

ST-H-2 Datation absolue	
La datation absolue, fondée essentiellement sur la radiochronologie, donne accès à l'âge absolu et étalonne l'échelle stratigraphique.	- Expliquer le principe de la datation radiochronologique à partir des méthodes : U/Pb, K/Ar et ^{14}C . - Justifier l'utilisation de différentes méthodes de radiochronologie en s'appuyant sur la comparaison des méthodes et de leurs domaines d'application.
Précisions et limites : <i>On insiste sur les mécanismes de remise à zéro par diffusion ou dissolution-précipitation, traités uniquement de façon qualitative. On se limite à la datation à partir de minéraux isolés. Les datations s'appuient sur ce qui a été vu en lycée (enseignement scientifique en première et spécialité SVT en terminale). Seuls les âges des limites d'ères du Phanérozoïque doivent être connus. Pour U/Pb, on se limite à la Concordia dans le diagramme de Wetherhill et les significations possibles de la discordance.</i>	

Sources : Planet terre ENS Lyon, Géologie Tout-En-Un, Dunod 2015, <https://tristan.ferroir.fr/index.php/2020/07/25/la-datation-par-concordia-discordia/>, Serge MACASDAR Université de Toulon U61 : paléontologie humaine, évolution et phylogénie)

La datation relative ne permettant pas d'attribuer un âge à un objet ou un événement, on utilise des méthodes de datation basées sur la désintégration d'isotopes radioactifs naturels. Cette transformation d'un élément dit « Père » en un élément « Fils » dit **radiogénique**, se fait à vitesse régulière.

1. Principe de la datation par radiochronologie

Les méthodes de radiochronologie sont basées sur la connaissance des chaînes de désintégration radioactive. Elles s'appliquent à des éléments d'origine terrestre interne (^{238}U , ^{40}K , ^{87}Rb), l'utilisation d'isotopes radioactifs d'origine externe ou cosmogéniques (^{14}C , ^{10}Be). Les **éléments en gras** sont ceux imposés par le programme de BCPST.

Le développement de la spectrométrie de masse a permis de mesurer avec précision (et sur des petites quantités) des rapports isotopiques (la mesure d'un rapport de teneurs entre un isotope radiogénique et un isotope stable). L'ablation laser permet d'analyser un microvolume ciblé à l'intérieur d'un unique cristal.

On considère que, lors de la formation d'une roche magmatique, et plus particulièrement de la cristallisation des minéraux constitutifs, des éléments radioactifs sont « immobilisés » (« enfermés » dans un réseau cristallin). Leur désintégration va alors se poursuivre mais les produits de ces réactions nucléaires vont rester piégés. Ces réactions (et notamment leurs vitesses) sont connues par ailleurs grâce aux travaux de physique nucléaire. Il est donc possible, connaissant l'état actuel d'une réaction, de mesurer la durée durant laquelle ses produits se sont accumulés.

S'agissant de cristaux individuels (amphibole, micas, feldspaths, par ex.), le début de préservation – donc l'âge recherché – correspond à la température de fermeture du réseau cristallin qui peut être différente (plus basse) de celle de la cristallisation.

Toute réaction de désintégration simple suit une loi de décroissance de 1er ordre ; cela signifie qu'à tout instant t , le nombre d'atomes « pères » qui se désintègrent par unité de temps, dP_t/dt , est proportionnel à la quantité à l'instant t , P_t , ce qui revient à écrire : $dP_t/dt = -\lambda \cdot P_t$ ou $dP_t/P_t = -\lambda \cdot dt$ (1)
avec λ , la constante de désintégration, caractéristique de chaque réaction (tableau 1).

En intégrant cette équation entre les instants $t = 0$ et t et en notant P_0 le nombre d'atomes « pères » au début de la réaction, lors de la fermeture du système, on obtient la relation : $\ln(P_t/P_0) = -\lambda \cdot t$ d'où $P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t}$ (2)
ou $t = (1/\lambda) \cdot \ln(P_0/P_t)$ (3)

La période T ou demi-vie est définie comme le temps nécessaire à la disparition de la moitié des atomes « pères » soit $P_t = P_0/2$ d'où on tire : $T = (1/\lambda) \cdot \ln 2$. T est également caractéristique de chaque réaction (tableau 1).

Dans la pratique, il n'est pas possible de connaître la quantité initiale de l'élément « père » P_0 .

Par contre les quantités d'élément « fils » à l'instant t , F_t sont mesurables. Or F_t est la somme de la quantité présente initialement lors de la fermeture du système, F_0 , et de la quantité produite par désintégration de l'élément père, F^*_t . Il vient ainsi :

$$F_t = F_0 + F^*_t = F_0 + (P_0 - P_t) \text{ soit } F_t = F_0 + P_t \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Cette relation présente toujours deux inconnues, t et F_0 mais, dans certains cas, F_0 peut être connu et donc t déterminé. À défaut, il faut trouver une autre relation permettant de se dispenser de la détermination du terme F_0 .

Tableau 1 Couples utilisés en radiochronologie imposés par le programme

Élément père (radioactif)	Élément fils (radiogénique)	Période T en années	Matériaux
^{40}K	^{40}Ar	$1,25 \times 10^9$	Micas, Feldspaths, muscovite
^{238}U	^{206}Pb	$4,47 \times 10^9$	Zircon
^{235}U	^{207}Pb	$0,704 \times 10^9$	Zircon
^{14}C	^{14}N	5730	Bois, os, peintures

On peut donc remonter à un âge à partir de la seule mesure de la teneur N d'un échantillon à trois conditions :

- 1- on connaît N_0 , la teneur du réservoir avant qu'il ne cesse d'échanger avec l'atmosphère,
- 2- la perte de l'échantillon n'est due qu'à sa désintégration radioactive,
- 3- on connaît sa constante de désintégration

Les méthodes de calcul de détermination d'âge varient selon le type de minéraux utilisés pour les mesures et selon qu'il s'agisse d'isotopes de longue ou de courte période (cosmogéniques en particulier)

Quelques précisions utiles : notions de système fermé, système riche, système pauvre et demi-vie

Système fermé : volume défini de molécules (cristal ou roche p. ex.), qui n'échange pas d'atomes avec le milieu extérieur.

Fermeture du système : moment où ce volume a cessé tout échange avec le milieu extérieur. La radiochronologie date le moment de dernière fermeture du système considéré : mort du végétal, cristallisation du magma, fin de croissance du minéral, etc.).

Système riche : système qui ne contient aucun atome d'isotope fils radiogénique au moment de sa fermeture. Le système sera donc riche en éléments fils néo-formés.

Système pauvre : système contenant une quantité non négligeable d'isotope fils radiogénique au moment de sa fermeture. Il faudra donc distinguer le stock initial d'isotope fils du stock néo-formé. Ce type de système est donc pauvre en isotopes fils néo-formés par rapport à la quantité d'isotope fils initiale.

2. Utilisation d'isotopes cosmogéniques : exemple de la datation au ^{14}C

Le carbone, possède 3 isotopes : le ^{12}C et le ^{13}C , stables, représentent respectivement 99 % et 1 % du carbone total, le ^{14}C , radioactif, radiocarbone, ne représente qu'une fraction infime du carbone total ($1/10^{12}$).

Cet isotope est produit en permanence dans la haute atmosphère. Les protons du rayonnement cosmique et l'azote (^{14}N) de l'air réagissent pour donner du ^{14}C et un neutron. Le ^{14}C , formé en permanence est incorporé dans le CO_2 atmosphérique et le CO_2 dissous dans l'eau ainsi que toute la chaîne alimentaire par le biais de la photosynthèse.

Cet isotope se désintègre spontanément en ^{14}N , par une désintégration β^- (perte d'un électron).

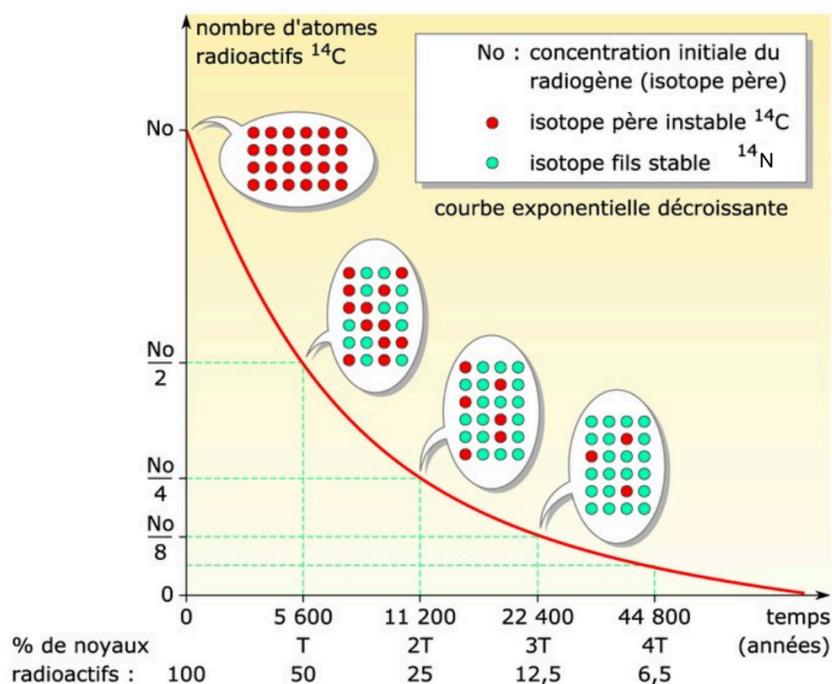


Figure 1 : Décroissance radioactive du carbone 14 (d'après S. Macasdar, Université de Toulon, modifié)

Le ^{14}C des réservoirs de carbone en équilibre avec l'atmosphère étant en perpétuel renouvellement, on peut poser comme première hypothèse que la **teneur en ^{14}C de ces réservoirs est une constante**. Cette hypothèse est à la base du principe de la datation. En effet, si les échanges cessent (si un organisme meurt, si une masse d'eau cesse d'échanger avec l'atmosphère ...), la teneur en ^{14}C de ce réservoir doit décroître inexorablement.

Le carbone 14 dont la demi-vie est de 5730 ans, est particulièrement indiqué dans le cadre de datations inférieures à 40 000 ans.

Les chercheurs prélèvent un échantillon d'un objet (quelques grammes ou microgrammes) qu'ils veulent dater, et le préparent afin de ne conserver que le carbone contenu dans l'échantillon.

Le scintillateur β ne mesure pas directement la teneur en ^{14}C d'un échantillon mais compte les désintégrations qui ont encore lieu à l'heure actuelle dans l'échantillon. Puisque, d'après l'équation (1), ce nombre de désintégration est proportionnel à la teneur en ^{14}C , on peut déduire l'une de l'autre !

La quantité de carbone 14 est alors déterminée par le nombre de désintégrations atomiques par gramme d'échantillon et par minute (dpm), permettant ainsi de calculer « l'âge carbone 14 » de l'objet. Il leur faut ensuite comparer cet « âge carbone 14 » à un âge réel, et ainsi savoir depuis combien de temps l'objet existe.

On mesurera la quantité de ^{14}C résiduel pour déterminer l'âge de l'échantillon, en utilisant les relations suivantes :

$$P_t = P_0 e^{-\lambda t}$$

$$t = \ln(^{14}\text{C}_0 / ^{14}\text{C}_t) \cdot T / \ln 2$$

avec $\lambda = 1,2 \cdot 10^{-2} \text{ an}^{-1}$ et $T = 5730$ ans pour le couple d'isotopes $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$

La datation au ^{14}C est donc une méthode **simple** dans son principe : une mesure donne un âge, elle est **subtile** dans son interprétation puisque cet âge doit être recalibré à partir des courbes du $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique. On ne s'intéresse dans cette méthode qu'à l'isotope qui se désintègre (l'élément père) et pas à l'élément fils.

3. La méthode K/Ar

La plus développée initialement, cette méthode est basée sur la désintégration de ^{40}K en ^{40}Ar . En parallèle, une seconde désintégration existe en ^{40}Ca . La concentration en K est de 3,5 % dans les granitoïdes et de 0,01 % dans les ultramafites, d'où l'intérêt de cet élément pour les **roches continentales et le magmatisme de marges actives** notamment. Par ailleurs, la période de la réaction permet une utilisation sur pratiquement toute l'histoire de la Terre (de la formation des premières croûtes continentales à l'Archéen, entre -4 et -3 Ga, jusqu'au Cénozoïque).

L'argon ^{40}Ar est un gaz rare piégé dans les réseaux cristallins suite à la désintégration de ^{40}K . Sa teneur est mesurée par spectrométrie de masse en phase gazeuse, en parallèle avec l'analyse chimique classique pour la teneur en K.

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_0 + ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

Cette équation a deux inconnues mais les propriétés physiques et chimiques de l'argon permettent de simplifier l'équation. En effet, l'argon étant un gaz rare, il n'interagit pas ou peu avec les réseaux cristallins : il est ainsi expulsé lors de la cristallisation de la roche. On peut donc considérer que la teneur initiale en argon est nulle : $^{40}\text{Ar}_0 = 0$. On a donc :

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

On en déduit ainsi t qui mesure le dernier refroidissement d'une roche non altérée ou d'un minéral. Cette méthode est utilisable sur la quasi-totalité des temps géologiques ($T = 1,25 \cdot 10^9$ ans).

En théorie, les mesures des teneurs en Ar et K permettent donc de déterminer l'âge du système. La réalité est plus complexe dans la mesure où il n'est pas possible de mesurer les teneurs d'un élément solide (K) et d'un élément gazeux (Ar) dans le même appareil. Les analyses peuvent certes être réalisées dans deux appareils différents mais ceci augmente considérablement les incertitudes de mesure et ne permet pas d'interpréter les résultats dans la plupart des cas. Pour contourner cette difficulté, une technique ingénieuse a été développée dans les années 1970 afin de ne travailler qu'en phase gazeuse, conduisant ainsi à l'utilisation d'un seul appareil de mesure.

L'échantillon est bombardé par un flux de neutrons dans un accélérateur nucléaire et le potassium qu'il contient se désintègre alors en ^{39}Ar . Le taux de transformation de ^{40}K en ^{39}Ar est une constante qui peut être déterminée en irradiant un standard. Cette méthode permet de mesurer simultanément l'isotope fils naturel ^{40}Ar et un représentant (^{39}Ar) de l'isotope père ^{40}K appelé isotope fils induit.

L'argon (^{39}Ar et ^{40}Ar) est ensuite libéré par chauffage du minéral jusqu'à sa fusion. Les gaz obtenus sont purifiés pour ne garder que les isotopes de l'argon. Les rapports isotopiques sont alors déterminés par spectromètre de masse.

4. La méthode Rb/Sr (non au programme)

Il s'agit du cas où F_0 est inconnu ; ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr ($T = 48,8 \cdot 10^9$ ans) ; prise en compte de l'isotope fils stable F_s (^{86}Sr) car $(F_0/F_s) = \text{constante}$ pour des roches et des minéraux issus du même magma (cogénétiques) ; La valeur de t est extraite du coefficient directeur de la droite : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1) + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ avec $e^{\lambda \cdot t} - 1 \approx \lambda \cdot t$. On peut également avoir une indication du réservoir d'origine du magma à partir de la valeur de la constante $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Par ailleurs, la discrimination entre 2 événements thermiques est possible par mesures sur roches totales (RT) et sur minéraux (biotite, feldspaths...). Cette méthode est utilisable sur la quasi-totalité des temps géologiques.

5. La méthode U/Pb

L'élément uranium possède deux isotopes radioactifs à longue vie : l'uranium 235 et l'uranium 238. Chaque isotope se désintègre par étapes successives et est à l'origine de familles radioactives dont le dernier isotope stable est un isotope du plomb. Ainsi ^{235}U donne ^{207}Pb et ^{238}U donne ^{206}Pb .

La datation par **concordia-discordia** est une technique assez utilisée en géoscience car elle permet de dater d'une part la mise en place d'une roche magmatique mais aussi la réouverture du système isotopique, c'est à dire une modification des conditions à laquelle est soumise cette roche magmatique. La réouverture se faisant la plupart du temps par une augmentation de température, on date alors un événement métamorphique.

L'utilisation de base est simple puisqu'elle ne nécessite pas de calcul mais seulement une lecture graphique et sa compréhension.

Présentation des couples isotopiques

La datation des événements en concordia-discordia se fait grâce à la désintégration des isotopes de l'uranium en plomb.

En effet, l'Uranium 238 se désintègre en Plomb 206 avec une constante de désintégration qu'on appellera λ_{238} et l'Uranium 235 se désintègre en Plomb 207 : avec une constante de désintégration qu'on appellera λ_{235}



Ainsi, on peut obtenir les équations des isochrones suivantes en normalisant par ^{204}Pb qui est un isotope stable. Cette équation d'isochrone est en tout point équivalente à celle de l'équation classique du couple Rb/Sr pour l'instant

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

S'agissant d'un système dit "riche", c'est à dire qu'il n'y a pas de Plomb au départ dans le système. Les équations reviennent donc aux suivantes puisque $(^{206}\text{Pb})_0$ et $(^{207}\text{Pb})_0$ valent 0.

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

Mise en place de la concordia

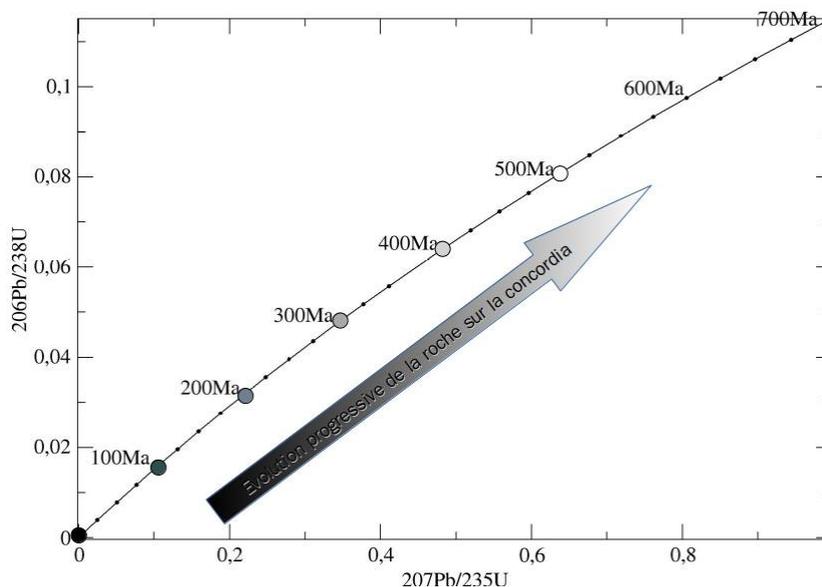
A partir des équations précédentes, on peut revenir à un système encore plus simple

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)_t = (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right)_t = (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

Pour chaque âge, nous pouvons calculer de façon théorique la valeur du rapport Pb/U pour chaque couple, disons, tous les 100 Ma. On obtient alors pour chaque couple isotopique, une valeur, qu'on reporte dans un graphique avec pour abscisse la valeur de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et pour ordonnée, la valeur de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Cette courbe est ce qu'on appelle la **concordia** : les âges donnés par les deux couples sont concordants.

Ainsi, plus une roche (ses minéraux) vieillit (vieillissent), plus elle se déplace sur la concordia ; c'est ce qu'on voit sur le schéma ci-dessous où la roche se déplace jusqu'à avoir 500Ma.



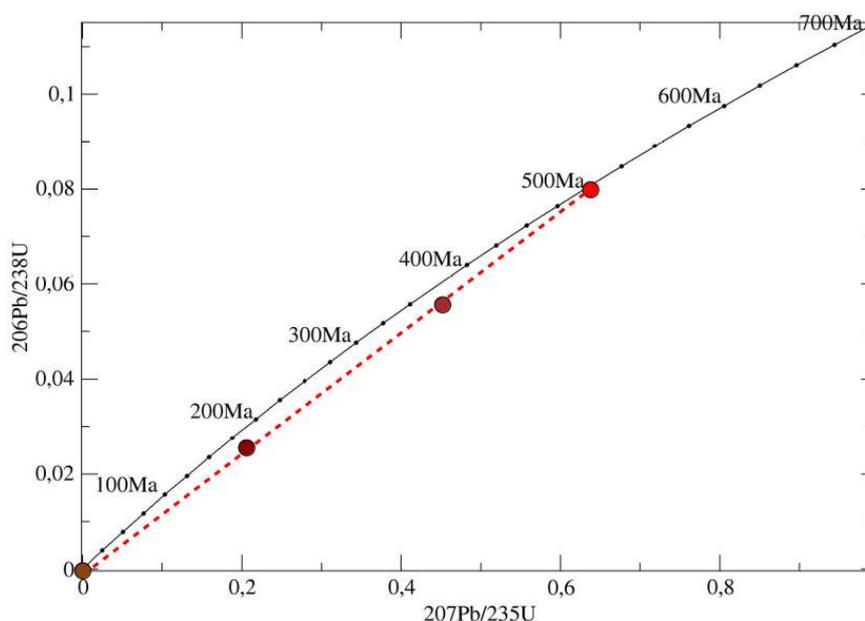
Mise en place d'une discordia

Supposons maintenant qu'un événement géologique ré-ouvre le système, souvent du métamorphisme et conduisent à une perte de plomb. On a alors deux cas extrêmes :

- tout le plomb est perdu et l'un des minéraux de la roche retourne à (0;0) puisqu'il a tout perdu.
- aucun plomb n'est perdu et à ce moment-là, le minéral reste sur la concordia.

En réalité, selon les minéraux, plus ou moins de plomb est perdu donc les minéraux vont se retrouver sur une droite comprise entre (0;0) et l'endroit où la roche était arrivée sur la concordia. Il s'agit d'une droite car comme la nature ne fractionne pas les isotopes, les deux isotopes du Pb sont perdus en proportion équivalente au ratio de départ,

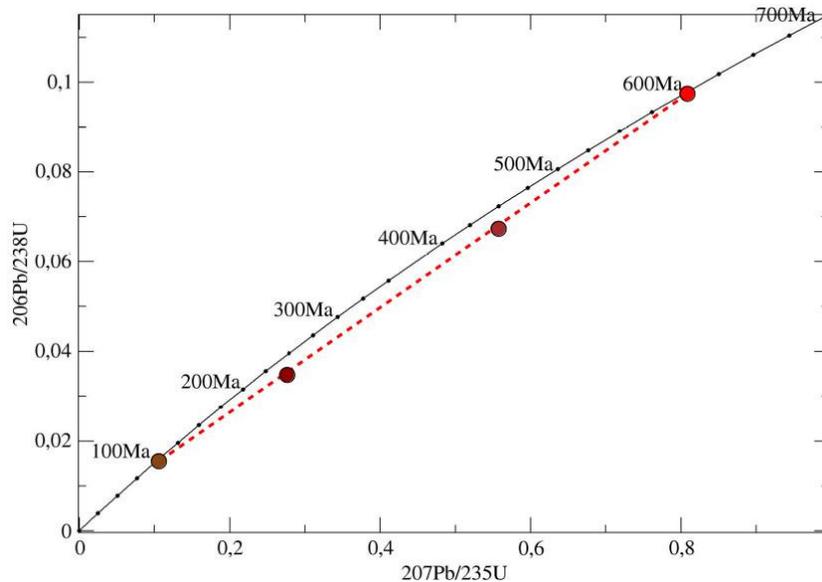
On a donc une droite matérialisée par l'ensemble des minéraux qui ont perdu du plomb : c'est la **discordia** comme présenté ci-dessous. Cette droite s'appelle la discordia car si on datait le minéral avec chacun des couples isotopiques, on trouverait des âges différents donc discordants.



Utilisation de la discordia

Une fois cet événement métamorphique passé, la désintégration de l'uranium en plomb se poursuit et les minéraux évoluent alors hors de la concordia mais restent alignés sur une discordia. La discordia va donc avoir deux intercepts avec la concordia :

- l'intercept supérieur qui correspondrait à un minéral n'ayant perdu aucun isotope, cet intercept donne l'âge de la roche.
- l'intercept inférieur qui correspondrait à un minéral qui aurait perdu tout son plomb, il se serait alors retrouvé au début de la concordia et aurait alors évolué dessus à nouveau ; cet intercept correspond donc à l'âge de réouverture du système donc du métamorphisme



La **mesure directe nécessite l'absence d'élément fils** au moment de la formation du minéral (qui « vieillirait » l'âge réel). De tels minéraux sont appelés « systèmes riches », ce sont des systèmes idéaux. C'est le cas de certains minéraux accessoires comme le zircon.

Ces minéraux concentrent 3 isotopes lors de leur formation : ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th , sans incorporer le plomb dans le réseau cristallin. Donc tout le plomb que l'on trouve dans ces minéraux est d'origine radiogénique, et la mesure de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ permet d'obtenir directement le temps. On associe alors les 2 couples Pb et U sur une courbe graduée en temps, qui représente le lieu géométrique où les deux chronomètres fournissent le même âge, d'où le terme CONCORDIA. Si une mesure se situe sous la concordia, cela indique une perte de plomb (diffusion à l'état solide) souvent due à un réchauffement (ex métamorphisme).

Conclusion

La datation radiométrique en géologie repose donc sur la mesure des teneurs en un ou plusieurs isotopes dans une fraction de roche (matière organique, minéral isolé, ou roche totale). Ces teneurs n'ont une **signification d'âge** que si la fraction étudiée s'est comportée comme un **système fermé** depuis l'évènement que l'on cherche à dater. Que ce soit pour la méthode ^{14}C ou les méthodes U-Pb et ^{39}Ar - ^{40}Ar , un des écueils majeurs est la caractérisation des quantités initiales, d'éléments père pour le ^{14}C , d'éléments fils en excès ou hérités pour les autres méthodes.

Pour les méthodes Rb-Sr, U-Pb et ^{39}Ar - ^{40}Ar , un âge a une signification différente selon les conditions de cristallisation du ou des minéraux étudiés. La notion de température de fermeture rend compte du contrôle majeur de la température. On peut remonter à l'histoire thermique d'une roche par la combinaison de plusieurs méthodes. Des analyses plus fines permettent aujourd'hui de dater en plus du refroidissement et de la cristallisation des minéraux, leurs éventuelles recristallisations en relation avec des déformations, des circulations de fluides.

Une datation absolue n'a donc de sens en géologie que si elle est accompagnée d'une étude méticuleuse de la roche à dater, du terrain à la lame mince.