

FREDERIC BOULVAIN

UNE BREVE HISTOIRE DE LA TERRE

ACADEMIE ROYALE DE BELGIQUE

Editions **L'ACADEMIE EN POCHE**

INTRODUCTION

La Terre a une histoire ! A l'échelle de la vie humaine, notre planète semble immuable, quoique... Le changement climatique actuel est là pour nous rappeler que même à brève échéance, la Terre se modifie. Que dire alors si l'on examine son histoire non pas à l'échelle de la centaine ou du millier d'années mais à celle du million ou du milliard d'années ? A cette échelle, les continents sont baladeurs, l'océan se modifie et les espèces animales et végétales ne font que de courtes apparitions avant de retourner au néant. C'est à ce très long et passionnant récit que vous convie ce petit livre.

Avant de résumer brièvement l'histoire de notre planète, il est nécessaire de faire le point sur les différents types de roches dont sa croûte est constituée (actuellement sa seule partie accessible à l'observation) et sur la mesure du temps en géologie.

On verra aussi que l'histoire de la Terre est intimement liée à l'histoire de la vie. Non seulement notre planète l'abrite et l'entretient mais elle est un acteur majeur de son apparition.

Les familles de roches

Trois grandes familles de roches sont présentes sur Terre : les roches *magmatiques*, les roches *sédimentaires* et les roches *métamorphiques* (Fig. 1).

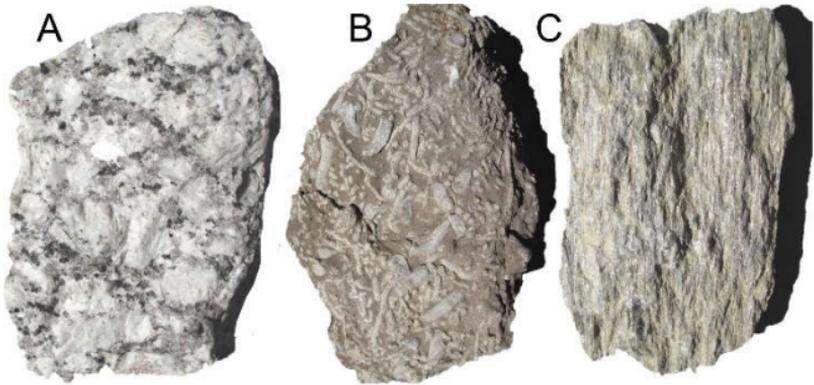


Fig. 1 : les principaux types de roches : A : granite (roche magmatique), B : calcaire fossilifère (roche sédimentaire), C : gneiss (roche métamorphique).

Les roches magmatiques résultent du refroidissement et de la cristallisation de magmas, issus soit du manteau terrestre, soit de la croûte continentale (cf. Fig. 15).

Les roches métamorphiques résultent de la modification, par l'action de la chaleur et de la pression, de roches magmatiques ou sédimentaires, lesquelles proviennent de la consolidation (*diagenèse*) de sédiments.

Comme ces sédiments proviennent de la désagrégation de roches magmatiques, métamorphiques ou sédimentaires, l'ensemble de ces phénomènes forme un cycle appelé *cycle géologique* (Fig. 2).

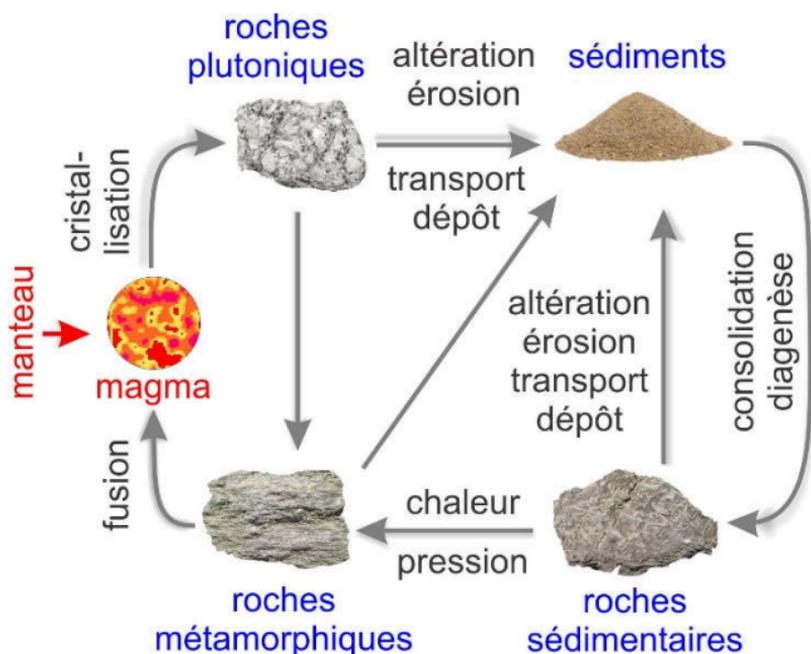


Fig. 2 : le cycle géologique.

Les roches magmatiques sont principalement constituées de quartz, feldspaths, pyroxènes, olivines, amphiboles et micas, minéraux de la famille des silicates. Lorsque le magma fait éruption à la surface de la Terre (*volcanisme*), il se refroidit très rapidement, parfois sous forme de verre. Les roches

volcaniques ont ainsi une granulométrie fine (basalte...). Par contre, lorsque le magma se met en place en profondeur, il refroidit lentement et constitue des roches *plutoniques* ayant une granulométrie plus grossière (granite...) (Fig. 1A).

Les *dépôts pyroclastiques* se forment lors des éruptions volcaniques explosives lorsque des fragments de verre, de roches ou de minéraux sont projetés dans l'atmosphère pour ensuite se déposer à une distance plus ou moins importante de l'édifice volcanique.

Les roches sédimentaires, généralement en couches ou *stratifiées* (cf. Fig. 3), se reconnaissent par la présence fréquente de fossiles (Fig. 1B) et aussi par le caractère relativement peu varié des minéraux qui les constituent: quartz, argiles, micas, feldspaths, calcite, dolomite, débris organiques. Ces grains sont souvent usés par un certain transport.

On peut répartir les roches sédimentaires en trois grandes classes génétiques:

(1) les *roches détritiques*: elles sont formées de grains issus de l'altération et de l'érosion de roches préexistantes. Ces grains sont transportés par l'eau, la glace, le vent, les courants de gravité et se déposent lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue (ou lors de la fonte de la glace). Les roches détritiques sont généralement classées en fonction de la

granulométrie de leurs constituants (du plus grossier au plus fin : *conglomérat, grès, siltite, argilite*). Elles forment près de 2/3 de l'ensemble des roches sédimentaires;

(2) les *roches biogéniques*: elles sont le produit d'une activité animale, végétale ou microbienne. L'altération des continents fournit, outre les grains solides entrant dans la constitution des roches détritiques, des substances dissoutes qui aboutissent dans les rivières, les lacs et les mers où elles sont extraites et précipitées par des organismes. Ces êtres vivants utilisent les carbonates, phosphates, silicates pour produire leurs tests ou leurs os et ce sont leurs restes qui constituent les roches biogéniques (Fig. 1B). Les plantes accumulent des matériaux carbonés par photosynthèse et sont directement à l'origine du charbon. D'autres types de roches carbonées comme les schistes bitumineux et le pétrole sont générés par des microorganismes. Les roches biogéniques forment près de 10% des roches sédimentaires;

(3) les *roches chimiques* résultent de la précipitation de minéraux dans un milieu sursaturé. Les *évaaporites* (anhydrite, halite, gypse,...) en sont le meilleur exemple: elles se forment par évaporation de saumures. L'importance relative de ces roches est faible: de l'ordre du %.

Le métamorphisme agit lorsque des roches magmatiques ou sédimentaires sont amenées dans des

conditions de température et de pression différentes de celles de leur formation. Ces changements induisent généralement une remise à l'équilibre des roches et de nouveaux minéraux apparaissent. La température augmente avec la profondeur. C'est ce qu'on appelle le *gradient géothermique*. Sa valeur moyenne est de 30°C/km.

L'augmentation de pression résulte des forces exercées verticalement par le poids des roches surincombantes et des forces orientées horizontalement, dues aux mouvements tectoniques de l'écorce terrestre. Comme la chaleur diminue la résistance des roches, la pression dirigée les plie et les déforme. Les minéraux vont recristalliser, subir des rotations, s'allonger et de cette manière, ils s'aligneront selon une direction déterminée par la déformation. Cette structure planaire induite par la déformation s'appelle la *schistosité* (Fig. 3).

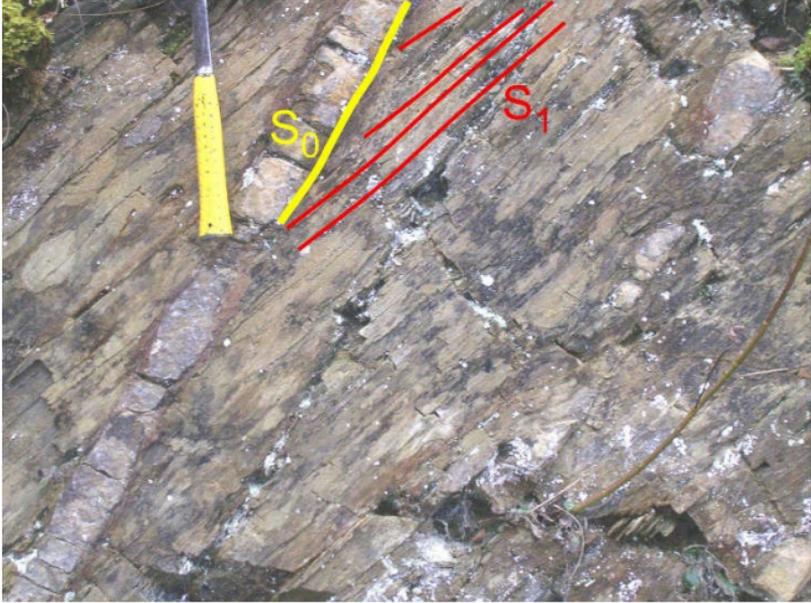


Fig. 3 : stratification (S_0) et schistosité (S_1). La stratification se forme lors du dépôt des sédiments, par exemple sur le fond d'un lac ou d'une mer, alors que la schistosité se développe bien après, lorsque les contraintes tectoniques réorientent les grains minéraux. Stratification et schistosité sont souvent sécantes.

Sur base des circonstances géologiques dans lesquelles se produit le métamorphisme, on en distingue différents types, notamment:

(1) le *métamorphisme régional* implique des zones étendues de l'écorce terrestre. Il est associé à la formation des chaînes de montagnes (*orogénèse*). Les

roches les plus courantes sont les *schistes* et les *gneiss* (Fig. 1C) qui contiennent des argiles, du quartz, des micas et des feldspaths;

(2) le *métamorphisme de contact* se développe dans l'auréole thermique liée à la mise en place de magmas chauds dans des roches plus froides. On obtient des *cornéennes*;

(3) le *métamorphisme d'impact* est spécifiquement lié aux impacts de météorites. Il induit la fracturation voire la fusion des roches ainsi que l'apparition de minéraux de très haute pression.

CHRONOLOGIE ET MESURE DU TEMPS

Le *principe de superposition* découvert par Sténon (1638-1686) au XVII^e siècle (« toute couche est plus récente que celle qu'elle surmonte ») permet l'établissement d'une *échelle stratigraphique*, c.-à-d. d'une suite continue de couches d'âge décroissant. Cette échelle traduit la succession des événements géologiques qui ont émaillé l'histoire de la Terre. Elle est construite comme suit :

(1) il faut d'abord ordonner dans le temps les couches les unes après les autres. On bâtit ainsi une *chronologie relative* en observant l'ordre de superposition géométrique des couches ;

(2) ensuite, on tente d'évaluer en nombre d'années, souvent de millions d'années, l'âge des couches successives. On établit ainsi une *chronologie absolue*.

La précision atteinte par la chronologie relative est en général supérieure à celle de la chronologie absolue.

Les bases de la stratigraphie

Revenons un peu plus en détail aux principes qui sont à la base de la *stratigraphie*, l'étude de la succession des couches géologiques. Outre le *principe de superposition*, il faut tenir compte aussi du *principe de continuité* et de celui *d'identité du contenu paléontologique*.

Le principe de continuité postule que si dans deux successions voisines de couches, l'identité d'une couche inférieure I et d'une couche supérieure S peut être établie, on peut admettre en première approximation l'équivalence des couches intermédiaires M et M', même si celles-ci diffèrent par leur nature (Fig. 4). On comprend en effet que le type de dépôt dépend du milieu dans lequel il s'effectue, milieu qui peut varier latéralement.

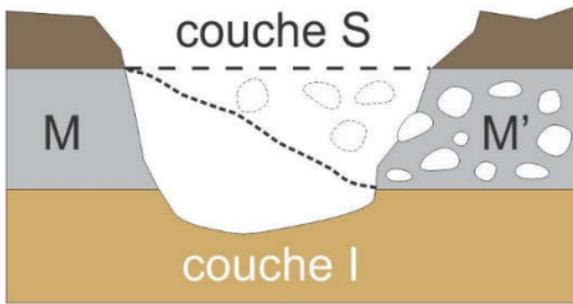


Fig. 4: principe de continuité.

Le principe d'identité du contenu paléontologique établit que deux couches contenant les mêmes fossiles ont le même âge. Cette découverte a pris toute sa signification après la publication des travaux de G. Darwin (1859) : en effet, les organismes fossilisés témoignent d'étapes successives dans l'évolution du monde vivant, enregistrées dans la succession des couches.

Tous les fossiles n'ont cependant pas la même valeur pour fixer l'âge relatif des couches : certains évoluent rapidement, d'autres plus lentement ; certains sont liés aux conditions locales du milieu, d'autres en sont presque indépendants. Ceci peut se constater par exemple dans la nature actuelle, où la plupart des coraux n'habitent que les mers chaudes tropicales peu profondes, alors que les seiches sont présentes un peu partout dans l'océan mondial.

Les *fossiles stratigraphiques*, utilisés dans la datation relative, sont donc des organismes qui évoluent rapidement et que l'on retrouve dans presque tous les milieux : il s'agit souvent d'organismes marins pélagiques (Fig. 5B). A l'inverse, les plantes ou les animaux qui sont dépendants des conditions du milieu sont souvent des formes fixées ou vivant sur le fond de la mer. Ce sont de bons *fossiles de milieu*, permettant de reconstituer l'environnement dans lequel ils ont vécu.

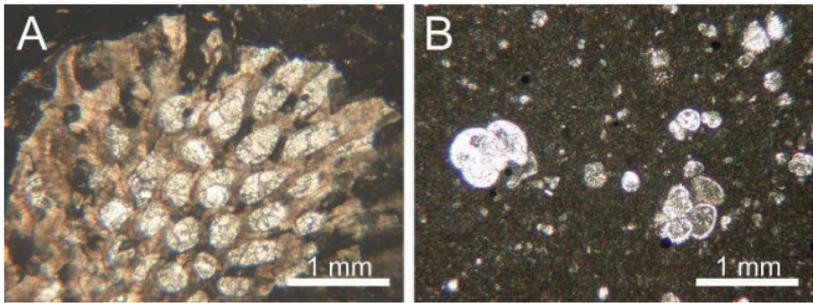


Fig. 5 : exemples de fossiles. A : fossile de milieu, le corail indique la présence d'une barrière récifale baignée d'eaux chaudes tropicales. B : les globigérines sont des foraminifères pélagiques et sont donc de très bons fossiles stratigraphiques à large répartition, utilisés pour les temps récents. Microphotographies de lames minces de roche, lumière naturelle.

Les successions de couches peuvent être interrompues par des *discontinuités* d'importance variable. Ces

discontinuités diffèrent par la durée de temps qui s'est écoulée entre l'arrêt et la reprise du dépôt et par le mécanisme responsable de leur formation. On distingue de la moindre à la plus importante (Fig. 6) :

(1) un simple **hiatus de sédimentation** : le dépôt s'est arrêté pendant une période plus ou moins longue. La nature des dépôts peut avoir changé lors de la reprise de sédimentation, suite à un changement du milieu, mais les couches restent parallèles les unes avec les autres. Un hiatus de longue durée peut être mis en évidence par un changement du type de fossiles stratigraphiques (Fig. 5B, Fig. 6A). Ainsi, dans le Bassin de Paris, la superposition de calcaires contenant des ammonites différentes (excellents fossiles stratigraphiques), permet de conclure à l'existence d'un hiatus de sédimentation du Toarcien supérieur au Bajocien (*étages*, cf. ci-dessous), couvrant un intervalle de temps de l'ordre de 8 à 10 millions d'années ;

(2) un **hiatus de sédimentation avec émerision**. Dans ce cas, un retrait de la mer amène les couches déjà déposées en milieu continental. Erosion ou développement de sols sont relativement fréquents et constituent un bon indicateur de ce phénomène. Les couches restent en général parallèles entre elles (Fig. 6B) ;

(3) une **discordance angulaire de sédimentation**, correspondant à un changement dans la géométrie des

dépôts, souvent entre deux corps sédimentaires différents (Fig. 6C) ;

(4) une **discordance post-orogénique**, c-à-d. postérieure à la formation d'une chaîne de montagnes, résultant du dépôt de couches plus jeunes sur un socle ancien, plissé et érodé (Figs 6D & 7).

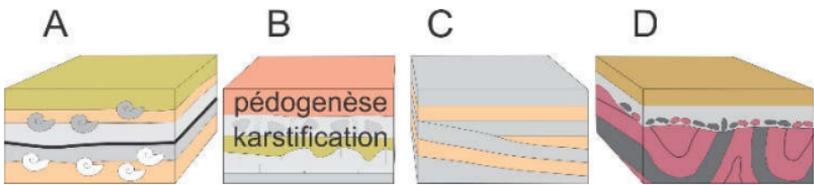


Fig. 6 : exemples de discontinuités. A : hiatus de sédimentation. La discontinuité, soulignée d'un trait plus gras, n'est visible que par le changement de fossiles. B : hiatus avec émerSIONS, d'abord avec dissolution du calcaire (karstification), ensuite avec le développement d'un sol (pédogenèse). C : discordance angulaire entre deux corps sédimentaires. D : discordance post-orogénique entre un socle ancien plissé et des couches plus jeunes horizontales.



Fig. 7 : exemple de discontinuité : discordance post-orogénique entre le Famennien plissé et basculé (en bas) et l'Eocène pratiquement horizontal (au-dessus), soit un hiatus de près de 320 millions d'années. Arménie (cf. Figs 9 & 10 pour les unités stratigraphiques).

L'échelle stratigraphique

L'échelle stratigraphique telle qu'on la connaît actuellement (Figs 8, 9 & 10) n'est pas le résultat d'une construction logique, basée sur un modèle purement rationnel. Elle a pris naissance en Europe à la fin du XVIII^e siècle et a été modifiée depuis par de

nombreux apports et amendements. Elle évolue encore de nos jours (consulter le site de l'*International Commission on Stratigraphy* pour obtenir la version la plus récente).

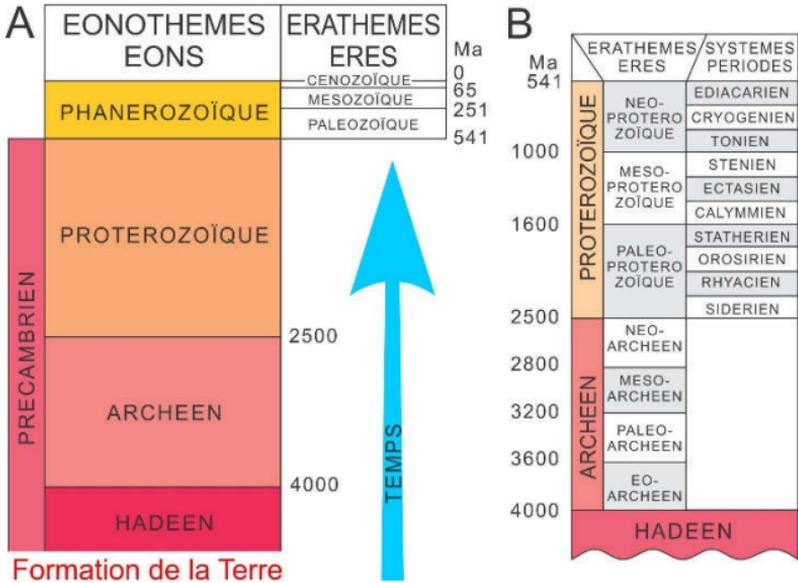


Fig. 8 : A : échelle stratigraphique simplifiée montrant la durée relative des différentes unités de temps depuis la formation de la Terre. A l'échelle du dessin, le temps écoulé depuis l'apparition de l'homme devrait être représenté à la fin du Cénozoïque par un trait d'épaisseur inférieure à un cheveu ! B : échelle stratigraphique plus détaillée du Précambrien. D'après l'*International Commission on Stratigraphy*. Ma : millions d'années.

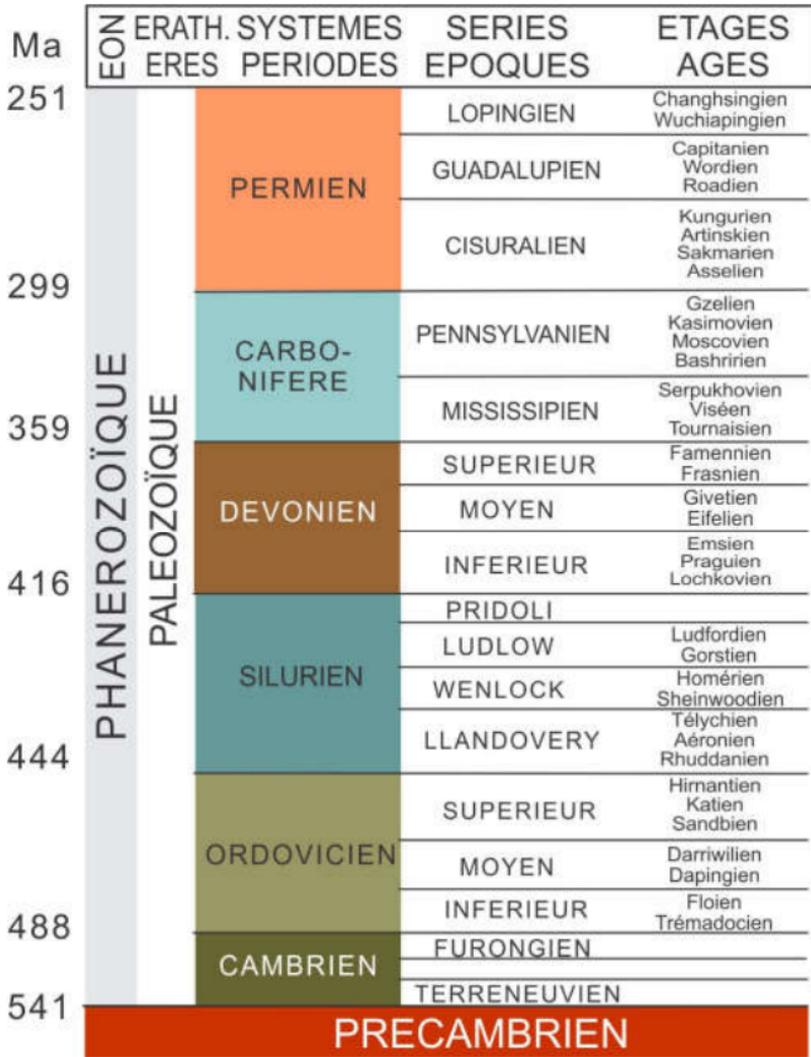


Fig. 9 échelle stratigraphique du Paléozoïque. D'après l'International Commission on Stratigraphy. Ma : millions d'années.

Ma	EON ERATH.	SYSTEMES ERES PERIODES	SERIES EPOQUES	ETAGES AGES		
0,01	PHANEROZOÏQUE	CENOZOÏQUE	HOLOCENE			
2,6			QUATERNAIRE	PLEISTOCENE	Calabrien Gélasien	
			NEOGENE	PLIOCENE	Piacenzien Zancléen	
				MIOCENE	Messinien Tortonien Serravalien Langhien Burdigalien Aquitanién	
23				OLIGOCENE	Chattien Rupélien	
			PALEOGENE	EOCENE	Priabonien Bartonien Lutétien Yprésien	
65				PALEOCENE	Thanétien Sélandien Danien	
			MESOZOÏQUE	CRETACE	SUPERIEUR	Maastrichtien Campanien Santonien Coniacien Turonien Cénomanién
					INFERIEUR	Albien Aptien Barrémien Hauterivién Valanginién Berriasien
145				JURASSIQUE	MALM	Tithonien Kimméridgien Oxfordien
	DOGGER	Callovién Bathonien Bajocién Aalénién				
	LIAS	Toarcién Pliensbachien Sinémurién Hettangien				
200	TRIAS	SUPERIEUR		Rhétien Norien Carnien		
		MOYEN		Ladinién Anisien		
251		INFERIEUR	Olenekién Induen			

Fig. 10 échelle stratigraphique du Mésozoïque et du Cénozoïque. D'après l'International Commission on Stratigraphy. Ma : millions d'années.

Cette construction par étapes fait que certaines de ses caractéristiques sont basées sur des hypothèses qui se sont avérées fausses par la suite (comme par exemple la simultanéité des grandes discontinuités stratigraphiques à l'échelle du Globe). Il faut donc être conscient que si la première échelle stratigraphique avait été établie en Asie ou en Amérique, elle serait sensiblement différente de celle que nous utilisons de nos jours.

Les premières coupes stratigraphiques détaillées remontent au début du XVIII^e siècle. Basées sur le principe de superposition, elles font intervenir une double échelle : d'une part, la répartition des couches en unités de même nature et d'autre part, la subdivision du temps qui s'est écoulé durant le dépôt de ces unités. Cette équivalence entre une succession de couches et un intervalle de temps est capitale et justifie une étroite correspondance entre les divisions *chronostratigraphiques* des couches sédimentaires et les divisions *chronologiques* de l'histoire de la Terre (Tableau 1).

Unités chronostratigraphiques (couches)	Unités chronologiques (temps)	Exemples	Durées (pour l'exemple choisi)
--	----------------------------------	----------	-----------------------------------

Eonothème	Eon	Phanérozoïque	~542 Ma
Erathème	Ere	Paléozoïque	~183 Ma
Système	Période	Dévonien	~57 Ma
Série	Epoque	Dévonien Supérieur	~26 Ma
Etage	Age	Frasnien	~11 Ma

Tableau 1 : correspondance entre les principales unités chronostratigraphiques et chronologiques (des plus longues aux plus courtes).

Au début, les divisions stratigraphiques étaient essentiellement basées sur la nature des roches car les géologues ignoraient encore le parti qu'ils pouvaient tirer de la paléontologie et des fossiles stratigraphiques. Ces divisions forment ce que l'on appelle de nos jours la *lithostratigraphie*. Ce sont les unités de la lithostratigraphie que l'on retrouve sur les cartes géologiques modernes de détail.

L'unité de base de la lithostratigraphie est la *formation*. Une formation est un ensemble relativement homogène de couches qui peut être différencié des couches adjacentes (verticalement et latéralement) par une certaine nature, voire une succession ou une alternance de types de roches caractéristiques. Une formation est définie sur base d'un *lithostratotype*, c.-à-d. d'une coupe de référence, accessible, où l'on peut observer la nature de la formation et également sa base et son sommet, identifiés de manière univoque.

A plus grande échelle et surtout au niveau global, les formations ne peuvent servir à une stratigraphie, compte tenu de leur extension latérale limitée (cf. Fig. 4). C'est le critère paléontologique qui est donc utilisé. On fixe alors les limites des unités *chronostratigraphiques* (Tableau 1) par rapport à l'apparition, la disparition ou la coïncidence d'un ou de plusieurs fossiles ou microfossiles : on fait de la *biostratigraphie*.

Selon le type de critère envisagé, on obtient différents types de *biozones*, telles les biozones d'acmé (abondance relative de fossiles), d'intervalle (apparition et/ou disparition de fossiles) ou les biozones de coïncidence (assemblage caractéristique de fossiles) (Fig. 11).

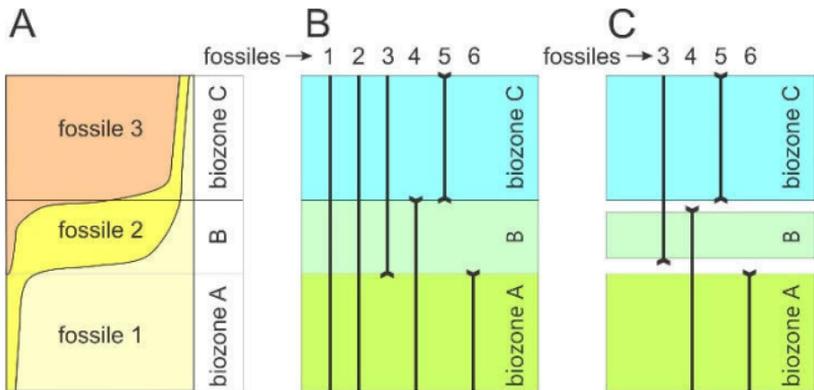


Fig. 11 : types de biozones. A : biozones d'acmé ou d'abondance relative de différents fossiles. B : biozones d'intervalles, basées sur l'apparition et la

disparition de fossiles. C : biozones discontinues, caractérisées chacune par un assemblage exclusif de fossiles.

Il est évident que les biozones permettent aussi des corrélations fines entre régions où la nature des roches est différente.

Connaissant ce qui précède, il est intéressant de jeter un regard rétrospectif sur la naissance des grandes subdivisions de l'échelle stratigraphique. On a vu plus haut que N. Sténon est l'auteur du *principe de superposition*, impliquant que toute couche géologique est plus récente que celle qu'elle surmonte.

A.L. Moro (1687-1740) semble avoir été le premier à distinguer les terrains stratifiés de ceux qui ne le sont pas, opposant ainsi les *Terrains sédimentaires*, appelés *secondaires*, aux *Terrains primaires*, sensés correspondre à la croûte terrestre primitive.

Plus tard, A. Werner (1790) introduit une catégorie supplémentaire, comprise entre les Terrains primitifs et les Terrains sédimentaires, qu'il qualifie de *Terrains de transition*. Ces derniers étaient caractérisés par des roches fortement plissées et relativement pauvres en fossiles.

C'est au cours de la première moitié du XIX^e siècle qu'apparaissent les grandes subdivisions que nous connaissons. Durant leurs études du Bassin de Paris,

Brongniart et Cuvier (1809) proposent de distinguer les *Terrains tertiaires* des *Terrains secondaires* sur la base du changement paléontologique majeur qui s'observe entre les craies du Secondaire et les sables et argiles du Tertiaire. Ce changement correspond à la disparition brutale des grands reptiles, des ammonites et des bélemnites (céphalopodes) et à l'apparition d'un type de grands foraminifères: les nummulites (organismes unicellulaires à test calcaire). Dans le même bassin, Desnoyers (1829) suggère de séparer du Tertiaire les terrains encore plus récents contenant des restes fossiles proches des espèces vivant actuellement dans la région et en particulier, des squelettes d'humains et des traces de leur industrie. Il appelle cette subdivision le *Quaternaire*.

Peu de temps après, des modifications importantes à l'échelle stratigraphique sont proposées par A. Boué (1837) qui comprend que la caractérisation des Terrains primaires uniquement sur la base de la nature des roches est inexacte. Il qualifie dès lors de *primaires*, les Terrains de transition de Werner et appelle *Terrains cristallins* les roches métamorphiques anciennement rapportées aux Terrains primitifs. Pratiquement à la même époque, A. Sedgwick (1838) introduit le terme *Paléozoïque* (de *παλαιος*, ancien et de *ζωον*, vie) pour désigner les Terrains de transition, fossilifères, par rapport aux terrains plus anciens que l'on pensait dépourvus de fossiles, appelés plus tard *précambriens*. En 1840, J.

Phillips introduit les termes *Mésozoïque* (de μέσος, moyenne) comme synonyme de Secondaire et *Cénozoïque* (de καινός, récent) comme synonyme de Tertiaire et Quaternaire.

La position de la limite Paléozoïque-Mésozoïque a été plus difficile à fixer. Elle a d'abord été choisie au niveau de la discordance post-orogénique qui sépare les terrains plissés par la formation de la chaîne de montagnes varisque de ceux, non plissés, qui les surmontent. Malheureusement, suivant les régions, la phase de plissement principale se situe tantôt au sommet du Carbonifère, tantôt au sommet du Permien (cf. Fig. 9). Dans ces conditions, ce sont des considérations paléontologiques qui ont prévalu et la limite a été placée au sommet du Permien en raison des affinités entre les flores et faunes carbonifères et permienues. Cette limite correspond à l'apparition des grands reptiles, des ammonites, des premiers mammifères et à la plus importante extinction massive dans l'histoire de la Terre.

Au sein des grandes unités stratigraphiques qui viennent d'être définies (*ères*), les géologues réunissaient régionalement les formations en unités majeures, plus ou moins facilement identifiables, telles que le *Houiller*, le *Grès bigarré*, le *Crétacé*, etc. Autant de dénominations qui seront à l'origine des *systèmes* (cf. Tableau 1), presque tous définis entre 1822 et 1854.

Enfin, des études plus poussées des systèmes ont amené les géologues à définir des *étages*, nommés d'après le nom de localités où l'on peut observer de bonnes coupes fossilifères, en y ajoutant le suffixe – *ien*. Ainsi, le *Givetien* est défini en France, d'après la localité de Givet. Les coupes de références en constituent le *stratotype* (Fig. 12). Beaucoup d'étages correspondent en fait à d'anciennes unités lithostratigraphiques (formations) érigées en unités chronostratigraphiques. C'est le cas du Calcaire de Givet qui a donné naissance à l'Etage Givetien. Ceci explique qu'actuellement, suite à la définition formelle des limites des unités chronostratigraphiques sur base de fossiles, les anciennes limites purement lithologiques ont parfois été modifiées.



Fig. 12 : une partie du stratotype du Givetien à Givet, le long de la Meuse. Les couches, inclinées et bien visibles à gauche de la photo, sont surmontées par le Fort de Charlemont.

La radiochronologie

La découverte de la radioactivité naturelle est due à H. Becquerel (1896) et dès 1902, P. Curie y voyait le moyen de dater la formation des roches.

En 1906, E. Rutherford suggère que la connaissance de la vitesse de désintégration permet de déterminer le temps écoulé depuis la formation d'un minéral

radioactif. Malgré ces débuts prometteurs, la radiochronologie ne prend son essor que vers les années 1950, époque où sont commercialisés les premiers spectromètres de masse.

Il existe dans la nature plus de soixante isotopes radioactifs, mais certains ont une vie trop courte pour dater les phénomènes géologiques et d'autres sont trop rares, si bien qu'en pratique, on n'utilise pas plus d'une dizaine de radio-isotopes dont les plus employés sont l'uranium 235 et 238, le thorium 231, le rubidium 87, le potassium 40 et le carbone 14.

L'évaluation d'un âge radiométrique repose sur l'analyse de la proportion d'un *isotope fils radiogénique* par rapport à l'*isotope père radioactif*.

Pour tout isotope radioactif, la variation du nombre d'atomes N , présents au cours du temps, est donnée par la relation :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

Où λ désigne la constante de désintégration, caractéristique de l'isotope considéré, que l'on peut déterminer en laboratoire.

En intégrant l'équation (1), il vient :

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2)$$

Où N_t désigne le nombre d'atomes de l'isotope père au temps t , N_0 représente le nombre d'atomes de l'isotope radioactif présents au moment de la formation du minéral, soit au temps t_0 et où e désigne la base des logarithmes népériens.

L'équation (2) peut encore s'écrire :

$$\begin{aligned} N_t \cdot e^{\lambda t} &= N_0 \\ N_0 - N_t &= N_t \cdot (e^{\lambda t} - 1) \\ (N_0 - N_t) / N_t &= e^{\lambda t} - 1 \quad (3) \end{aligned}$$

Dans l'équation (3), la quantité $N_0 - N_t$ représente le nombre d'atomes de l'isotope fils. On le notera dorénavant $D_t = N_0 - N_t$ (4)

Les quantités D_t et N_t sont mesurées en laboratoire et par conséquent, la connaissance de λ permet le calcul de t , c.-à-d. de l'âge de formation du minéral.

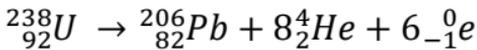
Pour que la méthode livre des âges satisfaisants, il faut :

(1) que le minéral analysé se soit comporté comme un système fermé depuis sa formation, c.-à-d. que les produits de la désintégration n'aient pu s'échapper ni être contaminés par un apport extérieur. Ce problème est délicat lorsque les produits de la désintégration sont des gaz comme l'hélium ou l'argon ;

(2) que le minéral daté soit bien contemporain de la roche dont on veut obtenir l'âge. Dans le cas d'un grès micacé par exemple, si l'on date les micas, on obtiendra l'âge du granite dont l'érosion a permis la formation du sable micacé qui donnera naissance au grès et non l'âge du grès lui-même qui est bien postérieur. En fait, dans les séries sédimentaires, les meilleures datations proviennent des coulées de lave ou des retombées volcaniques intercalées entre les couches de sédiments.

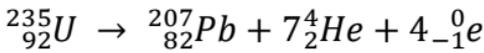
La méthode uranium-thorium-plomb

En dépit de la grande complexité des transmutations radioactives des isotopes ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th , ce sont eux qui ont servi aux premières datations radiométriques. Sans entrer dans le détail de ces transmutations, on peut synthétiser la réaction globale de la manière suivante :

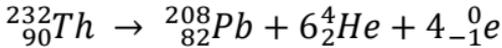


Avec une *demi-vie* (c.-à-d. le temps après lequel le nombre d'atomes de l'isotope père est réduit de moitié) de 4,51 milliards d'années.

Des séries de transmutations complexes caractérisent aussi la désintégration de l'uranium 235 et du thorium 232. On peut les résumer comme suit :



Avec une demi-vie de 0,713 milliard d'années.



Avec une demi-vie de 13,9 milliards d'années.

La méthode U-Th-Pb est précise et sûre. Dans beaucoup de roches, l'uranium et le thorium étant associés, on peut déterminer trois rapports isotopiques différents qui doivent fournir trois âges concordants. Si ce n'est pas le cas, c'est la preuve qu'un événement perturbateur a modifié l'état du système. Cette méthode est couramment employée pour calculer l'âge de roches magmatiques sur la base des zircons (minéral de formule ZrSiO_4), qui contiennent de l'uranium.

La méthode rubidium-strontium

Le rubidium naturel contient 28% de l'isotope radioactif ${}^{87}\text{Rb}$ qui se désintègre en donnant l'isotope stable du strontium ${}^{87}\text{Sr}$, avec une demi-vie de 49 milliards d'années. Cette très longue demi-vie limite l'usage de la méthode aux roches très anciennes, d'autant que le rubidium est relativement peu commun. On utilise souvent cette méthode en

association avec la méthode potassium-argon, évoquée ci-dessous.

La méthode potassium-argon

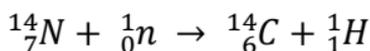
Le potassium possède trois isotopes naturels (^{39}K , ^{41}K et ^{40}K) dont le dernier est radioactif. Il se transmute par deux réactions distinctes en ^{40}Ca (demi-vie de 1470 ans) et ^{40}Ar (demi-vie de 11 850 ans), tous deux stables. L'abondance de calcium dans la nature rend inutilisable le rapport $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ de sorte qu'il faut se contenter de $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, en se souvenant que l'argon est un gaz qui peut s'échapper assez facilement du minéral dont on cherche l'âge !

Les méthodes Rb/Sr et K/Ar ont des champs d'application comparables. On trouve en effet le Rb comme le K dans des minéraux usuels des roches magmatiques et métamorphiques. On les trouve aussi dans la glauconie qui est un minéral des roches sédimentaires, formé peu de temps après le dépôt. La datation des glauconies fournit donc l'âge réel des sédiments.

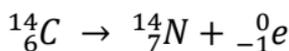
La méthode carbone 14

Cette méthode permet de dater des objets dont l'âge ne dépasse pas 70 000 ans, pour autant qu'ils contiennent de la matière organique, comme du bois, des coquillages, etc.

Le carbone naturel contient deux isotopes stables ^{12}C et ^{13}C et une proportion faible mais constante de ^{14}C , isotope radioactif dont la demi-vie est de 5730 ans. Cet isotope radioactif provient du bombardement continu de l'azote atmosphérique ^{14}N par des neutrons, produits par l'action des rayons cosmiques :



Les organismes vivants absorbent le carbone du CO_2 atmosphérique mais, après leur mort, cette incorporation cesse et le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, constant du vivant de l'organisme, se met à décroître suite à la désintégration :



Il suffit donc de mesurer la concentration restante de ^{14}C de l'échantillon au moyen d'un compteur de désintégrations.

Les âges carbone 14 sont généralement donnés en années BP, ce qui signifie *Before Present*, c.-à-d. par convention, avant 1950. La précision est de l'ordre de 1 à 3% et diminue avec l'ancienneté, car les échantillons contiennent de moins en moins de ^{14}C . Une des sources majeures d'erreurs est la contamination de l'échantillon par de la matière

organique plus jeune (exemple : racines actuelles dans un niveau de tourbe ancienne que l'on veut dater).

L'âge de la Terre

L'âge de la Terre est également l'âge du système solaire. Cet âge est bien sûr plus ancien que l'âge des plus vieilles roches connues : des roches métamorphiques du Canada (Territoires du Nord-Ouest) datées de 4 milliards d'années.

Avant d'arriver à un âge radiométrique relativement précis et largement accepté par la communauté scientifique, diverses tentatives ont émaillé cette quête : on a utilisé successivement :

(1) la vitesse de dépôt des sédiments (par comparaison avec la nature actuelle). Cette méthode a donné des âges trop faibles (~20 Ma) car elle ignore les nombreux arrêts de sédimentation, l'érosion et la transformation des plus vieilles roches sédimentaires en roches métamorphiques ;

(2) l'augmentation de la salinité des océans au cours du temps, en faisant l'hypothèse qu'ils n'étaient pas salés à l'origine et en estimant l'apport annuel en sels des rivières (J. Joly, 1899). Cette méthode donne un âge de ~90 Ma, mais ne tient pas compte de la

précipitation continue de sel sous la forme d'évaporites ;

(3) la vitesse de refroidissement de la Terre, en partant de la température de fusion des roches (Lord Kelvin, 1897). L'âge obtenu n'est que de ~ 20 Ma, car il ignore la chaleur produite par la désintégration radioactive dans le manteau.

La méthode radiométrique finalement retenue se base sur le plomb. Le plomb est constitué d'un mélange de quatre isotopes, ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb . On a vu que les trois derniers isotopes sont radiogéniques et les produits de la désintégration de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . Le ^{204}Pb est non radiogénique et appelé *plomb primordial*. La quantité de ^{204}Pb ne change donc pas tandis que celle des isotopes radiogéniques s'accroît au cours du temps. Au moment de la formation de la Terre, on peut supposer que seul le plomb primordial était présent.

Pour fixer une valeur maximale à l'âge de la Terre, A. Holmes (1890-1965) a analysé les rapports isotopiques du plomb actuel présent dans les sédiments qui se déposent sur les fonds marins. Malheureusement, l'âge de la Terre obtenu étant différent selon que l'on considère le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, l'hypothèse de la présence du seul plomb primordial lors de la formation de la Terre ne peut être exacte. Une petite quantité de plomb radiogénique devait donc être là dès l'origine. En

1955, Patterson, Tilton & Ingram ont proposé d'adopter comme teneurs originelles, celles mesurées sur des météorites (chondrites carbonées), pauvres en U et Th et dont l'âge est très ancien. En tenant compte de ces données, l'âge de la Terre issu des deux méthodes est concordant et de l'ordre de 4570 Ma.

Autres méthodes de datation

De nombreuses autres méthodes de datation sont utilisées de nos jours, avec des précisions et dans des contextes variés. Citons principalement :

(1) l'utilisation des inversions périodiques des pôles magnétiques de la Terre. Ces inversions sont préservées sous la forme de petits dipôles minéraux dans les roches volcaniques et les sédiments ;

(2) les traces de fission dans des cristaux qui contiennent des isotopes radioactifs. A chaque désintégration, le réseau cristallin est endommagé par l'éjection d'une particule. Comme le nombre de désintégrations augmente au cours du temps, la méthode est basée sur le comptage des traces au microscope ;

(3) l'identification des cycles astronomiques de Milankovitch: il s'agit de la précession de l'axe de rotation de la Terre, de variations dans l'inclinaison de

cet axe par rapport à l'écliptique et de changements dans l'excentricité de son orbite autour du soleil. Ces modifications induisent des variations de l'insolation (avec des durées de respectivement 20 000 ans, 41 000 ans, 100 000 ans). Ces variations d'insolation sont répercutées dans l'enregistrement sédimentaire via des changements du niveau marin. Cette méthode récente, basée sur l'identification de ces cycles dans les sédiments, permet d'évaluer le temps qui s'est écoulé entre deux couches (Fig. 13A). Elle peut servir à affiner la durée des unités chronostratigraphiques ;

(4) l'enregistrement de phénomènes saisonniers dans plusieurs types de supports : les anneaux de croissances des arbres (*dendrochronologie*) permettent de remonter à 4000 ans, voire plus si l'on utilise des restes d'arbres conservés dans des sédiments ; les stries de croissance d'un certain nombre de fossiles (coraux, coquillages...) ; les sédiments rythmiques qui enregistrent des doublets été/hiver ou les dépôts de marées (Fig. 13B).

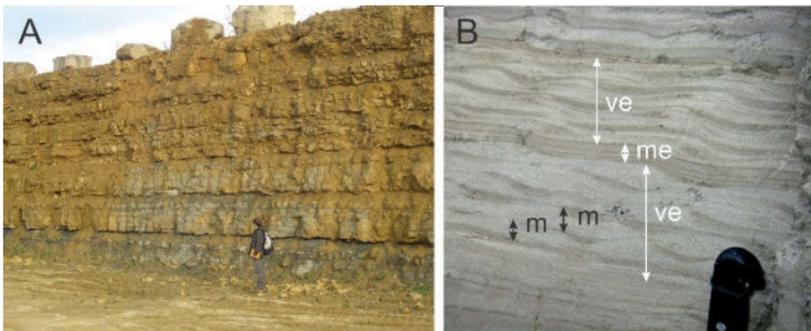


Fig. 13 : identification de cycles temporels dans les sédiments. A : calcaires bajociens montrant une cyclicité métrique, attribuable aux cycles de Milankovitch, Rumelange, Grand-Duché de Luxembourg. B : sédiments littoraux actuels dans la Baie du Mont Saint-Michel, France. Chaque doublet de sable (clair) et boue (foncé) est déposé par une marée (m). A plus long terme, on observe une variation de l'épaisseur et du nombre des doublets entre les vives eaux (ve) et les mortes eaux (me).

UNE BREVE HISTOIRE DE LA TERRE

Les origines

On a vu que les roches les plus anciennes datent de ~ 4 Ga (milliards d'années), témoignant de l'existence dès cette époque d'une croûte terrestre. Que s'est-il passé auparavant dont nous ne gardons pas d'enregistrement géologique ?

Cette période mystérieuse entre la naissance de la Terre (4,57 Ga) et 4 Ga a été appelée *Hadéen* (de Hadès, dieu grec des enfers) (Fig. 8). Elle débute avec la concentration de l'hydrogène vers le centre du système solaire formant un protosoleil et l'accrétion de poussières, météorites, planétésimaux, sous l'effet de la gravitation (Fig. 14A). Une fois le feu

thermonucléaire du Soleil allumé, son rayonnement, très puissant à l'origine, a chassé les éléments légers (H, He, H₂O...) au-delà de l'orbite de Mars, engendrant les planètes gazeuses externes d'une part et les planètes telluriques comme la Terre d'autre part, riches en éléments plus lourds.

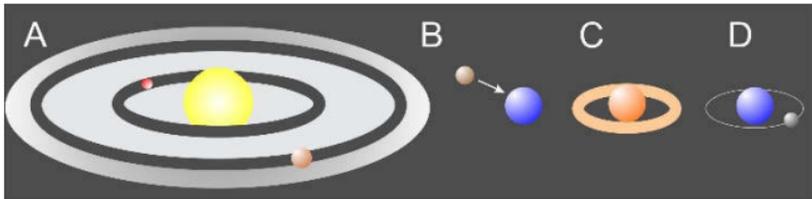


Fig. 14 : la Terre en tant que protoplanète. A : accrétion de planétésimaux et de poussières dans le disque proto-solaire. B : collision avec une protoplanète. C : les débris éjectés forment un disque autour de la Terre. D : accrétion et formation de la Lune (lors de sa formation, la Lune était dix fois plus proche de la Terre qu'elle ne l'est actuellement).

A mesure que la nouvelle planète croît, de la chaleur est ajoutée par l'énergie cinétique des impacts avec les autres corps célestes (météorites, planétésimaux) et la désintégration radioactive (d'autant que beaucoup d'isotopes à demi-vie courte étaient encore présents). A partir d'un certain moment (4,5 Ga ?), la quantité de chaleur produite devient suffisante pour entraîner une fusion pratiquement complète de la nouvelle planète et le processus de *différenciation* a lieu : sous l'effet de la densité, le fer et les éléments les plus lourds

migrent vers le centre de la planète, formant ainsi son *noyau*. Les éléments plus légers, surtout des aluminosilicates, demeurent en surface et constituent le *manteau* (Fig. 15).

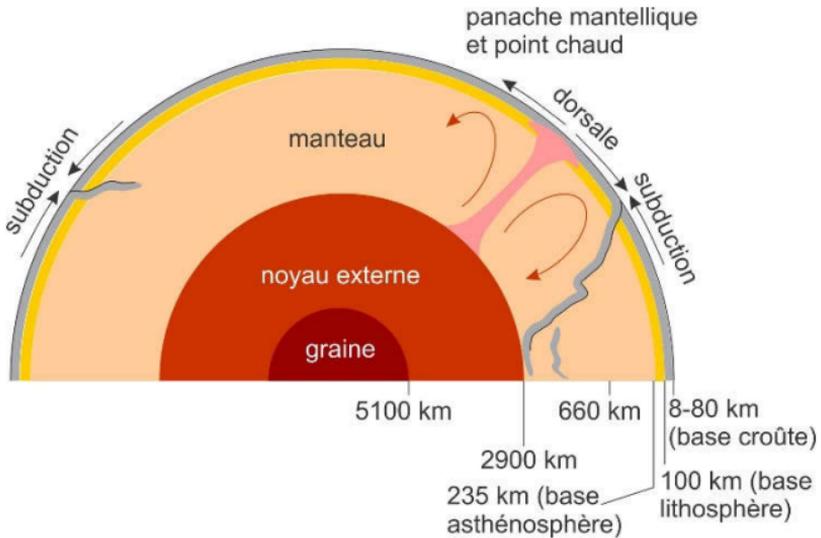


Fig. 15 : coupe de la Terre actuelle montrant la proportion relative du manteau et du noyau (subdivisé en une graine solide et un noyau externe liquide). La tectonique des plaques (expansion au niveau des dorsales et subduction au niveau des fosses océaniques, concerne la lithosphère, rigide mais mobile grâce à un découplage mécanique avec une couche plus ductile du manteau : l'asthénosphère). La croûte correspond à la partie supérieure de la lithosphère.

C'est à cette époque que se forme aussi la Lune, par collision de la Terre avec une protoplanète de la taille de Mars (Fig. 14B). Cette collision aurait éjecté une masse énorme de débris dont l'accrétion donnera naissance à notre satellite (Fig. 14C-D). Elle serait aussi responsable de l'inclinaison de l'axe de la Terre (*obliquité* de $23^{\circ}26'$) et de sa rotation relativement rapide sur elle-même. Cette vitesse diminuant suite à l'effet des marées au cours des âges, une baisse progressive de la durée des jours a eu lieu (17 h au lieu de 24 h à la transition Archéen-Protérozoïque). L'énergie perdue par la rotation plus lente de la Terre est compensée par un éloignement graduel de la Lune.

Vers 4,4 Ga, il semble que l'océan de magma recouvrant la Terre ait commencé à se refroidir, produisant les premiers fragments de croûte. On en a pour preuve la présence de zircons de cet âge, remaniés dans des grès australiens très anciens.

Un océan et une proto-atmosphère devaient exister aussi à l'Hadéen, alimentés par le dégazage du magma et les impacts de comètes. Elle était riche en CO_2 , H_2O , CH_4 , NH_3 , H_2 , N_2 et SO_2 (rappelons que l'atmosphère actuelle est constituée principalement de 78% de N_2 et 21% de O_2).

L'étude de la Lune et des autres corps du système solaire montre qu'entre 4 et 3,9 Ga, toutes les planètes ont subi un intense bombardement météoritique dont témoigne encore l'aspect actuel de notre satellite.

L'Archéen

Les premières roches sédimentaires, des grès découverts au Groenland, datent de 3,87 Ga, c.-à-d. relativement peu de temps après la fin de l'épisode de bombardement météoritique. Ceci implique l'existence de continents, dont l'érosion a fourni le matériel détritique et d'océans, où il s'est sédimenté.

L'Archéen (du grec αρχαιος, ancien), débute à 4 Ga (Fig. 8), époque où l'on est sûr qu'existait déjà une croûte terrestre. Quelle était la nature de cette croûte, encore chaude, peu rigide et en croissance rapide suite au refroidissement du manteau? Peu de faits permettent de proposer un modèle. Il semble néanmoins que vers 4 Ga, les premières plaques tectoniques étaient formées. Leur mouvement était surtout vertical (*sagduction*), associé à des instabilités gravitaires, contrairement à ce qui se passe actuellement où domine une tectonique horizontale de type « dérive des continents » (cf. Boulvain & Vander Auwera, 2013 et Fig. 15).

De ces plaques, on retrouve plusieurs types de roches :

(1) des *roches volcaniques vertes*, correspondant à des reliques de croûte océanique ;

(2) des *gneiss*, témoins d'un métamorphisme régional très ancien de roches continentales ;

(3) des *granites* correspondant à la fusion de roches continentales ;

(4) des *grès* immatures riches en débris volcaniques (Fig. 16A). La présence de grains détritiques arrondis suggère que le transport fluvial était déjà effectif à cette époque ;

(5) des *cherts*, constitués de silice SiO_2 .

Un autre type de roche sédimentaire très particulier est caractéristique de l'Archéen et de la base du Protérozoïque : les *minerais de fer rubanés* (ou BIF : *banded iron formations*). Ces roches sont inconnues dans la nature actuelle et témoignent d'importantes différences quant à la nature de l'océan et de l'atmosphère primitives. Elles sont constituées de minces niveaux de SiO_2 alternant avec des niveaux de minéraux ferrières (Fig. 16B). L'origine du fer est discutée (hydrothermalisme et/ou altération continentale) mais sa disponibilité est clairement liée au caractère peu oxygéné de l'atmosphère et de l'océan archéen (le Fe^{2+} réduit étant mobile au contraire du Fe^{3+} oxydé qui est insoluble). La précipitation était peut-être partiellement microbienne.

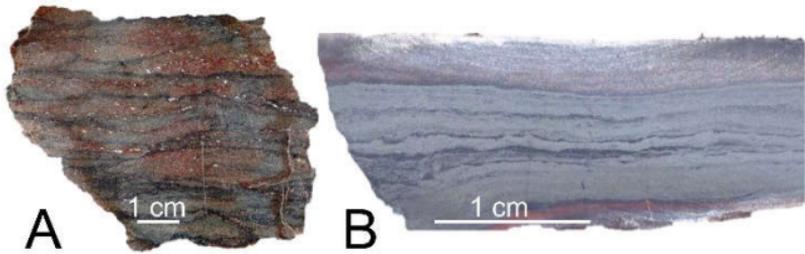


Fig. 16 : A : grès archéen (3,5 Ga), Afrique du Sud ; B : minerai de fer rubané, mine de Belo Horizonte, Brésil.

Bien qu'extrêmement difficiles, des reconstitutions paléogéographiques de la fin de l'Archéen ont été proposées. On suppose l'existence d'un premier supercontinent (*Kenorland*) vers 2,7 Ga. Ce continent se morcellera ensuite au cours du début du Protérozoïque.

Parallèlement, l'Archéen voit la naissance de la vie sur la Terre ! L'expérience bien connue de S. Miller (1953) a montré que des molécules organiques (des acides aminés entre autres), pouvaient être créées à partir d'eau, de méthane, d'ammoniac et d'hydrogène soumis à des chocs électriques (l'hypothèse des mares frappées par des éclairs).

Depuis, on a émis des doutes sur la nature de l'atmosphère archéenne, plutôt constituée d'azote et de gaz carbonique que de méthane et d'ammoniac. Une partie des recherches s'oriente actuellement vers une apparition de la vie en milieu océanique au niveau

de cheminées hydrothermales (une tranche d'eau était indispensable pour atténuer les ultraviolets solaires à une époque où la couche d'ozone n'était pas encore constituée !). Une autre hypothèse postule l'ensemencement de la Terre par des comètes ou des météorites contenant des molécules organiques abiotiques.

La recherche des plus anciennes traces de vie *fossilisées* est une quête difficile car les premiers microbes étaient tellement simples qu'ils peuvent être confondus avec des objets issus de processus non-biotiques (croissances cristallines par exemple) et leur ancienneté est telle que la roche qui les contient est souvent affectée par le métamorphisme. D'une manière générale, leur reconnaissance ne se base donc pas uniquement sur l'observation microscopique, mais aussi sur la présence de *biomarqueurs* (molécules qui ne peuvent provenir que d'un processus biotique) et de fractionnements isotopiques du carbone (les organismes incorporent l'isotope le plus léger, ^{12}C préférentiellement à l'isotope plus lourd, ^{13}C), voire du soufre ou du fer. Les nouvelles découvertes sont donc à chaque fois âprement discutées par la communauté scientifique. Quoiqu'il en soit, la plupart des paléontologues s'accordent sur un âge de 3,5-3,4 Ga pour les premiers signes clairs de fractionnement isotopique d'origine biotique et de 3,4-3,2 Ga pour les premiers organismes non équivoques (dans les cherts de Streeley Pool, Australie).

Les plus spectaculaires de ces formes de vie très anciennes sont les *stromatolithes*. Ces bioconstructions, encore présentes de nos jours dans des environnements particuliers (Fig. 17), sont constituées d'alternances de tapis microbiens (formés par des cyanobactéries, bactéries, archées, eucaryotes) et de sédiments. Elles forment des structures construites, rendues résistantes par le piégeage de grains et la précipitation de ciment carbonaté lors de processus de dégradation de la matière organique. Ce sont donc de vrais récifs, de taille parfois plurimétrique, qui peuplaient les océans archéens dès 3,4 Ga. La présence des stromatolithes indique indubitablement un démarrage de la photosynthèse, de nature encore probablement anoxygénique.

A la fin de l'Archéen donc, les noyaux des continents sont formés, la tectonique des plaques est fonctionnelle et les océans sont habités des profondeurs à leur surface par différentes formes de vie microbienne. L'atmosphère contient peut-être un peu d'oxygène.



Fig. 17 : stromatolithes actuels à Hamelin Pool, côte ouest de l'Australie. Ces constructions récifales microbiennes ne subsistent plus que dans des eaux très salées dépourvues de leurs prédateurs (gastéropodes broûteurs).

Le Protérozoïque

Le Protérozoïque (du grec προτερος, antérieur et ζωον, vie) s'étend de 2,5 Ga à 541 Ma, soit jusqu'au début du Phanérozoïque (Fig. 8). Cette durée équivaut à près de la moitié de l'histoire de la Terre. Remarquons que le nom de cet éon semble désormais

usurpé, du fait de la découverte de vie microbienne dans l'Archéen !

C'est au cours du Protérozoïque que se déroule la transition de l'ancien monde de l'Archéen à un monde tel que nous le connaissons, avec son atmosphère oxygénée, ses plaques relativement peu morcelées et ses continents stables. C'est en quelque sorte l'époque de la *terraformation* de notre planète...

Du point de vue de la mobilité continentale, le Protérozoïque voit la consolidation et la stabilisation des continents (*cratons*, cf. Fig. 18) et leur réunion en supercontinents dont la *Columbia* vers 1,8 Ga. Après un long épisode de fragmentation et de dérive, c'est ensuite la *Rodinia* qui se forme vers 1 Ga. Résultat de collisions continentales multiples, la naissance de la *Rodinia* s'accompagne du développement de vastes chaînes de montagnes (phase orogénique *Grenvillienne*). Plus tard, vers 600 Ma, un autre supercontinent, plus éphémère et nommé *Pannotia*, succède à *Rodinia*.

Deux impacts météoritiques majeurs se sont produits durant le Protérozoïque : l'un en Afrique du Sud (Vredefort, daté de 2 Ga et de 200 km de diamètre), l'autre au Canada (Sudbury, 1,8 Ga et 130 km).

Qu'en est-il de l'atmosphère ? Il semble que la transition entre l'atmosphère archéenne N_2/CO_2 et l'atmosphère actuelle N_2/O_2 se soit produite vers 2,4-

2,3 Ga (*Great Oxygenation Event*), sans bien sûr rejoindre directement le niveau actuel de 21% d'O₂ (probablement atteint au début du Phanérozoïque). Bien que l'on sache que cette augmentation relativement brutale de la teneur en oxygène provient indubitablement de la photosynthèse oxygénique, on ne comprend pas pourquoi le phénomène n'a pas été plus progressif depuis l'Archéen, puisque les cyanobactéries sont apparues vers 2,7-2,5 Ga. Ce que l'on sait par contre, c'est qu'avant 2,45 Ga, les eaux marines et continentales avaient un caractère réducteur puisqu'on observe des sulfures de fer détritiques (fer à l'état Fe²⁺).

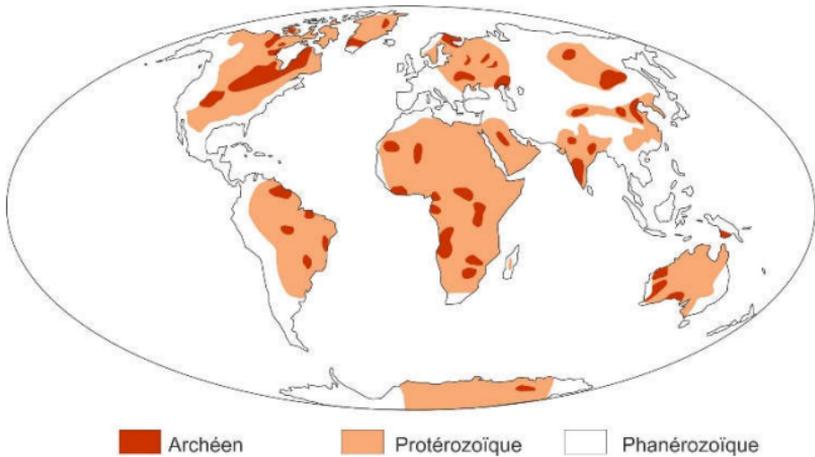


Fig. 18: localisation des affleurements de l'Archéen et du Protérozoïque. Modifié d'après Marshak (2015).

Une autre conséquence de la production d'oxygène est la formation d'ozone dans la haute atmosphère qui

protège la vie des rayons ultraviolets nocifs provenant du soleil. Ceci a facilité la colonisation des continents.

Du point de vue du climat, l'importante diminution de la teneur de l'atmosphère en CO₂, gaz à effet de serre, a provoqué des glaciations, peut-être les plus sévères de l'histoire de la Terre (Fig. 19). Les géologues ont émis l'hypothèse de glaciations globales (*Terre boule de neige*) dont le mécanisme serait le suivant :

(1) augmentation de la réflexion solaire sur le nouveau supercontinent Rodinia, situé de part et d'autre de l'équateur et dépourvu de végétation ;

(2) refroidissement global et formation de glaces aux pôles ;

(3) baisse du niveau marin et augmentation de la réflexion sur les continents et les surfaces englacées, début d'un phénomène de rétroaction menant à une glaciation globale.

La sortie de glaciation serait liée à l'accumulation de CO₂ d'origine volcanique dans l'atmosphère.

La vie a fait un pas de géant durant le Protérozoïque puisque les premiers *eucaryotes*, ou cellules à noyaux, sont apparus vers 1,7 Ga (les cyanobactéries et autres microbes de l'Archéen sont des *procaryotes*, cellules sans noyaux). La multicellularité débute de façon simple vers 1,6 Ga et dès 1 Ga, des fossiles ancêtres

de groupes modernes multicellulaires comme les algues et les champignons sont observés, prélude à l'explosion de la vie édiacarienne (cf. ci-dessous).

La célèbre *faune d'Ediacara* (du nom d'une région en Australie du Sud) correspond à des empreintes fossiles d'animaux à corps mou, plus vieilles que les premiers fossiles à tests ou coquilles du Cambrien. Cette faune macroscopique remonte à 580 Ma et s'éteint à la fin du Protérozoïque. Elle est remarquable dans le sens où l'on peut y découvrir des organismes qui donneront vraisemblablement naissance aux embranchements des cnidaires et des annélides, mais aussi plusieurs animaux dont l'organisation ne rappelle aucun groupe connu actuellement.

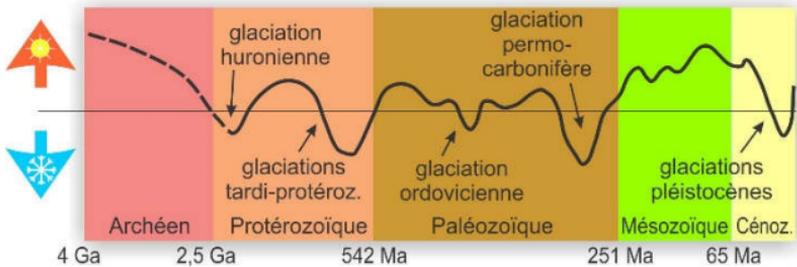


Fig. 19 : courbe de variation relative des températures terrestres. Sans échelle.

Le Paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien-Silurien)

Le Phanéozoïque (de φανερος, visible et de ζωον, vie) succède au Protérozoïque et correspond aux 541 millions d'années écoulées jusqu'à nos jours. Comme son étymologie l'indique, le début de cet éon voit apparaître des formes de vie macroscopiques produisant un test ou une coquille, aisément fossilisables. Ces fossiles mieux préservés et plus abondants permettent de construire des courbes de variation de la biodiversité au cours des âges (Fig. 20). Le Paléozoïque (541-251 Ma) est l'ère la plus ancienne du Phanéozoïque (Figs 8 & 9).

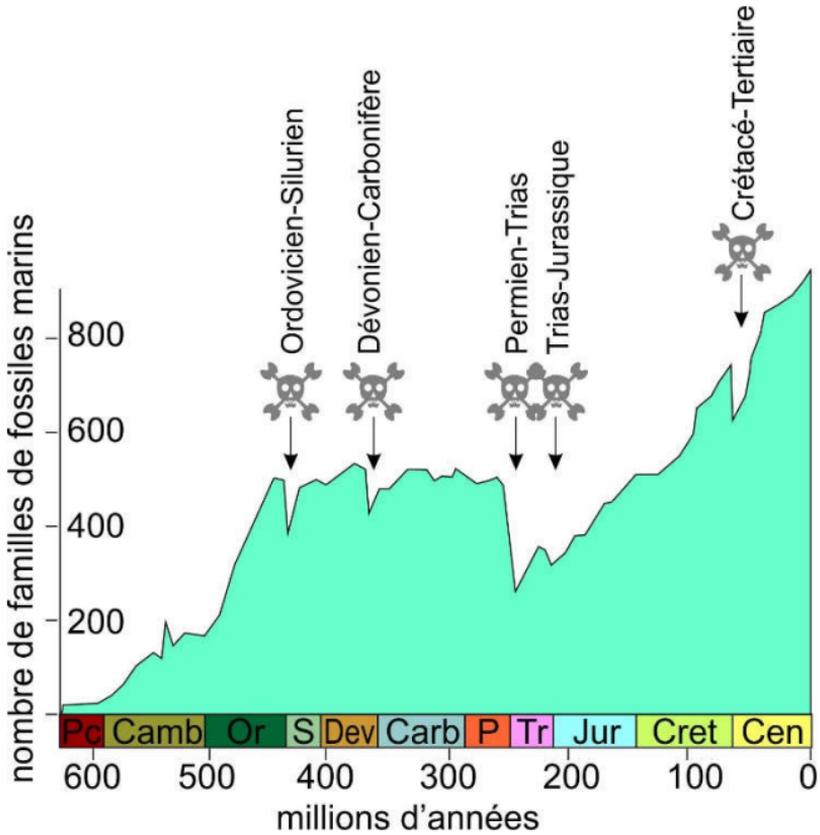


Fig. 20 : courbe de variation relative de la biodiversité (au niveau des familles) au cours du Phanérozoïque. L'augmentation progressive de la biodiversité est interrompue par des chutes soudaines correspondant à des crises majeures de la biosphère (marquées par des têtes de mort). Les noms des périodes géologiques sont abrégés.

A l'aube du Paléozoïque inférieur, c.-à-d. au **Cambrien**, la position des masses continentales est

assez bien connue. Contrairement à ce que l'on observe de nos jours, la plupart des continents sont rassemblés dans l'hémisphère sud. Deux grands continents, *Gondwana* (Amérique du Sud, Afrique, Inde, Australie et Antarctique) et *Laurentia* (Amérique du Nord et Groenland) sont entourés de continents plus petits : *Baltica* (nord de l'Europe) et *Siberia* (Fig. 21) : ils résultent du démembrement de Rodinia-Pannotia.

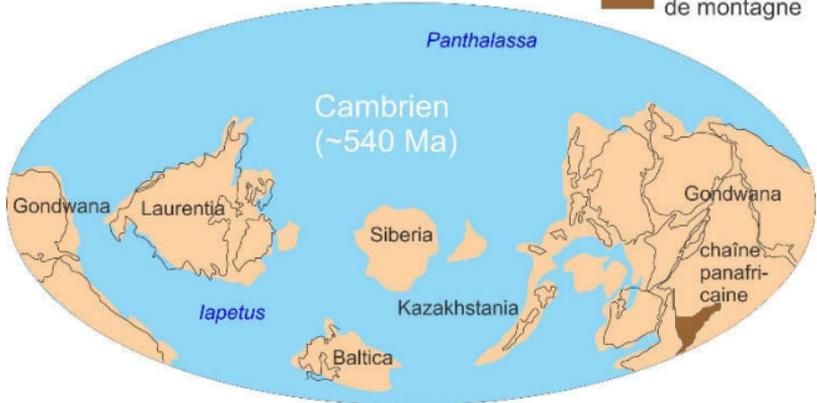
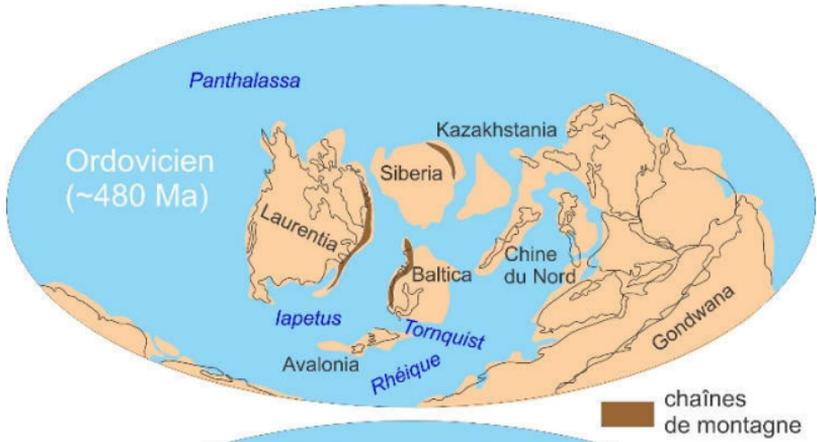


Fig. 21 : le monde paléozoïque, du Cambrien au Silurien. D'après Scotese, modifié. Le nom des continents est en noir, celui des océans en bleu.

Au cours de l'**Ordovicien-Silurien**, un mouvement de dérive vers le nord de microplaques détachées du Gondwana et leur collision avec la Laurentia est responsable de la formation de la chaîne de montagnes *calédonienne* dont le paroxysme se situe, selon la région, de l'Ordovicien au début du Dévonien. L'orogénèse calédonienne correspond au soulèvement de montagnes qui s'étendent sur des domaines à l'époque contigus : NE des Etats-Unis et du Canada, Groenland, Irlande, Ecosse, Pays de Galles et Norvège. Des vestiges de cette chaîne sont également présents en Ardenne (*massifs calédoniens*, cf. Boulvain & Tourneur, 2015).

Si le climat du Paléozoïque inférieur semble globalement assez chaud, une importante glaciation est suspectée à la fin de l'Ordovicien (Hirnantien), sur base de l'extension des dépôts glaciaires et périglaciaires du Gondwana (Fig. 19).

Après l'explosion de la vie cambrienne et l'apparition des tests et coquilles, tous les groupes d'invertébrés connus sont présents dans les océans au Paléozoïque inférieur. Parmi ceux-ci, les plus courants sont les arthropodes (trilobites), les mollusques (Fig. 22B), les brachiopodes, les échinodermes, les éponges calcifiées

(archéocyathes, capables d'édifier des récifs) et les hémichordés (graptolites planctoniques). Les vertébrés sont représentés seulement par les agnathes (groupe de poissons primitifs) et les conodontes, animaux énigmatiques dont on connaît uniquement les dents.

Cette importante biodiversité implique l'existence de niches écologiques variées et de pyramides alimentaires complexes. Le milieu continental par contre est encore pratiquement désert, seules quelques plantes naines (algues, bryophytes) et des champignons colonisent les bords des étendues d'eau.

Une des grandes extinctions se produit au cours de l'Ordovicien supérieur (Fig. 20), avec la disparition de 85% des espèces (surtout en milieu récifal). Cette extinction pourrait être expliquée par une chute du niveau marin global due au développement des calottes glaciaires sur les continents. De nouvelles espèces des mêmes groupes apparaissent au cours du Silurien, lors du réchauffement climatique et de la hausse du niveau marin conséquent.

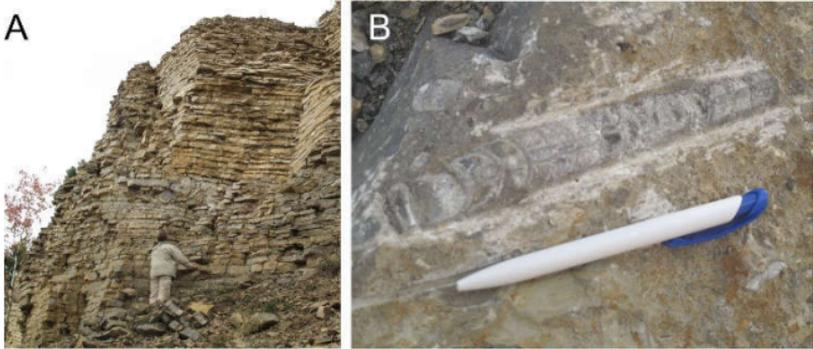


Fig. 22 : le Silurien près de Prague (Kosov). A : calcaires de la Formation de Pozary. B : niveau à orthocères, céphalopodes courants au Paléozoïque inférieur.

Le Paléozoïque supérieur (Dévonien-Carbonifère-Permien)

Comme le Paléozoïque inférieur, le Paléozoïque supérieur correspond à un cycle qui se clôture par l'*orogénèse varisque* ou *hercynienne*. C'est cette orogénèse qui a abouti à la formation du supercontinent *Pangée* au Permien, suite à la collision de la Laurussia avec le Gondwana (Figs 23 & 25). Les vestiges de cette gigantesque chaîne s'étendent de l'Oural aux Appalaches en passant notamment par la Bohême, le Massif schisteux rhénan, la Wallonie, les Vosges et la Forêt Noire, la Bretagne, le Massif central, le sud de l'Irlande et les Cornouailles.

Si l'on regarde la disposition de cette chaîne varisque par rapport à la chaîne calédonienne qui s'est formée à la fin du Paléozoïque inférieur (Fig. 23), on notera que les deux chaînes sont distinctes au niveau de la Scandinavie, de l'Ecosse et du Groenland mais commencent à se recouper au niveau du sud de l'Angleterre et de l'Ardenne, pour se confondre ensuite au Canada et aux Etats-Unis.

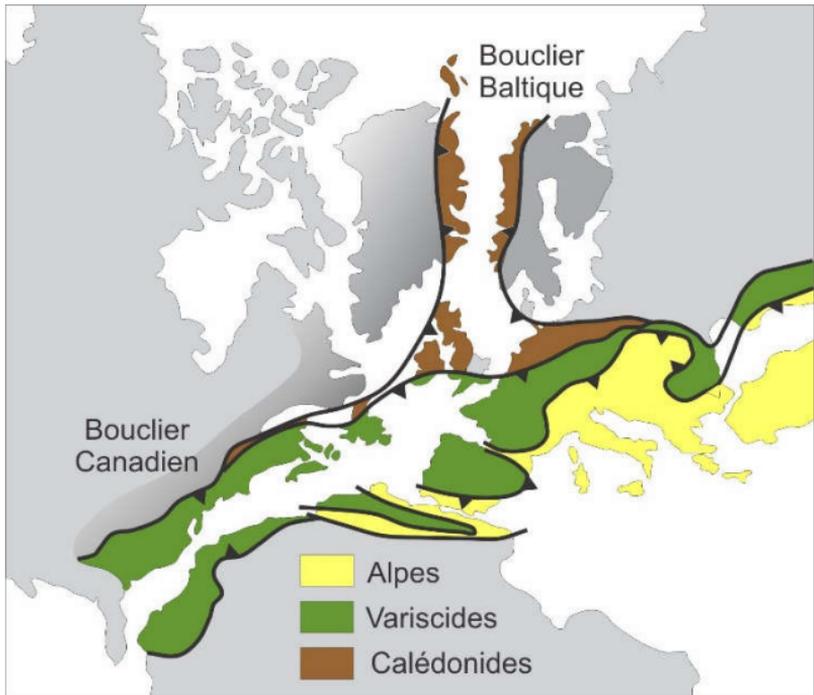


Fig. 23 : relations géométriques des trois chaînes montagneuses les plus récentes (Calédonides, Variscides et Alpes) en Europe, en Amérique et en Afrique.

Sur le plan paléontologique, le Paléozoïque supérieur est marqué par la conquête des continents : les végétaux (premières plantes vasculaires dès le Dévonien) envahissent le milieu terrestre jusqu'à constituer d'immenses forêts au Carbonifère, peuplées de ptéridophytes (fougères) et de gymnospermes (conifères). Ceci entraîne des modifications importantes à l'échelle de la planète, notamment avec la diminution du CO₂ atmosphérique stocké sous forme de matière organique et avec l'altération continentale, désormais nettement contrôlée par la couverture végétale. Les animaux également conquièrent le milieu continental : on observe l'apparition des batraciens et des reptiles ainsi que des insectes, araignées, scorpions. L'invention de l'œuf à coquille dure par les reptiles permet un affranchissement complet par rapport au milieu aquatique.

Dans les océans, se succèdent les poissons à mâchoire (gnathostomes : placodermes et requins ou raies), puis les poissons cartilagineux et les poissons osseux. C'est un groupe de poissons osseux, les sarcoptérygiens qui donne naissance aux tétrapodes. Précisons que le fameux *coelacanth* est un sarcoptérygien, considéré comme éteint depuis 65 Ma et dont un exemplaire vivant a été découvert en 1938 !

Sur le plan biostratigraphique, les groupes les plus importants utilisés pour dater les roches sont les

goniatites (céphalopodes), les trilobites, les fusulines (foraminifères à test calcaire) et les végétaux.

Plus en détail, au début du **Dévonien**, la chaîne calédonienne est livrée à l'érosion. Le matériel détritique s'accumule sous la forme d'épaisses séries à caractère souvent alluvio-littoral. Ces sédiments de couleur rouge, violacée, verte ont été appelés les *vieux grès rouges* (*old red sandstones*).

Plus tard, dans les océans tropicaux, le Dévonien étant une période relativement chaude de l'histoire de la Terre, des organismes constructeurs (coraux, éponges calcifiées, algues) édifient d'immenses complexes récifaux, plus vastes que la grande barrière de corail australienne actuelle (Fig. 24).

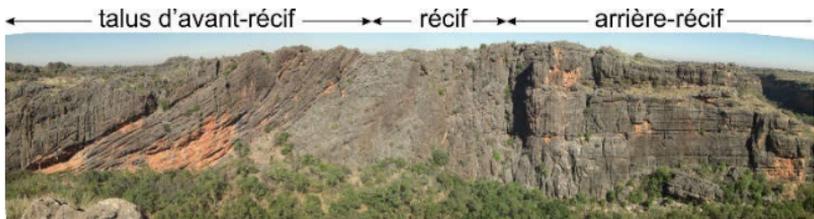


Fig. 24 : un exemple de plate-forme carbonatée avec barrière récifale, dans le Dévonien du Canning Basin, Australie.

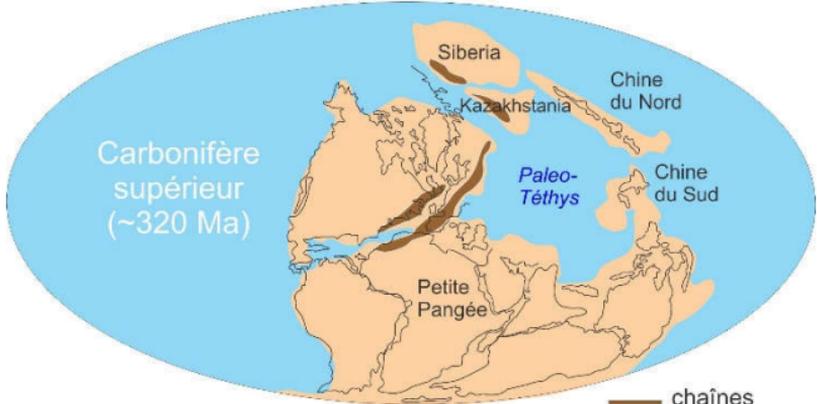
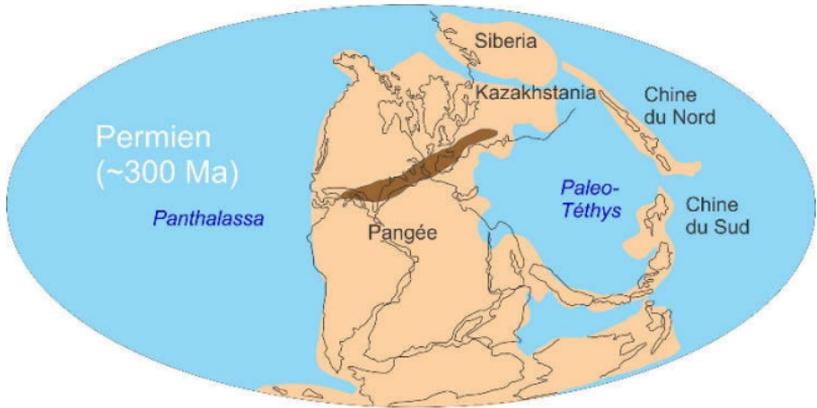
En Wallonie, les calcaires de la région de Philippeville, Couvin, Rochefort et Han-sur-Lesse sont de magnifiques témoins de ces récifs. Vers la fin du Dévonien cependant (limite Frasnien-Famennien),

une extinction massive à lieu (Fig. 20) : elle concerne principalement le milieu marin, où 75% des espèces périssent. C'est le benthos qui est le plus touché et certains des constructeurs majeurs de récifs disparaissent (éponges calcifiées). Cette crise pourrait être liée à un phénomène d'anoxie des océans.

Après le *Carbonifère inférieur* (Mississippien) durant lequel de vastes plates-formes carbonatées se développent à nouveau mais sans récifs majeurs (les calcaires de Dinant, Tournai et Visé en Wallonie), le climat a tendance à se refroidir et des glaciations surviennent durant le *Carbonifère supérieur* (Pennsylvanien), notamment au Gondwana. Le niveau des océans baissant en conséquence, la surface des mers épicontinentales peu profondes diminue fortement. Dans les zones équatoriales se déposent d'épaisses séries palustres riches en matière organique végétale et en sédiments détritiques venant de l'érosion de la jeune chaîne varisque. Il s'agit du Houiller, bien représenté notamment en France et en Belgique.

Au *Permien*, l'érosion de la chaîne varisque se poursuit, donnant naissance à d'épaisses séries détritiques, appelées *nouveaux grès rouges* (*new red sandstones*). Compte tenu de l'immensité de la Pangée (Fig. 25), le climat est continental, à dominance aride : des sédiments évaporitiques sont abondamment observés sur les continents.

A la fin du Permien survient la plus grave des grandes extinctions (Fig. 20) : elle élimine presque 95% des espèces marines et une bonne part des organismes terrestres. Parmi les groupes les plus connus, les trilobites disparaissent, de même que les fusulines (foraminifères) et les coraux paléozoïques. Cette crise semble liée à la conjugaison de plusieurs facteurs : épisode volcanique majeur (*trapps de Sibérie*, correspondant au déversement en à peu près 1 Ma de 2 millions de km³ de lave !), impact météoritique, déstabilisation des hydrates de méthane stockés dans les sédiments marins, tous ces événements générant d'importantes modifications climatiques.



chaînes
de montagne

Fig. 25 : le monde paléozoïque, du Dévonien au Permien. D'après Scotese, modifié.

Le Mésozoïque (Trias-Jurassique-Crétacé)

Le Mésozoïque (Fig. 10) correspond au démembrement de la Pangée (présente pendant près de 100 Ma!) et au début de la mise en place progressive de la configuration moderne des continents. Cet éclatement s'est fait à la faveur de *rifts* (rupture et écartement progressif de deux plaques de l'écorce terrestre) dont ceux qui préfigurent l'Atlantique (Fig. 27). Il est responsable de l'isolement de certains sous-continentes comme l'Inde et l'Australie au Jurassique et de l'apparition de nouveaux océans comme l'océan Indien (au Jurassique) et l'Atlantique sud (au Crétacé).

Au point de vue paléontologique, le Trias voit l'épanouissement des reptiles mammaliens et l'apparition des premiers mammifères. Dans les océans, les cératites (céphalopodes) sont abondantes. Au Jurassique, ce sont les premiers oiseaux qui apparaissent et les dinosaures qui se diversifient. Contrairement aux autres reptiles, les dinosaures avaient probablement le sang chaud et un cœur semblable à celui des oiseaux. Les ammonites et les bélemnites succèdent aux cératites (Fig. 28B). A la fin

du Jurassique et surtout au Crétacé, les rudistes (groupe de mollusques fixés constructeurs de récifs) dominent l'environnement récifal avec les madréporaires (coraux actuels). Les dinosaures eux, dominent la faune terrestre (tyrannosaures) et aérienne (ptérosaures). Les insectes sociaux s'épanouissent. Les poissons téléostéens supplantent les groupes plus anciens. Enfin, les angiospermes (plantes à fleurs) se développent au Crétacé. Elles utilisent les insectes pour faciliter leur pollinisation. Une crise importante se produit à la limite Trias-Jurassique, avec la disparition de 75% des espèces marines et un fort impact sur la flore terrestre (Fig. 20). Son origine est encore débattue.

Les principaux fossiles stratigraphiques du Mésozoïque sont les cératites, les ammonites et les bélemnites, auxquelles s'ajoutent les rudistes, les oursins et un certain nombre de foraminifères (orbitolines, orbitoïdes, alvéolines, globotruncanidés) ainsi que les calpionelles (ciliés à tests calcaires).

D'un point de vue climatique (Fig. 19), le Mésozoïque est une ère chaude, avec des teneurs élevées en CO₂ (gaz à effet de serre), atteignant même au Crétacé supérieur des températures suffisamment élevées pour que l'ensemble des glaces fondent, induisant un niveau des océans particulièrement haut (environ 80 m de plus que le niveau actuel). Seuls la fin du Jurassique et le début du Crétacé sont un peu plus froids.

Plus en détail, au *Trias*, la mer s'avance progressivement sur de vastes zones de la Pangée, donnant naissance à des mers très peu profondes. Comme le climat est aride, ces mers sont emplies de séries détritico-carbonatées avec des niveaux remarquables d'évaporites. La trilogie *Buntsandstein-Muschelkalk-Keuper* (grès rouges et conglomérats-calcaires coquilliers-marnes à évaporites) du Trias germanique, notamment visible en Lorraine, en est un bon exemple (Fig. 26). Plus au sud, l'océan Téthys commence à accumuler les sédiments qui formeront plus tard les Alpes.

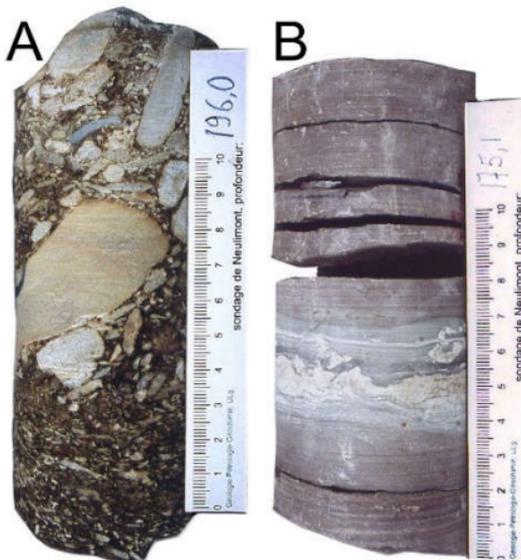


Fig. 26 : *Le Trias en Belgique. A : conglomérat et grès rouge. B : marne rouge et verte à évaporites. Carottes du sondage de Neulimont, Lorraine belge.*

Le **Jurassique** fait suite au Trias, dans le même contexte géodynamique de l'éclatement de la Pangée. Les reliefs varisques étant complètement aplanis, la tendance est à une sédimentation plus carbonatée dans les mers épicontinentales. Des complexes récifaux, débarrassés de l'apport détritique, se développent à nouveau. Ils sont dominés par les madréporaires et les algues calcaires comme dans la nature actuelle. Certains mouvements de compression en rapport avec l'orogénèse alpine se manifestent localement.

Au **Crétacé**, l'éclatement de la Pangée s'achève par l'océanisation des rifts atlantiques. De plus, avec la forte hausse du niveau marin du Crétacé Supérieur, l'avancée des mers épicontinentales transforme de nombreuses régions (dont l'Europe) en archipels. Dans ces mers, des plates-formes carbonatées se développent en zone tropicale, avec des récifs dominés par les rudistes tandis que d'épaisses couches de phytoplancton calcaire (la craie, formée de *coccolites*, Fig. 28A) se déposent dans les zones tempérées. Certaines régions émergent suite à des mouvements orogéniques alpins (Alpes, Andes, Rocheuses, etc.) et soumises à l'érosion, fournissent des quantités importantes de sédiments détritiques.

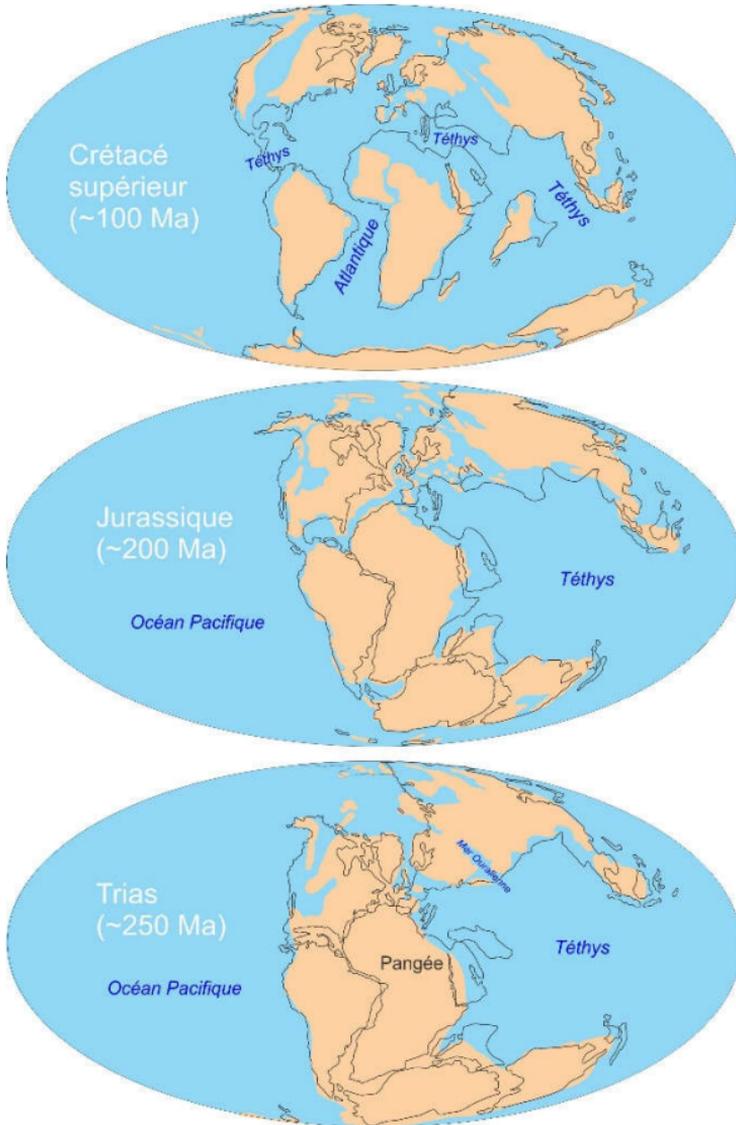


Fig. 27 : le monde mésozoïque, du Trias au Crétacé.
D'après Scotese, modifié.

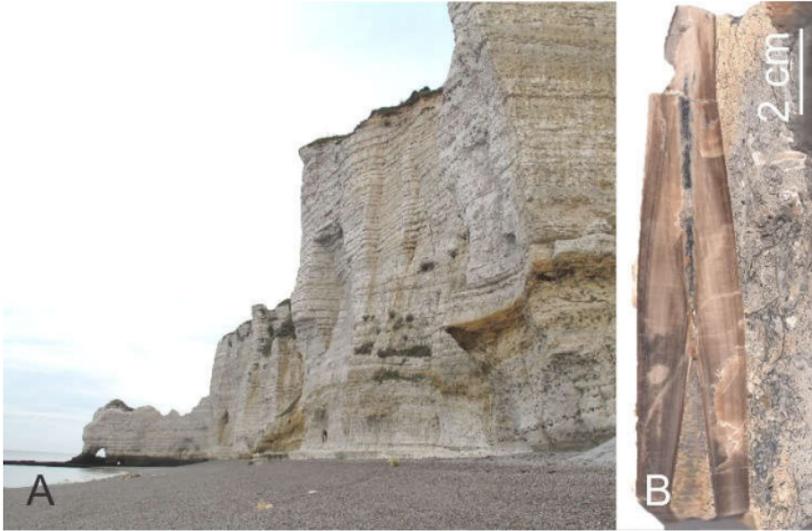


Figure 28 : *A : falaise de craie du Crétacé à Etretat, France. La craie est une accumulation de phytoplancton calcaire. B : rostre de bélemnite (Megateuthis), Jurassique, Rumelange, Grand-Duché de Luxembourg.*

A la limite Crétacé-Tertiaire (K-T), se produit la plus connue et la plus médiatique des extinctions massives (Fig. 20). La crise de la limite K-T frappe près de 75 % des espèces et en particulier les grands reptiles, les ammonites, les rudistes, beaucoup de foraminifères, une bonne partie du phytoplancton et des plantes terrestres. Les espèces épargnées sont souvent des animaux de petite taille, charognards ou détritivores. Cette empreinte écologique particulière suggère que c'est une interruption de la photosynthèse qui a déstabilisé la biosphère.

Plusieurs hypothèses ont été avancées pour rendre compte de cette extinction : les plus suivies sont l'impact d'une météorite de 10 km (dont le cratère sous-marin de Chicxulub dans le Yucatan serait la trace, ainsi qu'un niveau d'iridium présent dans différentes coupes de la limite K-T) et/ou la mise en place des trapps volcaniques du Deccan (NW de l'Inde) lors d'immenses éruptions fissurales. Ces phénomènes auraient généré un obscurcissement de l'atmosphère, la mort de la végétation et une chute brutale de la température globale.

Le Cénozoïque

Durant les derniers 65 millions d'années (Fig. 10), les continents vont adopter progressivement la configuration actuelle par la poursuite des mouvements amorcés au Trias. Les Amériques continuent à s'écarter de l'Afrique et de l'Europe. L'Inde se rapproche de l'Asie. L'Australie se sépare de l'Antarctique et le Groenland de l'Amérique du Nord. L'Atlantique nord termine son ouverture, entrant en communication avec l'océan Arctique. Les deux Amériques communiquent par l'isthme de Panama et l'Atlantique est séparé du Pacifique, modifiant profondément la circulation océanique. La mer Rouge s'ouvre au Pliocène. Ces mouvements peuvent d'ailleurs être extrapolés pour imaginer

l'aspect de notre planète dans plusieurs dizaines de millions d'années (Fig. 29). Dans cette perspective, l'ensemble des continents continue à migrer vers le nord, l'Atlantique s'élargit aux dépens du Pacifique, l'Est africain se sépare du continent, la Méditerranée émerge et constitue une chaîne de montagnes et l'Australie heurte le continent eurasiatique.

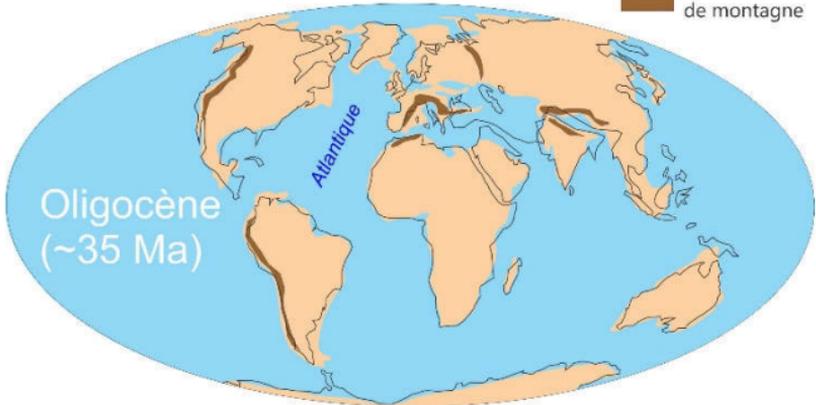
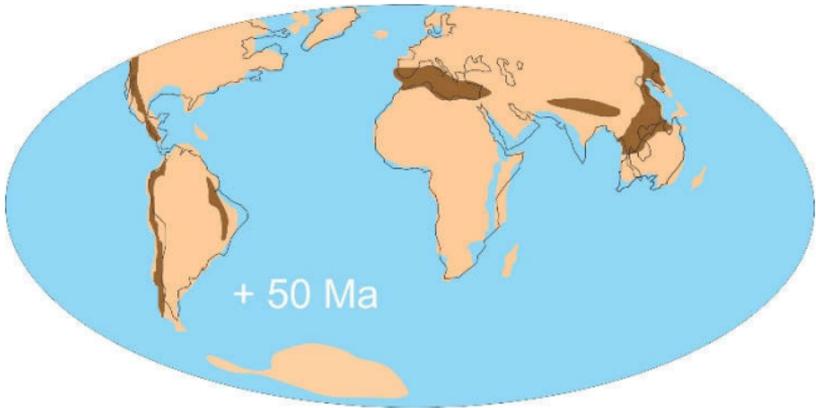


Fig. 29 : le monde cénozoïque. La carte du Pléistocène mentionne l'extension maximale des calottes glaciaires mais ne tient pas compte de la baisse consécutive du niveau marin sur le tracé des rivages. La carte du monde dans 50 Ma représente aussi les principales chaînes de montagnes du futur, par exemple, la chaîne méditerranéenne. D'après Scotese, modifié.

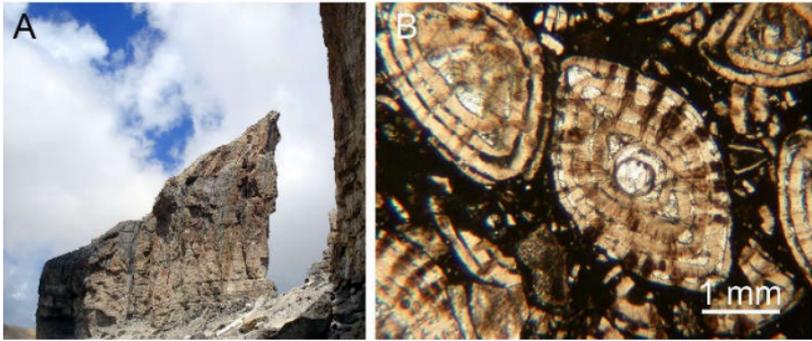


Figure 30 : A : la Brèche de Roland, dans les Pyrénées, taillée dans des calcaires éocènes à nummulites. B : calcaire à nummulites, lame mince, lumière naturelle.

Le Cénozoïque correspond aussi à la formation des principales chaînes de montagnes actuelles :

(1) chaîne alpine-himalayenne (Rif, Alpes, Zagros, Himalaya) résultant de la collision de l'Europe et de l'Asie avec des plaques issues du démembrement du Gondwana (Afrique et Inde) ;

(2) chaîne des Rocheuses et des Andes qui résultent de la subduction de la plaque Pacifique sous les Amériques.

En ce qui concerne les Alpes et les chaînes proches, la phase compressive principale date de l'Eocène. L'Oligocène est déjà marqué par des phénomènes de relaxation et la formation de bassins effondrés et de reliefs en alternance, avec un paroxysme au moment du développement du bassin méditerranéen à la fin du Miocène.

Le climat très chaud du Crétacé évolue rapidement vers des températures plus fraîches et les glaciers réapparaissent à partir de l'Oligocène. Le Pléistocène voit se succéder plusieurs glaciations, chacune responsable du recul des mers jusqu'à la limite des plateaux continentaux. Cette chute du niveau marin de l'ordre de 80 m permet la formation d'isthmes entre l'Asie et l'Amérique du Nord (via le détroit de Bering), partiellement entre l'Australie et l'Asie et, plus près de chez nous, entre l'Angleterre et l'Europe continentale (via la Manche). Tous ces ponts continentaux ont favorisé des migrations animales et humaines. La fin de la dernière glaciation date d'environ 11 000 ans et marque le début de l'Holocène.

Sur le plan paléontologique, après l'extinction K-T, un certain nombre de niches restées vacantes sont recolonisées. C'est le cas en particulier des

mammifères qui prennent la place des grands reptiles. Les grands singes apparaissent au Miocène, nos premiers ancêtres directs vers 4 Ma et les premiers membres du genre *Homo* il y a 2,4 Ma. Le monde végétal voit l'apparition des monocotylédones et parmi celles-ci, les plantes herbacées qui couvriront les régions tempérées et subtropicales.

La plus récente des grandes extinctions se joue actuellement, avec la disparition de plusieurs centaines d'espèces tous les ans.

Les groupes les plus utiles en biostratigraphie du Cénozoïque sont les mammifères, les poissons, les mollusques et les foraminifères (nummulites, Fig. 30B, alvéolines, orbitoïdes, globorotalidés).

Conclusion : l'horloge des temps géologiques

Dans le prolongement de ce bref historique et pour souligner les étapes majeures de l'évolution du vivant, la Fig. 30 propose une *horloge des temps géologiques*.

Pour essayer de se figurer cette durée immense, on utilise aussi l'analogie du calendrier : imaginons que les 4,57 milliards d'années de la Terre équivalent à une année. Dans ce cas, les roches les plus anciennes datent de début février, les premières traces de vie de

fin février, les premiers fossiles à coquille de fin octobre et la conquête du monde terrestre de fin novembre. Les premiers mammifères datent du 15 décembre et l'extinction des dinosaures du 25 décembre. Les premiers hominidés apparaissent le 31 décembre à 15h et notre espèce, *homo sapiens*, le 31 décembre à 23h. Toute l'histoire humaine s'écoule au cours des dernières 30 secondes avant minuit.

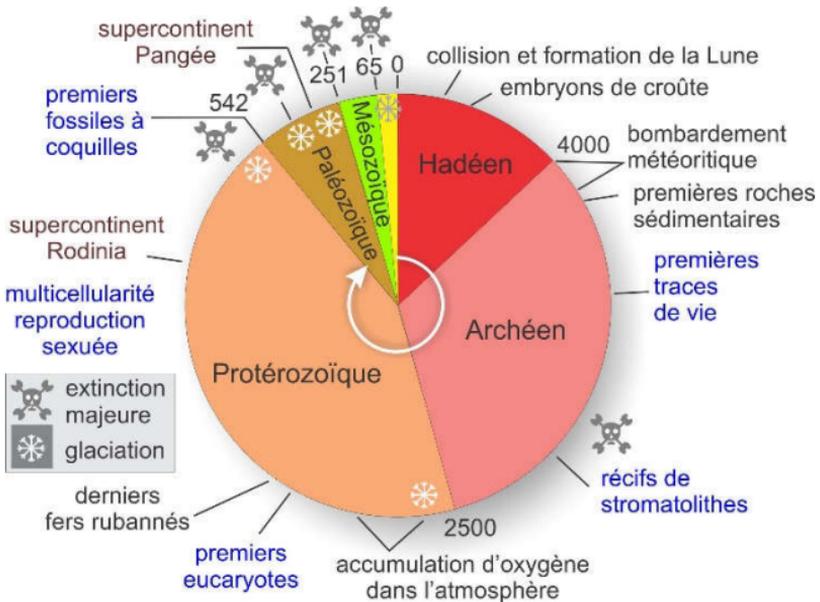


Figure 31 : l'horloge des temps géologiques, ou la mise en perspective des grands événements de l'histoire de notre planète.

Remarque quant aux cycles orogéniques

On a présenté dans ce texte les cycles orogéniques comme des événements à la fois globaux et relativement simultanés. Il s'agit d'une simplification : d'une part, les orogénèses sont provoquées par des mouvements horizontaux des plaques qui n'entrent pas en collision partout au même moment ; leur paroxysme peut donc subir des décalages de plusieurs dizaines de millions d'années (exemple : orogénèse varisque en Europe durant le Carbonifère et en Russie à la fin du Permien) et d'autre part, des phases orogéniques intermédiaires plus locales existent tout au long de l'histoire géologique. Ainsi, ce qui précède est essentiellement valable pour l'Europe.

Remerciements

Emmanuelle Javaux et Léon Dejonghe sont vivement remerciés pour leur relecture attentive du manuscrit et leurs suggestions.

Orientation bibliographique

Boulvain, F & Tourneur, F., 2015. Pierres et marbres en Wallonie : reconnaissance et genèse. L'Académie en Poche, 102 p.

Boulvain, F. & Vander Auwera, J., 2013. Voyage au centre de la Terre. L'Académie en Poche, 82 p.

Courtillot, V., 1995. La vie en catastrophes. Fayard, 278 p.

Deconinck, J.-F., 2006. Paléoclimats. Vuibert/SGF, 198 p.

De Wever, P., David, B. & Neraudeau, D., 2010. Paléobiosphère. Regards croisés des Sciences de la Vie et de la Terre. Vuibert, 816 p.

De Wever, P., Labrousse, L., Raymond D. & Schaaf, A., 2005. La mesure du temps dans l'histoire de la Terre. Vuibert/SGF, 132 p.

Elmi, S. & Babin, C. 2012. Histoire de la Terre. Dunod, 239 p.

Geologic TimeScale Foundation (construction d'échelles stratigraphiques personnalisées). <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreator/index/index.php>

Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A. 2004. A geologic time scale. Cambridge University Press, 589 p.

Hedberg, H.D., 1979. Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. Doin, 233 p.

International Commission on Stratigraphy (dernière version de l'échelle stratigraphique internationale). <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>

Lecointre, G. & Le Guyader, H., 2006. Classification phylogénétique du vivant (3^e édition). Belin, 559 p.

Lethiers, F., 1998. Evolution de la biosphère et événements géologiques. Gordon & Breach Science Publishers, 321 p.

Marshak, S., 2015. Earth : portrait of a planet. Norton, 948 p.

Maurel, M.-C., 2003. La naissance de la vie. Dunod Universciences, 194 p.

Scotese, C.R. Paleomap Project (cartes paléogéographiques). <http://www.scotese.com/>

L'auteur

Frédéric Boulvain est spécialiste des récifs dévoniens. Il est membre de l'Académie royale de Belgique et professeur ordinaire à l'Université de Liège où il dirige le laboratoire de pétrologie sédimentaire et enseigne la géologie générale, la pétrologie sédimentaire et la géologie de la Wallonie.

Principaux ouvrages

Boulvain, F., 2013. Géologie générale. Du minéral aux géosphères. Ellipses, Paris, 236 pp.

Boulvain, F., 2010. Pétrologie sédimentaire. Des roches aux processus. Ellipses, Paris, 259 pp.

Álvaro, J. J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D. & Vennin, E. (eds) Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls. Geological Society, London, Special Publications, 275, 125-142.

Table des matières

INTRODUCTION.....	2
LES FAMILLES DE ROCHES.....	2
CHRONOLOGIE ET MESURE DU TEMPS.....	9
LES BASES DE LA STRATIGRAPHIE.....	10
L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE.....	15
LA RADIOCHRONOLOGIE.....	26
<i>La méthode uranium-thorium-plomb.....</i>	<i>29</i>
<i>La méthode rubidium-strontium.....</i>	<i>30</i>
<i>La méthode potassium-argon.....</i>	<i>31</i>
<i>La méthode carbone 14.....</i>	<i>31</i>

L'ÂGE DE LA TERRE	33
AUTRES MÉTHODES DE DATATION	35
UNE BREVE HISTOIRE DE LA TERRE	37
LES ORIGINES	37
L'ARCHÉEN	41
LE PROTÉROZOÏQUE	46
LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR (CAMBRIEN-ORDOVICIEN- SILURIEN)	51
LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR (DÉVONIEN-CARBONIFÈRE- PERMIEN)	57
LE MÉSOZOÏQUE (TRIAS-JURASSIQUE-CRÉTACÉ)	64
LE CÉNOZOÏQUE	70
CONCLUSION : L'HORLOGE DES TEMPS GÉOLOGIQUES ..	75
<i>Remarque quant aux cycles orogéniques</i>	76
<i>Remerciements</i>	77
ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE	77
L'AUTEUR	79