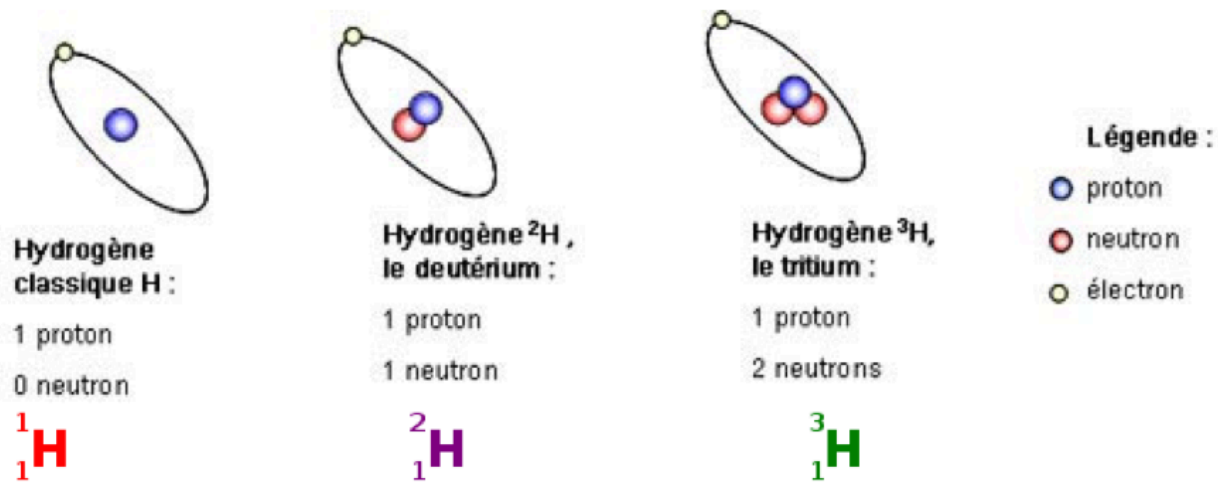
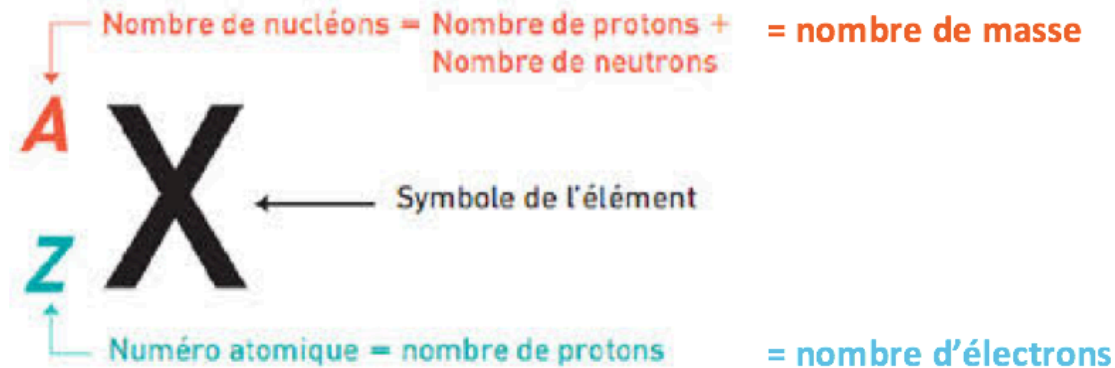


III. La datation absolue

RAPPELS :

Les isotopes sont des **atomes** qui possèdent le **même nombre d'électrons** – et donc de protons, pour rester neutre –, mais un **nombre différent de neutrons**.



Bâtis sur le même modèle, tous les atomes n'ont pourtant pas les mêmes propriétés : certains sont stables et restent indéfiniment identiques à eux-mêmes alors que d'autres sont instables. Pour acquérir une meilleure stabilité, ces derniers - qu'on appelle radionucléide - expulsent à un moment donné une quantité d'énergie, sous forme de rayonnement et/ou de particules : ce phénomène est appelé « radioactivité ».

Le principe de la décroissance radioactive

De nombreux éléments chimiques possèdent des isotopes radioactifs* qui sont utilisés comme **chronomètres géologiques***.

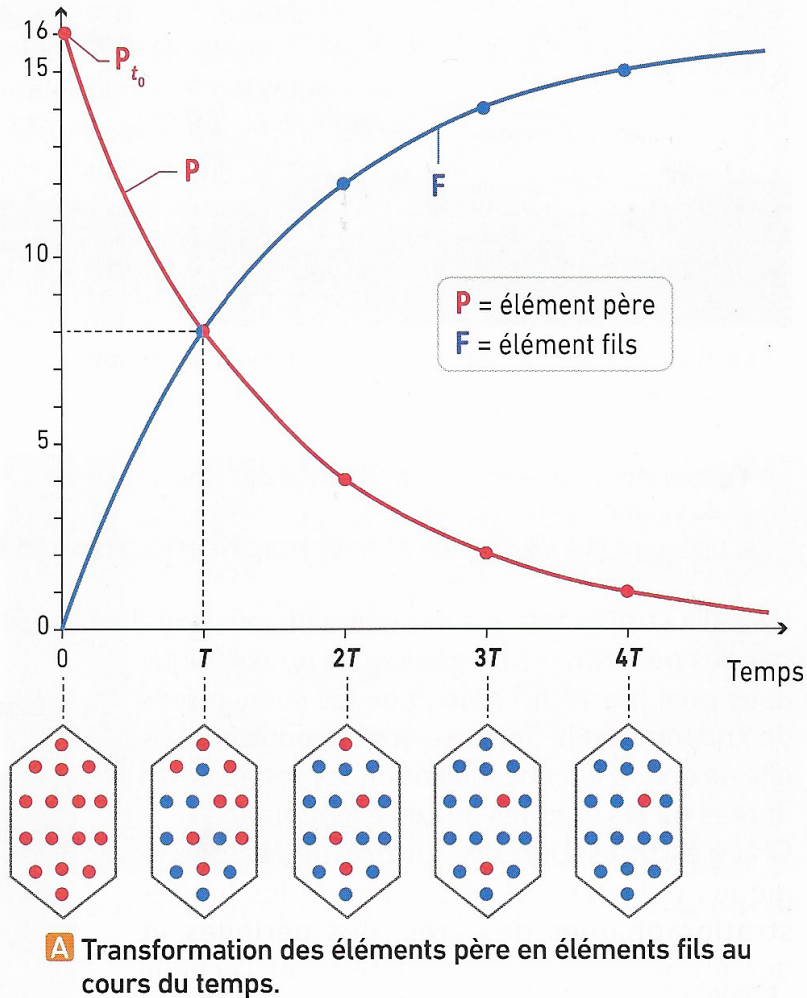
Lorsqu'un élément père radioactif se désintègre, il crée un élément fils, ou élément radiogénique.

Ce phénomène se déroule de façon continue et irréversible. La quantité d'élément père encore présente au temps t (P_t) est décrite par la loi dite « de désintégration radioactive » (1). Elle dépend :

- de la quantité initiale d'élément père (P_{t_0}).
- de la constante de désintégration radioactive, dont la valeur est spécifique à chaque isotope radioactif. Cette constante, notée λ , est proportionnelle à l'inverse de la période (T) (ou « demi-vie ») de l'élément père.
- du temps écoulé depuis t_0 , moment de la fermeture du système

(1) Loi de désintégration radioactive : $P_t = P_{t_0} \cdot e^{-\lambda t}$

La demi-vie (ou **période**) : correspond à la durée nécessaire pour que la quantité d'isotope initiale diminue de moitié.



Les isotopes père et fils n'ont pas la même masse : il est donc possible de les séparer et de les doser à l'aide d'un **spectromètre de masse**.

Cette mesure des proportions d'éléments père restants et d'éléments fils produits permet de calculer depuis combien de temps se déroule la désintégration au sein de l'échantillon.

Quelques radiochronomètres

Le tableau (B) présente différents chronomètres. Le choix du chronomètre dépend de l'âge supposé de l'objet à dater, qui peut être appréhendé par datation relative.

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	

B Quelques chronomètres classiquement utilisés en géologie.

L'échantillon à dater doit avoir former un **systeme fermé**

Pour que la datation absolue soit **fiable**, il faut **qu'aucun échange d'isotope n'ait eu lieu** entre l'échantillon et l'environnement depuis le moment de sa formation jusqu'à celui de sa mesure.

Si c'est bien le cas, on dit que l'échantillon forme un **systeme fermé**.

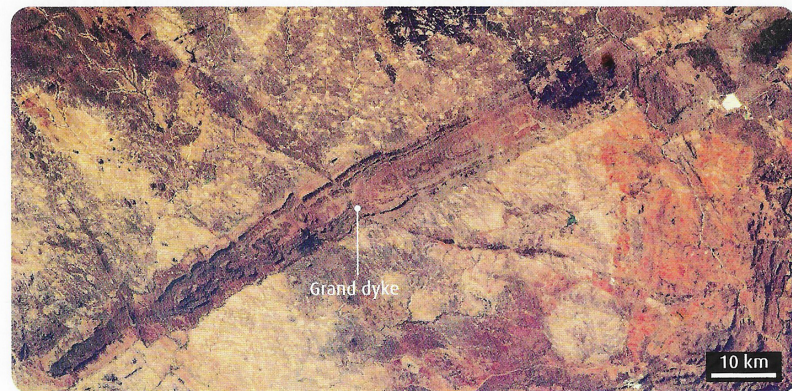
Pour les roches **magmatiques**, la fermeture du système correspond à l'arrêt de la cristallisation du magma. Mais tant que la température reste élevée, certains éléments chimiques diffusent encore entre les minéraux. Il y a donc une **température de fermeture du système spécifique selon le minéral considéré**. C'est pourquoi on peut obtenir des âges différents pour une même roche selon les minéraux pris en compte dans cette roche.

Isotope père radioactif Isotope fils radiogénique	λ (an ⁻¹)	Objets à dater	Facteur contrôlant la fermeture du système
¹⁴ C/ ¹³ C	5,73.10 ³ 1,21.10 ⁻⁴	Matière organique	Mort de l'être vivant
⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr	4,88.10 ¹⁰ 1,387.10 ⁻¹¹	• Fragment de roche • Minéraux isolés : - biotite - muscovite	T° < ~ 300 °C T° < ~ 500 °C
⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar	1,193.10 ¹⁰ 5,543.10 ⁻¹⁰	• Fragment de roche • Minéraux isolés : - biotite - muscovite - hornblende	T° < ~ 280 °C T° < ~ 350 °C T° < ~ 530 °C
²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	4,47.10 ⁹ 1,55.10 ⁻¹⁰	• Fragment de roche • Minéraux isolés : - zircon - monazite - apatite	T° < 1000 °C T° < 450 °C T° < 1000 °C

Caractéristiques de quelques couples d'isotopes radioactifs

1) Le radiochronomètre rubidium/strontium

Le registre fossilifère du Précambrien est insuffisant pour délimiter ses étages, sauf le dernier (Édiacarien). Les géologues découpent cet intervalle de temps à partir de roches datées de façon absolue, notamment grâce au radiochronomètre Rb/Sr.



1 **Vue aérienne du grand dyke du Zimbabwe.** Ce filon magmatique (dyke en anglais) traverse le Zimbabwe du nord au sud, sur plus de 500 km. Dépourvu de fossiles stratigraphiques, il a été daté grâce au couple Rb/Sr. Il définit la limite supérieure de l'Archéen

→ Comment le radiochronomètre Rb/Sr a-t-il permis de dater la limite supérieure de l'Archéen ?

	Eonhème	Erathème	Système	Age en Ma
Précambrien	Protérozoïque	Neo-protérozoïque	Édiacarien	542
			Cryogénien	~ 635
			Tonien	850
		Mésoproterozoïque	Sténien	1000
			Ectasien	1200
			Calymmien	1400
	Archéen	Paléo-protérozoïque	Stathérien	1600
			Orosirien	1800
			Rhyacien	2050
			Sidérien	2300
			Néoarchéen	2500
	Hadéen	Eoarchéen	Mésarchéen	2800
			Paléoarchéen	3200
				3600
				4000
				~4543

La technique de datation Rb/Sr

Rubidium et strontium sont des éléments fréquents dans les roches de la croûte continentale. Le strontium présente deux isotopes stables : ^{87}Sr et ^{86}Sr . La quantité initiale de ^{86}Sr reste stable au cours du temps tandis que celle de ^{87}Sr augmente par désintégration du ^{87}Rb .

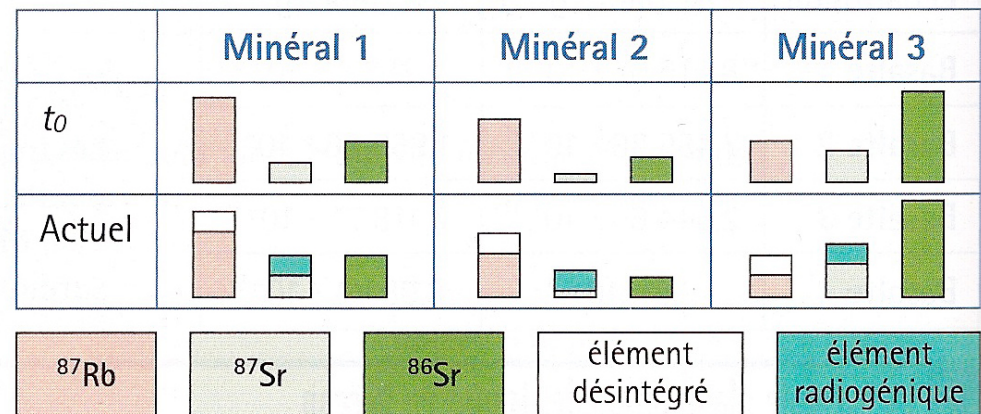


avec :

demi-vie = $48,8 \cdot 10^9$ ans ;

$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$.

Lors de leur formation, les minéraux incorporent ces trois isotopes, mais pas dans les mêmes proportions, ils ont donc des compositions isotopiques initiales différentes. Au cours du temps, ^{87}Rb diminue, ^{87}Sr augmente et ^{86}Sr reste stable (*tableau ci-contre*).



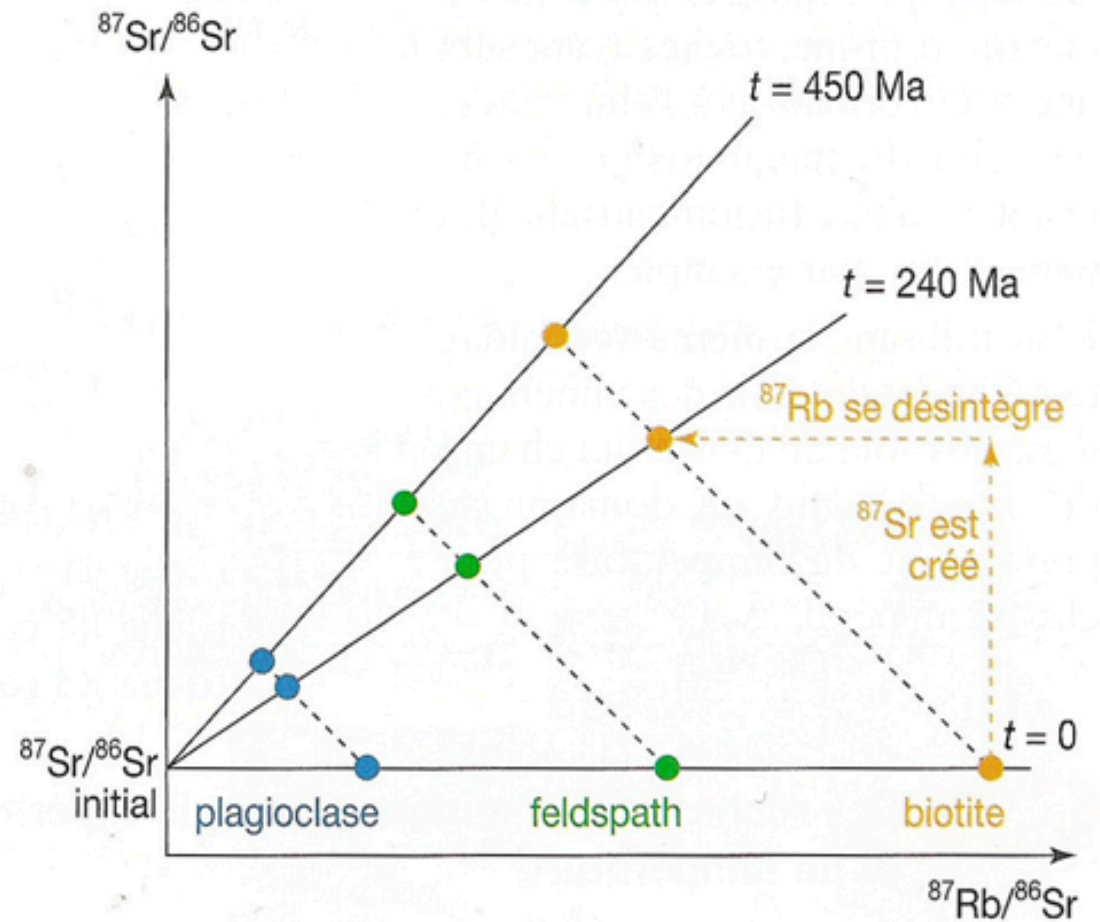
La décroissance de la quantité initiale de ^{87}Rb peut donc s'exprimer ainsi :

$$^{87}\text{Rb} = ^{87}\text{Rb}_0 e^{-\lambda t}$$

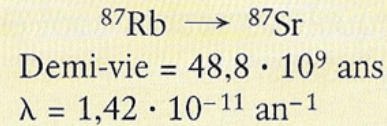
Cependant, on ne connaît pas la quantité initiale de $^{87}\text{Rb}_0$ et on ne peut pas la déduire de la quantité de ^{87}Sr car, contrairement au couple K/Ar, $^{87}\text{Sr}_0$ n'est pas nulle.

Au moment de la cristallisation d'une roche, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est le même pour tous les minéraux d'une roche : en effet, les minéraux incorporent la même proportion de ces deux isotopes du même élément (la proportion qui est présente dans le magma). En revanche, certains minéraux sont plus riches que d'autres en ^{87}Rb : le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ n'est pas le même pour tous les minéraux. C'est ce que traduit la droite initiale ($t = 0$) du graphique ci-contre, parallèle à l'axe des abscisses.

- Au cours du temps, ^{87}Rb diminue au profit de ^{87}Sr . Donc le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diminue et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente. Cependant, cette variation est d'autant plus importante que le minéral est riche en Rb. À un temps t , on obtient une droite avec un coefficient directeur, a , non nul. Une telle droite est dite **droite isochrone** car elle relie des points correspondant à des minéraux de même âge. Il est facile de comprendre que plus le temps passe, plus le coefficient directeur de cette droite est important, puisqu'il y aura encore moins de ^{87}Rb et plus de ^{87}Sr .



La technique de datation Rb/Sr



Le ${}^{87}\text{Rb}$ se désintègre en ${}^{87}\text{Sr}$ donc d'après la loi de désintégration $P_t = P_{t_0} \cdot e^{-\lambda t}$: $({}^{87}\text{Sr})_t = ({}^{87}\text{Sr})_{\text{apparu par désintégration du Rb}} + ({}^{87}\text{Sr})_0$

Par ailleurs, on peut démontrer que $({}^{87}\text{Sr})_{\text{apparu}} = ({}^{87}\text{Rb})_t (e^{-\lambda t} - 1)$

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

Mais $({}^{87}\text{Sr})_0$ est **inconnu** car on ne peut distinguer dans l'échantillon les ${}^{87}\text{Sr}$ initialement présents et ceux apparus.

Pour résoudre ce problème, on fait appel à un autre isotope stable du strontium également présent dans les roches continentales : le ${}^{86}\text{Sr}$. Lors de leur formation, les minéraux intègrent indifféremment les isotopes ${}^{86}\text{Sr}$ et ${}^{87}\text{Sr}$ mais ils les intègrent tous avec le même rapport ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$. On sait donc que tous les minéraux ont le même rapport $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$.

On peut donc rapporter toutes les mesures ${}^{87}\text{Rb}$ et ${}^{87}\text{Sr}$ à ${}^{86}\text{Sr}$.

On obtient une nouvelle équation :
$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right) = \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right) (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0$$

Il s'agit d'une **droite d'équation** : $y = ax + b$

Avec : $a = e^{\lambda t} - 1$

$$t = \frac{\ln(a+1)}{\lambda}$$

Conclusion, on peut calculer le temps écoulé depuis la formation de l'échantillon :

Démonstration :

$$\left({}^{87}\text{Sr} \right)_t \underset{\text{mesuré}}{=} \left({}^{87}\text{Sr} \right)_0 \underset{\text{initial}}{=} + \left({}^{87}\text{Sr} \right) \underset{\text{formé par désintégration du } {}^{87}\text{Rb}}{\text{formé}}$$

$$= \text{''} + \left({}^{87}\text{Rb} \right) \underset{\text{désintégré}}{\text{désintégré}}$$

$$= \text{''} + \left[\underset{\text{initial}}{\left({}^{87}\text{Rb} \right)_0} - \underset{\text{restant}}{\left({}^{87}\text{Rb} \right)_t} \right]$$

inconnu

$$\left(\text{or } \left({}^{87}\text{Rb} \right)_t = \left({}^{87}\text{Rb} \right)_0 \cdot e^{-\lambda t} \right)$$

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

$$= \text{''} + \left[\frac{\left({}^{87}\text{Rb} \right)_t}{e^{-\lambda t}} - \left({}^{87}\text{Rb} \right)_t \right]$$

$$= \text{''} + \left({}^{87}\text{Rb} \right)_t \left(\frac{1}{e^{-\lambda t}} - 1 \right)$$

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

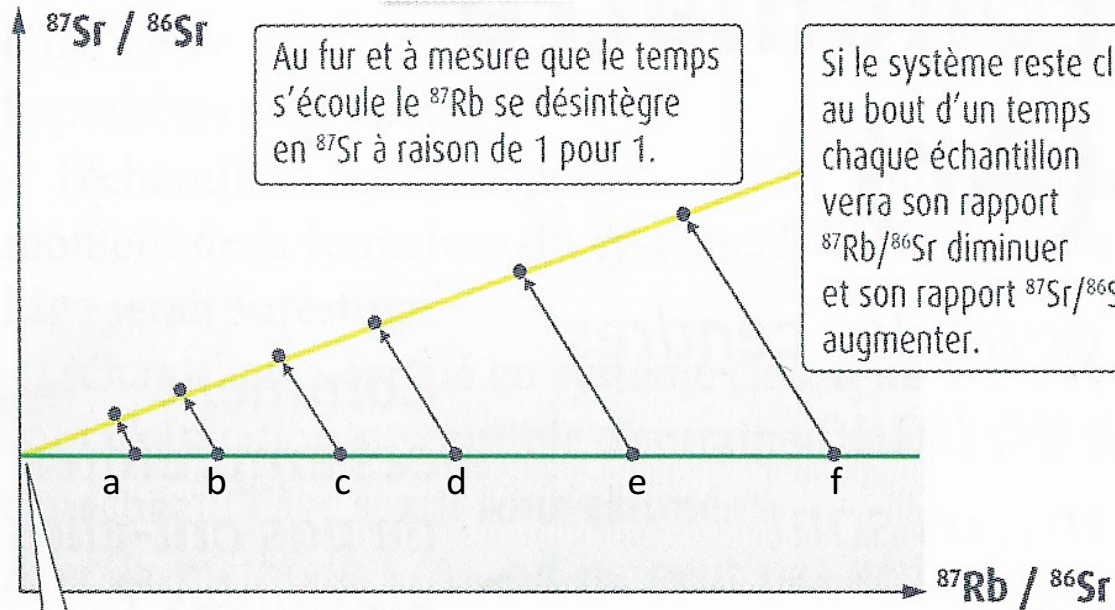
$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right) = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right) (e^{\lambda t} - 1)$$

Il est possible de diviser toute l'équation par ${}^{86}\text{Sr}$

Et sachant que ${}^{86}\text{Sr}$ est stable :

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

Donc on peut diviser indifféremment par l'un ou l'autre



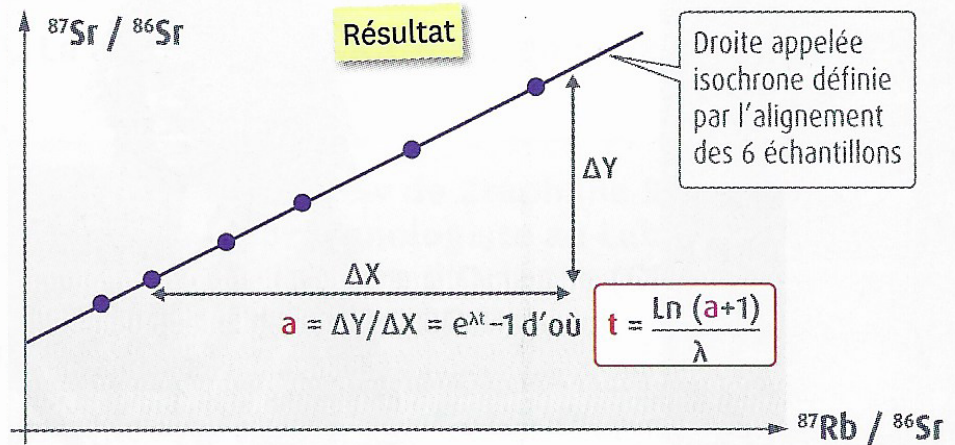
Au fur et à mesure que le temps s'écoule le ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr à raison de 1 pour 1.

Si le système reste clos, au bout d'un temps chaque échantillon verra son rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diminuer et son rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmenter.

À $t = 0$: - tous les échantillons ne contenaient pas la même quantité de ^{87}Rb . Le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ est donc différent.
 - En revanche, dans chacun d'eux, la rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ était identique : les points s'alignent sur une droite.

Rapports isotopiques dans 6 minéraux (a à f) d'une même roche

$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$
 Demi-vie = $48,8 \cdot 10^9$ ans
 $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$



Résultat

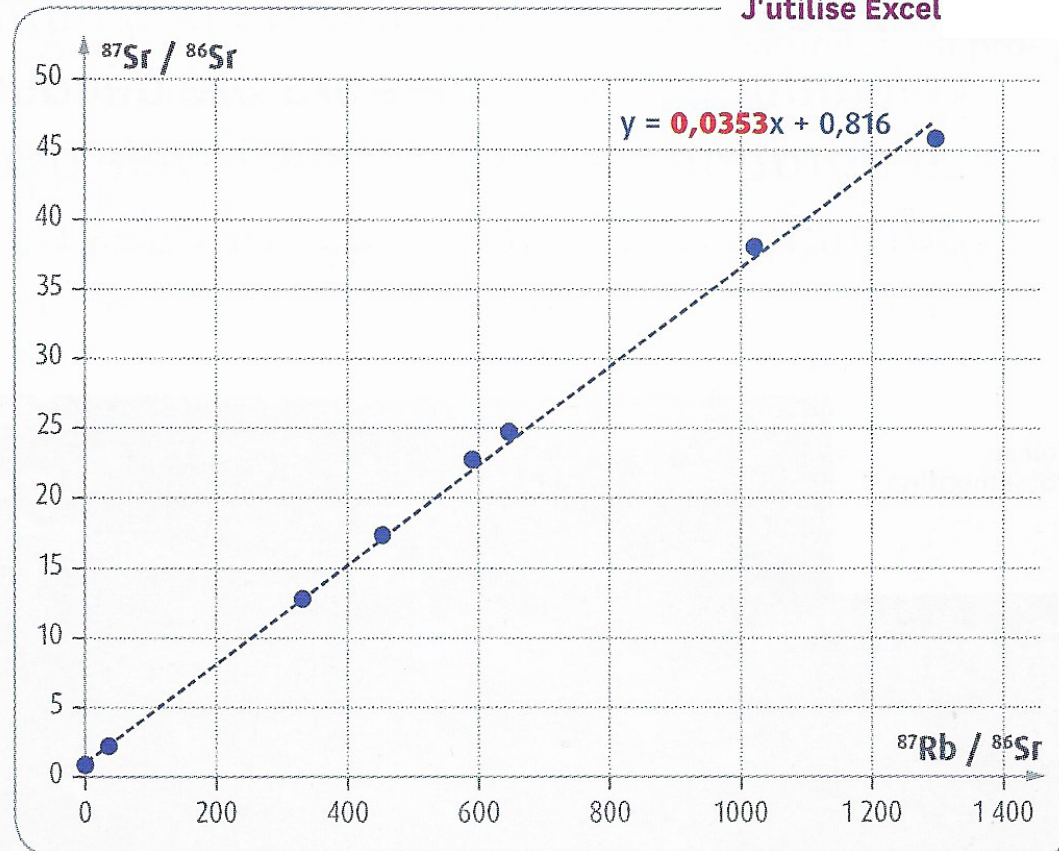
Droite appelée isochrone définie par l'alignement des 6 échantillons

Droite isochrone obtenue par mesure des rapports isotopiques $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des 6 minéraux de la roche

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

$$y = ax + b$$

J'utilise Excel



5 Droite isochrone du grand dyke du Zimbabwe.

Droite isochrone de coefficient directeur a

$$t = \frac{\ln(a+1)}{\lambda}$$

Calcul de l'âge du grand dyke au Zimbabwe :

$$t = \ln(0,0353 + 1) / (1,42 \cdot 10^{-11})$$

Il est donc âgé de $2,443 \cdot 10^9$ ans = 2,44 Ga = 2443 Ma