

Eléments de cours de Géologie : les illustrations et les commentaires seront examinés pendant les séances de cours

Chapitre 6

GEOCHRONOLOGIE

La *géo*chronologie (ou géologie historique) est une discipline basée sur la *stratigraphie*. Celle-ci est une science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires généralement arrangés en couches ou "*strates*". Chaque couche géologique est caractérisée par son contenu lithostratigraphique et biostratigraphique :

-la *lithostratigraphie* = la description du contenu lithologique des couches. La nature des roches sédimentaires nous informe sur le milieu de sédimentation et comment cet environnement a évolué dans le temps.

-la *biostratigraphie* = la description des fossiles que contient une strate dont l'unité est la *biozone* (faune et flore relatives à un temps). Elle nous renseigne sur l'évolution de ces fossiles dans le temps et dans l'espace dans leur environnement sédimentaire.

- notion de faciès (voir TD)

La *chronostratigraphie* consiste à définir les intervalles de temps des strates et à retracer les différentes évolutions paléogéographiques

Pour repérer un événement passé (=Paléogéographie), on peut:

- le situer par rapport à un autre c'est-à-dire établir sa *chronologie relative* (les mammifères sont apparus *après* les reptiles).

- ou bien indiquer la date à laquelle il s'est produit c'est-à-dire établir sa *chronologie absolue* (les mammifères *sont apparus il y a* 200 millions d'années).

I - CHRONOLOGIE RELATIVE

La stratigraphie permet de reconstruire les événements géologiques grâce à l'établissement d'une chronologie relative des terrains par l'application des principes suivants :

1°) - Principe d'actualisme :

Les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le passé.

2°) - Principe de superposition,

Dans leur disposition originelle, les strates sont généralement horizontales, et superposées dans l'ordre chronologique de leur dépôt. On dit qu'elles sont en *superposition normale* (*concordantes*), c'est-à-dire que chaque couche est plus ancienne que celle qui la recouvre (fig.1).

Une strate est définie par sa limite supérieure (toit), sa limite inférieure (mur) et son épaisseur.

La disposition des âges dans une carte géologique, suit le principe de superposition : terrains plus jeunes en haut, et les plus vieux en bas.

3°) - Principe de continuité

Une couche, définie par un faciès donné (ensemble des conditions de dépôt du sédiment ayant donné naissance à la roche), est de même âge sur toute son étendue (fig.2).

4°) – Principe d'identité paléontologique

Deux couches ou deux séries de couches sédimentaires de même contenu paléontologique en fossiles stratigraphiques (et de lithologie différente ou pas) ont le même âge (fig.3).

Les fossiles sont caractérisés par une extension géographique maximale et une extension chronologique minimale.

Les "mauvais" fossiles présentent une forme constante pendant une longue durée.

5°) - Principe de recoupement

Un objet géologique qui recoupe un autre lui est postérieur. Il peut s'agir d'une intrusion de roches plutonique ou éruptives qui recoupe des couches précédemment déposées dans un bassin sédimentaire (fig.4).

6°) – Principe de « recouvrement »

Une structure (couche sédimentaire ou volcano-sédimentaire ou coulée volcanique...) qui en recouvre une autre (déformée ou pas) est postérieure à cette dernière

Une des applications importantes de ce principe est la notion de *discordance* stratigraphique.

On appelle *discordance*, une limite qui exprime une l'interruption dans la sédimentation pendant un intervalle de temps. Elle peut se présenter par sous deux formes :

- La *discordance de ravinement* représentée par une surface irrégulière d'érosion entre des strates parallèles. Cette surface exprime la cessation de la sédimentation plus leur ravinement (érosion) mais sans déformation (fig.5).

- La *discordance angulaire* représentée par une surface d'érosion recoupant d'anciennes séquences déformées. Cette discordance implique le plissement (ou le basculement) et le soulèvement, l'érosion d'anciennes couches sur lesquelles reposent de nouvelles couches. Souvent les strates récemment déposées se trouvent directement au-dessus de roches ignées ou métamorphiques intercalées dans la série plissée (fig.6).

7°) – Les critères de polarité des couches

Pour déterminer si une série de couches est en superposition normale ou inverse, on compare l'âge de ces couches d'après les fossiles stratigraphiques qu'elles contiennent. Si ces derniers n'existent pas (couches azoïques), on utilise des *critères sédimentaires de polarité des couches*. Il s'agit d'un ensemble de figures sédimentaires permettant de distinguer le sommet (le haut = la partie la plus récente) de la base (le bas = la partie la plus ancienne) d'une strate ou d'une série de couches. Ces critères de polarité sont nombreux et de différentes natures dont voici quelques exemples (fig.7):

- ~ granoclassement décroissant (7a),
- ~ ravinement indiquant une surface d'une couche (7b),
- ~ fragments d'une couche contenus dans une autre couche, celle-ci est alors la plus récente des deux (7c);
- ~ figures de charges et empreintes vermiformes saillantes sur la surface basale des couches (7d).
- ~ lits concaves qui indiquent le haut d'une couche, dans un dépôt à stratification oblique tronqué dans sa partie supérieure (7e);
- ~ étude des fossiles dans leur environnement :
 - fossiles ayant conservé leur position de vie pendant la sédimentation (7f);
 - remplissage des coquilles (7g)

II - CHRONOLOGIE ABSOLUE

1°) - Introduction

La chronologie absolue de mesurer des durées des phénomènes géologiques et des objets géologiques (roche, minéral) grâce à des techniques qui s'appuient sur la **désintégration radioactive** d'isotopes de certains éléments chimiques. La radioactivité correspond à des changements naturels ou artificiels du nombre de protons et de neutrons de noyaux dits instables.

On appelle **isotopes**, les atomes d'un élément qui contiennent des nombres différents de neutrons. On identifie un isotope par son **nombre de masse**, qui représente la somme des neutrons plus protons. Par exemple, tous les atomes de carbone contiennent 6 protons, mais ces derniers peuvent se lier à 6, 7, ou 8 neutrons.

Les isotopes radioactifs majeurs **P** (pères) et leurs produits **F** (fils) utilisés en géologie sont $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$, $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (pour les longues durées) et $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ pour les courtes durées).

Le tableau ci-après donne une idée sur les tranches d'âge pouvant être obtenues en étudiant quelques couples d'isotopes:

COUPLES D'ISOTOPES	PERIODES	AGES MESURES
$^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$	4,47 GA	> 25 MA
$^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$	Sr 48,8 GA	> 100 MA
$^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$	1,31 GA	1 à 300 MA
$^{14}\text{C} / ^{14}\text{N}$	5 730 années	100 à 50 000 ans

2°).- Principe de datation radiométrique

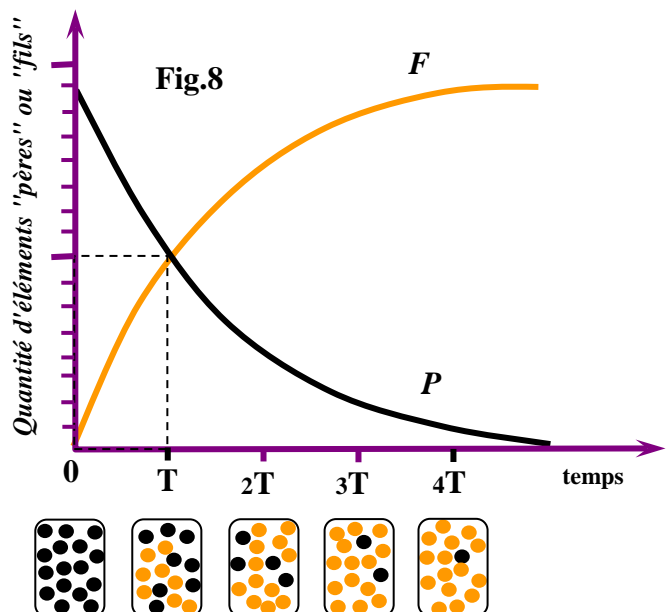
La loi de la désintégration est la même pour chaque élément radioactif même si le taux de désintégration varie d'un élément à un autre.

Un élément **P** radioactif se désintègre progressivement en élément **F**. Cette désintégration est beaucoup plus abondante qu'il s'est écoulé plus de temps

La figure 8 montre que la proportion d'atomes pères (P) qui se désintègrent pendant chaque unité de temps (dt) est toujours la même. Le nombre d'atomes pères se désintégrant diminue de manière continue en même temps que le nombre d'atomes fils augmente proportionnellement.

- A $t=T$, il ne reste plus que 8 isotopes noirs, 8 isotopes blancs ont été produits.
- A $t=2T$, il ne reste plus que 4 noirs pour 12 blancs,
- A $t=3T$, il ne reste plus que 2 noirs pour 14 blancs,
- A $t=4T$, il ne reste plus que 1 noir pour 15 blancs

On est parti d'un système à 16 éléments isotopiques et il y en a toujours 16 dans le système : on dit que le système est **clos** ou **fermé**, il n'y a pas d'apport extérieur ou de pertes.



La désintégration de l'élément **P** suit une loi exponentielle exprimée par une équation qui décrit le changement (**dP**) du nombre d'atomes pères (**P**) par intervalle de temps (**dt**):

$\frac{dP}{dt} = -\lambda \cdot P_0$ où **P** est le nombre initial d'atomes pères et **P** le nombre d'atome à l'instant **t** et λ est la *constante de désintégration* de l'élément radioactif et elle s'exprime en an^{-1} .

Cette équation s'intègre en fonction du temps : $P = P_0 e^{-\lambda t}$ ou bien $P_0 = P e^{\lambda t}$

Comme $P_0 = P + F$, l'intégration de cette équation donne $t = \frac{1}{\lambda} \cdot \log_n (1 + (F/P))$ (I)

Chaque élément radioactif, est également, caractérisé par sa *période ou demi-vie* **T** au bout de laquelle la moitié de l'élément père **P** s'est désintégré. $P_0/2 = P_0 e^{-\lambda T} \rightarrow \lambda = \log_n 2/T$.

En général, nous ne connaissons pas la valeur de **P**₀, mais nous pouvons mesurer le nombre d'atomes pères **P** et celui de fils **F** dans un échantillon. On détermine alors le rapport **F/P**; ce qui suppose que l'élément **F** n'est pas lui-même radioactif.

Dans la pratique on utilise la formule $t = \frac{1}{\lambda} \cdot \log_n (1 + (F/P))$

Dans beaucoup de cas il faut tenir compte du fait que des isotopes **F** peuvent exister au départ (**F**₀) dans la roche indépendamment de la radioactivité de **P**. On a alors : $F = F_0 + F^*$

F* est le produit de désintégration de **P**, on a : $F^* = P_0 - P$

Comme $P = P_0 e^{-\lambda t}$ ou bien $P_0 = P e^{\lambda t}$

On aura : $F^* = P (e^{\lambda t} - 1)$ et donc $F_{\text{mesuré}} = F_0_{\text{initial}} + P_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$ (II)

3°) - Méthodes de datation des périodes anciennes

3.1 La méthode Rb (rubidium) / Sr (strontium)

Lors de la formation d'une roche magmatique, du rubidium et du strontium sont intégrés dans les réseaux cristallins de certains minéraux (micas, feldspaths). Chacun de ces éléments se présente sous plusieurs formes isotopiques : ⁸⁵Rb et ⁸⁷Rb d'une part, ⁸⁸Sr, ⁸⁷Sr, ⁸⁶Sr et ⁸⁴Sr d'autre part.

L'isotope ⁸⁷Rb, radioactif, se désintègre en donnant ⁸⁷Sr : (T = 48,8 milliards d'années et $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$).

Or on ne connaît pas la quantité initiale de ces éléments dans les minéraux de la roche à la fermeture du système, que ce soit celle de **P** ou celle de **F** qui n'est pas nulle au départ. Dans ce cas on applique l'équation II ($F_{\text{mesuré}} = F_0_{\text{initial}} + P_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$) qui devient :

$${}^{87}\text{Sr}_{\text{mesuré}} = {}^{87}\text{Sr}_0_{\text{initial}} + {}^{87}\text{Rb}_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1) :$$

On dispose ainsi d'une équation à deux inconnues : la quantité ⁸⁷Sr_{0 initial} et le temps **t** de désintégration du ⁸⁷Rb en ⁸⁷Sr qu'il faut résoudre.

Pour cela, il faut comprendre que deux minéraux (ou deux roches) cristallisant à partir d'un même magma intégreront dans leur réseau cristallin du strontium avec un rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr identique à celui du magma d'origine. On dit que ces échantillons sont *cogénétiques*.

Sachant que ⁸⁷Sr est stable et que ⁸⁶Sr n'est ni radioactif ni radiogénique, la quantité de cet isotope ne varie pas au cours du temps dans un système clos et ⁸⁶Sr = ⁸⁶Sr₀. Si on divise toute l'équation par le nombre de l'isotope ⁸⁶Sr, l'équation devient donc :

$$\left\{ \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right\}_{\text{mesuré}} = \left\{ \frac{{}^{87}\text{Sr}_0}{{}^{86}\text{Sr}} \right\}_{\text{initial}} + \left\{ \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right\}_{\text{mesuré}} \times \{ (e^{\lambda t} - 1) \} \text{ (équation III)}$$

On admet que la valeur de ce rapport au moment de la fermeture du système était la même que dans un organisme vivant actuel. ^{14}C C étant stable, le rapport $^{14}\text{C}_{\text{initial}} / ^{12}\text{C}_{\text{initial}}$ connu et $^{14}\text{C}_{\text{actuel}} / ^{12}\text{C}_{\text{actuel}}$ mesuré donne la valeur du rapport $^{14}\text{C}_{\text{initial}} / ^{14}\text{C}_{\text{actuel}}$.

L'âge de l'échantillon est donné par la formule :

donne $t = \log_n (^{14}\text{C}_{\text{initial}} / ^{14}\text{C}_{\text{actuel}}) \times T / \log_n 2$

III – L'ECHELLE DES TEMPS GEOLOGIQUES

La biostratigraphie et les méthodes de géochronologie permettent de reconstituer l'histoire géologique d'une région donnée. Les recoupements généralisés à l'échelle du globe ont permis d'établir un calendrier de référence appelée *échelle stratigraphique internationale des temps géologiques* basée, à la fois sur la géochronologie relative et absolue. Dans son **édition de 2014**, cette échelle présente les subdivisions suivantes en millions d'années (ma) :

1°) - Eons (=Eonothèmes)

Un *éon* représente l'intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs centaines de millions d'années. Il en existe quatre. Du plus ancien au plus récent on distingue :

- Le *Hadéen* couvre le début de l'histoire de la Terre (-4600 ma à -4000 ma). Il n'existe pas de roches de cette âge à cause de l'érosion et de la subduction.

- L'*Archéen* (-4000 ma à -2500 ma) qui représente les roches les plus anciennes sur Terre - ces roches contiennent des traces d'organismes microscopiques (bactéries).

- Le *Protérozoïque* (-2500 ma à -541 ma) suit l'Archéen et ses roches contiennent des traces de micro-organismes multicellulaires mais il y manque certaines parties solides. La stratigraphie des roches archéennes et protérozoïques est moins connue que celle des roches plus jeunes parce que ces roches anciennes ont été déformées, métamorphosées et érodées.

- Le *Phanérozoïque* (-541 ma à aujourd'hui) est l'éon le plus récent. Les roches du Phanérozoïque contiennent beaucoup d'évidence de vie et les parties solides des organismes sont bien fossilisées.

Les trois premiers éons, groupés, sont connus sous le nom de *Précambrien*.

2°) - Eres (= Erathèmes)

Les éons sont subdivisés en *ères* dont les limites sont marquées par de grands bouleversements biologiques (grandes extinctions), paléogéographiques (Orogenèse) ... Une ère géologique reprend l'intervalle de temps défini sur base des organismes présents dans ces roches.

- L'*éon hadéen* n'est pas subdivisé en ères car on n'a pas encore de repères.

- L'*éon archéen* est subdivisé en 4 ères : l'*Eoarchéen* (-4000 ma à -3600 ma), le *Paléoarchéen* (-3600 ma à -3200 ma) le *Mésarchéen* (-3200 ma à -2800 ma) et le *Néoarchéen* (-2800 ma à -2500 ma).

- L'*éon protérozoïque* est subdivisé en 3 Eres : le *Paléoprotérozoïque* (-2500 ma à -1600 ma), le *Mésoprotérozoïque* (-1600 ma à -1000 ma), et le *Néoprotérozoïque* (-1000 ma à -541 ma).

- L'*éon phanérozoïque* est subdivisé 3 Eres: le *Paléozoïque* (vie ancienne - 541 ma à -252,1 ma), le *Mésozoïque* (vie intermédiaire -252,1 ma à -66 ma) et le *Cénozoïque* (vie récente - 66 ma à aujourd'hui).

Au Paléozoïque, les formes de vie incluent des invertébrés marins, des poissons, des amphibiens, et des reptiles. Certaines plantes y ont également apparu et évolué. Le Mésozoïque est l'ère des dinosaures qui sont devenus les vertébrés les plus importants. Des mammifères sont apparus vers la fin du Mésozoïque et dominent le Cénozoïque.

3°) - Les périodes (=Systèmes)

Les dernières regroupent des étages sur des références lithologiques (Carbonifère, Crétacé), paléontologiques (Nummulitique = Paléogène) ou autres.

Les ères archéennes ne sont subdivisées en périodes faute de repères stratigraphiques et/ou paléontologiques alors que celles des éons protérozoïque et phanérozoïques montrent plusieurs périodes :

- L'ère paléoprotérozoïque comprend 4 périodes : le *Sidérien* (-2500 ma à -2300 ma), le *Rhacyien* (-2300 ma à -2050 ma), l'*Orosirien* (-2050ma à -1800 ma) et le *Stathérien* (-1800ma à -1600 ma).

- L'ère mésoptérozoïque comprend 3 périodes : le *Calymmien* (-1600 ma à 1400 ma), l'*Ectasien* (-1400 ma à -1200 ma), le *Sténien* (-1200 ma à -1000 ma),

- L'ère néoprotérozoïque comprend 3 périodes : le *Tonien* (-1000ma à -850 ma), le *Cryogénien* (850ma à -635 ma), l'*Ediacardien* (-635 ma à -541 ma).

- L'ère Paléozoïque est subdivisé en 6 périodes : le *Cambrien* (-541 ma à -485,4 ma), l'*Ordovicien* (485,4ma à 443,4 ma), le *Silurien* (-443,4ma à -419,2 ma), le *Dévonien* (-419,2 ma à -358,9 ma), le *Carbonifère* (-358,9 ma à -298,9 ma) et le *Permien* (-298,9 ma à -252,1 ma), A signaler ici que le Carbonifère est subdivisé en 2 sous-périodes : Le *Mississipiien* et le *Pennsylvanien*.

- L'ère Mésozoïque comprend 3 périodes : le *Trias* (-252,1 ma à -201 ma), le *Jurassique* (-201ma à -145 ma) et le *Crétacé* (-145 ma à 66 ma),

- L'ère Cénozoïque comprend 3 périodes : le *Paléogène* (-66 ma à -23,03 ma), le *Néogène* (-23,03 ma à -2,58 ma) et le *Quaternaire* (-2,58 ma à aujourd'hui).

4°) - Les époques (=Séries)

Les *périodes* sont subdivisées en *époques* sur la base d'association de fossiles stratigraphiques spécifiques. Leur durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire).

Leurs limites suivent les mêmes règles que pour les Périodes (pour plus de détail voir TD).

Désignation : adjectif inf., moyen, sup. (Crétacé inf., sup.) ou encore « -cène » (Eocène, Oligocène).

5°) - Les étages (=Ages)

Les étages successifs sont désignés par un nom de lieu qui évoque le **stratotype** (formation géologique référencée mondialement qui a caractérisé cette période). Plusieurs étages forment une *époque*. Le nom de l'étage est le plus souvent dérivé de celui d'un lieu géographique ou historique, actuel ou antique auquel on ajoute le suffixe *ien*.

Echelle internationale des temps géologiques simplifiée (Charte de 2014)

