

## Géochronologie U-Pb

### 2.1. La désintégration radioactive

La méthode de datation U-Th-Pb se base sur le phénomène de désintégration radioactive de l'uranium et du thorium et de leurs noyaux fils aboutissant ultimement à la formation de différents isotopes du Plomb.

Les chaînes de désintégration du  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$  sont formées par une succession de désintégrations produisant des noyaux fils intermédiaires. Les périodes de demi-vie de ces différents éléments fils sont très inférieures à celles des éléments pères. L'interprétation des produits de cette chaîne de désintégration nécessite que le système se trouve à l'équilibre séculaire.

Une chaîne de désintégration est à l'équilibre séculaire lorsque, le produit de l'abondance d'un isotope et de sa constante de désintégration est égal pour chaque couple d'élément

père-fils de la chaîne de désintégration. Dans le cas où le système est à l'équilibre séculaire, l'activité de chaque élément (production d'éléments radiogéniques) est identique et la désintégration d'un atome de  $^{238}\text{U}$  donnera lieu à la production d'un atome de  $^{206}\text{Pb}$ .

L'équilibre séculaire du système peut être perturbé par l'ouverture du système et la perte d'un élément appartenant à la chaîne de désintégration. La perte d'éléments ayant des demi-vies très faible n'impactera que peu la mesure de l'âge géochronologique.

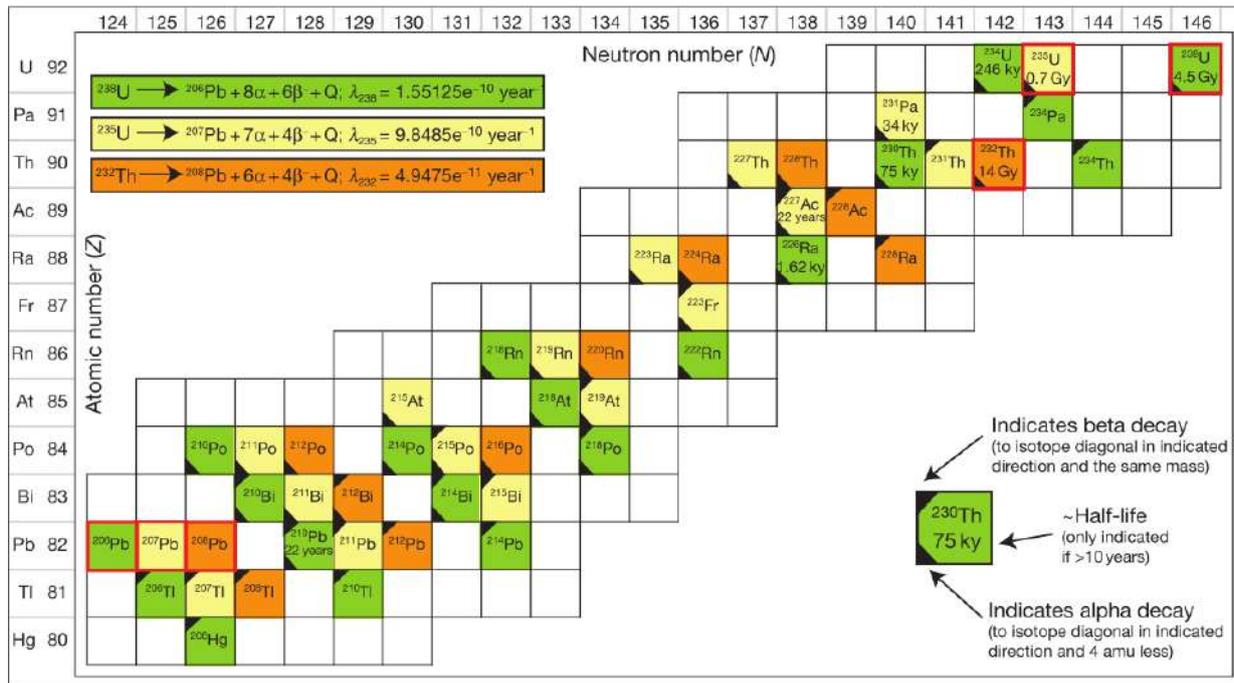


Figure 6: Tableau regroupant les trois chaînes de désintégration associées à l' $^{238}\text{U}$ , à l' $^{235}\text{U}$  et au  $^{232}\text{Th}$ . En orange les éléments de la chaîne du  $^{232}\text{Th}$ , en jaune ceux de l' $^{235}\text{U}$  et en vert de l' $^{238}\text{U}$  (Shoene, 2013).

En considérant l'état d'équilibre séculaire, les 3 équations dérivées des équations de désintégrations de l' $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et du  $^{232}\text{Th}$  utilisées par la méthode sont les suivantes:

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

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

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda^{232}t} - 1)$$

Ces équations sont de la forme  $Y=aX+b$  et définissent des droites appelées isochrones dans un diagramme  $\text{Pb}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ . Pour le couple  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ , le rapport  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$  donnée

par l'ordonnée à l'origine représente la quantité de plomb au moment de la fermeture du système normalisé au  $^{204}\text{Pb}$  stable,  $t$  est le temps écoulé depuis la fermeture du système et  $\lambda$ , la constante de désintégration associée à l'isotope père. Le plomb non radiogénique contenu dans le minéral au moment de la fermeture du système est appelé plomb commun. Différents échantillons provenant de la cristallisation d'un même magma auront des quantités de plomb commun identiques  $(^{206-207-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$  mais des compositions en uranium ( $^{235-238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) variables et seront alignés selon une droite horizontale. Si le système évolue en système fermé, ces deux rapports vont évoluer ensemble et les échantillons s'aligneront selon une droite de pente  $(e^{\lambda t}-1)$ .

## 2.2. La datation U-Pb sur zircon

### 2.2.1. Généralités

La méthode U-Pb sur zircon se base sur l'utilisation de différents géochronomètres (cf. équations). Les zircons du fait des propriétés de leur réseau cristallin incorporent du plomb de façon négligeable lors de leur cristallisation. Le plomb commun est donc considéré comme nul et les équations ci-dessus peuvent donc s'écrire sous la forme  $\left(\frac{^{206-207-208}\text{Pb}}{^{238-235-232}(\text{Th}-\text{U})}\right) = (e^{\lambda_{238-235-232}t} - 1)$  selon le radionucléide considéré.

Plusieurs façons de représenter les données U-Pb sur zircons existent. Le diagramme Concordia (Wetherill, 1956) est un diagramme où est représenté le rapport  $^{235}\text{U}/^{237}\text{Pb}$  en fonction du rapport  $^{238}\text{U}/^{236}\text{Pb}$ . La courbe Concordia est dessinée par l'ensemble des zircons pour lesquels les rapports  $^{235}\text{U}/^{237}\text{Pb}$  et  $^{238}\text{U}/^{236}\text{Pb}$  correspondent à un même âge (Fig. 7). Elle représente les zircons qui ont évolués en système fermé depuis leur cristallisation. Les points de mesures qui ne tombent pas sur la courbe Concordia représentent des zircons ayant subis une réouverture du système. Pour un même système géologique, les points qui ne tombent pas sur la courbe Concordia sont dit discordants et s'alignent selon une droite passant par l'origine, appelée Discordia (Fig. 8). La Discordia recoupe la Concordia en deux points. L'intersection supérieure correspond à l'âge de cristallisation du protolite et une intersection inférieure qui correspond à l'âge de réouverture du système isotopique.

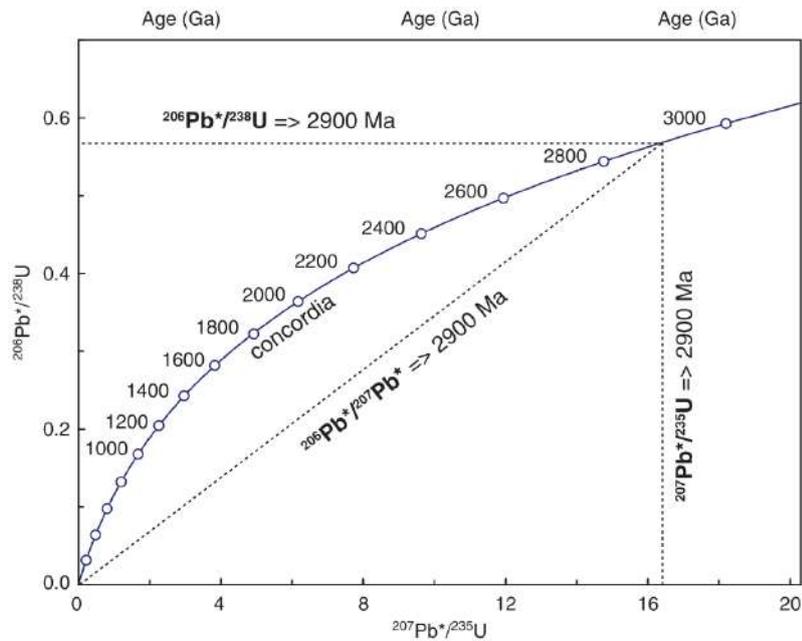


Figure 7: Diagramme Westerhill concordia représentant les trois chronomètres utilisés pour les datations U-Pb (Gehrels, 2012).

Les âges discordants sont généralement le résultat d'une perte en plomb pendant une phase de réchauffement ou d'hydrothermalisme postérieur au dépôt ce qui entraîne une perte de plomb (Fig. 8). Une perte en plomb peut aussi être simplement le résultat de la diffusion du plomb, facilitée par la présence de traces de fission et de défauts de reculs.

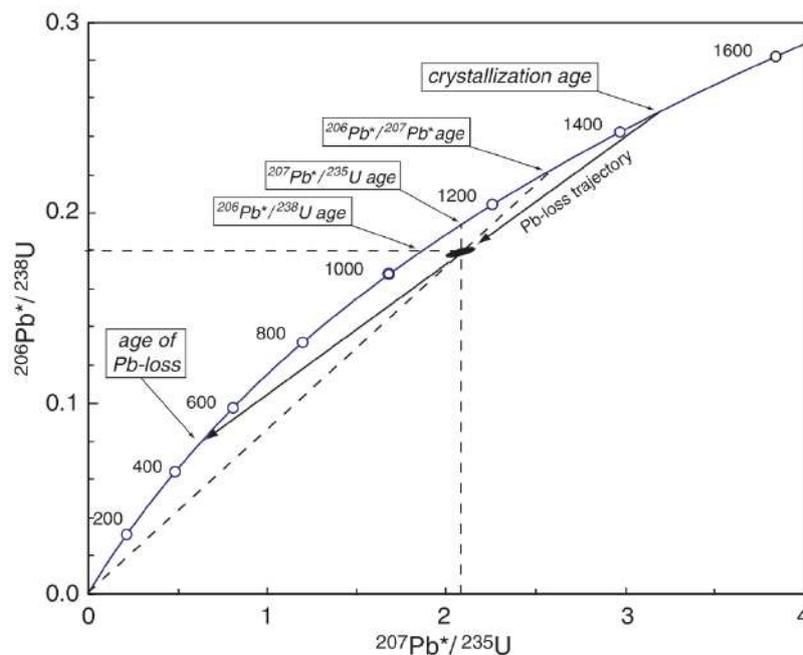


Figure 8: Diagramme Concordia montrant l'effet d'une perte en plomb et la position des trois différents âges mesurés à partir des différents systèmes isotopiques associé au couple U-Pb. On peut voir que pour les zircons discordants d'âge élevé (>850Ma) l'âge  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  est plus proche de l'âge réel de cristallisation.

Ce processus n'est efficace que pour des températures faibles (<~250°C) auxquelles ces dommages ne sont pas cicatrisés. Un âge peut aussi être discordant si l'analyse a été effectuée sur des parties du minéral héritée et néoformées, ce qui entraîne la mesure d'un âge mixte. La discordance d'un âge est généralement mesurée par un pourcentage de discordance calculé selon la formule suivante:

$$100 - 100 * ((206Pb/238U)_{age} / (207Pb/235U)_{age})$$

La discordance peut aussi s'exprimer comme un degré de concordance avec la formule suivante:

$$100 * (((206Pb/238U)_{age} / (206Pb/207Pb)_{age}))$$

Un âge est considéré comme discordant quand le pourcentage de discordance dépasse une valeur fixe en pourcent. Cette limite est arbitraire et peut-être discutée en fonction de l'étude que l'on veut réaliser pour ne pas éliminer de l'étude des grains qui pourraient présenter un intérêt. Les zircons les plus anciens seront plus susceptibles aux pertes de plomb à cause de l'accumulation des défauts de recul liées aux désintégrations de l'uranium. Les zircons les plus anciens sont aussi ceux où l'on a le plus de chance de mesurer des âges mixtes et donc discordants. La discordance des âges peut aussi être reliée à la précision de la mesure des rapports isotopiques, dans le cas de grains qui ont une très faible teneur en uranium ou pour les grains les plus jeunes les teneurs en plomb peuvent être très faibles ce qui a pour effet d'augmenter l'erreur sur la mesure.

### 2.2.2. Datation U-Pb sur zircon en domaine détritique

La température de fermeture du système U-Pb sur zircon est supérieure à 900°C. Il est donc rare de rouvrir le système une fois les zircons cristallisés. Cette caractéristique fait du système U-Pb sur Zircon un bon outil de traçage des sources magmatiques dans le domaine sédimentaire d'autant plus que le zircon est un minéral très résistant à l'altération et au transport. Ajouté à cela, le développement de la méthode d'analyse par ablation laser (LA-ICP-MS) a permis une forte augmentation du nombre d'analyses (Schoene, 2014) et donc l'augmentation du nombre de données disponibles pour identifier les potentielles sources.

La durabilité dans le temps du signal, permet donc d'assurer une bonne traçabilité du signal source mais peut aussi se révéler être un problème dans le cas de multiples sources ou cycles de sédimentation. Un recyclage important des zircons dans des formations sédimentaires successives aura tendance à homogénéiser le signal, compliquant l'identification des sources (Thomas, 2011). Dans certains cas, le recyclage d'un même matériel détritique au cours du temps peut aussi entraîner l'absence de certaines populations d'âge considérées comme caractéristiques d'une région donnée (Andersen et al., 2016).

Que l'on veuille effectuer une corrélation entre différentes formations, étudier l'évolution « paléogéographique » d'un craton ou dater l'âge minimum d'une formation sédimentaire, l'identification de populations d'âges U-Pb sur zircon n'est pas triviale. La répartition des âges U-Pb pour une formation sédimentaire n'est pas nécessairement caractéristique et les variations au sein d'une même formation peuvent être importantes. Ces variations qui peuvent avoir lieu à des échelles de temps assez courtes sont soit liées à des biais d'échantillonnage ou à des variations de l'organisation du réseau de drainage (Zimmerman et al., 2015). Pour pallier ces biais potentiels, il est donc recommandé d'échantillonner plusieurs échantillons dans une même formation.

### **2.2.3. Représentativité des populations échantillonnées**

Dans l'objectif de comparer des distributions d'âges, il faut s'assurer que les âges obtenus soient bien représentatifs de l'ensemble des zircons contenus dans l'échantillon. Une attention particulière doit donc être prêtée, lors de la préparation et de la sélection des grains de zircons qui seront datés, à ne pas sur-échantillonner une ou plusieurs populations de zircons au détriment d'une autre.

En fonction de l'objectif à atteindre, le nombre d'analyses à effectuer pour un échantillon sera variable. Prouver la présence d'une source nécessite par exemple un nombre d'analyses généralement plus faible que pour des corrélations stratigraphiques basées sur la comparaison entre des distributions ou toutes les populations doivent être représentées sous peine de différencier à tort des échantillons.

De façon générale, le nombre de grains nécessaires pour avoir une distribution représentative de l'échantillon varie entre 60 et 120 grains selon les auteurs (Vermeesch, 2004 ; Anderson, 2005). La limite la plus couramment utilisée est celle de 117 grains,

proposée par Vermeesch, 2004, elle représente le nombre limite de grains nécessaire pour être certain à 95% que toutes les populations représentant plus de 5% de l'ensemble des âges ont été identifiées (Vermeesch, 2004).

#### 2.2.4. **Interprétation/représentation des données**

Dans le domaine détritique, les données U-Pb sur zircons sont généralement représentées sous la forme de diagramme probabilité relative vs âge. L'objectif est de produire une fonction continue donnant la probabilité relative associée à chaque donnée et permettant ensuite d'obtenir la proportion de grains correspondant à une gamme d'âge. La méthode de représentation la plus couramment utilisée est le Diagramme de Densité de Probabilité (Probability Density Plot= PDP) (Ludwig, 2003) mais cette méthode de représentation tend à être remplacée par des diagrammes de type KDE (Kernel Density Estimator) (Vermeesch, 2012). De façon simplifiée, le KDE est produit en associant à chaque mesure une courbe normale dont la largeur est dictée par le nombre d'âges identiques. Au contraire, le PDP fixe cette largeur en fonction de la précision analytique de la mesure. Le PDP aura donc pour effet d'aplanir fortement le signal des données ayant les erreurs analytiques les plus importantes, quand bien même leur proportion représenterait une part importante de l'échantillon. Il est aussi possible de représenter les données sous la forme de courbes de probabilités cumulées. Ces courbes mettent bien en valeur les variations dans les proportions d'une même population qui permettent de visualiser de façon claire les répartitions pour un grand nombre d'échantillons.

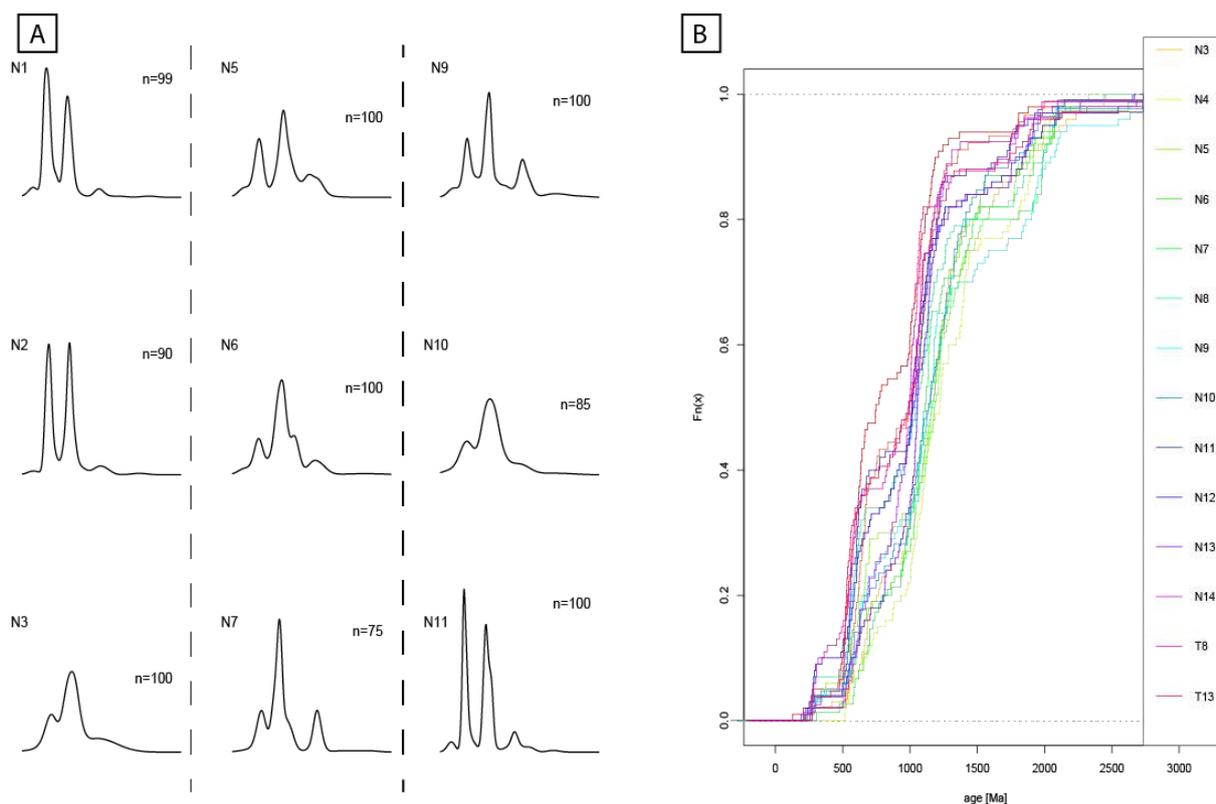


Figure 9: Illustrations des principales représentations graphiques possibles des données d'âges U-Pb sur zircon en domaine détritique, réalisées à partir de données de Namibie et du package du logiciel R « provenance() » (Vermeesch et al., 2016). A: Kernel Density Estimates (KDE), B: courbes de densité cumulatives.

Le nombre de données d'âges individuels devient rapidement élevé lorsque l'on travaille dans le domaine détritique. Au premier ordre, les âges peuvent être comparés visuellement à partir des courbes cumulatives ou des KDE. Une discussion plus poussée des ressemblances et différences entre échantillons passe par la description manuelle des pourcentages de grains appartenant à chaque populations ou gammes d'âge définie par l'observateur. Cette approche descriptive est la plus couramment utilisée dans les études U-Pb sur zircon détritique.

Pour autant, comparer plusieurs échantillons en utilisant cette méthode devient rapidement laborieux (Sircomb and Hazelton, 2004). Pour pallier cela, différentes méthodes ont été développées pour comparer les répartitions d'âges selon les échantillons (Positionnement Multidimensionnel (MDS), test de Kolmogorov Smirnov, Kernel Functional Estimates (KFE)). Nous essayerons de décrire brièvement ces méthodes (voir Sircombe and Hazelton, 2004 ; Vermeesch, 2012, 2013, 2015 pour le détail des méthodes statistiques)

La méthode développée dans Vermeesch (2013) se base sur le test statistique de Kolmogorov-Smirnov (Stephens, 1970 ; Press et al., 1992). Ce test est un test non