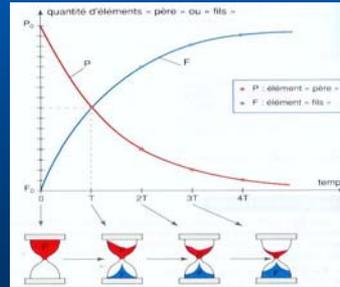


GÉOLOGIE GÉNÉRALE:

GÉOCHRONOLOGIE ABSOLUE



Pr. Zine El Abidine El Morjani

1

3. Chronologie Absolue

3.1 Introduction

La datation relative issue de la stratigraphie permet d'ordonner dans le temps les événements les uns par rapport aux autres, mais ne donne ni leur durée exacte, ni leur âge par rapport à l'actuel. Il est donc impossible par cette approche de chiffrer (en millions d'années) l'âge d'un phénomène géologique, ou l'âge des diverses couches géologiques, ou l'âge de la Terre.

La datation absolue permet, au contraire, d'établir l'âge et la durée des structures et des événements géologiques et biologiques. Elle permet, en outre, de dater certains repères de la chronologie relative ▶

Il fallait attendre la découverte de la radioactivité par Marie et Pierre Curie, au début du 20^e siècle, pour avoir un outil de datation du temps géologique et de déterminer l'âge de notre planète et de notre système solaire. ▶

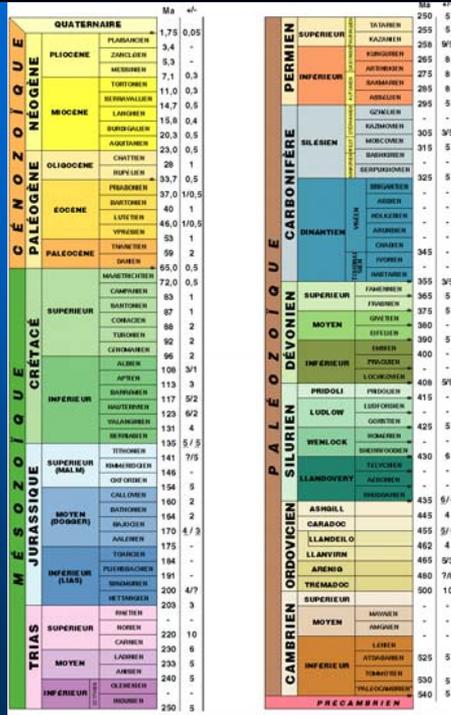
Cet outil, la datation radiométrique, est basée sur le principe de la désintégration radioactive d'isotopes instables de certains éléments chimiques.

La radioactivité correspond à des changements naturels ou artificiels du nombre de protons et de neutrons de noyaux dits instables ▶

2

3.1 Introduction

Etablissement
du temps absolu
pour l'échelle géologique



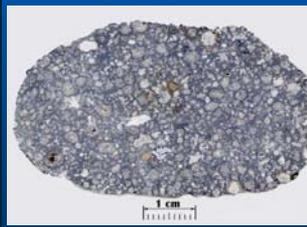
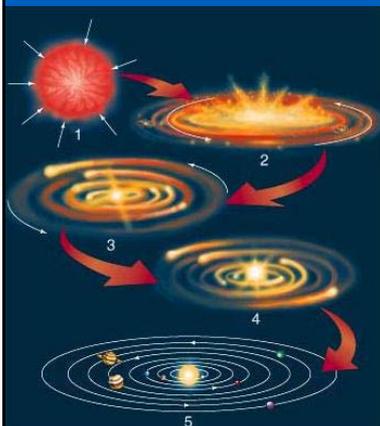
3.1 Introduction

Age du système solaire

Age donné par les météorites les plus primitives du système solaire :

CHONDRITES

$T = 4.566 \text{ Ga } \pm 2 \text{ Ma}$ par la méthode U/Pb



Inclusion réfractaire de la météorite Allende. L'aspect "duveteux" de celle-ci suggère qu'elle a été formée directement par condensation (à haute température) au sein du gaz nébulaire.

3.1 Introduction

Rappels sur l'atome

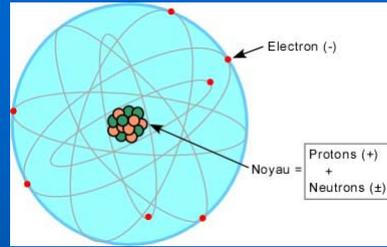
La matière est formée de minuscules entités : **les atomes**.
Chaque atome est constitué :

1. Un **noyau** : formé deux types de particules:
protons (+) **neutrons (±)**

Les protons et les neutrons sont « **collés** » les uns aux autres grâce à une force de cohésion appelée « **interaction nucléaire** » qui est généralement suffisante pour les maintenir ensemble. On dit alors que **le noyau est stable**.

2. Les **électrons** qui gravitent autour du noyau

Par convention, un atome d'un élément chimique est désigné de la façon suivante



A: Masse atomique: égal au nombre de protons (+) + nombre de neutrons (±)

Z: Numéro atomique: égal au nombre de protons (+)

La différence ($A - Z$) donne donc le nombre de neutrons.



Un atome étant neutre électriquement, il renferme autant de protons que d'électrons.

5

3.1 Introduction

Isotopes et radioactivité

Les **isotopes** sont des atomes d'un même élément chimique qui ont le **même nombre de protons** mais un **nombre de neutrons différents**

Exemples

Les isotopes de l'hydrogène ${}^1_1\text{H}$ ${}^2_1\text{H}$ ${}^3_1\text{H}$ Hydrogène, deutérium et tritium

Les isotopes du carbone ${}^{12}_6\text{C}$ ${}^{13}_6\text{C}$ ${}^{14}_6\text{C}$ ${}^{12}\text{C}$, ${}^{13}\text{C}$ et ${}^{14}\text{C}$

Dans la nature, la plupart des noyaux d'atomes sont **stables** et demeurent invariants dans le temps contrairement aux atomes **instables**, qui sont dits **radioactifs, ou radio-isotopes ou radionucléides**.

-Le carbone « normal » « carbone 12 » ou « carbone » est stable

- Par contre le « carbone 14 » est radioactif.

Ces noyaux instables contiennent trop de particules ou renferment trop d'énergie de sorte que la **force de cohésion n'est plus suffisante** pour maintenir les protons et les neutrons ensemble. Les noyaux sont « **instables** ».

6

3.1 Introduction

Isotopes et radioactivité

Un noyau instable finit par libérer son trop plein d'énergie en émettant des rayonnements (alpha ou bêta). Il se décompose spontanément en donnant naissance à un noyau différent et stable. C'est le phénomène de désintégration du noyau qu'on appelle **radioactivité**

Émission d'un petit noyau, constitué de 2 protons et 2 neutrons = **particule alpha**

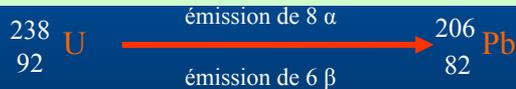
d'où une perte de 4 dans A et une perte de 2 dans Z



Émission d'un électron (-) par transformation dans le noyau d'un neutron en un proton.

Il y a donc gain de 1 **proton**, d'où un gain de 1 à **Z**, mais aucun changement de masse atomique **A**

Un exemple : la désintégration de l'uranium 238 (238U) en plomb 206 (206Pb)



L'émission de 8 α entraîne perte de 32 à la masse atomique (8 x (2 protons + 2 neutrons)), et une perte de 16 au numéro atomique (8 x 2 protons).

L'émission de 6 β entraîne perte de 6 électrons à la masse atomique , donc un gain de 6 au numéro atomique.

Le bilan des gains et pertes s'établit donc ainsi:

masse atomique: 238 - 32 = **206**
numéro atomique: 92 - 16 + 6 = **82**

7

3.1 Introduction

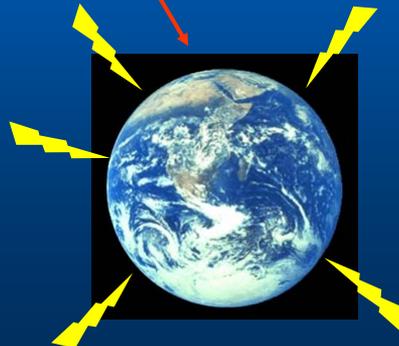
Sources des éléments radioactifs

Les Radioéléments naturels et induits

Elément radioactif intégré dans les minéraux de la roche depuis la cristallisation à partir du magma (qui contenait aussi ces éléments chimiques)



Elément radioactif formé en haute atmosphère et à la surface terrestre par l'effet du rayonnement cosmique



8

3.2 Principe de la radiochronologie

La radiochronologie est basée sur la **décroissance radioactive d'isotopes** de certains éléments chimiques.

Un élément **radioactif père P** (radiogène) est instable se désintègre au cours du temps en donnant un élément **fiels stable F** (radiogénique) avec émission de particules



Les physiciens ont prouvé que chaque **radio-isotope** est caractérisé par une **constante de désintégration λ** qui correspond à la proportion d'élément père qui se désintègre chaque année. Le nombre d'atomes pères se désintégrant diminue de manière continue en même temps que le nombre d'atomes fils augmente proportionnellement

Au temps t_0 , il existe une quantité P_0 d'atomes radioactifs.

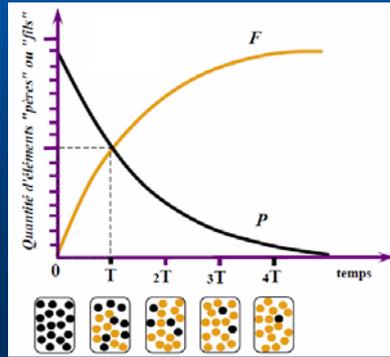
Après **1 an**, il y a désintégration de λP_0 atomes ; il reste donc $P_1 = P_0 - \lambda P_0$ atomes.

Après **2 ans**, il y a désintégration de λP_1 atomes ; il reste donc $P_2 = P_1 - \lambda P_1$ atomes

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

où **P** est le nombre d'atomes pères à l'instant t

λ est la constante de désintégration de l'élément radioactif exprimé en (an^{-1}) .



$$dP/dt = -\lambda P \rightarrow dP/P = -\lambda dt$$

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

Appliquée au temps t_0 :

$$\ln P_0 = Cte$$

$$\text{donc } \ln P = -\lambda t + \ln P_0$$

$$\rightarrow \ln P - \ln P_0 = -\lambda t$$

$$\rightarrow \ln (P/P_0) = -\lambda t$$

$$\rightarrow (P/P_0) = e^{-\lambda t}$$

$$\rightarrow P = P_0 \cdot e^{-\lambda t} \text{ ou bien } P_0 = P \cdot e^{\lambda t}$$

$$\rightarrow e^{\lambda t} = \frac{P_0}{P} \rightarrow \lambda t = \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \rightarrow t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{P_0}{P} \right)$$

P peut être mesuré dans l'échantillon par **spectromètre de masse**.

P₀ inconnu car variable d'une roche à l'autre

Mais en réalité dans une roche on mesure le nb d'éléments Pères **P** et fils radiogénique **F**

$$\text{Avec } P_0 = P + F \rightarrow F = P_0 - P \quad F = P_0 \cdot e^{-\lambda t} - P = P (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\text{donc } t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{P + F}{P} \right) \rightarrow t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{F}{P} \right)$$

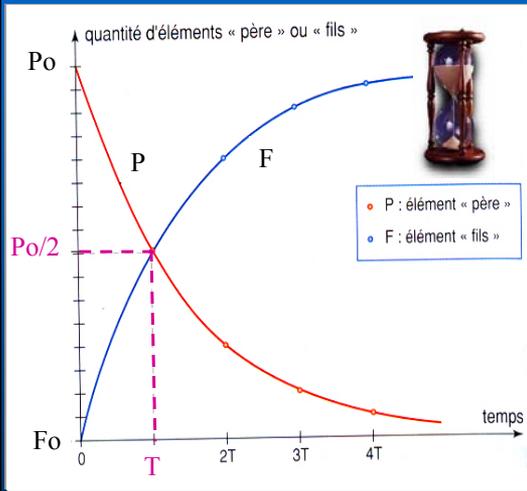
Or le nb d'isotope fils total à un instant t (F_t) est égal à la somme des isotope fils initiaux (F_0) et des isotopes fils radiogéniques (F) $\rightarrow F_t = F_0 + F$

L'âge sera donc

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{F_t - F_0}{P} \right)$$

3.2 Principe de la radiochronologie

Chaque élément radioactif, est également, caractérisé par sa **période ou demi-vie T** qui est le temps nécessaire pour que la moitié de l'élément père P soit désintégrée



$$P = \frac{P_0}{2}$$

Or on sait que $P = P_0 e^{-\lambda t}$

Donc

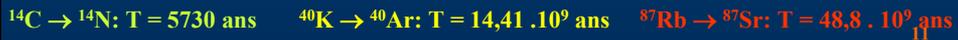
$$P_0 e^{-\lambda t} = \frac{P_0}{2} \rightarrow e^{-\lambda t} = \frac{1}{2}$$

$$\rightarrow -\lambda T = \ln(1/2) \rightarrow -\lambda T = -\ln 2$$

$$\rightarrow T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda}$$

Plus la demi vie sera grande, (plus l'élément chimique se désintègre lentement), plus l'élément radioactif permettra de **dater des événements anciens**

Période



3.3. Conditions d'utilisation de la radiochronologie

1. Système fermé: L'échantillon n'a pas fait d'échange avec l'extérieur (ni apport ni perte). C'est à dire l'élément fils et père ne doivent pas quitter l'échantillon (minérale ou roche) et il ne faut pas y avoir d'apport extérieur de ces éléments.

La fermeture du système identifie le **démarrage du chronomètre naturel**.

En général les roches sédimentaires ne sont jamais des systèmes fermés, il y a toujours des échanges avec le milieu extérieur. la radio-chronologie ne permet pas ainsi de dater ces types de roches.

2. Choix du radio-chronomètre: en fonction de la:

➤ **période de temps** que l'on cherche à explorer. En effet, une fois le système fermé, la datation n'est valide que si l'on mesure des durées allant du centième à dix fois la période de l'isotope choisi ($1/100.T < t < 10.T$). Pour dater des événements récents on utilise des radiochronomètres à faible T et vice versa.

➤ **nature de l'échantillon:** Pour dater les objets récents d'origine biologique riches en matière organique, on utilise le ^{14}C , pour des roches magmatiques contenant des minéraux potassiques (feldspaths), on utilise ^{40}K et pour les micas et feldspaths, on utilise ^{87}Rb

Couples d'isotopes	Périodes	Âges Mesures
$^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$	4,47 Ga	> 25 Ma
$^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$	48,8 Ga	10^7 à $4.5 \cdot 10^9$ années
$^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$	1,25 Ga	10^4 à $4.5 \cdot 10^9$ années
$^{14}\text{C} / ^{14}\text{N}$	5 730 années	100 à 50 000 années

3.4. Géochronomètres à période de demi-vie faible

3.4.1 La méthode au ^{14}C

Principe

Le carbone existe sous trois isotopes : ^{12}C (98,89 % du carbone total) et ^{13}C (1,109 %) sont stables ; et un isotope radioactif ^{14}C ($1,2 \cdot 10^{-10}$ %) est instable.

Le ^{14}C est produit en haute atmosphère par l'action du rayonnement cosmique sur ^{14}N .

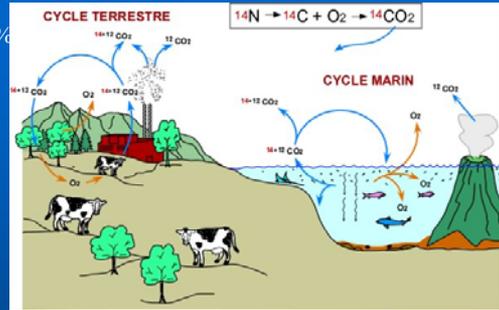


Par ailleurs, le ^{14}C se désintègre en ^{14}N .



Il y a un équilibre entre sa production et sa désintégration, donc son taux dans l'atmosphère est constant. Les atomes de ^{14}C produits sont incorporés au CO_2 tous comme les atomes de ^{12}C . Le ^{14}C est donc absorbé par les plantes lors de la photosynthèse, et on le trouve dans les chaînes alimentaires (les animaux et les hommes en contiennent également). Ainsi tout être vivant contient donc dans ses tissus un rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ qui reste constant au cours de sa vie, car le carbone est renouvelé en permanence.

Lorsque l'être vivant meurt, son ^{14}C n'est plus renouvelé, le système est donc fermé. Le ^{14}C qu'il contient au moment de sa mort se désintègre en élément fils ^{14}N (volatile, donc qui quitte le système et ne sera pas pris en compte dans la mesure) et la quantité de ^{14}C dans l'échantillon diminue avec le temps. Il en est de même du rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$.



13

3.4.1 La méthode au ^{14}C

Méthode

Pour dater un échantillon organique (os, cheveux, bois, coquille) :

- On mesure au spectromètre de masse le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ restant dans l'échantillon et non pas seulement le ^{14}C , car sa teneur est très faible
- Le rapport initial de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est connu au moment de la fermeture du système : il est égale à celle de l'atmosphère.

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad \text{s'écrit ainsi} \quad \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_t = \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_0 e^{-\lambda t}$$

Rapport mesuré dans un échantillon organique
Rapport constant et connu dans l'atmosphère

$$t = (1/\lambda) \ln \left(\left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_0 / \left(\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_t \right)$$

Comme la période ou demi-vie $T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad \lambda = \frac{0,693}{T} = 1,21 \cdot 10^{-4} \text{ ans}$

Donc l'âge que l'on obtient avec la méthode du ^{14}C , c'est l'âge de la mort de l'organisme

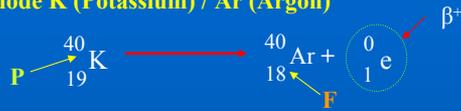
Domaine d'utilisation

Cette méthode ne s'utilise que pour des datations maximum de 35 000 ans, car au delà la quantité de ^{14}C restante dans l'échantillon est trop faible pour permettre une évaluation fiable. Lorsque tous les éléments radioactifs ont disparu de l'échantillon la datation n'est plus possible.

14

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

3.5.1 La méthode K (Potassium) / Ar (Argon)



Intérêt

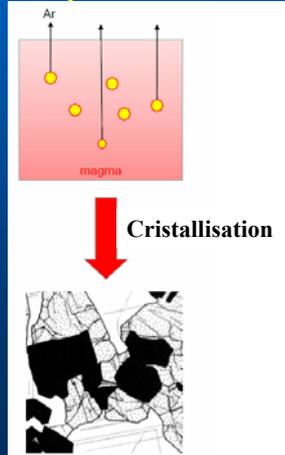
Cette méthode de datation absolue est basée sur la désintégration de l'isotope radioactif ${}^{40}\text{K}$ en ${}^{40}\text{Ar}$, pour dater les roches magmatiques dont les minéraux sont riches **en potassium K** (Feldspath, micas...)

Principe

Dans un magma liquide et chaud, ${}^{40}\text{Ar}$ qui est un gaz provenant de la désintégration du ${}^{40}\text{K}$ remonte librement vers les couches supérieures et **s'échappe dans l'atmosphère**. Donc dans ce magma liquide la quantité de ${}^{40}\text{Ar}$ est toujours nulle: **Système ouvert**.

Quand le magma se refroidit et se transforme en roches, le ${}^{40}\text{Ar}$ issu de la désintégration du ${}^{40}\text{K}$ reste **emprisonner dans les cristaux** et ne peut plus s'échapper dans l'atmosphère. La roche cristallisée constitue un **système fermé**. Le rapport ${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$ **augmente donc avec le temps**

Le chronomètre isotopique est mis à zéro et on peut commencer à dater la cristallisation du magma, la formation de la roche.



3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

3.5.1 La méthode K (Potassium) / Ar (Argon)

Méthode

Comme la quantité d'atome fils initiale ${}^{40}\text{Ar}$ lors de la fermeture du système **est nulle**, on mesure par spectromètre de masse la quantité d'atomes fils ${}^{40}\text{Ar}$ apparus.

On calcule donc l'âge t (= âge de cristallisation de la roche), à la fin de son refroidissement. Cet âge est donné par la formule de l'équation:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{F_t - F_0}{P_t} \right) \longrightarrow t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{F_t}{P_t} \right)$$

D'où $t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{{}^{40}\text{Ar}_t}{{}^{40}\text{K}_t} \right)$ **mesuré dans l'échantillon**

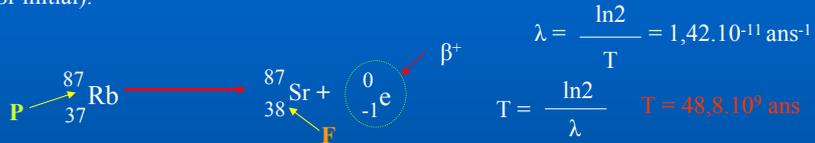
Domaine d'application

La longue période de ${}^{40}\text{K}$ ($1,25 \times 10^9$ ans) permet d'utiliser cette méthode pour dater des roches très anciennes et vieilles de 10 fois sa période soit en théorie **12.5 Ga**. C'est elle qu'on utilise pour **dater la formation de la terre et le système solaire**.

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

^{87}Rb (P) est l'isotope radioactif. Il se désintègre en ^{87}Sr (F) avec une émission β^- (transformation d'un neutron en proton par perte d'un e^-). Cet isotope stable est déjà naturellement présent dans les roches (^{87}Sr initial).



Rappel: constante de désintégration : traduit la vitesse à laquelle se fait la désintégration. Dire que celle de ^{87}Rb est de $1,42 \cdot 10^{-11}$ /an signifie que pour 1g de ^{87}Rb , $1,42 \cdot 10^{-11}$ grammes se désintègrent par an.

Intérêt :

Cette méthode est utilisée pour dater des roches métamorphiques et magmatiques riches en **micas et en feldspaths**.

Principe

Lors de la cristallisation d'une roche magmatique, certains minéraux (Feldspaths et Mica) emprisonnent l'isotope radioactif ^{87}Rb et des éléments non radiogéniques ^{87}Sr et du ^{86}Sr . Une fois incorporé, le ^{87}Rb se désintègre spontanément en ^{87}Sr

La quantité d'éléments intégrés est variable en fonction des minéraux.

17

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

Méthode

La loi de décroissance radioactive: $P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t}$ $^{87}\text{Rb}_t = ^{87}\text{Rb}_0 \cdot e^{-\lambda t}$

On ne peut pas appliquer cette loi car on ne connaît pas $^{87}\text{Rb}_0$ la quantité initiale présente dans la roche

Mais le nombre d'atomes de ^{87}Sr formés est égal au nombre d'atomes de rubidium désintégrés soit

$$^{87}\text{Rb}_0 = ^{87}\text{Rb}_t + ^{87}\text{Sr} \longrightarrow ^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Rb}_0 - ^{87}\text{Rb}_t \quad \text{D'où on tire } ^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Rb}_t (e^{\lambda t} - 1)$$

Or ^{87}Sr peut être présent au moment de la fermeture du système, c'est-à-dire au moment de la cristallisation du minéral à t_0

Donc on applique l'équation $F_t \text{ mesuré} = F_0 \text{ initial} + F$ issue de la désintégration:

$$\text{Ainsi l'équation devient } ^{87}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_t \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Dans cette équation, **il ya eux inconnues: t et $^{87}\text{Sr}_0$**

Mais comme les minéraux des roches magmatiques incorporent aussi un autre isotope ^{86}Sr stable, non radioactif et non radiogénique, la quantité de cet isotope ne varie pas au cours du temps dans un système fermé et $^{86}\text{Sr}_t = ^{86}\text{Sr}_0$. Si on divise toute l'équation par le nombre de l'isotope ^{86}Sr , l'équation devient donc :

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

18

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

Méthode

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

Ainsi à la fermeture du système:

➤ le rapport ${}^{87}\text{Sr}_0 / {}^{86}\text{Sr}_0$ est **le même pour tous les minéraux** (ou des roche) cristallisant à partir d'un même magma et n'évolue pas dans le temps

➤ Le rapport ${}^{87}\text{Rb}_t / {}^{86}\text{Sr}_t$ **diminue** du fait de la désintégration du ${}^{87}\text{Rb}$

➤ Le rapport ${}^{87}\text{Sr}_t / {}^{86}\text{Sr}_t$ **augmente** par suite de l'enrichissement en ${}^{87}\text{Sr}$

Pour chaque minéral ces deux rapports évoluent parallèlement au cours du temps

➤ Puisque tous les minéraux se sont formés au même moment à l'instant t, l'expression $e^{\lambda t} - 1$ a également la valeur d'une constante

Cette équation exprime une fonction d'une droite appelée **droite isochrone** sous la forme :

$y = ax + b$ où les inconnues recherchées sont :

a = $(e^{\lambda t} - 1)$ qui est la pente ou le coefficient directeur de cette droite, elle peut être déterminé graphiquement

b = ${}^{87}\text{Sr}_0 / {}^{86}\text{Sr}_0$ initial qui est une constante n'ayant pas changé

19

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

L'équation précédente est du type **y = ax + b** (équation d'une droite)

The diagram shows the equation $\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0$ with arrows pointing to different parts:

- A red arrow points from the text "y = ax + b" to the left side of the equation, labeled "mesuré".
- A red arrow points from the text "y = ax + b" to the term $(e^{\lambda t} - 1)$, labeled "t calculé".
- A red arrow points from the text "y = ax + b" to the right side of the equation, labeled "déterminé sur le graphe".
- A yellow arrow points from the text "mesuré" to the term $\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t$.

On utilise cette particularité pour réaliser le calcul :

➤ il faut réaliser des mesures dans plusieurs minéraux **cogénétiques** c-a-d issus du même magma (ex. plusieurs minéraux d'une même roche).

➤ il faut ensuite tracer un graphe $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_t$ en fonction de $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_t$.

➤ les points qui correspondent aux divers minéraux s'alignent sur une droite de coefficient directeur **a = $(e^{\lambda t} - 1)$**

➤ on en déduit l'âge des minéraux. **t = $\ln(a+1)/\lambda$**

20

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

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

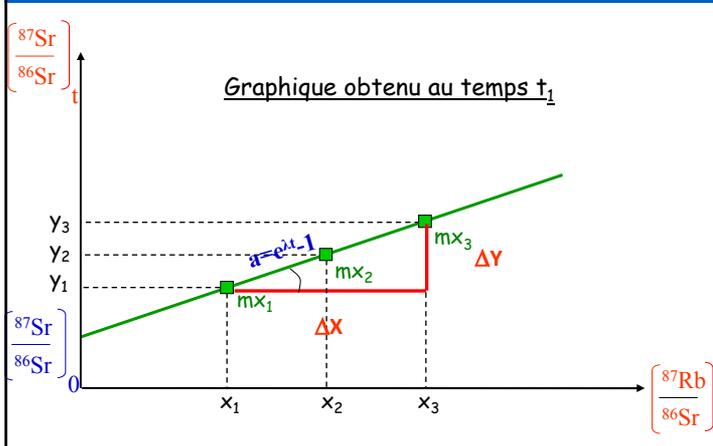
Equation du type $y = a x + b$

Ordonnée à l'origine

$$= \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0$$

Pente de la droite
 $= (e^{\lambda t} - 1)$

$$a = \frac{\Delta Y}{\Delta X} = \frac{Y_3 - Y_1}{X_3 - X_1}$$



t , date de cristallisation du magma ou de la formation des roches

$$t = \ln(a+1)/\lambda$$

Avec $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ pour le ${}^{87}\text{Rb}$

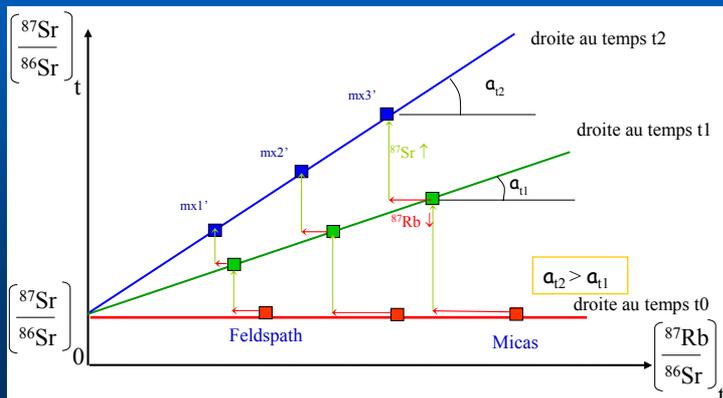
21

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

Évolution au cours du temps

Plus le temps passe, plus la quantité de ${}^{87}\text{Rb}$ diminue : chaque point se décale à gauche.
 Chaque point se décale aussi vers le haut car la quantité de ${}^{87}\text{Sr}$ radiogénique augmente.
 On obtient une nouvelle droite dont la pente est plus importante.



Plus la pente a de cette droite est importante, plus la roche est vieille

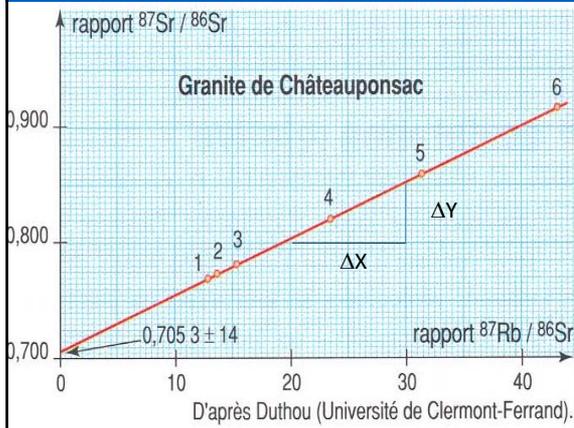
22

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

Exemple du calcul de temps de cristallisation du Granite

n° de l'échantillon	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	31,50	0,8622
2	13,54	0,7726
3	23,43	0,8224
4	43,35	0,9146
5	15,38	0,7816
6	12,73	0,7677



$$a = \frac{\Delta Y}{\Delta X}$$

$$t = \ln(a+1)/\lambda$$

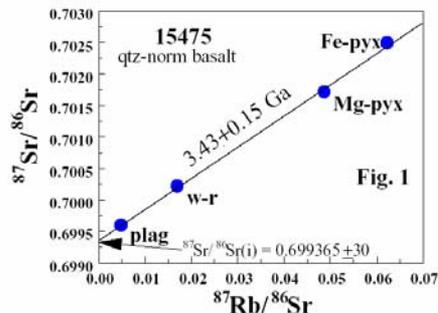
Age du granite de Châteauponsac : environ 340 MA

23

3.5. Géochronomètres à période de demi-vie élevée

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

Datation du volcanisme lunaire



$T = 3.4 \pm 0.1 \text{ Ga}$
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \text{ initial} = 0.6993$

APOLLO 15
 Borg et al.

24

Résumé

	Méthode au ^{14}C	Méthode K/Ar	Méthode Rb/Sr
Réaction de désintégration, demi-vie et λ	$^{14}\text{C} \longrightarrow ^{14}\text{N}$ T= 5730 ans $\lambda = 1,21 \cdot 10^{-4} \cdot \text{an}^{-1}$	$^{40}\text{K} \longrightarrow ^{40}\text{Ar}$ T= $1,25 \cdot 10^9$ ans $\lambda = 5,54 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$	$^{87}\text{Rb} \longrightarrow ^{87}\text{Sr}$ T= $48,8 \cdot 10^9$ ans $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$
Ce qui est connu	Po, P(t)	Fo = 0, P(t) et F(t)	P(t) et F(t)
Ce qu'on mesure	P(t)	P(t) et F(t)	P(t) et F(t)
Formule utilisée	$P(t) = P_0 \cdot e^{-\lambda t}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} = e^{\lambda t} - 1$	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0$
Age et type de roche datée	Échantillon contenant du C, entre 100 et 50 000 an	Roche magm. et métam. de plusieurs millions d'année	Roche magm. et métam. de plusieurs millions d'années

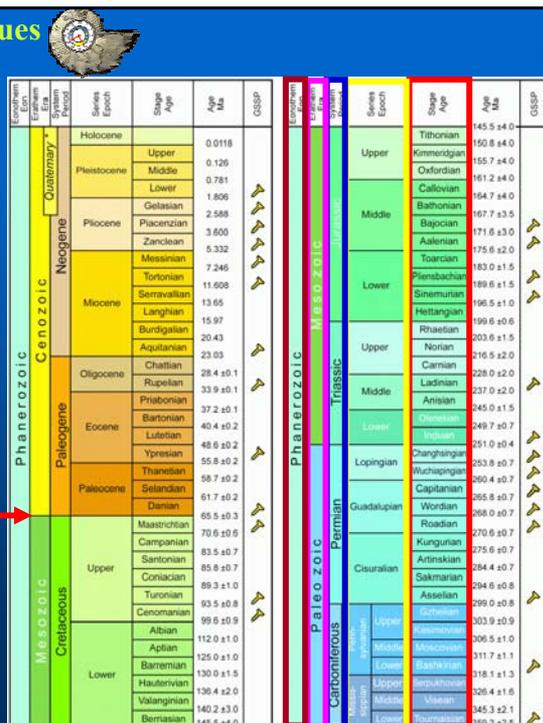
25

4. Échelle des temps géologiques

A partir de l'ensemble de ces principes de datation relative, et de datation absolue, les géologues ont établie depuis près de deux siècles une échelle de découpage du temps appelée **échelle de temps géologique**. Cette échelle est un calendrier de référence utilisé pour dater les événements survenus durant l'histoire de la Terre qui démarre il y a plus de **4,5 milliards d'années**

L'unité de base de cette échelle de référence est **l'étage/l'âge**, caractérisé par un ensemble de fossiles stratigraphiques. Son nom est le plus souvent dérivé d'un lieu géographique ou historique. Ces étages/âges sont regroupés en **série/époque**, elles-mêmes associées en **système/période**, puis en **érathème/ère**, ensuite en **Eons/Eonothèmes**.

Les limites entre les ères et entre les périodes peuvent correspondre à des **événements majeurs de l'histoire de la Terre** (ouverture des océans, formation de chaînes de montagnes...) et de la vie (apparition / disparition d'espèces). Exemple la limite entre le Secondaire et le Tertiaire correspond à la crise qui a conduit à la disparition des dinosaures



4. Échelle des temps géologiques



Échelle stratigraphique internationale

Erethème	Erethème Système	Série	Etage	Age en Ma
Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	0,0117
			Supérieur	0,126
			"Iorien"	0,781
			Calabrien	1,806
			Gelasien	2,588
		Néogène	Plaisancien	3,800
			Zancloën	5,332
			Messinien	7,246
			Tortonien	11,608
			Serravalien	13,82
Paléogène	Oligocène	Langhien	15,97	
		Burdigalien	20,43	
		Aquitanien	23,03	
		Chatien	28,4 ± 0,1	
		Rupélien	33,9 ± 0,1	
	Éocène	Bartonian	37,2 ± 0,1	
		Lutétien	40,4 ± 0,2	
		Yprésien	48,6 ± 0,2	
		Thanétien	58,7 ± 0,2	
		Selandien	~ 61,1	
Mésozoïque	Craïacé	Danien	65,5 ± 0,3	
		Maestrichien	70,6 ± 0,6	
		Campanien	83,5 ± 0,7	
		Santonien	83,8 ± 0,7	
		Coniacien	~ 88,6	
	Supérieur	Turonien	93,5 ± 0,8	
		Cénomannien	99,6 ± 0,9	
		Albien	112,0 ± 1,0	
		Aptien	125,0 ± 1,0	
		Barrémien	130,1 ± 1,5	
Inférieur	Hauteriviens	~ 133,9		
	Valanginiens	140,2 ± 3,0		
	Berriasien	145,5 ± 4,0		

Erethème	Erethème Système	Série	Etage	Age en Ma
Phanérozoïque	Mésozoïque	Supérieur	Tithonien	145,5 ± 4,0
			Kiméridgien	150,8 ± 4,0
			Oxfordien	161,2 ± 4,0
			Callovien	164,7 ± 4,0
			Bathonien	167,7 ± 3,5
		Moyen	Bajocien	171,6 ± 3,0
			Aalenien	175,6 ± 2,0
			Toarcien	183,0 ± 1,5
			Piensbachien	189,6 ± 1,5
			Sinemuriens	196,5 ± 1,0
Trias	Supérieur	Rhétien	199,6 ± 0,6	
		Norien	203,6 ± 1,5	
		Carrien	216,5 ± 2,0	
		Ladnien	~ 228,7	
		Anisien	237,0 ± 2,0	
	Moyen	Olenekien	~ 245,9	
		Indusien	~ 249,5	
		Changhsingien	251,0 ± 0,4	
		Lopingien	253,8 ± 0,7	
		Wuchiapingien	260,4 ± 0,7	
Permien	Supérieur	Wordien	265,8 ± 0,7	
		Roadien	268,0 ± 0,7	
		Kungurien	270,0 ± 0,7	
		Artinskien	275,6 ± 0,7	
		Sakmarien	284,4 ± 0,7	
	Inférieur	Asselien	294,6 ± 0,8	
		Artinskien	299,0 ± 0,8	
		Gzhelien	303,4 ± 0,9	
		Kasimovien	307,2 ± 1,0	
		Moscoviens	311,7 ± 1,1	
Carbonifère	Moyen	Bashkiriens	318,1 ± 1,3	
		Serpukhovien	328,3 ± 1,6	
	Inférieur	Moyen	345,3 ± 2,1	
		Viséen	345,3 ± 2,1	
		Tournaisien	359,2 ± 2,5	

Erethème	Erethème Système	Série	Etage	Age en Ma
Phanérozoïque	Paléozoïque	Supérieur	Famennien	359,2 ± 2,5
			Frasnien	374,5 ± 2,6
			Givétien	385,3 ± 2,6
			Moyen	391,8 ± 2,7
			Emsien	397,5 ± 2,7
		Inférieur	Praguén	407,0 ± 2,8
			Lochkoviens	411,2 ± 2,8
			Prédevonien	416,0 ± 2,8
			Prédevonien	418,7 ± 2,7
			Ludfordien	421,3 ± 2,6
Silurien	Supérieur	Corsten	422,9 ± 2,5	
		Homériens	426,2 ± 2,4	
		Shemwoodien	428,2 ± 2,3	
		Telychien	436,0 ± 1,9	
		Aeronien	439,0 ± 1,8	
	Moyen	Rhuddaniens	443,7 ± 1,5	
		Himantien	445,6 ± 1,5	
		Katien	445,8 ± 1,5	
		Sandbien	455,8 ± 1,6	
		Darnelliens	460,9 ± 1,6	
Ordovicien	Supérieur	Dapingien	468,1 ± 1,6	
		Floien	471,8 ± 1,6	
		Inférieur	478,6 ± 1,7	
		Tomabobien	488,3 ± 1,7	
		Etage 10	~ 492 *	
	Moyen	Etage 9	~ 496 *	
		Paléon	~ 499	
		Gouchangien	~ 503	
		Dromien	~ 506,5	
		Etage 5	~ 510 *	
Cambrien	Série 3	Etage 4	~ 515 *	
		Etage 3	~ 521 *	
	Série 2	Etage 2	~ 528 *	
		Etage 1	~ 542,0 ± 1,0	
		Terreneuviens	~ 542,0 ± 1,0	

Erethème	Erethème	Système	Age en Ma
Proterozoïque	Neo-proterozoïque	Édiacarien	~ 542
		Cryogénien	~ 635
		Tonien	850
		Sténien	1000
		Ectasian	1200
	Mésoproterozoïque	Stathériens	1400
		Calymniens	1600
		Orosiniens	1800
		Rhyaciens	2050
		Sidéniens	2300
Archaïque	Mésarchaïque	Neoprochaïque	~ 2500
		~ 2800	
		~ 3200	
		~ 3600	
		~ 4000	
	Paléoproterozoïque	~ 4600	

* Le statut du quaternaire n'est, à ce jour pas encore fixé.
 * Les Âges des séries et les étages du Cambrien sont en attente de ratification.
 Echelle de Nevier 2008 d'après le travail de la Commission Internationale de Stratigraphie.
 International Commission on Stratigraphy.
<http://www.stratigraphy.org>