

Géologie Générale



SCIENCES DE LA
VIE ET DE LA TERRE



Shop



- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier



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



Emploi



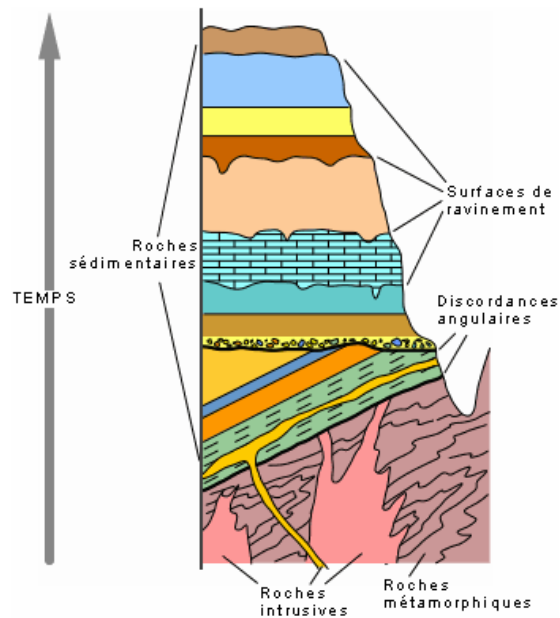
- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

FILIERE SVI/S1

Module de géologie générale

POLYCOPIE

Partie I : DATATIONS EN SCIENCES DE LA TERRE



Pr. Ayt Ougougdal Mohamed

Module de Géologie Générale

SVI-STU, S1

Partie I : DATATION EN SCIENCES DE LA TERRE.

I- Introduction

La restitution de l'histoire de la terre et de l'homme ne peut se faire que par la mesure du temps et l'établissement de la chronologie des événements. Le développement des sciences a permis la mise au point de méthodes permettant de dater des matériaux témoins de nos origines, de notre histoire lointaine, de l'histoire de la terre, et l'histoire de la vie. C'est ainsi qu'est née la géochronologie

Le mot **Géochronologie** vient du grec : *Geo* = la Terre, *Khronos* = temps et *Logos* = sciences

La géochronologie (ou géologie historique) est une discipline basée sur la stratigraphie. C'est l'ensemble des méthodes qui permettent de dater les formations géologiques, les formes topographiques, les vestiges de plantes et d'animaux, des tissus anciens, et donc de reconstituer des évolutions paléogéographiques. La géochronologie a d'abord été relative et fondée sur les principes de la sédimentation des vases, sables et objets au fond des mers et des lacs, établis au 18^{ème} sc et au début du 19^{ème} sc. Depuis le milieu du 20^{ème} sc, les méthodes radio chronologiques ont permis de dater avec précision les roches et les restes organiques et de parvenir à une géochronologie absolue.

Toutes les études des géologues utilisent le principe de l'actualisme qui suppose que les lois physico- chimiques qui régissent les phénomènes passés sont les mêmes qu'actuellement.

Les premières échelles des temps trouvent leur source au 18^{ème} siècle, mais prennent une forme de datation précise avec Arthur Holmes, dans les années 1930. Celui-ci publie une première échelle en 1937 et il est aujourd'hui reconnu comme le père de l'échelle des temps géologiques. Bénéficiant du croisement de plusieurs disciplines scientifiques, celles concernant notamment les techniques de datation, la science de la chrono-stratigraphie ne cesse de s'enrichir, les échelles doivent être périodiquement mises à jour, avec des âges numériques donnés avec une précision accrue. Les dernières échelles publiées intègrent notamment les magnétochrones (inversions du champ magnétique terrestre) et comportent 5 à 6 niveau et sous-niveau normalisés. D'anciennes nomenclatures, notamment celles des ères primaire, secondaire, et tertiaire, ont ainsi été abandonnées au profit de subdivisions plus précises et rigoureuses. L'échelle des temps géologique débute généralement avec l'âge estimé de la terre, soit plus de 4,6 milliards d'années.

À l'étude géochronologique, on trouve deux grandes familles de méthodes de datation et résultats

- **La géochronologie relative** basée sur les principes de stratigraphie et la répartition de fossiles et permet de reconstituer l'ordre dans lequel une séquence d'événements géologiques s'est déroulée.

- **La géochronologie absolue** basée sur les méthodes et techniques radiométriques (datation des minéraux des roches magmatiques ou métamorphiques), plus précise grâce à la découverte de la radioactivité en 1896, indique quand un événement s'est déroulé.

Rq : On exprime un âge absolu, soit par rapport à l'an 0 de notre ère, (avant Jésus-Christ), soit par rapport à l'année 1950 (avant le présent ou B.P).

II- La géochronologie relative

La chronologie relative permet de classer dans le temps des phénomènes géologiques les uns par rapport aux autres.

1) Les relations géométriques entre les objets géologiques donnent accès à leur ordre de formation.

La stratigraphie est la science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires généralement arrangés en couches ou strates. La datation relative est basée sur les principes de stratigraphie et de répartition des fossiles. C'est une méthode rapide et peu coûteuse, applicable sur le terrain mais approximative.

On appelle strate (synonyme de couche, assise, niveau, horizon (bed), banc : terme utilisé à l'affleurement, surtout pour les roches dures) un ensemble sédimentaire d'une certaine lithologie (nature de la roche) limité à la base par le **mur** et au sommet par le **toit**.

Les démarches du stratigraphe ou "historien de la Terre" sont:

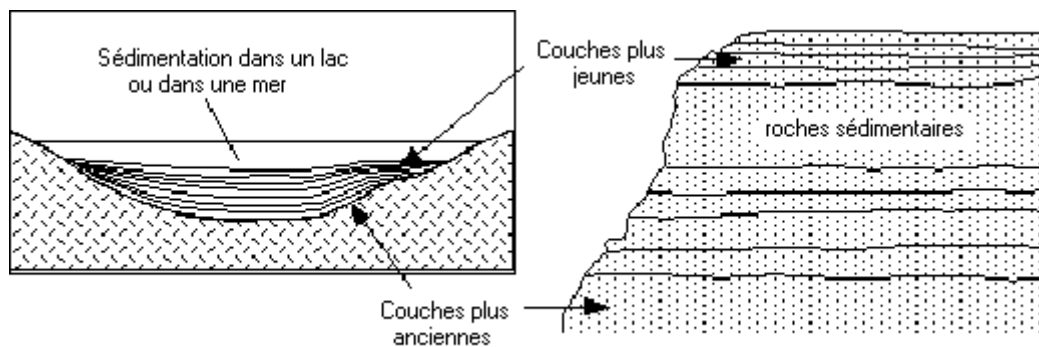
- décrire la nature lithologique des couches : la *lithostratigraphie*.
- décrire les fossiles qu'elles contiennent : la *biostratigraphie*, dont l'unité est la *biozone* (faune et flore relatives à un temps).
- définir les intervalles de temps : la *chronostratigraphie*.

2) Les principes de la stratigraphie

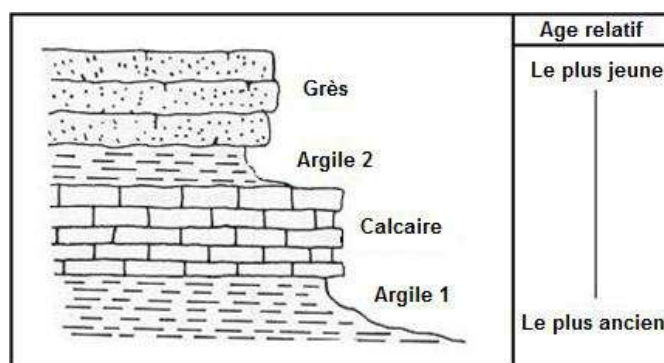
Une succession de dépôts constitue une série sédimentaire. Trois observations permettent de reconstituer l'ordre des dépôts. Ce sont les principes de superposition, de continuité et d'identité paléontologique.

a) Principe d'horizontalité e de superposition (Fig. 1a et b)

Énoncé par Stenon en 1669, ce principe stipule que le dépôt des couches de sédiments est généralement horizontal. Les couches se recouvrent au fur et à mesure de la sédimentation. Ainsi, toute couche superposée à une autre est plus récente (jeune) que celle-ci. Il en sera de même des roches qui en résultent.



Stratification horizontale de sédiments. Les sédiments déposés dans un lac ou une mer (à gauche) sont progressivement transformés en roches sédimentaires (à droite). S'il n'y a aucun événement tectonique, les roches resteront toujours horizontales



Principe de superposition - Le calcaire s'est déposé après l'argile 1. Le grès est le dernier à se déposer.

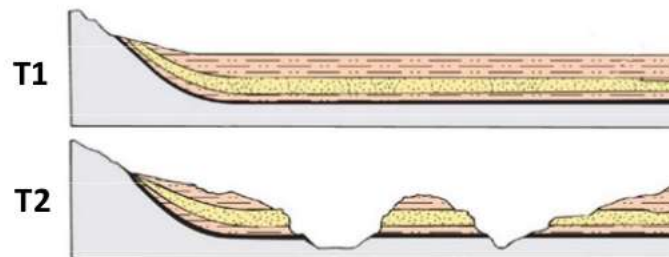
Toutefois il existe certaines exceptions :

- Dans le flanc inverse d'un pli couché, la couche la plus jeune est celle qui se trouve à la base.
- Au niveau du dépôt de terrasses alluviales, c'est la couche centrale, et souvent la plus basse, qui est la plus jeune : le lit du fleuve est plus récent que ses berges !
- L'intrusion d'un magma dans une série sédimentaire est également à prendre en compte (la roche magmatique sera plus récente et induira un métamorphisme de contact au niveau des couches sédimentaires).

Des critères de polarité peuvent permettre d'orienter les *strates* en localisant le haut et le bas.

b) Principe de continuité

Une même couche, limitée sur toute sa surface par un même toit et par un même mur est **continue** et a le même âge en tout point. C'est le principe fondamental utilisé pour comparer des successions lithologiques observées en différentes régions. Les comparaisons sont basées sur la nature lithologique ou sur les assemblages fossiles.



T1 état initial T2 après érosion

c) Principe d'identité paléontologique

Selon le principe d'identité paléontologique, deux couches qui renferment les mêmes fossiles sont considérées de même âge. L'application de ce principe suppose que le fossile considéré n'existe que dans la couche à dater, ni au-dessus, ni au-dessous. Il doit s'agir d'une forme repère limitée à un niveau donné. On appelle ce type de fossiles, du fait de leur utilité pour classer les strates, un **fossile stratigraphique**. Nous reformulons alors le principe : deux couches contenant les mêmes fossiles stratigraphiques ont le même âge.

Pour dater un terrain non fossilifère (azoïque), il faut rechercher les terrains fossilifères (zoïques) qui l'encadrent.

Pour un terrain volcanique, le plus simple est de dater les terrains plus lointains qui ont reçu les cendres (ils sont contemporains).

Certaines séries sont dites compréhensives ou condensées. Elles sont compréhensives quand les sédiments de même nature sont disposés sur de grandes épaisseurs. Inversement une série condensée correspond à une faible épaisseur de terrain pour un temps de sédimentation très long.

Les séries peuvent être discontinues à la suite d'une émergence, d'une érosion, de la tectonique ou de l'absence de sédimentation. Il existe des périodes de crises biologiques qui vont compliquer la datation, mais qui peuvent servir de limites de périodes dans l'établissement du calendrier.

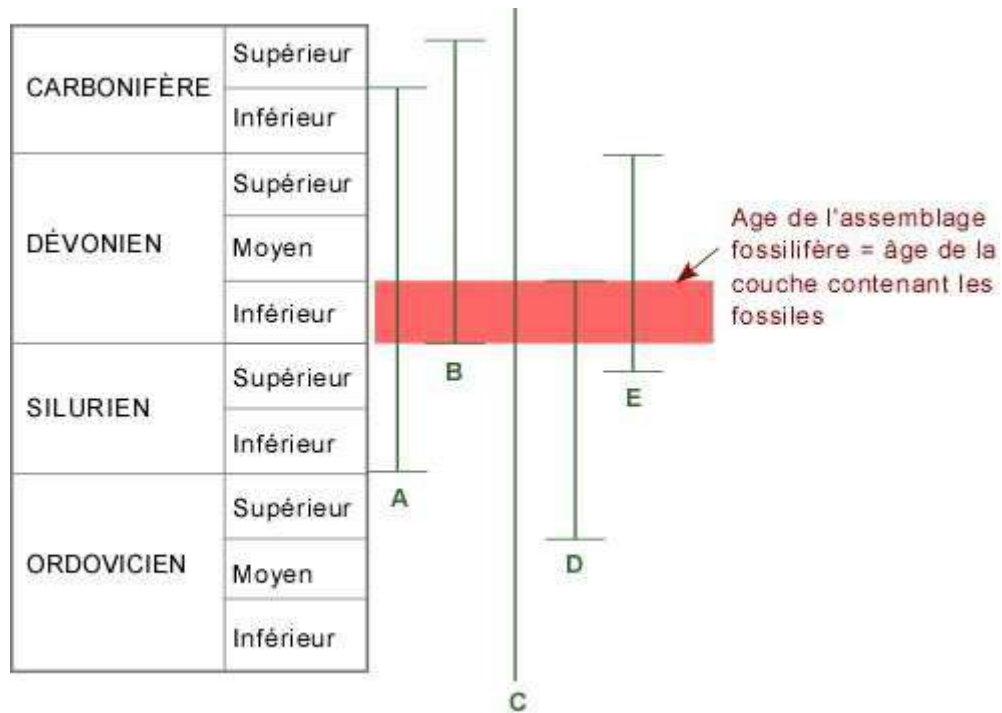
On utilise communément trois façons de dater les couches par les fossiles: par les fossiles pilotes, par assemblages fossilifères et par lignées évolutives.

a) La méthode des fossiles pilotes (bons fossiles stratigraphiques) : cette méthode utilise évidemment les fossiles à courte durée de vie qui indiquent des âges bien précis. Une couche contenant un de ces fossiles pourra donc être datée avec assez de précision. Cependant, on ne trouve pas toujours de tels fossiles.

b) La méthode des assemblages fossilifères : cette autre méthode se fonde sur la somme des fossiles trouvés dans une couche donnée. On assume que tous les fossiles trouvés ensemble dans une couche sédimentaire représentent des organismes qui ont tous vécu au moment du dépôt de la couche en question. Le schéma qui suit explique la méthode.

Prenons un assemblage de fossiles (A, B, C, D et E) qui se trouve dans une même couche. On consulte les catalogues pour connaître quelle a été la durée de vie de chacun des organismes qu'ils représentent.

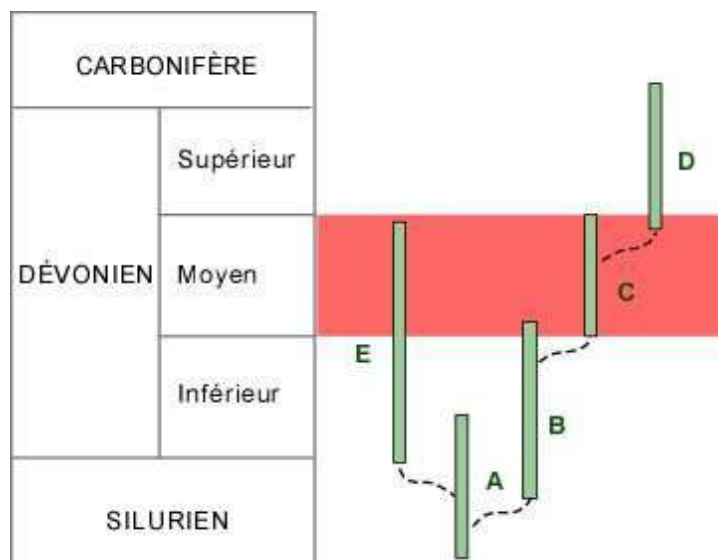
Le seul temps où ces formes ont pu se retrouver ensemble dans le même milieu correspond au temps où elles ont pu vivre toutes en même temps, soit le Dévonien inférieur. L'assemblage et la couche qui le contient datent donc du Dévonien inférieur. Aucun de ces fossiles pris individuellement n'aurait pu fournir un âge aussi précis.



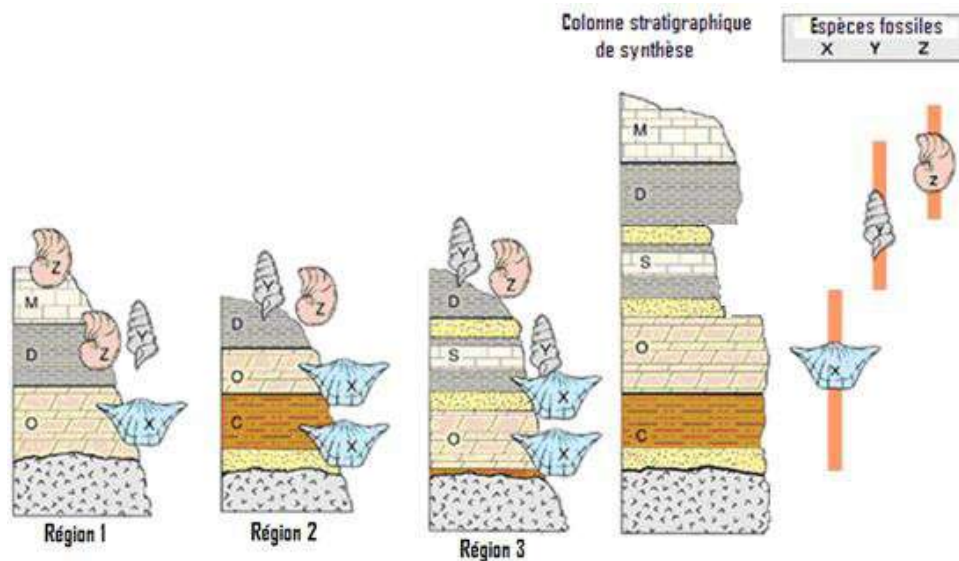
c) **La méthode des lignées évolutives:** la recherche paléontologique sur l'évolution de divers groupes biologiques durant les temps géologiques a mis en évidence plusieurs lignées évolutives, souvent sur de courtes durées de temps.

Pour illustrer l'utilité de ces lignées pour les datations relatives, prenons l'exemple d'une lignée évolutive des espèces d'un genre donné, soit les espèces A, B, C, D et E, avec un bon contrôle de la répartition temporelle de chacune des espèces.

Puisqu'il s'agit d'une lignée évolutive, la durée de vie d'une espèce marque un temps bien précis. La présence d'une de ces espèces dans une couche, fixe donc une limite d'âge précise à cette couche. Par exemple, si on trouvait l'espèce C, on saurait que la couche doit avoir un âge Dévonien moyen.



Dans bon nombre de cas, il est difficile de trouver une série sédimentaire continue à un même endroit ; le géologue est donc amené à faire son étude dans plusieurs régions éloignées avant de pouvoir établir une colonne stratigraphique de synthèse comme dans le cas de figure ci-dessous.



un bref aperçu sur les fossiles marqueurs des temps géologiques

C'est dans les roches sédimentaires que nous apprenons le plus grâce à la présence des fossiles. Ils permettent de dater la roche et de déterminer quelles étaient les conditions climatiques de l'époque.

La fossilisation

C'est la transformation d'un organisme mort permettant sa conservation ou la conservation de sa trace. Elle a lieu au cours de la diagenèse.

- L'**enfouissement rapide** d'un organisme après sa mort permet d'éviter les oxydations minérales et bactériennes responsables normalement de sa destruction rapide. Un sédiment fin permet une meilleure fossilisation. C'est le cas des boues et des vases des fonds océaniques.

- La **compaction** des sédiments va entraîner la diminution de l'eau. Le futur fossile est alors à l'abri de la majeure partie des dégradations biologiques dues aux hydrolyses.

La fossilisation peut concerner :

- l'**organisme complet** : C'est le cas des momifications (dans la glace, l'ambre, ou dans tout autre milieu physiologiquement sec).
- les **parties dures** (et minérales) de l'organisme uniquement (tests, coquilles, partie minérale des os). Des transformations minéralogiques peuvent avoir lieu par métasomatose ou épigénie ou même carbonisation suite à l'oxydation des substances organiques.
- La **trace** de l'organisme :
- les **empreintes** d'un animal ou de feuilles conservées par la solidification d'un sédiment très fin (lutites)
- le **moulage interne** de coquilles ou tests par remplissage, ou le **moulage externe** par enrobage. Il y a aussi des cas de moulages de moules préexistants !
- les **traces d'activités**.

Les fossiles marqueurs stratigraphiques

Les fossiles étudiés doivent couvrir de longues périodes géologiques et être limités à un biotope particulier. On les appelle fossiles de faciès (ils ont des caractères opposés aux fossiles stratigraphiques).

Certaines espèces fossiles sont caractéristiques de périodes géologiques (Primaire, Secondaire, Tertiaire).

* **Primaire** (prédominance des poissons et animaux marins)

- Les **Graptolites** caractérisent le début du primaire (**Cambrien-Dévonien**). Ce sont des

animaux marins qui vivent en colonie.

- Les **Trilobites**, **Arthropodes**, sont présents durant toute l'ère primaire. Ils sont marins, et principalement benthiques.
- Les **fusulines**, **foraminifères**, sont caractéristiques de la fin du primaire (**Carbonifère-Permien**).
- Certains **Brachiopodes** sont caractéristiques du Primaire : **Spirifer** (Carbonifère) et **Orthis** (Ordovicien). Les brachiopodes sont souvent retrouvés complets. Une différence par rapport aux mollusques est l'ornementation qui n'est pas concentrique mais radiale.
- Les **Tétracoralliaires**, **Cnidaires**, n'ont existé que de l'**Ordovicien au Permien**, comme les **Tabulés**, autres cnidaires.
- Les **Goniatites**, **Céphalopodes Ammonoïdes**, sont caractéristiques du **début du Carbonifère au Permien**. **Orthoceras**, un Nautiloïde, est typique du **Dévonien**.
- Chez les végétaux les **Psilophétales**, **Ptéridophytes primitives**, sont caractéristiques du **Dévonien**.

* **Secondaire (prédominance des reptiles)**

- Les **Orbitolines**, **Foraminifères**, sont caractéristiques du **Crétacé**. Les **Globotruncana** sont spécifiques du **Crétacé supérieur**. Les **calpionelles** marquent la *fin du Jurassique*.
- Certains **Echinides** sont caractéristiques du **Secondaire** comme **Micraster** (Crétacé), **Clypeus** (Jurassique), **Paracidaris** (Trias-jurassique).
- Les **Cératites**, **Ammonoïdes**, caractérisent le **Trias**. Les **Ammonites** par contre caractérisent le **Jurassique et Crétacé**, mais il existe un groupe dès le **Trias**, les **phyllocératidés**.
- Un des brachiopodes du Mésozoïque est **Rhynchonella**.
- Les **Hippurites**, **Bivalves rudistes**, caractérisent le **Crétacé supérieur**. Les **Gryphées** sont typiques du **Trias-Jurassique**, les **Inocérames** du **Jurassique-Crétacé**.
- Une **importante extinction** se produit à la **fin du Trias**. Les **Archosaures** et la plupart des reptiles mammaliens disparaissent tandis que le **règne des dinosaures** commence réellement.
- Les **dinosaures**, les **reptiles marins** et les **reptiles volants** vont coloniser tous les continents au **Jurassique** et se diversifier jusqu'au **Crétacé**.
- Il y a **65 millions d'années**, environ **75 %** des espèces ont disparu. Ce **cataclysme** qui se situe à la **limite Crétacé-Tertiaire** a fait l'objet de nombreuses études. Plusieurs théories (**météorite**,...) ont été avancées, mais, à ce jour, aucune ne fait vraiment l'unanimité.

* **Cénozoïque (prédominance des mammifères)**

Périodes du Cénozoïque : Paléogène, Néogène et Quaternaire.

Le Mésozoïque céda la place au Cénozoïque « l'âge des mammifères » commence après l'extinction de masse de la fin du Crétacé.

Au cours de l'histoire de la Terre, la plupart des changements se sont produits lentement. Mais, l'extinction de la fin du Crétacé entraîna un bouleversement radical pour les espèces animales qui dominaient alors la Terre. Le règne des dinosaures prit fin après 150 millions d'années de domination. Avec eux, disparurent également les reptiles marins et volants. Les reptiles survivants comme les crocodiliens ne retrouvèrent plus leur position dominante. Les grands herbivores et carnivores ont pratiquement disparu et les mammifères en profitèrent pour remplir les niches écologiques laissées vacantes.

Les **mammifères** ne furent pas les seuls survivants de la grande extinction. **Lézards**, **serpents**, **tortues** et **crocodiliens** purent se développer.

Au cours du **Tertiaire**, de nombreuses lignées de **mammifères placentaires à sabots** apparurent : les ancêtres des **éléphants**, les ancêtres des **rhinocéros**, les ancêtres des **chevaux**,...

Les **faunes marines** du Cénozoïque présentent des caractéristiques fort semblables à celles d'aujourd'hui. Les **Mollusques** deviennent les invertébrés marins les plus répandus.

Le groupe des **Arthropodes** s'épanouit avec les **crustacés décapodes** dont les **homards** et les **crabes**. Les **poissons téléostéens** se répandent et deviennent le groupe dominant.

- Parmi les **foraminifères** caractéristiques du **Tertiaire**, on peut noter les **Nummulites**, qui

ont donné leur nom au **Paléogène**, et les **Globorotalia**.

- **Terebratula**, un **brachiopode** correspond au **Miocène-Pliocène**.

On a divisé en deux époques le **Quaternaire** à cause des bouleversements climatiques.

- Le **Pléistocène** couvre la totalité de l'**âge glaciaire**.
- L'**Holocène** a débuté, il y a environ **11 000 ans** alors qu'un réchauffement climatique débute et qui continue d'ailleurs toujours aujourd'hui.

Parmi les plus célèbres **mammifères**, on peut citer les **mammouths** qui surent s'adapter aux pires conditions climatiques. Dans la toundra du Nord, vivait aussi le **rhinocéros laineux**. **Rennes** et **Mégacéros** faisaient de longues migrations.

Parmi les **prédateurs**, les célèbres **tigres à dents de sabre** se situaient au sommet de la chaîne alimentaire.

La quasi-totalité de ces animaux disparut lors de l'**extinction du Pléistocène**, il y a seulement 10 000 à 12 000 ans.

L'**holocène** pourrait être qualifié d'**âge des hommes**. Au cours des 10 000 dernières années, les sociétés humaines ont progressivement occupé toute la planète.

La reconstitution des paléo-environnements

La reconstitution des paléo-environnements est une tâche difficile en raison du peu de données exploitables. Parmi celles-ci les fossiles sont de très bons indicateurs des conditions passées. Ce sont d'abord les macrofossiles qui ont été particulièrement bien étudiés, mais ceux-ci en raison de leur mode de fossilisation et, de leur nombre réduit dans un terrain ne pouvaient pas souvent être étudiés. C'est pourquoi ce sont actuellement les microfossiles qui sont actuellement les plus étudiés. Les microfossiles les plus courants peuvent servir de marqueurs continentaux de climat (Pollen et spores), de marqueurs de salinité (Ostracodes), de marqueurs de bathymétrie et de température (Foraminifères).

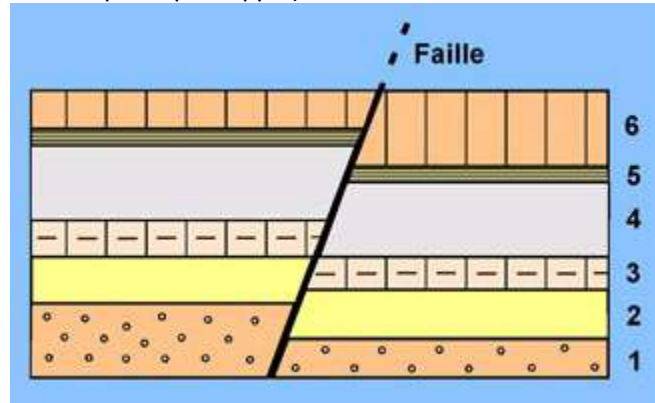
CENOZOIC ERA (Age of Recent Life)	Quaternary Period	<i>Pecten gibbus</i>	<i>Neptunea tabulata</i>
	Tertiary Period	<i>Calyptrophorus velatus</i>	<i>Venericardia planicosta</i>
MESOZOIC ERA (Age of Medieval Life)	Cretaceous Period	<i>Scaphites hippocreps</i>	<i>Inoceramus labiatus</i>
	Jurassic Period	<i>Perisphinctes tiziani</i>	<i>Nerinea trinodosa</i>
	Triassic Period	<i>Trochites subbullatus</i>	<i>Monotis subcircularis</i>
PALEOZOIC ERA (Age of Ancient Life)	Permian Period	<i>Leptodus americanus</i>	<i>Parafusulina bosei</i>
	Pennsylvanian Period	<i>Dictyoclostus americanus</i>	<i>Lophophyllidium proliferum</i>
	Mississippian Period	<i>Cactocrinus multibrachiatus</i>	<i>Prolecanites gurleyi</i>
	Devonian Period	<i>Mucrospirifer mucronatus</i>	<i>Palmatolepus unicornis</i>
	Silurian Period	<i>Cystiphyllum niagarens</i>	<i>Hexamoceras hertzeri</i>
	Ordovician Period	<i>Bathyrus extans</i>	<i>Tetraraptus fructicosus</i>
	Cambrian Period	<i>Paradoxides pinus</i>	<i>Billingsella corrugata</i>
	PRECAMBRIAN		

Exemples de fossiles index les plus utilisés (USGS, 1997)

d) suite indices utilisés dans la géochronologie relative :

d1) Le principe d'horizontalité selon lequel les couches sédimentaires sont déposées à l'origine horizontalement. Une séquence sédimentaire qui n'est pas en position horizontale aurait subi des déformations ultérieurement à son dépôt.

d2) Le principe de recoupement selon lequel les couches sont plus anciennes que les failles ou les roches qui les recoupent. Ce principe s'applique à toutes les échelles d'observation.



une faille est plus récente que les couches qu'elle recoupe.



autre exemple de recoupement (cas d'un filon magmatique de type dyke)

d3) Le principe d'inclusion (Fig. 3) selon lequel les morceaux de roche inclus dans une autre couche sont plus anciens que la couche les contenant.

Remarque : les événements suivants sont toujours plus récents que ce qu'ils affectent (ce qui est affecté est donc toujours plus ancien) on a :

- Les failles;
- Les plissements (et les basculements);
- Les intrusions magmatiques et les filons;
- Les coulées de lave;
- L'auréole de métamorphisme de contact.

e) La nature des contacts

Lorsque les formations rocheuses sont disposées régulièrement les unes sur les autres sans qu'il manque d'étage, il s'agit d'une **structure concordante**. Lorsqu'un étage est absent, en tout ou en partie, il s'agit d'une **lacune**.

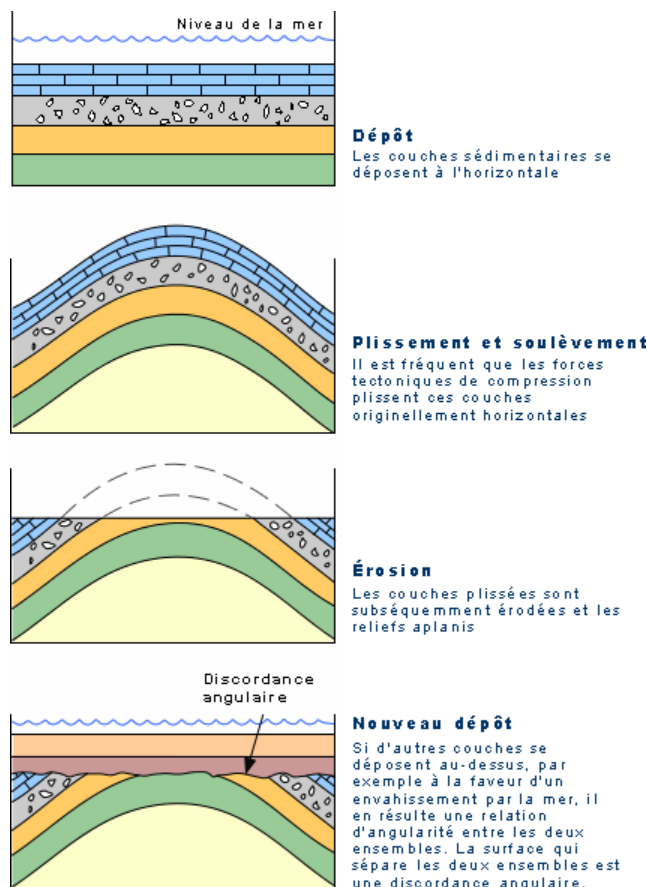
e1) Lacune Stratigraphique

Aujourd'hui, le taux de sédimentation n'est pas constant partout à la surface terrestre, il varie énormément et il a beaucoup varié pendant l'histoire de notre planète. De plus, le processus de sédimentation peut être perturbé par des changements environnementaux, changements du niveau marin, tectonique, ce qui aboutit à des intervalles d'érosion et/ou à l'arrêt de sédimentation. Ces **lacunes stratigraphiques**, où la stratigraphie n'est pas complète, peuvent représenter des intervalles de temps brefs ou longs. Une **lacune** peut donc résulter :

- d'un dépôt puis d'une érosion après régression marine (lacune d'érosion);
- d'une absence de dépôt (jamais déposé : lacune de sédimentation).

e2) Discordance entre deux séries sédimentaires

Due à l'existence d'une régression marine suite à un soulèvement tectonique, d'où émergence, arrêt de sédimentation de la série 1 (la plus ancienne) et souvent érosion, puis à nouveau transgression marine et sédimentation de la série 2 (la plus récente). Mais il existe plusieurs cas dont : Le type de discordance le plus marquant est la **discordance angulaire** où il existe une discontinuité angulaire entre les strates plus vieilles et celles plus jeunes. Cette discordance implique que les strates plus anciennes aient été déformées et puis érodées avant que les strates plus jeunes ne se soient déposées au-dessus. Le second type de discordance est appelé **discordance d'érosion**; cette discordance représente une surface irrégulière d'érosion entre des strates parallèles. Une discordance d'érosion implique la cessation de la sédimentation plus érosion mais sans déformation. Finalement, on appelle **discordance**, une limite où des strates se trouvent directement au-dessus de roches ignées ou métamorphiques.



exemple illustrant la séquence des événements géologiques qui aboutissent à une discordance angulaire et d'érosion.

III- La géochronologie absolue

Une datation absolue est une datation aboutissant à un résultat chiffré, exprimé en années. Elle peut concerner un événement, un objet, une couche géologique ou un niveau archéologique. Ce type de datation vient en complément à une datation relative.

les méthodes de datation absolue utilisent des phénomènes de transformations physico-chimiques dont la vitesse est connue : la mesure du degré de transformation permet de dater le début du processus considéré. Les méthodes de datation absolue peuvent être classées en quatre groupes principaux, selon qu'elles se basent sur la **décroissance radioactive**, les défauts cristallins, la diffusion chimique ou la cyclicité de certains phénomènes.

Ici on va s'intéresser essentiellement à la datation absolue basée sur les lois fondamentales de la désintégration radioactive (**radiochronologie**). Un isotope radioactif dit « père » se désintègre spontanément, donnant, entre autres, naissance à un élément stable dit « fils ». La proportion d'atomes radioactifs qui se désintègrent par unité de temps est une constante de l'élément en question. Cela constitue

donc une horloge potentielle. Ainsi, en déterminant le nombre d'éléments pères et fils présents dans un échantillon, il est possible de déterminer l'âge de cet échantillon.

1) Définition des isotopes

Un élément chimique X est caractérisée par son numéro atomique Z (égal au nombre de protons du noyau) et sa masse atomique M (égale au nombre de protons et de neutrons)



Les isotopes d'un élément chimique donné ont tous le même nombre atomique Z (c'est à dire le même nombre de protons), mais des masses atomiques M différentes, correspondant à un nombre de neutrons différents. Prenons l'exemple de l'oxygène :

${}^{18}\text{O}_8$; N° atomique $Z = 8$ protons ; Masse atomique $M = 18$ (8 protons + 10 neutrons)

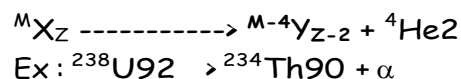
${}^{16}\text{O}_8$; N° atomique $Z = 8$ protons ; Masse atomique $M = 16$ (8 protons + 8 neutrons)

Les phénomènes radioactifs :

Il existe plusieurs formes de désintégration radioactive ici on ne cite que les deux utilisées en datation absolue α et β .

a1 - radioactivité α

Un atome se désintègre en émettant une particule α , c'est à dire un noyau d'hélium (${}^4\text{He}_2$)



a2 - radioactivité β^- (appelé aussi β emission)

La radioactivité β^- est une réaction spontanée au cours de laquelle un noyau père instable se désintègre en un noyau fils plus stable avec émission d'un électron ${}^0\text{e}_{-1}$ appelé "particule β^- ". Ce type de radioactivité se produit pour les noyaux trop riches en neutrons.

Les lois de conservations donnent : ${}^A_ZX \longrightarrow {}^0_{-1}\text{e} + {}^A_{Z+1}Y$

Ex : Désintégration du carbone 14 ${}^{14}_6\text{C} \longrightarrow {}^0_{-1}\text{e} + {}^{14}_7\text{N}$

a3 - Radioactivité β^+ (appelé aussi β capture)

La radioactivité β^+ est une réaction spontanée au cours de laquelle un noyau père instable se désintègre en un noyau fils plus stable avec émission d'un positron ${}^0\text{e}_1$ appelé "particule β^+ ". Cette radioactivité est qualifiée de radioactivité artificielle car elle se produit avec des noyaux obtenus en laboratoire. Elle est caractéristique des noyaux contenant trop de protons.

Les lois de conservations donnent : ${}^A_ZX \longrightarrow {}^0_1\bar{\text{e}} + {}^A_{Z-1}Y$

Ex : Désintégration du phosphore : ${}^{30}_{15}\text{P} \longrightarrow {}^0_1\bar{\text{e}} + {}^{30}_{14}\text{Si}$

2) Les lois de la désintégration - Équations fondamentales de la géochronologie

Les méthodes de la géochronologie reposent sur le principe suivant :

Soit un isotope radioactif Père (P) qui se désintègre en un élément radiogénique fils (F)



Le rapport de concentration P/F ou F/P est fonction de la constante de désintégration λ (qui est la

probabilité de désintégration par unité de temps) de l'élément P et de du temps t .

La quantité d'atomes P désintégrés pendant un temps dt est proportionnelle au nombre P d'atomes et à la constante de désintégration λ . On peut alors écrire :

$$(1) \quad \frac{dP}{dt} = -\lambda P$$

avec : P = nombre d'atomes pères radioactifs, λ = constante de désintégration et dP/dt = taux instantanée de transformation.

Si P_0 représente la quantité d'atomes pères à l'instant t_0 , l'équation (1) s'intègre selon l'équations suivante:

$$(2) \quad P = P_0 e^{-\lambda t}$$

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

Ce qui donne comme solution :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \quad (3)$$

L'équation est insolvable car on a 2 inconnus : t et le nombre d'atomes pères P_0 à l'instant initial t_0 .

On pose alors l'hypothèse, que le nombre d'atomes pères à un temps t (P) est égal au nombre d'atomes pères initiaux (t_0) moins le nombre d'atomes fils radiogéniques produits au cours du temps t .

Soit : $P = P_0 - F$ ou $P_0 = P + F$

En remplaçant P_0 par sa valeur ($P + F$) dans l'équation (3) on obtient :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{F}{P} \right]$$

De cette équation (4) on peut en déduire l'âge (t) :

Un problème peut apparaître. La quantité d'atomes F mesurés aujourd'hui correspond en fait à la quantité d'atomes fils radiogéniques provenant de la désintégration de l'élément père (P) radioactif, mais aussi à la quantité d'atomes fils (F_0) qui étaient présents dès le départ dans le système. C'est à dire que :

F total mesuré = F radiogénique + F_0 existant au départ

On a alors $F = F_0 + F^*$ avec $F^* = F$ radiogénique

Si F^* est produit par la désintégration de P, on a : $P_0 = P + F^*$ donc $F^* = P_0 - P$

comme selon l'équation (2) $P = P_0 e^{-\lambda t}$ qui donne $P_0 = P e^{\lambda t}$ alors $F^* = P e^{\lambda t} - P \Rightarrow F^* = P(e^{\lambda t} - 1)$.

Il vient immédiatement que : $F = F_0 + P(e^{\lambda t} - 1)$. (5)

partant de $F = F_0 + F^*$ avec $F^* = F$ radiogénique

on obtient : $F^* = F - F_0$, l'équation (4) peut aussi s'écrire de la façon:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{F - F_0}{P} \right]$$

Cette équation (6) est l'équation fondamentale de la géochronologie. Elle permet d'obtenir l'âge d'une formation (ou d'un minéral).

L'âge est obtenu dans les conditions suivantes :

1. la constante de désintégration λ soit connue avec précision ;
2. que l'on connaisse P et F avec une bonne précision ;
3. que l'on connaisse F_0 ; ce qui est souvent délicat, voire impossible sauf dans les minéraux ou on sait que l'élément F n'est pas intégré dans la formule chimique à la cristallisation.
4. que le système soit resté clos aucune sortie ou introduction de ces éléments (P et F) dans le système (minéral ou roche) depuis leur formation.

Demi-vie d'un élément radioactif

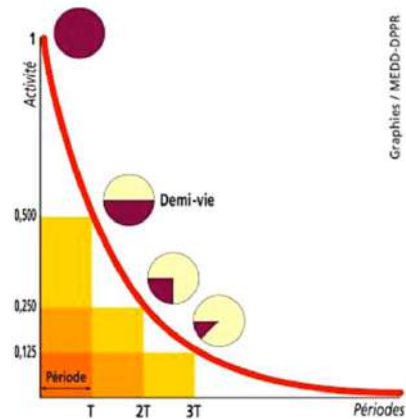
Un noyau radioactif est plus souvent caractérisé par sa demi-vie notée $t_{1/2}$ q. La demi-vie est la

durée au bout de laquelle la population initiale P_0 est divisée par deux. On aura alors $F=P$

L'équation 4 donne :

$$t_{1/2} = \ln(2)/\lambda$$

la loi de décroissance d'un élément radioactif est une loi ou fonction exponentielle (voir figure)



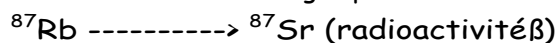
3) Méthodes de la géochronologie absolue :

A) Exemple de la méthode Rubidium -Strontium :

a - Principe et équation fondamentale

Le Rb possède 2 isotopes : ^{85}Rb et ^{87}Rb .

Le ^{87}Rb est radioactif et se désintègre par radioactivité β en ^{87}Sr radiogénique.



Le Strontium Sr possède 4 isotopes naturels 84-86-87-88 et seul ^{87}Sr est radiogénique (produit de désintégration du Rb^{87}).

Selon l'équation fondamentale de désintégration (5) du ^{87}Rb (élément père radioactif, P) en ^{87}Sr (élément fils radiogénique, F), On peut écrire :

$$\begin{aligned} \text{A partir de } F &= P (e^{\lambda t} - 1) + F_0 \\ (7) \quad (^{87}\text{Sr}) &= (^{87}\text{Rb}) (e^{\lambda t} - 1) + (^{87}\text{Sr})_0 \end{aligned}$$

$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$ (= constante de désintégration de l'isotope père radioactif P, le Rb dans ce cas);

Dans l'équation (7), (^{87}Rb) et (^{87}Sr) peuvent être mesurés et sont connus. Par contre la quantité de $(^{87}\text{Sr})_0$ est une inconnue.

Le ^{86}Sr est un isotope stable non radiogénique et non radioactif. Sa quantité dans le système est donc une constante. Si on divise toute l'équation (7), par l'isotope stable (^{86}Sr) on obtient

$$(8) \quad \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right) = \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right) (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0$$

Ce détail est essentiel car $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ est une constante

C'est une condition essentielle pour pouvoir effectuer des datations avec le couple rubidium/strontium. En effet, les deux isotopes ^{87}Sr et ^{86}Sr se comportent de la même manière dans les processus de formation des roches ; la proportion entre ces deux isotopes au moment de la formation de la roche est la même dans tous les cristaux qui contiennent du strontium. La valeur de ce rapport n'est pas connue a priori, mais on sait que c'est une constante pour tous les échantillons qui sont cogénétiques, c'est à dire formés ensemble au même moment (par exemple, par cristallisation d'un même magma).

Cette équation (8) est de la forme : $y = ax + b$, avec :

$y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ rapport qui peut être mesuré

$x = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ rapport qui peut être mesuré

$a = (e^{\lambda t} - 1)$ constante à déterminer

$b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ constante à déterminer

Il suffit alors de mesurer les valeurs de y et de x dans plusieurs cristaux différents de la même roche (plusieurs cristaux cogénétiques (issus du même magma : même valeur de b)). Les couples (x,y) obtenus permettront de tracer une droite.

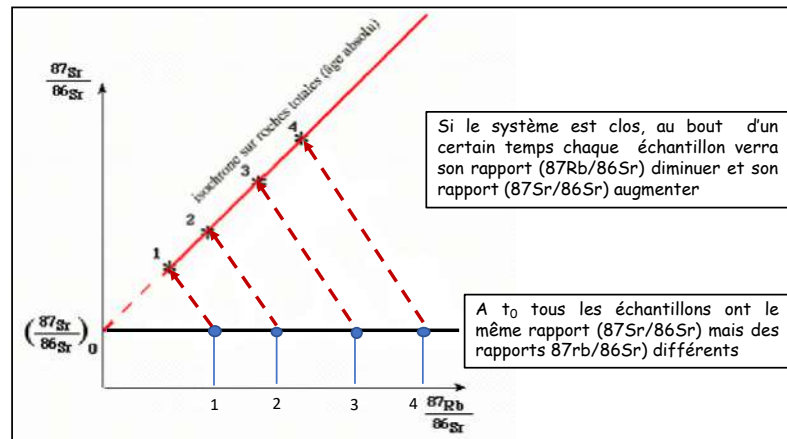
- l'ordonnée de cette droite à l'origine permet de connaître la valeur de b
- le coefficient directeur de cette droite permet de connaître la valeur de a
- connaissant a , il est facile d'en déduire l'âge de la roche t puisque :

$$a = e^{\lambda t} - 1 \text{ ce qui donne } t = \frac{\ln(a+1)}{\lambda} \quad (9)$$

b - Ages absolus et âges apparents :

Age "absolu" : lorsque tous les points analytiques sont, dans le diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$, alignés (aux incertitudes analytiques près), cela signifie que 3 conditions ont été remplies :

- (1) - Les échantillons ont le même âge;
 - (2) - Les échantillons ont le même rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$;
- Les échantillons se sont comportés en **système clos** vis-à-vis du rubidium et du strontium. L'âge obtenu peut être alors considéré comme un "**âge absolu**", à l'inverse si le système a subi un changement qui affecte ces éléments (ex recristallisation par métamorphisme,...) l'âge obtenu sera un "**âge apparent**".



Isochrone sur roches totales : Les échantillons 1-2-3 et 4, issus d'un même réservoir magmatique, ont le même rapport isotopique initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Ils s'alignent sur une horizontale et diffèrent par leurs rapports $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$. Avec le temps, l'augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est proportionnelle à la diminution du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Les points s'alignent conformément à l'équation (9) selon une droite dont la pente est une fonction du temps et est égale à $(e^{\lambda t} - 1)$.

Deux roches ayant des isochrones parallèles dans le diagramme $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})/(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})$ ont le même la même pente donc le même âge.

Exemple (à refaire à domicile sur papier millimétré pour le corriger). Voici les résultats isotopiques obtenus sur 8 échantillons du granite porphyroïde de Meymac. Les teneurs en Rb et Sr (en ppm ou partie par million ou $\mu\text{g/g}$) sont données à titre indicatif.

8 Echantillons du granite porphyroïde Granite de Meymac				
	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
RT9517	228	257	2,56	0,72103
RT9518	260	252	2,99	0,72321
RT9519	258	235	3,18	0,72381
RT9520	263	212	3,59	0,72537
RT9521	319	249	3,71	0,72599
RT9522	365	211	5,01	0,73135
RT9523	312	189	4,79	0,73029
RT9524	337	210	4,64	0,73009

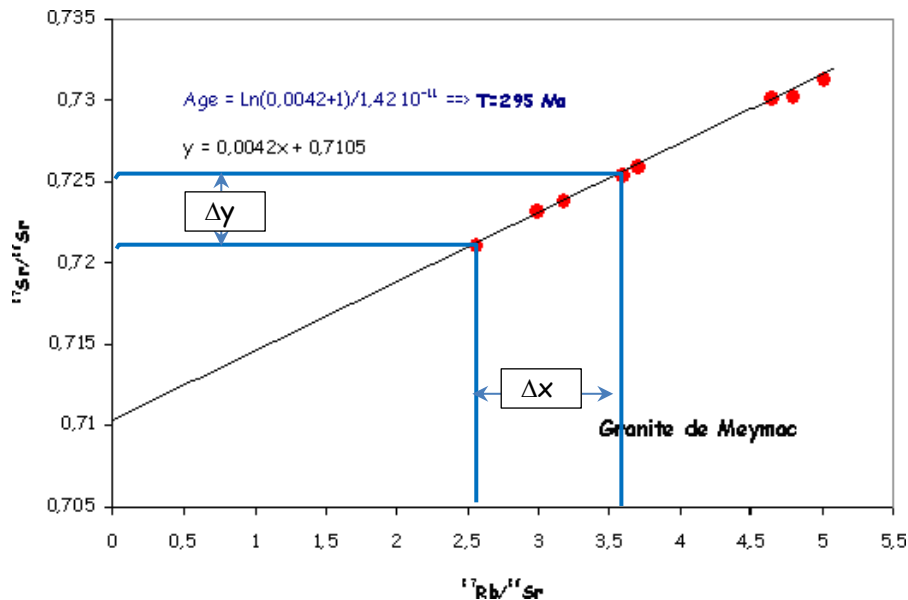
Si on reporte ces données dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, on obtient la figure

suivante. L'équation générale de la droite qui passe au mieux par tous les points est $y = 0,71050 + 0,0042x$
Sa pente (son coefficient directeur) est égale à $a = 0,0042$

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

La pente de l'isochrone étant :

$$a = e^{\lambda t} - 1 \quad \text{ce qui donne :} \quad t = \frac{\ln(0,0042 + 1)}{\lambda}$$



Isochrone sur roches totales pour le Granite de Meymac

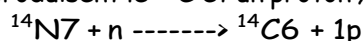
Sachant que $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ pour le couple Rb/Sr, on peut déduire la pente du graphique $a = \Delta y / \Delta x$ et en déduire que $t = 295 \text{ Millions d'années}$.

Remarque : La valeur de 0,71050 (ordonnée à l'origine lorsque $x=0$) correspond au rapport $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$ qui est le rapport initial du magma à l'origine de ce granite. Ce rapport initial, déterminé graphiquement, donne une précieuse indication sur l'origine du magma ayant donné le granite : c'est une des données de base pour identifier l'origine des sources magmatiques.

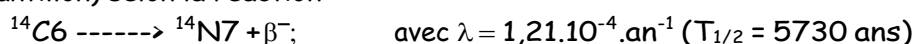
B) Exemple de la méthode du ${}^{14}\text{C}$:

Le carbone (C_6) possède 3 isotopes : ${}^{12}\text{C}$ (98,892%) ; ${}^{13}\text{C}$ (1,108%) et ${}^{14}\text{C}$ (en quantité infime).

Le ${}^{14}\text{C}$ est produit dans la haute atmosphère par réaction de neutrons cosmiques avec l'azote permet de garder sa composition $\pm$ constante dans l'atmosphère. Au cours de cette réaction, l'azote et les neutrons qui interagissent produisent le ${}^{14}\text{C}$ et un proton ; soit la réaction :



Le ${}^{14}\text{C}$, est radioactif et se désintègre par radioactivité β^- en redonnant du ${}^{14}\text{N}$ (gaz volatil qui ne reste pas dans l'échantillon) selon la réaction :



Cette désintégration suit la loi :

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

soit : ${}^{14}\text{C} = {}^{14}\text{C}_0 \cdot e^{-\lambda t}$, ou en se référant à l'isotope stable ${}^{12}\text{C}$ du carbone :

$$(10) \quad \frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} = \left[\frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \right]_0 e^{-\lambda t}$$

Le ${}^{14}\text{C}$ est formé constamment dans l'atmosphère et est incorporé dans les molécules de CO_2 . Il est

introduit de cette façon dans le cycle du carbone. Le ^{14}C , au même titre que le ^{12}C (stable), est alors fixé dans les végétaux ou les animaux. Le rapport $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_0$ dans l'atmosphère est une constante et est connu. Tous les êtres vivants ont ainsi un rapport $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_0$ constant. Pour un être vivant, l'instant t_0 coïncide avec sa mort, dès lors qu'il n'y a plus d'échanges avec le CO_2 atmosphérique.

On peut voir selon l'équation (10) que connaissant $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_0$ et mesurant $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, on peut calculer l'âge de la mort de l'organisme.

La méthode de datation par le ^{14}C ne s'applique qu'aux matériaux organiques. Elle s'applique tant en archéologie, qu'en paléontologie (datations d'ossements), sédimentation (datation des carbonates et mesure des vitesses de sédimentation), volcanologie (datation de bois carbonisés sous les coulées de laves), étude des météorites (détermination de l'âge de leur chute sur Terre). Étant donné la courte période de désintégration du ^{14}C , cette méthode n'est applicable qu'à la datation de matériaux très récents, ne dépassant pas 50 000 ans. C'est une méthode destinée à dater des événements de l'ère quaternaire.

PRINCIPE DE LA DATATION

On sait que tout organisme présente de son vivant la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. A sa mort, les échanges gazeux cessent, le ^{14}C n'est plus renouvelé, sa radioactivité décroît alors lentement à raison de la moitié tous les **5730** ans, c'est la période ou demi-vie.

Ainsi si on mesure aujourd'hui l'activité $^{14}\text{C} = A$ d'un bois, on peut en la comparant à l'activité du carbone moderne A_0 , en déduire le temps t qui s'est écoulé depuis sa mort. C'est ce que l'on appelle l'AGE.

L'âge est calculé à partir de la formule de décroissance exponentielle radioactive:

	$A = A_0 e^{-\lambda \cdot t}$
A	activité du carbone de l'échantillon (échantillon archéologique)
A₀	Activité du carbone moderne (échantillon standard de référence)
λ	constante de désintégration $\ln 2/T$ égale à 0.69314/T
T	étant la période de demi-vie du ^{14}C utilisée par convention, soit 5730 ans

Si on introduit la valeur de la période dans l'équation ci-dessus, on obtient $1/\lambda = 8267$ années ce qui donne une formule simple pour le calcul des âges:

$$\text{Age } (t) = \ln A_0/A * 8267 \text{ ans}$$

Tel est le principe de la méthode. Il repose sur l'hypothèse que la radioactivité naturelle est restée constante au moins au cours des 40000 dernières années. Cette hypothèse n'est pas exacte car l'activité du carbone 14 n'est pas constante dans le temps. La teneur en C^{14} dans l'atmosphère a subi des fluctuations qui sont aujourd'hui bien déterminées. Elles servent à corriger et à calibrer de âges obtenus par datation.

IV- Succession Géologique et Échelle de Temps Géologiques

Une des plus grandes réussites des géologues pendant le 19^{ème} siècle fut la reconnaissance du fait que certaines séquences stratigraphiques sur différents continents représentent les mêmes intervalles de temps, ce que nous appelons **corrélation stratigraphique**.

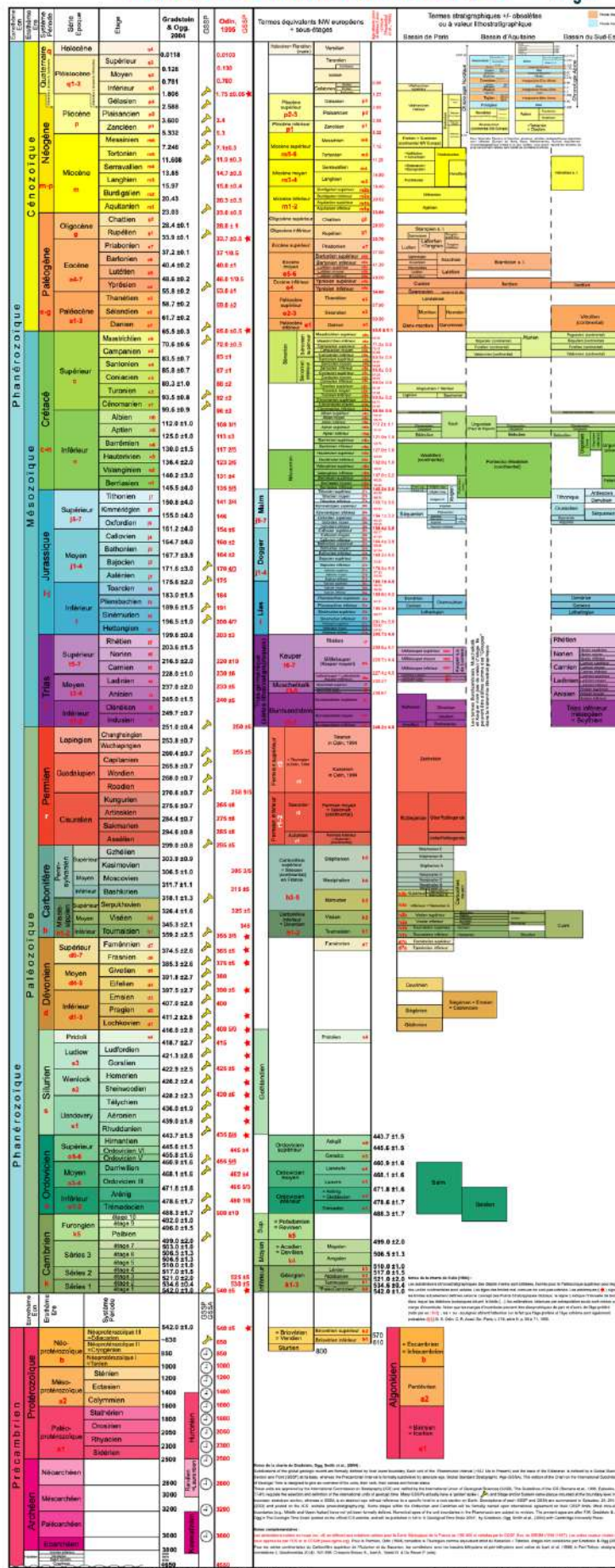
Les géologues ont proposé une **succession géologique** (Fig. 6) qui représente une coupe contenant dans l'ordre chronologique la séquence de strates connues et leurs âges relatifs. Cette succession est continuellement modifiée dans le détail et raffinée.

Les unités de cette succession géologique sont maintenant standardisées et nous l'appelons **échelle de temps géologiques**.

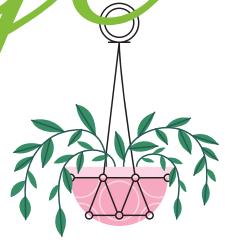
Ere	Période	Epoque	Temps (Ma)
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	0.01
		Pléistocène	1.8
	Tertiaire	Pliocène	5.3
		Miocène	24
		Oligocène	34
		Eocène	55
		Paléocène	65
Mésozoïque	Crétacé		145
	Jurassique		200
	Trias		251
	Permien		300
Paléozoïque	Carbonifère	Pennsylvanien	314
		Mississipien	355
	Dévonien		418
	Silurien		441
	Ordovicien		490
	Cambrien		544
			4600
Précambrien			

Divisions stratigraphiques simplifiées des temps géologiques. (Geological Survey of Canada, 1999)

ECHELLE DES TEMPS GEOLOGIQUES



Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

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

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

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

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

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

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

