares si ne sont reportées que les concentrations en terres rares, et de diagramme multiélémentaire s'il y a d'autres éléments en trace.

Un des premiers objectifs de la géochimie des roches du manteau et de la croûte est de décrire la répartition des concentrations relatives en éléments traces dans les diverses assises du globe puis d'en comprendre la signification géodynamique. Les concentrations en éléments traces dans des roches magmatiques représentatives sont d'abord rapportées (normalisées) à la composition d'une référence. Cette composition de référence peut être classiquement celle de la Terre globale, estimée à partir des météorites chondritiques, celle du manteau primitif de la Terre, c'est-à-dire du manteau existant avant la différenciation de la croûte continentale, ou celle des basaltes océaniques des dorsales (MORB).

Les concentrations normalisées sont alors classées sur des diagrammes dans lesquels on range les éléments par degré d'**incompatibilité décroissante de la gauche vers la droite**. En reliant les divers points, on trace un spectre. Notons que dans le cas d'un diagramme de terres rares, les éléments sont alors classés par nombre atomique. En effet, le degré d'incompatibilité d'une REE est d'autant plus important que son nombre atomique est petit. Dans ces diagrammes, les roches présentant un spectre plat de valeur 1 ont la même composition que la référence de normalisation. Par rapport à la valeur normalisée de 1, il sera facile de quantifier les taux d'enrichissement ou d'appauvrissement. Selon la pente, on parle de spectre plus ou moins fractionné. Le fractionnement témoigne d'un enrichissement relatif entre les éléments au comportement plus incompatible par rapport à ceux qui ont un comportement moins incompatible ou compatible.

Les géochimistes ont dans un premier temps surtout utilisé les REE, classées par masse croissante vers la droite du diagramme. Ayant perçu l'utilité de cette représentation graphique, ils l'ont étendue à d'autres éléments qu'ils ont alors intercalés entre les REE en fonction de leur degré d'incompatibilité. On obtient ainsi les diagrammes multiéléments dits spectres étendus, où l'on ajoute : Ba, K, Sr, U, Th, Zr, Nb, Ti, et d'autres éléments en fonction des analyses disponibles et des besoins de la représentation (fig. 5.5).

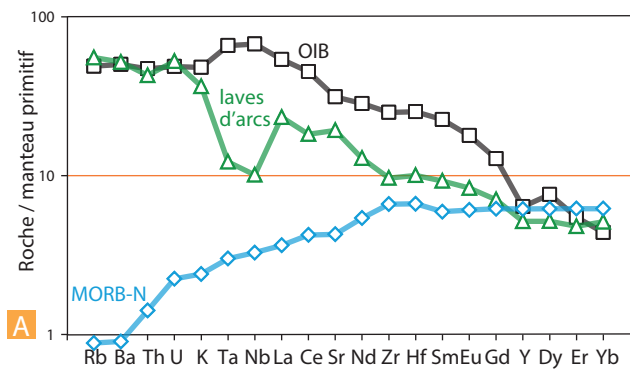
L'intérêt principal de la normalisation des concentrations dans ce type de diagramme étendu est de s'affranchir de l'allure en dents de scie des spectres due à l'effet d'Oddo-Harkins. On rappelle que l'effet d'Oddo-Harkins est relatif au fait que, pour $Z > 4$ (c'est-à-dire en dehors des éléments issus de la nucléosynthèse primordiale), les éléments de numéro atomique pair sont plus abondants dans l'Univers que leurs voisins dont Z est impair car leurs liaisons nucléaires sont plus stables. Le second intérêt de cette normalisation est de pouvoir directement comparer des compositions d'échantillons à celles d'un type de réservoir terrestre (chondrite [CH], manteau primitif [MP] dans la figure 5.6).



Les principaux apports de l'étude des éléments traces pour comprendre les mécanismes de la différenciation de notre planète et le modèle le plus simple qui en découle sont résumés dans la figure 5.6.

Figure 5.5 Les comportements des éléments chimiques : échelle d'incompatibilité.

A. Spectres étendus d'éléments traces pour les trois types principaux de magmas issus de la fusion partielle du manteau. Les éléments sont classés par ordre d'incompatibilité décroissante (les éléments ayant globalement un comportement le plus incompatible à gauche). Noter que l'échelle verticale est logarithmique. Les compositions sont rapportées (normalisées) à celles d'un modèle géochimique du manteau primitif de la Terre. Les MORB-N (*Mid Ocean Ridge Basalts*-normaux) sont issus de la fusion du manteau appauvri sous les dorsales. Les OIB (*Ocean Island Basalts*), plus riches en éléments incompatibles, proviennent de la fusion du manteau primitif lors de la remontée d'un panache issu du manteau inférieur, au niveau de points chauds. Les magmas calco-alcalins (laves d'arc) des zones de subduction dérivent de la fusion du manteau infra-arc (coin mantellique) transformé (métasomatisé) par des fluides aqueux et siliceux issus de la déshydratation de la plaque plongeante. Noter l'enrichissement en éléments incompatibles et l'anomalie en Nb-Ta (niobium-tantale) caractéristique de ces magmas d'arc.



B. Types de comportements élémentaires dans un diagramme charge/rayon ionique.

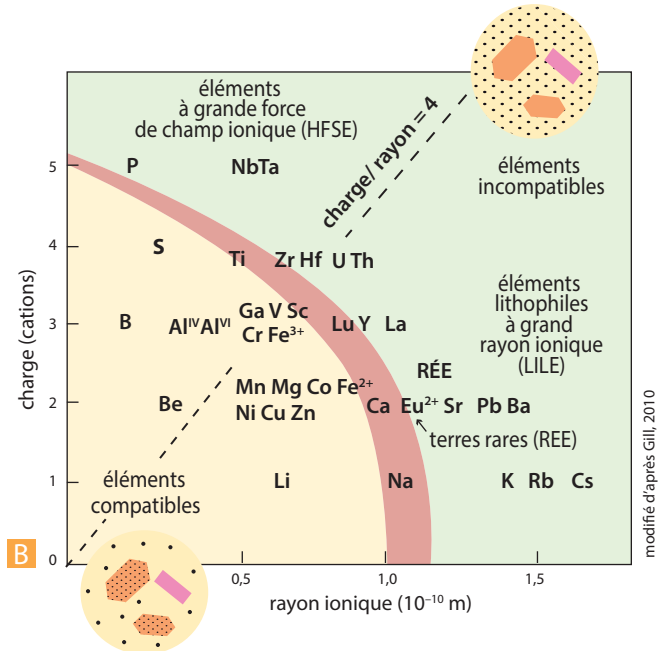


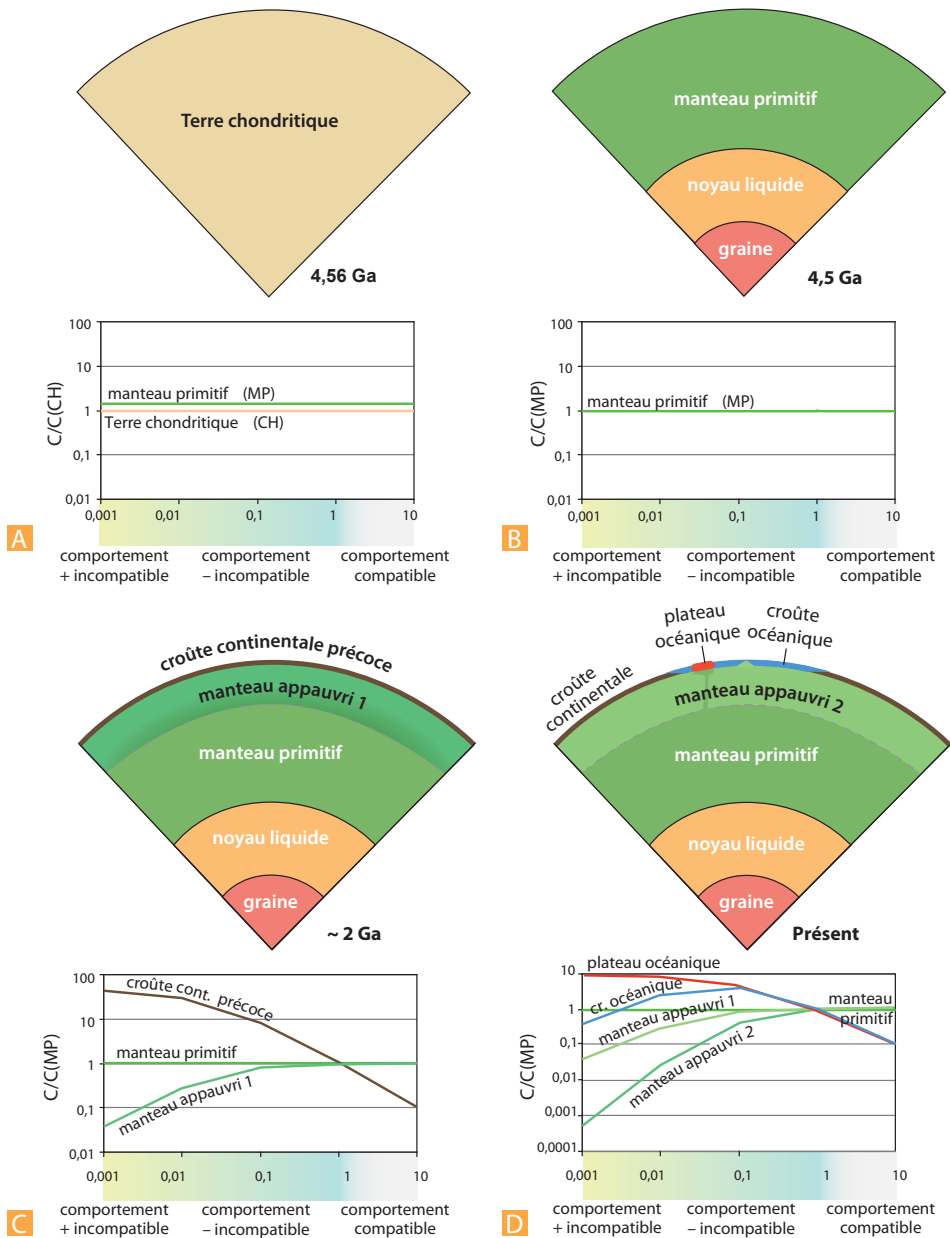
Figure 5.6 Évolution de la composition en éléments traces des différents réservoirs terrestres lors de la différenciation planétaire.

Les compositions sont reportées dans un diagramme multiélémentaire du type de celui de la figure 5.5. Ici ne figurent que les coefficients de partage des éléments (D). Les concentrations (C) sont portées en ordonnée sur une échelle logarithmique.

A. Terre chondritique (4,56 Ga) : la Terre a une composition homogène qui est celle d'une chondrite. Cette homogénéité disparaît rapidement avec la différenciation et l'agrégation de corps différenciés. Le spectre de composition de la Terre globale sera alors de 1 pour tous les éléments car normalisé à la composition chondritique (CH) qui est virtuelle mais sert de référence.

B. Différenciation noyau-manteau (4,5 Ga) : les éléments sidérophiles se concentrent en moins de 60 Ma dans le noyau, représentant alors un tiers de la masse de la Terre. Tous les autres éléments en trace (non sidérophiles) se concentrent alors dans le manteau dit primitif ou primordial, qui représente ainsi deux tiers de la masse de la Terre. La concentration de ces éléments augmente d'un facteur 3/2 car ils se répartissent dans un volume réduit à deux tiers de la masse totale de la Terre. Par conséquent le spectre de composition du manteau primitif normé à la composition chondritique (CH) sera plat et de valeur ~ 1,5.

C. Différenciation manteau-croûte (~ 2 Ga) : comme discuté dans ce chapitre, l'âge modèle de la croûte continentale est de 2 Ga. Lors du processus de fusion partielle du manteau primitif, un liquide enrichi en éléments incompatibles se forme, créant ainsi la croûte continentale. À ce moment-là ~ 75 % de la croûte continentale actuelle sont déjà formés (par extraction d'éléments les plus incompatibles du manteau primitif). Comme discuté dans le chapitre 17, cette étape d'extraction de la croûte continentale s'est le plus vraisemblablement faite en



deux étapes : 1) fusion du manteau primitif donnant des basaltes puis 2) fusion des basaltes lors de leur subduction principalement pour fournir la croûte continentale. Le résultat est que le manteau résiduel de cette fusion partielle est appauvri en éléments les plus incompatibles (manteau appauvri 1) alors que la croûte continentale est enrichie en éléments les plus incompatibles et appauvrie en éléments compatibles. Le manteau inférieur qui n'a pas été affecté par l'extraction de la croûte continentale est resté « primitif » et son spectre de composition reste plat et de valeur 1 si normalisé au manteau primitif (MP) et de valeur 1,5 si normalisé aux chondrites (CH).

D. Réservoirs terrestres actuels (0 Ga) : la fusion du manteau supérieur appauvri en éléments incompatibles forme la croûte océanique (MORB). Ceci entraîne le spectre typique de la croûte océanique qui est appauvrie en éléments incompatibles. En revanche les plateaux océaniques et les points chauds (laves de type OIB) qui sont issus de la fusion du manteau primitif (et/ou enrichis par les plaques subduites) présentent un spectre normalement enrichi en éléments incompatibles. Le manteau primitif quant à lui reste globalement de composition inchangée en éléments traces alors que le manteau appauvri s'appauvrit de plus en plus en éléments incompatibles (manteau appauvri 2).

Encart 5.4 – Les outils de la géochimie

Les avancées rapides de la géochimie au cours de ces dix dernières années sont essentiellement dues à une maîtrise de plus en plus poussée des méthodes d'analyse. La spectrométrie de fluorescence utilise une propriété physique de la matière, la fluorescence de rayons X. Lorsque l'on bombarde de la matière avec des rayons X, elle réémet de l'énergie sous la forme, entre autres, de rayons X : c'est la fluorescence X, ou émission secondaire de rayons X. Le spectre des rayons X émis par la matière est caractéristique de la composition de l'échantillon. En analysant ce spectre, on peut en déduire la composition élémentaire, c'est-à-dire les concentrations massiques en éléments. La caractérisation du spectre peut se faire par analyse dispersive en longueur d'onde (WD-XRF, *Wavelength Dispersive X-Ray Fluorescence Spectrometry*) ou par analyse dispersive en énergie (ED-XRF, *Energy Dispersive X-Ray Fluorescence Spectrometry*). L'activation neutronique est une méthode très sensible, particulièrement bien adaptée pour analyser les éléments traces. La méthode consiste à irradier un échantillon par un flux de neutrons. Les différentes traces subissent alors des réactions nucléaires qui conduisent à la formation d'isotopes. Ces isotopes sont alors identifiés et quantifiés par l'étude de leur spectre de rayons γ . La spectrophotométrie d'absorption atomique repose sur le fait qu'un atome passe à l'état excité sous l'action d'un rayonnement : on mesure la quantité de photons absorbés par la solution analysée qui est injectée dans une flamme (permettant l'atomisation) soumise à un rayonnement spécifique de l'élément à doser. Le retour à l'état fondamental se fait avec émission d'un rayonnement spécifique : c'est la base de la spectrophotométrie d'émission.

En routine aujourd'hui dans la plupart des laboratoires, on utilise la torche à plasma, couplée à un spectromètre à absorption-émission (ICP-AES pour *Inductively Coupled Plasma-Absorption-Emission Spectrometry*) ou couplée à un spectromètre de masse (ICP-MS). Les roches sont broyées finement puis mises en solution. La solution est absorbée par un capillaire, puis pulvérisée à l'aide d'un nébuliseur dans un plasma (environ 8 000 °C) où les éléments sont atomisés et/ou ionisés. Enfin, les spectromètres peuvent être couplés à un laser pulsé de longueur d'onde UV. Le faisceau laser décape un volume de quelques centaines de μm^3 ce qui permet d'analyser *in situ* (sur lame mince par exemple) les minéraux et non plus la roche totale. La lumière cohérente issue du laser désagrège la matière et la sublime en un aérosol très fin de nanoparticules. On analyse le spectre de ce plasma, soit sur un réseau optique, soit par spectrométrie de masse. Les analyses isotopiques (stables ou radiogéniques) demandent des appareillages plus lourds, notamment des spectromètres de masse plus coûteux et des méthodes de préparation plus longues (séparation, dilution) dans des salles non contaminées par l'air extérieur (salles blanches). Enfin, la sonde ionique est un instrument d'analyse conçu pour mesurer à l'échelle microscopique les concentrations et les compositions isotopiques de tous les éléments connus, même à des teneurs très faibles. Des ions d'oxygène ou de césium sont accélérés dans une colonne primaire et focalisés sur une zone de l'échantillon. Cette zone est pulvérisée sous l'impact et émet une partie des éléments qui la constituent sous forme d'ions appelés ions secondaires. Ceux-ci sont accélérés par un champ électrique qui envoie le faisceau d'ions dans le spectromètre de masse de la machine. Les ions secondaires passent dans le secteur électrostatique qui les sépare en fonction de leur énergie initiale. Ensuite ils sont refocalisés par la lentille du spectromètre de masse avant de passer dans le secteur magnétique qui va les séparer en fonction de leur masse. Les ions ainsi sélectionnés sont dirigés soit sur un écran fluorescent en imagerie, soit sur un système de comptage dans le cas d'une analyse.

5.3 LA RADIOCHRONOLOGIE : DATER LES ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES

La question de la mesure du temps est certainement une question majeure des sciences de la Terre. En effet, elle est centrale dans tous les processus que l'on observe et que l'on tente de comprendre puisqu'il faut établir systématiquement (1) la durée et (2) la date des événements étudiés.

Nous verrons dans la partie IV (chapitre 36) comment la question du temps s'impose lorsque l'on considère la succession des couches stratigraphiques, ce qui conduit à la distinction entre **chronologie relative** et **chronologie absolue**.

À la fin du XIX^e siècle, les traités de géologie indiquaient aussi bien des durées de l'ordre de 20 à 30 Ma que de 600 Ma pour l'ensemble des temps fossilifères. Ainsi entre 1862 et 1893, Lord Kelvin estime que la Terre se refroidissant par conduction uniquement (il ignorait la convection), son âge doit être compris entre 20 et 400 Ma. L'âge de la Terre est aujourd'hui établi aux alentours de 4,56 milliards d'années. Les avancées décisives dans le domaine des âges géologiques ont été réalisées grâce à l'utilisation de la radioactivité naturelle.

La **radiochronologie** est une application des découvertes sur les processus de radioactivité (H. Becquerel, 1896). Soit un isotope P (isotope père), naturellement radioactif, contenu dans un minéral au moment de sa cristallisation. Cet isotope se désintègre progressivement en un isotope F (isotope fils) d'autant plus abondant qu'il s'est écoulé plus de temps depuis la cristallisation initiale (temps 0 correspondant à la clôture du système).

Chaque pulsation d'isotope radioactif est caractérisé par sa période T dite de demi-vie (temps au bout duquel la moitié de l'isotope père est désintégrée, *fig. 5.7*) ou par sa constante de désintégration λ , qui est le coefficient de proportionnalité de désintégration radioactive en fonction du temps ($T = \ln 2 / \lambda$). Cette désintégration, phénomène irréversible, suit une loi exprimée par l'équation :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P$$

Quand on intègre cette équation de $t = 0$ à t , on a :

$$P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Comme $P_0 = P_t + F_t$ cette équation devient : $F_t = P_t \cdot (e^{\lambda t} - 1)$.

Si à $t = 0$, il y a déjà une certaine quantité d'isotope fils présente (F_0) alors l'équation devient finalement :

$$F_t = F_0 + P_t \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Les couples P/F utilisés en radiochronologie sont nombreux. Retenons les principaux couples suivants : $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$, $^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$, $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (méthode détaillée ci-dessous), $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ (*fig. 5.7*). Il est important de noter que ces systèmes permettent d'accéder au temps depuis lequel le système chronométrique a démarré, c'est-à-dire le temps depuis lequel le système s'est fermé. Cette fermeture dépend de la température : elle est propre à chaque système isotopique utilisé et propre à chaque système géologique étudié (minéral, roche, etc.). Au-dessus de la température de fermeture, l'homogénéisation isotopique est possible principalement par diffusion. Tous les minéraux d'une roche ont alors la même composition isotopique. En deçà, l'homogénéisation isotopique devient difficile voire impossible. Le système chronométrique démarre alors. Il est important de prendre en compte que les températures de fermeture varient d'un minéral à l'autre. Selon le système isotopique et les minéraux datés au sein d'une même roche, on obtient des âges sensiblement différents. C'est le cas pour une roche plutonique ayant subi un refroidissement très lent. Il est alors possible de déterminer la vitesse de refroidissement du pluton en utilisant des minéraux dont les températures de fermeture différentes permettent d'obtenir des paliers de refroidissement datés précisément. Un réchauffement au-dessus de la température de fermeture, lors d'un événement métamorphique ultérieur, peut rouvrir le système, permettre une nouvelle homogénéisation isotopique au sein du cristal, ce qui constitue alors une remise à zéro du système. Le chronomètre pourra se remettre en marche lors d'un nouveau refroidissement.

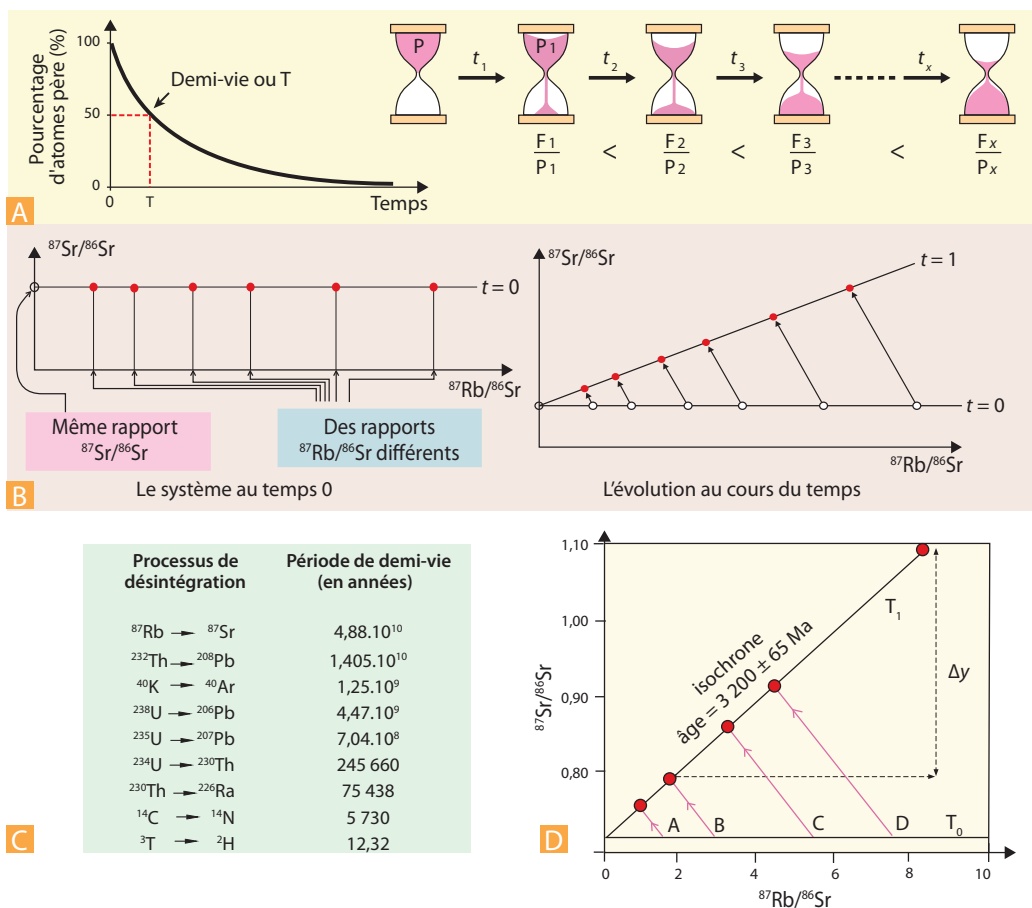


Figure 5.7 La radiochronologie.

A. Le principe de la radiochronologie. Un isotope radioactif P (père) se désintègre progressivement en un isotope fils (F ou radiogénique). Si le système reste clos, on peut connaître son âge (cristallisation par exemple) en dosant P et F et en connaissant la constante de désintégration λ .

B. Le principe de la datation Rb/Sr. Il existe deux isotopes du strontium, le 87, qui est stable et radiogénique (F), et le 86, qui est stable et non radiogénique. La figure présente l'état pour les différents minéraux d'une roche (à gauche pour $t = 0$), et l'évolution des rapports en strontium au cours du temps, jusqu'au temps 1, qui est celui auquel on effectue la datation (à droite). Chaque échantillon voit son rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diminuer et son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmenter. Les points s'alignent sur une droite isochrone dont la pente est fonction du temps.

C. Principaux processus de désintégration utilisés en radiochronologie classés par périodicité décroissante (temps de demi-vie).

D. Méthode rubidium-strontium. Isochrone (roche totale) d'un granite du Transvaal central.

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à l'origine de l'isochrone est $0,7106 \pm 0,0030$. Au temps T_0 se forment par exemple divers minéraux ou roches à partir d'un même massif plutonique. Dans ces roches ou minéraux les rapports Rb/Sr (et donc $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) sont différents en raison du fractionnement élémentaire lors des processus de genèse de la roche (A, B, C, D) mais les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui concernent deux isotopes du même élément sont identiques puisque les isotopes d'un même élément ont les mêmes propriétés chimiques. Ceci implique un fractionnement isotopique négligeable aux températures de formation des roches magmatiques, on parle d'**homogénéisation isotopique** (au-dessus de la température de fermeture du système). Si, à partir de T_0 l'évolution se poursuit en **système clos** (en deçà de la température de fermeture), chaque point, indépendamment, se déplace au cours du temps sur une droite de même pente (en rose) et à un instant T_1 , les points sont alignés sur une droite appelée **isochrone**. Un échantillon initialement plus riche en Rb (et donc en ^{87}Rb) à l'instant T_0 (éch. D) contient à l'instant T_1 plus de ^{87}Sr (provenant de la désintégration du ^{87}Rb) puisque, le système étant clos, il n'y a plus d'homogénéisation isotopique et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont ainsi plus élevés. La pente (lt) de la droite donne alors l'âge de la fermeture du système et l'ordonnée à l'origine indique la valeur initiale du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (valeur lors de la fermeture du système).

5.3.1 La méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$

Comme exemple de méthode, nous détaillerons la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ ($T = 48,8 \text{ Ga}$). À l'instant t , la quantité de ^{87}Sr mesurée par spectrométrie de masse dans une roche ou un minéral est égale à la somme du ^{87}Sr présent initialement dans le système ($^{87}\text{Sr}_0$) et du ^{87}Sr radiogénique (^{87}Sr), issu de la désintégration du ^{87}Rb depuis la fermeture du système. On peut donc écrire :

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Nous pouvons alors normaliser l'équation radiochronologique par l'isotope stable ^{86}Sr dont la quantité absolue reste constante au cours du temps dans un système fermé. Cette normalisation présente l'intérêt qu'il est plus simple de mesurer par spectrométrie de masse des rapports isotopiques comme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qu'une concentration absolue en un isotope. On peut donc écrire dans un système clos :

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

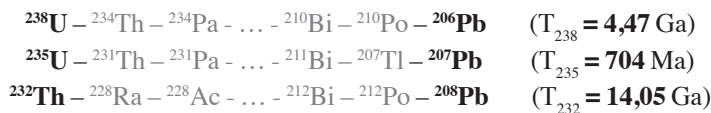
Le rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ étant variable selon les systèmes géologiques étudiés, l'équation de radiochronologie ci-dessus présente deux inconnues : t et ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. Une façon de résoudre cette équation est de construire la droite dite **isochrone** (fig 5.7). En effet, l'équation précédente est de la forme $y = ax + b$. On travaille sur plusieurs **échantillons cogénétiques** appartenant à la même formation supposée isochrone ou sur différents minéraux d'une même roche. Sur un diagramme on porte les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en ordonnée et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en abscisse. Les différentes mesures se répartissent sur la droite **isochrone** (fig. 5.7) qui coupe l'axe des ordonnées en $b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. **La pente de la droite est égale à ($e^{\lambda t} - 1$)**, connaissant la constante de désintégration ($\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ pour le ^{87}Rb), **on peut trouver l'âge t** . La qualité d'une isochrone dépend du nombre d'échantillons analysés, de leur répartition les uns par rapport aux autres, c'est-à-dire avec des rapports Rb/Sr (donc $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) le plus différents possible et la plus ou moins grande rigueur de l'alignement des différents points représentant les échantillons.

Il est important de noter que dans le cas d'une roche magmatique, une isochrone nous renseigne sur l'âge de la roche mais également sur sa source magmatique avec le rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ (paragraphe 5.4). Ce rapport est utile, par exemple, pour déterminer l'origine crustale ou mantellique d'un granite et plus généralement, une source magmatique.



5.3.2 La méthode U-Pb et Pb-Pb

Dans cette méthode ce sont les suites de désintégration de ^{238}U , ^{235}U et du ^{230}Th qui sont utilisées. Les demi-vies des désintégrations radioactives intermédiaires dans ces suites de désintégration sont bien plus courtes que celle des isotopes parents (^{238}U , ^{235}U et du ^{230}Th).



Il est alors possible d'utiliser les couples P/F : $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ comme le couple $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ vu ci-dessus. Établir des isochrones permet ainsi de déterminer l'âge d'une roche mais également sa source dans le cas d'une roche magmatique.

Si nous considérons les couples $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, les équations radiochronologiques, normalisées au ^{204}Pb , qui est un isotope stable non radiogénique du Pb, sont les suivantes :

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1)$$

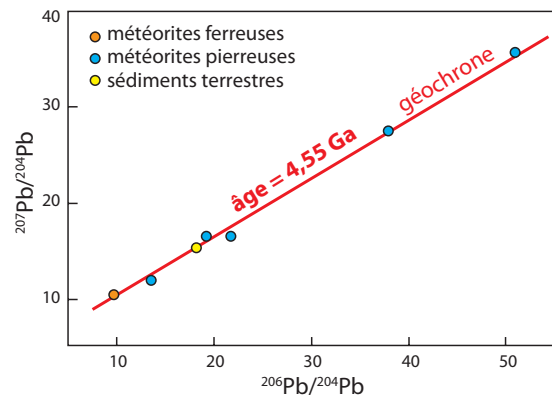
La méthode Pb-Pb quant à elle consiste à diviser ces deux équations ce qui simplifie les choses du fait que le rapport actuel ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$ est constant et connu (1/137,88). L'équation suivante est alors utilisée :

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}}\right)_{\text{radiogénique}} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \times \frac{(e^{\lambda({}^{235}\text{U}) \cdot t} - 1)}{(e^{\lambda({}^{238}\text{U}) \cdot t} - 1)}$$

Il suffit alors de tracer l'isochrone (${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$) mesuré vs (${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$) mesuré pour déterminer l'âge du système étudié. C'est ainsi que dans les années 1950-1960, C. Patterson a déterminé l'âge de la Terre à 4,55 Ga (fig. 5.8). Plus récemment, des études plus détaillées ont permis d'établir l'âge de la Terre à 4,56 Ga.

Figure 5.8 Âge de la formation de la Terre déterminé par C. Patterson et ses collaborateurs dans les années 1950-1960.

Cette isochrone a été établie sur trois météorites chondritiques et le sulfure de fer de deux météorites de fer. De nombreuses études plus récentes ont été menées pour déterminer l'âge de la Terre et du Système solaire ; elles permettent d'affiner cet âge, qui est établi aujourd'hui à 4,56 Ga.



Ces méthodes géochronologiques sont très utilisées sur des roches totales ou sur des minéraux séparés de leur roche mère, mais elles sont devenues extrêmement répandues grâce à leur application sur les cristaux de zircon. En effet le zircon (ZrSiO_4) est un minéral très résistant à l'altération et par conséquent représentant une très bonne mémoire des événements géologiques au cours de l'histoire de la Terre. De plus, lors de sa formation, le zircon a le grand avantage d'être riche en U et en Th et dépourvu de Pb (donc $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 = 0$). Ainsi lorsqu'un cristal de zircon passe sous sa température de fermeture pour les systèmes U-Pb et Th-Pb les équations géochronologiques utilisées sont les suivantes :

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) \cdot (e^{\lambda({}^{238}\text{U}) \cdot t} - 1)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) \cdot (e^{\lambda({}^{235}\text{U}) \cdot t} - 1)$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) \cdot (e^{\lambda({}^{232}\text{Th}) \cdot t} - 1)$$

Il est alors possible de tracer les diagrammes ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ ou bien encore ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ et de déterminer la courbe dite concordia. La courbure de cette

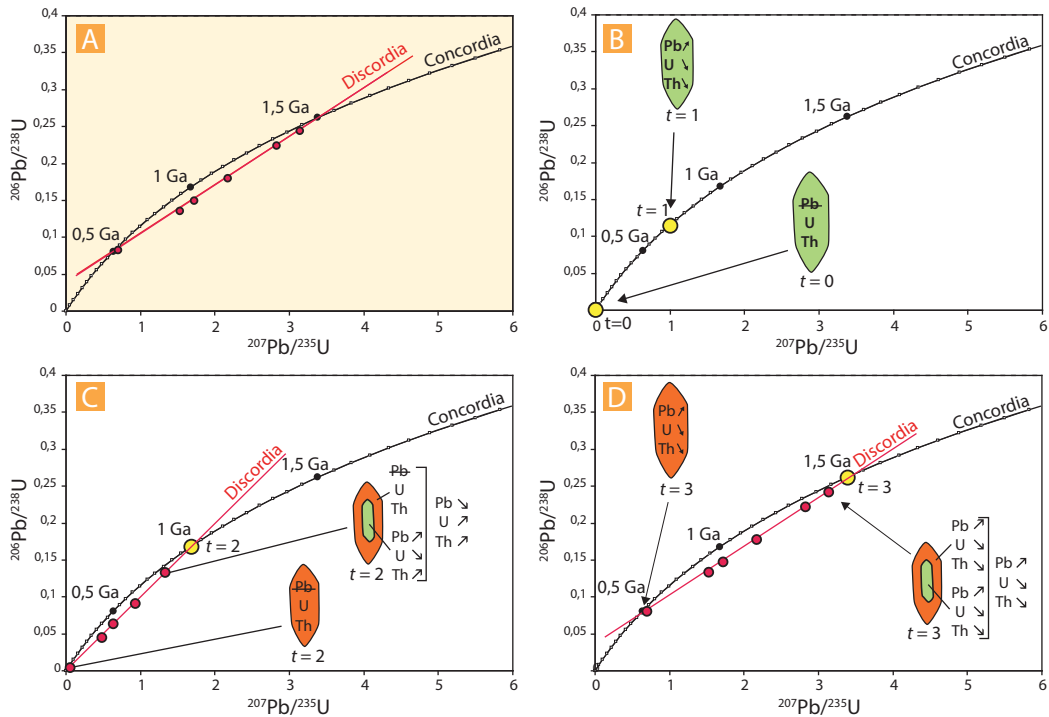


Figure 5.9 Diagramme concordia - discordia pour les systèmes (^{238}U - ^{206}Pb et ^{235}U - ^{207}Pb).

A. Analyses des isotopes du plomb sur des cristaux de zircon d'une roche métamorphique. Les analyses sur zircon forment une droite (discordia) qui intersecte la concordia en deux points (1,5 Ga et 0,5 Ga). Les cristaux de zircon qui sont restés en système fermé ont vu leurs rapports isotopiques suivre la concordia et aujourd'hui indiquent l'âge de 1,5 Ga, correspondant à l'âge du protholite, c'est-à-dire de la fermeture du système initial. Les cristaux de zircon ayant subi une réouverture plus ou moins importante du système ont subi une « perte apparente » de Pb. Les cristaux ayant subi une réouverture complète du système voient leur composition isotopique suivre la concordia depuis la réouverture du système et indiquent aujourd'hui un âge de 0,5 Ga correspondant à l'âge du métamorphisme.

Les figures B, C et D retracent l'histoire de la composition isotopique des cristaux de zircon au cours du temps afin d'expliquer leurs compositions actuelles et la position des points dans le diagramme A.

B. à $t = 0$, les cristaux de zircon qui se forment contiennent de l'U et Th mais pas de Pb. À $t = 1$, les teneurs en U et Th diminuent par désintégration radioactive qui forme du Pb radiogénique, d'où une augmentation de la teneur en Pb.

C. À $t = 2$, la roche contenant les cristaux subit un métamorphisme (événement thermique) permettant au système « zircon » de s'ouvrir de façon plus ou moins importante (passage au-dessus de la température de fermeture du système U-Pb et Th-Pb dans les cristaux de zircon). De nouveaux cristaux se forment (cristaux orange) contenant donc de l'U et Th mais pas de Pb. De même que les plus petits cristaux verts (formés en $t = 0$) peuvent être dissous et reprecipiter formant ainsi un « nouveau » cristal contenant de l'U et Th mais pas de Pb. Pour les plus gros cristaux, seule la bordure subira de la dissolution-reprecipitation permettant donc de conserver un cœur formé à $t = 0$ (vert). Ce cœur contient moins de U et Th qu'initialement et contient du Pb radiogénique alors qu'une bordure nouvelle se forme par dissolution-reprecipitation contenant de l'U et du Th mais pas de Pb (bordure orange). Ainsi, le cristal voit sa teneur en Pb diminuer globalement. On parle alors de « perte apparente » en Pb.

D. À $t = 3$, une fois le système refermé après l'événement métamorphique, l'ensemble suit la concordia, déplaçant ainsi la discordia en sa position actuelle (fig. A). L'intersection basse de la concordia et de la discordia donne alors l'âge de l'événement métamorphique (zircons formés à $t = 2$) alors que l'intersection haute de la concordia et de la discordia donne l'âge du protholite (zircons formés à $t = 0$).

courbe est due au fait que les constantes de désintégration de ^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th sont différentes. Sur cette concordia est reporté le temps (en Ga dans la figure 5.9). Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés dans une roche ou dans des minéraux tels que le zircon resté en système fermé doivent tomber sur la courbe concordia, permettant ainsi de déterminer les âges correspondants (fig. 5.9). En revanche, des points représentatifs de roches et de minéraux ayant subi des événements thermiques postérieurs à leur formation (métamorphisme par exemple) peuvent se trouver en dehors de la concordia et présenter néanmoins un alignement. La droite sur laquelle se reportent ces échantillons ayant la même histoire géologique est appelée la discordia. La discordia coupe la concordia en deux points. L'intersection haute représente l'âge de la fermeture du système initial ; l'intersection basse donne l'âge de la refermeture du système après une réouverture. Dans le cas d'une roche métamorphique, la fermeture du système initial peut correspondre à l'âge du protolith et la réouverture du système peut représenter l'âge de l'événement métamorphique (fig. 5.9).

Notons que les âges les plus anciens mesurés sur Terre ont été obtenus sur des cristaux de zircon par la méthode Pb-Pb. Il s'agit des fameux zircons de Jack Hills (Australie) dont les âges vont jusqu'à 4,4 Ga.

5.3.3 Les méthodes K-Ar et Ar-Ar

Le potassium est présent dans la nature sous la forme de trois isotopes : ^{39}K , le plus abondant (plus de 90 %), ^{41}K (env. 6 %), qui sont stables, et ^{40}K , très peu abondant, qui est radioactif et qui se désintègre en deux éléments, le calcium 40 (à 89 %) et l'argon 40 gazeux (à 11 % ; $T = 1,248$ Ga). Le couple K-Ar permet de développer une méthode utilisée pour dater particulièrement les roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques dans une gamme de temps incluant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Une première méthode, dite potassium-argon présentait une difficulté car la mesure des isotopes ^{40}Ar et ^{40}K n'est pas aisée. Aujourd'hui, on remédie à ces difficultés en irradiant les échantillons de manière contrôlée dans un réacteur à neutrons. Le potassium 39 est alors transformé en argon 39 et l'on effectue ensuite une mesure de l'argon total en chauffant les échantillons qui libèrent leur argon (dégazage) selon des paliers de température imposés. Le ^{39}Ar et ^{40}Ar dégazent de la même façon, ce qui induit un $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constant lors du chauffage de l'échantillon. Si un palier assez long est obtenu (fig. 5.10A) alors le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est bien déterminé. Connaissant la quantité de ^{39}Ar formé par irradiation, les quantités de ^{40}Ar formé par désintégration du ^{40}K est alors précisément déterminé. Ainsi un âge dit « Ar-Ar » peut être calculé.

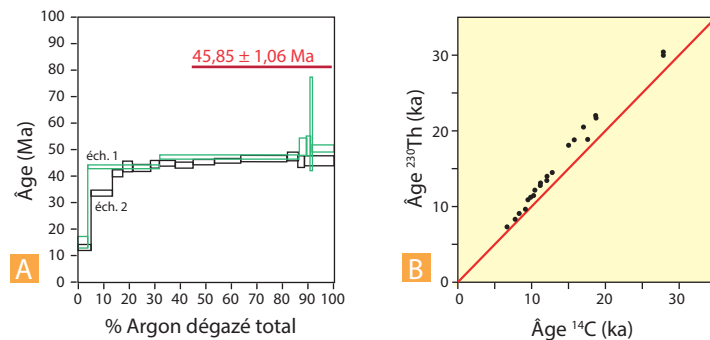


Figure 5.10 Les méthodes Ar-Ar et ^{14}C .

A. Exemple de spectre Ar-Ar obtenu pour deux micas blancs isolés d'un granite hercynien du Plan de Phasy, dans les Alpes occidentales. Ce granite forme une écaille tectonique au niveau du chevauchement pennique frontal, entre les unités Briançonnaises et dauphinoises. L'âge de cristallisation de ces « jeunes » micas au sein d'un ancien granite est un âge plateau à $45,9 \pm 1,1$ Ma. Il nous indique que l'enfoncement du domaine Briançonnais sous les unités plus internes a bien débuté vers 45 Ma (document GéoAzur, Y. Rolland).

B. Comparaison des âges ^{14}C et des âges $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ (d'après Bard et al., 1990).

On constate un désaccord à partir de 8 000 ans qui impose une correction, variant entre +1 000 et +3 000 ans, pour les âges ^{14}C compris entre 10 000 et 30 000 ans.

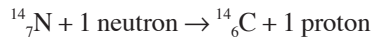
On utilise l'expression d'âge plateau pour caractériser les spectres obtenus (fig. 5.10). On peut travailler sur roche totale, mais il est préférable d'analyser des minéraux que l'on a séparé au préalable et issus de sites significatifs dans les échantillons.

5.3.4 Les isotopes cosmogéniques (Exemples du ^{14}C et ^{10}Be)

Les isotopes cosmogéniques sont des isotopes formés par spallation, c'est-à-dire par réaction entre des isotopes et les rayons cosmiques (source de neutrons primaires dans la haute atmosphère et secondaires dans la basse atmosphère et dans les roches et minéraux). Les isotopes rares ainsi formés, tels que ^{14}C et ^{10}Be , sont très utilisés en géochronologie.

a) La méthode du ^{14}C

Les isotopes du carbone les plus communément utilisés en géochimie sont les isotopes stables ^{12}C , ^{13}C . En revanche le ^{14}C , qui est plus rare, est très utilisé en radiochronologie. En effet, cet isotope cosmogénique est produit dans la haute atmosphère, par bombardement neutronique d'atomes d'azote :



Le carbone 14 radioactif se désintègre progressivement pour redonner de l'azote :



Le radiocarbone étant absorbé lors de la photosynthèse chlorophyllienne, il est constamment renouvelé chez un être vivant et le rapport $R = ^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ reste constant au cours de sa vie. Il existe donc un équilibre isotopique entre l'atmosphère et l'être vivant considéré. Mais après la mort, le ^{14}C n'étant plus renouvelé, le rapport R est diminué de moitié au bout de 5 730 ans (période de demi-vie T), divisé par quatre au bout de 11 460 ans, etc. Ceci permet, par dosage du ^{14}C restant, d'estimer l'âge de mort d'un être vivant végétal (équivalent à la fermeture du système chronométrique), jusqu'à une dizaine de fois la période soit 50 000 ans environ, c'est-à-dire le Quaternaire récent.

L'équation de radiochronologie utilisée est alors la suivante :

$$^{14}\text{C} = ^{14}\text{C}_0 e^{-\lambda t}$$

Cette méthode nécessite de connaître précisément la teneur initiale en carbone 14 ($^{14}\text{C}_0$). Pendant longtemps la teneur actuelle de l'atmosphère était prise comme constante. Depuis il a été montré que la production de ^{14}C dans l'atmosphère est susceptible de varier au cours du temps en fonction de l'intensité du bombardement neutronique. Celui-ci est contrôlé par la magnétosphère qui fait écran au rayonnement cosmique (ainsi la teneur en ^{14}C augmente quand le champ magnétique faiblit). De même, cette méthode géochronologique fait l'hypothèse que le ^{14}C est réparti de façon homogène dans l'atmosphère, ce qui n'est pas le cas car les flux neutronique arrivant dans l'atmosphère varie également selon la position sur le globe (flux maximum proche des pôles par exemple). Néanmoins, diverses calibrations basées sur la dendrochronologie (étude des cernes des troncs d'arbres), la sclérochronologie des coraux, le décompte des varves (sédiments saisonniers périglaciaires) ou la méthode Ar-Ar, ont montré que la méthode ^{14}C conduisait à une sous-estimation des âges au-delà de 10 000 ans. La comparaison avec les résultats de la méthode $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ appliquée aux coraux de La Barbade (Antilles) est particulièrement démonstrative (fig. 5.10).

En effet, les âges obtenus par cette méthode avec les âges ^{14}C a montré que ces derniers devaient être corrigés (« vieilliss ») à partir de 8 000 – 10 000 ans. C'est ainsi que les peintures de Lascaux passent de env. 17 000 à env. 18 000 ans et celles de la grotte sous-marine Cosquer de 20 000 à 21 000 ans.

La méthode ^{14}C est très utilisée dans les sédiments ou dépôts volcaniques par exemple dans lesquels il est possible de retrouver des morceaux de végétaux morts. La mort de ces derniers



Voir chap. 36

correspondant au moment du dépôt sédimentaire ou volcanique, sa datation permet de dater alors le dépôt en lui-même.

b) La méthode du ^{10}Be

L'isotope rare du béryllium, le ^{10}Be , est formé par spallation dans l'atmosphère (comme le ^{14}C) et dans le premier mètre de la croûte terrestre. La production de ^{10}Be dans les minéraux, tels que le quartz par exemple, se fait par spallation sur les atomes d'oxygène et de silicium (dans le cas du quartz). Cette production dépend fortement : (1) de la profondeur en raison de l'atténuation des rayons cosmiques (secondaires) dans la matière et (2) de la localisation géographique (altitude et latitude) pour laquelle l'intensité du champ magnétique et la densité de l'atmosphère varient fortement. La perte de ^{10}Be quant à elle est fonction de sa décroissance radioactive ($T = 1,36 \text{ Ma}$), mais également du taux de dénudation (taux d'érosion) de la surface de la croûte terrestre. Les échantillons situés en profondeur produisent moins de ^{10}Be car ils sont moins soumis aux rayonnements cosmiques secondaires. Si l'érosion par dénudation est efficace, les échantillons situés aujourd'hui à la surface étaient il y a quelques temps plus profondément enfouis. Ils présenteront alors une « perte apparente » en ^{10}Be par rapport à des échantillons de référence, restés en surface non soumis à l'érosion. Ainsi, en ayant contraint correctement les différents paramètres contrôlant la production et la perte apparente en ^{10}Be au cours du temps, il est possible d'établir une courbe théorique des concentrations en ^{10}Be en fonction de la profondeur dans les premiers mètres de la croûte. En mesurant la concentration en ^{10}Be dans un profil stratigraphique par exemple, il est possible de déterminer des taux de dénudation (taux d'érosion) d'une colonne de roche. Si par d'autres méthodes indépendantes il est possible de montrer que le taux d'érosion est nul ou bien s'il est possible de le quantifier assez précisément, alors une détermination des temps d'exposition en surface d'un échantillon géologique est possible.

Les applications les plus fréquentes en sciences de la Terre sont en tectonique pour quantifier des vitesses de déplacement le long de failles, en climatologie et hydrologie pour calculer les vitesses d'incision d'une vallée, en géomorphologie pour dater des glissements de terrains, en glaciologie pour dater les avancés et reculs des glaciers, etc.

À noter que d'autres systèmes similaires sont de plus en plus utilisés : ^{26}Al , ^{36}Cl par exemple.

5.3.5 Autres méthodes

Nous citerons ici pour mémoire quelques méthodes utilisées couramment dans les laboratoires.

La méthode des traces de fission sur cristaux d'apatite ou de zircon utilise le comptage et la mesure de traces laissées dans les réseaux cristallins par la fission de noyaux d'isotope lourd tel que ^{238}U . Ces traces s'accumulent dans le cristal au cours du temps. Le nombre de traces dans un cristal donné dépend de plusieurs paramètres physiques et chimiques. Les principaux sont la durée pendant laquelle ces traces se sont accumulées (donc le temps) et la concentration en uranium. Au laboratoire, on élargit la section des traces par dissolution acide. En comptant le nombre de traces présentes dans le minéral à l'heure actuelle, on peut en déduire la quantité d'U qui a disparu depuis la formation du cristal. L'intérêt de cette méthode réside dans le fait que les cristaux de zircon et d'apatite ont des températures de fermeture relativement basses (300 et 100 °C respectivement). On peut ainsi dater des événements intervenants dans la lithosphère très supérieure, proches de la surface : vitesses d'érosion, vitesse d'exhumation par tectonique, taux et vitesse d'incisions fluviales, etc. Cette méthode est très adaptée au Cénozoïque.

Une autre méthode très utilisée en archéologie et en sédimentologie du Quaternaire est la thermoluminescence. Elle consiste à utiliser la restitution par les cristaux de quartz et de feldspath de l'énergie accumulée au niveau des atomes lors de l'irradiation naturelle du lieu. Soumis à une température de



Voir chap. 15



Voir chap. 15

250 à 500 °C, ces cristaux restituent l'énergie accumulée sous forme de photons que l'on peut compter. Le champ d'application de la méthode est d'environ 100 ans à 800 000 ans BP. Son imprécision est de l'ordre de 5-15 % et dépend de la dose externe mesurée sur site.

Finalement, la radiochronologie, en permettant la datation et la détermination des durées des événements et processus géologiques, représente un élément capital pour l'établissement de l'échelle des temps géologique. Il convient toutefois de bien garder en mémoire que **peu d'objets géologiques « datables » correspondent effectivement à des limites stratigraphiques**. Dans la majorité des cas, les âges proposés pour une limite proviennent de corrélations relatives, de proches en proches, à partir d'un objet daté et d'estimation de taux de sédimentation. Aux erreurs analytiques des mesures peuvent donc s'ajouter les erreurs ou les controverses sur la stratigraphie et les corrélations des séries.



5.4 RÉSERVOIRS GÉOCHIMIQUES, DIFFÉRENCIATION MANTELLIQUE ET ORIGINE DES CONTINENTS

5.4.1 Manteau primitif et manteau appauvri, basaltes de type MORB et OIB

Les éléments chimiques et leurs isotopes, et plus particulièrement les isotopes stables radiogéniques, peuvent être utilisés comme traceurs des échanges entre les différents réservoirs à l'intérieur du globe. En particulier ils permettent de comprendre les mécanismes de formation des continents en explicitant les processus de différenciation de la croûte continentale (granitoïdes et sédiments qui en dérivent) à partir du manteau dont sont issus les basaltes des fonds océaniques (MORB) et ceux des îles et plateaux océaniques (OIB). On utilise la propriété selon laquelle l'élément père et l'élément fils fractionnent: ils se comportent différemment lors des processus de différenciation.

Deux rapports isotopiques sont communément utilisés, ceux du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et ceux du néodyme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Le ^{87}Sr est un isotope radiogénique, il provient de la désintégration du ^{87}Rb (rubidium); alors que le ^{143}Nd provient de la désintégration du ^{147}Sm (samarium). Ces couples père-fils Rb-Sr et Sm-Nd sont classiquement utilisés en radiochronologie mais les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont également utilisés comme traceurs des réservoirs géochimiques terrestres.

Pour comprendre l'utilisation de ces rapports isotopiques comme traceurs il faut revenir au comportement des éléments des systèmes Rb-Sr et Sm-Nd lors des processus magmatiques. Dans le cas d'une fusion partielle, le Rb (contenant l'isotope père ^{87}Rb) a globalement un comportement plus incompatible que le Sr (contenant l'isotope fils ^{87}Sr). Ceci, favorise l'augmentation du rapport Rb/Sr dans le liquide magmatique formé et une diminution du Rb/Sr dans le résidu de fusion. Ceci implique qu'au cours du temps le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ va fortement augmenter dans les roches formées par les liquides de fusion partielle (car $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$) alors que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ va faiblement augmenter au cours du temps dans la roche représentant le résidu de fusion. Dans le cas du système Sm-Nd, c'est exactement l'inverse qui se produit. En effet, lors de la fusion partielle par exemple, le Nd (contenant l'isotope fils ^{144}Nd) a un comportement plus incompatible que le Sm (contenant l'isotope père ^{147}Sm). Ceci favorisant un rapport Sm/Nd faible dans le liquide magmatique et un rapport élevé dans le résidu de fusion. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Sm}$ augmentera faiblement au cours du temps dans les roches formées par les liquides magmatiques ($^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$) alors que ce rapport augmentera fortement dans la roche représentant le résidu de fusion. Ceci explique pourquoi les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont toujours anticorrélés.

Le modèle de différenciation terrestre le plus classiquement admis consiste à considérer que la Terre primitive avait une composition isotopique donnée, celle du manteau primitif, et que la croûte continentale s'est formée par fusion partielle de ce dernier, le plus vraisemblablement en deux

étapes (fig. 5.6). Le manteau appauvri représente le résidu de cette fusion partielle. Nous avons accès aux rapports isotopiques de la Terre primitive à partir des mesures sur des analogues pertinents que sont les chondrites. Ainsi, à partir d'un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,1967 \pm 0,003$ dans les chondrites, on peut calculer, en supposant que le manteau initial n'avait pas subi de différenciation, la valeur actuelle du manteau primitif ($0,51262$) en postulant un âge de $4,67$ Ga (âge du système solaire) et en utilisant la constante de désintégration du ^{147}Sm ($6,54 \cdot 10^{-12} \text{an}^{-1}$).

L'utilisation des rapports isotopiques des basaltes permet de tracer les sources des magmas parents. En effet, nous avons vu que les éléments ont des comportements différents lors des processus magmatiques, ce qui entraîne un **fractionnement chimique** (les rapports Rb/Sr ou Sm/Nd varient dans le liquide magmatique par rapport au résidu de fusion). En revanche, les rapports isotopiques lors des processus pétrogénétiques, la fusion partielle par exemple, sont conservés (ou quasiment) car aux températures magmatiques, le **fractionnement isotopique** entre liquide et solide est négligeable. Par conséquent, **un basalte a la composition isotopique du manteau source contemporain de sa formation**.

Nous l'avons vu, les basaltes sont produits par la fusion partielle du manteau. On en distingue deux grands types, ceux émis aux niveaux des dorsales océaniques ou **MORB** (*Mid-Ocean Ridge Basalt*) et ceux des îles et plateaux océaniques ou **OIB** (*Ocean-Island Basalt*) mis en place au niveau des points chauds. Les premiers sont considérés comme issus des parties supérieures du manteau alors que les seconds ont une origine plus profonde. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des MORB est égal à $0,5133$ (fig. 5.11), celui des OIB est systématiquement plus bas, intermédiaire entre celui des MORB et celui du manteau primitif. Ceci est un argument pour la coexistence de plusieurs réservoirs géochimiques différents au sein du manteau convectif. Comme la géophysique a pu montrer dans les années 2000 qu'il n'existe pas de barrière interne à une circulation globale dans le manteau, la question est alors d'expliquer comment des réservoirs distincts peuvent se former et rester isolés malgré le brassage opéré par les mouvements.

Voir chap. 11
Voir chap. 8 et 10

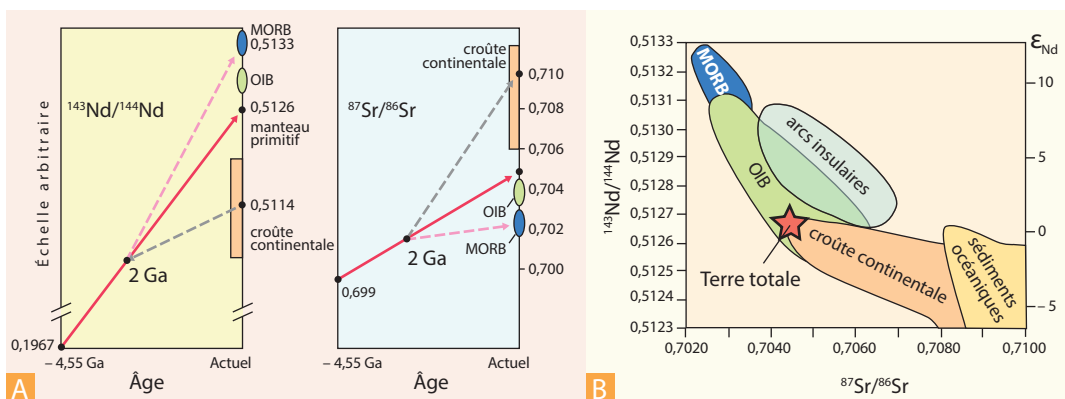


Figure 5.11 Diagrammes géochimiques classiques des isotopes du Nd et du Sr.

A. Évolution comparée des rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans le manteau et la croûte continentale. MORB = basaltes des rides océaniques, OIB = basaltes des îles océaniques. 2 Ga = âge modèle de la formation de la croûte continentale.

B. Diagramme Nd, Sr montrant les champs des divers compartiments terrestres. La Terre globale a la composition du manteau primitif. Les MORB ont une composition correspondant au manteau appauvri, les OIB, intermédiaire entre manteau primitif et appauvri, la croûte continentale a une composition très radiogénique en Sr et peu radiogénique en Nd, ce qui témoigne d'une extraction à partir du manteau primitif vers 2 Ga (âge modèle). Les basaltes d'arcs volcaniques ont une composition intermédiaire entre les MORB et les sédiments marins, ce qui témoigne de l'influence des fluides de subduction qui modifient la composition chimique du coin de manteau (phénomène de métasomatose). Le coin de manteau est la source des magmas d'arcs. Les fluides proviennent de la déshydratation de la croûte et du manteau océaniques et des sédiments subductés.

Voir chap. 12 et 17

Le rapport isotopique de la croûte continentale est plus délicat à évaluer du fait de son hétérogénéité géographique et de l'érosion, mais une valeur moyenne de 0,5114 peut être admise. Une approche identique peut être faite pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: le rapport des chondrites (0,699) permet d'estimer celui du manteau primitif actuel vers 0,705 alors que les MORB présentent un rapport de l'ordre de 0,702-0,703 et la croûte continentale un rapport moyen de l'ordre de 0,710. On constate donc que la croûte continentale est plus radiogénique en Sr qu'en Nd par rapport au manteau primitif (rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus faibles $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé que le manteau primitif) alors que les MORB ont des signatures isotopiques inverses (moins radiogénique en Sr qu'en Nd par rapport au manteau primitif). Ici nous observons bien l'anticorrélation systématique des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. La position intermédiaire des OIB traduirait au moins partiellement leur origine plus profonde.

Nous verrons ci-dessous que l'extraction de la croûte continentale fut un processus graduel aujourd'hui stabilisé. La géochimie nous permet de déterminer un âge théorique pour l'extraction, comme si celle-ci était intervenue rapidement, à une date donnée. C'est l'âge modèle de l'extraction de la croûte continentale. On se base pour cela sur la figure 5.11. Si on considère les équations de la radiochronologie (voir plus haut) pour le manteau appauvri par exemple, nous aurons une équation pour deux inconnues : (1) le rapport isotopique initial, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ ou ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ et (2) le temps, que l'on cherche à déterminer ici :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Afin de résoudre cette équation il faut une seconde équation ayant deux inconnues identiques. Il suffit pour cela de prendre l'équation radiochronologique pour le manteau primitif ou la croûte continentale par exemple.

Dans ce cas, le temps et le rapport isotopique initial au moment de l'extraction de la croûte continentale sont les deux inconnues. On en tire un système de deux équations à deux inconnues d'où l'on déduit le temps, c'est-à-dire l'âge de l'extraction de la croûte continentale en considérant que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont d'environ 0,51 et 0,09 respectivement pour la croûte continentale et pour le manteau appauvri. Que l'on prenne le système Rb-Sr ou Sm-Nd, on trouve toujours un âge proche de 2 Ga. Ceci veut dire que si l'on considère que la croûte continentale s'est extraite du manteau en un temps donné, c'était à 2 Ga (âge modèle de l'extraction de la croûte continentale). Il est à noter que cet âge théorique facile à déterminer est assez significatif car les études qui ont permis de déterminer la vitesse de croissance de la croûte continentale montrent qu'elle s'est formée de 4,4 Ga jusqu'à aujourd'hui mais, qu'à 2 Ga, au moins 75 % de la croûte actuelle était déjà formée (fig. 5.14).

Encart 5.5 – Un vernis tardif ?



Voir fig. 3.11

Un point critique, au cœur des recherches actuelles, est de savoir si la Terre est restée un système homogène lors des premières étapes de sa différenciation ou bien si elle a subi des bombardements météoritiques tout en se différenciant. En réalité, les modèles d'accrétion homogène ou hétérogène de la figure 3.11 sont des cas extrêmes d'un processus qui a pu fonctionner selon un scénario intermédiaire. Nous savons en réalité que les chondrites ne sont pas exactement les matériaux parents de la Terre car : (1) leur rapport Mg/Si est de 20 à 40 % plus faible que celui du manteau et, (2) seule la composition en isotopes de l'oxygène des chondrites à enstatite est compatible avec celle du système Terre-Lune. Pourtant, les rapports isotopiques en Re et Os pour le manteau s'approchent de valeurs chondritiques alors que les coefficients de partage métal/silicates γ sont très élevés. Cela nous apprend qu'après la différenciation du noyau (séparation métal/silicates) et la fabrication conjointe du manteau, il y a eu un bombardement tardif de météorites au sein du manteau (vernis tardif). Ce bombardement a pu contribuer à enrichir l'hydrosphère et l'atmosphère de la Terre en éléments légers. La question de l'importance de la contribution de ce bombardement tardif aux hétérogénéités géochimiques globales n'est pas encore totalement réglée. Ainsi, le rapport Nb/Ta de la Terre, qui est inférieur à celui des chondrites, ne peut être expliqué qu'en invoquant une accrétion hétérogène, commençant par de petits impacteurs (similaires aux chondrites à enstatite) et s'achevant avec de gros impacteurs plus oxydés (similaires aux chondrites ordinaires).

5.4.2 Les divers modèles géochimiques du manteau terrestre

À partir des différentes données isotopiques dont les principales ont été rappelées ci-dessus, on peut esquisser un modèle robuste de la Terre à trois réservoirs principaux (fig. 5.11) : le manteau inférieur (proche du manteau primitif), le manteau supérieur (dit manteau appauvri) et la croûte continentale. La formation des magmas lors de l'extraction de la croûte a conduit à un appauvrissement du manteau supérieur en éléments chimiques globalement incompatibles. À la longue, ce processus a conduit à concentrer les éléments à comportements incompatibles dans la croûte continentale. Le manteau appauvri en ces éléments surmonte donc le manteau inférieur relativement enrichi qui a peu participé aux processus d'extraction. Ajoutons, comme nous le verrons ci-après que le manteau inférieur reçoit de plus les plaques lithosphériques recyclées par la subduction qui l'enrichissent en éléments crustaux (fig. 5.15). De toute façon, retenons que la limite des 670 km de profondeur (la limite manteau supérieur-manteau inférieur) est une interface majeure de la dynamique des enveloppes solides de la Terre (on voit parfois 660 km et non 670 km).



Voir chap. 17

Dans sa minéralogie (olivine, pyroxènes et une phase alumineuse) et dans sa composition en éléments majeurs, le manteau est en fait relativement homogène, même si des magmas de compositions légèrement différentes (en éléments majeurs) peuvent être formés par sa fusion partielle. Ces différences dépendent des conditions de la fusion partielle (profondeur et taux de fusion principalement). Il faut alors considérer les compositions en éléments traces des basaltes pour pouvoir distinguer au moins deux manteaux différents (un manteau primitif profond, source des OIB et un manteau supérieur appauvri source des MORB).



Voir chap. 11 et 12

À teneurs en éléments majeurs à peu près équivalentes, la variabilité des basaltes océaniques augmente si l'on considère très précisément les éléments en trace. Ainsi, au sein même de la grande famille très homogène des MORB, on peut constater que certains basaltes ont des ressemblances chimiques avec les OIB. On parle alors de MORB enrichis (on utilise l'acronyme MORB-E) qu'on oppose aux MORB-N (MORB normaux). Les basaltes dont les compositions sont intermédiaires entre MORB-E et OIB sont dits MORB-T (*T* pour transitionnel). La présence de MORB-E et de MORB-T le long de certains axes d'accrétion indique la contribution d'une source plus profonde que le manteau appauvri. La géochimie permet donc de repérer des transferts ou des mélanges entre les réservoirs mantelliques. Dans les bassins arrière-arcs, les basaltes portent dans leurs teneurs en



éléments incompatibles (anomalies négatives en Nb et Ta) la preuve que leur manteau source a été préalablement transformé par des fluides (métasomatose), le plus vraisemblablement en contexte de subduction (basaltes de type BABB, *Back-Arc Basin Basalt*). Si l'on considère maintenant la signature isotopique, l'image des réservoirs mantelliques est encore plus détaillée. En effet, la variabilité observée dans les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (fig. 5.11 et 5.12 et encart 5.6) entre OIB et MORB par exemple permet de définir des provinces basaltiques reflétant des sources mantelliques multiples, parfaitement caractérisées par leurs « couleurs » isotopiques.

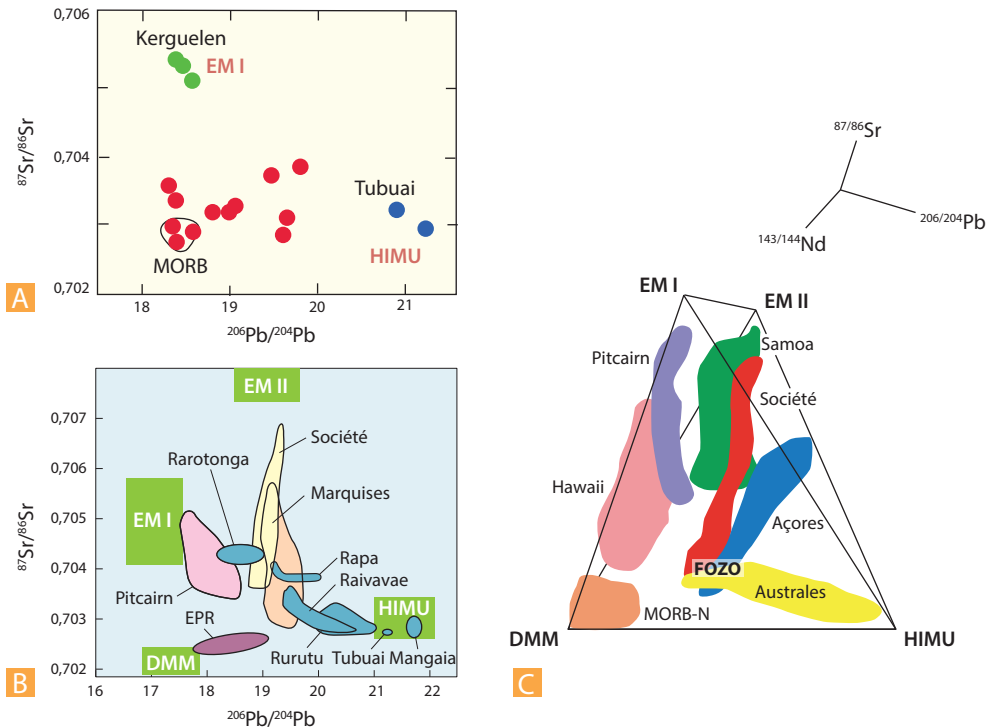


Figure 5.12 Rapports isotopiques du strontium et du plomb dans différents basaltes : îles océaniques (OIB) et dorsale Pacifique (MORB) (voir également fig. 5.11).

A. Les basaltes de certaines îles océaniques, Tubuai (TBA), îles australes, Polynésie, par exemple, présentent de faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et de forts rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ alors que les modèles géochimiques laissaient prévoir une corrélation entre les deux paramètres. Cette particularité est à la base de la mise en évidence du réservoir mantellique HIMU (de high μ : μ étant le rapport actuel $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$). Les îles Kerguelen présentent à l'inverse un fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et un faible rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ces caractéristiques signent un enrichissement en éléments incompatibles par rapport au manteau primitif. Ces données ont conduit à identifier un autre réservoir dit EM I (*Enriched Mantle I*, manteau enrichi I).

B. Composition isotopique des OIB polynésiens du Pacifique. Le diagramme présente des analyses isotopiques replacées par rapport aux analyses de la dorsale du Pacifique, EPR (*East Pacific Rise*) représentant les MORB-N. Les OIB polynésiens ont des compositions intermédiaires entre les pôles mantelliques DMM (EPR), source des MORB-N, EM I et EM II (*Enriched Mantle I and II*) et HIMU. L'hétérogénéité est très importante dans la plupart des archipels (les Australes sont en bleu).

C. Composition isotopique d'OIB du Pacifique. Leur grande hétérogénéité isotopique peut être décrite au moyen de quatre pôles (DMM, source des MORB, EM I, EM II et HIMU) plus un composant intermédiaire (FOZO, *Focus Zone*) qui serait représentatif de la composition du manteau inférieur (*modifié d'après Ernst et al., 2005*).

Encart 5.6 – La diversité des réservoirs mantelliques

Au sein du manteau, on peut, sur la base d'anomalies géochimiques (principalement des rapports isotopiques), distinguer des sous-réservoirs dont on commence à avoir une « cartographie ». C'est par exemple le cas de l'anomalie DUPAL (de Dupré et Allègre qui l'ont mise en évidence), caractérisée par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ élevés. Détectée vers 30° de latitude Sud, elle caractérise le manteau de l'océan Indien. On l'interprète comme la trace de recyclage lors de subductions datant de 1 Ga d'éléments sédimentaires et crustaux d'âge archéen.

La géochimie isotopique a finalement permis de distinguer un certain nombre de grands réservoirs mantelliques (HIMU, EM I, EM II) dont les caractéristiques géochimiques résultent de l'incorporation au manteau de divers matériaux crustaux au cours des processus de subduction depuis 1 à 2 Ga. Ces réservoirs participent en proportions variables à la genèse des magmas basaltiques des diverses régions du monde. Chaque lave porte donc dans sa composition chimique (le plus souvent, il s'agit d'une signature isotopique) des caractères permettant de mesurer ces proportions et d'évaluer les mélanges de source possibles au sein du manteau. C'est ainsi qu'on peut évaluer les transferts et mélanges se produisant lors de la convection mantellique.

La notion de réservoir HIMU (de high μ : μ étant le rapport actuel $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) est basée sur l'analyse des basaltes (OIB) de certaines îles océaniques (Tubuai, îles Australes, Polynésie, par exemple). Ces basaltes présentent de faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et de forts rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 5.12) alors que les modèles géochimiques laissaient prévoir une corrélation positive entre les deux paramètres (ce qui est effectivement observé au niveau des dorsales lors de mélange de matériaux profonds et de matériaux du manteau supérieur). Les caractéristiques de ce réservoir paraissent résulter de la réinjection de croûte océanique (basaltes) déshydratée au cours de la subduction. Les îles Kerguelen et surtout Pitcairn présentent à l'inverse un fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et un faible rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ces caractéristiques correspondent en fait à un enrichissement en éléments incompatibles par rapport au manteau primitif. Ces données ont conduit à identifier le réservoir EM I (*Enriched Mantle I*, manteau enrichi I). Ce réservoir pourrait résulter d'une réincorporation importante de sédiments pélagiques lors des processus de subduction. Un second réservoir enrichi EM II a été défini à partir des très forts rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observés aux îles Samoa et de la Société ; la réinjection de sédiments détritiques (d'origine continentale) serait la cause de ses caractéristiques.

5.4.3 Les modèles de croissance des continents



Voir chap. 12
et 17

Ce sont principalement les zones de subduction qui permettent de former de la croûte continentale nouvelle ou juvénile à partir du manteau supérieur. La subduction de la lithosphère océanique déclenche la fusion partielle du manteau des plaques lithosphériques sus-jacentes. Les péridotites de la plaque supérieure alimentent ainsi le magmatisme calco-alcalin dont les produits, moins denses que le manteau resteront perpétuellement en surface (c'est *L'Écume de la Terre*, de C. Allègre), contribuant à la croissance des continents. Notons toutefois que des hypothèses récentes font jouer un rôle important à la collision de continents avec des racines de plateaux océaniques pour alimenter, par accretion tectonique, la croûte inférieure continentale de nature basique.

Aujourd'hui les continents (avec les plateformes continentales immergées : par exemple le plateau des Malouines ou le continent Zélandia portant la Nouvelle-Zélande) représentent environ 42% de la surface de la Terre et leur étendue semble à peu près stable depuis 500 millions d'années (fig. 5.13 et 5.14). Cela n'a pas toujours été le cas au cours des temps géologiques et se pose le problème de la période à laquelle est apparu le premier continent et à quel rythme a eu lieu la croissance continentale. Les processus de production de croûte juvénile sont aujourd'hui presque compensés par les processus d'érosion et le recyclage dans le manteau. En plus de l'érosion tectonique (voir ci-dessous et chapitre 12), il existe un autre mécanisme de réduction de la surface continentale qui intervient lors de la surrection de chaînes de collision. Ainsi pour le Tibet et l'Himalaya, la collision des plaques indienne

et asiatique a provoqué une subduction continentale. Il en résulte un doublement d'épaisseur de la croûte continentale sur une largeur de 500 km et une longueur de 1 000 km, réduisant ainsi de 500 000 km² la surface des continents.

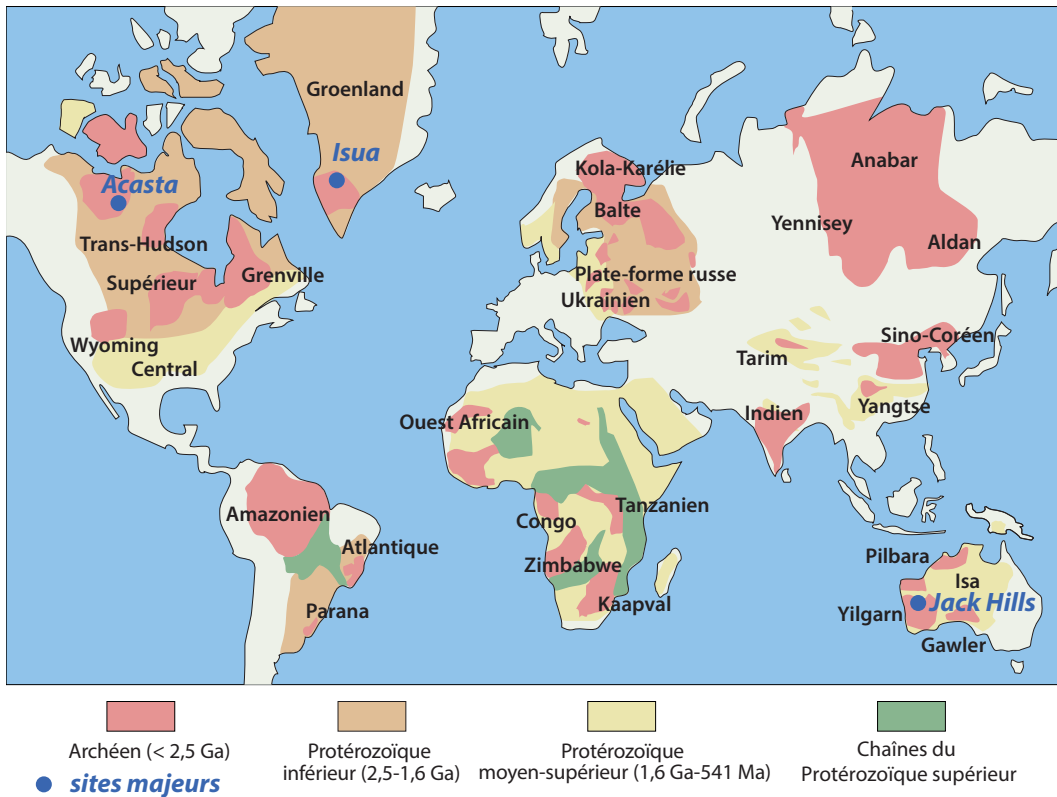


Figure 5.13 Carte de l'âge des continents.

Les premiers noyaux continentaux conservés se retrouvent au cœur des boucliers archéens et occupent une surface très inférieure à la surface actuelle des continents.

Les témoins continentaux les plus anciens connus se trouvent dans la région d'Acasta au Canada (env. 4,03 Ga) et à Isua au Groenland (3,8 Ga). On utilise les rapports Hf/Lu (Hafnium/Lutécium) des cristaux de zircon pour tracer les premières étapes de l'extraction magmatique des continents. Hf a un comportement plus incompatible que le Lu ce qui implique une croûte continentale avec un rapport Hf/Lu élevé et un manteau avec un Hf/Lu faible. Ce rapport traduit donc le caractère des réservoirs dans lesquels zircons ont cristallisé. Les rapports Hf/Lu sont très variables dans les zircons anciens, prouvant que les processus d'extraction étaient encore chaotiques avec des successions d'extraction et d'assimilation rapides. Puis à partir de 3,8 Ga environ, le rapport Hf/Lu des zircons augmente progressivement démontrant que l'extraction est en phase stationnaire et irréversible. La croissance des continents s'est faite surtout durant l'Archéen avec plus de 75 % du volume actuel de croûte continentale a été formé entre 4 et 2,5 Ga (ce qui est cohérent avec l'âge modèle de la croûte continentale discuté ci-dessus), et depuis le volume augmente faiblement (fig. 5.14). À présent le recyclage de croûte continentale est plus important que la formation de croûte continentale juvénile. Autrement dit, les volumes des granitoïdes (granites C, chapitre 17) produits par la fusion de matériaux continentaux sont plus importants que les volumes de croûte continentale produits par la fusion du manteau (granites M, chapitre 17). Cela signifie donc que les processus d'extraction des matériaux fusibles et peu denses du manteau terrestre sont maintenant quasiment compensés par les processus de recyclage dans le manteau.

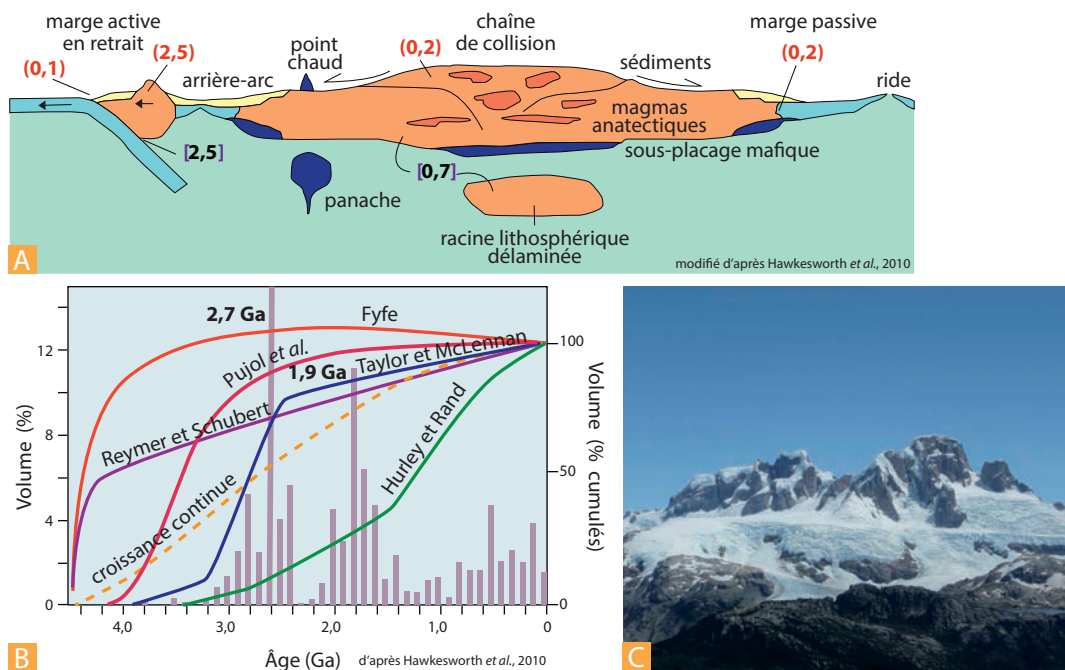


Figure 5.14 La croissance des continents.

A. Le bilan de la croissance continentale est équilibré d'après les estimations récentes : $3,1 \text{ km}^3/\text{an}$ d'addition (chiffres en rouge), $3,2 \text{ km}^3/\text{an}$ de disparition dans le manteau (chiffres en noir). Cela signifie que les processus d'extraction des matériaux fusibles et légers du manteau terrestre sont maintenant globalement compensés par les processus d'introduction de ces mêmes matériaux dans le manteau.

B. Différentes courbes de croissance du volume de la matière continentale au cours du temps. Dans la plupart des modèles, la croissance des continents s'est faite surtout avant $3,0 \text{ Ga}$ et l'on est à peu près certain que le volume des continents n'a finalement que peu varié durant les derniers 400 Ma . Les datations récentes (méthode U/Pb sur zircons) conduisent à invalider les modèles impliquant la croissance récente de la croûte continentale (Hurley et Rand, 1968), sa croissance importante à l'Hadéén (Fyfe, 1978 ; Reymmer et Schubert, 1984) ou enfin sa croissance continue. Le modèle de Taylor et McLennan (1985) est compatible avec les âges des cratons et ceux des zircons détritiques dont les pics de fréquence correspondent aux âges des supercontinents précambriens Supria/Slavia ($2,7 \text{ Ga}$) et Nuna ($1,9 \text{ Ga}$). Le modèle de Pujol *et al.* (2013), le plus récent, est basé sur les isotopes de l'argon et propose une croissance un peu plus ancienne (la moitié du volume de la croûte aurait existé à $3,5 \text{ Ga}$).

C. La croissance des continents se fait en partie par accretion magmatique comme en témoignent les intrusions basiques et acides formant l'essentiel du batholite andin et dont l'origine est la fusion partielle du manteau sous la plaque chevauchante. Ici, il s'agit du batholite des Andes du sud du Chili (photo : Y. Lagabrielle).

5.4.4 Le recyclage dans le manteau : modèles de dynamique globale

Il existe un mécanisme de retour du matériel superficiel mis en place par le magmatisme terrestre vers le manteau profond. Ce recyclage (on a utilisé parfois le terme de réinjection) s'effectue dans les zones de **subduction** où une partie des sédiments océaniques accompagne la plaque océanique plongeante (fig. 5.15). De plus, une érosion en profondeur (**érosion tectonique**), de l'ordre de $3 \text{ à } 5 \text{ km}^3/\text{an}$, peut affecter la lithosphère continentale au niveau des zones de subduction et contribuer à son recyclage profond. C'est le cas dans environ la moitié des zones de subduction. Ainsi, au large du Japon septentrional, depuis 25 Ma , la fosse s'est déplacée vers le continent d'au moins 60 km . Cela permet donc un retour du matériel crustal léger vers le manteau qui s'ajoute à celui qui se réalise via les sédiments subduits dont une large part provient de l'érosion des continents.



Voir chap. 12

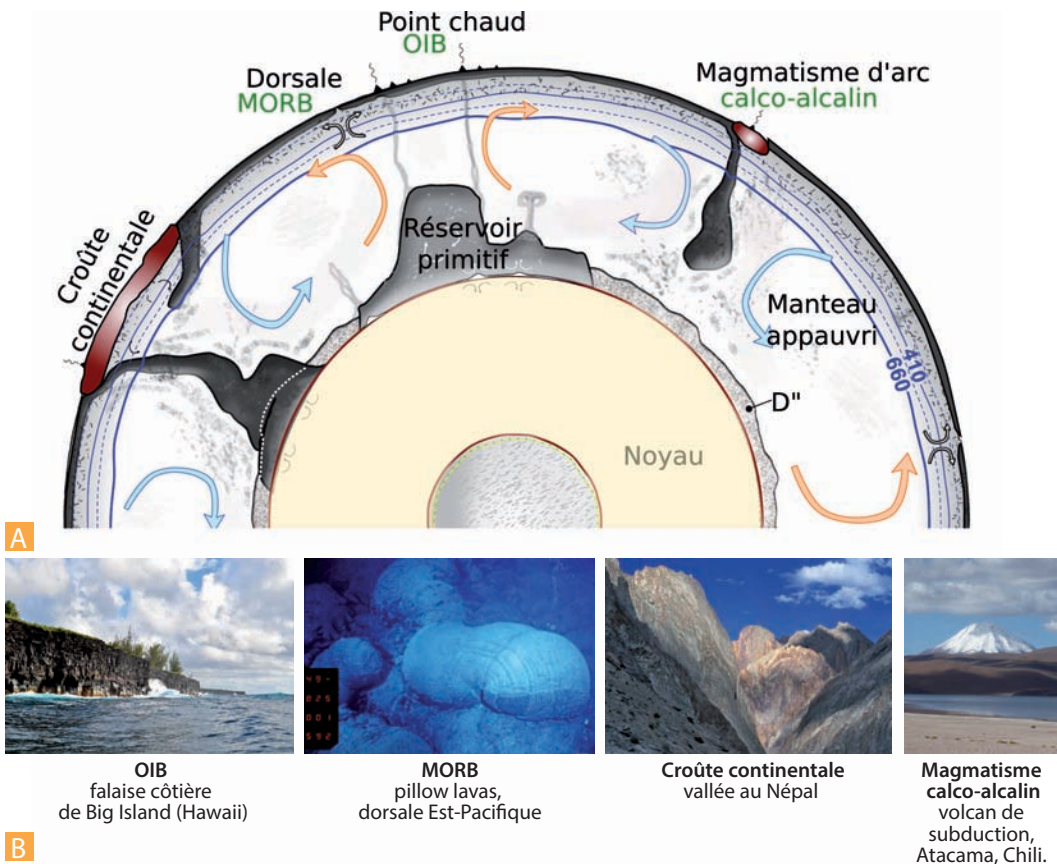


Figure 5.15 Modèle géochimique et dynamique du manteau terrestre. Comparer avec la figure 17.7.

A. Il existe de nombreuses images de la dynamique interne et il est illusoire de tenter de représenter convenablement à la fois les systèmes convectifs, imagés par la géophysique, et les contraintes sur les échanges entre réservoirs qui nous sont imposées par la géochimie. Les modèles dynamique de la Terre sont donc imparfaits et loin d'être définitifs. La représentation proposée est une vision guidée par la sismologie et la géochimie (schéma d'Edward Garnero modifié). Les grands réservoirs géochimiques et les sites de l'extraction crustale y ont été replacés. Les panneaux de lithosphère plongeante sont soit défléchis sur la limite 660-670 km, avant de couler au fond du manteau. À la frontière noyau-manteau, des réservoirs primitifs sont préservés du mélange convectif grâce à leur excès de densité. En leur sein, des poches de magmas primitifs persistent et sont des zones d'échanges avec le noyau du fait que deux liquides soient en contact. Les réservoirs primitifs sont poussés et déformés par le matériel des slabs s'accumulant à la limite noyau/manteau. Des panaches se forment sur les bordures et entraînent parfois de faibles fractions de ce matériel vers la surface pour générer les points chauds. On a représenté en bleu les courants descendants et en orange les courants ascendants. Le sommet de la couche D'' correspond à la transition de phase bridgmanite - post-perovskite. **B.** Photographies illustrant les représentants des réservoirs géochimiques du globe : OIB (manteau primitif et/ou manteau enrichi par les plaques subduites), MORB (manteau appauvri), laves des zones de supra-subduction (arcs insulaires, cordillères) et croûte continentale (extraction à partir du manteau supérieur). Photos (de g. à d.) : M. Lagabrielle, Ifremer, S. Guillot, A. Mauviel.

Dans les années 1970-1980 deux modèles de dynamique du manteau étaient en vogue. Le premier fait appel à une convection à deux couches séparées par la zone de transition entre manteau supérieur et inférieur à 670 km. Dans le second modèle, la convection affecte l'ensemble du manteau, la descente des plaques subduites étant couplée à la remontée des panaches. Dans les années 2020, la convection à deux couches n'est plus considérée, même par les géochimistes.

À retenir

- La croûte continentale (granitoïdes et sédiments qui en dérivent) se forme par différenciation du manteau dont sont aussi issus les basaltes des fonds océaniques (MORB) et ceux des îles océaniques (OIB).
- La classification de Goldschmidt (1954), met en évidence une relation simple entre la répartition des grandes familles d'éléments chimiques et la mégastructure de la planète : les atmosphiles sont présents dans l'atmosphère, les lithophiles dans la croûte et le manteau supérieur, les chalcophiles dans le manteau inférieur, les sidérophiles dans le noyau.
- Actuellement, on utilise une classification géochimique fondée sur les rayons ioniques et les potentiels ioniques. Lors des processus magmatiques les éléments à fort rayon ionique et/ou à fort potentiel ionique ont un comportement dit incompatible vis-à-vis du solide, ils sont facilement mobilisés lors de la fusion partielle en se concentrant dans le liquide magmatique. Les éléments qui ont tendance à rester au sein des cristaux sont des éléments à comportement compatible.
- Parallèlement à l'approche pétrographique et pétrologique classique, l'étude géochimique est devenue un outil 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.
- La radiochronologie permet de dater de façon absolue les événements géologiques. Un isotope radioactif P (père) se désintègre progressivement en un isotope fils (F ou radiogénique). Si l'on connaît la constante de désintégration λ et que le système reste clos, on peut alors déterminer son âge (cristallisation par exemple) en dosant P et F. La température de fermeture est la température à partir de laquelle le système est clos : le chronomètre est alors déclenché.
- Le manteau est constitué de plusieurs grands réservoirs géochimiques : le manteau supérieur a été appauvri par extraction progressive de la croûte continentale depuis près de 4 milliards d'années, le manteau inférieur est enrichi en éléments incompatibles relativement au manteau appauvri. Le maximum de la croissance crustale a eu lieu entre 3,0 et 2,5 Ga.
- La plupart des basaltes des rides océaniques (MORB) sont issus du manteau supérieur tandis que les basaltes de points chauds (OIB) sont issus de la fusion du manteau inférieur.