

## La chronologie absolue : décrypter le temps des roches par des mesures

---

### Introduction :

En raison de leur temps long, il est difficile d'appréhender les phénomènes géologiques. Une approche temporelle peut se faire de deux façons : relativement ou de manière absolue. La datation relative permet de dater un événement par rapport à un autre, mais elle ne permet pas à elle seule de donner à ces événements une date précise, puisqu'elle se base principalement sur des observations de terrain et une connaissance des processus de sédimentation et des registres fossiles. Ainsi, bien que cette méthode soit suffisante pour exploiter un affleurement géologique, la datation absolue permet, quant à elle, non seulement de mettre des dates sur les différents fossiles mais également sur les roches magmatiques et leurs minéraux.

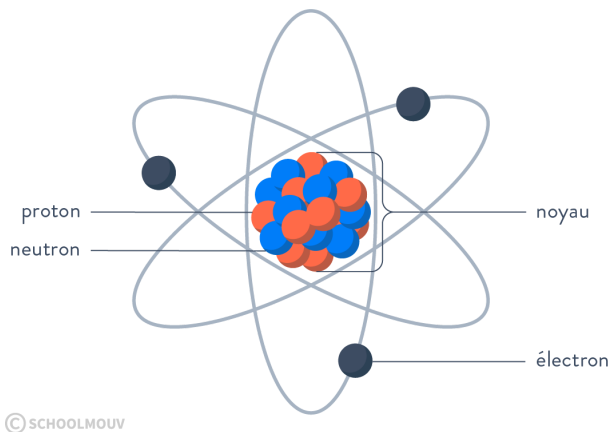
La méthode de datation absolue repose sur la compréhension de la radioactivité des éléments chimiques, ainsi que sur la notion de système. Nous tenterons donc d'expliquer ce que nous datons quand nous calculons l'âge d'une roche.

Pour ce faire, nous allons détailler dans ce cours quels sont les grands principes de la datation absolue ; puis nous verrons des méthodes spécifiques de datation absolue appliquées aux géosciences. Nous finirons par l'étude d'exemples permettant de recouper les deux méthodes, relative et absolue, pour obtenir des résultats très précis d'événements géologiques.

## 1 | Les grands principes de la datation absolue

### a. La radioactivité des éléments chimiques





Le noyau des éléments chimiques est composé de neutrons et de protons. Autour de ce noyau gravitent des électrons.

Chaque élément chimique est caractérisé par un numéro atomique :  $Z$ . Il correspond au nombre de protons présents dans le noyau. On note  $A$  le nombre de masses (**neutrons** + **protons**) présents dans le noyau.

→ Ainsi, chaque élément chimique est noté de la manière suivante :  ${}^A_ZX$ , avec  $X$  le nom de l'élément.



Exemple

Par exemple le carbone est noté  ${}^{12}_6C$ .



Astuce

On peut se reporter au tableau périodique des éléments pour connaître le numéro atomique et le nombre de masses des éléments présents en majorité dans la nature.

Bien que  $Z$  soit invariable pour un élément donné, il est possible d'avoir des variations du nombre de neutrons. Lorsque le nombre de neutrons varie, le nombre de masses varie également.



Exemple

Par exemple, le carbone qui a 6 protons peut avoir différents nombres de neutrons :

- 6 neutrons  $\rightarrow Z = 6 ; A = 6 + 6 = 12 \rightarrow {}^1_6\text{C}$ .
- 7 neutrons  $\rightarrow Z = 6 ; A = 6 + 7 = 13 \rightarrow {}^{13}_6\text{C}$ .
- 8 neutrons  $\rightarrow Z = 6 ; A = 6 + 8 = 14 \rightarrow {}^{14}_6\text{C}$ .



À retenir

Il y a donc trois espèces chimiques correspondant au carbone dans la nature.

→ On les nomme **isotopes**.



Définition

### Isotopes :

Des isotopes sont des espèces chimiques ayant le même nombre de protons mais un nombre de neutrons différents.

Les isotopes ne sont pas en même proportion dans la nature. Les plus fréquents sont les isotopes les plus stables. Lorsque les noyaux sont trop lourds (ex. : le carbone  $14 {}^{14}\text{C}$ ) ou trop légers (ex. le carbone  $11 \rightarrow {}^{11}\text{C}$ ), ils sont instables : c'est la **radioactivité**.



Définition

### Radioactif·ve :

Un isotope radioactif est un isotope instable dont l'état va être modifié vers un état stable.

Les éléments radioactifs qui se stabilisent subissent une **désintégration radioactive** (émission d'un rayonnement).



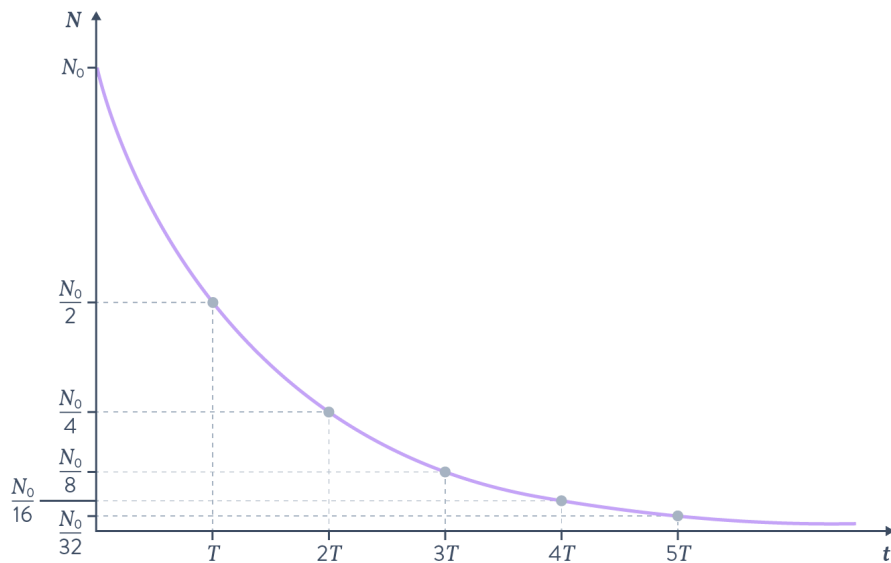
À retenir

Chaque élément radioactif possède un **temps de demi-vie** qui correspond au temps au bout duquel la moitié des éléments radioactifs

s'est désintégrée.

Plus un élément est instable, plus le temps de demi-vie est faible.  
On peut représenter schématiquement le nombre d'atomes radioactifs en fonction du temps grâce à la courbe de décroissance radioactive.

Courbe de décroissance radioactive



© SCHOOLMOUV

Sur ce graphique :

- $N$  est le nombre de noyaux radioactifs ;
- $N_0$  est le nombre de noyaux radioactifs au temps  $t = 0$  ;
- $T$  est la durée de la demi-vie.

 À retenir

L'allure de la courbe de décroissance radioactive est toujours la même, seules les valeurs  $N_0$  et  $T$  varient en fonction de l'échantillon considéré.

À la lumière de ces premières explications, vous aurez certainement relevé que la compréhension de concepts de physique est essentielle. Nous allons maintenant aborder la notion de système. En effet, dater les restes d'un fossile revient-il à dater sa mort ? Sa naissance ? Ou bien le moment de la fossilisation qui peut intervenir bien après ?

## b. Les roches : entre système ouvert et clos



### Définition

#### Système :

Un système est un ensemble d'éléments liés entre eux par des relations de dépendance.

On peut considérer la Terre comme un **système** dont les éléments (hydrosphère, atmosphère, biosphère) interagissent via des transferts de matière et d'énergie.



### À retenir

On isole deux types de systèmes :

- les **systèmes ouverts** qui interagissent avec les éléments extérieurs ;
- les **systèmes clos** qui n'ont aucun échange avec les éléments extérieurs.



### Astuce

Pour bien comprendre la datation des roches, il est essentiel d'être familier·ère de ces notions et d'identifier les situations qui relèvent du système ouvert ou clos.

## 1 Système ouvert

Le magma est une roche en fusion. C'est un système ouvert puisque, lorsque la roche est en fusion, elle peut échanger des éléments chimiques avec son environnement.

On considère qu'un système ouvert est **à l'équilibre avec l'environnement extérieur**, ainsi les isotopes sont en **même proportion** dans le magma et à l'extérieur.

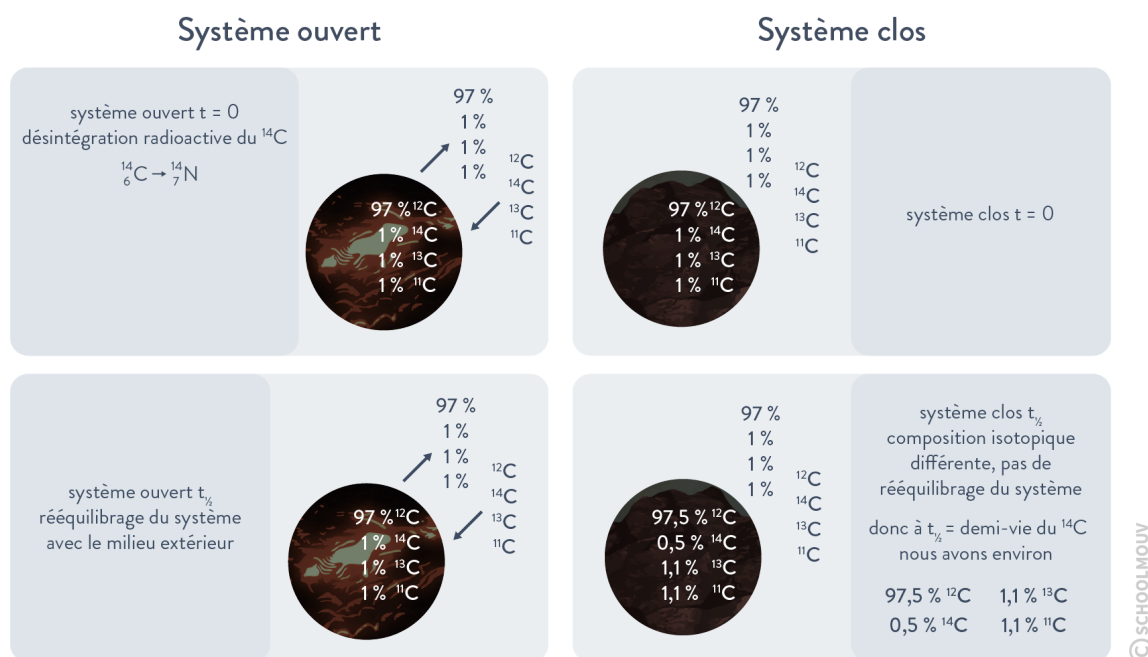
Lors du refroidissement de la roche, les minéraux se ferment et le système se clôt. Il n'y a plus d'échange avec l'extérieur.

→ La composition en isotopes au moment  $t_0$  de la fermeture du système est à l'équilibre avec l'environnement.

## 2 Système clos

Dans le système clos qu'est une roche, les isotopes instables, présents à la fermeture de celle-ci, vont se désintégrer progressivement en un élément radiogénique qui sera d'autant plus abondant en fonction de la quantité de temps écoulée depuis la fermeture du système.

→ La composition isotopique va varier au cours du temps suivant la loi de décroissance radioactive.



Notons qu'il y a également de la radioactivité dans les systèmes ouverts, mais dans ce dernier la composition en isotopes ne varie pas car l'équilibre avec l'extérieur est maintenu.

C'est en comparant les ratios isotopiques à  $t_0$  et actuels de la roche que l'on peut déterminer l'âge de la formation de la roche.

→ Les couples d'isotopes utilisés pour la datation sont appelés **radiochronomètres**.



Définition

### Radiochronomètre :

Un radiochronomètre est un couple d'isotopes dont l'évolution permet de dater un objet.



À retenir

Ainsi, lorsque l'on cherche l'âge d'une roche, on mesure en réalité l'âge de fermeture du système.

## 2

### La datation absolue en géosciences

Nous avons vu, dans la première partie de notre cours, les principes permettant de comprendre la datation absolue des roches.

Nous allons maintenant étudier deux exemples de datation et leur application.



À retenir

- L'espèce chimique utilisée pour la datation des roches est essentielle car le temps de demi-vie est propre à chacune d'elle.
- On considèrera la roche comme un système clos et  $t_0$  comme la fermeture du système.



Astuce

Il est donc important de choisir judicieusement l'espèce chimique qui servira à la datation.

Inutile d'espérer dater une roche au carbone 14 si la roche en question ne contient pas de carbone !

### a. Le couple Rb-Sr

Le  $^{87}\text{Rb}$  (rubidium) est un élément radioactif présent dans les roches, c'est l'**élément père (P)**. Il se désintègre en  $^{87}\text{Sr}$  (strontium), l'**élément fils (F)**.

On peut mesurer la quantité de ces éléments dans une roche grâce à un spectromètre de masse. La demi-vie de ce couple radioactif est de  $t = 48,8$  milliards d'années.



Or, si l'on connaît le temps de demi-vie du couple, de même que le dosage des éléments père et fils dans la roche, on peut alors calculer le temps écoulé depuis la fermeture du système.

Il existe une relation mathématique entre la quantité de  $^{87}\text{Rb}$  et la quantité de  $^{87}\text{Sr}$  à un instant  $t$  :

$F_t = F_0 + P_t \times (e^{\lambda t} - 1)$ , avec :

- $F_t$  la quantité d'éléments fils présents dans l'échantillon à l'instant  $t$  ;
- $F_0$  la quantité d'éléments fils présents dans l'échantillon à la fermeture du système ;
- $P_t$  la quantité d'élément père à l'instant  $t$  ;
- $\lambda$  la constante de désintégration du couple  $= \frac{(\ln 2)}{t}$ .

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

Mais la quantité de  $^{87}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}$  intégrée au système lors de sa fermeture peut varier.





Pour pallier ce biais, on normalise le système par la quantité de  $^{86}\text{Sr}$ . La quantité de  $^{86}\text{Sr}$  est constante dans le système au cours du temps car c'est un isotope stable non radiogénique.

On va donc mesurer des rapports isotopiques.

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



Ainsi, quel que soit le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  initial de la roche, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$  sera toujours constant.

Pourtant, ce dernier reste inconnu au même titre que  $t$ .

Il nous reste donc, dans cette équation, deux inconnues :  $t$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ .



Cette équation est de la forme  $y = ax + b$  donc sa représentation graphique est linéaire.

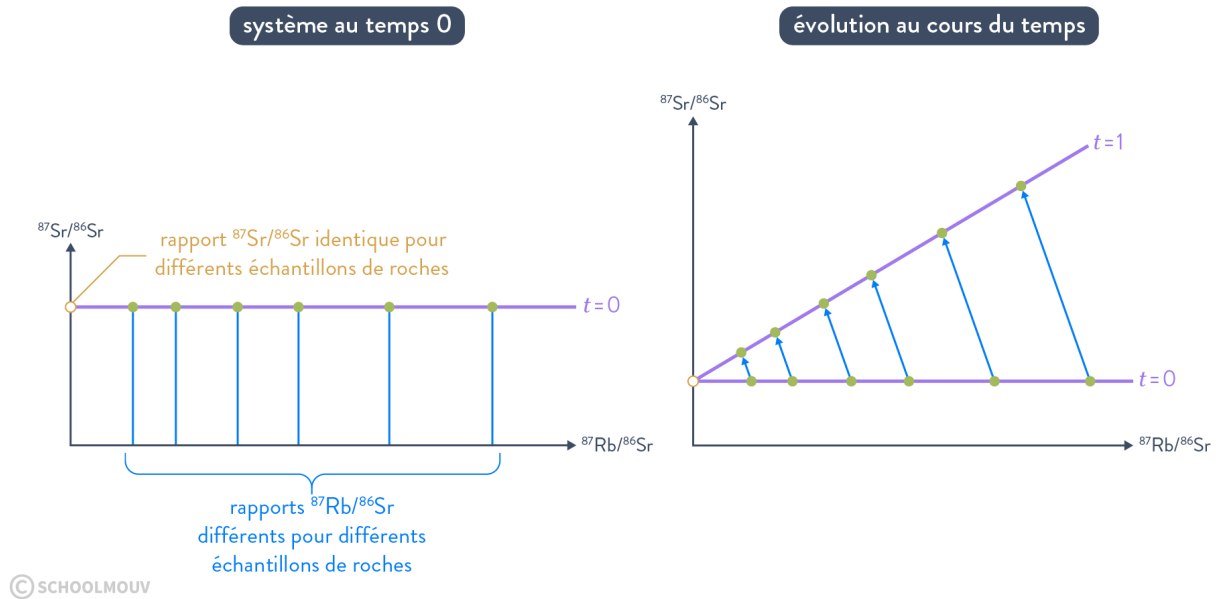


Pour résoudre cette équation, on va construire une droite que l'on appelle **isochrone**.

La pente de la droite, dont les différents points correspondent aux valeurs isotopiques mesurées dans les différents minéraux d'une roche ou dans les différentes roches d'un même affleurement, est  $e^{\lambda t} - 1$ , connaissant  $\lambda$ , on peut trouver  $t$  et donc dater la fermeture du système.

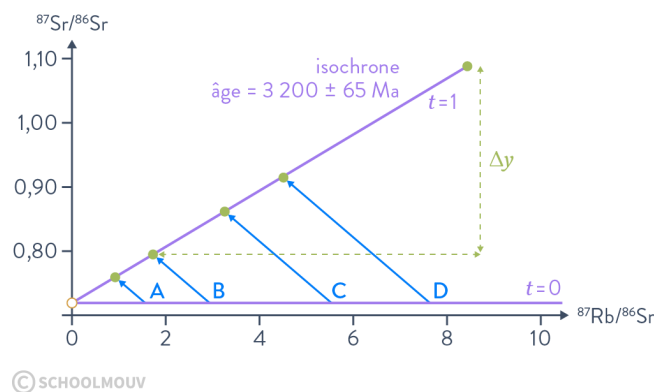
L'isochrone a pour abscisse  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et pour ordonnée  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

## Isochrone du couple Rb-Sr



Les points correspondent à différents échantillons de roches.

- À  $t_0$ , tous les échantillons ont le même rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais un rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  différent.
- Avec le temps le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  augmente et le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  diminue.



### b. La méthode U-Pb

Nous avons vu jusqu'à présent la datation sur des roches entières ; mais il est également possible de dater l'âge des minéraux au sein d'une roche.

Nous verrons dans la dernière partie de ce cours quelles sont les différences entre la datation d'une roche complète et la datation des minéraux.

La méthode U-Pb est principalement utilisée sur des minéraux. Cette méthode est plus complexe que la méthode précédente car elle repose sur plusieurs désintégrations radioactives :

- $^{238}\text{U}$  (uranium)  $\rightarrow$   $^{206}\text{Pb}$  (plomb),  $t = 4,47 \text{ Ga}$
- $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ ,  $t = 704 \text{ Ma}$

→ Cette méthode est souvent utilisée sur des cristaux particuliers : les **zircons**.

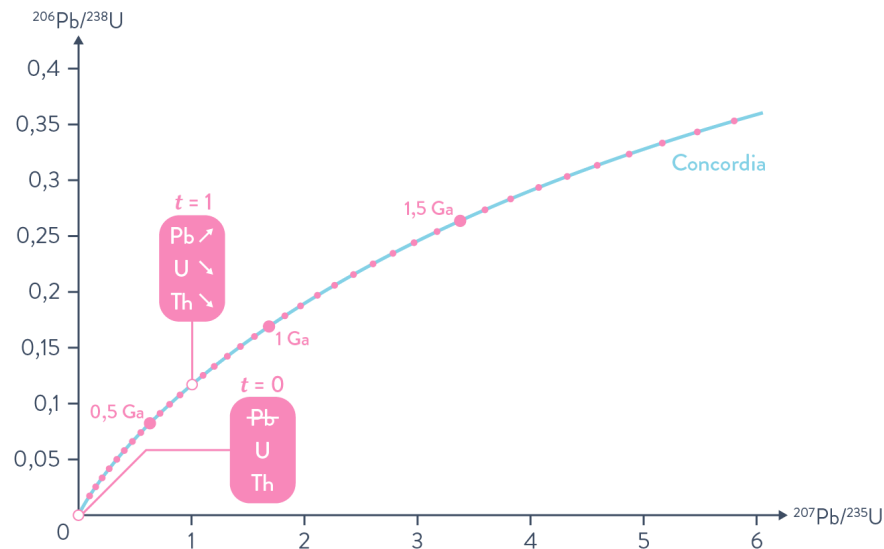
Les zircons ( $\text{ZrSiO}_4$ ) sont des cristaux qui se forment dans des roches magmatiques. Très résistants à l'altération, ils sont d'excellents objets d'études pour dater sur un temps très long. En outre, les zircons ont l'avantage de ne pas incorporer de plomb lors de leur formation.

→ C'est un élément-clé de la méthode car elle permet d'établir directement une **relation entre la teneur en plomb et l'âge du minéral**.



Cette relation est établie grâce aux ratios  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Ces ratios permettent de tracer la **courbe Concordia** (visible ci-dessous).

## Système U-Pb



© SCHOOLMOUV

- À  $t = 0$ , il n'y a pas de plomb dans les cristaux.
- À  $t = 1$ , la quantité de plomb (Pb) augmente et la quantité d'uranium (U) diminue avec la radioactivité.

### 3 | La datation absolue sur le terrain

Nous avons vu deux exemples de méthodes de datation absolue. Nous allons maintenant nous intéresser à l'application de ces méthodes pour comprendre le passé géologique des roches.

#### a. Dater le métamorphisme



#### Métamorphisme :

Le métamorphisme est la transformation d'une roche à l'état solide due à une modification des conditions de pression et/ou de température.

### 1 Roche totale VS minéraux isolés

Lors du métamorphisme il y a formation ou modification de certains minéraux, alors que d'autres restent intacts.

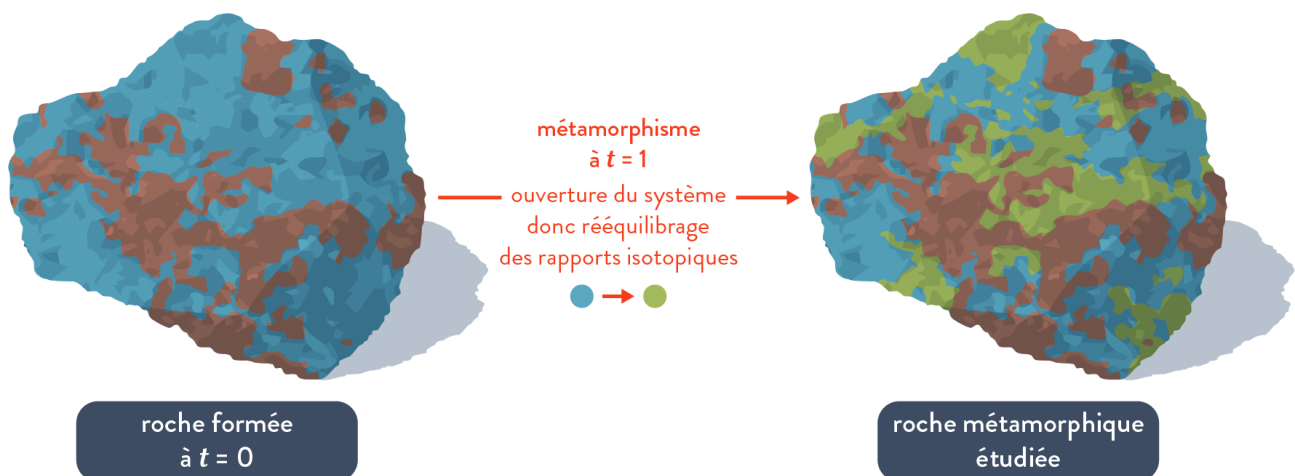
→ On parle de **réouverture partielle** du système.

Lors de la réouverture partielle du système, les rapports isotopiques dans les minéraux modifiés reviennent à l'équilibre avec le milieu extérieur. Ainsi, la datation de la roche complète donnera des résultats très différents en fonction des échantillons étudiés.

Pour pallier ces problèmes, les chercheurs utilisent la datation **sur des minéraux précis**.

Il est possible d'isoler les minéraux d'une roche et donc de les dater individuellement. Les connaissances des réactions chimiques et métamorphiques permettent de distinguer les minéraux issus de la formation de la roche, des minéraux issus du métamorphisme.

À la suite de cette identification, les mesures au spectromètre de masse sur les minéraux isolés et la construction des isochrones permettent de calculer l'âge de formation de la roche ainsi que l'âge du métamorphisme.



© SCHOOLMOUV

→ La roche étudiée est donc composée de minéraux bleus et verts, dont les rapports isotopiques donnent une date de formation à  $t = 0$ , et de minéraux roses dont les rapports isotopiques donnent, quant à eux, une date de formation à  $t = 1$ .

## 2 Le cas du système U-Pb

Rappelons que le système U-Pb, utilisé sur les zircons, ne se base pas sur la construction d'isochrone mais sur la courbe Concordia. Nous allons à présent voir comment utiliser ce système pour dater le métamorphisme avec les zircons.

Lors d'un épisode métamorphique, certains zircons se rouvrent totalement : ils perdent ainsi tout le plomb (Pb) accumulé par radioactivité. Les autres zircons vont se rouvrir à des proportions variables et la quantité de Pb dissipé va varier.

→ En fonction du pourcentage de réouverture, les zircons vont avoir des ratios  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  proportionnels.

→ On va donc pouvoir construire une courbe appelée **courbe Discordia**.

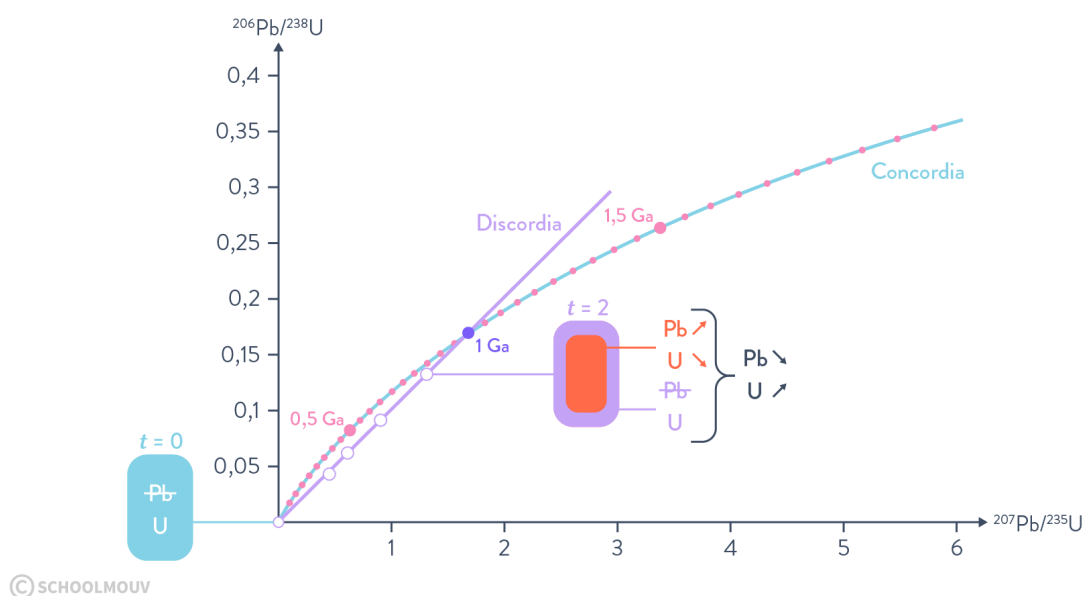


À retenir

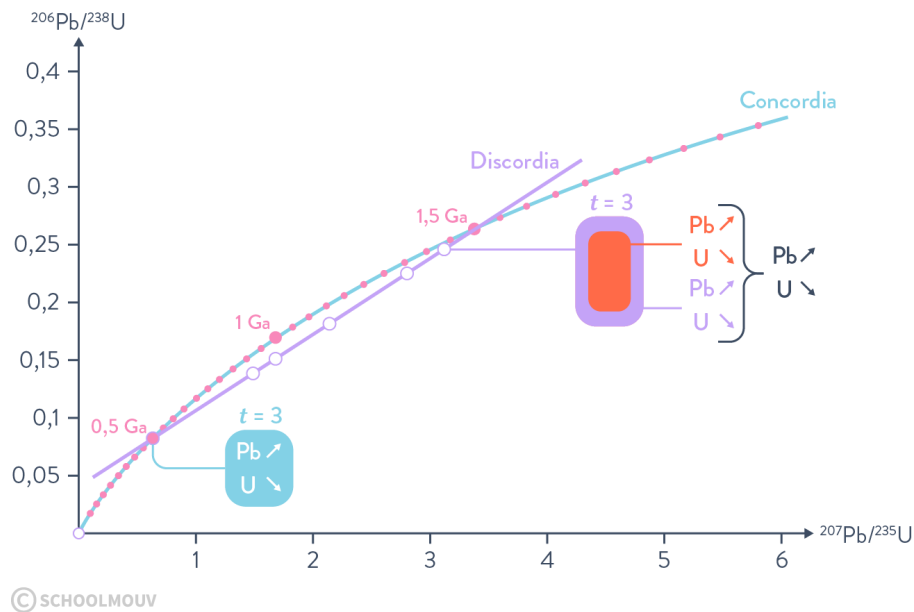
Les intersections de la Discordia avec la Concordia nous indiquent l'âge de formation initiale de la roche et l'âge du métamorphisme.

- À  $t = 0$ , il n'y a pas de plomb dans les cristaux.
- À  $t = 1$ , la quantité de plomb (Pb) augmente et la quantité d'uranium diminue avec la radioactivité.

### Méthode U-Pb



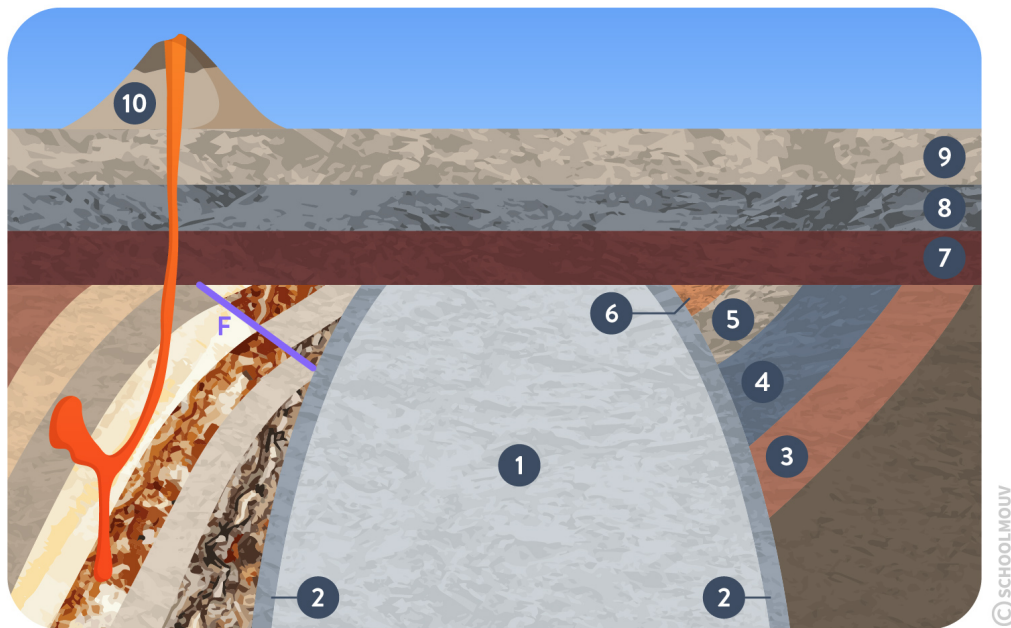
- À  $t = 2$ , le métamorphisme permet une réouverture totale ou partielle des zircons. Il y a une perte de Pb dans l'ensemble de ces cristaux qui ne suivent plus la Concordia. Seuls les cristaux totalement ouverts rejoignent la Concordia à son origine.



- À  $t = 3$ , les zircons se sont refermés après le métamorphisme et suivent l'évolution de la Concordia.
- Les zircons ouverts partiellement ne rejoignent jamais la courbe de la Concordia mais suivent sa loi.
- Tous les échantillons d'une même roche restent alignés sur la Discordia qui se déplace avec le temps.

## b. La datation absolue en complément de la datation relative

Tout au long de ce cours, nous avons étudié la datation des roches magmatiques et des minéraux. Cette datation absolue des objets géologiques est très utile pour connaître le moment de leur formation, mais elle peut aussi venir en complément de la datation relative.



Ordre des événements de la coupe ci-dessus : dépôts des couches 3-4-5-6, puis faille F, puis basculement du bloc, mise en place de la roche plutonique 1 et formation d'une auréole métamorphique 2, érosion, mise en place des séries sédimentaires 7-8-9, volcanisme en 10.

Dans l'exemple ci-dessus, la datation de la roche volcanique 10 permet de donner un âge minimal pour les événements précédant sa mise en place. La datation du volcanisme 10 permet de borner les événements 7-8-9 entre la date des roches 1 et 10.



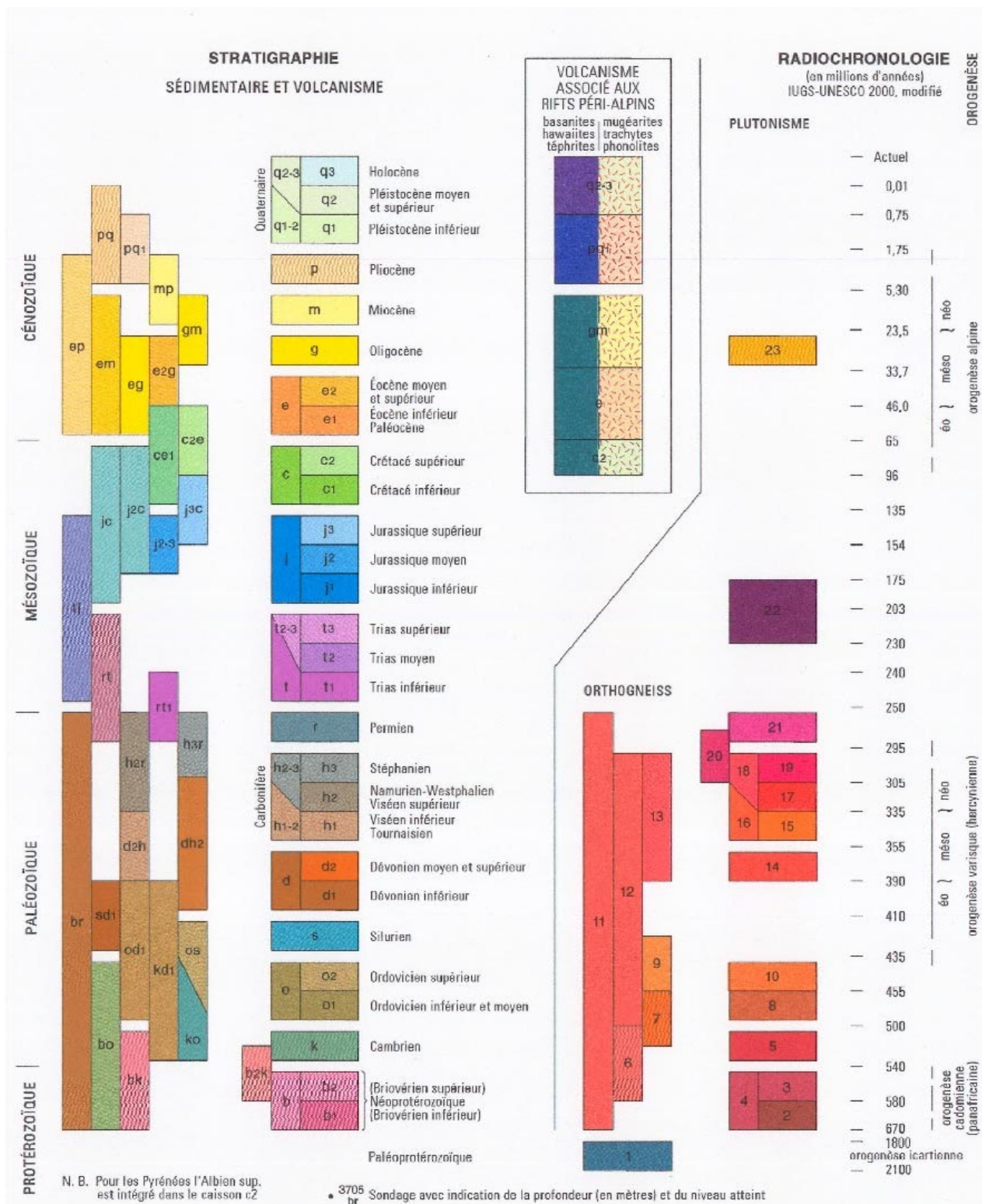
La datation absolue permet donc de donner des dates précises à des événements relatifs.

La datation relative étant basée sur les registres fossiles, on a pu attribuer des périodes géologiques à des fossiles particuliers.

→ La datation absolue des fossiles a ainsi permis aux scientifiques de donner des dates précises aux différents étages de la frise chronologique des temps géologiques.

## Légende de la carte géologique de France





On retrouve à gauche les temps géologiques réalisés par stratigraphie (datation relative) et à droite les âges des roches obtenus par radiochronologie (datation absolue). On peut retrouver l'âge des étages stratigraphiques grâce à la radiochronologie.

Conclusion :

La datation absolue est un outil très puissant reposant sur la compréhension de la physique nucléaire. Elle permet de dater la formation de roches magmatiques ou de minéraux particuliers, ainsi que les événements métamorphiques. Couplée à la stratigraphie et à la datation relative, cette méthode permet d'affiner l'échelle des temps géologiques, mais aussi de dater précisément ou encadrer des événements géologiques observables sur le terrain.