

Géochimie

STU S5



Shop

- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier

Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



Emploi

- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

Introduction à la géochimie
(pour mieux comprendre comment fonctionne notre Terre)

par

Jean-Clair Duchesne

(septembre 2014)

Avant-propos

Cet ouvrage s'inspire largement d'un cours élémentaire d'« Eléments de géologie et géographie physique » donné en première année de candidature en chimie à la Faculté des Sciences de l'Université de Liège de 1991 à 2002. J'ai voulu aborder ces « Eléments » par les aspects géochimiques, plus susceptibles d'intéresser les futurs chimistes que d'autres disciplines des Sciences de la Terre.

Je remercie vivement Edith Wilmart et Jacqueline Vander Auwera pour leur lecture attentive du cours initial. J'ai été encouragé dans cette entreprise par Claire, mon épouse, et mes amis Michel et Lucien François qui n'étant pas géologues ont accepté néanmoins de lire cet ouvrage et de me faire part de leurs conseils.

Table des matières

Avant-propos	
Chapitre 1. Abondance cosmique et évolution pré-géologique de la Terre	3
Chapitre 2. Des minéraux, des cristaux et des roc	13
Chapitre 3. La genèse et l'évolution de la croûte océanique	24
Chapitre 4. L'évolution de la croûte continentale. Le cycle géologique	35
Chapitre 5. La composition chimique de l'eau de mer	43
Chapitre 6. Les isotopes de l'oxygène et les changements du niveau de la mer	50
Chapitre 7. Steno, Hutton, Lyell, Darwin, Kelvin et Rutherford : regards sur le chemin parcouru	56
Glossaire	67

Chapitre 1

Abondance cosmique et évolution pré-géologique de la Terre

Parmi les questions que peut se poser un géochimiste, il en est qui peuvent paraître simples, voire élémentaires, et qui cependant sont particulièrement ambitieuses et complexes. Quelle est la composition chimique de l'Univers ? Comment peut-on la déterminer ? Plus particulièrement, quelle est la composition de notre Soleil, de notre système solaire, et, plus près de nous, de la Terre et de la croûte terrestre.

La réponse à ces questions relève d'une approche pluri-disciplinaire où interviennent plusieurs sciences de la Terre, notamment la Géochimie qui étudie la composition et les propriétés chimiques des matériaux essentiellement terrestres et des météorites, et l'Astrophysique qui se préoccupe des aspects physiques et physico-chimiques des étoiles et des planètes. Disciplines en plein essor surtout depuis les progrès dans l'analyse chimique des éléments en trace et des isotopes et l'acquisition de données nouvelles (par exemple, sur la Lune et les planètes).

La Terre différenciée

Déterminer la composition chimique d'un objet de grande taille est possible si l'on dispose d'un échantillon représentatif de la composition moyenne de l'objet en question. Prenons l'exemple de la Terre. On peut évidemment mesurer la composition chimique des différents matériaux (roches) qui composent sa surface, estimer leurs proportions à l'aide de cartes géologiques et calculer la composition de l'ensemble. Bien entendu par cette méthode on ne détermine que la composition de la surface de la Terre. Il faut ensuite établir si cette surface est représentative de la composition globale. Des sondages peuvent nous renseigner, mais la technologie ne permet pas de descendre très bas, quelques kilomètres seulement, distance infime par rapport au rayon de la Terre (6371 km). Une contrainte importante apparaît quand on compare la densité des roches à la surface ($D = 2,8$) à celle de la Terre dans son ensemble (5,52), cette dernière valeur étant calculée à partir de l'observation du mouvement de la Terre par rapport au Soleil, à la Lune, aux planètes et aux satellites artificiels.

Cette différence de densité reflète en fait une différence de composition chimique très importante entre la croûte et les parties internes. Des matériaux de forte densité doivent être situés dans la partie plus centrale du globe pour compenser la relativement faible densité de la croûte. Cette déduction est d'ailleurs confirmée, comme on le verra plus loin, par l'étude de la propagation des ondes sismiques qui révèle une structure zonale de la Terre.

La Terre n'étant pas homogène, sa surface n'est pas représentative de l'ensemble. La Terre est « différenciée », c'est-à-dire constituée de parties de composition chimique différente résultant de l'évolution d'un matériau originellement de composition uniforme, comme on le verra plus loin.

Le Soleil et sa lumière

Pour ce qui est du système solaire, on sait que 99,8% de sa masse est concentré dans le Soleil, la masse des planètes, satellites, etc., étant relativement faible (0,2%). On peut dès lors considérer qu'un échantillon du Soleil, pourvu que celui-ci soit homogène, est représentatif de l'ensemble du système solaire. Prélever un échantillon de Soleil est impossible vu les températures extrêmes de sa surface, mais on peut tirer parti de l'information contenue dans le rayonnement qu'il émet, dans sa lumière. Celle-ci contient en effet un message chimique que l'on peut décrypter. Les atomes* de la surface du Soleil, soumis à des températures très

élevées, passent à un état dit « excité ». Lors de leur retour à l'état « fondamental », ils émettent alors une lumière qui peut être décomposée à l'aide d'un prisme dans un spectrographe en un spectre où apparaissent une série de raies et de bandes. Celles-ci sont caractéristiques des différents atomes et molécules qui constituent la matière solaire et l'intensité d'une raie d'un élément donné est proportionnelle à la quantité de cet élément. On peut ainsi réaliser une analyse qualitative et quantitative complète du Soleil en analysant son spectre.

Cette méthode a évidemment ses limites. Le Soleil s'avère essentiellement constitué à 99% d'hydrogène H et d'hélium He et la quantité des autres éléments est donc relativement faible. En outre le signal que l'on reçoit provient de la surface et il n'est pas évident *a priori* que le Soleil soit parfaitement homogène. Comme il y a risque de résultats systématiquement biaisés, il importe de recouper cette information par une autre source de données. Celle-ci est fournie par les météorites.

Les météorites

Les météorites – appelées erronément « étoiles filantes » dans le langage courant – sont des roches extraterrestres qui circulent dans le système solaire et sont éventuellement captées par l'attraction terrestre. En traversant l'atmosphère, elles s'échauffent jusqu'à se volatiliser en surface. La partie interne de la météorite peut être préservée et recueillie pour examen.

Il existe une grande variété de météorites parmi lesquelles on distingue trois grandes classes : les chondrites, les achondrites et les météorites métalliques.

Les *chondrites*, les plus abondantes, ont une structure microscopique qu'on ne connaît dans aucune roche terrestre : elles sont formées de chondrules qui sont des petites sphères (jusqu'à la dimension d'un petit pois) en général remplies par un ou deux minéraux ou par du verre. Ces chondrules sont enveloppées dans une matrice constituée de minéraux plus fins, souvent fragmentés. L'origine des chondrules est encore débattue. Plusieurs hypothèses, non mutuellement exclusives, sont proposées : gouttelettes de liquides, condensat d'un gaz, résultat d'un réchauffement, ou produit d'impact. Les chondrites ont une composition minéralogique complexe mais les minéraux principaux qui les constituent sont en petit nombre et leur proportions varient dans des fourchettes étroites. On y distingue en moyenne très schématiquement environ 40% d'olivine, 30% de clinopyroxène, 10% de plagioclase, 10-20% de métal (alliage Fe-Ni), environ 6% de troïlite. Nous reviendrons dans le chapitre 2 sur les minéraux et leur composition.

Les *achondrites* sont, comme leur nom l'indique, dépourvues de chondrules. Elles présentent les mêmes structures que certaines roches magmatiques terrestres et doivent donc avoir cristallisé à partir de liquides silicatés à haute température.

Les *météorites métalliques* sont constituées d'un alliage de nickel Ni et fer Fe (le Ni variant entre 4 et 20%) avec un peu de troïlite. L'examen au microscope montre que des lamelles de kamacite (alliage pauvre en Ni) sont disposées dans la taenite (alliage riche en Ni) selon des plans cristallographiques bien définis. Une telle structure, dite de Widmandsätten, se forme à l'état solide lors du refroidissement de l'alliage Fe-Ni. Elle indique que l'alliage a été porté à des températures élevées (500°-750°C) et que le refroidissement a été très lent (de l'ordre de 1° par million d'années).

Une catégorie intéressante de chondrite est constituée par les *chondrites carbonées* dont il n'existe qu'un petit nombre d'exemplaires. Elles sont constituées principalement de serpentine, minéral résultant de l'hydratation de l'olivine, contiennent une quantité considérable de composés organiques (en particulier 5 des 25 acides aminés qui interviennent dans la constitution de la matière organique vivante terrestre!) et, enfin, des teneurs relativement élevées en éléments chimiques à basse température de volatilisation (par exemple le mercure Hg, le thallium Tl, l'indium In, et le bismuth Bi).

L'âge des météorites, déterminé par des méthodes isotopiques variées, est remarquablement homogène quel que soit le type de météorites : 4,55 Ga (1 Ga = 1 milliard d'années). Elles ont été portées à des températures très variables au moment de leur formation ou après. Les achondrites et les météorites métalliques témoignent d'une évolution à des températures élevées. Les chondrites se sont formées en deux stades au moins : l'un pour la formation des chondrules, l'autre pour l'agglomération de celles-ci dans la matrice. Elles montrent aussi des indications d'un réchauffement postérieur de 50 à 70 Ma (1 Ma = 1 million d'années) à leur formation. Les chondrites carbonées ont cependant échappé à tout réchauffement sinon les molécules organiques qu'elles contiennent n'auraient pas résisté et se seraient décomposées. La stabilité des composés organiques permet d'estimer qu'au cours de leur évolution elles sont restées à des températures inférieures à 120°-150°C.

L'histoire thermique variée des météorites empêche de leur attribuer une origine unique. Elles ne proviennent pas de l'éclatement d'une planète hypothétique, située entre Mars et Jupiter, dans la région occupée maintenant par la ceinture des astéroïdes (* = renvoie au glossaire en fin de volume). Elles ne contiennent en effet aucun des minéraux de haute pression que l'on doit trouver dans une planète. Elles seraient plutôt des vestiges d'un matériau solide qui par agglomération (*accrétion*) aurait donné les planètes. C'est parmi elles qu'il serait donc possible de trouver un échantillon du matériau primitif du système solaire.

Le matériau primitif

Parmi les météorites, lesquelles seraient les plus représentatives de ce matériau primitif ? Cette recherche est délicate. On postule que la température à laquelle a été porté un objet joue un rôle primordial pour différencier (de-homogénéiser) la matière qui le constitue. Plus la température sera élevée, plus grande sera la chance que l'objet subisse des transformations et que celles-ci amènent la séparation en plusieurs parties, en d'autres termes, qu'il se différencie. L'exemple le plus proche est celui du haut-fourneau où la haute température (jointe à la réduction du fer par le carbone du coke) transforme un minerai homogène en du métal liquide, du laitier et des gaz. Inversement, plus basse est la température à laquelle a séjourné la matière, plus grande est la chance de trouver une matière non différenciée et donc plus primitive. Dans les différentes catégories de météorites, on peut d'emblée éliminer sur cette base les achondrites et les météorites métalliques qui, on l'a vu, sont passées par des températures élevées. Il reste les chondrites. Celles-ci contiennent du métal de même composition que les météorites métalliques et sont donc moins différenciées que ces dernières (ce qui signifie que les météorites métalliques proviennent de la différenciation des chondrites). Parmi les chondrites, les chondrites carbonées sont donc sans doute les plus proches de la composition primitive parce qu'elles sont restées à des températures très basses.

La Fig. 1.1 compare la composition du Soleil (déduction faite des éléments gazeux H et He) à celle des météorites carbonées. Si les compositions étaient identiques, les points représentatifs des teneurs de chaque élément dans les deux matériaux devraient tomber sur une droite à 45°. L'accord, sans être parfait, est remarquable, et on peut par conséquent considérer que les hypothèses avancées tant sur l'homogénéité du Soleil que sur le caractère primitif des météorites carbonées sont valides en première approximation. On peut donc ainsi connaître la composition du système solaire.

Composition du Soleil, abondance cosmique et nucléosynthèse

De la composition du Soleil on est passé à la notion d'*abondance cosmique* en comparant les spectres de la lumière reçue des étoiles et des galaxies. Quoique l'information obtenue soit d'autant moins précise que la distance à l'objet analysé est plus grande, on constate que la composition chimique des étoiles est identique à celle du Soleil. On peut donc considérer que,

dans l'état actuel des connaissances, la composition du Soleil représente la composition de l'univers. D'où le vocable d' « abondance cosmique ».

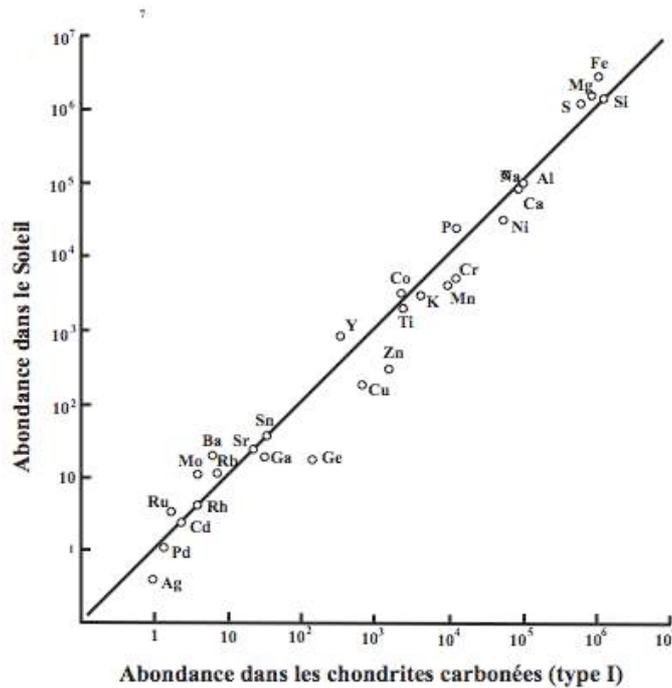


Figure 1.1 : Comparaison de la composition du Soleil et des météorites carbonées

La Fig. 1.2 illustre graphiquement la variation des teneurs en éléments en fonction de leur *numéro atomique* * Z . On constate :

1. une allure générale de décroissance exponentielle (linéaire dans un diagramme à ordonnée logarithmique) des teneurs depuis $Z=1$ jusqu'à $Z=40$, et ensuite une allure en palier ;
2. les éléments lithium Li, beryllium Be et bore B sont très déprimés par rapport à cette allure générale ;
3. dans le détail, la courbe apparaît en dents de scie, les éléments de nombre atomique pair étant plus abondants (un ordre de grandeur environ) que ceux de nombre atomique impair. Cette loi est connue sous le nom de Oddo –Harkins, (ses deux découvreurs).

Ce diagramme est la contrainte majeure à laquelle doivent satisfaire les théories sur la formation des éléments chimiques, c'est-à-dire sur la nucléosynthèse. Sans entrer dans les détails, on peut dire que des processus complexes, dont l'étude relève de l'astrophysique et de la physique nucléaire, se produisent dans les étoiles et qu'il faut plusieurs types en générations d'étoiles, différentes par leur densité et la température qui y règne, pour expliquer la synthèse de l'ensemble des éléments. A relativement basse température (10^7 °C) et faible densité (100 g/cm^3) comme dans le Soleil, la fusion d'atomes d'hydrogène donne l'hélium. Dans des conditions plus élevées (10^8 °C et 10^5 g/cm^3 : géante rouge*), la fusion de 3 atomes d'hélium donne le carbone $4\text{He} + 4\text{He} + 4\text{He} = {}^{12}\text{C}$ et ensuite $4\text{He} + {}^{12}\text{C} = {}^{16}\text{O}$. Ensuite, dans des conditions plus draconiennes nécessitant des étoiles plus chaudes et plus denses encore, on peut synthétiser des atomes de numéro de masse croissants. A partir de $Z=40$, on fait appel aux explosions stellaires catastrophiques que sont les supernovae*. La synthèse des éléments lourds se réalise dans les flux de neutrons très importants associés à ces supernovae.

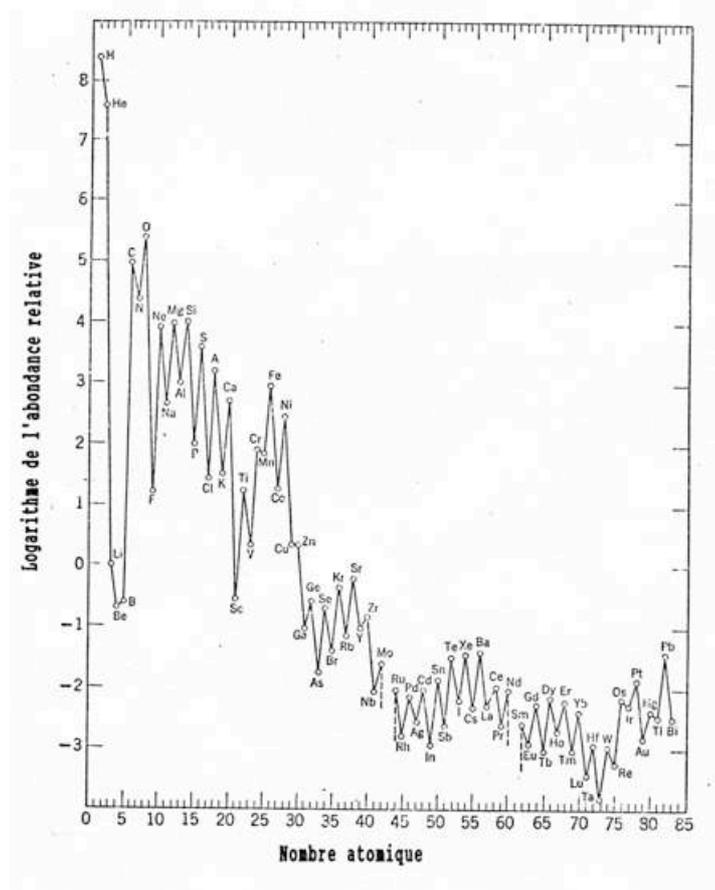


Figure 1.2 : Abondance cosmique des éléments

Pour ce qui est de la loi d'Oddo-Harkins, la physique nucléaire démontre que les noyaux des éléments de nombre atomique Z pair sont plus stables que ceux de nombre atomique impair. Cela tient au fait que les orbitales nucléaires ont une stabilité maximale quand elles sont occupées par deux particules. Comme le nombre atomique correspond au nombre de protons, un nombre pair de protons correspond à un état plus stable qu'un nombre impair.

Composition chimique de la Terre

Ayant déterminé la composition du Soleil, il est possible maintenant d'aborder la question de la composition globale de la Terre. En première approximation, on peut considérer que celle-ci ne s'écartera pas beaucoup de la composition du Soleil (déduction faite des éléments très volatils, H et He). Dans le détail cependant il existe des différences de composition chimique d'une planète à l'autre, comme en témoignent leur variations de densité : planètes intérieures (Mercure et Vénus) plus denses que la Terre, planètes géantes et extérieures (Jupiter et Saturne) beaucoup moins denses, Mars et les Astéroïdes de densités voisines de celle de la Terre.

On attribue cette variation de composition chimique au processus de condensation du gaz qui enveloppait le Soleil au début de la formation du système solaire. Ce gaz chauffé en son centre par le Soleil se refroidit par l'extérieur. Il s'y développe donc un gradient de température qui se maintient pendant le refroidissement de l'ensemble du système. En un point donné, dès que la température descend en dessous de la température de condensation d'un des constituants chimiques du gaz, celui-ci se solidifie (notez que l'on passe directement de l'état gazeux à l'état solide car la pression dans le milieu intersidéral est très faible). Les constituants les plus volatils se condensent donc dans les régions les plus externes et, en se

rapprochant du Soleil, on rencontrera des matériaux de plus en plus réfractaires, silicates de fer Fe et magnésium Mg, sulfures de fer, alliage fer-nickel Fe-Ni, et, très près du Soleil, oxydes de calcium Ca, aluminium Al et titane Ti. Il s'est donc développé ainsi un nuage de poussières dont la composition changeait progressivement avec la distance au Soleil. C'est dans ce nuage que se formèrent les différentes planètes et autres corps célestes comme les astéroïdes par accréation de poussières situées dans leur voisinage immédiat. La Terre, comme Mars, a une composition voisine de la *moyenne des chondrites* dans laquelle dominent les silicates (olivine, pyroxène, plagioclase). Vénus et Mercure sont donc plus riches en Fe-Ni et en soufre, Jupiter et Saturne en constituants volatils.

Classification géochimique des éléments

Dans le processus de condensation à l'origine des minéraux constitutifs des météorites, comment se sont répartis – « distribués » disent les géochimistes – les différents éléments constituant « l'abondance cosmique » ? V.M. Goldschmidt (1888-1947), fondateur de la géochimie, a eu l'idée de répondre à cette question en analysant les trois grands types de minéraux existant dans les chondrites: les silicates, le sulfure et le métal. Il a classé les éléments en fonction de leur affinité (le suffixe –phile signifiant « qui aime ») pour ces trois types de phases en éléments sidérophiles (sideros = fer), chalcophiles (chalcos = cuivre) et lithophiles (lithos = pierre), auxquels s'ajoutent les éléments atmophiles (atmos = air) (Tableau 1.1).

Tableau 1.1 : Classification géochimique des éléments (basée sur la distribution dans les météorites)

Sidérophile	Chalcophile	Lithophile	Atmophile
Fe* Co* Ni*	(Cu) Ag	Li Na K Rb Cs	(H) N (O)
Ru Rh Pd	Zn Cd Hg	Be Mg Ca Sr Ba	He Ne Ar Kr Xe
Os Ir Pt	Ga In Tl	B Al Sc Y La-Lu	
Au Re+ Mo	(Ge) (Sn) Pb	Si Ti Zr Hf Th	
Ge* Sn* W+	(As) (Sb) Bi	P V Nb Ta	
C+ Cu* Ga*	S Se Te	O Cr U	
Ge* As+ Sb+	(Fe) Mo (Os)	H F Cl Br I	
	(Ru) (Rh) (Pb)	(Fe) Mn (Zn) (Ga)	

* Chalcophile et lithophile dans la croûte terrestre

+ Chalcophile dans la croûte terrestre

+ Lithophile dans la croûte terrestre

On remarque que :

1. le Fe dans les conditions de formation des météorites était dans un état très réduit (rapport Fe^0/Fe^{2+} élevé) et qu'il se distribue dans les 3 phases ;
2. les éléments lithophiles sont ceux qui forment les silicates. On notera que les Terres Rares (éléments de $Z=51$ à 71 , de lanthane La à lutétium Lu), le zirconium Zr, l'uranium U et le thorium Th appartiennent à cette catégorie ;
3. les sidérophiles comprennent outre le Fe et le Ni, l'or Au et les platinoïdes (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt) ;
4. les chalcophiles sont ceux que l'on trouve généralement dans la nature sous forme de sulfures (ZnS = blende, PbS = galène ; $CuFeS_2$ = chalcopyrite ; MoS_2 = molybdénite ; etc.) ;
5. Le gaz rares sont évidemment atmophiles.

Il est intéressant de noter que la position des éléments dans le tableau périodique (Tableau 1.2 et annexe 1) n'est pas quelconque. Les lithophiles se distribuent entre les deux extrémités

du tableau, les sidérophiles sont dans les éléments de transition, les chalcophiles au centre droit, les gaz rares dans la dernière colonne.

Tableau 1.2 : La position des différents types d'éléments de la classification géochimique dans le tableau périodique des éléments (voir dans le glossaire un tableau périodique plus complet)

H																		Atmosphère: N	He					
Li	Be																	Lithophile: Na	B	C	N	O	F	Ne
Nb	Mg																	Chalcophile: Zn	Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	<u>Fe</u>	<u>Co</u>	<u>Ni</u>	<u>Cu</u>	<u>Zn</u>	<u>Ga</u>	<u>Ge</u>	<u>As</u>	<u>Se</u>	Br	<u>Kr</u>	Sidérophile: Fe						
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	<u>Mo</u>		<u>Ru</u>	<u>Rh</u>	<u>Pd</u>	<u>Ag</u>	<u>Cd</u>	<u>In</u>	<u>Sn</u>	<u>Sb</u>	<u>Te</u>	I	<u>Xe</u>							
Cs	Ba	La-Lu	Hf	Ta	<u>W</u>	<u>Re</u>	<u>Os</u>	<u>Ir</u>	<u>Pt</u>	<u>Au</u>	<u>Hg</u>	<u>Tl</u>	<u>Pb</u>	<u>Bi</u>										
			Tb		U																			

En fait, on sait depuis Mendeleïev que ces regroupements traduisent les propriétés de la structure électronique des atomes, laquelle détermine le type de liaison que l'atome affectionnera. Les lithophiles donneront des liaisons *ioniques* (caractère électronégatif), les chalcophiles des liaisons *covalentes*, les sidérophiles des liaisons *métalliques*. Quoique cette classification géochimique ne reflète rigoureusement que le comportement des éléments dans les conditions de la condensation initiale, elle reste cependant encore largement valide dans les conditions de l'évolution ultérieure de la Terre et dans celles qui règnent dans la croûte terrestre.

On remarquera finalement que si ce sont les propriétés des noyaux qui régissent l'abondance cosmique, ce sont les propriétés électroniques qui déterminent les comportements géochimiques.

Evolution pré-géologique de la Terre

La Terre résulte de l'accrétion de poussières chondritiques. Ce phénomène devrait nécessairement limiter le diamètre de la Terre. En effet, plus celle-ci grossissait, plus forte devenait l'attraction sur les poussières avoisinantes, plus grande la vitesse d'impact de celles-ci, plus forte l'élévation de température résultant de la conversion d'énergie cinétique en énergie thermique. La température de volatilisation des matériaux météoritiques a par conséquent constitué une limite à la croissance du globe.

Mise à part la surface du globe qui est chauffée par les impacts mais qui renvoie partiellement cette chaleur par rayonnement vers l'extérieur, la partie intérieure du globe est relativement froide. En d'autres termes, l'accrétion conduit à une Terre froide et constituée par des poussières chondritiques, chimiquement homogènes. La température interne va cependant augmenter du fait de deux phénomènes dont l'influence est très inégale. Le premier est l'augmentation de la pression lithostatique (le poids de la colonne de roche sur une surface unitaire) laquelle comprime la matière et en augmente ainsi la température (analogie avec l'échauffement de la pompe à vélo). Le second est la radioactivité naturelle de certains éléments comme l'uranium, le thorium et le potassium qui sont présents dans la matière chondritique. Leur désintégration engendre en effet des flux de particules (des noyaux d'He notamment) qui sont freinés par la matière avoisinante. La transformation de cette énergie cinétique en chaleur élève la température car la conductibilité thermique de la matière chondritique est très faible (les silicates sont de bons isolants thermiques). La température intérieure s'est donc élevée progressivement. Cette élévation a-t-elle pu conduire à la fusion totale du globe et à sa différenciation? Connaissant la composition chondritique, l'âge du matériau primitif (4,567 Ga, âge des météorites) et sa conductibilité thermique, on peut

calculer le temps qu'il a fallu pour atteindre la fusion du matériau chondritique. 600 Ma environ sont nécessaires pour que commence cette fusion. Ce modèle (dû à Elsasser) n'est cependant pas acceptable. On sait en effet depuis les expéditions lunaires que la Lune s'est formée à 4,527 Ga, donc seulement 40 Ma après la Terre. On sait aussi que la composition de la Lune est différente de la composition chondritique : elle est enrichie en éléments lithophiles et appauvrie en éléments sidérophiles avec cependant la même composition isotopique* de l'oxygène que la Terre. Il est admis de nos jours que la Lune s'est formée à partir d'un matériau arraché à la Terre à la suite d'un impact avec un objet de la taille de Mars (appelé Theia). Ce matériau était déjà différencié, ce qui oblige à faire remonter la différenciation de la Terre à une période encore plus ancienne que la formation de la lune. Quoique le réchauffement par la radioactivité soit incontestable, c'est cependant un autre phénomène qui a conduit à la fusion totale de la Terre. C'est un autre impact géant qui s'est produit peu de temps après l'accrétion de la Terre qui est très probablement responsable de cet échauffement.

C'est à cette fusion totale que l'on attribue la différenciation primitive qui a déterminé la structure actuelle de la Terre (Fig. 1.3). Le métal Fe-Ni (et les éléments sidérophiles) forme le *cœur* au centre, les silicates de Fe et Mg forment le *manteau* et les silicates alumineux (et les éléments les plus lithophiles) se concentrent dans la pellicule extérieure, la *croûte*, qui n'a que 17 km d'épaisseur en moyenne contre un rayon du globe de 6371 km.

Une autre information qui montre l'âge très ancien de la croûte est la découverte très récente d'un grain de zircon (minéral provenant d'une roche granitique formée dans la croûte) d'âge 4,364 Ga. Ceci implique que la croûte était déjà formée à un âge très reculé.

On notera que la structure concentrique de la Terre est connue par l'étude des tremblements de terre (sismologie, discipline de la géophysique). Par la mesure en différents endroits à la surface de la Terre des temps d'arrivée des ondes sismiques provenant d'un tremblement de terre, on calcule les trajectoires des ondes et leur vitesse, et on en déduit la densité des différentes enveloppes. Le pas suivant – le passage de la densité à la composition chimique – est très délicat car il faut connaître la nature et les propriétés des minéraux qui composent les différentes parties et qui varient avec l'augmentation de la température et de la pression. C'est ici que le géophysicien a besoin des informations du géochimiste et du pétrologue (le chercheur qui étudie les pierres) qui réalisent des expériences à des pressions et des températures de plus en plus hautes.

Composition chimique de la croûte

La composition chimique de la croûte terrestre (Fig. 1.4) est la résultante des processus complexes qui se sont déroulés pendant la différenciation primitive et qui ont modifié la composition chondritique. On peut très schématiquement justifier le résultat final en faisant appel à la classification géochimique des éléments. Les éléments sidérophiles et chalcophiles sont largement déprimés car ils sont concentrés dans le cœur. Les éléments les plus lithophiles sont au contraire concentrés dans la croûte, en particulier l'uranium U et le thorium Th. A l'examen de la composition de la croûte, on peut faire les remarques suivantes sur la composition du monde qui nous entoure :

1. une douzaine d'éléments seulement dépassent le % : ce sont les éléments majeurs pour la plupart de faible numéro atomique (Tableau 1.3) ;
2. l'élément le plus abondant est l'oxygène, surtout si on calcule la composition en % en volume (Tableau 1.3) ; nous marchons en fait sur un matelas d'atomes d'oxygène reliés entre eux par d'autres atomes ;
3. l'élément second est le silicium Si : nous sommes donc dans un monde dominé par les silicates ;
4. la loi d'Oddo-Harkins se manifeste toujours assez nettement (par exemple pour les Terres Rares $Z = 57$ à 71) ;

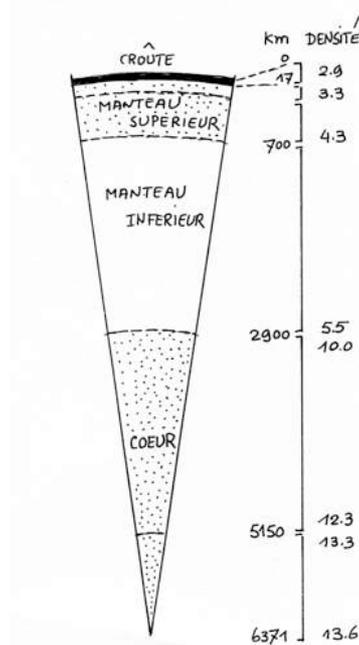


Figure 1.3 : La structure zonale de la terre et l'évolution des densités avec la profondeur

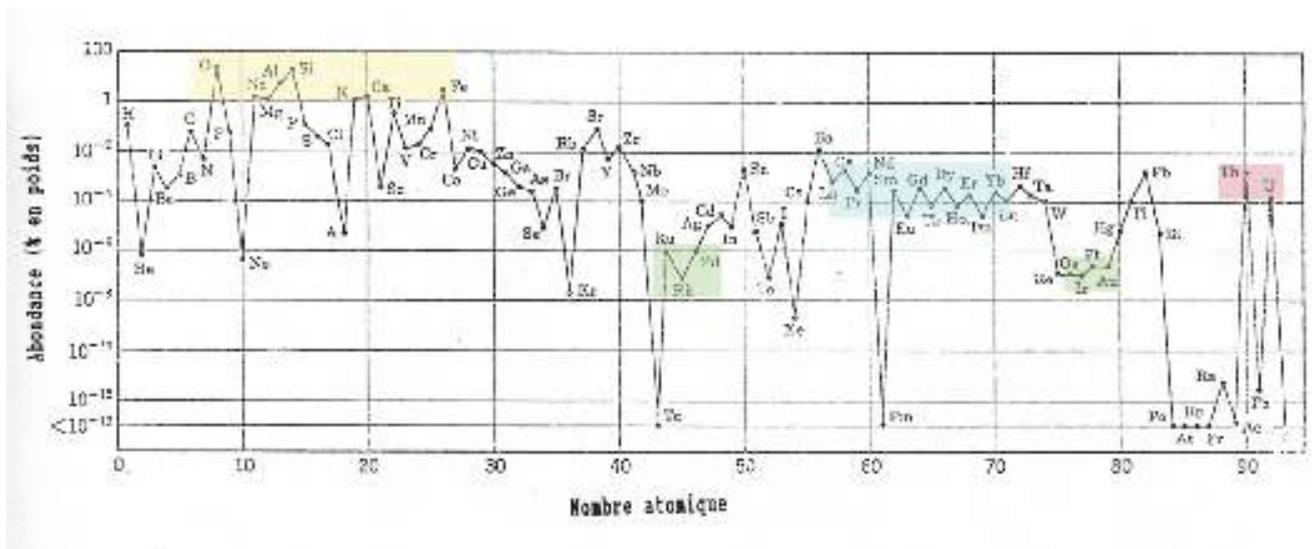


Figure 1.4 : Abondance des éléments dans la croûte terrestre

5. les autres éléments sont inférieurs à 0,1% (éléments mineurs) ou en trace (ppm – part par million ; ppb – part par milliard) ; certains de ces éléments, comme par exemple le plomb Pb et le zinc Zn, forment des minéraux PbS et ZnS qui peuvent localement être concentrés en amas ou en veines et devenir des minerais, c'est-à-dire des substances que l'homme trouve un intérêt à exploiter ;

6. les éléments de la mine du platine (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt) et Au sont en très faible concentration ($<10^{-6}$ %). Cela s'explique par leur caractère fortement sidérophile. Ils ont été concentrés dans le cœur de la Terre lors de la différenciation primitive. Leurs minéraux sont rares et donc chers !

7. le caractère lithophile de U et Th se confirme avec des teneurs comprises entre 10^{-2} et 10^{-4} %.

Tableau 1.3 : Les éléments les plus communs dans la croûte terrestre

	% poids	% volume	Rayon (Å)	% volume
O	46.60	62.55	1.40	91.7
Si	27.72	21.22	0.26	0.2
Al	8.13	6.47	0.53	0.5
Fe	5.00	1.92	0.77	0.5
Mg	2.09	1.84	0.72	0.4
Ca	3.63	1.94	1.12	1.5
Na	2.83	2.64	1.16	2.2
K	2.59	1.42	1.60	3.1

8. d'autres éléments au contraire ne forment pas de minéraux où ils seraient des éléments majeurs, mais restent toujours « camouflés » derrière un autre élément : rubidium Rb derrière potassium K, hafnium Hf derrière zirconium Zr, gallium Ga derrière aluminium Al, etc. ;

9. cet état de choses amène des situations quelque peu paradoxales ; certains éléments pourtant très utiles à l'homme (donc bien connus) sont cependant beaucoup moins abondants que d'autres qui lui sont moins familiers (azote N moins abondant que hafnium Hf, mercure Hg moins que Terres Rares, etc.).

Chapitre 2

Des minéraux, des cristaux et des roches

Les éléments chimiques non volatils se combinent pour former des minéraux et les roches sont des agrégats de un ou plusieurs minéraux. Il n'est pas facile de définir ce que l'on entend par minéraux : ce sont des substances naturelles, généralement cristallines, qui ont des compositions chimiques fixes ou variant dans des limites définies.

Il existe plusieurs milliers de minéraux. Ceux-ci présentent une grande diversité de composition, comme l'illustre le tableau 2.1. Certains minéraux sont très communs – les silicates et les carbonates – et forment la grande majorité des roches. Les autres, comme les oxydes ou les sulfures, sont généralement disséminés dans des roches banales, mais peuvent aussi être concentrés dans des filons ou amas, où ils constituent des minerais potentiels.

Tableau 2.1. Quelques minéraux importants et leur formule chimique (souvent) simplifiée

Eléments natifs	Or	Au	Silicates		
	Argent	Ag	Tectosilicates	Quartz	SiO ₂
	Diamant	C		Feldspatoïdes	
	Graphite	C		Leucite	KAISi ₃ O ₈
	Soufre	S		Néphéline	NaAISi ₃ O ₈
Halogénures	Halite	NaCl		Feldspaths	
	Fluorine	CaF ₂		Orthose	KAISi ₃ O ₈
				Plagioclase	
Sulfures	Blende	ZnS		Albite	NaAISi ₃ O ₈
	Galène	PbS		Anorthite	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
	Chalcopyrite	CuFeS ₂	Phyllosilicates		
	Pyrite	FeS ₂		Kaolinite	{Si ₄ O ₁₀ } ⁿ
	Troilite	FeS		Chlorite	{Mg,Fe,Al} ₃ {Si ₄ Al} ₁₋₂ (OH) ₂
Oxydes	Hématite	Fe ₂ O ₃		Serpentine	{Mg,Fe} ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
	Magnétite	Fe ₃ O ₄		Micas	
	Ilménite	FeTiO ₃		Muscovite	KAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
			Inosilicates	Biotite	K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Carbonates	Calcite	CaCO ₃		Pyroxènes	{SiO ₃ } ⁿ
	Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂		Orthopyroxène	{Mg,Fe}SiO ₃
				Clinopyroxène	Ca(Mg,Fe)Si ₂ O ₆
Sulphates	Gypse	CaSO ₄ ·2H ₂ O		Amphiboles	{Si ₈ O ₂₂ } ¹²⁻
	Anhydrite	CaSO ₄		Trémolite	Ca ₂ (Mg,Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
	Barytine	BaSO ₄	Nésosilicates		
				Olivine	{Mg,Fe} ₂ SiO ₄
Phosphates	Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH, F, Cl)		Zircon	ZrSiO ₄
				Grenat	{Mg,Fe,Ca} ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂
				Andalousite	Al ₂ SiO ₅
				Sillimanite	Al ₂ SiO ₅
				Disthène	Al ₂ SiO ₅

Presque tous les minéraux sont des substances cristallines, c'est-à-dire possédant une régularité dans leur forme qui est le reflet de leur *structure interne* c'est-à-dire de l'arrangement régulier dans l'espace de leurs atomes constitutifs. Diverses méthodes permettent de mettre en évidence cette cristallinité quand elle n'est pas visible à l'œil nu ou sous le microscope binoculaire. Le cristallographe se sert de la forme du cristal, du microscope polarisant et des rayons-X, ces deux dernières méthodes étant fondées sur les

interactions des cristaux avec respectivement la lumière polarisée et les rayons X. Ces techniques complexes permettent une identification précise des minéraux et la mesure des distances entre les atomes de la structure interne.

Les cristaux peuvent être étudiés de deux manières complémentaires, soit en considérant leur forme extérieure, soit en utilisant les rayons X pour déterminer leur structure interne. Quoique historiquement la première méthode ait précédé de plusieurs siècles la seconde, il est plus simple et judicieux maintenant de partir de considérations sur la structure interne des minéraux pour comprendre leur morphologie.

La structure interne des minéraux

La structure interne des minéraux est caractérisée par l'arrangement spatial des atomes, de telle façon qu'une même configuration se répète à intervalles réguliers dans les trois dimensions, et forme ainsi ce qu'on appelle un *réseau*. Comme exemple simple, prenons un cristal de sel de cuisine, NaCl appelé halite (Tableau 2.1). Le réseau est construit avec un motif simple dans lequel le Na et le Cl occupent alternativement les coins d'un cube, lequel se répète de manière continue (Fig. 2.1). La structure de la halite illustre le point important que, dans un cristal, les atomes ne sont pas groupés en molécules distinctes : chaque Cl est entouré par 6 atomes de Na (et vice versa pour le Na). Il n'y a donc pas de molécules de NaCl présentes mais des ions. L'utilisation du symbole NaCl montre seulement que le rapport du nombre de Na au nombre de Cl est de 1 :1.

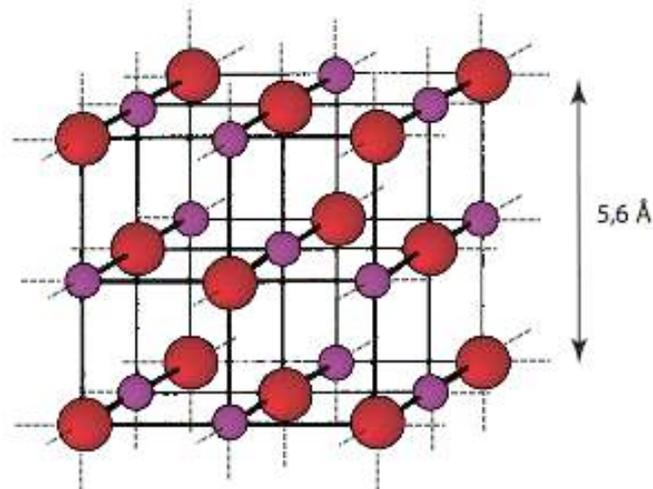


Figure 2.1. Structure cubique du chlorure de sodium (halite). Les ions sont représentés par des boules rouges pour le Cl et violettes pour le Na. On notera que chaque ion est entouré par 6 ions de signe différent.

Un cristal de NaCl fond à 801°C et la fusion détruit la régularité de l'arrangement spatial. Le liquide produit conduit l'électricité car les atomes sont présents sous forme d'ions Na positifs (Na^+) et Cl négatifs (Cl^-). La liaison chimique entre Na^+ et Cl^- est de type ionique : elle est due à l'attraction électrostatique entre ions de charges opposées.

On peut déduire de la structure de la halite la valeur des rayons ioniques en supposant que les ions sont des sphères rigides. Comme on le voit à la Fig. 2.1, la distance mesurée le long de l'arête du cube depuis le centre d'un Na jusqu'au suivant vaut 5,6 Å (1 Angström = 10^{-8} cm) et vaut 2 fois la somme des *rayons ioniques** des ions Na^+ et Cl^- (rayon ionique de Na^+ = 0,97 Å et Cl^- = 1,81Å). Deux caractères importants peuvent être déduits de cette structure interne :

1. le nombre égal d'ions positifs et négatifs (les cations et les anions) assure la neutralité électrostatique de la structure ;

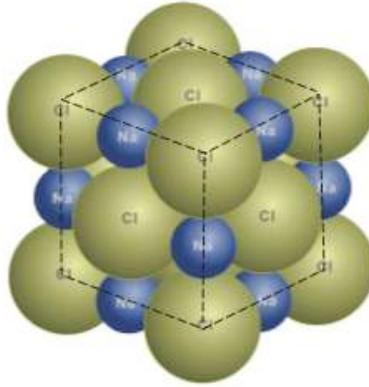


Figure 2.2. Structure cubique de la halite. Les ions sont représentés avec leurs dimensions relatives exactes.

2. les ions sont empilés étroitement les uns contre les autres, chacun d'eux étant entourés par un grand nombre d'ions de signe opposé (ici 6). Ceci assure une grande stabilité à la structure car les forces attractives sont bien réparties dans les 3 dimensions.

Dans une substance de caractéristiques voisines, le chlorure de césium CsCl (Fig. 2.3), on trouve un type différent de réseau cubique dans lequel le Cs^+ est entouré par 8 ions Cl^- . La raison en est que le rayon ionique du Cs^+ (1,67 Å) est plus grand que celui du Na^+ (0,97 Å) et que par conséquent il peut être entouré de 8 ions Cl^- plutôt que par les 6 ions Cl^- caractéristiques de la halite.

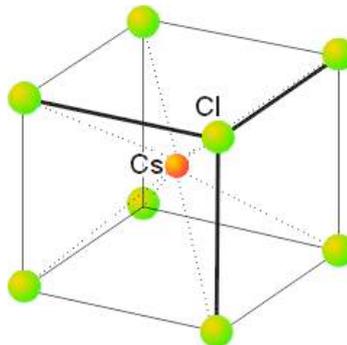


Figure 2.3. Structure cubique centrée du chlorure de césium.

On voit donc que dans les cristaux ioniques, des règles simples concernant l'équilibre des charges électrostatiques et la géométrie de l'empilement permettent de prédire avec un succès remarquable la structure des minéraux. Tous les minéraux ne sont cependant pas des cristaux ioniques. Dans beaucoup de cas, les liaisons montrent une proportion variable de caractère covalent et de caractère ionique. Dans la liaison ionique pure, un électron est effectivement transféré d'un atome à l'autre avec la formation d'ions distincts. Dans la liaison covalente pure, il y a partage de deux électrons entre atomes adjacents.

Les silicates

Les silicates forment le groupe le plus important des minéraux constituant les roches et, à ce titre, méritent d'être examinés tout particulièrement. Dans le monde minéral inorganique, ces composés sont en quelque sorte analogues à ceux du carbone, à cause de l'étonnante variété de structure qu'ils présentent. La clé de cette diversité est le groupement SiO_4 dans lequel chaque silicium est lié à quatre oxygènes situés aux sommets d'un tétraèdre (Fig. 2.4).

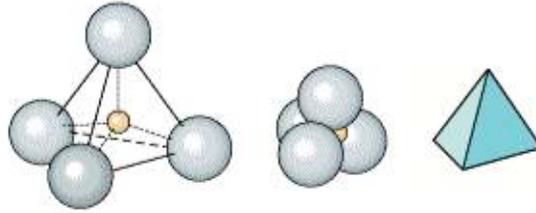


Figure 2.4. Tétrahédres de SiO_4 dans trois représentations différentes. Le tétraèdre est un solide limité par 4 triangles équilatéraux égaux. L'atome de Si (en jaune) est au centre du tétraèdre.

Cette structure est très stable car les liaisons entre Si et O sont très fortes et ont un caractère covalent très marqué. Ici on ne peut donc plus considérer que l'on a affaire à des ions chargés qui s'attirent mutuellement comme dans les cristaux ioniques. Et cependant, par commodité, on continuera à considérer le silicium comme un ion Si^{4+} , en particulier pour décrire les substitutions avec d'autres éléments comme Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , etc. et pour vérifier la règle de la neutralité électrostatique de l'assemblage.

Les tétraèdres de SiO_4 peuvent dans certains cas se comporter comme des unités indépendantes dans la structure de certains minéraux silicatés. Un minéral très commun, l'*olivine* $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, a une structure de ce type et appartient au groupe structural connu sous le nom de *nesosilicates* (Tableau 2.1). Plus fréquemment les tétraèdres sont reliés entre eux de diverses façons par le partage d'atomes d'O entre unités adjacentes. Le cas le plus simple est le *quartz* (SiO_2) dans lequel chaque O est partagé par deux tétraèdres dans un réseau tridimensionnel. Le rapport Si :O est ainsi de 1 :2 et la neutralité électrostatique est assurée automatiquement (les 4 charges positives du Si^{4+} sont neutralisées par la moitié des charges négatives des 4 oxygènes O^{2-}). Les *feldspaths* appartiennent à ce groupe où un oxygène est toujours partagé par deux tétraèdres SiO_4 . Les feldspaths sont des aluminosilicates de K, Na et Ca. Dans l'*orthose* (KAlSi_3O_8) et l'*albite* ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), un Si^{4+} sur quatre est remplacé par un Al^{3+} . Il en résulte que pour 4 groupements, la substitution entraîne une déficience des charges positives d'une unité. Cette déficience est contrebalancée par un ion K^+ dans l'orthose ou Na^+ dans l'albite. Ces ions vont occuper des vides dans le réseau continu des tétraèdres $(\text{Si,Al})\text{O}_4$.

Dans le feldspath *anorthite* ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) la moitié des Si^{4+} est remplacée par des Al^{3+} et la différence de 2 charges est balancée par un Ca^{2+} . Les feldspaths et le quartz sont des exemples de *tectosilicates*. De tels minéraux sont plutôt durs et ne se laissent pas cliver facilement (le clivage d'un minéral est la tendance à se diviser selon des plans cristallographiquement bien définis).

Par contraste avec les tectosilicates, il y a plusieurs groupes importants dans lesquels les tétraèdres SiO_4 sont liés en chaîne (*inosilicates*) (Fig. 2.5). Dans les *pyroxènes* (silicates de Fe, Mg et Ca), les chaînes sont uniques, seuls deux O par tétraèdre étant partagés avec les tétraèdres adjacents. Les chaînes sont de longueurs indéfinies et le rapport Si :O est de 1 :3. Les deux charges négatives qui en résultent sont compensées par la présence d'un cation bivalent comme Ca^{2+} , Mg^{2+} ou Fe^{2+} . Très proches des pyroxènes sont les amphiboles dans le réseau desquelles les tétraèdres sont liés en chaînes doubles avec un rapport Si :O de 4 :11 (Fig. 2.5). Cette structure est équilibrée électrostatiquement par des cations Ca^{2+} , Mg^{2+} et Fe^{2+} , comme dans les pyroxènes, et aussi par des groupements $(\text{OH})^-$. Comme le quartz et les feldspaths, les pyroxènes et les amphiboles sont plutôt durs, mais ils ont un clivage préférentiel dans la direction parallèle à la structure en chaîne.

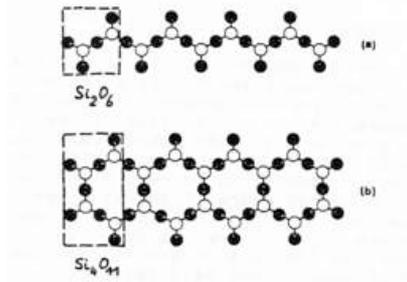


Figure 2.5. La structure en chaîne des (a) pyroxènes et (b) amphiboles.

Seuls les atomes d'oxygène sont représentés. Chaque atome blanc avec ses trois atomes (noirs) adjacents représente un groupe tétraédrique. Les atomes blancs se trouvent au-dessus des autres (plus près du lecteur) et cachent les atomes de silicium. Les liaisons sont indiquées par de courts traits. Sont figurés dans des boîtes en traits interrompus les motifs de base Si_2O_6 et Si_4O_{11} qui se répètent indéfiniment le long des chaînes.

Le dernier groupe important est constitué par les *phyllosilicates*. Dans ces minéraux, les tétraèdres sont reliés en couche d'extension latérale indéfinie avec un rapport Si :O de 2 :5 (Fig. 2.6). La disposition hexagonale des tétraèdres au sein des couches se reflète dans la forme extérieure des phyllosilicates comme les *minéraux des argiles* et les *micas* (minéraux également importants dans les roches).

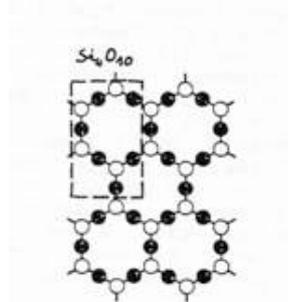


Figure 2.6. Arrangement des tétraèdres de SiO_4 pour donner la structure en couche des phyllosilicates. Le motif Si_4O_{10} est également figuré. Il se répète dans les deux dimensions du plan.

Dans les phyllosilicates, des cations et de l'eau sont disposés entre les couches de tétraèdres (Fig. 2.7). Ces minéraux montrent un clivage préférentiel très facile parallèle aux couches.

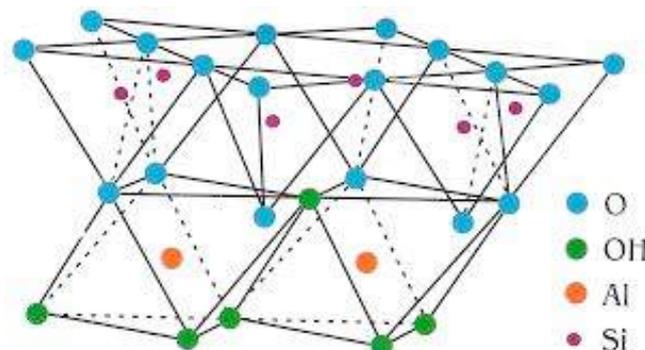


Figure 2.7. Structure de la kaolinite. Une couche de tétraèdres de SiO_4 est liée à une couche d'octaèdres $\text{AlO}_2(\text{OH})$.

Solutions solides

Dans la définition du terme « minéral », on a précisé que la composition chimique pouvait être soit fixe, soit varier dans des limites bien définies. En fait, c'est ce dernier cas qui est le plus fréquent et les minéraux de composition chimique fixe comme le quartz sont relativement rares.

Un exemple simple de minéraux de composition variable est l'*olivine* dont les limites sont Mg_2SiO_4 et Fe_2SiO_4 . Ces « molécules » sont appelées termes extrêmes d'une solution solide continue et toutes les olivines naturelles sont une composition située entre ces deux termes extrêmes. Parler ici de « solution » est peut-être un peu abusif car il n'y a pas d'analogie directe avec le phénomène de dissolution dans les liquides. Ce que l'on considère en fait est le résultat de la substitution de Fe^{2+} par du Mg^{2+} (ou inversement) dans un site particulier du réseau. Les deux ions ont la même charge et pratiquement le même rayon ionique, de telle sorte que le réseau peut loger l'un ou l'autre avec presque autant de facilité. Le remplacement de Mg^{2+} par du Fe^{2+} est un phénomène tout à fait courant dans les minéraux : on l'observe aussi dans les pyroxènes et les amphiboles, par exemple. Une manière commode de noter qu'un minéral est une solution solide est de mettre entre parenthèses les deux éléments qui se substituent dans un site particulier en les séparant par une virgule (exemple : $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ comme formule générale des olivines).

Les *plagioclases*, feldspaths très communs, montrent un type un peu plus complexe de substitution. Ils forment une série entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ et $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Comme dans les olivines, la solution solide entre les deux termes extrêmes est continue, mais dans ce cas un ion univalent (Na^+ , 0,97Å) est remplacé par un ion de taille voisine mais bivalent (Ca^{2+} , 0,99Å). Comme il est nécessaire de maintenir la neutralité électrostatique, il se produit simultanément un remplacement d'un Si^{4+} (0,42Å) par un Al^{3+} (0,51Å) dans le réseau. La complexité des feldspaths ne s'arrête pas là. Du K peut aussi se dissoudre dans le plagioclase et s'exprimer en fonction du terme extrême KAlSi_3O_8 (orthose). Cependant, étant données les dimensions très différentes des ions qui se substituent (K^+ = 1,33Å et Na^+ = 0,97Å), cette solution n'est pas complète et une certaine teneur en constituant dissous ne peut pas être dépassée, cette teneur dépendant notamment de la température à laquelle se fait cette dissolution.

La morphologie des cristaux

Tous les échantillons de cristaux sont limités par des surfaces planes appelées faces cristallines, qui les regroupent en différents types. Un cristal de quartz, par exemple, a des faces formant la terminaison pointue du cristal et des faces formant le prisme. En théorie, dans un cristal qui se développe régulièrement, toutes les faces d'un type déterminé ont la même forme et la même taille. En pratique cependant, cette règle devient caduque car des irrégularités peuvent se produire pendant la croissance. La Fig. 2.8 montre diverses sections orthogonales au prisme dans divers cristaux de quartz. On peut constater que les faces ont des dimensions très différentes. On observe cependant que l'angle entre deux faces adjacentes (de même type) est constant. Ceci est une loi fondamentale (loi de constance des angles de Haüy) de la cristallographie et cette propriété est très utile pour identifier les minéraux.

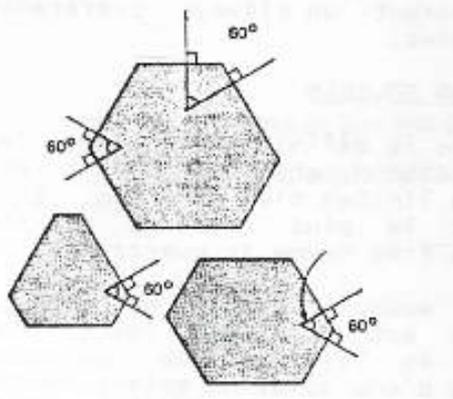


Figure 2.8. Sections transversales dans des prismes de quartz illustrant la loi de constance des angles interfaciaux.

Un point très important est la relation qui existe entre faces et réseau cristallin. La régularité dans la morphologie est en fait le reflet de la régularité dans la structure interne. La Fig. 2.9 montre de manière simple la relation entre faces et réseau : les faces correspondent à des plans particuliers du réseau des atomes.

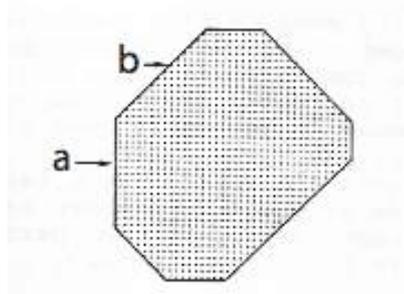


Figure 2.9. Illustration de la relation entre faces et réseau. Les faces a sont parallèles aux rangées d'atomes et les faces b aux diagonales. La taille des faces est variable mais les relations angulaires sont constantes.

Pour décrire la morphologie des cristaux, il est nécessaire donc de mesurer les angles entre faces (ce que l'on peut faire avec grande précision avec un goniomètre). Une méthode de projection stéréographique permet de représenter la morphologie d'un cristal en tenant compte de la valeurs des angles interfaciaux et en négligeant les irrégularités dans la taille des faces. Elle est appliquée à la Fig. 2.10 et quelques stéréogrammes sont donnés aux Figs 2.11 et 2.12. Dans cette projection, chaque face est représentée par un point appelé pôle de la face, qui est l'intersection de la normale à la face avec une sphère de référence.

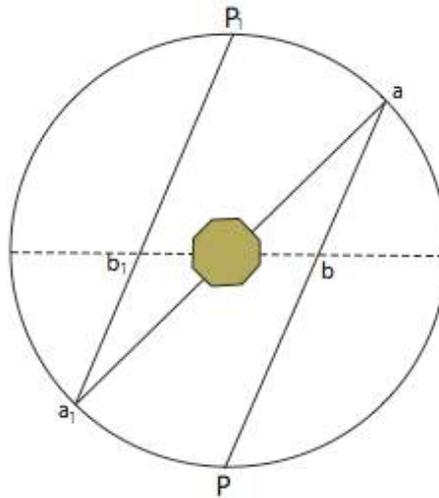


Figure 2.10. Principe de la projection stéréographique. Le cristal est supposé placé au centre d'une sphère. Le pôle d'une face est à l'intersection de la normale à la face et de la sphère au point a. La projection du point a depuis le pôle sud P sur le plan équatorial engendre le point b. Toutes les faces dont le pôle est dans l'hémisphère nord sont projetées à partir du pôle sud et vice-versa. La projection du pôle a_1 donne b_1 . Le plan équatorial après rotation autour de l'axe $b_1 - b$ devient le stéréogramme des Figs 2.11 et 2.12.

La caractéristique essentielle de ces projections est de montrer clairement la symétrie des cristaux, les éléments de symétrie les plus importants étant les axes de rotation et les plans de réflexion. Les axes de rotation peuvent avoir une symétrie d'ordre 2, 3, 4 ou 6. Pour illustrer cette notion, considérons le centre du stéréogramme de la Fig. 2.11 qui est le point d'émergence d'un axe d'ordre 4, ce qui signifie que si on fait tourner la diagramme (dans le plan du papier) d'un angle de $360^\circ/4 = 90^\circ$, on restitue exactement la même figure. Le cristal de quartz de la Fig. 2.12 illustre le cas d'un axe d'ordre 3. Les plans de réflexion figurés par des lignes en traits interrompus à la Fig. 2.11 sont des plans verticaux (normaux à la feuille) séparant la figure en deux moitiés qui sont des images symétriques dans un miroir.

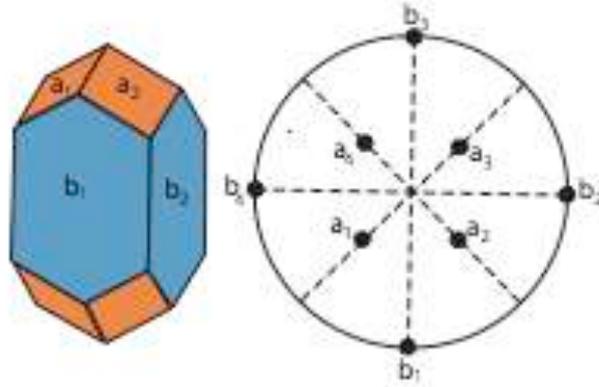


Figure 2.11. Cristal de zircon et son stéréogramme. Le grand axe (vertical) du zircon coïncide avec l'axe NS du globe. Les pôles des faces du prisme (verticales) se projettent sur l'équateur (b_1 à b_4). Les autres faces représentées (a_1 à a_4) sont celles qui forment les terminaisons supérieure et inférieure du prisme. Les traits interrompus représentent les plans de symétrie. On constate que le zircon possède un axe de symétrie d'ordre 4.

L'étude systématique de la symétrie des cristaux et des réseaux cristallins est un des objets de la cristallographie, discipline qui démontre notamment que les cristaux se répartissent en 7 groupes (et 7 groupes seulement !), connus sous le nom des systèmes cristallins, dont les éléments de symétrie sont donnés dans le Tableau 2.2.

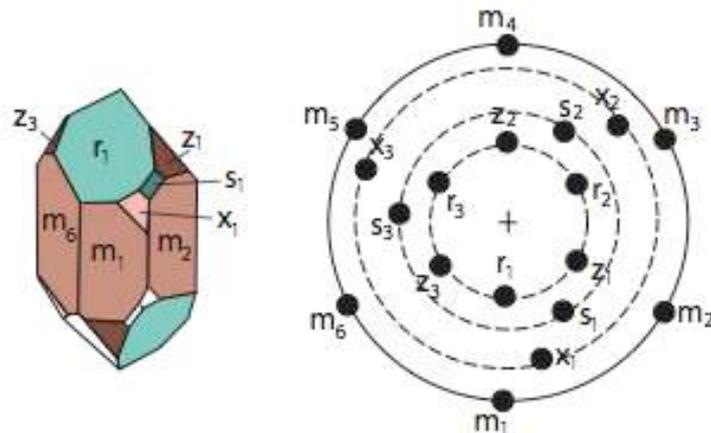


Figure 2.12. Cristal de quartz et son stéréogramme. Les faces du prisme se projettent sur l'équateur (point m_1 à m_6). Les autres points figurent les faces des terminaisons. On notera qu'un axe de symétrie d'ordre 3 (rotation de 120°) est indiqué par la disposition des points. Si on ne tenait pas compte des faces des terminaisons du prisme, la symétrie apparaîtrait comme hexagonale.

Tableau 2.2

Système cristallin	Symétrie
Cubique	Quatre axes d'ordre 3
Quadratique	Un axe d'ordre 4
Hexagonal	Un axe d'ordre 6
Rhomboédrique	Un axe d'ordre 3
Orthorhombique	Trois axes d'ordre 2
Monoclinique	Un axe d'ordre 2
Triclinique	Pas d'axe

Dans les exemples traités, le quartz appartient au système rhomboédrique (quoique l'apparence soit pseudo-hexagonale), le zircon au système quadratique et la halite au système cubique.

Les roches et les magmas

Les roches sont des agrégats de minéraux. On distingue les roches *sédimentaires*, *métamorphiques* et *magmatiques*. Dans les roches sédimentaires, les minéraux peuvent être sous forme de particules (grains) provenant de la destruction physique et chimique d'autres roches, ou elles peuvent résulter de précipitations (bio)chimiques. Les roches métamorphiques proviennent de la transformation d'autres roches sous l'effet de la déformation et de l'augmentation de la température et de la pression. (Nous reviendrons sur ce sujet au chapitre 4.) Les roches magmatiques sont formées par cristallisation de *magmas* ou liquides silicatés. Elles sont donc essentiellement composées de minéraux silicatés auxquels s'ajoutent en général des quantités mineures d'oxydes de Fe et/ou Ti (ilménite, magnétite) et des traces de sulfures et de phosphates. On distingue dans les roches magmatiques les roches *plutoniques* et les roches *volcaniques* (qui engendrent des laves). Les premières ont cristallisé en profondeur et donnent naissance à des *plutons*, et les secondes sont issues de volcans qui engendrent des *laves*.

La composition minéralogique d'une roche magmatique dépend notamment de sa composition chimique (puisque la roche résulte de la cristallisation de magma de composition donnée) et, inversement, la composition chimique d'une roche dépend de sa composition minéralogique (puisque la roche est un mélange de minéraux). On peut donc aborder de deux manières la description d'une roche : soit minéralogiquement, soit chimiquement.

Le Tableau 2.3 donne une approximation de la composition chimique des minéraux communs (solutions solides !), le Tableau 2.4 la composition chimique des quelques grands types de roches magmatiques, et la Fig. 2.13 une représentation schématique des proportions des minéraux dans ces roches. Il faut remarquer les points suivants :

1. comme l'indique clairement la Fig. 2.13, il y a une variation progressive de la composition minéralogique d'un type de roche à l'autre, puisque les limites sont fixées arbitrairement. Il s'ensuit que la composition chimique d'un type de roche peut varier dans certaines limites, ce que n'exprime pas le Tableau 2.4 ;
2. en principe, à l'aide du Tableau 2.2 et de la Fig. 2.13, on pourrait retrouver approximativement les compositions du Tableau 2.4 en appliquant une simple règle de mélange. Cela reviendrait à résoudre un système d'équations linéaires dont les inconnues sont les proportions des différents minéraux dans la roche. En pratique, le jeu est assez complexe parce qu'on ne connaît pas parfaitement la composition des minéraux qui sont des solutions solides. Semi-quantitativement cependant, on pourra constater que le granite doit nécessairement contenir du quartz, que la péridotite (roche de la famille des roches magmatiques dites ultrabasique) est composée d'olivine et de clinopyroxène en proportions relativement égales, etc.
3. Le nombre de minéraux essentiels qui composent les roches communes est relativement réduit. On notera que le plagioclase et, plus généralement, les feldspaths sont des constituants importants des roches banales (sauf dans une partie des roches ultrabasiques) : on estime que la croûte terrestre moyenne est composée de 50% de feldspaths. Si on compte un ou deux minéraux ferromagnésiens, une roche est donc composée de 2 à 4 minéraux principaux. La complexité chimique des roches tient en fait beaucoup plus à la variabilité des solutions solides qu'à leur nombre de minéraux.
4. La composition chimique de la croûte donnée au Tableau 1.4, recalculée en oxydes, se rapproche plus de la composition d'une diorite que de celle d'un granite. Il serait donc plus correct de dire que la composition est granodioritique. En fait, la croûte continentale est légèrement différenciée : elle est granitique dans la partie supérieure

aisément accessible à l'observation, et dioritique à gabbroïque dans sa partie profonde.

5. Il existe bien entendu d'autres roches, moins communes, faisant intervenir des minéraux feldspathoïdiques (leucite, néphéline). On distingue aussi plusieurs variétés de gabbros et on utilise des termes composés pour nommer les termes intermédiaires (comme granodiorite entre granite et diorite). Ces distinctions sont affaire de spécialistes.

Tableau 2.3 Composition chimique approximative des minéraux communs des roches (% poids)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO+FeO	CaO	Na ₂ O+K ₂ O
Minéraux ferromagnésiens					
Olivine (Fo ₇₅) ⁽¹⁾	40		60		
Clinopyroxène ⁽²⁾	50	3	23	20	
Hornblende ⁽²⁾	40	10	30	12	Traces
Biotite ⁽²⁾	36	15	30	1	10
Plagioclase					
Plagioclase calcique (An ₆₀) ⁽³⁾	54	29		12	5
Albite	68	20			12
Feldspath potassique					
Orthose	65	18			17
Feldspathoïdes					
Néphéline	42	36			22
Leucite	55	23			22
Quartz	100				

(1) composition d'une olivine commune des roches basaltiques (75% de Mg₂SiO₄ – 25% de Fe₂SiO₄)

(2) ce minéral contient aussi TiO₂ et Fe₂O₃; hornblende et biotite ont une teneur en H₂O de l'ordre de 2%

(3) plagioclase commun dans les gabbros (60% d'anorthite – 40% d'albite)

6. Les roches plutoniques et les roches volcaniques portent des noms différents à égalité de composition chimique. Cela tient à la tradition qui a nommé les roches d'après l'aspect macroscopique avant de les examiner au microscope ou de les analyser. Les roches plutoniques se distinguent des roches volcaniques par la taille des minéraux. Les premières, cristallisées lentement dans des chambres magmatiques profondes, contiennent des minéraux bien développés

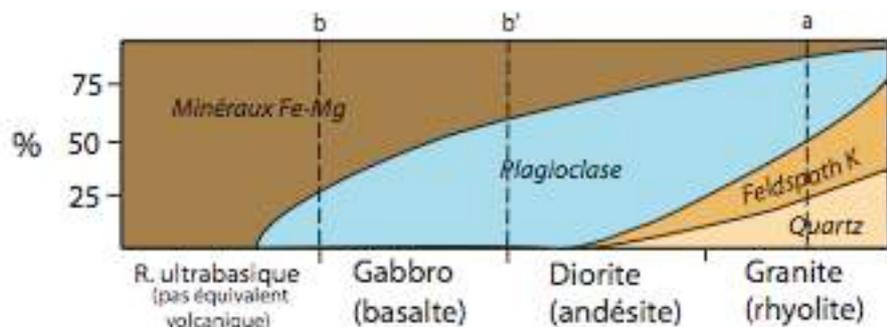


Figure 2.13. Variation dans les proportions des différents minéraux dans les roches plutoniques et volcaniques (entre parenthèses) les plus courantes. On notera que la variation est progressive et que les proportions varient aussi à l'intérieur d'une roche. Ainsi par exemple les gabbros commencent en b et se terminent en b'. En b, ils sont composés de 25% de plagioclase et de 75% de minéraux Fe-Mg. En b', ils sont composés de 62% de plagioclase et 38% de minéraux Fe-Mg. Le granite a est composé de 25% de quartz, de 25% de feldspath K, de 37% de plagioclase et de 13% de minéraux Fe-Mg.

Tableau 2.4 Composition chimique approximative de quelques roches magmatiques fréquentes

Eléments (Oxides %)	Granite (Rhyolite)	Diorite (Andésite)	Gabbro (Basalte)	Péridotite (pas d'équivalent)
SiO ₂	70.8	57.6	49.0	45.0
TiO ₂	0.4	0.9	1.0	-
Al ₂ O ₃	14.6	16.9	18.2	1.0
Fe ₂ O ₃	1.6	3.2	3.2	-
FeO	1.8	4.5	6.0	7.0
MgO	0.9	4.2	7.6	40.0
CaO	2.0	6.8	11.2	7.0
Na ₂ O	3.5	3.4	2.6	-
K ₂ O	4.2	2.2	0.9	-

et visibles à l'œil nu ou à la loupe. Les secondes, cristallisées rapidement dans les coulées de lave, apparaissent comme une pâte homogène enrobant parfois quelques cristaux bien formés. Cette pâte est constituée de minéraux très petits (parfois à la limite de l'observation microscopique) ou de verre (le refroidissement du magma a été tellement rapide que les minéraux n'ont pas eu le temps de germer et de croître : le magma forme une substance amorphe sans structure cristalline).

Trois grands types de magmas sont à l'origine des roches magmatiques. Ce sont les magmas granitique, basaltique et andésitique (Tableau 2.5). Ils prennent naissance dans des environnements géodynamiques très différents (voir chapitres 3 et 4) et proviennent de la fusion partielle de la croûte ou du manteau. Au cours de leur refroidissement, ces magmas peuvent se différencier (par des processus analogues à la distillation) et engendrer des séries de roches. Ces processus de différenciation peuvent être étudiés expérimentalement. Ils obéissent à des lois physico-chimiques rigoureuses et leur mise en équation permet de vérifier par le calcul les résultats des expériences.

Tableau 2.5 Les principaux types de magmas

Nature	Granitique	Basaltique	Andésitique
Composition	Voir tableau 2.4		
Environnement	Orogène	Dorsale Rift Point chaud	Zone de subduction
Source	Anatexis de roches métamorphiques	Fusion partielle du manteau (sec)	Fusion partielle du manteau (hydraté)

La Pétrologie est la discipline des sciences de la Terre qui tente de reconstituer l'histoire des roches et les mécanismes de leur formation. Elle utilise entre autres une technique très efficace : l'observation au microscope à lumière polarisée de lames minces de roches. A une épaisseur de 20-30 μm , les minéraux silicatés sont transparents. On peut alors utiliser les modalités de l'interférence des réseaux cristallins avec la lumière polarisée pour les étudier et les déterminer. La structure de la roche, c'est-à-dire la façon dont les minéraux se disposent entre eux, est aussi révélée. A cette technique d'étude simple s'ajoute aussi l'expérimentation, l'analyse chimique et la modélisation mathématique du comportement des éléments chimiques.

Chapître 3

La genèse et l'évolution de la croûte océanique

Dès que l'homme a disposé de cartes géographiques suffisamment détaillées, il a dû être frappé par la ressemblance dans le dessin des côtes de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, ressemblance qui permet d'imaginer les deux continents emboîtés l'un dans l'autre.

Il n'est donc pas étonnant que, dès 1620, Francis Bacon ait émis l'idée que l'Afrique et l'Amérique du Sud avaient constitué à une époque reculée un seul grand continent, qui s'était ensuite fragmenté et dont les morceaux étaient partis à la *dérive*. Si ce concept d'une dérive des continents est donc ancien, il a fallu attendre le début du 20^e siècle pour que des données géologiques précises, réunies à propos des différents continents, servent de base à l'élaboration d'une véritable théorie scientifique.

C'est Wegener, un météorologiste allemand passionné de géologie qui, en 1915, lance réellement le débat : Oui, dit-il, les continents étaient tous rassemblés au début de l'ère Secondaire en un seul grand continent, la *Pangée*. Les arguments qu'il avançait étaient cependant encore imparfaits ; la théorie fut contestée par beaucoup de géologues. Le débat, toujours passionnant et souvent même passionné entre « fixistes » et « mobilistes » dura près de 50 ans.

Les arguments en faveur d'une dérive

Voyons rapidement ce que sont devenus dans les années 1950 les arguments utilisés par Wegener après avoir été améliorés par 50 années de recherches.

Il y a d'abord les arguments basés sur des similitudes *paléontologiques* entre continents, comme par exemple celui des flores dites du Gondwana. Au Carbonifère*, il y a environ 300 millions d'années, au moment où poussaient dans l'hémisphère nord les forêts luxuriantes de fougères géantes qui allaient donner par décomposition partielle nos gisements de houille, il se développait dans l'hémisphère sud une végétation différente, probablement parce que le climat y était plus froid. Elle se répartissait sur des continents ou des portions de continent qui sont maintenant à de grandes distances les uns des autres (Amérique du Sud, Afrique du Sud, Inde, Australie, Antarctique).

On a pu reconstituer de façon précise l'évolution de cette végétation du Gondwana et on s'est aperçu, chose très curieuse, que l'évolution était rigoureusement identique dans les différents continents pendant quelques 100 millions d'années (le Carbonifère et le Permien*) : on retrouve les mêmes modifications progressives des espèces aux mêmes moments. Une telle similitude dans l'évolution impliquerait l'existence de communications faciles par voie terrestre entre les différents continents, de telle façon qu'une grande homogénéité des espèces végétales pût se maintenir pendant toute la durée de cette évolution. L'existence de ponts terrestres qui auraient permis cette communication puis auraient été engloutis, comme des sortes d'Atlantides, ne pouvait être démontrée, aucune trace de semblable structure ne se retrouvant actuellement dans le fond des océans. On était donc obligé d'admettre que tous ces continents étaient rassemblés en un seul super-continent (Gondwana) à l'époque des flores du Gondwana.

D'autres arguments se fondent sur des similitudes *paléoclimatiques* (Fig. 3.1). On retrouve par exemple les traces et les limites précises d'une glaciation à la limite entre le Carbonifère et le Permien. Ces limites se prolongent assez régulièrement à travers les différents continents et dessinent la forme d'une grande calotte glaciaire.

D'autres arguments encore s'appuient sur la continuité de *structures géologiques* (Fig. 3.1) (chaînes de montagnes de même âge, chapelet de plutons, coulées de laves basaltiques, provinces de roches très anciennes, etc.).

Enfin, et surtout, argument le plus remarquable, les données récentes montrent l'étonnante similitude des *formes géométriques* qui permet d'emboîter les différents continents l'un dans l'autre d'une manière presque parfaite.

Les arguments contre la dérive

Malgré la variété des arguments avancés, qui ont trait à des aspects très différents, et bien que l'ensemble de ces faits apparaissent comme convaincants, la dérive des continents n'a cependant pas été acceptée par tout le monde. Les plus irréductibles ont été les *géophysiciens*, ces scientifiques qui, étudiant les propriétés physiques de la Terre (densité, viscosité, élasticité, champ magnétique, gravité, flux de chaleur, etc.), sont capables de mettre en équations, de chiffrer et de calculer les phénomènes que les géologues proposent qualitativement. La dérive des continents n'est pas possible, disaient-ils, parce qu'on ne peut trouver nulle part une source d'énergie suffisante pour les déplacer ; il est également peu vraisemblable qu'au cours de ces déplacements, les continents ne se soient pas déformés ou plissés.

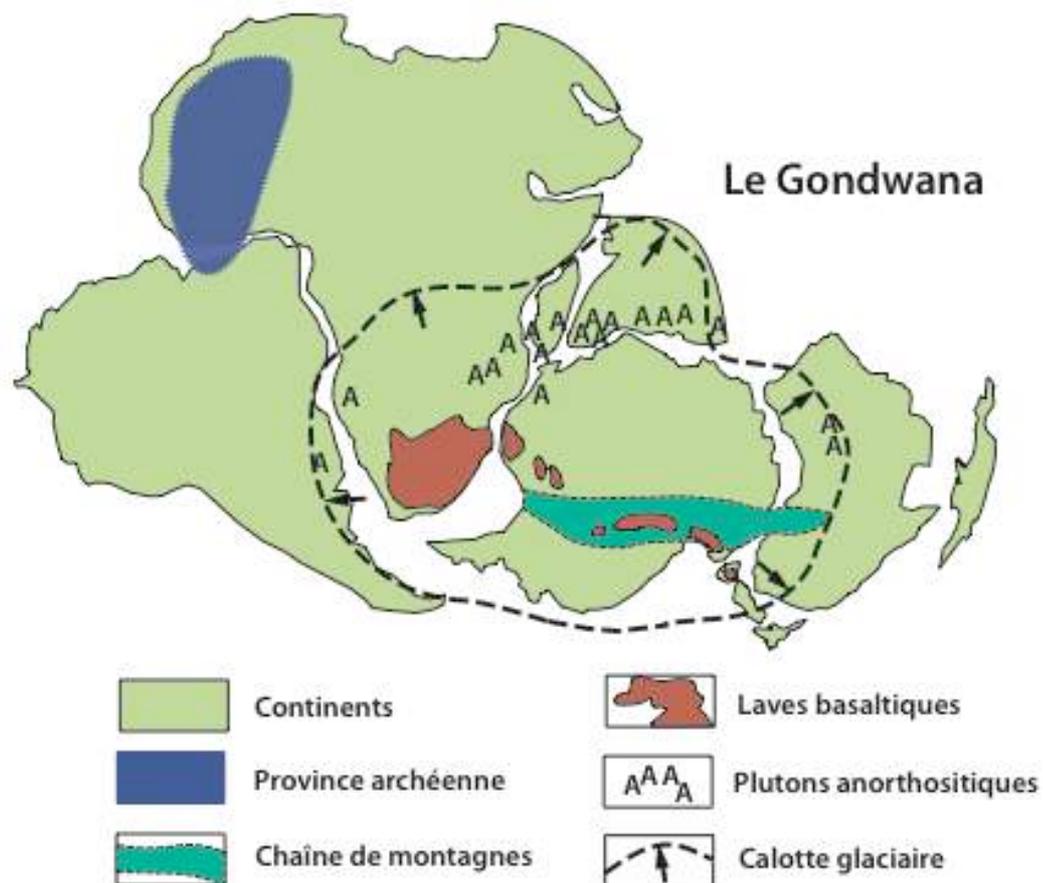


Figure 3.1. Le Gondwana. Tous les continents de l'hémisphère sud sont rassemblés en un seul continent, le Gondwana (d'après le nom de la flore). Certains caractères géologiques se prolongent d'un continent à l'autre: calotte glaciaire, alignement de massifs, laves de même âge, chaîne de montagnes, province de roches d'âge supérieur à 2000 millions d'années. Seules les terres émergées sont représentées sans tenir compte des plateformes continentales immergées (parties de continent sous la mer).

Pour mieux comprendre le poids des arguments soulevés par les géophysiciens, il faut examiner rapidement ce que l'on entend par continent.

La croûte terrestre est relativement très mince, 17 km d'épaisseur moyenne contre un rayon de plus de 6300 km, c'est-à-dire, à l'échelle, 1,3 mm d'épaisseur pour une sphère de 1 mètre de diamètre. Cette croûte est séparée du manteau supérieur sous-jacent par une discontinuité

géophysique importante, la discontinuité de Mohorovicic. On distingue deux types de croûte (Fig. 3.2), la croûte océanique et la croûte continentale. Elles diffèrent sous beaucoup d'aspects. La croûte océanique est très mince, 5 à 6 km ; elle est constituée principalement par des basaltes ou des roches qui en dérivent, disposées en couches régulières, horizontales. Enfin, on n'y trouve pas de roches d'âge supérieur à 200 millions d'années. La croûte continentale est au contraire plus épaisse (30 à 35 km en moyenne, et même beaucoup plus sous les chaînes de montagnes). Elle est formée de roches très diverses (sédimentaires, magmatiques et métamorphiques) dont la composition moyenne est granodioritique. La structure est très complexe car les roches y sont intensément plissées et faillées. Les âges les plus anciens qu'on y mesure sont de l'ordre de 3.8 Ga. Moins denses que le manteau supérieur sur lequel ils reposent, les continents se comportent comme des corps flottants. Plus ils sont épais, plus ils s'enfoncent, comme des icebergs dont la partie immergée est beaucoup plus volumineuse que la partie visible (principe d'isostasie que l'on verra plus loin).

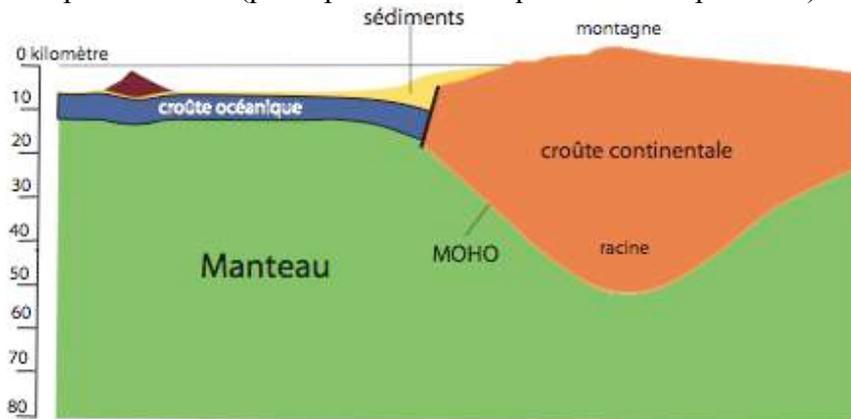


Figure 3.2. Les deux types de croûte terrestre. Noter le volcan (en noir) sur la croûte océanique et la dépression de la croûte que son poids engendre. MOHO est l'abréviation pour la discontinuité de Mohorovicic.

On comprend dès lors les réserves des géophysiciens. Pour déplacer un continent en le faisant glisser sur le manteau supérieur solide comme lui, il faut vaincre des frottements considérables et dépenser une énergie énorme. Il faut aussi que le continent ne se déforme pas ou très peu pendant le mouvement malgré son épaisseur relativement très faible, sinon on ne pourrait pas expliquer que leurs formes s'emboîtent si bien.

Alors que les géophysiciens avaient en quelque sorte « bloqué » la dérive des continents jusque vers les années 1950, ils allaient apporter quelques années plus tard une série d'arguments nouveaux qui la confirmaient magistralement.

Les données nouvelles

C'est vers 1956, en effet, que parut pour la première fois une carte détaillée de la topographie sous-marine. On savait déjà que les fonds océaniques n'étaient pas plats mais on ignorait qu'il existait une véritable chaîne de montagnes de quelques 3000 mètres de hauteur, que l'on appelle dorsale océanique (Fig. 3.3). Elle présente, dans sa partie axiale, une vallée profonde ou rift, et elle est traversée par une série de cassures perpendiculaires à son axe, appelées failles transformantes. Elle est géographiquement d'une grande continuité avec ses 60.000 km de longueur totale (cfr. Fig. 3.8). Elle peut se ramifier, comme dans l'Océan Indien, pénétrer dans des cassures de continents comme la Mer Rouge ou le Golfe de Californie, ou encore se maintenir rigoureusement à équidistance des deux continents, comme dans l'Océan Atlantique.

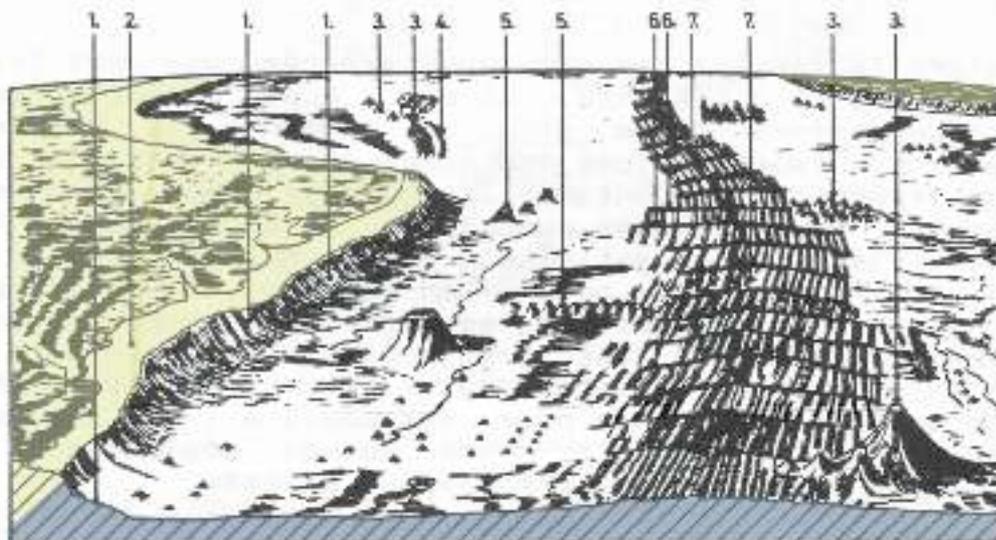


Figure 3.3. Les principales formes du relief sous-marin.

- (1) Talus continental ; (2) Plate-forme continentale ; (3) Volcan ; (4) Fosse océanique ; (5) Montagne sous-marine ; (6) Faille transformante ;
(7) Dorsale océanique et rift central

C'est vers cette époque aussi que les géophysiciens, étudiant à partir de navires océanographiques les roches du fond des océans, leur découvrirent des propriétés magnétiques étranges. Ces études sont basées sur le principe suivant : dans une roche qui résulte de la solidification d'un magma, il naît au cours de refroidissement un champ magnétique induit par le champ magnétique terrestre. Cette propriété est due à la présence dans la roche de substances ferromagnétiques, comme par exemple la magnétite. Ce champ induit a une propriété intéressante, sa grande stabilité. En effet, dès qu'il est engendré, il ne se modifie plus, même si le champ magnétique terrestre qui l'a déterminé subit des modifications ultérieures. On dispose donc en quelque sorte d'une boussole fossile permettant de reconstituer l'orientation, le sens et l'intensité du champ magnétique terrestre qui existait au moment de la formation de la roche.

Si on porte sur une carte les valeurs du magnétisme ainsi mesuré dans les roches et que l'on trace ensuite les courbes d'égale valeur comme on tracerait sur une carte topographique les courbes de niveau à partir des altitudes, on obtient une disposition en bandes (Fig. 3.4) : si on se déplace perpendiculairement aux bandes, le paramètre magnétique passe rapidement de valeurs positives à des valeurs négatives, tandis que si, on se déplace parallèlement aux bandes il garde une valeur constante.

Vers la croissance océanique

Cette structure si simple, alternance de valeurs négatives et positives, a beaucoup intrigué les géophysiciens, qui ne lui ont pas trouvé tout de suite d'explication. Ce n'est qu'en 1963 que deux chercheurs anglais, F.J. Vine et D.H. Matthews, firent un rapprochement qui jusque là était curieusement passé inaperçu. Les bandes magnétiques sont parallèles aux dorsales océaniques et, de plus, elles sont disposées de façon symétrique par rapport à l'axe de la dorsale. Vine et Matthews imaginent alors le mécanisme suivant pour expliquer cette structure. La vallée axiale de la dorsale est une fissure dans la croûte océanique dont les lèvres s'écartent continûment. Cette fissure se remplit de façon également continue par des laves provenant du manteau sous-jacent. En se refroidissant, les laves se magnétisent dans le sens du champ magnétique terrestre qui règne à ce moment et l'on obtient une bande d'une certaine intensité magnétique. Supposons, disent-ils, que pendant ce phénomène continu le

champ magnétique s'inverse brusquement (autrement dit, que la boussole au lieu d'indiquer le Nord magnétique tourne de 180° et pointe vers le Sud). Les roches qui remplissent la fissure s'aimantent alors en sens inverse et le paramètre magnétique que l'on mesure prend une valeur négative (Fig. 3.5). Il se crée ainsi une bande négative qui va s'élargir progressivement pendant toute la période où le champ conserve le sens inverse. Si une nouvelle inversion a lieu, c'est une bande aimantée positivement qui va se développer, et ainsi de suite. Il est évident qu'un tel processus va déterminer une disposition symétrique par rapport à l'axe de la dorsale et, de plus, que la largeur des bandes sera proportionnelle à la durée des périodes où le champ magnétique terrestre a conservé un même sens.

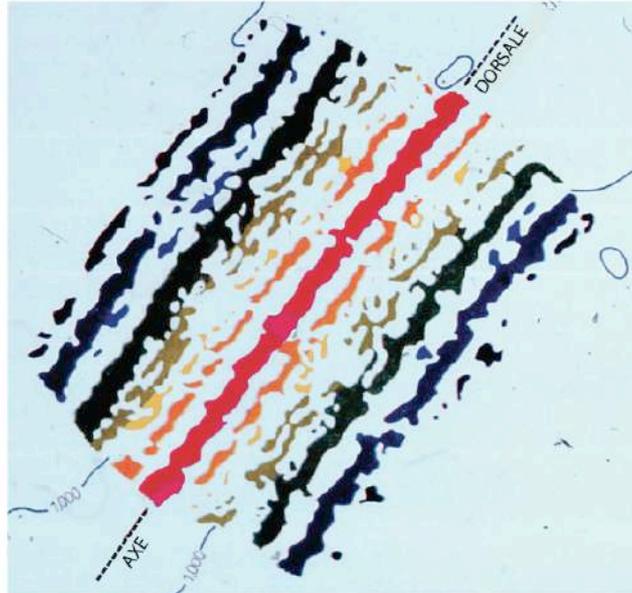


Figure 3.4. La disposition des anomalies magnétiques associées à la dorsale de Rykjanes au sud de l'Islande. Les bandes colorées correspondent à des roches de magnétisation positive (situation normale, la boussole pointe vers le Nord) et les bandes blanches à des roches de magnétisation négative ou inverse.

L'existence d'inversions périodiques du champ magnétique terrestre était connue depuis 1906 avec les travaux de Bernard Brunhes. Mais on ne disposait pas d'un calendrier précis de ces inversions. Cette lacune fut comblée en quelques années, à la suite d'études systématiques sur le magnétisme de coulées de laves volcaniques continentales dont l'âge était connu par l'histoire ou pouvait être déterminé par des méthodes de datation géochronologique. Non seulement on a vérifié que le champ magnétique s'était effectivement inversé périodiquement mais de plus on a pu dater ces inversions et constituer un calendrier d'inversions pour les quelques derniers millions d'années.

Grâce à ces mesures d'âges, il devenait possible de déterminer les vitesses de croissance du fond des océans, puisque la distance de l'axe de la dorsale à la trace d'une inversion d'âge connu pouvait être mesurée. On a constaté que ces vitesses varient d'une dorsale à l'autre, et sont comprises entre 4 et 24 cm par an. Ce sont pour les géologues des valeurs énormes. En effet, à de telles vitesses un océan de la largeur de l'Atlantique Sud peut se former en quelque 200 millions d'années, ce qui représente une période très brève par rapport à l'âge de la croûte terrestre qui est environ 20 fois plus grand.

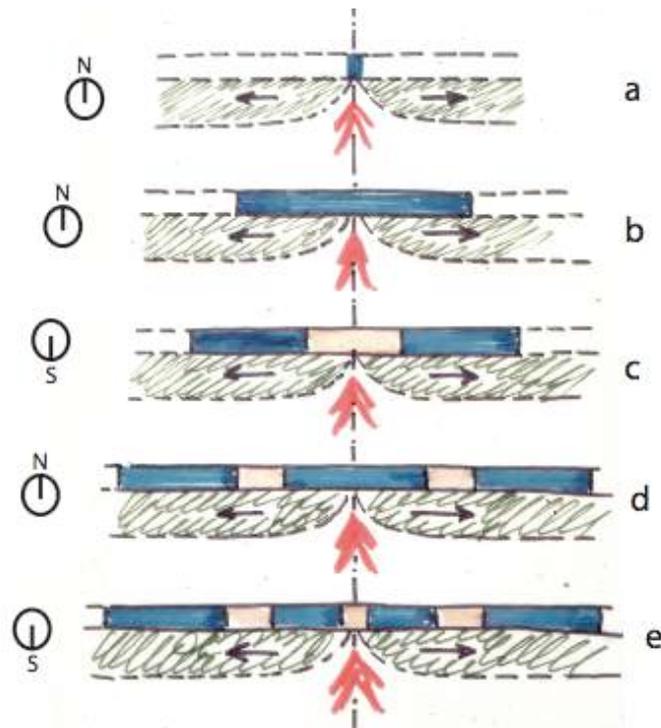


Figure 3.5. Coupe schématique dans une dorsale expliquant les différents stades de la formation des bandes magnétiques. (a) pendant une période de magnétisme normal (la boussole indique le N) de la lave vient remplir (flèche rouge) la fissure du rift central et se magnétise dans le sens normal; (b) l'expansion se continuant, il se forme une bande de roches à magnétisation normale; (c) à la fin du stade atteint en b, le champ magnétique s'inverse (la boussole indique le S); le croquis montre la situation après un certain temps: il s'est formé une bande jaune à magnétisation inverse qui sépare les deux moitiés de la largeur de la bande bleu qui s'est formée en b; (d) à la fin du stade atteint en c, le champ magnétique s'inverse à nouveau et le croquis montre la situation après une nouvelle période de champ normal. La bande jaune qui existait en c est maintenant coupée en deux et les deux parties sont séparées par une nouvelle bande bleue produite pendant le stade d; (e) le même scénario se reproduit encore. On obtient une disposition symétrique par rapport à l'axe de la dorsale.

Plus tard une campagne de sondages à travers la mince couverture de sédiments qui recouvre la croûte océanique a apporté une confirmation supplémentaire. Elle a permis de vérifier en plusieurs endroits que l'âge en un point donné correspond bien à celui que le calendrier des inversions magnétiques faisait prédire.

La notion de plaque

Cette théorie que l'on appelle « *expansion des fonds océaniques* » explique le mécanisme de formation de la croûte océanique à partir de la dorsale. Il faut maintenant s'intéresser à la naissance de cette dorsale et à sa relation avec les continents. On considère, comme le schématise la Fig. 3.6, qu'une fissure initiale apparaît dans le continent et s'élargit progressivement tandis que la mer envahit la dépression qui se forme; il naît ainsi un fond océanique et la fissure initiale se met à fonctionner comme une dorsale océanique. Ce phénomène de croissance du fond de l'océan a pour conséquence l'écartement des continents ou, si l'on veut, leur mouvement de dérive. Une étape importante dans la compréhension du mécanisme est aussi franchie : ce qui se forme dans la vallée axiale de la dorsale n'est pas seulement la mince pellicule qu'est la croûte océanique (5 à 6 km), c'est aussi une assez importante portion du manteau supérieur sous-jacent (environ 100 km d'épaisseur). C'est l'ensemble de ces deux entités qui est animé d'un mouvement latéral de dérive. On va lui donner le nom de *plaque* ou de *lithosphère*. De même, ce n'est pas le continent qui dérive par rapport au manteau supérieur, c'est l'ensemble de la plaque, dans laquelle le continent est « pris » comme le serait un bateau dans une banquise. Le concept de dérive des continents se transforme donc en celui de dérive des plaques, le continent n'apparaissant que comme une

partie d'un ensemble géographiquement plus vaste et pouvant comprendre aussi de la croûte océanique.

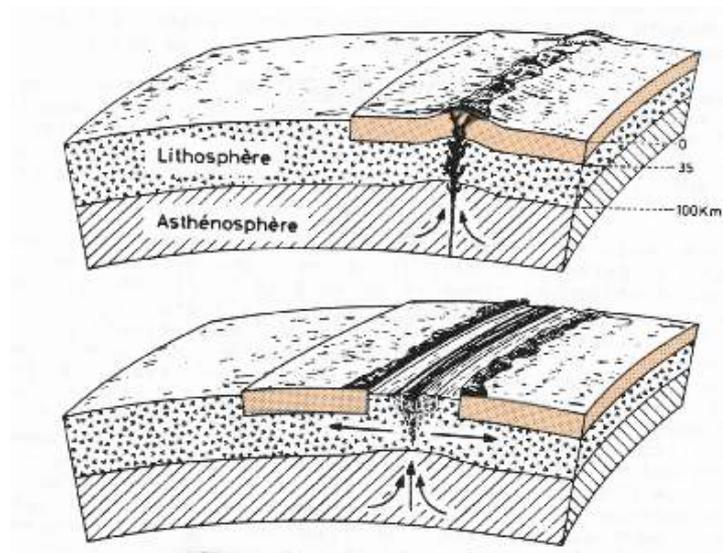


Figure 3.6. Schéma montrant la naissance et la croissance d'un fond océanique à partir d'une fissure (ou rift) dans un continent. Le continent et une certaine épaisseur de manteau supérieur, le tout formant la plaque ou la lithosphère rigide, se déplacent sur l'asthénosphère.

La zone du manteau supérieur sur laquelle se fait le déplacement de la plaque (lithosphère) par rapport au manteau sous-jacent (asthénosphère) est connue des géophysiciens qui l'appellent « zone des faibles vitesses ». Elle est caractérisée par une plus grande plasticité (due à la fusion partielle) que traduit un ralentissement important dans les vitesses de propagation des ondes de tremblements de terre. C'est donc une surface de moindre frottement et, mécaniquement, le mouvement y consomme une énergie minimum.

La substitution de la notion de plaque à celle de continent permet aussi de comprendre pourquoi les continents ne se déforment pas pendant le mouvement. Constituant la partie supérieure de la plaque, ils sont portés, un peu comme des radeaux, sur la partie mobile du manteau supérieur. Celle-ci agit comme une sorte de courroie transporteuse, système dans lequel tous les efforts mécaniques s'exercent sur la courroie et non sur les objets qu'elle transporte, ceux-ci restant tout à fait passifs.

La subduction

Si de la croûte océanique est ainsi engendrée le long des dorsales, il faut nécessairement que de la croûte disparaisse à d'autres endroits, que de la matière soit consommée. En effet, la surface de la Terre ou son rayon n'ont probablement pas augmenté pendant les 200 à 300 derniers millions d'années, et même si cette augmentation avait eu lieu, ce ne serait certainement pas dans des proportions suffisantes pour expliquer l'expansion des fonds océaniques observée.

Les zones de disparition des plaques ont été trouvées. Il s'agit des *fosses océaniques* qui sont en quelque sorte des chaînes de montagnes en négatif, très longues, étroites et jusqu'à 10-12 km de profondeur. Ces fosses se forment là où deux plaques se rencontrant, l'une toujours formée de croûte océanique s'enfonce sous l'autre (Fig. 3.7). Dans ces *zones de subduction*, la croûte solide pénètre dans l'asthénosphère sensiblement sous un angle de 45°. Les frottements déterminent une avance par saccades de la plaque qui s'enfonce, ce qui déclenche des tremblements de terre dont les foyers se disposent le long du plan incliné. Cette surface est bien connue des géophysiciens qui l'appellent *Zone de Benioff*. L'étude minutieuse des ondes de tremblement de terre qui en proviennent a permis de déterminer le sens du déplacement de la plaque. Une nouvelle confirmation du mouvement des plaques était ainsi apportée. Les

résultats montrent que le déplacement se fait bien vers le bas et dans la direction perpendiculaire à l'axe de la dorsale qui est associée à la fosse.

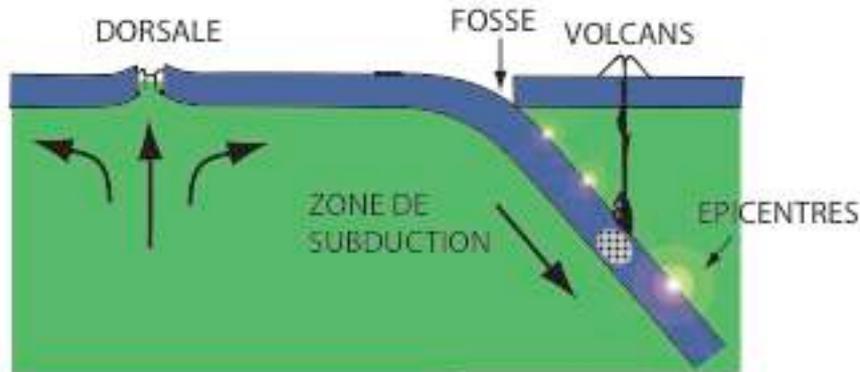


Figure 3.7. Formation d'une plaque océanique le long d'une dorsale et sa disparition par subduction le long des fosses océaniques. Les points entourés de cercles figurent les foyers des tremblements de terre qui accompagnent ces mouvements. En quadrillé, la zone de la plaque subductée où le dégagement d'eau permet la fusion du manteau sus-jacent. Dans certains cas, c'est la plaque elle-même qui fond partiellement. Les magmas ainsi produits montent vers la surface et forment des volcans.

Les frottements qui se développent lors de la descente de la plaque ont aussi d'autres effets que le déclenchement de séismes. L'échauffement qu'ils provoquent élève la température des roches qui s'enfoncent. Cette élévation de température engendre le dégagement du peu d'eau que contient la plaque qui s'enfonce et cette eau facilite la fusion du manteau sus-jacent. Dans certains cas, c'est la plaque même qui peut fondre partiellement. Des liquides silicatés ou magmas se forment et remontent vers la surface où ils donnent lieu à des phénomènes volcaniques avec éruption de laves. Il se constitue ainsi, d'un côté de la fosse, une guirlande d'îles volcaniques, un *arc insulaire* de volcans en activité.

On avait depuis longtemps constaté l'association intime des fosses océaniques avec les volcans et les séismes – c'est la fameuse « Ceinture de Feu » ou « Ring of Fire » du Pacifique. La nouvelle théorie permet maintenant d'expliquer cette association en proposant la subduction comme cause unique de ces phénomènes.

La tectonique des plaques

Puisque les plaques prennent naissance le long des dorsales et disparaissent le long des fosses, le système des dorsales et des fosses, envisagé à l'échelle mondiale, permet de diviser la surface du globe en une série de 8 grandes plaques et quelques-unes plus petites (Fig. 3.8). Ces plaques sont constituées de croûte océanique et/ou de croûte continentale. Elles sont animées l'une par rapport à l'autre de mouvements variés. Elles peuvent s'écarter, converger, se percuter ou se frôler. La théorie de la *tectonique des plaques* étudie les combinaisons de ces mouvements ainsi que les phénomènes géologiques et les structures morphologiques qui en résultent.

Si une plaque océanique en rencontre une autre, l'une des deux s'enfonce dans une zone de subduction, nous l'avons déjà dit, pour former une fosse et un arc insulaire. L'exemple le plus typique est celui de la grande série d'arcs insulaires qui part des Îles Aléoutiennes, passe par les Îles Kouriles et au Japon et se prolonge par les Îles Mariannes, Salomon, Fidji, Samoa, Tonga, la Nouvelle Zélande et au-delà. Cette succession représente la zone de subduction de la plaque du Pacifique.

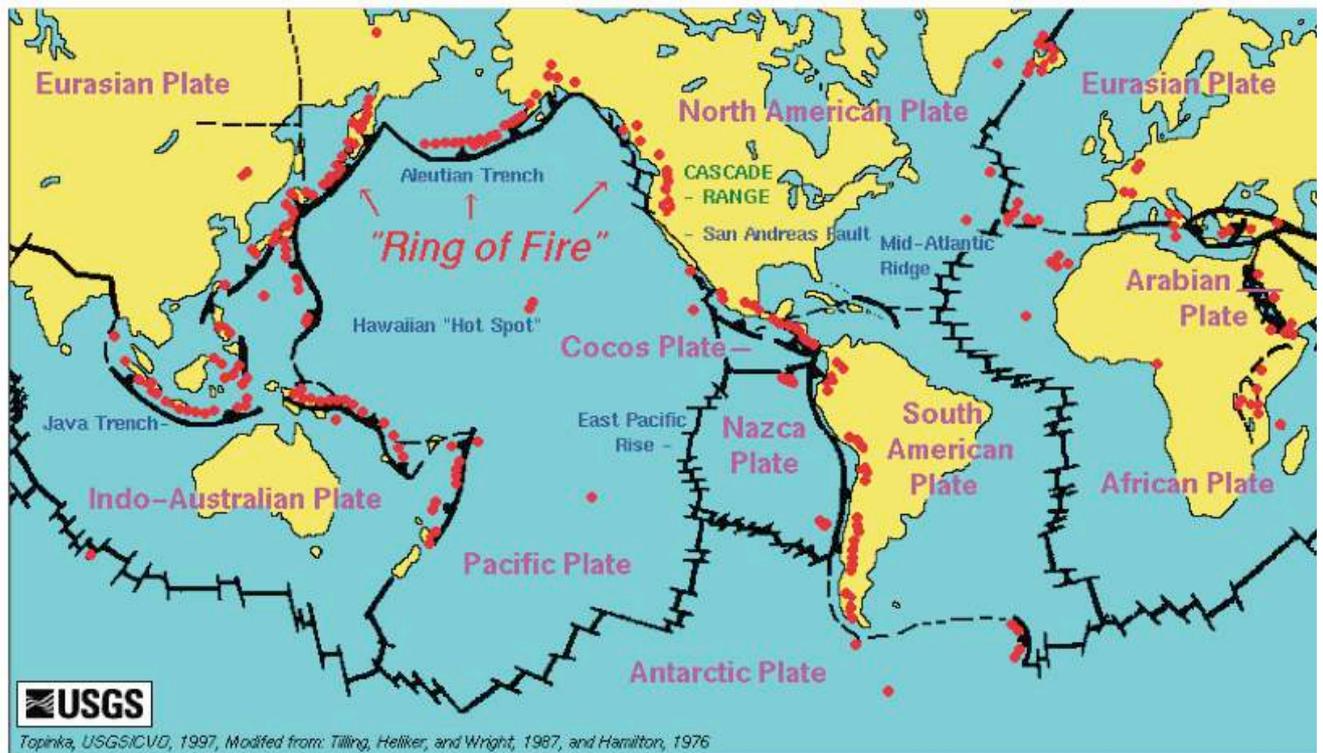


Figure 3.8. Dorsales et fosses océaniques permettent de définir un système de plaques. L'association entre zones de subduction, zones de séismes et zones volcaniques est clairement montrée tout autour du Pacifique (Ceinture de feu). D'après un document de l'USGS.

Si, autre cas de figure, une plaque océanique rencontre une plaque continentale, la plaque océanique disparaît par subduction et la pression exercée sur le bord du continent détermine la formation d'une zone frontale déformée qui se surélève en une chaîne de montagnes. En même temps, les magmas produits par la fusion du manteau lors de l'enfoncement de la plaque océanique remontent vers la surface, interagissent avec la croûte continentale et donnent lieu à des phénomènes magmatiques et volcaniques qui s'ajoutent à la déformation des roches. La *Cordillère des Andes*, disposée parallèlement à une fosse océanique, est un bel exemple de chaîne de montagnes obtenue par un tel mécanisme.

Il est intéressant de noter que lorsque deux plaques de type différent entrent en collision, c'est toujours la plaque océanique qui cède et s'enfonce dans la zone de subduction. Le continent, de densité moindre, tend à rester à la surface et n'est qu'exceptionnellement entraîné dans la subduction. On comprend dès lors pourquoi il existe une telle différence d'âge entre continents et océans. Dans leur histoire géologique, les continents ont tendance à s'accroître et ne disparaissent pas comme le fait la croûte océanique.

Autre cas encore : la collision se fait entre deux plaques continentales. Aucune ne va céder et ne s'enfoncera sous l'autre. Toutes deux vont se plisser à leur bordure et former une *chaîne de montagnes*. Au fur et à mesure que le plissement se produit, les résistances deviennent plus fortes et on peut concevoir que, à un moment déterminé, le mouvement s'arrête. La chaîne de l'Himalaya est produite par la collision de la plaque Indo-Australienne avec la plaque Eurasienne.

Si, comme variante du mécanisme précédent, deux continents, au lieu de s'emboutir de front, glissent l'un contre l'autre, il s'ensuit un système de grandes failles à déplacement horizontal. C'est le cas de la *faille de San Andreas* et de ses satellites, qui résultent du glissement de la péninsule de Californie, appartenant à la Plaque Pacifique, le long de la plaque Nord-Américaine. Il a été démontré que, il y a plus de 25 millions d'années, la Californie se trouvait plus au Sud qu'actuellement et était entièrement collée au continent.

C'est le jeu de la faille de San Andreas qui lui a permis de remonter vers le Nord en même temps que s'ouvrait progressivement le Golfe de Californie. De nombreux indices dans la topographie et la permanence des tremblements de terre dans cette région des Etats-Unis témoignent de son activité à l'heure actuelle.

Enfin, au lieu de converger, des plaques peuvent diverger. Le premier stade de ce mouvement sera la formation d'un *rift* comme celui qu'occupent les Grands Lacs Africains ; si la mer envahit une dépression de ce type on obtient une structure comme la *Mer Rouge*.

Un autre trait de la morphologie des océans que la tectonique des plaques explique est l'alignement de volcans sous-marins éteints qui forme le prolongement de certains volcans actifs, comme, par exemple, à Hawaï. Une telle disposition s'explique simplement si la source du volcanisme, le « *point chaud* » ou « *hot spot* », est situé en dessous de la plaque qui se déplace. Un changement dans la direction de déplacement de la plaque va déterminer un coude dans l'alignement. Un certain nombre de points chauds ont été dénombrés à l'intérieur des plaques océaniques ainsi qu'à l'intérieur des continents.

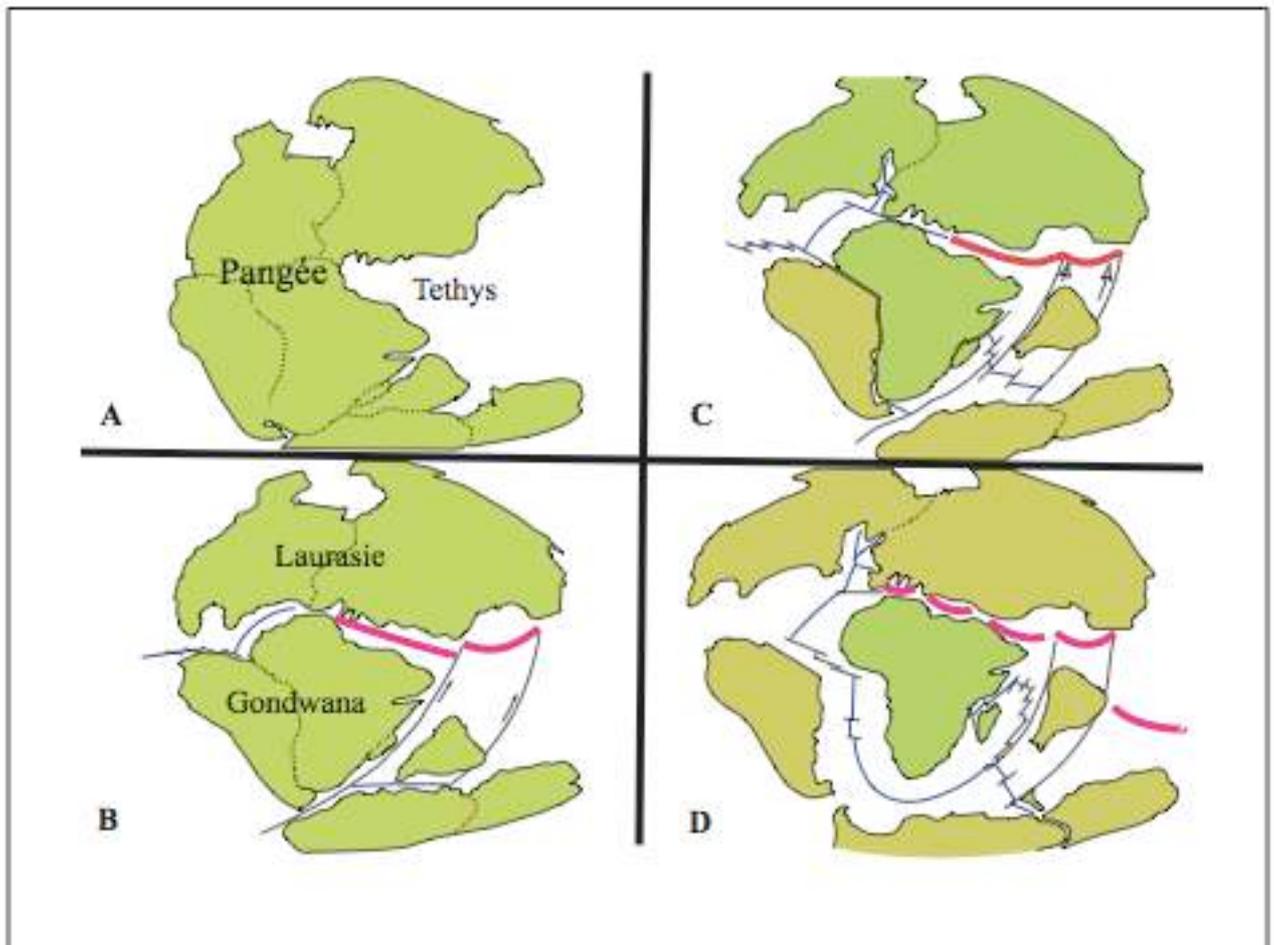


Figure 3.9. Les grandes étapes de l'évolution de la Pangée (voir l'échelle des temps géologiques dans le glossaire).

- A. La Pangée (Terre totale) il y a 250 millions d'années, au début de l'ère Secondaire. Tous les continents sont réunis en une seule terre et sont entourés par un seul océan. Un large golfe (la Mer de Téthys) s'ouvre à l'emplacement de la future Méditerranée.
- B. Après 50 millions d'années, au début du Jurassique (200 Ma), le groupe septentrional des continents (la Laurasie) s'est détaché du reste (le Gondwana). L'Inde et l'Antarctique se détachent. Une zone de subduction se forme dans la Mer de Téthys.
- C. Après 115 millions d'années, au début du Crétacé (145 Ma), l'Atlantique Nord commence à apparaître et l'Inde se rapproche de l'Eurasie. La naissance de l'Atlantique Sud commence par la formation d'un rift. La Téthys continue à se refermer.
- D. Après 195 millions d'années, à la fin du Crétacé et au début de l'ère Tertiaire (65 Ma), l'Atlantique Sud est devenu un Océan important, Madagascar s'est détaché de l'Afrique, un rift s'amorce entre le Groenland et le nord de l'Europe et va couper le dernier pont qui relie l'Europe à l'Amérique. L'Inde continue sa course vers le nord et l'Australie est toujours soudée à l'Antarctique.

La direction et la vitesse d'expansion des fonds océaniques peuvent être déterminées, nous l'avons vu, pour les différentes dorsales où s'engendrent les plaques. Les combinaisons de ces données et les arguments géologiques évoqués au début de ce chapitre permettent de reconstituer la *Pangée* (terre totale) d'il y a 250 millions d'années, ainsi que les grandes étapes de son évolution jusqu'à nos jours (Fig. 3.9).

Voilà donc comment de la dérive des continents à la tectonique des plaques en passant par l'expansion des fonds océaniques, s'est établie une théorie globale, d'échelle planétaire. Elle explique d'abord la genèse des fonds océaniques. Ceux-ci, couvrant 75% de la surface de la Terre, sont, on le sait, d'immenses réservoirs de ressources minérales et énergétiques. En connaître mieux le mécanisme de croissance est essentiel pour orienter les prospections. Le projet FAMOUS (French American Mid-Ocean Undersea Survey), notamment, dans lequel des bathyscaphes ont exploré le rift central de la dorsale Atlantique est un des témoignages de l'intérêt théorique et pratique portés aux fonds océaniques.

La tectonique des plaques fournit également une explication concernant la répartition planétaire des tremblements de terre et des volcans. Elle permet de comprendre leurs mécanismes et, dans une certaine mesure, d'aider à la prévision de phénomènes qui peuvent être très dangereux pour l'homme. On comprend aussi pourquoi, en bordure des continents, des efforts de compression peuvent plisser des roches et former des chaînes de montagnes.

Enfin, sur le plan théorique, il est maintenant possible d'expliquer les mouvements des continents pendant les quelque 250 derniers millions d'années. On dispose aussi d'une hypothèse de travail pour explorer les mécanismes qui se sont produits avant la *Pangée*, c'est-à-dire pendant la plus grande partie de l'histoire de la Terre. C'est ainsi qu'on a pu établir qu'un autre supercontinent appelé *Rodinia* (terre mère en russe) a existé et a commencé à se fragmenter il y a 850 Ma. Plusieurs supercontinents ont vraisemblablement existé depuis la formation de la Terre mais leur reconstitution (comme celle par exemple de *Columbia*, il y a 1,5 à 1,8 Ga) devient de plus en plus difficile plus on remonte dans le temps.

Mais le côté le plus spectaculaire de cette théorie est sa merveilleuse simplicité. A une époque où les sciences se diversifient et se complexifient à un rythme de plus en plus rapide, il est vraiment rassurant de voir la rencontre de deux grandes disciplines, si différentes par leur approche des phénomènes naturels – la géologie et la géophysique – produire une synthèse aussi claire, aussi simple et aussi belle.

Chapitre 4

L'évolution de la croûte continentale. Le cycle géologique

La croûte terrestre est donc composée de deux types d'entités : les océans et les continents. On a vu que l'évolution des océans est essentiellement régie par la croissance aux dorsales océaniques et par la destruction dans les zones de subduction, et que la vie d'un océan ne dépasse pas 200 Ma. Les continents ont une histoire plus complexe et plus longue puisque des roches continentales peuvent avoir des âges aussi anciens que 3,8 Ga et que des granites devaient déjà exister à 4,364 Ga (voir chapitre 1). Cette différence importante entre les deux types de croûte résulte du caractère cyclique de l'évolution des continents : le matériau continental, une fois formé, évolue et se transforme à l'intérieur de la croûte continentale. Il n'a que très peu tendance à disparaître par subduction comme le fait la croûte océanique. Quelles sont les modalités de ce cycle géologique ?

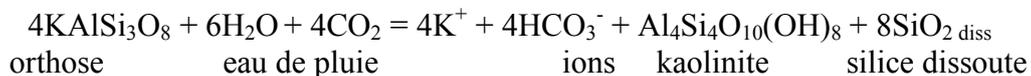
Pour décrire ce cycle, on peut regarder notre environnement et observer ce qui s'y passe. Si nous comprenons les phénomènes qui se produisent à l'heure actuelle et si nous admettons que les mêmes causes engendrent les mêmes effets quelle que soit l'époque où les phénomènes se déroulent (principe de *l'uniformitarisme*), nous pourrions facilement projeter nos connaissances dans le passé et reconstruire l'évolution dans le temps de la croûte continentale.

L'altération

Commençons la description de ce cycle par l'altération des roches qui résulte de leur interaction avec l'atmosphère et l'hydrosphère*. Cette altération détermine une modification chimique et physique des roches, car celles-ci sont des assemblages de minéraux en général formés dans des conditions de température et pression différentes de celles qui règnent à la surface. Ces minéraux sont donc instables dans ces nouvelles conditions. Cette altération est cependant lente pour des raisons de cinétique chimique. Des différences de température comme celles que l'on remarque d'un climat à l'autre sont suffisantes pour que les effets de l'altération soient très différents. En climat froid, l'altération est faible ; en climat équatorial, la température élevée jointe à l'abondance des pluies engendre une altération profonde et plus rapide. A l'altération chimique s'ajoute aussi l'altération mécanique. Dans tous les cas, les roches se fragmentent sous l'action de la gravité et des variations de température.

Les matériaux les plus sensibles à l'altération chimique sont les roches magmatiques et les roches métamorphiques parce qu'elles se sont formées dans des conditions de pression et de température très différentes des conditions atmosphériques. Prenons l'exemple d'un granite constitué de quartz, orthose, plagioclase et d'un peu de mica (cfr Tableau 2.1) et examinons le devenir de ses minéraux.

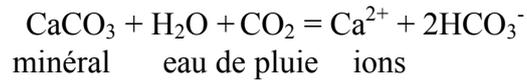
L'équation qui exprime l'altération de l'orthose est la suivante :



L'eau de pluie dissout un peu de CO₂ présent dans l'air, ce qui forme de l'acide carbonique H₂CO₃, acide faible qui donne des ions HCO₃⁻ dans les produits de la réaction. Cet acide libère le potassium de l'orthose en transformant le tectosilicate en un phyllosilicate avec dissolution de SiO₂ dans l'eau.

Des équations similaires peuvent être écrites pour le plagioclase et la biotite et, plus généralement, pour n'importe quel silicate (autre que le quartz). Elles conduisent toutes à la formation de phyllosilicates (appelés aussi minéraux argileux), à la mise en solution des cations*, à la formation de HCO₃⁻ et à la dissolution de SiO₂. Dans les conditions normales de l'altération, le quartz ne sera pratiquement pas affecté chimiquement. Il sera seulement fragmenté sous l'action des agents physiques.

Un autre équation intéressante est celle qui a trait à la dissolution des carbonates, minéraux essentiels dans les roches sédimentaires (cfr plus loin) :



Le transport par l'eau, par le vent ou la glace est concomitant ou postérieur à l'altération chimique. La combinaison des processus engendre l'*érosion* qui nivelle petit à petit les reliefs et ne s'arrête en principe que lorsque l'altitude est sensiblement ramenée au niveau de la mer.

C'est donc dans la mer qu'aboutissent finalement les produits de l'altération, en l'occurrence les minéraux très résistants chimiquement (comme le quartz), les minéraux argileux (comme la kaolinite) et les substances dissoutes (ions, molécules dissoutes).

Les sédiments

Les fleuves, principaux agents de transport, diminuent de vitesse quand ils arrivent au niveau de la mer et perdent ainsi leur capacité de transporter des substances en suspension. Celles-ci vont alors sédimer. Les courants marins qui longent les côtes vont relayer les fleuves dans leur action de répartition des sédiments. Les grandes aires de sédimentation se trouveront donc dans les deltas, sur les plateformes continentales et les talus continentaux (Fig. 4.1).

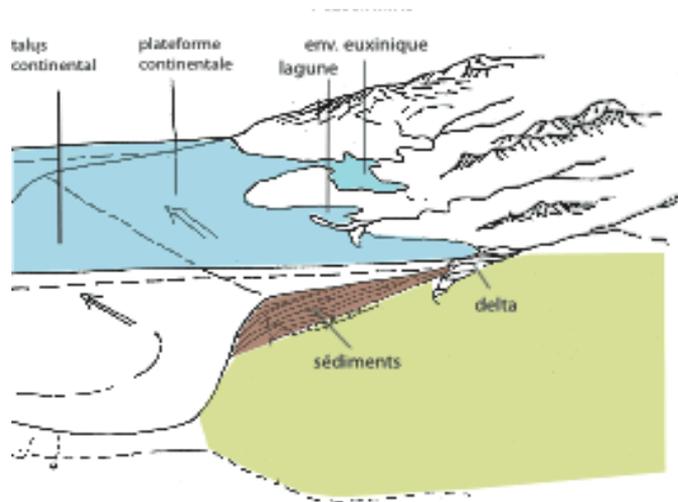


Figure 4.1 : Relations entre l'érosion d'une chaîne de montagnes et la sédimentation sur la plateforme continentale. Divers environnements de sédimentation sont indiqués.

Plus rapide est un courant, plus grossière sera la charge qu'il peut transporter. Inversement, si un courant ralentit, il déposera les matériaux dans l'ordre de granularité décroissante. La sédimentation trie donc les matériaux en fonction de leur granularité pour former des dépôts se répartissant en zones successives. On trouvera ainsi du gravier passant à des sables et ceux-ci à des boues de plus en plus fines. Les graviers seront des fragments de roche, les sables seront constitués de minéraux résistants (en général, le quartz) et les boues de particules de minéraux argileux. Par conséquent, il se produit un tri en fonction de la nature minéralogique.

En plus de ces dépôts ou sédiments terrigènes, on trouve aussi dans le bassin sédimentaire des matériaux d'origine *biochimique* et des matériaux de *précipitation chimique* directe. Les premiers font intervenir des organismes fixant le CaCO_3 par exemple dans leur coquille ou leur test* (foraminifère par exemple) ou construisant directement des récifs (coraux, algues, etc.). Ils donnent naissance ainsi à des matériaux carbonatés (calcaires construits, boue calcareuse formée par des organismes et/ou des débris d'organismes). Certains organismes provoquent la précipitation de silice pour former des boues à radiolaires (radiolarites). D'autres enfin créent localement des conditions qui favorisent la précipitation de certains minéraux. Dans des endroits de faible circulation de l'eau de mer (mers fermées, fjords, lagunes), le manque d'oxygène permet la prolifération dans le sédiment de bactéries anaérobies qui, quand les conditions deviennent suffisamment réductrices, catalysent la réduction du SO_4^{2-} de l'eau de mer en S^{2-} , lequel se combine à des cations métalliques et précipitent des sulfures (FeS_2 par exemple).

Quoique de tels environnements – dits euxiniques* – soient exceptionnels, ils jouent cependant un rôle capital pour débarrasser l'eau de mer de certains éléments toxiques (voir plus loin).

Les principaux matériaux de précipitation chimique directe sont le sel (halite NaCl), le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), et la calcite CaCO_3 . Ces minéraux se forment par évaporation progressive de l'eau de mer dans des lagunes isolées de la mer, l'évaporation amenant la saturation de l'eau de mer en ces sels et leur précipitation.

Une place particulière est faite aux sédiments organiques, formés par l'accumulation de débris de végétaux, pratiquement à l'endroit où ceux-ci poussaient. Un enfouissement rapide sous d'autres matériaux leur permet d'échapper à l'oxydation totale et l'évolution ultérieure les transforme en charbon. Dans cet ordre d'idée, mentionnons que la plupart des sédiments contiennent un peu de matières organiques (algues, débris de plantes ou de tissus mous d'animaux) qui vont évoluer pour donner des produits pétroliers (huile et/ou gaz).

Lapidification

Le sédiment meuble, gorgé d'eau de mer et recouvert par d'autres couches de sédiments, va se transformer en un matériau cohérent – une « pierre » - par une série de processus agissant séparément ou conjointement : l'expulsion de l'eau de mer par tassement (compaction), l'interpénétration des grains et la précipitation d'un ciment intergranulaire. Par exemple, un sable devient un grès cohérent par précipitation de silice entre les grains de quartz. Ultérieurement, par enfouissement sous d'autres sédiments, la température et la pression augmentant, ce ciment recristallisera, nourrira les grains de quartz et assurera ainsi une soudure plus intime entre les grains. Le grès devient alors *quartzite*, roche très dure et résistante (Fig. 4.2). Ces processus complexes qui se produisent dans le sédiment très tôt après son dépôt sont connus sous le nom de *diagenèse*.

Les régions de la mer où se produit une sédimentation sont rapidement comblées, les profondeurs des mers épicontinentales n'étant au plus que de quelques centaines de mètres. Ce comblement arrête la sédimentation. Dans certaines zones cependant, appelées bassins sédimentaires, le fond du bassin s'enfonce (*subsidence*) au fur et à mesure de la sédimentation à cause du poids des sédiments et/ou par suite de mouvements tectoniques. Cela permet l'accumulation de très grandes épaisseurs de sédiments (largement plus que la profondeur moyennes des océans et jusqu'à quelques 20 km). Ces bassins sédimentaires sont en général situés en bordure des continents, le long de la plateforme continentale. Certains peuvent aussi se situer à l'intérieur du domaine continental.

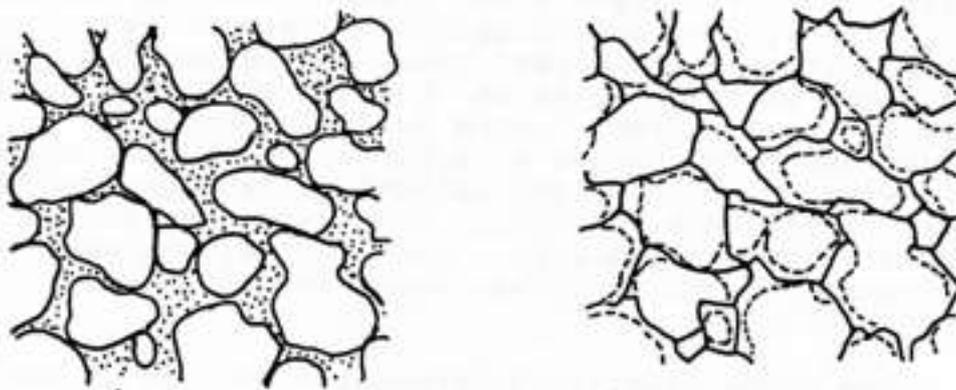


Figure 4.2 : A gauche, un grès dans lequel les grains de quartz arrondis sont cimentés par un matériel siliceux très fin (SiO_2 précipité). A droite, un quartzite. L'accroissement des grains de quartz par recristallisation du ciment siliceux soude intimement les grains et donne à la roche une très grande solidité.

Orogenèse*

Par le jeu de la tectonique des plaques, ces bassins sédimentaires peuvent se trouver soumis à des compressions latérales qui vont les déformer et les plisser. Ces déformations conduisent à un épaississement local de la croûte continentale : il y a formation d'une chaîne de montagnes et, sous elle, d'une racine plongeant dans le manteau. Tout se passe comme si les croûtes océaniques et continentales

flottaient sur le manteau (cfr. Fig. 3.2). On peut donc appliquer le principe d'Archimède qui appliqué à croûte terrestre devient le *principe d'isostasie*.

Ce principe exprime que la masse d'une colonne verticale de section unitaire est la même partout, quelle que soit la topographie et que ce soit dans le domaine continental ou océanique. Ceci implique que l'on atteint l'équilibre hydrostatique (équilibre dans un liquide au repos) dans lequel, à une profondeur h en dessous de la surface libre d'un liquide de densité d , la pression vaut $P = gdh$, g étant l'accélération de la gravité.

Dans le cas de la Fig. 4.3, on peut écrire (g étant commun à chaque terme):

$$d_0 h_0 + d_c H_1 + d_m (H_3 - H_1 - h_0) = d_c H_2 + d_m (H_3 - H_2) = d_c (H_3 + h_3) \quad (1)$$

avec $d_0 = 1,03$ (eau de mer), $d_c = 2,8$ et $d_m = 3,3$.

Par définition, la racine de la chaîne est $(H_3 - H_2)$, et si on pose $R = (H_3 - H_2)$, on tire de la deuxième- égalité de l'équation (1) que

$$\begin{aligned} R &= 1/d_m \times (d_c (H_3 + h_3) - d_c H_2) \\ R &= d_c/d_m \times (H_3 + h_3 - H_2) \\ R &= d_c/d_m \times (R + h_3) \\ d_m/d_c \times R &= R + h_3 \\ d_m/d_c \times R - R &= h_3 \\ R (d_m/d_c - 1) &= h_3 \\ R &= h_3 / (d_m/d_c - 1) \end{aligned}$$

Si $h_3 = 5$ km, on a $R = 5 / [(3,3/2,8) - 1] = 5/0,18 = 28$ km.

Plus la chaîne est élevée (h_3), plus la racine sera profonde.

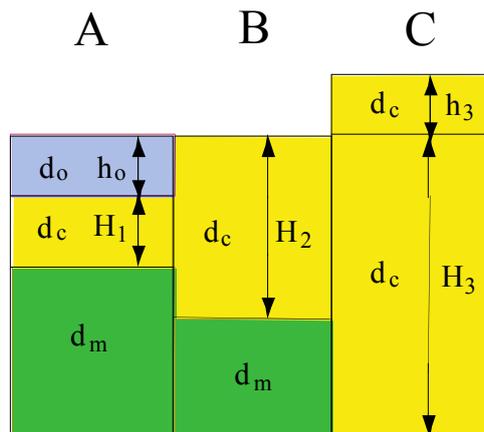


Figure 4.3 : Equilibre isostasique entre une colonne océanique (A), une colonne continentale au niveau de la mer (B) et une région montagneuse (C). Les indices concernent le matériau associé : o : eau de mer (bleu), c : croûte (jaune), m : manteau (vert).

Les modalités du plissement et des déformations qui vont résulter du raccourcissement de l'écorce et par conséquent de son épaissement sont complexes. Les matériaux rocheux deviennent plastiques aux températures qui règnent en profondeur dans ces édifices et les roches peuvent ainsi se déformer. Il existe une relation empirique entre le style de déformation et la profondeur à laquelle elle se produit : à faible profondeur, les roches se plissent comme de la tôle ondulée (succession de *synclinaux* et d'*anticlinaux* dont les plans axiaux sont verticaux). A plus grande profondeur, les plis sont couchés (avec des plans axiaux horizontaux) et la déformation est beaucoup plus intime (*pénétrative*). De grands *charriages* peuvent également se produire dans lesquels des portions de croûte, détachées de leur zone d'origine, glissent sur d'autres par l'intermédiaire de failles peu inclinées (*rampes*). L'étude géologique des chaînes de montagnes révèle en fait des structures très complexes – et encore partiellement énigmatiques – où charriages et plissements se combinent avec l'intrusion de magmas (voir plus loin) pour former ces zones orogéniques ou *orogènes**.

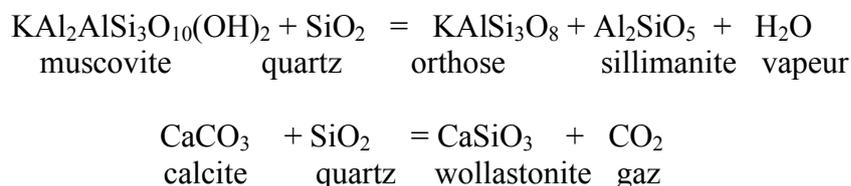
Dès qu'une chaîne de montagnes s'édifie, elle est immédiatement soumise à l'érosion et son altitude h_3 diminue. En vertu du principe d'isostasie, la diminution de poids que l'érosion amène provoque la remontée de l'ensemble et la diminution corrélative de la racine (analogie avec la péniche que l'on décharge et qui sort progressivement de l'eau). Erosion et remontée compensatrice ne

s'arrêteront que lorsque l'épaisseur de la croûte sous la chaîne de montagnes aura été ramenée à l'épaisseur normale du continent (H_2). A ce moment $h_3 = 0$ et la chaîne de montagnes, complètement arasée, est devenue une plaine située au niveau de la mer (*pénéplaine*). Ce qu'il est important de noter c'est que les roches qui vont affleurer à la surface de cette pénéplaine seront en fait des roches qui se sont trouvées dans la chaîne de montagnes à des profondeurs $H_3 - H_2$, où ont régné des conditions de pression et de température nettement plus élevées que celles de la surface. Ces nouvelles conditions ont marqué de leur empreinte les roches et les ont transformées en roches métamorphiques. Les chaînes de montagnes n'ont pas toutes la même altitude, l'épaisseur H_3 a donc varié et finalement la pénéplaine montre des roches qui se sont trouvées à des profondeurs différentes. Si l'orogénèse a été peu intense, la pénéplaine s'installera à un niveau proche de la surface. Si, au contraire, l'orogénèse a été intense et a amené un épaissement crustal important, la pénéplaine finale montrera l'affleurement des roches métamorphiques de forte pression et température. C'est ce phénomène qui permet au géologue d'étudier à la surface des continents, sans avoir besoin de sondages, des roches métamorphiques qui sont passées par des profondeurs variant jusqu'à plusieurs dizaines de km, bien au delà de ce que peuvent atteindre les sondages.

Le métamorphisme

Les conditions de pression et température auxquelles sont soumises les roches pendant l'orogénèse dépendent essentiellement de la profondeur à laquelle elles sont enfouies. La pression est effectivement reliée à la profondeur par la relation $P = \rho gh$ et est exprimée en bar ($1 \text{ b} = 10^5 \text{ pascal (Pa)} = \pm 1 \text{ atmosphère} = \pm 10 \text{ mètres d'eau}$). A la densité de 2,8, 10 mètres de roches donnent donc 2,8 b, 1 km = 280 b = 0,28 kb ; à la base d'une croûte de 30 km, on a donc 8,4 kb). L'évolution de la température avec la profondeur suit une relation connue sous le nom de *degré géothermique*. C'est l'élévation de la température correspondant à une augmentation de la profondeur de 1 km. Ce degré géothermique varie avec le contexte géodynamique : il est plus élevé dans les zones actives (marges continentales actives, orogènes, etc.) que dans les zones stables des continents. La moyenne est de 30°C/km. Dans ces conditions, à la base d'une croûte de 30 km, la température atteint $T = 900^\circ\text{C}$.

Soumises à ces conditions PT élevées et à des déformations, les roches du bassin sédimentaire se métamorphisent. Les minéraux des sédiments vont se déstabiliser dans ces nouvelles conditions. Les minéraux argileux par exemple vont réagir avec le quartz pour donner de nouvelles phases qui formeront une association stable dans les nouvelles conditions PT. En même temps, la structure de la roche soumise à ces déformations sera modifiée ; la taille des minéraux va augmenter et ceux-ci vont tendre à se concentrer selon des lits (*différenciation métamorphique*) et à s'orienter selon une structure planaire de la roche (*schistosité*), ce qui donne à la roche l'aspect caractéristique des *micaschistes* et des *gneiss*. Chose curieuse, au cours du métamorphisme les roches ne modifient pas leur composition chimique sauf pour l' H_2O et le CO_2 qui se dégagent au cours de certaines réactions (fréquentes) dites de déshydratation et de décarbonatation, comme par exemple :



Mis à part le départ des éléments volatils, une roche argileuse (*shale*) gardera donc la même composition globale pendant le métamorphisme qui fera d'elle un micaschiste puis, à plus haute PT, un gneiss. On reconnaît cette signature géochimique sédimentaire jusque dans les roches qui ont été les plus métamorphisées.

Lors de la remontée des roches vers la surface par suite de l'érosion de la chaîne, les associations minérales formées en profondeur ne vont pas se déstabiliser car les réactions chimiques ne pourront pas en général se déplacer dans le sens contraire de celui qui a prévalu lors de l'enfouissement. En effet, le départ des matières volatiles (H_2O et CO_2) rend *irréversibles* les réactions de déshydratation et de

décarbonatation. C'est la raison pour laquelle on peut observer à la surface des roches métamorphiques qui ont conservé l'information enregistrée en profondeur.

La température atteinte lors de l'enfouissement dans les zones profondes des orogènes peut être suffisamment élevée pour induire la fusion partielle (*anatexie*) de certaines roches et produire un liquide silicaté (*magma*). Les roches sédimentaires terrigènes ont une composition minéralogique telle que vers 650°-700°C elles fondent en donnant un liquide eutectical* de composition granitique. Si toutes les gouttes de liquide eutectical se rassemblent, elles peuvent constituer un volume de liquide capable de remonter vers les parties supérieures de la croûte par simple différence de densité ou en utilisant les faiblesses de la croûte que sont les zones de failles. Ce magma granitique va se frayer un passage, va faire intrusion à travers les roches rendues plus déformables et plastiques par les températures élevées. Ce magma pourra s'arrêter dans son ascension à des niveaux variables de la croûte ou déboucher à la surface. Dans le premier cas, il cristallisera en profondeur, lentement, pour produire une roche bien grenue (avec des cristaux bien visibles) : le *granite*. Dans le second cas, il donnera lieu à des phénomènes volcaniques, souvent très explosifs, avec production de *rhyolites*.

Signification des discordances angulaires

Une fois la pénéplaine établie, le continent est à une altitude proche du niveau de la mer. Le moindre mouvement relatif entre la mer et le continent comme une élévation du niveau des mers et/ou un enfoncement du continent, va provoquer l'envahissement du continent par la mer, et corrélativement, la naissance d'une nouvelle aire de sédimentation. Le cycle géologique peut alors recommencer et conduire potentiellement à la formation d'une nouvelle chaîne de montagnes.

Les roches sédimentaires déposées au cours du cycle suivant formeront des couches parallèles au fond du bassin sédimentaire, c'est-à-dire à la surface de la pénéplaine. Comme celle-ci a recoupé les roches plissées de la chaîne édifiée dans le premier cycle, il y aura nécessairement une discordance angulaire entre la surface matérialisant la pénéplaine et les couches sous-jacentes (Fig. 4.4). On aura donc de part et d'autre de cette surface, une série de roches disposées en couches parallèles reposant en discordance angulaire sur une autre série de roches plissées.

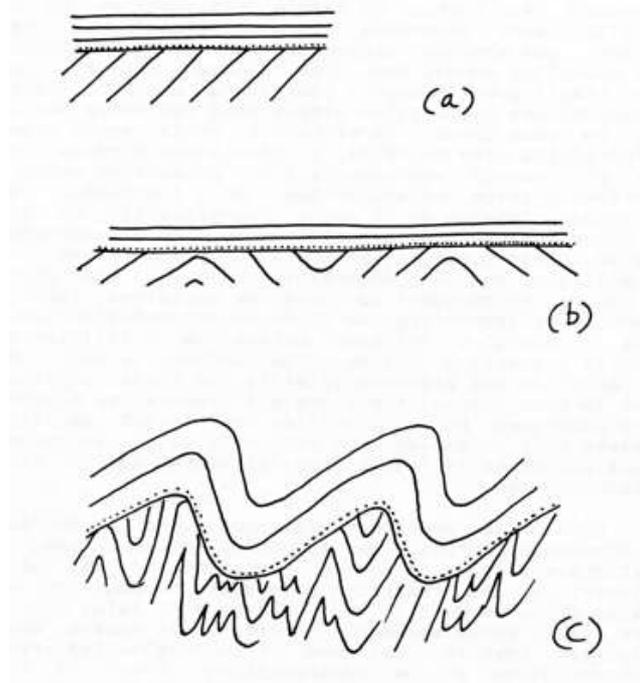


Figure 4.4 : Relation entre deux séries sédimentaires séparées par une discordance angulaire (a et b). Discordance replissée (c).

Si une nouvelle collision entre continents plisse les roches du 2^e cycle, celles-ci le seront avec les roches du 1^{er} cycle qui leur sont sous-jacentes. La surface de discordance sera alors également plissée et la relation angulaire discordante pourra être préservée. La structure géologique appelée *discordance angulaire*, facilement identifiable sur le terrain, a donc une signification tout à fait particulière dans

l'évolution d'un continent puisqu'elle matérialise la limite entre deux cycles. Elle est l'expression même du caractère cyclique de l'évolution continentale (Fig. 4.5).



Figure 4.5 : Discordance angulaire de Siccar Point (Ecosse) séparant deux séries sédimentaires : des grès Dévoniens (345 Ma) reposent en discordance sur des schistes Siluriens (425 Ma). C'est à partir de telles observations que James Hutton, géologue écossais, a compris en 1785 le caractère cyclique de l'évolution des continents. Il a ainsi pu écrire « We find no vestige of a beginning, - no prospect of an end », proposition tout à fait révolutionnaire pour l'époque.

En Belgique, deux discordances ont été reconnues. L'une met fin à l'orogénèse calédonienne (400 Ma) et l'autre à l'orogénèse hercynienne (290 Ma). La pénéplaine post-hercynienne a été recouverte par des sédiments secondaires et tertiaires non plissés. Plus au Sud, dans le Jura et les Alpes, ces sédiments sont plissés par l'orogénèse alpine. Dans le Nord de l'Europe, la succession des discordances et des cycles permet de remonter très loin dans le temps au-delà de 2500 Ma. Au Groenland, des roches de 3800 Ma ont été trouvées.

L'histoire des continents est donc marquée par une succession d'orogénèses. Un continent est une unité beaucoup plus pérenne qu'une croûte océanique. Cela tient au fait qu'elle ne disparaît pas (ou seulement exceptionnellement) par subduction et que les phénomènes de résorption des racines au niveau manteau-croûte sont peu efficaces. En fait, l'adjonction de matériel volcanique et plutonique venant du manteau dans les zones de rift et dans les marges actives (subduction sous la bordure continentale comme dans les Andes) ou par accolement avec les arcs insulaires apportés par les mouvements de plaques, ou par accolement de matériel basaltique sous les plaques continentales (« underplating ») ont augmenté le volume des continents au cours du temps.

Chapitre 5

La composition chimique de l'eau de mer

Pourquoi la mer est-elle salée ? Quelle est sa composition chimique ? Quels sont les facteurs qui contrôlent cette composition ?

Ces questions sont un des objets de l'océanologie chimique ou de la géochimie marine, disciplines en plein essor. Si l'on se souvient que les océans occupent 70% de la surface du globe et que l'eau de mer constitue approximativement 98% de la masse de l'hydrosphère, on conçoit qu'il est très important pour l'homme de comprendre les mécanismes qui s'y déroulent, notamment pour déterminer l'importance des perturbations que peuvent entraîner ses propres activités.

L'océan est un milieu très complexe. L'étude de ses propriétés chimiques est en effet inséparable de celles des autres milieux avec lesquels il est en interaction ou se mélange : l'atmosphère, les eaux de rivières, les sédiments qui s'y déposent et les roches magmatiques qui s'y forment. De plus, les organismes y vivent en abondance et influencent notablement son chimisme.

L'atmosphère

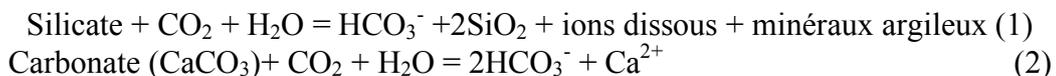
Les gaz contenus dans l'atmosphère se dissolvent dans l'eau de mer, l'agitation des eaux de surface de l'océan maintenant l'équilibre avec l'atmosphère. CO₂, N₂, O₂ et les gaz rares sont donc présents dans l'eau de mer de surface en des quantités qui sont proportionnelles à leur pression partielle dans l'atmosphère et qui ne varient qu'avec la température de l'eau.

Les courants marins mélangent les eaux de surface avec les eaux des profondeurs. Quoique ce phénomène soit relativement lent (plusieurs centaines, voire des milliers d'années), l'homogénéisation est réalisée et les gaz dissous en profondeur ont des concentrations déterminées par la composition de l'atmosphère et la température à laquelle les eaux quittent la surface. CO₂ et O₂ échappent toutefois à cette règle parce que ces deux constituants interviennent aussi dans des processus complexes (photosynthèse, respiration, précipitation) qui seront exposés plus loin.

L'apport des rivières

La nature et la quantité de matériaux apportés à l'eau de mer par les rivières (ainsi que par le vent et les glaciers) dépendent de la composition des matériaux érodés et du taux d'érosion.

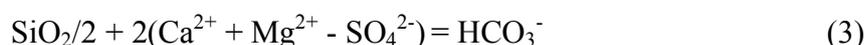
On a vu au chapitre 4 les équations fondamentales de décomposition des silicates et carbonates. On peut les généraliser de la manière suivante :



On voit donc que dans une eau de rivière, le HCO₃⁻ (ion bicarbonate) provient de deux sources, les carbonates et les silicates. Dans une eau de rivière contenant des atomes de Ca²⁺, et des mûles de HCO₃⁻ et de SiO₂, la relation (1) montre qu'il y a 2 fois moins de HCO₃⁻ que de SiO₂, et la relation (2) qu'il le double de HCO₃⁻ que de Ca²⁺. On a donc la relation suivante :



Mieux si l'eau contient en plus Mg²⁺ et SO₄²⁻, la relation devient, en tenant compte qu'une partie du Ca provient de la dissolution du gypse (CaSO₄.2H₂O),



Cette relation est effectivement vérifiée en première approximation dans les cours d'eau (Tableau 5.1).

L'eau provenant de l'érosion contient donc en plus des ions et de la silice dissoute, des particules de minéraux résistants (ex. le quartz) et de minéraux argileux (ex. kaolinite). Le degré d'altération en minéraux argileux peut varier notablement avec le climat. Dans les climats tropicaux, le réseau des argileux peut se détruire et libérer Si et Al sous forme d'hydroxydes $\text{Si}(\text{OH})_4$ et $\text{Al}(\text{OH})_3$ qui s'agglomèrent en particules *colloïdales**. Inversement, dans les conditions plus froides et plus sèches, l'altération pourra préserver une certaine proportion de minéraux non altérés (grains de feldspaths).

Tableau 5.1 : Composition moyenne des fleuves

Constituant	mg/l	Poids moléculaire	Nombre de mûles
HCO_3^-	58.4	61	0.957
SO_4^{2-}	11.2	96	0.117
Cl^-	7.8	35	0.223
NO_3^-	1	62	0.016
Ca^{2+}	15	40	0.375
Mg^{2+}	4.1	24	0.171
Na^+	6.3	23	0.274
K^+	2.3	39	0.059
SiO_2	13.1	60	0.218
Fe	0.67	56	0.012
Total	120		

En introduisant les nombres de mûles dans (3), il vient $\text{SiO}_2/2+2(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{SO}_4^{2-})-\text{HCO}_3^- = 0.010$, soit une erreur de 1% par rapport à la valeur théorique de la formule.

Arrivée à la mer, une partie de ce matériel se sédimente (les grains de quartz, les particules argileuses et les colloïdes qui flocculent* au contact de l'eau de mer) et constitue les sédiments terrigènes. Les ions en solution se mélangent à l'eau de mer et leur devenir va être déterminé par les mécanismes qui régissent la composition de celle-ci.

On évalue à 4 à 10 cm d'épaisseur/1000 ans le taux d'érosion des continents. Les quantités de matière qui sont ainsi apportées et dissoutes dans l'océan sont énormes. Ainsi, par exemple, chaque année, quelques 80 millions de tonnes de Na se dissolvent dans l'océan. A ce rythme, la teneur actuelle en Na de l'océan aurait été atteinte en quelque 190 millions d'années.

L'interaction avec le magmatisme sous-marin

Les phénomènes magmatiques qui se développent principalement le long des dorsales océaniques où de la lave cristallise de manière continue apportent aussi certains éléments à l'eau de mer. En particulier, les substances volatiles dissoutes dans le magma sont libérées lors de la cristallisation des minéraux et apportent à l'eau de mer CO_2 , S, Cl, F et les gaz rares.

L'interaction entre la croûte océanique et l'eau de mer continue cependant encore après la consolidation des roches qui constituent la nouvelle croûte océanique. De l'eau de mer s'infiltré par les fissures et les vides existant dans les laves et descend à des profondeurs importantes (plusieurs centaines de mètres). Les eaux qui se rapprochent ainsi de la chambre magmatique sous-jacente à la dorsale où règnent des températures de 1100°-1200°C sont progressivement réchauffées jusqu'à ce que la densité du fluide ait suffisamment diminué pour qu'il remonte vers la surface. Ainsi s'installe de part et d'autre de la dorsale un système dans lequel il y a convection de l'eau de mer. Celle-ci ainsi portée à haute pression et température altère les roches de la croûte océanique. Elle va se charger en certains ions, précipiter certaines substances et finalement sortir sous forme de sources hydrothermales. Dans certains cas, elle peut être canalisée par des conduits étroits et jaillir en colonnes d'eau chaude (température jusqu'à 350°C), chargée de particules de sulfures noirs (d'où le nom de *fumeur noir*, en anglais « black smoker »).

La découverte de ce phénomène date des années 1970 et est un des résultats des plongées en bathyscaphe au voisinage des dorsales océaniques. La composition chimique de l'eau des fumeurs noirs est très différente de celle de l'eau de mer (Tableau 5.2). Cette interaction modifie considérablement la

composition de l'eau de mer puisque on estime qu'il ne faut que 8 Ma pour que la totalité de l'eau de mer soit passée à travers la croûte océanique. L'importance de ces deux facteurs (différence de composition chimique et ampleur de la circulation) explique que ce processus puisse changer la composition en certains éléments. Il entraîne un appauvrissement en Mg et un enrichissement en Fe, Mn, Ba, Si, etc.

Mise à part leur action sur la composition de l'eau de mer, les fumeurs noirs constituent également une source potentielle de gisements de sulfures dans la croûte océanique. En effet, les solutions hydrothermales contiennent l'ion S^{2-} qui peut précipiter sous forme de sulfures en se combinant au Fe, Co, Ni, Cu, Pb et Zn et constituer des gisements remplissant les fissures.

Tableau 5.2: Comparaison des compositions chimiques de l'eau de mer et des solutions hydrothermales à 350°C (teneurs en ppm*)

Élément	Sol. hydrot herm.	Eau de mer
Cl	17300	18980
Na	9931	10556
Mg	-	1272
S (SO_4^{2-})	-	2649
S (H_2S)	210	-
Ca	860	400
K	975	380
Sr	8	13
Si	600	2
Li	6	0.18
Rb	2	0.12
Ba	5 à 13	0.02
Zn	7	0.005
Fe	101	0.002
Mn	33	0.0001
pH	4.0	ca 8

Composition chimique de l'eau de mer

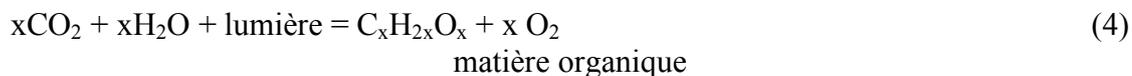
L'ensemble des processus examinés ci-dessus détermine la composition chimique de l'eau de mer. Le Tableau 5.3 reprend la composition de certains éléments.

- a. **éléments majeurs.** La composition de l'eau de mer est très différente de la composition moyenne de la croûte (voir Tableau 1.3). Ici les 3 ions principaux sont Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} . Le total des ions dissous est de 34,482 g/l (*salinité*). Ce chiffre varie entre 33 et 35‰ par suite du mélange avec de l'eau fraîche (pluies, proximité des rivières), de l'évaporation ou de la formation de glace (non salée). Toutefois, les proportions entre les différents éléments sont constantes partout dans l'océan.

Tableau 5.3: Concentration moyenne des principaux ions de l'eau de mer

Constituant	teneur en g/l (‰)
Cl^-	18,980
Na^+	10,556
Mg^{2+}	1,272
S (SO_4^{2-})	2,649
Ca^{2+}	0,400
K^+	0,380
Sr^{2+}	0,013
HCO_3^-	0,140
Br^-	0,065
$H_2BO_3^-$	0,026
F^-	0,001
Total	34,482

- b. **éléments nutritifs.** O, C, P et N sont avec l'eau des constituants essentiels de la matière vivante. Ils sont présents dans l'eau de mer sous forme d'oxygène dissous, d'ions bicarbonate, phosphate et nitrate. L'activité biologique fondamentale est la fixation de C par *photosynthèse*. Ce processus est accompli par des organismes unicellulaires qui vivent dans l'océan, là où la lumière nécessaire peut pénétrer (c'est-à-dire dans les 100 premiers mètres).



Cette matière organique est ensuite incorporée dans la chaîne alimentaire. Quand les organismes meurent, les particules organiques se sédimentent et sont attaquées dans les eaux plus profondes par l'activité bactérienne qui restitue à l'eau de mer les éléments nutritifs. Le résultat est donc que les eaux superficielles sont déprimées en éléments nutritifs et que les eaux profondes sont enrichies. La circulation océanique renvoie les eaux profondes vers la surface. Sans ce processus, au taux actuel de production de la vie à la surface de l'océan, la couche superficielle serait en moins d'un an tellement déprimée en ces éléments que la vie y serait impossible.

L'oxygène a un comportement en quelque sorte opposé. Sa teneur dans les eaux superficielles est déterminée par la dissolution de l'oxygène de l'atmosphère, et l'oxygène libéré par la réaction de photosynthèse (4) vient encore s'y ajouter en sursaturation. En profondeur, l'oxygène est consommé par la réaction de destruction de la matière organique qui est la réaction (3) évoluant vers la gauche. Dans le cas où l'oxygène en profondeur n'est pas renouvelé (cas des milieux euxiniques), le milieu devient réducteur et les bactéries anaérobies qui seules s'y développent et catalysent la production de S^{2-} à partir de SO_4^{2-} .

- c. **éléments en trace.** Tous les autres éléments sont présents en quantité très faible de l'ordre du ppb (microgramme/l) ou encore moins (ppt = nanogramme/l). Leur répartition dans l'océan n'est pas homogène et elle est encore mal connue. Il semble clair néanmoins que beaucoup d'entre eux interviennent également dans les processus biologiques et que dans une certaine mesure ils sont extraits de la couche superficielle comme les éléments nutritifs.

L'océan, système stationnaire

Les océans sont en fait beaucoup plus vieux que 190 Ma, le temps nécessaire à constituer leur salinité par l'apport des rivières. On connaît en effet des roches sédimentaires de 3.8 Ga formées dans la mer. La composition chimique de ces roches n'est pas différente de celle des sédiments actuels. En outre, le développement de la vie qui s'est produit dans l'océan nécessite des conditions chimiques assez stables s'écartant peu de limites strictes. Ces deux observations suggèrent que la composition chimique de l'océan n'a pas changé notablement au cours des temps géologiques.

Autrement dit, à toute quantité nouvelle d'une substance qui entre dans l'océan correspond une quantité identique de la même substance qui en sort. L'océan est globalement dans un état *stationnaire*.

Il faut dès lors s'interroger sur les mécanismes qui enlèvent les éléments à l'eau de mer.

Facteurs déterminant la composition chimique

On peut distinguer d'abord les facteurs *biochimiques* qui sont responsables de la formation de certaines roches qui sont des exutoires pour certains éléments. Des précipités chimiques peuvent se former directement à partir de l'eau de mer par évaporation dans des lagunes: il s'agit des gisements de NaCl (halite), $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (gypse) et CaCO_3 (calcaire). La précipitation peut se faire aussi indirectement par l'intermédiaire d'organismes vivants : bactéries, organismes planctoniques à squelette de CaCO_3 (ex. les foraminifères), de SiO_2 (radiolaires et diatomées), coquillages, et coraux. Pour autant que les conditions chimiques (voir plus loin) soient favorables à leur conservation, ces précipités formeront des roches importantes dans les bassins sédimentaires.

Les facteurs *chimiques* qui influencent l'enlèvement des éléments sont la *solubilité*, l'*acidité* et l'*adsorption*.

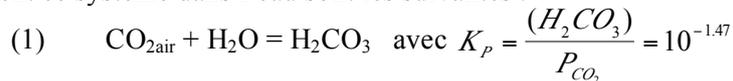
A. solubilité. L'eau de mer est sous-saturée en tous les sels qui peuvent être formés à partir des éléments majeurs, sauf le CaCO_3 dans les eaux superficielles. On sait que la solubilité d'un sel est donnée par son produit de solubilité $K_{SP} = (M^+)(X^-)$ où M^+ est la concentration en ions chargés positivement (cations) et X^- en ions chargés négativement (anions). Si dans une solution la valeur du K_{SP} est dépassée, la solution devient saturée et le sel MX précipite. On notera que c'est le produit des deux concentrations qui fixe la solubilité. Comme dans l'eau de mer, les concentrations en anions Cl^- et SO_4^{2-} sont très élevées et que la solubilité des chlorures et des sulfates est très faible (K_{SP} petit), la saturation est atteinte pour des valeurs très faibles de la concentration du cation. Ce mécanisme maintient donc à un niveau très bas les teneurs de ce cation dans l'eau de mer. L'identification exacte du composé le plus insoluble n'est cependant pas sans problème. En raison de sa forte salinité, l'eau de mer est un milieu chimiquement complexe où les cations vont s'associer aux anions majeurs pour former des *complexes* très solubles. Ainsi, par exemple, dans l'eau distillée, AgCl est très insoluble, mais dans l'eau de mer où la concentration en Cl^- est très grande, l'argent forme un complexe AgCl_3^{2-} qui est très soluble. L'enlèvement de Ag par ce procédé de précipitation n'est donc pas efficace. Il en est de même pour des éléments très toxiques comme le mercure ou le thallium.

En fait, les sels les plus insolubles des métaux sont les sulfures. Leur précipitation dans les boues riches en matières organiques (environnement euxiniques) peut potentiellement « épurer » l'eau de mer. Cependant, comme la circulation dans les environnements euxiniques est réduite, il faut un temps considérable pour que la totalité de l'eau de mer passe par ces épurateurs et l'efficacité global du processus est très faible.

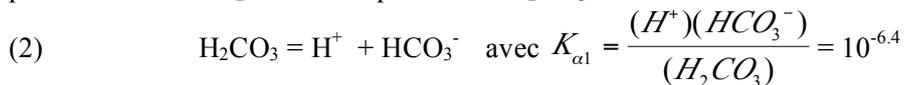
En conclusion, comme l'eau de mer est fortement sous-saturée en tous les sels (sauf les sulfures), d'autres processus doivent être responsables du piégeage de ces éléments.

B. Acidité. L'acidité (concentrations en ions H^+) est un facteur qui intervient chaque fois que des ions H^+ sont impliqués dans une réaction. Dans l'océan, l'ensemble des réactions relatives aux carbonates maintient le pH à une valeur proche de 8 ($\text{H}^+ = 10^{-8}$ moles/litre) par un mécanisme connu comme l'*effet tampon*. Dans un tel système, un donneur d'ions H^+ (acide faible) est mis en présence d'un accepteur d'ions H^+ qui lui est conjugué (sel de l'acide faible). L'eau de mer contient CO_2 dissous, H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} et H^+ . Le donneur d'ions H^+ est H_2CO_3 et l'accepteur conjugué est CO_3^{2-} .

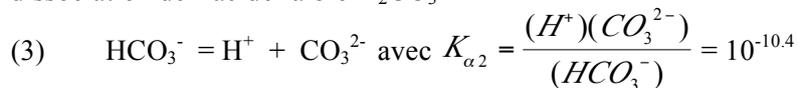
Les 4 équations qui régissent ce système dans l'eau sont les suivantes :



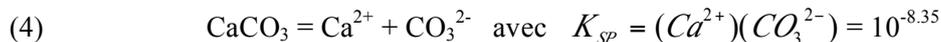
qui exprime l'équilibre entre le CO_2 de l'atmosphère et le H_2CO_3 dissous dans l'eau.



qui exprime la première dissociation de l'acide faible H_2CO_3



qui exprime la seconde dissociation de l'acide faible.



qui exprime la dissolution des carbonates.

D'une manière intuitive, si on augmente le CO_2 , la quantité de H_2CO_3 augmente ainsi que la quantité de H^+ résultant de sa dissolution (ce qui va donc tendre à diminuer le pH). La présence de carbonate va jouer le rôle inverse en consommant une partie du H^+ . En effet, la dissolution de CaCO_3 va augmenter le CO_3^{2-} qui va consommer du H^+ pour former du HCO_3^- (d'où tendance à l'augmentation du pH). C'est le fameux « paradoxe » des carbonates. On pourrait croire de manière simpliste en considérant seulement le produit de solubilité K_{SP} qu'en augmentant le CO_2 dans la solution, l'on va augmenter le CO_3^{2-} et provoquer la précipitation de calcite. Il n'en n'est rien à cause de l'effet tampon. En fait, en augmentant le CO_2 de l'atmosphère, on augmente l'acidité de la solution et on dissout les carbonates pour neutraliser cette augmentation.

Plus rigoureusement, calculons la concentration en H_2CO_3 d'une eau en équilibre avec l'atmosphère qui contient 320 ppm (0.032 %) en volume de CO_2 . L'équation (1) donne
 $(\text{H}_2\text{CO}_3) = 10^{-1.4} \times p\text{CO}_2 = 10^{-1.4} \times 0.00032 = 10^{-1.4} \times 10^{-3.5} = 10^{-5}$

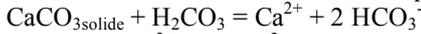
Calculons ensuite le pH de cette solution en l'absence de carbonates.

Comme la constante de 2^{ème} dissociation est très faible ($10^{-10.4}$), on peut en première approximation négliger la quantité de HCO_3^- qui sera dissociée. Dans ces conditions, l'équation (2) montre que $(\text{H}^+) = (\text{HCO}_3^-)$ et on peut écrire :

$(\text{H}^+)^2 / (\text{H}_2\text{CO}_3) = K_{a1} = 10^{-6.4}$ et $(\text{H}^+)^2 = 10^{-6.4} \times (\text{H}_2\text{CO}_3)$.

Si $(\text{H}_2\text{CO}_3) = 10^{-5}$, $(\text{H}^+)^2 = 10^{-11.4}$ et $(\text{H}^+) = 10^{-5.7}$ et **pH = 5.7**

Prenons maintenant une solution en équilibre avec des carbonates. On peut écrire :



Avec $K = (\text{Ca}^{2+})(\text{HCO}_3^-)^2 / (\text{H}_2\text{CO}_3)$ (5)

En multipliant le numérateur et le dénominateur par $(\text{CO}_3^{2-})(\text{H}^+)$ et en développant, il vient

$$K = (\text{Ca})(\text{CO}_3) * (\text{HCO}_3^-) / (\text{H})(\text{CO}_3) * (\text{HCO}_3^-) / (\text{H})(\text{H}_2\text{CO}_3) \\ = 10^{-8.35} * 10^{+10.4} * 10^{-6.4} = 10^{-4.35}$$

Dans une solution où il n'y a pas d'autres HCO_3^- que ceux produits par la réaction ni d'autre source de Ca que les carbonates, on a $(\text{Ca}) = 0.5 * (\text{HCO}_3^-)$

En remplaçant dans (5), il vient :

$$10^{-4.35} = 0.5 * (\text{HCO}_3^-)^3 / (\text{H}_2\text{CO}_3)$$

Si on impose $(\text{H}_2\text{CO}_3) = 10^{-5}$, il vient $(\text{HCO}_3^-)^3 = 2 * 10^{-5} * 10^{-4.35} = 10^{-9}$ et $(\text{HCO}_3^-) = 10^{-3}$

En introduisant dans (2) la valeur de (HCO_3^-) , il vient :

$$10^{-6.4} = (\text{H}^+)(10^{-3}) / (10^{-5}) \text{ d'où } (\text{H}^+) = 10^{-6.4} * 10^{-5} * 10^3 = 10^{-8.4} \text{ et le } \mathbf{pH = 8.4}$$

On voit donc ici l'illustration de l'effet tampon des carbonates qui ramène le pH de 5.7 à 8.4.

En réalité, pour l'eau de mer, les calculs sont plus compliqués. De par sa forte salinité, l'eau de mer n'est pas comparable à de l'eau distillée dans laquelle on dissout d'autres substances en faible quantité. La forte concentration en ions d'éléments majeurs et leur interaction modifient le comportement des ions et les équations ne deviennent valables que si chaque concentration est multipliée par un coefficient d'activité, difficile à quantifier précisément. Le problème des carbonates dans l'océan suscite à l'heure actuelle un grand intérêt parce que son rôle est déterminant dans l'appréciation des effets de l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère suite à l'utilisation par l'homme de combustibles fossiles. L'élévation du CO_2 dans l'atmosphère augmente l'effet de serre (le CO_2 ne laisse pas passer les radiations calorifiques renvoyées par la Terre) et la température globale de l'atmosphère s'élève. Dans quelle mesure cet excès de CO_2 peut-il être absorbé par l'océan et neutralisé par la dissolution des carbonates avec diminution corrélative du pH, et surtout avec quelle vitesse le système océanique va-t-il réagir ? Ce sont là des questions fondamentales.

C. Adsorption. L'adsorption est un phénomène dans lequel des ions ou des molécules adhèrent à la surface d'une substance. Ce phénomène est particulièrement efficace pour les particules de petites dimensions qui ont par rapport à des particules plus grosses une surface relativement grande par rapport à leur volume (un cube de 1 cm de côté a une surface de 6 cm², sa division en particules sphériques de 10⁻⁵ mm de diamètre amène la surface à 630 m² !).

Les particules en suspension ainsi que les substances colloïdales, de dimensions comprises entre 10⁻³ et 10⁻⁶ mm, qui sont dispersées dans l'eau de mer peuvent ainsi *adsorber* des cations et des molécules d'eau. Ce phénomène peut se faire soit par simple adhérence à la surface, soit par attraction électrostatique avec la surface chargée ou soit encore par la neutralisation des liaisons laissées libres à la surface du minéral. Ces ions adsorbés ont aussi la faculté de s'échanger avec d'autres ions si les conditions de la solution changent ou si sa composition chimique est modifiée. Ce phénomène est appelé *échange ionique*.

Les minéraux argileux sont très propices aux phénomènes d'adsorption. Ils se fragmentent jusqu'à des dimensions très faibles à la limite entre particules et colloïdes. Leur structure en feuillets facilite en outre l'adsorption et les échanges ioniques. En effet, l'adsorption peut se faire au niveau des liaisons non saturées qui terminent les morceaux de feuillets, à la surface de ceux-ci, entre les feuillets, ou encore par substitution avec les atomes constitutifs des feuillets (cfr Fig. 2.7).

En sédimentant sur le fond de la mer ces particules en suspension soustraient à l'eau de mer les éléments adsorbés sur elles. Les substances colloïdales peuvent rester indéfiniment en suspension dans

l'eau, mais si leur charge est neutralisée par adsorption d'ions, elles peuvent *floculer*, c'est à dire se rassembler en petits flocons, et sédimenter. Une fois sédimentées ces boues peuvent encore jouer un rôle en échangeant les ions avec l'eau de mer qui filtre à travers elles. On pense que les courants océaniques profonds peuvent ainsi perdre des ions H^+ par échange avec les minéraux argileux. Ce processus, connu sous le nom de « *pH-stat* », pourrait selon certains chercheurs augmenter le pH et le ramener progressivement à la valeur qu'il avait avant l'augmentation par l'homme du CO_2 de l'atmosphère. L'efficacité du processus est cependant très faible : l'échange d'ions se fait beaucoup plus lentement qu'une réaction d'équilibre, les courants profonds sont lents et le temps pour traiter la quantité totale d'eau de mer se compte en milliers d'années.

Chapitre 6

Les isotopes de l'oxygène et les changements du niveau de la mer

L'oxygène existe dans la nature sous la forme de 3 isotopes* (même numéro atomique*, masses atomiques* différentes) ^{18}O , ^{17}O et ^{16}O , dont les proportions respectives sont à notre époque 0,204%, 0,037% et 99,759%. La différence relative de masse entre les isotopes (presque 10% entre ^{18}O et ^{16}O) détermine de légères variations dans les propriétés physiques (par exemple température d'ébullition) et chimiques (les constantes d'équilibre des réactions chimiques sont un peu différentes selon l'isotope envisagé). L'isotope le plus léger forme des composés moins stables chimiquement et plus « fragiles » physiquement (par exemple, point d'ébullition plus faible) que les composés avec les isotopes lourds. Il en résulte que la composition isotopique de l'oxygène (et autres éléments légers tels que C, S et N) n'est pas uniforme dans la nature. Les isotopes se sont différenciés au cours des réactions chimiques et des processus physiques dans lesquels une substance a été impliquée. Les rapports isotopiques varient donc d'une substance à l'autre.

L'eau contient une certaine proportion de H_2^{16}O et de H_2^{18}O . L'évaporation favorise le passage en phase vapeur de H_2^{16}O par rapport à H_2^{18}O . La vapeur d'eau est donc enrichie en ^{16}O . La condensation aura l'effet inverse, enrichir le liquide en ^{18}O .

L'océan est un système bien homogénéisé par les courants marins. A un moment donné, le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est constant dans tout son volume. L'évaporation est particulièrement intense dans les régions tropicales et la vapeur d'eau qui est ainsi produite est enrichie d'environ 1% en ^{16}O par rapport à l'eau de mer dont elle est issue. Lorsque cette vapeur est transportée vers les hautes latitudes où il fait plus froid, elle se condense partiellement sous forme de gouttes de liquide ou de cristaux de glace enrichis en ^{18}O . Lors d'une précipitation, l'isotope lourd sera préférentiellement enlevé et la vapeur résiduelle se trouvera encore enrichie en ^{16}O . Cette même vapeur, transportée dans les régions plus froides encore, va à nouveau se condenser et donner une nouvelle précipitation et ainsi de suite. Chaque fois le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ diminuera dans la vapeur résiduelle. L'appauvrissement maximum observé sur les calottes polaires atteint 5%.

Cette propriété de fractionnement peut-être utilisée pour mesurer les variations du volume des glaces. En effet, lorsque la température de la Terre diminue, le volume des glaces augmente aux pôles et sur les montagnes. Quand ce volume augmente, il y a stockage de ^{16}O dans la glace car celle-ci est constituée par des précipitations enrichies en ^{16}O , et l'océan s'appauvrit corrélativement en ^{16}O pour s'enrichir en ^{18}O . La mesure des fluctuations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau de mer permet donc de mettre en évidence les variations dans le volume des glaces.

La mesure des fluctuations $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

On a eu l'idée d'étudier ce rapport dans des foraminifères, micro-organismes vivant généralement dans le plancton des eaux superficielles de l'océan et dont les coquilles calcaires – ou tests – se sédimentent sur le fond de la mer à leur mort. En mesurant le rapport isotopique de l'oxygène des coquilles présentes dans une pile de sédiments, on peut en déduire le rapport dans l'eau de mer et en suivre l'évolution au cours du temps. En fait, cette reconstitution est délicate et exige certaines précautions. Lors de la précipitation du CaCO_3 par l'organisme, il y a un *fractionnement isotopique** dont l'intensité dépend de l'espèce de foraminifère et varie avec la température de l'eau où vit ce foraminifère. Il faut donc éliminer l'influence de ces deux facteurs pour restituer correctement la composition isotopique de l'eau de mer. Dans la poursuite des recherches sur cette question, cette élimination ne s'est pas faite en un jour. On a d'abord éliminé l'influence des espèces en travaillant toujours avec la même espèce, par exemple *Globigerinoïdes sacculifer*. On a ensuite restreint l'étude aux (rares) espèces vivant en eaux profondes (espèces benthiques), là où la température de l'eau de mer reste constante autour de 2°C. Enfin, on a montré que les courbes de variation construites à l'aide d'espèces benthiques et planctoniques étaient rigoureusement parallèles, établissant du même coup que les fractionnement dus

aux variations de température étaient négligeables. Avec cet acquis, on levait toutes les contingences liées à la rareté des espèces benthiques et on pouvait dès lors utiliser cet outil sur des espèces planctoniques, plus communes, ce qui permettait d'étudier une plus grande variété de situations.

La mesure des rapports isotopiques se fait avec un spectromètre de masse et est conventionnellement rapportée à un échantillon de référence ou *standard*. On exprime la différence du rapport dans l'échantillon et dans le standard et on le divise par le rapport dans le standard. Ce procédé permet de prendre en compte les fractionnements isotopiques, différents d'un appareil à l'autre, dus à la mesure du rapport dans le spectromètre. Les standards choisis sont un échantillon moyen d'eau de mer (Standard Mean Ocean Water = SMOW) ou un carbonate (Pee Bee Belemnite = PDB) et la valeur est exprimée en ‰.

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{éch}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

On voit immédiatement qu'une valeur positive du $\delta^{18}\text{O}$ correspond à une valeur plus grande du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ que celle de l'eau de mer et donc à un enrichissement en ^{18}O par rapport à ^{16}O dans l'échantillon. Plus la valeur positive est élevée dans l'eau de mer, plus important est le volume des glaces, plus froid est le climat global. Inversement, plus la valeur est négative, plus petit est le volume de glace et plus chaud est le climat.

Variations climatiques

Un exemple typique de variation de $\delta^{18}\text{O}$ avec le temps est donné à la Fig. 6.1. Les profils obtenus en divers points de l'océan ont montré des allures parallèles, ce qui a confirmé le caractère général du phénomène. Les conclusions de ces études allaient révolutionner les connaissances sur les variations climatiques au Quaternaire. Là où les géographes physiciens avaient vu quatre glaciations, on pouvait maintenant distinguer et dater un nombre beaucoup plus grand de refroidissements suivis de réchauffements. Ce fut le point de départ d'une discipline nouvelle, la paléoclimatologie.

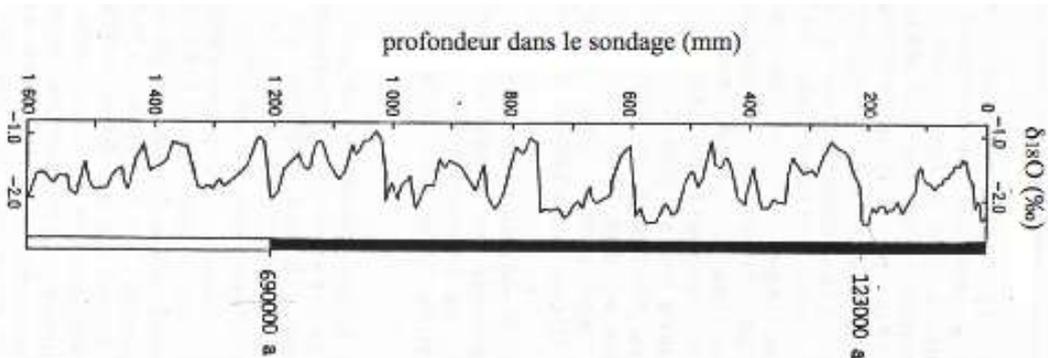


Figure 6.1 : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans un foraminifère planctonique *Globigerinoides sacculifer* dans une carotte de sondage de 1,6 m de sédiments océaniques accumulés pendant le dernier million d'années environ. Le pic à 123 000 ans marque le maximum positif de température du dernier interglaciaire. Les valeurs les plus hautes (proche de -1,0) marquent l'apogée des glaciations successives. Une centaine de milliers d'années environ séparent deux glaciations successives. La bande noire représente l'intervalle le plus récent de polarité positive du champ magnétique terrestre (époque de Brunhes) et la bande blanche qui la prolonge vers la gauche la période de polarité négative qui a précédé (époque Matuyama). Cette courbe est un jalon dans cette découverte : obtenue en 1973 par Shackleton et Opdyke, c'est la première du genre.

Parallèlement, l'analyse par des méthodes mathématiques (transformées de Fourier) des variations du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps montrait que celles-ci résultent de l'addition de plusieurs sinusoïdales dont les longueurs d'onde respectives sont 100 000, 53 000, 41 000, 22 000 et 19 000 ans. La mise en évidence d'une corrélation entre ces variations périodiques et les caractéristiques de l'*orbite terrestre* a constitué une nouvelle étape de la recherche.

Dans sa révolution autour du Soleil, la Terre subit en effet des fluctuations qui suivent des lois périodiques. L'*excentricité* de l'ellipse varie avec une période de 100 000 ans, l'*inclinaison* de son axe sur le plan de l'écliptique (à l'heure actuelle, 23°) oscille entre $21,5^\circ$ et $24,5^\circ$ en 41 000 ans et cet axe tourne (tange) par rapport aux étoiles sur un cercle qui est parcouru en 22 000 ans (*précession des*

équinoxes). Chaque année à la même date la Terre n'occupe donc pas exactement la même position par rapport au Soleil que l'année précédente : elle n'est pas à la même distance et, en un lieu donné, le Soleil n'est pas à la même hauteur sur l'horizon à midi. L'énergie thermique reçue du Soleil varie donc lentement au cours du temps. On a montré que l'accumulation de ces variations est à l'origine des grandes oscillations climatiques que sont les glaciations (Fig. 6.2). Cette théorie, proposée par Milankovic vers 1940, a reçu depuis une confirmation très convaincante grâce aux calculs du physicien belge A. Berger et aux observations des paléoclimatologues.

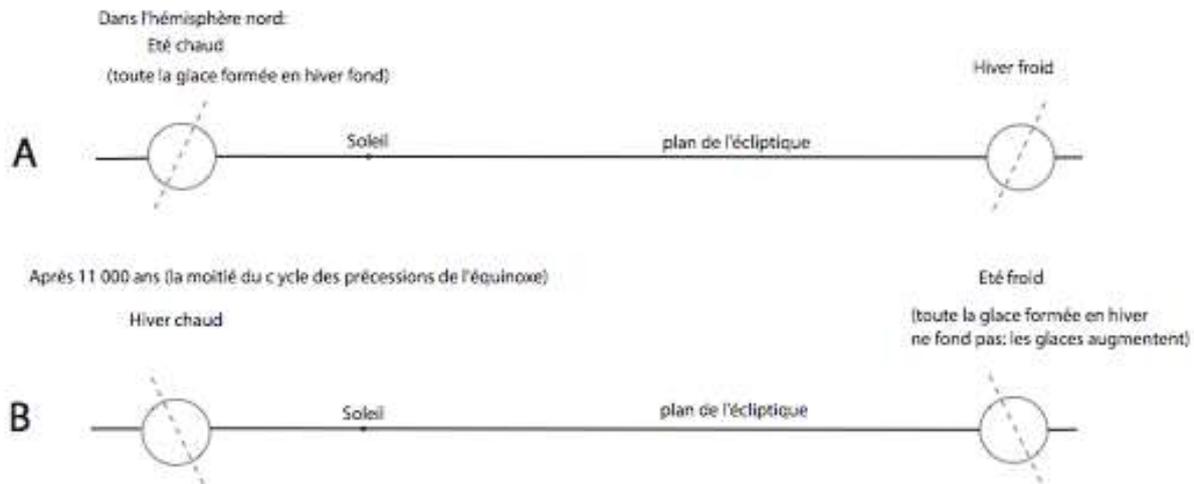


Figure 6.2 : Influence de la précession des équinoxes sur le climat. Situation schématique de la position de la Terre par rapport au Soleil pour deux valeurs de la précession des équinoxes (les variations de l'excentricité et de l'inclinaison, qui ont de plus longues périodes, sont négligées). En A, dans l'hémisphère nord, l'hiver est froid et l'été est chaud (proximité du Soleil) et la glace formée en hiver est fondue complètement. En B, 11 000 ans plus tard (la moitié de la période), l'axe de la Terre penche dans l'autre sens et l'été est devenu froid. Bien que l'hiver soit chaud, la température reste suffisamment négative pour que le volume de glaces formé n'en soit pas affecté. Cette glace formée en hiver ne fond pas complètement pendant l'été froid et le volume des glaces peut croître.

Changement du niveau des océans

La quantité d'eau contenue dans les glaciers continentaux est de $200 \cdot 10^{20}$ g, ce qui représente 1,46% de la quantité d'eau présente dans les océans ($13700 \cdot 10^{20}$ g). L'importance du réservoir d'eau gelée peut paraître dérisoire. Pourtant si on fondait complètement cette glace, on ajouterait à l'épaisseur moyenne de l'océan (3700 m) une couche d'eau de 54 m. Et si on laissait pleuvoir toute l'eau contenue dans l'atmosphère ($0,13 \cdot 10^{20}$ g), l'épaisseur ajoutée ne serait que de 3,5 cm. Notons en passant que cette fonte des glaces nécessite une élévation globale de la température de la mer. Compte tenu du *coefficient de dilatation thermique* de l'eau de mer ($2,6 \cdot 10^{-4}/^{\circ}\text{C}$), si le premier km de l'océan (10^5 cm) voit sa température s'élever de $0,6^{\circ}\text{C}$, l'élévation du niveau de la mer sera de $2,6 \cdot 10^{-4} \cdot 10^5 \cdot 0,6 = 15,6$ cm. On doit donc conclure que la fonte totale des glaces continentales élèverait le niveau des mers d'*au moins* 54 m, ce qui aurait comme conséquence de modifier de manière catastrophique la géographie des continents en immergeant les grandes plaines côtières.

Sans aller si loin, il est clair que le niveau de la mer dépend du volume des glaces continentales et que celui-ci est à son tour lié aux variations du $\delta^{18}\text{O}$. On peut donc mettre en relation ces dernières avec le *niveau moyen* des océans. C'est ainsi qu'un refroidissement par l'augmentation du volume des glaces va augmenter la proportion de ^{18}O dans l'océan et la valeur du $\delta^{18}\text{O}$. On a estimé qu'une augmentation de 0,1 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ correspond approximativement à une baisse de 10 m d'eau.

Le diagramme de la Fig. 6.1 représente la variation du $\delta^{18}\text{O}$ qui est donc corrélé à la variation du niveau des mers au cours du temps. Un maximum dans les valeurs négatives du $\delta^{18}\text{O}$, comme celui observé il y a 123 000 ans, correspond à une élévation maximum du niveau de la mer. On était alors dans la période la plus chaude entre deux glaciations.

Cette relation trouve une application intéressante dans l'interprétation de l'assèchement de la Méditerranée.

La crise de salinité de la Méditerranée

En forant à la recherche de pétrole dans les sédiments de la Méditerranée, on a rencontré des couches de sels (*éaporites*) intercalées dans les sédiments détritiques du Messinien, à la limite entre le Miocène et le Pliocène (voir en annexe l'échelle des temps géologiques). Ces couches se répartissent en deux groupes dont les âges moyens sont de 5,0 Ma et 5,3 Ma, âges obtenus par l'étude de la polarité magnétique des sédiments et leur comparaison avec la chronologie des inversions magnétiques (voir chap. 2). L'épaisseur totale des couches de sel est d'environ 1 km.

La formation d'un dépôt de sel exige un environnement très particulier : des lagunes en communication épisodique avec la mer où une forte évaporation peut se produire (il faut évaporer 90% de l'eau de mer pour que le sel précipite). Au Messinien, la Méditerranée devait donc être presque complètement asséchée.

Comment une telle quantité d'eau a-t-elle pu être évaporée ? La fig. 6.3 donne les *flux* d'eau entrant et sortant de la Méditerranée actuelle. On constate d'abord que le niveau est stationnaire car le flux entrant ($3,25 + 0,25 + 1,2$) est égal au flux sortant (4,7). Dans le flux entrant, 69 % est fourni par Gibraltar. Si on coupe Gibraltar, toutes choses étant égales, on constate qu'il faut $3,75 \cdot 10^6 / 3,25 \cdot 10^3 = 1154$ années seulement pour vider la Méditerranée par évaporation. Inversement, si on ouvre Gibraltar et que les conditions d'écoulement restent inchangés par rapport à ce qu'elles étaient avant la fermeture, on doit la remplir à nouveau complètement dans un temps équivalent. Le détroit de Gibraltar est donc un endroit très sensible du système.

Il se fait que ce détroit est un point de contact entre deux plaques tectoniques, les plaques africaine et européenne, et que celles-ci sont animées de mouvements convergents. Un léger déplacement vers le Nord peut refermer ce détroit et un léger glissement latéral peut le rouvrir.

Des indices indirects d'un abaissement du niveau de la Méditerranée pendant les périodes d'assèchement sont trouvés dans les vallées du Rhône et du Nil. Ces fleuves ont en effet creusé profondément leur vallée pour rattraper la diminution d'altitude de leur embouchure lors des phases d'assèchement. Des *canyons* profonds ont été découverts par des méthodes géophysiques sous les plaines alluviales de ces fleuves. Lors des épisodes de remplissage, la mer a envahi ces canyons et a déposé des sédiments loin à l'intérieur des terres. C'est ainsi que des coquilles d'organismes marins ont été trouvées en Egypte dans les alluvions du Nil aussi loin au Sud que le site d'Assouan.

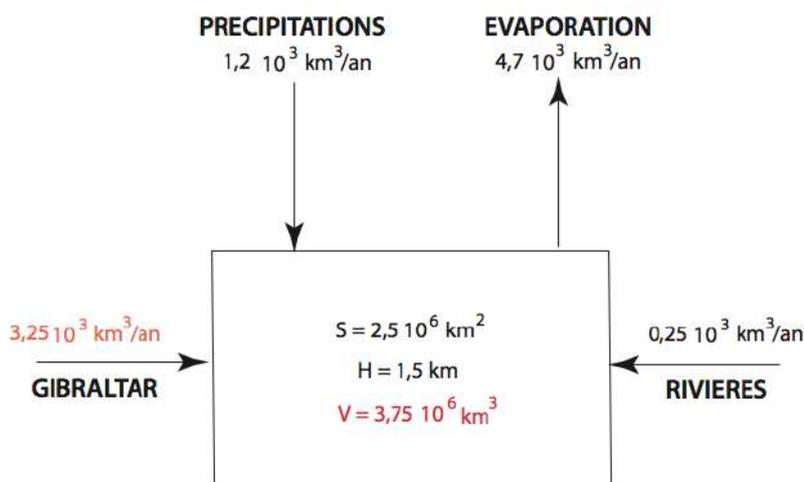


Figure 6.3 : Les dimensions du réservoir et les flux d'eau entrant et sortant de la Méditerranée

La quantité de sel qui se forme par évaporation est calculable connaissant la salinité 35 gr/l, la densité du sel 2 kg/l et la profondeur moyenne de la mer 1,5 km. Elle donne une hauteur de sel de 26 m ($1500 \times 0,035 \times 0,5$). Comme l'épaisseur totale des formations de sel est de 1 km, il faut donc évaporer 38 fois le volume de la Méditerranée pour constituer ces dépôts. Cela signifie-t-il que le détroit de Gibraltar s'est ouvert et refermé 38 fois en l'espace de 800 000 ans ? Probablement pas, car on peut difficilement imaginer des oscillations dans le mouvement des plaques avec une périodicité aussi courte.

Un mécanisme plus plausible peut être proposé : le détroit de Gibraltar constituait un *seuil*, une sorte de barrage périodiquement submergé par une élévation du niveau de l'Océan Atlantique, c'est-à-dire du niveau général des océans. Ce « débordement » remplit alors la Méditerranée. Au contraire, pendant les périodes de basses eaux, le seuil formait barrage et l'évaporation produisait un dépôt de sel dans la Méditerranée.

Si cette hypothèse est correcte, on doit trouver une relation entre la formation des évaporites, les variations du niveau des mers et les variations du $\delta^{18}\text{O}$.

La Fig. 6.4 montre cette relation. Les variations brutes de $\delta^{18}\text{O}$ sont figurées dans le graphique de gauche. Le lissage de cette courbe par des moyennes sur 3 et 5 points permet de mieux visualiser les variations de grandes ampleurs. Dans les deux graphiques voisins on observe une série de minima et de maxima. Les minima correspondent à de faibles valeurs du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, c'est-à-dire à un volume faible des glaces et à un niveau élevé de l'océan (situation à un interglaciaire). Inversement les maxima correspondent à des niveaux bas. On peut tracer une ligne de base (vers 2,17 ‰) qui figure le niveau de « débordement » : quand le $\delta^{18}\text{O}$ passe à droite de cette ligne, le niveau de la mer dépasse le seuil et il y a remplissage et dépôt de sédiments normaux. Au contraire, quand la valeur est à gauche de la ligne, il y a assèchement et formation d'évaporites. On notera que les deux épisodes d'évaporation sont clairement marqués. L'accord est assez remarquable et l'hypothèse du seuil est difficile à réfuter.

On remarquera néanmoins que vers 3.88 Ma il se produit encore un abaissement du niveau des mers, mais que celui-ci ne donne pas lieu à des évaporites. En fait, au Pliocène, le seuil de Gibraltar s'est abaissé pour laisser les courants de l'Atlantique pénétrer en Méditerranée. Des organismes vivant en mer profonde sont en effet fossilisés dans les sédiments pliocènes de la Méditerranée et de l'Atlantique. Le seuil était plus bas que le niveau minimum atteint lors de l'abaissement général du niveau des mers et, par conséquent, l'alimentation par le détroit n'a pas été interrompue.

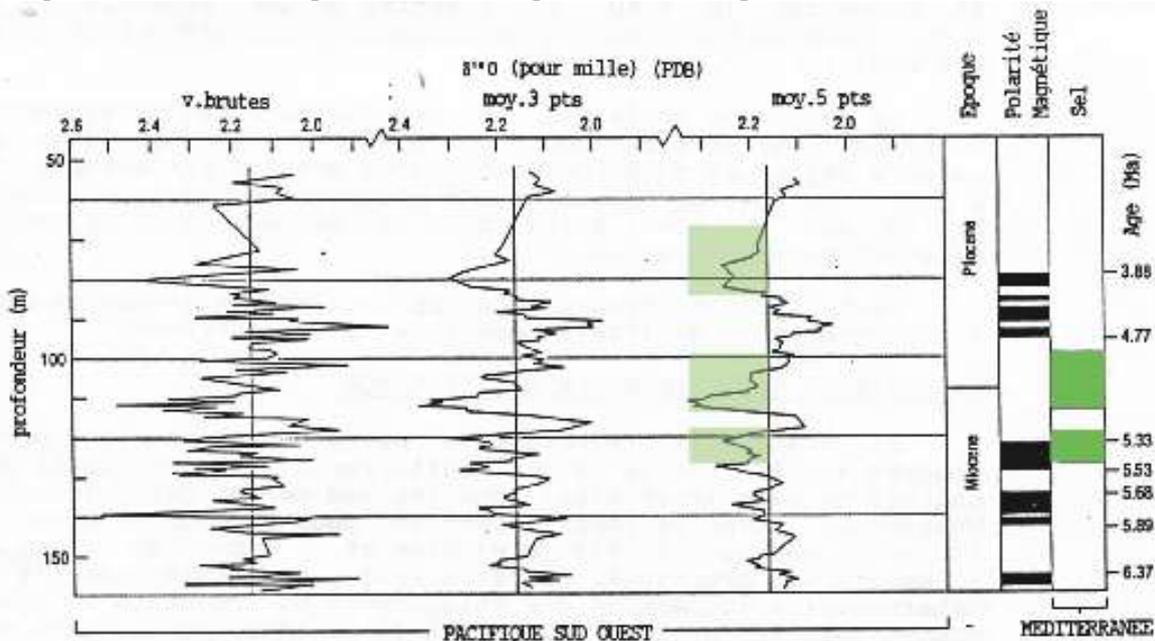


Figure 6.4 : Variation du $\delta^{18}\text{O}$ dans des foraminifères avec la profondeur dans un forage du Pacifique sud-ouest. On notera que le standard utilisé est le PDB, ce qui donne des $\delta^{18}\text{O}$ décalés d'une valeur systématique par rapport au SMOW. Les variations des valeurs brutes sont figurées sur le diagramme à l'extrême gauche. Un lissage de cette courbe est obtenu en considérant la moyenne glissante sur 3 et 5 points. A droite est figurée l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre et les épisodes de dépôt des évaporites en Méditerranée (d'après Wright et al, 1989)

L'histoire des crises de salinité de la Méditerranée est un bel exemple de recherches pluridisciplinaires. Elle a impliqué les géologues pétroliers, les stratigraphes, les micropaléontologues, les géodynamiciens, les géologues marins et les géochimistes isotopistes.

Chapitre 7

Steno, Hutton, Lyell, Darwin, Kelvin et Rutherford : regards sur le chemin parcouru

Pour Aristote et les Grecs, la Terre n'a pas d'âge, elle est éternelle. Certes les philosophes grecs avaient observé qu'elle se dégradait par érosion mais, pour eux, cette modification devait être compensée par des processus de réjuvenation continus.

Avec le Christianisme, le problème s'est posé dans d'autres termes. Il y a en effet « création ». La Genèse établit qu'«Au commencement, Dieu créa les cieux et la Terre. ». Il faudra 6 jours pour que le processus soit achevé avec la création de l'homme. Pour connaître l'âge de la Terre, il suffit donc d'additionner les âges des descendants d'Adam jusqu'au Christ. Quoique très simple dans son principe, ce n'est cependant pas une mince affaire. Le chiffre obtenu est finalement le dimanche 23 octobre 4004 av. JC. Cet âge est proposé par *James Ussher* : un savant évêque anglican, Chancelier du Trinity College, de Dublin, très érudit, ce qu'il devait être pour compter les âges des descendants d'Adam dans les diverses versions de la Bible, en se jouant des pièges des changements de calendriers et autres traquenards subtils, comme la durée des cycles astronomiques. Deux mille pages en témoignent.

Nous sommes en 1650, année de la mort de Descartes, 8 ans après celle de Galilée. Ce n'est pas le premier essai (la méthode est en effet très simple pour un croyant qui dispose de la vérité révélée). Ussher a eu des prédécesseurs, comme par exemple St Theophilus d'Antioche, St Basil le Grand au IV^e siècle, et même Képler quelques années avant lui. Mais Ussher propose la première démarche que l'on peut qualifier de scientifiquement rigoureuse dans le contexte de l'époque.

Ce qui frappe c'est évidemment la synergie étroite entre science et religion. Synergie qui va influencer toute la démarche scientifique pendant quelques 200 ans, comme nous allons le voir.

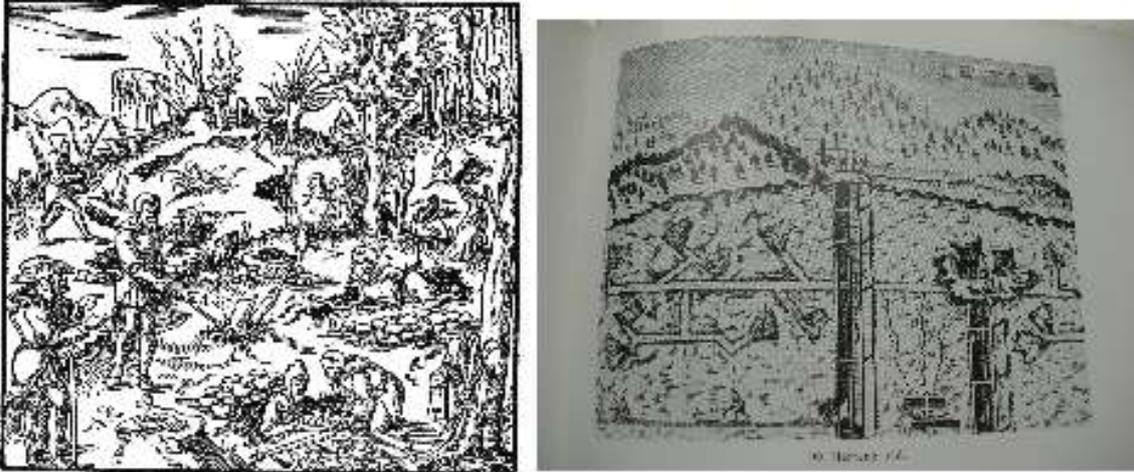


Figure 7.1: Planches illustrant "De Re Metallica" d'Agricola. A gauche, divers procédés de prospection (échantillonnage, tranchées, baguettes de sourcier, etc.). A droite, coupe schématique dans des travaux miniers montrant les puits, les galeries et les tailles.

A cette époque, où en sont les connaissances sur l'origine de la Terre ? Où en est la géologie ? La science géologique est embryonnaire, les idées sur les concepts généraux sont peu évoluées. Les théories d'Aristote dominant. On peut citer cependant Albert le Grand au 13^e siècle. Il étudie les sols et progressivement s'intéresse à leur relation avec d'autres phénomènes naturels. Dans un tout autre domaine, les mineurs prospectent et extraient du minerai depuis des millénaires sans trop se soucier d'un modèle d'évolution globale. En 1556, Georgius Agricola publie « De Re Metallica », un ouvrage monumental, fondateur de la minéralogie, de la sidérurgie et de l'exploitation minière (comme on peut le voir sur ces images illustrant la prospection minière, les moyens de descente dans des puits et la coupe schématique d'une mine)(Fig. 7.1). Mais on n'y parle guère de processus géologiques, encore moins de l'origine de la Terre.

Steno : la première approche scientifique

Pourtant, en 1669, dix-neuf ans après Ussher, un jeune ecclésiastique danois, Niels Stensen, plus connu sous son nom latin de Steno, descend en Toscane au service de grand Duc Ferdinand II Médicis. Celui-ci, grand amateur de sciences, est le fondateur de la première société scientifique européenne à utiliser la méthode expérimentale, « L'Academia del Cimento », en 1657, trois ans avant la Royal Society de Londres.

Steno réalise une série d'observations sur les roches de Toscane (notamment le rocher qui supporte la ville de Volterra). Il publie à 28 ans un ouvrage (Prodrome) où il est le premier à comprendre la signification d'un banc horizontal de roche : il s'agit, dit-il, d'un dépôt dans l'eau de petites particules en suspension. Quand cette couche comprend des coquilles, celles-ci sont d'origine marine (et ne sont pas des jeux de la nature comme on les considérait jusqu'alors) ; donc la mer était là au moment du dépôt ! Une succession de couches résulte de dépôts successifs, de plus en plus jeunes vers le haut, ce qui implique la persistance de la mer à cet endroit ou son retour périodique.

Steno ne manque pas d'observer (Fig. 7.2) que les couches ne sont pas toujours horizontales mais qu'il y en a qui sont inclinées : il explique cela dans un schéma très simple : des couches horizontales se forment ; des cavernes s'y développent, puis s'effondrent ; et les couches supérieures se cassent et s'inclinent ; la mer revient ensuite et sédimente de nouvelles couches dans lesquelles se forment à nouveau des cavernes, et ainsi de suite.

Steno ébauche ainsi une notion primordiale, le caractère récurrent des phénomènes, plus tard on dira « cyclique ». Nous y reviendrons.

Il est passionnant de lire Steno car il explique toute sa démarche depuis l'observation jusqu'à la déduction. Il est réellement un modèle de démarche scientifique. Malheureusement, il ne continuera pas ses études géologiques : il retourne au Danemark, devient évêque et meurt en 1686 à 48 ans.

Ses recherches ne mettent nullement en doute les écritures : « Scriptura et Natura consentiunt » dit-il. Si bien que quand son raisonnement scientifique butte sur une incohérence, bref quand il ne comprend plus, il cherche la solution dans la Bible et déclare : « Natura tacet, Scriptura loquitur ».

Thomas Burnet :

Quoique publiées, ses recherches ne modifieront cependant pas notablement les vues de ses contemporains. Voici par exemple la représentation de l'histoire de la Terre vue par un autre ecclésiastique Thomas Burnet (1635-1715). C'est le frontispice de l'édition de 1681 (15 ans après Steno) (Fig. 7.3).

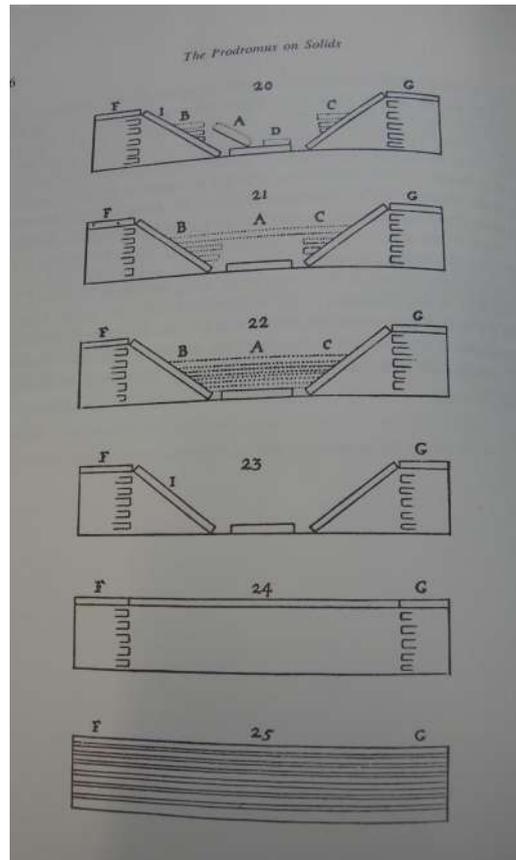


Figure 7.2: Evolution d'une série sédimentaire calcaire selon Steno. L'évolution se lit de bas en haut. Une série de bancs horizontaux (25) est excavée par une grotte (24) dont le toit s'effondre pour donner des couches inclinées (23). La mer revient et redépose une nouvelle série de calcaires (22), dans laquelle se forme une nouvelle grotte (21) dont le toit s'effondre (20) à son tour.

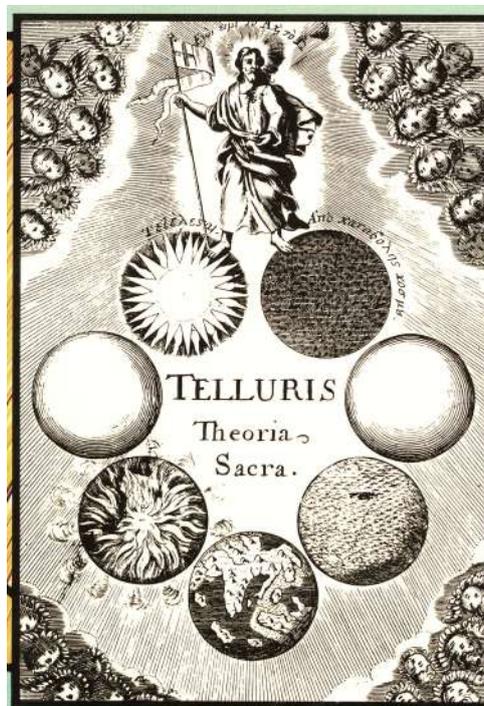


Figure 7.3: Frontispice de l'édition de 1681 de « Telluris Theoria Sacra » de Thomas Burnet (1635-1715).

Notez d'abord les chérubins qui nous mettent bien à l'époque baroque.

- (1) Jésus pose le pied gauche sur une Terre chaotique, figurée par un entrelacs de particules sombres.
- (2) La Terre est créée sans aucune imperfection à la surface, avec à l'intérieur, dit-il, une succession de couches concentriques de densité croissante vers le centre.

- (3) Le déluge efface nos péchés et inonde la Terre, à l'exception de l'Arche de Noé.
- (4) Les eaux se retirent et montrent le résultat des convulsions de la Terre: c'est son état actuel
- (5) Comme annoncé par les prophètes, la Terre sera consumée par le feu
- (6) Le dépôt des suies et des cendres rendra à nouveau une Terre parfaite sur laquelle le Christ régnera 1000 ans.
- (7) Finalement après le jugement dernier, la Terre cesse d'être le domaine des hommes et devient une étoile.

Thomas Burnet était en correspondance avec Newton, son contemporain, et sa théorie tenait compte des acquis de la science du moment, comme par exemple la densité croissante des couches concentriques vers l'intérieur.

Il faut ici ouvrir une parenthèse et constater l'énorme décalage entre la physique et la géologie. Newton, sur la base des travaux de Copernic puis de Képler, a énoncé le principe de la gravitation universelle : on comprend dès lors comment fonctionne le système solaire et on peut prédire avec une grande précision la position des planètes, les éclipses etc. Du côté de la géologie, on est loin de prétendre au statut de science.

James Hutton : le fondateur de la géologie

Il faut encore un siècle pour qu'apparaisse James Hutton (Fig. 7.4), écossais, médecin puis agronome et fermier. Il participera au creusement de canaux et récoltera une longue série d'observations de terrain. Hutton est le premier géologue qui a compris la signification des *discordances angulaires* de stratification (cfr . Chapitre 4 et Fig. 4.5) : cette structure matérialise la séparation entre deux cycles géologiques. Pour lui, un continent résulte de la superposition d'une série de cycles, l'évolution est cyclique.

À l'âge de 62 ans, en 1788, il publie un article dans le premier numéro des Transactions de la Royal Society of Edinburgh. Et il peut dire dans les conclusions « nous ne voyons aucune trace d'un commencement et aucun indice d'une fin ». « we find no vestige of a beginning, no prospect of an end » Merveille de concision, merveille de lucidité. Très clairement Hutton voit dans ces cycles une succession de mondes.

L'histoire de la Terre se fait donc sans référence à une création, ni à une fin du monde. Il y a là rupture très nette entre science et religion. Il y a là aussi acte fondateur de la géologie en tant que science.

Hutton est convaincu qu'un cycle géologique prend du temps. L'érosion, phénomène qu'il peut observer dans la nature actuelle, est extrêmement lente. Combien faut-il de temps pour araser une chaîne de montagne ? 100 000 ans, 1 million d'années, 10 millions, personne ne peut donner à cette époque ne serait-ce qu'un ordre de grandeur. Mais il est clair qu'il faut un certain temps.

En appliquant le concept de cycle forgé par Hutton, les géologues s'aperçoivent vite qu'un continent comme l'Europe a subi au moins 4 cycles géologiques.

On entre ainsi dans ce qu'on va appeler le temps profond (les *abysses du temps*) par opposition au temps court de Ussher et, a fortiori, aux 6 « jours » de la création.

On entre alors dans le XIXe siècle. La géologie fait des progrès rapides partout. En Allemagne, Werner fait école ; von Humbolt parcourt le monde. En France, Cuvier fonde la *paléontologie*, science des fossiles, qui permet d'établir la stratigraphie c'est-à-dire l'ordre de succession des couches et des espèces fossiles qui les caractérisent.



Figure 7.4: A: James Hutton (1726-1797); B: Charles Lyell (1797-1875)

On cartographie partout en Europe (d'Omalius d'Halloy - un namurois - est chargé par Napoléon de dresser la première carte géologique de France en 1813). André Hubert Dumont, géologue liégeois, recteur de l'université, réalise la première carte géologique de la Belgique et des régions avoisinantes en 1849. C'est une merveille de précision et d'exactitude

En Grande-Bretagne, la géologie est une sorte de sport national dans lequel excellent surtout les « clergymen », comme Playfair, Sedgwick (professeur de Darwin à Cambridge), Buckland. Tous pratiquent ce que l'on appelle la « natural theology » ou « physico-théologie. On voit clairement la volonté de lier étroitement religion et sciences naturelles chez, par exemple, Buckland, qui en 1820, écrit « *Vindiciae Geologiae : the connexion of geology with religion explained* ».

Lyell et les Principes de la Géologie

Le personnage le plus marquant en géologie est cependant Charles Lyell (Fig. 7.4). Il poursuit la démarche de Hutton et établit le premier traité de Géologie en 1832. Il y en aura 12 éditions. Il met de l'ordre dans tous les concepts et le frontispice de sa première édition montre un schéma étonnamment moderne des relations entre les différents types de roches, avec des discordances stratigraphiques séparant plusieurs cycles (Fig. 7.5)

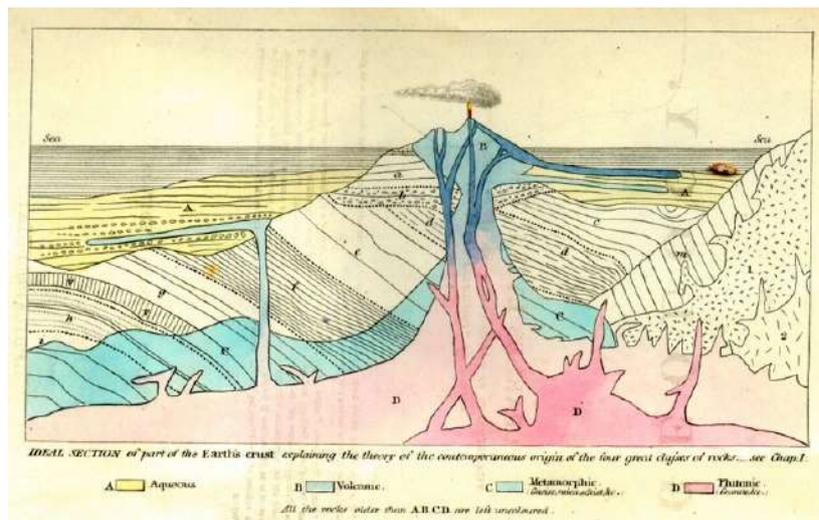


Figure 7.5: Frontispice de la première édition (1830-1833) de « Principles of Geology » de Charles Lyell (1797-1875)

Lyell tente aussi d'évaluer la durée des phénomènes géologiques : en 1843, il visite le volcan Etna et comprend que la montagne résulte d'un empilement de coulée de laves. Il peut alors évaluer la quantité de laves produites par unité de temps (on possédait en effet déjà un calendrier précis des éruptions

volcaniques historiques et on pouvait évaluer le volume de lave produit à chaque éruption). Lyell évalue ainsi l'âge de l'Etna à plusieurs centaines de milliers d'années.

De plus, il observe, à sa grande surprise, que les laves les plus anciennes de l'Etna reposent sur des terrains sédimentaires qui contiennent des fossiles quasi identiques aux espèces actuelles. Il est donc forcé d'admettre que l'évolution paléontologique est très lente, puisque rien de très perceptible ne se produit en plusieurs centaines de milliers d'années. L'évolution des espèces fossiles prend donc un temps considérable. On est loin des 4004 années de Ussher. On est vraiment dans les abysses du temps.

Darwin contre Kelvin : la thèse et l'antithèse

C'est dans ce contexte que Darwin apparaît (Fig. 7.6). Darwin est le contemporain de Lyell et il adhère tout à fait à ses vues sur la géologie. Il sait de quoi on parle, car, avant d'être biologiste, il a été le géologue embarqué sur le Beagle pour un tour du monde. Ses premières publications scientifiques sont d'ailleurs relatives à la géologie.

En 1859, Darwin, devenu entre temps biologiste, publie « De l'origine des espèces », et il accepte le Temps Profond, les « abysses du temps » que propose la théorie des cycles géologiques successifs. Il a besoin en effet d'un temps très long pour que l'évolution fonctionne. L'évolution n'avance en effet que par des changements infiniment petits. Elle ne peut donc avancer que très, très lentement.

Sa théorie à l'époque est cependant entachée de nombreuses incertitudes et approximations, et reste trop fragile pour convaincre toute la communauté scientifique. Darwin est en particulier confronté au plus grand physicien de son temps, William Thompson, mieux connu sous le nom de Lord Kelvin (Fig. 7.6), qui est seulement de 15 ans plus jeune que lui. Kelvin est un génie de la physique, inventeur notamment du second principe de la thermodynamique et du zéro absolu. Figure de proue de la science, grand animateur des sciences de son temps, super-mandarin.

Pour lui, la Terre au départ était une sphère de magma liquide à une température avoisinant 1000°C. Cette sphère s'est refroidie progressivement pour finalement ne donner que la faible chaleur qui en sort actuellement. Le flux thermique que l'on mesure de nos jours (1°C d'augmentation par 30 m de profondeur) est le point d'aboutissement de ce processus.

Le calcul du temps mis à ce refroidissement est possible par la physique, mais le problème est complexe. Pour arriver à une solution, il faut disposer des équations de propagation de la chaleur par diffusion et par convection, et de nombreux paramètres comme par exemple la nature et le volume des roches qui constituent l'intérieur de la Terre ainsi que leur conductibilité thermique. Kelvin travaillera cette question tout au long de sa carrière et il en perfectionnera la solution au fur et à mesure des progrès faits dans la connaissance des processus et dans la valeur des paramètres : l'âge de la Terre passe ainsi de 400 millions d'années en 1863 (4 ans après « L'origine des espèces » !) à 20 à 50 Ma à la mort de Darwin en 1882, et à 24 Ma en 1897 !

On peut dire que Darwin et les géologues ont eu la vie dure pendant cette longue période, car ils ont été sans arrêt confrontés au plus grand savant de l'époque. Si une situation pareille se présentait de nos jours, on couperait probablement les subsides de recherche aux géologues et la géologie disparaîtrait.

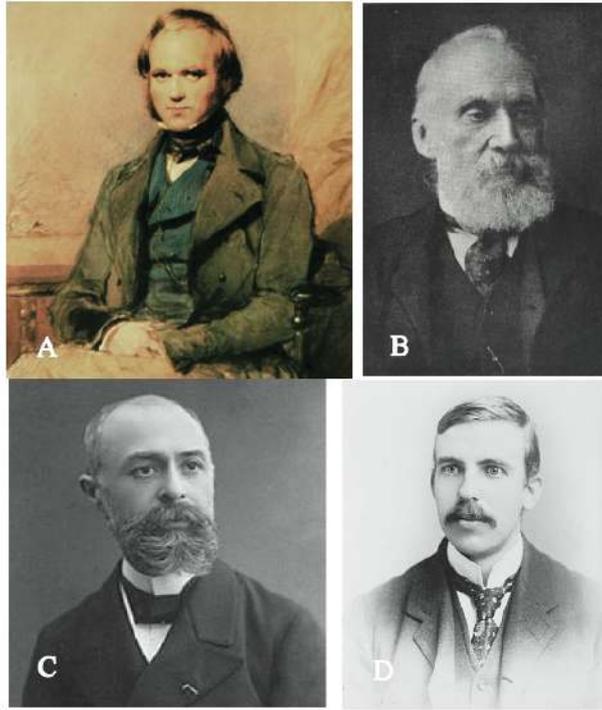


Figure 7.6: A: Charles Darwin (1809-1882); B: Lord Kelvin (William Thomson) (1824-1907); C: Henri Becquerel (1852-1908); D: Ernest Rutherford (1871-1937)

Kelvin s'opposait de toute évidence au temps profond et il faisait, consciemment ou non, le jeu des créationnistes.

Rutherford : la synthèse

24 Ma en 1897. Un an avant, en 1896, Becquerel, un physicien français, découvrait la radioactivité et cette découverte allait bouleverser non seulement la physique mais toutes les sciences, y compris la géologie (Fig. 7.6).

La désintégration de certains éléments chimiques dits radioactifs, comme l' ^{238}U , produit en effet de l'énergie qui se transforme en chaleur. C'est l'énergie nucléaire. Or, la Terre contient dans sa composition chimique une quantité non négligeable d'éléments radioactifs (l'Uranium, le Thorium, le Potassium, etc.), qui par désintégration produisent de la chaleur et ralentissent par conséquent le refroidissement que calcule le modèle de Kelvin. La Terre doit donc être beaucoup plus vieille que ce que Kelvin prédit.

Rutherford a 33 ans en 1904 lorsqu'il présente une communication à la Royal Society de Londres pour réfuter le modèle de Kelvin (Fig. 7.6). Agé de 78 ans, celui-ci est dans l'assemblée. Dans son exposé Rutherford a l'intelligence de rappeler que Kelvin avait eu soin d'associer à ses conclusions une condition restrictive : qu'il n'existe aucune autre source d'énergie que celles connues alors. Or Rutherford invoque précisément cette nouvelle source d'énergie. L'honneur de Kelvin était sauf, et l'on vit, paraît-il, son visage s'illuminer d'un large sourire.

La paix était faite : grâce à Rutherford, les géologues voyaient leurs thèses sur le Temps Profond confirmées. Pour les biologistes, les théories de Darwin résistaient à la réfutation et étaient ainsi validées.

Le chronomètre de la radioactivité

Cette radioactivité permettait, non seulement de réfuter le modèle de Kelvin, mais ouvrait également la possibilité de mesurer l'âge de la Terre. Les isotopes radioactifs ont en effet une propriété très intéressante : en même temps qu'ils produisent de l'énergie, ils engendrent d'autres éléments. Par exemple l' ^{238}U engendre du ^{206}Pb .

Cette désintégration se fait selon la loi très simple de *Rutherford-Soddy*. Pour un nombre d'atomes radioactifs parent P , le nombre d'atomes qui se désintègre par unité de temps dt est proportionnel au nombre d'atomes présents au temps t

$$-\frac{dP}{dt} = \lambda P \quad (\text{loi de Rutherford-Soddy})$$

dans laquelle λ est une constante, caractéristique de l'élément (constante radiogénique). C'est un nombre très petit mais mesurable avec grande précision.

Il vient:

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

qui par intégration donne :

$$-\int_0^t \lambda dt = \int_{P_0}^P \frac{dP}{P}$$

Entre des temps de départ t_0 et d'arrivée t où on a un nombre P_0 au départ et P à l'arrivée, cette équation se résout en :

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Si D est le nombre d'atomes produits par désintégration, on a évidemment

$$P_0 = P + D$$

et en substituant dans (1) on a $\ln P = -\lambda t \ln(P + D)$, qui devient $\ln P = -\lambda t \ln(P + D)$, et finalement :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{P + D}{P}\right) \quad (2)$$

Dans le cas présent, le parent P est ^{238}U et le descendant D est du ^{206}Pb . L'équation (2) devient cette formule très simple :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{^{238}\text{U} + ^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)$$

Il suffit donc de mesurer les contenus en isotopes de l'U et du Pb dans un système pour en connaître l'âge.

Voici un exemple de mesure sur zircons, un minéral en trace dans les granites (Fig. 7.7). Sur des grains d'environ 0.1 mm de long, on peut, avec les moyens sophistiqués de la chimie analytique actuelle, mesurer, sur des spots de quelques microns de diamètre, les quantités d'isotopes de l'U et du Pb, et en déduire l'âge de cette partie du zircon. Dans ce cas présent, le cœur a un âge de 1162 Ma et la bordure de 710 Ma. Le zircon central, s'est formé dans un granite à 1162 Ma. Ce granite a été ensuite altéré, le zircon (minéral résistant) a été libéré, transporté et sédimenté avec des matériaux terrigènes. Dans le cycle suivant, à 710 Ma, cette roche a été métamorphisée jusqu'à l'anatexie, elle a fondu partiellement pour donner un nouveau granite qui a à son tour cristallisé un nouveau zircon (à 710 Ma). Certains grains de zircon (à 1162 Ma) de la roche métamorphique ont cependant échappé à la dissolution anatectique et ont été re-nourris à 710 Ma pour former la bordure du grain (à 1162 Ma). Il est ainsi possible de mesurer les âges de matériaux impliqués dans plusieurs cycles géologiques.

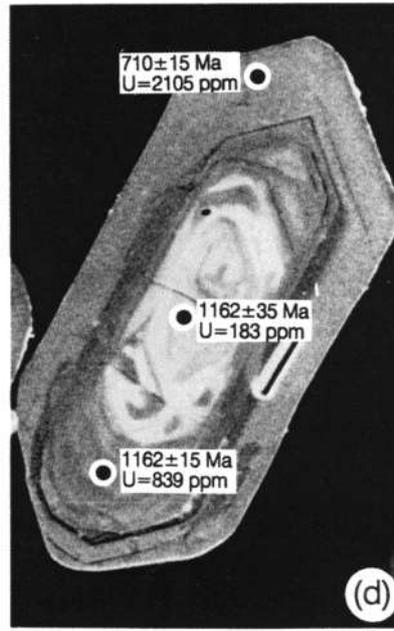


Figure 7.7: Microphotographie d'un grain de zircon zoné. La longueur du grain est de 100 μm . Le grain a été sectionné pour révéler sa structure interne. Un cœur de structure complexe est limité par les faces bien formées. Ce cœur est entouré par une bordure homogène. Les cercles blancs indiquent les points analysés par une microsonde couplée à un spectrographe de masse (SHRIMP)

On voit donc de quelles puissantes méthodes les géologues disposent maintenant pour mesurer l'âge des roches !

Plusieurs couples Parent-Descendant existent dans la nature, chacun avec sa constante radiogénique et ses propriétés chimiques différentes dans des minéraux et des roches très variés. Il s'agit de $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$; $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$; $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$; $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$; $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$; $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$, etc.

Il y a donc une grande variété de chronomètres possible à notre disposition. Leur étude et leur utilisation font l'objet d'une discipline distincte et en plein développement, la Géochimie isotopique.

Le calendrier de la Terre

A l'heure actuelle on peut évaluer à 4.57 Ga l'âge de la Terre et des météorites (matériau fondamental du système solaire) ;

4.36 Ga (le plus vieux zircon et le premier granite) ;

4.30 Ga (eau à la surface),

4.04 Ga (le plus vieux morceau de continent ayant subsisté),

3.83 Ga (le plus vieux sédiment Isua, Groenland)

Les plus anciennes traces/souçons de vie, à ca. 3.5 Ga ... mais il n'est pas exclu que la vie ait commencé avant 4.3 Ga (car l'eau est déjà là !)

Si on représente l'histoire de la Terre en 24 heures, la vie ne laisse des macrofossiles qu'à partir du Cambrien vers 18 h ; l'homme arrive dans les 17 dernières secondes, mais la vie a évolué depuis 6 h du matin, peut-être même depuis 1 h du matin.

En guise de conclusions ou d'incitation à prolonger la réflexion, je tenterais de dégager les trois points suivants :

- Science et religion s'interpénètrent étroitement jusqu'au milieu du XIXe siècle. C'est le « *natura et scripturae consentiunt* » de Steno. Cette liaison a-t-elle porté préjudice au développement de la géologie ? Un réflexe de libre-penseur conduirait à répondre par l'affirmative. Mais c'est peut-être aller un peu vite. Il semble quand même que la science a pu se développer librement tant qu'elle n'entraîne pas en conflit avec les écritures. Avec le « *Natura tacet, scriptura loquitur* » de Steno, c'est quand on ne comprend plus avec la science que la religion est évoquée. Si conflit il y a eu, c'est cependant la science qui a progressé et obligé la religion à reculer et à assouplir les dogmes. La religion a certainement pesé dans la démarche

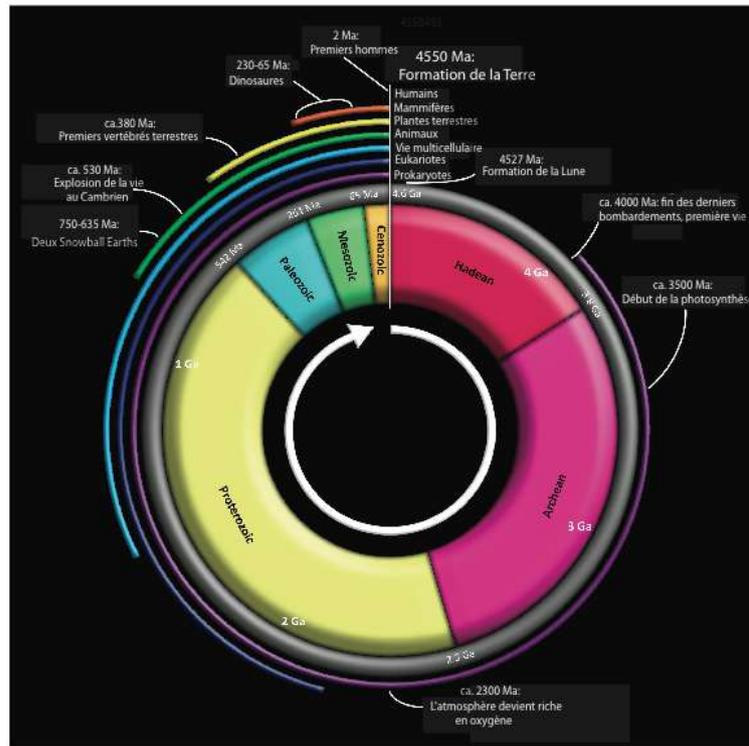


Figure 7.8 : L'histoire de la Terre racontée en 24 heures.

scientifique mais peut-être pas toujours avec des effets négatifs. Rappelons-nous qu'au début du XIXe siècle, ceux qui ont fait le plus progresser l'observation de la nature en Grande-Bretagne étaient des clergymen !

- Les créationnistes ne semblent pas connaître Hutton. Cependant, c'est lui qui a émis le premier l'hypothèse qui envisage l'absence de création et de jugement dernier. Dans son modèle, il n'y a pas vestige d'un commencement ni indice d'une fin, et cependant tout fonctionne parfaitement. En toute logique, c'est Hutton, plutôt que Darwin, qui devrait être la principale cible des créationnistes.

- On ne peut pas prévoir quelle sera la prochaine découverte scientifique ni quelle sera son importance. Le conflit Darwin-Kelvin est à cet égard exemplaire. Il s'achève avec la découverte de la radioactivité comme source d'énergie et moyen de datation absolue, découverte totalement inattendue par chacune des parties.

C'est peut-être le message le plus important que ce chapitre voudrait laisser, particulièrement en ces temps de morosité où une certaine science est mise en doute. Nous ne connaissons pas la prochaine découverte scientifique. A condition de continuer à soutenir la science, en encourageant la jeunesse à l'étudier et en la subsidiant correctement, on peut espérer qu'elle apportera un remède à quelques-uns de nos maux et de nos angoisses. Nous devons aussi admettre ou nous rappeler que ce que nous connaissons est infiniment petit par rapport à ce qui reste à découvrir.

Glossaire

Atomes: Les atomes ou nuclides sont traditionnellement décrits en spécifiant le nombre de protons et de neutrons présents dans le noyau. Le nombre de protons (Z), appelé aussi nombre atomique (numéro d'ordre des cases du tableau périodique des éléments, ci-dessous), correspond au nombre d'électrons extérieurs au noyau dans un atome neutre. La somme des neutrons (N) et des protons (Z) vaut le nombre de masse (A), appelé ainsi parce que à peu près égal à la masse atomique. Symboliquement l'atome (ou nuclide) sera noté ${}^A_Z E$ ou plus simplement ${}^A E$. Exemple: ${}^{238}_{92} U, {}^{235}_{92} U, {}^{12}_6 C, {}^{13}_6 C, {}^{18}_8 O, {}^{16}_8 O, etc$

Astéroïde : Un astéroïde est un petit corps du système solaire de forme irrégulière et de dimensions variant de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres. Quand ces petits corps entrent dans l'atmosphère terrestre, ils deviennent des météorites. Une grande partie des astéroïdes évolue sur une orbite située entre Mars et Jupiter : la ceinture d'astéroïdes. Un autre groupement important est situé au-delà de l'orbite de Neptune : la ceinture de Kuiper. Des astéroïdes célèbres sont Cérès et Vesta.

Carbonifère : Période géologique de l'ère primaire ou paléozoïque (voir ci-dessous l'échelle des temps géologiques « Geological Time Scale »)

Cation : Un cation est un ion (atome ou groupe d'atomes électriquement chargés) qui, ayant cédé un ou plusieurs électrons, porte une ou plusieurs charges électriques positives. On l'appelle ainsi car il est attiré, lors d'une électrolyse, par l'électrode négative, nommée cathode. A l'inverse, un *anion* contient plus d'électrons que de protons.

Composition isotopique : Les proportions des isotopes (voir la rubrique) stables d'un élément peuvent varier d'un milieu à l'autre (roches, minéral, liquide, etc.) en fonction des processus physiques et chimiques dans lesquels l'élément a été impliqué. Les rapports de ces isotopes, déterminés par spectrométrie de masse, donnent des informations sur ces processus.

Euxinique : De Pont-Euxin qui désignait la Mer Noire chez les anciens grecs. Qualifie un milieu anaérobie (pas de présence d'O₂), dans lequel la vie sous-marine devient impossible.

Floculation : processus physico-chimique au cours duquel des matières en suspension dans un liquide s'agglomèrent pour former des particules plus grosses, généralement très poreuses, nommées floes. Les floes sédimentent généralement beaucoup plus rapidement que les particules primaires dont ils sont formés.

Fractionnement isotopique : expression signifiant qu'au cours de processus physiques ou chimiques les rapports isotopiques des éléments peuvent être modifiés.

Géante Rouge : Les étoiles de type solaire évoluent en géantes rouges lorsque l'hydrogène de leur centre est consommé et que s'intensifie la combustion de l'hydrogène renfermé dans les parties périphériques. Les réactions de fusion nucléaire commencent alors à consommer de l'hélium et la nucléosynthèse des éléments plus lourds (C, O, ...) peut alors se produire.

Hydrosphère : terme désignant l'ensemble des zones de la planète où l'eau est présente. Elle concerne aussi bien l'eau sous forme liquide (océans, fleuves, nappes phréatiques...), que sous forme solide (glaciers, banquise...) ou sous forme gazeuse (vapeur d'eau).

Isotopes: nuclides de même numéro atomique mais de masses atomiques différentes. Ces nuclides ont le même symbole (donc le même Z) mais ont des A différents. Ils diffèrent par le nombre de neutrons dans le noyau. On distingue les isotopes stables et les isotopes radioactifs. Les premiers ont des noyaux stables. Les seconds ont un noyau qui se transforme spontanément (sans apport d'énergie extérieure) en un noyau ou des noyaux dits radiogéniques, qui peut ou peuvent être stables ou radioactifs; cette

transformation est accompagnée d'un dégagement d'énergie sous forme d'un rayonnement et/ou de particules.

Liquide eutectical : Dans un mélange de plusieurs corps (comme une roche qui est un mélange de plusieurs minéraux), la température de fusion et la composition du liquide sont uniques (elles ne dépendent pas des proportions des corps). Cette température est inférieure à la température de fusion de chacun des corps. Ce point de transformation est un eutectique et le liquide qui se forme est eutectical.

Masse atomique : la masse d'un atome est proportionnelle (en première approximation) au nombre de masse. La masse élémentaire de référence, appelée unité de masse atomique, est à ce jour définie comme le douzième de la masse de l'atome de carbone 12 (12 nucléons).

Nombre de masse atomique (A): le nombre de particules (neutrons et protons) constituant le noyau de l'atome

Orogène : (du grec ορος: montagne) type de chaîne de montagnes résultant de contraintes compressives dans les continents.

Orogenèse : ensemble des processus de formation des types de chaînes de montagnes appelées orogènes.

Particules colloïdales : particules de dimensions intermédiaires entre le nanomètre et le micromètre. Lorsqu'elles sont dispersées dans un liquide on parle de suspension et non de solution. Les suspensions colloïdales sont intermédiaires entre les suspensions (particules plus grosses que le micromètre) et les solutions vraies (particules inférieures au nanomètre).

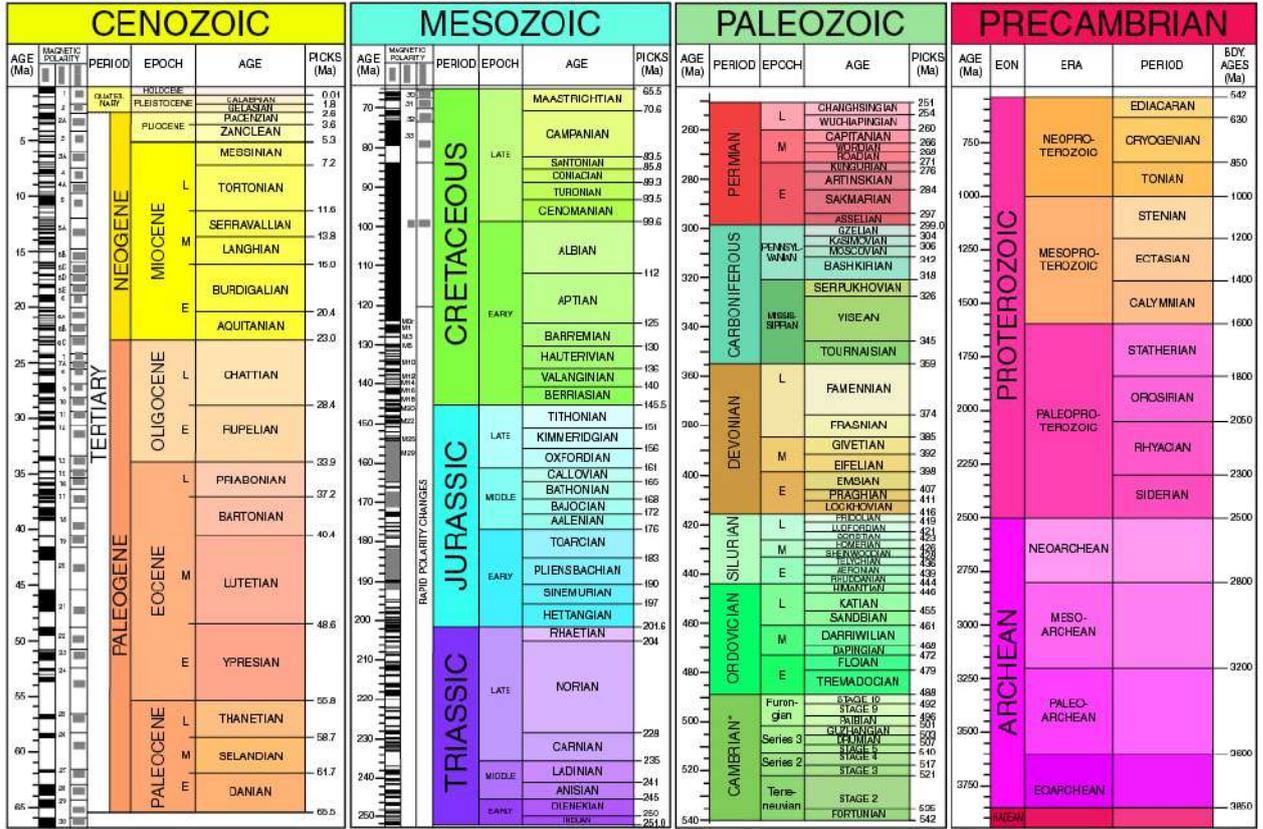
Permien : Période géologique au début de l'ère secondaire ou mésozoïque (cfr ci-dessous l'échelle des temps géologiques).

Ppm : part par million. Unité de mesure utilisée en géochimie. 1 ppm est équivalent à 1 g par tonne, ou à 0.0001%, ou à 1 mg/l. Sont aussi fréquemment utilisés le ppb (part par milliard) et le ppt (part par trillion).

Supernova : Ensemble des phénomènes liés à l'explosion d'une étoile qui s'accompagne d'une augmentation brève mais extrêmement grande de sa luminosité. Lors de cette explosion, il y a libération dans le milieu interstellaire des éléments chimiques synthétisés avant et pendant l'explosion.

Test : nom donné aux squelettes des micro-organismes comme les foraminifères et les radiolarites.

2009 GEOLOGIC TIME SCALE



*International ages have not been fully established. These are current names as reported by the International Commission on Stratigraphy. Walker, J.D., and Geissman, J.W., compilers, 2009, Geologic Time Scale: Geological Society of America, doi: 10.1130/2008.CTS004R00. ©2009 The Geological Society of America. Sources for nomenclature and ages are primarily from Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A., et al., 2004, A Geologic Time Scale 2004: Cambridge University Press, 589 p. Modifications to the Triassic time scale and the Cambrian origin of calcareous nanoplankton and dinosaurs: Geology, v. 34, p. 1008-1012, doi: 10.1130/G22967A.1; and Kent, D.V., and Olsen, P.E., 2006, Early Jurassic magnetostratigraphy and palaeolatitudes from the Hartford continental rift basin (eastern North America): Testing for polarity bias and abrupt polar wander in association with the central Atlantic magmatic province: Journal of Geophysical Research, v. 113, B06105, doi: 10.1029/2007JB005407.



Tableau Périodique des Éléments

1 IA New Original												13 IIIA						14 IVA	15 VA	16 VIA	17 VIIA	18 VIIIA 2	
1 H Hydrogène 1.00794	2 He Hélium 4.002602											5 B Bore 10.811	6 C Carbone 12.0107	7 N Azote 14.00674	8 O Oxygène 15.9994	9 F Fluor 18.9984032	10 Ne Néon 20.1797						
3 Li Lithium 6.941	4 Be Béryllium 9.012182											13 Al Aluminium 26.981539	14 Si Silicium 28.0855	15 P Phosphore 30.973761	16 S Soufre 32.065	17 Cl Chlore 35.453	18 Ar Argon 39.948						
11 Na Sodium 22.989770	12 Mg Magnésium 24.3050	21 Sc Scandium 44.955910	22 Ti Titane 47.887	23 V Vanadium 50.9415	24 Cr Chrome 51.9961	25 Mn Manganèse 54.938049	26 Fe Fer 55.8457	27 Co Cobalt 58.933200	28 Ni Nickel 58.6934	29 Cu Cuivre 63.546	30 Zn Zinc 65.409	31 Ga Gallium 69.723	32 Ge Germanium 72.64	33 As Arsenic 74.92160	34 Se Sélénium 78.96	35 Br Brome 79.904	36 Kr Krypton 83.798						
19 K Potassium 39.0983	20 Ca Calcium 40.078	39 Y Yttrium 88.90585	40 Zr Zirconium 91.224	41 Nb Niobium 92.90638	42 Mo Molybdène 95.94	43 Tc Technétium (98)	44 Ru Ruthénium 101.07	45 Rh Rhodium 102.90550	46 Pd Palladium 106.42	47 Ag Argent 107.8682	48 Cd Cadmium 112.411	49 In Indium 114.818	50 Sn Étain 118.710	51 Sb Antimoine 121.760	52 Te Tellure 127.60	53 I Iode 126.90447	54 Xe Xénon 131.293						
55 Cs Césium 132.90545	56 Ba Baryum 137.327	72 Hf Hafnium 178.49	73 Ta Tantale 180.9479	74 W Tungstène 183.84	75 Re Rhénium 186.207	76 Os Osmium 190.23	77 Ir Iridium 192.217	78 Pt Platine 195.078	79 Au Or 196.96655	80 Hg Mercure 200.59	81 Tl Thallium 204.3833	82 Pb Plomb 207.2	83 Bi Bismuth 208.98038	84 Po Polonium (209)	85 At Astaté (210)	86 Rn Radon (222)							
87 Fr Francium (223)	88 Ra Radium (226)	104 Rf Rutherfordium (261)	105 Db Dubnium (262)	106 Sg Seaborgium (266)	107 Bh Bohrium (264)	108 Hs Hassium (265)	109 Mt Meitnerium (268)	110 Ds Darmstadtium (271)	111 Rg Roentgenium (272)	112 Uub Ununbium (285)	113 Uut Ununtrium (284)	114 Uuq Ununquadium (289)	115 Uup Ununpentium (288)	116 Uuh Ununhexium (282)	117 Uus Ununseptium	118 Uuo Ununoctium							
Atomic masses in parentheses are those of the most stable or common isotope.																							
Design Copyright © 1997 Michael Dayah (michael@dayah.com) http://www.dayah.com/periodic																							
57 La Lanthane 138.9055	58 Ce Cérium 140.116	59 Pr Praséodyme 140.90765	60 Nd Néodyme 144.24	61 Pm Prométhium (145)	62 Sm Samarium 150.36	63 Eu Europium 151.964	64 Gd Gadolinium 157.25	65 Tb Terbium 158.92534	66 Dy Dysprosium 162.500	67 Ho Holmium 164.93032	68 Er Erbium 167.259	69 Tm Thulium 168.93421	70 Yb Ytterbium 173.04	71 Lu Lutécium 174.967									
89 Ac Actinium (227)	90 Th Thorium 232.0381	91 Pa Protactinium 231.03688	92 U Uranium 238.02891	93 Np Neptunium (237)	94 Pu Plutonium (244)	95 Am Américium (243)	96 Cm Curium (247)	97 Bk Berkélium (247)	98 Cf Californium (251)	99 Es Einsteinium (252)	100 Fm Fermium (257)	101 Md Mendelevium (288)	102 No Nobélium (289)	103 Lr Lawrencium (262)									

Note: The subgroup numbers 1-18 were adopted in 1984 by the International Union of Pure and Applied Chemistry. The names of elements 112-118 are the Latin equivalents of those numbers.

Bibliographie sommaire

- Allègre C.J. (1983) *L'écume de la Terre*, Fayard, Paris
- Brown J., Colling A., Park D., Phillips J., Rothery D., Wright, J. (1989) *The ocean basins : their structure and evolution* . (prepared by an Open University Course Team). Pergamon Press, Oxford.
- Gass I.G, Smith P.J., Wilson R.C.L. (1971) *Understanding the Earth*. Open University and The Artemis Press, Sussex.
- Hallam A. (1976) *Une révolution dans les Sciences de la Terre*, Collection Points, série Sciences, Seuil, Paris.
- Wright J.M., Collin, A., Bearman G. (1989) *Seawater : its composition, properties and behaviour* (prepared by an Open University Course Team). Pergamon Press, Oxford.

Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

