

Applications de la radioactivité à la datation

Chapitre 15,4

La décroissance radioactive de certains éléments enfermés dans des roches ou des organismes morts est à l'origine de plusieurs techniques de datation.

1 La datation au carbone 14

La méthode de datation au carbone 14, mise au point dans les années 1950¹, a complètement bouleversé l'archéologie. Grâce à elle, on a pu dater plus précisément les sites et les dessins rupestres² des peuples primitifs européens, à Stonehenge et Lascaux, par exemple.

Cette méthode est essentiellement utilisée pour dater les objets de moins de 50 000 ans³, date au-delà de laquelle la détection du carbone 14 devient difficile⁴.

Le principe de cette méthode repose sur l'hypothèse selon laquelle le rapport $N(^{14}\text{C})/N(^{12}\text{C})$ dans l'atmosphère est, en première approximation, indépendant du temps. Selon cette hypothèse les noyaux de carbone 14 sont produits dans la haute atmosphère (à partir de différentes familles radioactives) à un rythme constant et il n'y a aucune accumulation car la quantité d'atomes de carbone 14 qui se désintègrent compense la quantité produite⁵.

$$\text{Hypothèse : } \frac{N_0(^{14}\text{C})}{N_0(^{12}\text{C})} = \text{constante}$$

Les organismes fixant, finalement, le carbone de l'atmosphère lors de leur métabolisme⁶ contiennent donc les deux isotopes dans les mêmes proportions que l'atmosphère. Lorsque l'organisme meurt, son métabolisme cesse et le rapport $N(^{14}\text{C})/N(^{12}\text{C})$ diminue à cause de la décroissance radioactive du ^{14}C . Une mesure précise de l'activité de l'échantillon ou l'utilisation d'un *spectromètre de masse*⁷ permettent de remonter à l'âge de l'organisme.

$$\frac{N(^{14}\text{C})}{N(^{12}\text{C})} = \frac{N_0(^{14}\text{C})}{N_0(^{12}\text{C})} e^{-\frac{\ln 2 t}{t_{1/2}}} \Leftrightarrow t = -\frac{t_{1/2}}{\ln 2} \ln \left(\frac{N_0(^{12}\text{C})}{N_0(^{14}\text{C})} \times \frac{N(^{14}\text{C})}{N(^{12}\text{C})} \right)$$

Remarque : Le rapport $N_0(^{14}\text{C})/N_0(^{12}\text{C})$ du carbone présent dans l'atmosphère n'est en fait pas constant : depuis les débuts de l'ère industrielle l'homme libère du carbone 12 dans l'atmosphère et les variations du champ magnétique terrestre, les essais nucléaires en plein air, etc. modifient la quantité de carbone 14. Il est donc nécessaire d'adapter le résultat des mesures effectuées en 1950.

1. Prix Nobel de chimie 1960 pour Willard Frank Libby.

2. **Rupestre** : qui est taillé, creusé dans un rocher ou qui est exécuté sur une paroi rocheuse.

3. Environ $10 t_{1/2}(^{14}\text{C})$.

4. $e^{-\ln 2(10 t_{1/2})/t_{1/2}} = e^{-10 \ln 2} \simeq 10^{-3}$.

5. En moyenne, on trouve 1 atome de carbone 14 pour 1 000 milliards de carbone 12 dans l'atmosphère.

6. Sans distinction de la composition isotopique des noyaux présents dans les atomes de carbone.

7. Cette méthode est préférée car elle permet d'utiliser des échantillons plus petits et parce que le résultat de la mesure est obtenu plus rapidement (environ 1 heure).

2 La datation par d'autres méthodes

- Pour dater des échantillons plus vieux (des roches par exemple), on utilise des noyaux de demi-vie plus longue comme l'uranium 238.

Le produit de désintégration ultime de l'uranium 238 (demi-vie égale à $4,468 \cdot 10^9$ ans) étant le plomb 206 stable, la mesure du rapport de la teneur des roches en plomb 206 à celle en uranium 238 permet de déterminer l'âge des roches anciennes (une roche contient d'autant plus de plomb qu'elle est âgée).

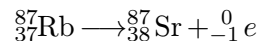
Remarque . Une difficulté subsiste tout de même : la détermination de la quantité initiale de plomb 206 qui s'ajoute à la quantité d'origine radiogénique⁸. On étudie des minéraux issus de météorites riches en plomb et très pauvres en uranium (sulfure de canyon diablo).

On estime l'âge de la Terre à 4,55 milliards d'années.

- Lorsque la composition initiale de l'échantillon en élément radioactif ne peut être connue, on préfère des méthodes comparant l'évolution simultanée de deux types de noyaux différents, comme celle du couple rubidium–strontium.

3 La méthode rubidium–strontium

Le rubidium 87 (27,83 % du rubidium naturel) se désintègre en strontium 87 en émettant des particules β^- selon l'équation suivante :



La demi-vie radioactive du rubidium ${}^{87}\text{Rb}$ est de $49,2 \cdot 10^9$ ans et sa constante radioactive de $1,41 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

Un certain nombre de conditions doivent être réunies pour que la méthode Rb-Sr soit applicable, notamment :

- l'ensemble des roches ou des minéraux analysés doit avoir cristallisé à partir d'une source commune de strontium, c'est-à-dire que les rapports initiaux $\frac{N_0({}^{87}\text{Sr})}{N({}^{86}\text{Sr})}$ sont égaux.
- le système doit être resté clos depuis sa formation, c'est-à-dire qu'il n'a pas perdu ou gagné de rubidium ou de strontium. Ces échanges sont possibles par exemple si la roche est traversée par des fluides, lorsqu'elle est soumise à un épisode métamorphique, ou encore par altération en surface.

À la fin de la cristallisation d'une roche magmatique, chaque minéral la constituant a intégré des quantités initiales différentes des quatre isotopes du strontium et des deux du rubidium.

3.1 Loi de décroissance

On appelle **instant initial**, noté t_0 , l'instant de la solidification des minéraux dans la roche. Les noyaux confinés dans le minéral suivent évidemment la loi de décroissance :

$$N({}^{87}\text{Rb}) = N_0({}^{87}\text{Rb}) e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Dans cette équation le nombre initial de noyaux $N_0({}^{87}\text{Rb})$ est inconnu.

8. **Radiogénique** : qui prend naissance au cours d'une transformation radioactive.

La méthode des isochrones permet de déterminer le nombre initial de noyaux et l'âge t d'un échantillon.

- Le nombre de noyaux de strontium ^{87}Sr formés entre l'instant initial t_0 et l'instant t de l'analyse pour datation, correspond au nombre de noyaux de rubidium désintégrés, donc à la différence entre la quantité initiale de ^{87}Rb et celle qu'il reste à la date t :

$$N_{\text{formés}}(^{87}\text{Sr}) = N_0(^{87}\text{Rb}) - N(^{87}\text{Rb}) \quad (2)$$

en utilisant la relation (1) écrite sous la forme : $N_0(^{87}\text{Rb}) = N(^{87}\text{Rb}) e^{\lambda t}$, (2) peut aussi s'écrire :

$$\begin{aligned} N_{\text{formés}}(^{87}\text{Sr}) &= N(^{87}\text{Rb}) e^{\lambda t} - N(^{87}\text{Rb}) \\ &= N(^{87}\text{Rb}) (e^{\lambda t} - 1) \end{aligned} \quad (3)$$

- Par ailleurs, à l'instant t , le nombre d'isotopes ^{87}Sr présents dans un minéral est égal à la somme des noyaux radiogéniques et des noyaux non radiogéniques incorporés dans le minéral lors de sa cristallisation à l'instant initial t_0 :

$$N_{\text{total}}(^{87}\text{Sr}) = N_0(^{87}\text{Sr}) + N_{\text{formés}}(^{87}\text{Sr}) \quad (4)$$

en combinant les relations (3) et (4), il vient :

$$N_{\text{total}}(^{87}\text{Sr}) = N_0(^{87}\text{Sr}) + N(^{87}\text{Rb}) (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

3.2 Teneurs isotopiques

Par spectrométrie de masse il est plus facile de déterminer des quantités relatives plutôt que des quantités absolues d'isotopes. On choisit de mesurer les **teneurs isotopiques** par rapport à un **isotope de référence** : le strontium ^{86}Sr qui n'est *ni radioactif, ni radiogénique*. En divisant la relation (5) par la quantité $N(^{86}\text{Sr})$, on obtient :

$$\frac{N_{\text{total}}(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})} = \frac{N_0(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})} + (e^{\lambda t} - 1) \frac{N(^{87}\text{Rb})}{N(^{86}\text{Sr})} \quad (6)$$

Pour un minéral, les rapports isotopiques de l'expression (6) sont mesurables à l'instant t de l'analyse. Le rapport initial $\frac{N_0(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})}$ est inconnu mais à l'avantage d'être **commun à tous les minéraux d'une même roche** car il caractérise le milieu à l'instant de la cristallisation t_0 . En revanche, les teneurs en rubidium varient d'un minéral à l'autre.

Remarque. ^{87}Rb et ^{87}Sr sont deux **isobares**, c'est-à-dire deux noyaux ayant le même nombre de masse mais différant par leurs nombres de protons. Cela pose un problème en spectrométrie de masse car les spectromètres de masse utilisés pour la mesure des rapports isotopiques du Sr ont généralement une faible résolution, ce qui ne permet pas de séparer ^{87}Rb et ^{87}Sr . Il est donc indispensable de séparer les deux éléments avant la mesure au spectromètre de masse, ce qui n'est pas simple.

3.3 La méthode rubidium–strontium

Sur la figure 1, on a représenté les points correspondant aux mesures effectuées à l'instant t sur quatre minéraux d'une même roche. Conformément à l'équation (6), les points sont alignés sur une droite de coefficient directeur $e^{\lambda t} - 1$. De plus, l'ordonnée à l'origine de cette droite est égale au rapport : $\frac{N_0(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})}$.

Il ne reste donc plus qu'à mesurer le coefficient directeur de cette droite et d'en déduire la date t .

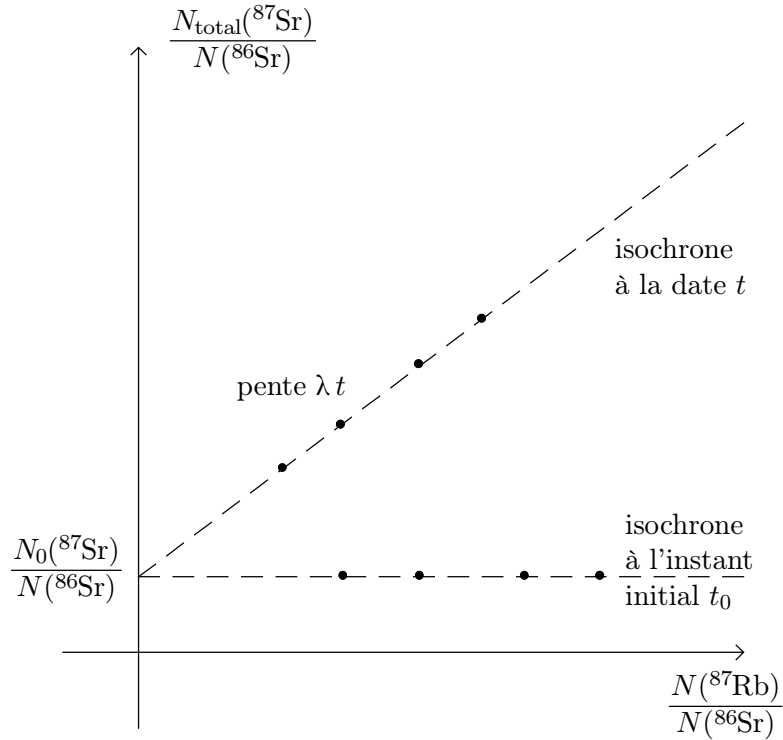


Figure 1. Une isochrone (étymologie grecque : *iso*, même et *chronos*, temps) rassemble donc des minéraux de même âge.

Remarque pour les SVT. *Comment se fait-il que dans mon cours de SVT, l'exponentielle n'apparaît pas ?*

Comme dit précédemment, l'âge de la Terre est d'environ 4,55 milliards d'années ; λt ne dépasse donc pas 0,065. En mathématique, on peut démontrer que, si x est très petit, $e^x - 1 \simeq x$, l'expression (6) peut donc être simplifiée en :

$$\frac{N_{\text{total}}(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})} = \frac{N_0(^{87}\text{Sr})}{N(^{86}\text{Sr})} + \lambda t \frac{N(^{87}\text{Rb})}{N(^{86}\text{Sr})} \quad (7)$$

C'est toujours une relation affine de type $y = ax + b$ mais le coefficient directeur, *d'un point de vue simplement pratique*, est plus simple.