

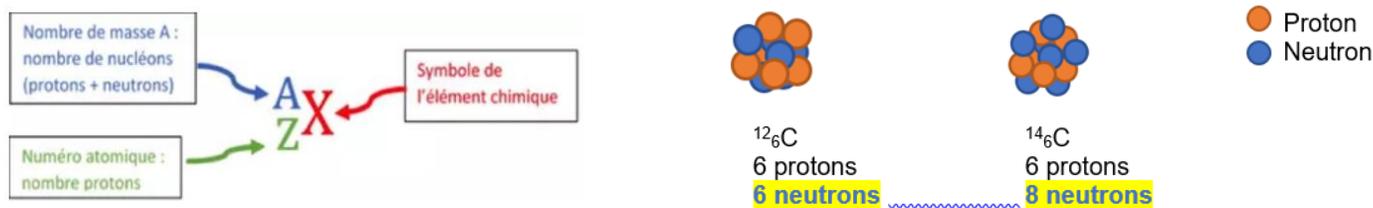
Les isotopes et la radiochronologie

La datation ou chronologie absolue donne l'âge des roches et des fossiles et permet donc de **mesurer les durées des phénomènes géologiques**. Cette méthode a aussi permis de situer dans le temps l'échelle stratigraphique établie par datation relative.

La méthode physique de datation absolue utilise le principe de **radiochronologie** qui repose sur la **désintégration radioactive**. De nombreux éléments chimiques possèdent des **isotopes radioactifs** qui se désintègrent **spontanément** de manière **continue** en éléments fils ; ce phénomène s'accompagne de l'émission de rayonnements.

Un atome est constitué d'un noyau formé de protons et de neutrons autour duquel gravitent des électrons.

Le carbone 12 (6 neutrons) et le carbone 13 (7 neutrons) sont des isotopes stables alors que le carbone 14 (8 neutrons) est un isotope radioactif.



La proportion d'atomes radioactifs qui se désintègre par unité de temps est une **constante** caractéristique de l'élément étudié. On définit la **période ou demi-vie ($T_{1/2}$)** comme le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des éléments radioactifs présents. Cette **période** est fonction de la constante radioactive de l'élément considéré. Elle est donc propre à chaque élément radioactif.

L'augmentation et la diminution des éléments n'est pas linéaire.

L'**isotope radioactif** est qualifié d'**élément père (P)** il se désintègre spontanément donnant naissance à un élément fils.

La relation entre l'élément père et l'élément fils est donné par la loi de désintégration (Rutherford 1902): $P_t = P_0 e^{-\lambda t}$

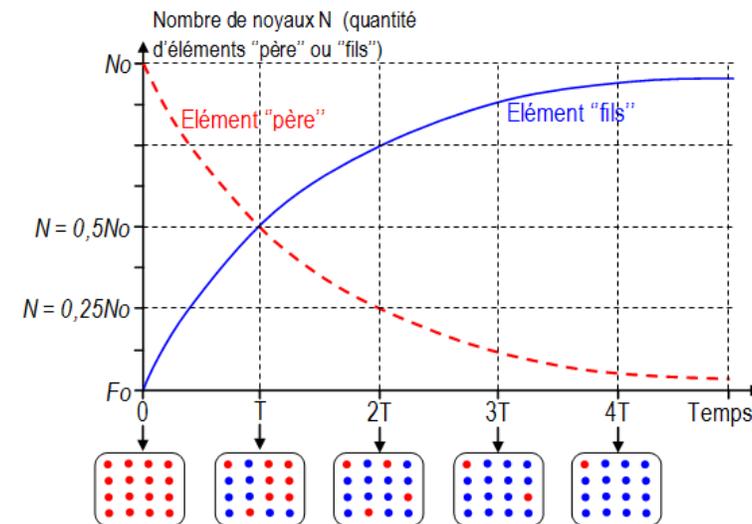
P_t correspond à la quantité d'élément père au bout du temps t

P_0 correspond à la quantité d'élément père au moment de la fermeture du système

λ est la constante de désintégration du couple étudié exprimé en an^{-1}

t représente le temps écoulé en années

$T_{1/2}$ le temps de demi-vie du couple radioactif étudié (père / fils) en années



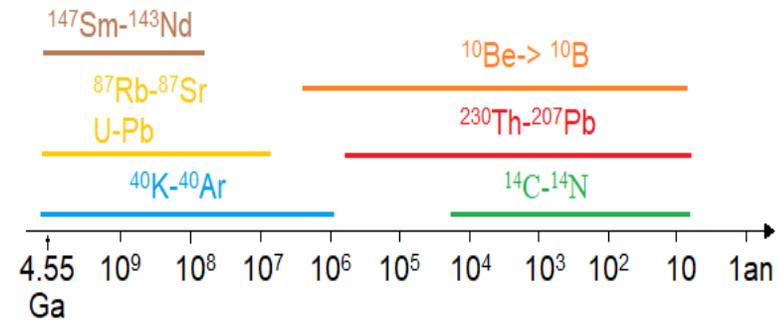
Connaissant la valeur de la constante radioactive λ , on peut calculer l'âge d'un échantillon géologique grâce à la mesure du nombre d'atomes pères et/ou d'atomes fils.

Cet âge correspond au temps écoulé depuis la **fermeture du système**, c'est-à-dire depuis l'**arrêt des échanges entre l'échantillon et le milieu** (fixant les valeurs initiales du nombre d'éléments père et fils).

Ce moment particulier de fermeture du système correspond au moment du « *démarrage du radiochronomètre* ».

Choix du radiochronomètre

Élément père → Élément fils	Période (années)	Domaine de datation (Ma : millions d'années)	Échantillons datés
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	$4,53 \cdot 10^9$	De 10 à 4 500 Ma	Minéraux riches en uranium (Ex : zircon)
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	$1,31 \cdot 10^9$	De 1 à 4 500 Ma	Feldspaths potassiques Amphiboles Pyroxènes Muscovite Biotite Zircon
$^{39}\text{Ar} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	$1,25 \cdot 10^9$	De 1 à 4 500 Ma	
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$49,9 \cdot 10^9$	De 10 à 4 500 Ma	
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	$106 \cdot 10^9$	> 200 Ma	
$^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$	5 730	< 40 000 ans	Os, bois et autres matières organiques



Choix du radiochronomètre en fonction de la période de temps à considérer

Les radiochronomètres sont choisis en fonction de l'âge supposé de l'échantillon que l'on étudie, car leur période de demi-vie est plus ou moins importante.

On considère que le résultat obtenu n'est plus fiable **au-delà de 10 fois la période de désintégration de l'élément**. En effet, au-delà de 10 fois la période de désintégration, la quantité d'éléments père n'est plus suffisante pour effectuer une datation fiable.

Par exemple pour la datation au ^{14}C , on considère que la datation n'est plus possible au-delà de 57 300 ans, on utilise donc ce chronomètre pour des périodes plus courtes.

Il existe de nombreux couples d'atomes qui peuvent être utilisés pour réaliser des datations ($^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, Nd/Sm, Rb/Sr...), ces couples sont qualifiés de **radiochronomètre**.

On choisit le radiochronomètre en fonction:

- de l'âge supposé de l'échantillon (établi généralement par datation relative), en effet on ne peut pas utiliser un couple en dehors de 10 fois sa demi-vie.
- de la présence des éléments radioactifs dans l'échantillon, on ne peut en effet utiliser le couple père / fils que si les éléments radioactifs existent dans l'échantillon que l'on veut dater.

La fermeture du système pour les roches magmatiques et le temps « zéro »

Les roches magmatiques se forment par **refroidissement d'un magma ou d'une lave**. Chacune de ces roches magmatiques contient **différentes associations minérales**. Par exemple, l'association du quartz, du feldspath orthose, du feldspath plagioclase et de la biotite forme une roche qu'on appelle un granite.

Tous les minéraux d'une roche magmatique ne se sont pas formés en même temps, car ils ont des **températures de cristallisation différentes**. Dans un granite par exemple, le plagioclase cristallisera en premier, suivi de la biotite, puis du quartz et enfin de l'orthose.

Avec la température qui diminue, le magma forme progressivement de nouveaux cristaux, on parle de **cristallisation fractionnée**.

Cette cristallisation permet de former des cristaux contenant des éléments chimiques dans leur maille cristalline. **Les éléments radioactifs présents dans le magma vont donc se retrouver piégés dans les minéraux au cours de la cristallisation fractionnée.**

Lorsque le minéral est formé, on dit que **le réservoir est fermé**, cela implique qu'il n'y a plus d'échange d'éléments radioactifs entre le minéral et le liquide magmatique résiduel (c'est-à-dire avec l'extérieur du système).

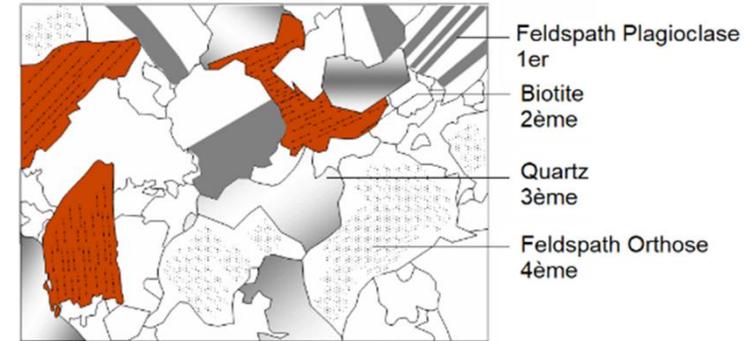
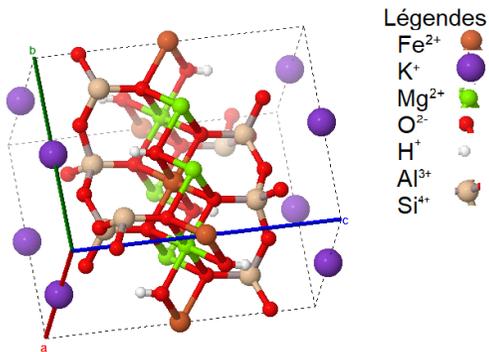


Schéma d'une lame mince de granite et ordre de cristallisation des minéraux (observation au grossissement x100 en LPA)

modifié d'après un schéma d'Alain Gallien Banque de schéma Dijon

La **datation absolue** peut également servir à dater des **roches métamorphiques**. Les roches métamorphiques se forment par **recristallisation (à l'état solide)** de minéraux préexistants, ce qui permet parfois de rouvrir le système et de remettre le chronomètre à zéro. Le chronomètre redémarre ensuite lorsque le système se referme c'est-à-dire lorsque le minéral termine sa transformation.



Maille cristalline de la biotite
Le K+ peut être remplacé par du ⁸⁷Rb
d'après logiciel Minusc Paul Pillot

Que ce soit pour le magmatisme ou le métamorphisme, on peut définir des « **températures de fermeture** », c'est-à-dire des températures en dessous desquels la cristallisation d'un minéral donné a eu lieu et qui implique que les éléments chimiques sont piégés dans sa maille cristalline, il n'y a alors plus de diffusion d'élément chimique avec l'extérieur, le réservoir est fermé.

Conclusion :

Dans un magma ou une lave, c'est la diminution de la température qui provoque la « *cristallisation des minéraux* » et donc la « *fermeture du système* », c'est pourquoi on parle de « *température de fermeture* ».

La méthode rubidium/strontium et la datation d'évènements très anciens

Le couple **rubidium/strontium** est fréquemment employé pour dater des **roches magmatiques** ou **métamorphiques** : $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (car ces éléments sont intégrés dans les réseaux cristallins de certains minéraux, Rb à la place de K et Sr à la place de Ca puisque leurs propriétés chimiques sont très proches)

Les **quantités initiales** d'éléments père et fils **ne peuvent être déterminés (P_0 et F_0 inconnus)**.

Dans un minéral, la désintégration d'un isotope radioactif père P en un isotope **radiogénique** fils F obéit à l'équation : $P = P_0 e^{-\lambda t}$ (1) avec :

P = quantité d'isotope père présente actuellement dans le minéral

P_0 = quantité d'isotope père présente initialement à la formation du minéral

λ = constante de désintégration du couple P - F

t = âge de formation du minéral

D'une manière générale, la quantité d'isotope fils présente actuellement dans le minéral est la somme des atomes fils F_0 présents initialement et de ceux F_d formés par désintégration de l'isotope père, soit $F = F_0 + F_d$

Dans le cas général, la quantité d'isotope fils formé F_d est égale à la quantité d'isotope père désintégré (un atome de P donne un atome F_d) et peut s'écrire ($P_0 - P$), d'où :

$$F = F_0 + (P_0 - P) = F_0 + (P_0 e^{\lambda t} - P) \text{ car dans (1) } P_0 = P e^{\lambda t}$$

$$\underline{F = F_0 + P(e^{\lambda t} - 1) = F_0 + P \cdot \lambda t} \text{ car } (e^{\lambda t} - 1) \approx \lambda t$$

Les quantités d'isotope père P et fils F sont donc reliées à l'âge de formation du minéral par une équation simple.

Pour lever ce problème la quantité de chacun de ces isotopes sera **mesurée par rapport à la quantité de l'isotope stable** du strontium : ^{86}Sr .

Comme la quantité de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ est une constante dans tous les minéraux d'une même roche, la valeur de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ pourra être déterminé graphiquement et correspondra à l'ordonnée à l'origine.

On mesurera donc des rapports isotopiques, c'est pourquoi on divise par le ^{86}Sr :

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

Ce qui correspond à l'équation d'une droite: $y = a x + b$

Les quantités initiales de ^{87}Rb varient d'un minéral à l'autre dans une même roche, tout simplement parce que des minéraux d'espèces différentes n'ont pas la même maille cristalline. Les différents minéraux n'ont donc pas la même affinité pour le Rb.

En revanche le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est le même pour tous les minéraux issus d'un même magma au moment de la fermeture du système. En effet ^{87}Sr et ^{86}Sr sont deux isotopes du même élément chimique, ils vont donc s'intégrer de la même façon dans un minéral donné.

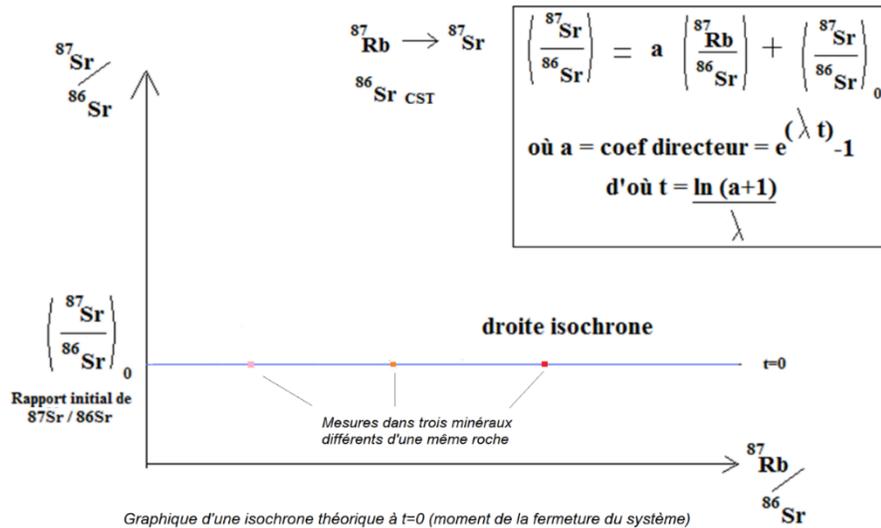
Dans le cas du couple RB/Sr cela revient à écrire:

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

Or cette équation comporte 2 inconnues!

Méthode Rb/Sr et droite isochrone

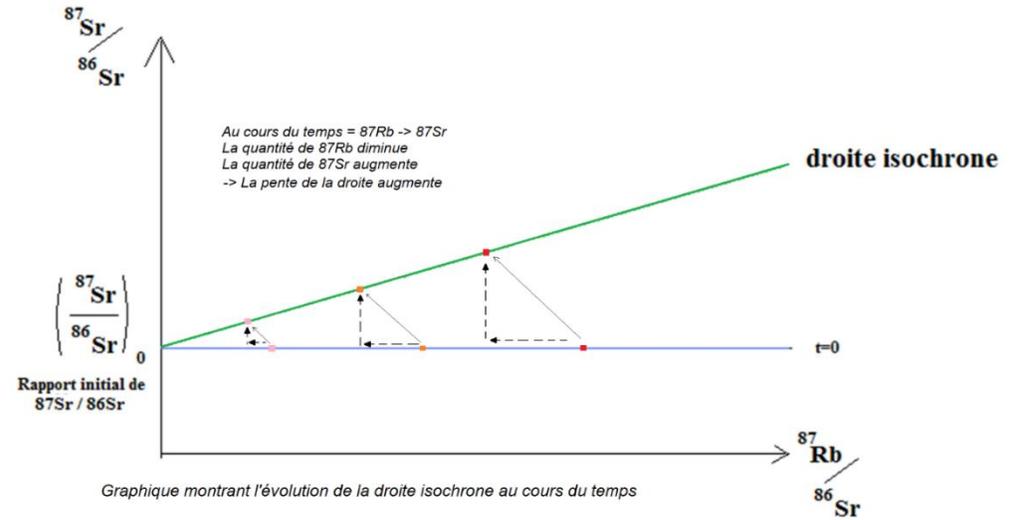
Si on pouvait faire plusieurs mesures dans les minéraux formés au temps t_0 , c'est-à-dire juste après la fermeture du système (cristallisation), on obtiendrait le graphique suivant :



Les différents points de mesure s'alignent alors sur une droite d'équation :

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

Tous les minéraux de la roche ont le même âge et la décroissance radioactive se fait avec la même demi-vie du couple étudié, ainsi tous ces réservoirs à ${}^{87}\text{Rb}$ évoluent au même rythme.



La pente de la droite s'accroît au cours du temps parce que la quantité de ${}^{87}\text{Rb}$ diminue (=diminution de x) et la quantité de ${}^{87}\text{Sr}$ augmente (= augmentation de y)

Remarque : Pour chaque minéral étudié, la quantité de rubidium et de strontium ne diminue pas de la même quantité, en effet cela dépend de la quantité d'élément père initialement intégré. Cependant la décroissance de l'élément père dans les trois minéraux se fait selon la même période de demi-vie.

La détermination de l'âge de la roche se fera graphiquement, il suffit de trouver la pente de la droite. On reprend ensuite la formule établie précédemment en utilisant uniquement le coefficient directeur :

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

Avec « a » pour coefficient directeur de la droite, on aura : $a = (e^{\lambda t} - 1)$
On en déduit le temps écoulé depuis la fermeture du système : $t = \ln(a+1) / \lambda$
Ou en simplifiant puisque $(e^{\lambda t} - 1)$ est environ égal à λt

$$a = \lambda t$$

Exercice: déterminer l'âge d'un granite

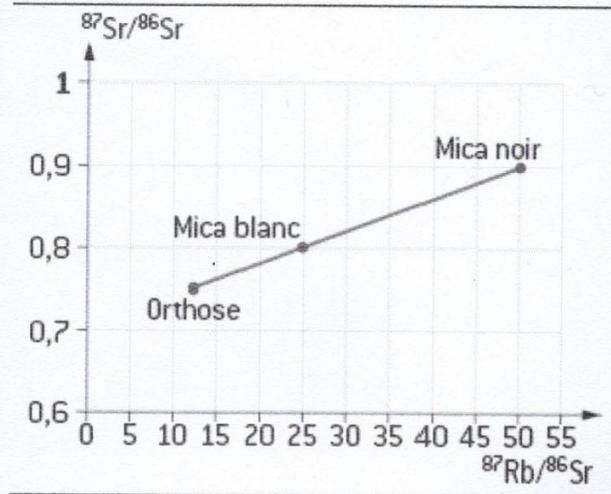
Certains minéraux du granite, comme l'orthose (feldspath potassique) et les micas (noir et blanc) incorporent lors de leur formation du ^{87}Rb , un isotope radioactif du rubidium, ainsi que du ^{87}Sr et du ^{86}Sr , isotopes stables du strontium. Le ^{87}Rb se désintègre spontanément en ^{87}Sr .

En utilisant un spectromètre de masse, on a pu mesurer les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dans trois minéraux d'un granite. La droite isochrone (document 1) indique les résultats obtenus.

> À partir des informations extraites du document 1, indiquez comment évoluent les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ au cours du temps. Déduisez-en l'évolution du coefficient directeur de la droite, puis calculez, à l'aide du document 2, l'âge du granite étudié. Justifiez toutes vos réponses.

Document 1

Méthode des isochrones □: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$



Document 2

Correspondance âge du granite (t) — coefficient directeur de l'isochrone (a)

Coefficient directeur Âge du granite

de l'isochrone	en millions d'années
0,001	70,4
0,002	141
0,003	211
0,004	281
0,005	351
0,006	421
0,007	491
0,008	561
0,009	631
0,01	701

La méthode K/Ar

Le radiochronomètre K - Ar est utilisé pour dater les roches riches en potassium comme les **roches silicatées** (roches magmatiques : Granite, rhyolite, gabbro, basaltes, métamorphiques, métagabbros...) : gneiss. L'équation de désintégration est $P_t = P_0 e^{-\lambda t}$

λ est une constante, P_0 correspond à la quantité de ^{40}K au départ, et P_t à la quantité de ^{40}K à l'instant t , cette dernière peut être mesurée dans l'échantillon à tester.

Cependant la quantité d'élément père P_0 au moment de la fermeture du système est inconnue, c'est-à-dire au moment où **le cristal se forme** et piège les éléments radioactifs dans sa maille cristalline (Autrement dit lors du refroidissement de la lave ou du magma qui forme la roche magmatique). Il faut donc exprimer P_0 en fonction de la quantité d'élément fils :

La quantité d'élément Fils dans l'échantillon (F_t) dépend de la quantité d'élément fils au départ (F_0) et de la quantité d'élément père transformé en élément fils ($F_{\text{formé}}$), cela s'écrit : $F_t = F_0 + F_{\text{formé}}$

L'élément Père se transforme au cours du temps en élément fils, c'est-à-dire : $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar} + \text{particule}$, cela peut s'écrire : $P_0 = P_t + F_{\text{formé}}$ ou encore $F_{\text{formé}} = P_0 - P_t$

On en déduit que $F_t = F_0 + (P_0 - P_t)$

L'**Argon**, élément fils, est un gaz qui **s'échappe des magmas avant leur cristallisation (= fermeture du système)** donc **les quantités initiales d'argon sont considérées comme nulles** (autrement dit $^{40}\text{Ar}_0 = 0$ ou $F_0 = 0$). Ainsi : $F_t = P_0 - P_t$

Nous avons besoin de connaître la quantité d'élément père au départ P_0 , nous savons donc que $P_0 = F_t + P_t$
-> La quantité d'élément Fils et père dans l'échantillon sont mesurables avec un spectromètre de masse, il n'y a donc plus d'inconnue.

On peut désormais remplacer P_0 dans l'équation de désintégration : $P_t = P_0 e^{-\lambda t}$

$$P_t = (P_t + F_t) e^{-\lambda t}$$

On isole ensuite t :

$$P_t / (P_t + F_t) = e^{-\lambda t}$$

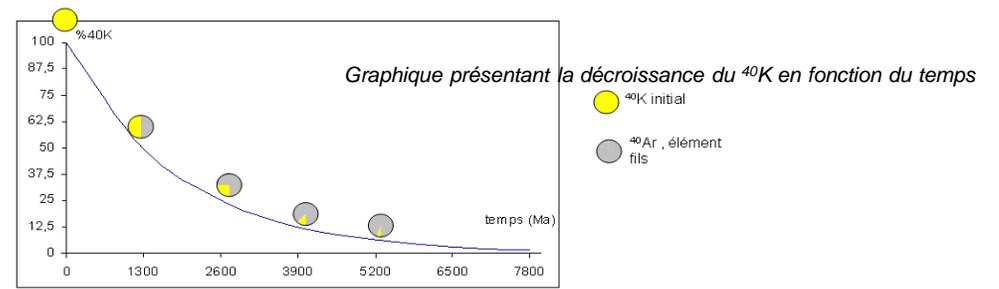
La fonction logarithme est la fonction inverse de la fonction exponentielle d'où :

$$\ln [P_t / (P_t + F_t)] = -\lambda t$$

$$\ln [(P_t + F_t) / P_t] = \lambda t$$

$$\ln [(1 + F_t/P_t)] = \lambda t$$

$$t = 1/\lambda \ln [(1 + F_t/P_t)]$$



$$\text{D'où } t = 1/\lambda \ln [(1 + (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}))]$$

t correspond au temps écoulé depuis la fermeture du système exprimé en année

Avec la constante de désintégration du couple qui correspond à $\lambda = 5.81 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

La période de demi-vie du couple est $T = 1.31 \text{ Ga}$

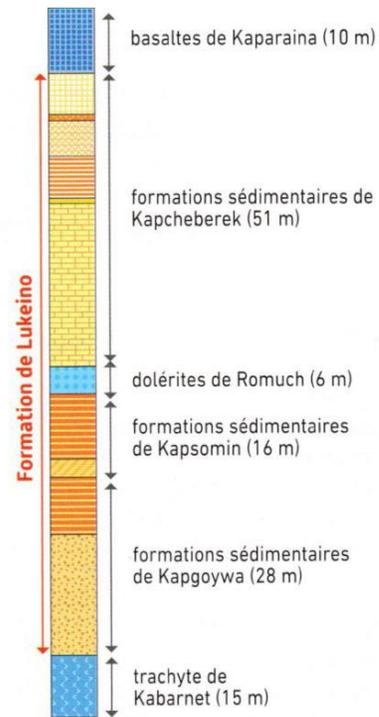
Conclusion : La **quantité initiale de K radioactif est inconnue** à la fermeture du système, mais celle de l'Ar est négligeable donc la **quantité finale de Ar provient de la désintégration du K**.

La détermination du rapport K/Ar permet alors de dater l'échantillon, il s'obtient directement par une mesure au spectromètre de masse sur l'échantillon

Orrorin tugenensis est une espèce d'hominidé* découverte dans le bassin de Lukeino, au Kenya (A). Cette formation géologique est essentiellement constituée de sédiments lacustres* et fluviaux entrecoupés de filons de roches magmatiques (B). Le principal site de fouilles, situé à Kapsomin, a livré la plupart des fossiles d'*Orrorin* (C).



A Vue du bassin de Lukeino.



B Colonne stratigraphique des formations de Lukeino.

Aucune datation directe des fossiles d'*Orrorin* n'a pu être effectuée. En revanche, les paléontologues ont réalisé des mesures sur les roches volcaniques situées en dessous et au-dessus de la formation de Kapsomin (D).



C Les restes fossiles d'*Orrorin tugenensis*.

Échantillon	Formation	Type de roche volcanique	Matériau analysé	Quantité de ^{40}K en $\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	Quantité de ^{40}Ar en $\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$
LK34Gm	Kaparaina	trachybasalte	pâte volcanique	$4,055\cdot 10^{-8}$	$1,299\cdot 10^{-11}$
LK30Gm	Romuch	basalte	pâte volcanique	$3,063\cdot 10^{-8}$	$1,039\cdot 10^{-11}$
LK33AF	Kapcheberek	trachyte	feldspath	$1,680\cdot 10^{-7}$	$5,583\cdot 10^{-11}$
LK32Gm	Kapcheberek (partie inférieure)	trachybasalte	pâte volcanique	$4,639\cdot 10^{-8}$	$1,523\cdot 10^{-11}$
TG-KB02AF	Kabarnet	trachyte	feldspath	$1,552\cdot 10^{-7}$	$5,623\cdot 10^{-11}$

D Caractéristiques des échantillons analysés et résultats des dosages au spectromètre de masse.

La datation d'un hominidé par la méthode K/Ar

Datation d'un granite avec le couple Rb-Sr

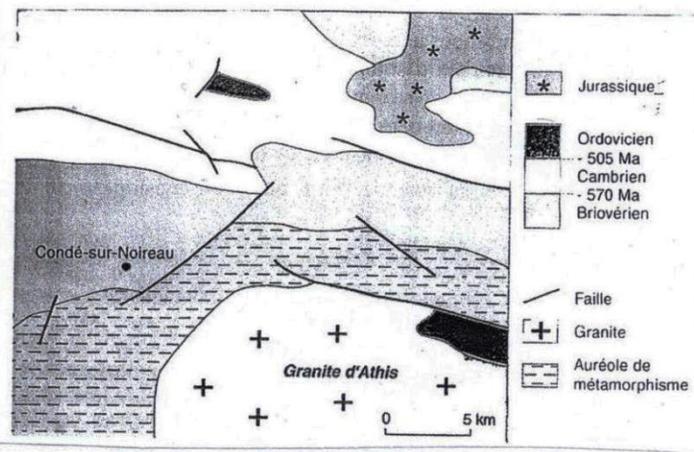
Le rubidium (Rb) et le strontium (Sr) sont des éléments qui peuvent servir d'horloge géologique. Le ^{87}Rb est un isotope radioactif qui se désintègre en ^{87}Sr avec une période de $48,8 \cdot 10^9$ ans. Le ^{86}Sr est un isotope stable du strontium.

Ils peuvent s'insérer dans les minéraux à la place d'éléments ayant les mêmes propriétés chimiques : le strontium à la place du calcium (Ca) et le rubidium à la place du potassium (K).

Minéraux	Composition chimique
Pyroxènes	$(\text{SiAl}_2\text{O}_3)_2\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})$
Amphiboles	$(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22})(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Ca}_2)\text{Na}(\text{OH})_2$
Feldspath calco-sodique (plagioclase)	$\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Ca}$
Mica noir (biotite)	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2]$
Feldspath potassique (orthose)	$\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$
Mica blanc (muscovite)	$\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2]$

Dans la région de Condé-sur-Noireau, à la limite du Calvados et de l'Orne, affleure le massif granitique d'Athis. Les concentrations en ^{87}Rb , ^{86}Sr et ^{87}Sr de quatre minéraux ont été mesurées avec une précision conduisant à une incertitude d'environ 30 millions d'années sur l'âge de leur cristallisation

commune. De plus, lors de sa formation, ce granite (plus exactement granodiorite) a provoqué des transformations minéralogiques de haute température dans les formations briovériennes encaissantes nommées « auréole de métamorphisme de contact ».



	^{87}Rb	^{86}Sr	^{87}Sr
Orthose	109,07706	26,82378	19,88423
Plagioclase	2,73996	38,34619	27,20168
Mica noir	106,96398	2,12996	2,35670
Mica blanc	92,55280	3,11936	2,93385

b Concentrations isotopiques en ^{87}Rb , ^{86}Sr et ^{87}Sr dans les minéraux du granite d'Athis (exprimées en 10^{22} atomes/g). La constante de désintégration du couple ^{87}Rb - ^{87}Sr est égale à $1,42 \cdot 10^{-11}$ /an.

a Carte simplifiée de la région de Condé-sur-Noireau.

1°) Vérifier la présence de minéraux susceptibles de contenir des isotopes du Rubidium (Rb) et du Strontium (Sr) afin de montrer que la méthode de datation du Rb/Sr est applicable à ce granite.

2°) A partir des données, calculez les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour chaque minéral constituant le granite. Présentez vos résultats sous forme de tableau.

3°) L'équation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$ correspond à la droite isochrone d'équation $y = b + ax$.

Sur une feuille entière de papier millimétré, placez les points de coordonnées (x ; y) calculés précédemment. L'axe des ordonnées commencera à la valeur 0,7 et utilisera l'échelle la plus grande possible (pour avoir une lecture du coefficient directeur la plus précise possible). Tracez la droite isochrone (elle passera par un maximum de points alignés). A côté de chaque point, indiquez le minéral correspondant. Annotez a et b sur le graphique, en précisant à quoi correspondent ces valeurs.

4°) Déterminez graphiquement a, coefficient directeur de la droite isochrone, puis calculez l'âge du Granite d'Athis.

Rappels : $a = (e^{\lambda t} - 1)$; $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$