

I.4 La mesure du temps dans l'histoire de la Terre et de la vie

Les notions de **temps** et de **durée** sont sous-jacentes à la plupart des parties du programme (I.1, I.2, I.3, I.4, I.5, I.8 et spécialité). La compréhension des phénomènes biologiques et géologiques traités dans ces parties repose nécessairement sur une perception cohérente des **échelles de temps**. Au niveau de la classe de terminale les élèves apprécient spontanément les durées d'événements qui s'étendent de quelques secondes à quelques années (I.3 et I.2 pro-partie). L'enseignement général du collège et du lycée a permis une réflexion transversale sur les temps historiques. L'enregistrement et la compréhension de phénomènes s'étendant sur des durées plus longues n'ont été qu'ébauchés.

Cette partie regroupe en une entité cohérente les concepts, les principes et les méthodes qui sont utilisés pour aborder les durées supérieures au millier d'années.

La présentation des notions telle qu'elle apparaît dans le programme n'est pas la seule possible. Il est parfaitement envisageable d'intégrer tout ou partie de ce thème dans d'autres parties du programme.

Datation Relative

L'objectif est de positionner relativement dans le temps des événements biologiques ou géologiques. L'interprétation d'observations choisies en liaison avec les autres parties du programme conduit à l'utilisation d'une « relation d'ordre » pour situer des objets géologiques, des êtres vivants ou des phénomènes les uns par rapport aux autres. Elle est fondée sur un nombre limité de principes qui sont systématiquement mis en pratique lors des observations géologiques.

Il est nécessaire de ne pas multiplier le nombre d'exemples pour éviter la mise en place par l'élève d'attitudes réflexe face à des situations supposées standard, et pour favoriser au contraire la mise en place d'une méthode qui lui permette d'appliquer les principes énoncés.

- **Le principe de superposition** permet de caractériser des successions ordonnées ; son application dépend des propriétés du phénomène ou du système étudié. Par exemple, pour la sédimentation [ou pour le volcanisme] : dans une série sédimentaire [ou une pile de coulées volcaniques] ordinaire non déformée, une couche [ou une coulée] donnée est plus récente que la couche qui lui est sous-jacente et plus ancienne que la couche qui lui est sus-jacente.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- *La sédimentation oblique et la stratigraphie séquentielle.*

- **Le principe de recoupement** permet de traiter toutes les situations d'intersection entre couches ou formations. Par exemple pour la déformation [ou pour le magmatisme intrusif] : l'événement ayant généré les changements de géométrie des couches (plis) ou les discontinuités (failles) [ou la limite de l'intrusion] est postérieur à la formation qu'il affecte.

L'étude des minéraux se limite au cas où un minéral est inclus dans un autre et lui est antérieur, et au cas où l'apparition d'un minéral caractéristique d'une réaction métamorphique la situe par rapport aux minéraux préexistants.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- *Les superpositions de plis, les figures résultant de la superposition de plis et plus généralement les systèmes polyphasés.*

Plusieurs principes sont utilisés simultanément pour expliquer des situations plus complexes. Par exemple pour la discordance : une discordance est l'expression d'une interruption de la continuité de la sédimentation. Les couches situées sous la discordance sont antérieures à celles qui sont au dessus. L'événement tectonique ou sédimentaire responsable de la discordance est postérieur à la dernière couche sous la discordance et antérieur à la première couche au dessus de la discordance. L'inventaire exhaustif des exemples ou des situations doit être évité. L'élève doit pouvoir appliquer un principe de datation relative lors de questions portant sur la collision et les phénomènes associés.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- *La description détaillée de la mise en place des structures choisies, leur formation ou leur évolution au cours du temps.*

- *Les mécanismes de sédimentation et de maturation des sédiments.*

- *La typologie des structures tectoniques et sédimentaires.*

- *Les mécanismes de déformation qui engendrent les plis et les failles et les mécanismes de l'orogénèse.*

Deux autres principes fournissent la possibilité de corréler des observations locales et dispersées ; ils permettent de déterminer si les interprétations sont généralisables à l'échelle de l'affleurement, de la région, du continent ou de l'océan, ou même à toute la planète.

- **Le principe de continuité** permet d'étendre un marqueur temporel sur toute la surface où la couche est représentée. Ce principe est énoncé et appliqué dans la situation locale la plus simple. Les écoles de terrain ou les reconstitutions paléogéographiques des musées peuvent permettre d'illustrer ce principe ; ce peut être aussi l'occasion de prendre conscience sur des exemples naturels du fait que toutes les couches d'un âge donné ne sont pas les mêmes à la surface de la Terre et du fait que les facteurs climatiques ou géographiques lors du dépôt induisent des faciès différents.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- *Les passages latéraux ainsi que toutes les figures sédimentaires.*

- **Le principe d'identité paléontologique** est fondé sur la reconnaissance de « fossiles stratigraphiques » ; il permet d'étendre un marqueur temporel lorsque le principe de continuité n'est pas applicable. On choisit un exemple que l'on peut réinvestir dans l'étude du calage temporel de l'une des crises (ex : Crétacé-Tertiaire). Les écoles de terrain ou les reconstitutions paléogéographiques des musées peuvent également permettre d'illustrer ce principe.

L'utilisation de ces principes a permis de construire une référence temporelle qui a une valeur générale et qui s'applique à toutes les études géologiques : c'est l'échelle stratigraphique internationale des temps géologiques.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- *La construction et la connaissance de l'échelle stratigraphique internationale.*

- *Le découpage en étages, systèmes, biozones .*

Datation Absolue

La datation relative fournit un moyen efficace d'ordonner dans le temps une succession d'objets ou d'événements. Cette méthode dans certaines circonstances favorables (grande richesse en fossiles stratigraphiques et taux de sédimentation élevé) peut permettre un repérage d'une grande finesse mais ne donne pas l'âge d'un événement. Il est donc impossible par cette approche de chiffrer (en millions d'années) l'âge d'un phénomène, ou d'aborder directement la durée des phénomènes observés.

Pour obtenir l'âge d'un phénomène, d'une roche, d'un minéral et exceptionnellement d'un fossile, on utilise une méthode s'appuyant sur la **décroissance radioactive d'isotopes de certains éléments chimiques**. Cette méthode de datation est appelée méthode de datation absolue. En se référant aux parties du programme concernées, elle permet par exemple :

- de dater des émissions volcaniques intercalées dans les sédiments contenant des fossiles d'hominidés d'Afrique de l'est,
- de dater des roches métamorphiques d'une chaîne de collision,
- de dater les roches volcaniques et plutoniques d'un arc magmatique associé à une subduction.

La faisabilité de la datation et la qualité de la date calculée dépendent de :

- la qualité et la pertinence de l'échantillon utilisé,
- la période de l'isotope choisi pour l'analyse.

- Qualité et pertinence de l'échantillon utilisé

La date que l'on obtient est celle qui correspond au moment où les isotopes de l'échantillon utilisé (fraction minérale, roche totale) ont été confinés : aucun constituant n'a pu quitter l'échantillon et aucun des constituants extérieurs n'a pu y entrer. A partir de cette date les éléments chimiques ont évolué spontanément en suivant les lois physiques de désintégration sans interaction avec le milieu. On parle de système fermé. Par exemple, on désigne par « fermeture » le moment où les échanges d'éléments chimiques entre les minéraux -et éventuellement le verre- de la roche cessent. La date trouvée est celle de la fermeture du système. On signale qu'en général les roches sédimentaires ne sont jamais des systèmes fermés. Sauf cas particuliers comme le ^{14}C , la radiochronologie ne permet pas de dater les roches sédimentaires.

On se limitera au cas des roches magmatiques et métamorphiques pour lesquelles, dans des conditions de pression données, la fermeture du système est due à l'abaissement de la température en deçà d'un certain seuil.

- Période de l'isotope choisi pour l'analyse

Une fois le système fermé, la quantité d'isotope susceptible de se désintégrer diminue. La datation n'est valide que si l'on mesure des durées allant du centième à dix fois la période de l'isotope choisi.

Limites (ne sont pas exigibles en SVT, mais sont abordés en Physique) :

- Les principes physiques de la désintégration des éléments.

Le programme de terminale est l'occasion d'aborder différentes échelles de temps ; il n'existe pas de méthode universelle de datation pour aborder l'éventail de ces durées.

Le ^{14}C , du fait de sa demi-vie de 5370 ans, est particulièrement bien adapté à la mesure de durées de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années au plus. Le ^{14}C est produit en haute atmosphère à partir de l'azote de l'air. On considère qu'il est produit régulièrement et qu'il est donc en proportion constante et connue dans tous les milieux et tous les êtres vivants. Lorsqu'un animal ou une

plante meurt, son métabolisme cesse et son carbone n'est plus renouvelé ; le ^{14}C qu'il contient au moment de sa mort se désintègre; il en est de même pour le ^{14}C d'un carbonate précipité et isolé, ou celui d'une masse d'eau isolée.

En connaissant la proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans le milieu, la mesure de la proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans les restes d'êtres vivants (os, cheveux, bois, coquille) fournit la durée écoulée depuis la mort ou « l'isolement » (fermeture du système). Au delà de 30 000 à 40 000 ans, la quantité de carbone-14 restante dans l'échantillon est insuffisante pour permettre une mesure fiable.

Dans le cas du ^{14}C , le calcul de l'âge est donc aisé car la composition au moment de la fermeture est connue et on mesure la quantité d'isotope radioactif restant.

Le couple potassium-argon (K-Ar) correspond à une situation intermédiaire entre ^{14}C et le couple rubidium-strontium (Rb-Sr, cas le plus général). Il permet d'aborder des datations de roches beaucoup plus anciennes. Contrairement au ^{14}C , dans le cas du couple K-Ar la quantité initiale de l'isotope issu de la désintégration radioactive est nulle ; ceci illustre le fait que pour calculer un âge il est équivalent de mesurer des rapports isotopiques exprimant le nombre d'isotopes disparus ou le nombre d'isotopes apparus lors de la réaction de désintégration radioactive. Enfin, la méthode au K-Ar permet de suggérer l'existence de limites à la datation absolue. L'isotope de l'argon existe en quantité non négligeable dans l'atmosphère et les fluides circulants, l'échantillon daté peut donc être contaminé et conduire à des dates erronées.

La méthode de datation la plus courante utilise un couple d'isotopes dont la quantité initiale d'isotopes est inconnue (nombres d'isotopes lors de la fermeture de l'échantillon). Ce cas général est plus complexe que les deux précédents puisque le problème de datation posé renferme 2 inconnues :

- la quantité initiale d'isotope.
- l'âge de l'échantillon.

Pour résoudre ce problème il est nécessaire de disposer d'au moins 2 équations. Pour ce faire, on effectue une mesure sur deux constituants équivalents du même échantillon. Pour éviter le problème posé par le fait que les quantités initiales dans les deux échantillons des isotopes impliqués dans les réactions radioactives sont différentes, on mesure les rapports isotopiques qui sont bien sûr identiques (mais inconnus) à l'origine.

Un isotope de ^{87}Rb donne par désintégration un isotope de ^{87}Sr . La demi-vie est de 50 millions d'années (50×10^9 ans). Le ^{87}Sr est un isotope stable tout comme le ^{86}Sr qui n'est impliqué dans aucune réaction de désintégration. Dans ce qui suit, $N^{87}\text{Sr}$ et $N^{86}\text{Sr}$ représentent les nombres d'atomes de ^{87}Sr et de ^{86}Sr présents dans un fragment de roche ou un minéral à l'instant t , et $N^{87}\text{Rb}$ représente le nombre d'atomes de ^{87}Rb :

$$N^{87}\text{Rb} = (N^{87}\text{Rb})_{\text{initial}} \times \exp(-\lambda t) \quad [1]$$

Limites (ne sont pas exigibles) :

- *L'étude de l'expression mathématique de la désintégration du rubidium n'est pas au programme de SVT. Le développement mathématique et physique permettant d'aboutir à la détermination de l'âge d'une roche ne peut pas faire l'objet d'une question au baccalauréat dans l'épreuve de SVT. Le développement qui conduit de l'expression précédente à un système d'équations linéaires dont la solution est fonction de l'âge est fourni à titre d'information.*

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

$$\begin{aligned} N^{87}\text{Sr} &= (N^{87}\text{Rb})_{\text{initial}} - N^{87}\text{Rb} \\ N^{87}\text{Sr} &= (N^{87}\text{Rb})_{\text{initial}} [1 - \exp(-\lambda t)], \end{aligned}$$

en utilisant [1]

$$N^{87}\text{Sr} = N^{87}\text{Rb} \times [\exp(\lambda t) - 1].$$

Le nombre total d'atomes de ^{87}Sr , somme des atomes présents initialement et de ceux provenant de la désintégration du rubidium, est donné par :

$$N^{87}\text{Sr} = (N^{87}\text{Sr})_{\text{initial}} + N^{87}\text{Rb} \times [\exp(\lambda t) - 1]$$

On introduit le rapport isotopique en divisant par le nombre d'atomes de strontium-86 présents dans l'échantillon actuellement, ce qui conduit à :

$$\left(\frac{N^{87}\text{Sr}}{N^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{mesuré}} = [\exp(\lambda t) - 1] \left(\frac{N^{87}\text{Rb}}{N^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{mesuré}} + \left(\frac{N^{87}\text{Sr}}{N^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{initial}} \quad [2]$$

La résolution et la détermination de l'âge est faite le plus souvent de manière graphique en reportant les mesures de rapports isotopiques dans le repère [x y] suivant :

$$\left[\left(\frac{N^{87}\text{Rb}}{N^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{mesuré}} \quad \left(\frac{N^{87}\text{Sr}}{N^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{mesuré}} \right].$$

L'expression [2] peut être exprimée sous la forme $y = A x + B$, où les inconnues recherchées sont A (pente de la droite $\exp(\lambda t) - 1$) et B (valeur de y à l'origine, rapport isotopique initial

$$\left(\frac{N^{87}\text{Sr}}{N^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{initial}}).$$

L'âge de la roche est fonction de la pente de la droite $A = [\exp(\lambda t) - 1] \Leftrightarrow t = \frac{\ln(A+1)}{\lambda}$: plus la pente est forte, plus les deux échantillons sont vieux.

Il est possible d'approcher empiriquement l'alignement des mesures dans le repère des rapports isotopiques en simulant les 2 [ou plus] constituants du même échantillon par 2 [ou plus] sacs de boules colorées contenant la même proportion de boules représentant ^{87}Sr , ^{87}Rb et ^{86}Sr , mais contenant des quantités différentes. Le « vieillissement » est réalisé en effectuant des tirages au hasard dans le sac. Chaque fois qu'une boule ^{87}Rb est tirée elle est remplacée par une boule ^{87}Sr , chaque fois qu'une boule ^{87}Sr ou ^{86}Sr est tirée elle est remise dans le sac de départ (il est important de respecter un nombre suffisant de tirages pour satisfaire aux contraintes statistiques de ce type d'expérimentation). En effectuant plusieurs mesures du rapport isotopique après n, m et p tirages (au cours du vieillissement) on observe que la pente de la droite augmente : la pente de la droite est fonction de l'âge de l'échantillon.

En conclusion, les notions exigibles pour l'élève sont :

- La méthode de datation absolue est fondée sur la mesure de la variation du rapport isotopique entre le moment de la fermeture de l'échantillon daté et le présent.
- Suivant les couples d'isotopes choisis, il est possible de calculer un âge soit en mesurant les rapports isotopiques d'un isotope qui disparaît lors de la réaction et dont la quantité initiale est connue, soit en mesurant les rapports isotopiques d'un isotope qui apparaît lors de la réaction et dont la quantité initiale est nulle.
- Dans le cas général on ne connaît pas la quantité initiale d'isotope ; l'âge de la roche est obtenu par résolution d'un système simple d'équations linéaires. Dans le cas d'une roche, les équations sont obtenues en effectuant des mesures sur plusieurs minéraux de la même roche.
- Le choix du couple d'isotopes pour calculer un âge dépend de l'âge présumé et de la nature de la roche. L'élève doit savoir argumenter ce choix.
- Savoir exploiter un document ou des données numériques sur les rapports isotopiques en relation avec le calcul de l'âge absolu des roches ; dans tous les cas où des formules mathématiques sont nécessaires ($y = A x + b$, $y = \exp(\lambda t)$), celles-ci sont fournies.