

## CHAP7 : LA MESURE DU TEMPS

### I/ LA DATATION RELATIVE

La datation relative permet d'ordonner les uns par rapport aux autres des structures (strates, plis, failles, minéraux) et des événements géologiques variés (discordance, sédimentation, intrusion, orogénèse). Elle repose sur des principes géométriques simples :

- superposition,
- recoupement,
- continuité,
- identité paléontologique.

#### A/ Le principe de superposition

Ce principe s'applique aux structures géologiques qui se forment par dépôts successifs. Lors de la sédimentation ou de l'empilement de coulée volcanique, 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.

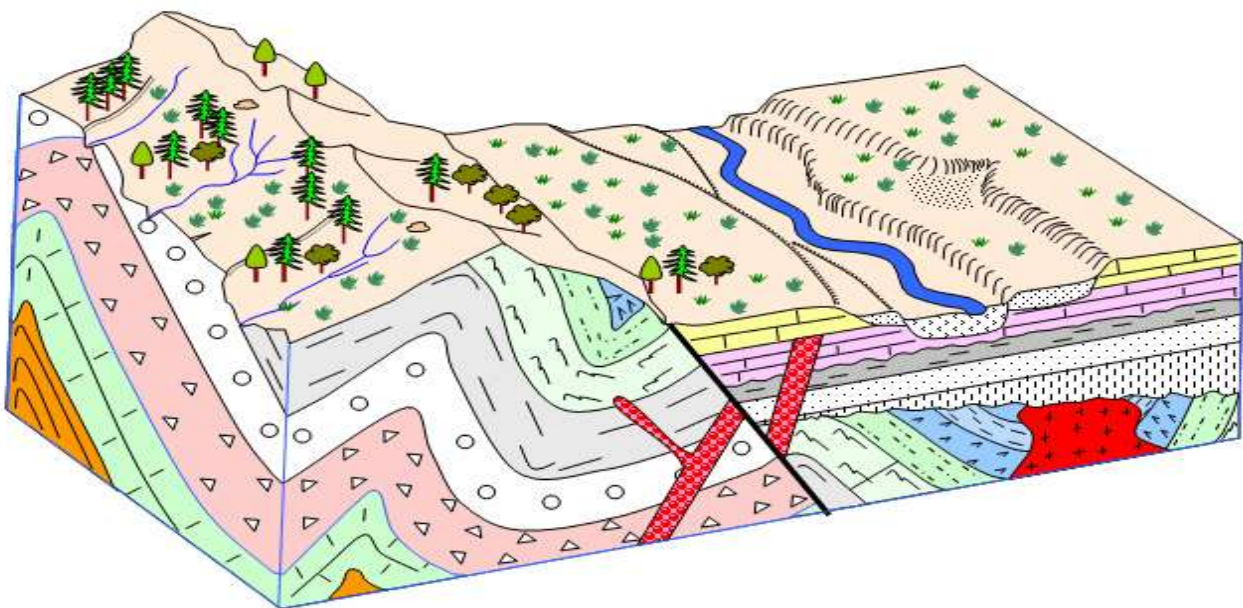
#### B/ Le principe de recoupement et d'inclusion

Le principe de recoupement permet de traiter toutes les situations d'intersection entre couches ou formations. Un élément qui en recoupe un autre est considéré comme le plus récent.

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.

Le principe d'inclusion indique que Les morceaux de roche inclus dans une autre couche sont plus anciens que leur contenant. Un élément inclut dans un autre est plus ancien que celui qui l'entoure.

Ces principes peuvent s'appliquer à l'échelle microscopique : un minéral inclus dans un autre lui est forcément antérieur et un minéral qui en recoupe un autre a forcément cristallisé en dernier.



### C/ Le principe de continuité

Si on peut établir qu'à des endroits différents on est en présence de couche identique, on peut en conclure que cette couche à partout le même âge même si la nature de la roche sédimentaire est différente. On peut par exemple pour cela analyser les couches au-dessus (au sommet) et au-dessous (à la base) qui peuvent servir de repère.

### D/ Le principe d'identité paléontologique

Deux couches ayant le même contenu fossilifère ont le même âge. Certains fossiles sont plus caractéristiques que d'autres : ils ont vécu peu de temps et sur de grandes surfaces géographiques : ce sont des **fossiles stratigraphiques**. Ce principe permet d'étendre un marqueur temporel lorsque le principe de continuité n'est pas applicable.

### E/ L'échelle stratigraphique

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.

Ère	Période	Epoque	Etage	Age (en Ma)	
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		0	
		Pléistocène		-0,01	
	Tertiaire	Pliocène	Sup.	Gélasien	-1,8
			Moy.	Plaisancien	-3,4
			Inf.	Zancléen	-5,3
		Miocène	Sup.	Messinien	-6,5
				Tortonien	-11
			Moy.	Serravallien	-14,5
			Inf.	Langhien	-16
			Burdigalien	-20	
			Aquitainien	-23,5	
		Paléogène	Oligocène		Chatteien
			Rupélien	-34	
	Eocène		Sup.	Priabonien	-37
			Moy.	Bartonien	-40
			Inf.	Lutétien	-46
			Yprésien	-53	
	Paléocène		Thanétien	-59	
		Danien	-65		
	Mésozoïque ou secondaire	Crétacé	Supérieur	Maastrichtien	-72
Campanien				-83	
Santonien				-87	
Coniacien				-88	
Turonien				-91	
Cénomaniens				-96	
Inférieur			Albien	-108	
			Aptien	-114	
			Barrémien	-116	
			Hauterivien	-122	
		Valanginien	-130		
		Berriasien	-135		
			-135		
Jurassique		Supérieur	Tithonien	-141	
			Kimméridgien	-146	
			Oxfordien	-154	
		Moyen	Callovien	-160	
			Bathonien	-167	
			Bajocien	-176	
			Aalénien	-180	
		Inférieur	Toarcien	-187	
			Pliensbachien	-194	
			Sinemurien	-201	
		Hettangien	-205		
Trias		Supérieur	Rhétien	-220	
			Norien	-230	
		Moyen	Carnien	-235	
	Ladinien		-240		
	Inférieur	Anisien	-240		
		Scythien	-245		

Cycle orogénique alpin

Echelle stratigraphique internationale partielle (de 0 à 245 Ma seulement)

## II/ LA DATATION ABSOLUE

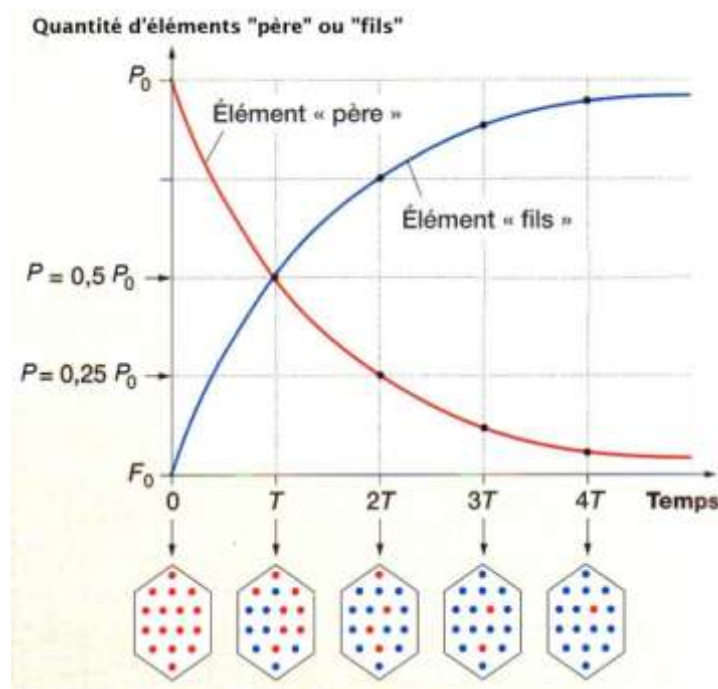
La chronologie absolue, en donnant accès à l'âge des roches et des fossiles, permet de mesurer les durées des phénomènes géologiques. Elle permet aussi de situer dans le temps l'échelle relative des temps géologiques établie par datation relative.

### A/ Principe de l'utilisation des radio-isotopes

Les radio-chronomètres sont choisis en fonction de la période de temps que l'on cherche à explorer.

La datation absolue est fondée sur la décroissance radioactive de certains éléments chimiques présents dans les roches. Elle permet de dater une roche, un minéral ou parfois un fossile.

Les éléments radioactifs pères se transforment au fur et à mesure du temps en éléments radioactifs fils. On peut doser ces éléments avec un spectromètre de masse. La décroissance de l'élément père se fait selon une fonction exponentielle du temps. Il faut toujours la même durée pour que la moitié des éléments pères disparaissent => c'est la période radioactive (T) ou ½ vie.



Les radio-chronomètres (ou géochronomètre) sont choisis en fonction de la période de temps que l'on cherche à explorer : on choisit des éléments à ½ vie longue pour des événements très anciens.

Lorsque le nombre d'élément père est trop faible pour être dosable, l'échantillon ne peut plus être daté avec précision : une petite différence de quantité entraîne une grande différence dans l'âge. En pratique, on peut dater des roches dont l'âge est compris entre  $1/100^e$  et 10 fois la période radioactive.

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 => c'est la **fermeture du système**.

Le plus souvent, les roches sédimentaires ne sont jamais des systèmes fermés => on ne peut pas utiliser la radiochronologie pour dater ces roches.

## B/ Méthode au carbone 14 (<sup>14</sup>C)

La  $\frac{1}{2}$  vie du <sup>14</sup>C étant courte (5730 ans), on utilise cette méthode pour des âges inférieurs à 50000 ans et dans des échantillons contenant du carbone, dérivé d'être vivant qui ont fossilisé (squelette, morceau de bois, ...).

La fermeture du système correspond à la mort de l'organisme : à ce moment, les échanges respiratoires et alimentaires cessent et le <sup>14</sup>C de l'organisme qui était en équilibre avec le <sup>14</sup>C de l'atmosphère commence à diminuer. On connaît donc la quantité de <sup>14</sup>C initiale qui est la même pour tous les organismes dans tous les milieux : 13,56 dpm.

La mesure de la quantité de <sup>14</sup>C restante dans l'échantillon permet de trouver un âge. Lorsque la quantité d'éléments radioactifs est trop faible, la datation n'est plus possible.

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln (P_0/P)$$

**$P_0 = \text{constante}$**

**$P$  mesuré dans l'échantillon (spectro)**

## B/ Méthode au potassium/argon (K/Ar)

Pour des périodes plus anciennes on peut, par exemple, utiliser le couple potassium-argon car le <sup>40</sup>K se désintègre en <sup>40</sup>Ar lentement (la demi vie est de 1,31 Ga).

Dans ce cas, la quantité initiale d'éléments fils lors de la fermeture du système est négligeable, il n'y a pas d'argon gazeux emprisonné dans la roche. On peut donc dater la roche en mesurant uniquement les quantités d'éléments pères et fils dans la roche. (La fermeture du système correspond ici à la cristallisation de la roche).

L'isotope de l'argon existe en quantité non négligeable dans l'atmosphère : l'échantillon daté peut donc être contaminé et conduire à des dates erronées => on utilise donc cette méthode sur des roches riches en K et pas trop jeune.

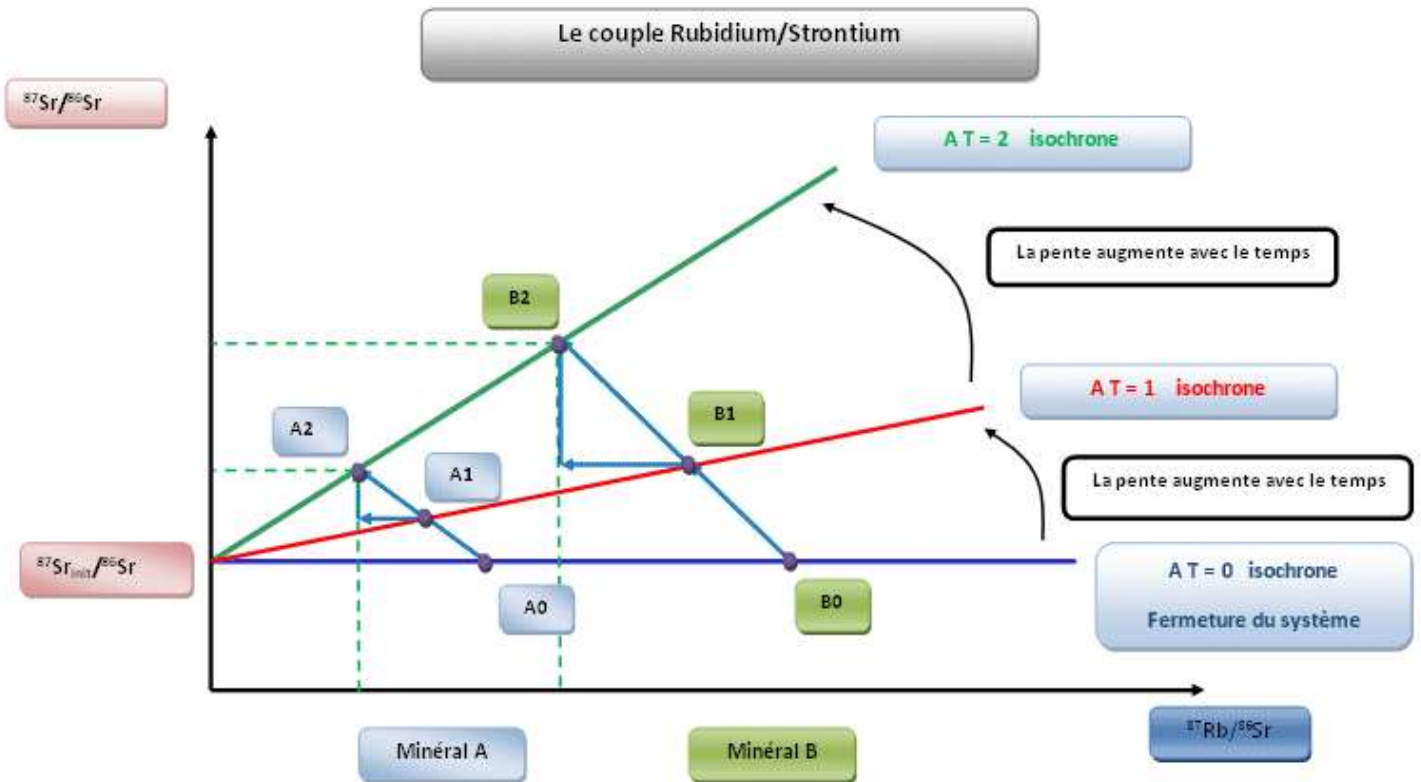
$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln (1+(F /P))$$

**$P$  et  $F$  mesurés dans l'échantillon (spectro)**



**C/ Méthode au rubidium/strontium (Rb/Sr)**

Cette méthode convient pour des âges très anciens puisque la  $\frac{1}{2}$  vie est de 50 Ga => il faut attendre 100 Ma pour commencer à détecter les éléments fils. Les quantités initiales des éléments pères et fils étant inconnus, la détermination de l'âge passe par une résolution graphique. On mesure les rapports isotopiques de plusieurs minéraux de la même roche ayant cristallisé au même moment et on réalise une droite dite **isochrone**. La pente de cette droite dépend du temps écoulé depuis la fermeture du système (cristallisation).



La pente de chaque isochrone correspond au temps. La représentation graphique me permet de donner l'ordonnée à l'origine donc le rapport isotope fils  $^{87}\text{Sr}_{\text{init}}/^{86}\text{Sr}$  présent lors de la fermeture du système. Connaissant b je peux calculer t.

La représentation graphique me permet aussi de calculer a qui correspond à la pente de la droite. Connaissant a (pente de la droite) je peux calculer le temps t →  $t = \ln(a+1) / \lambda$  ou en utilisant une approximation, on obtient plus simplement  $t = a / \lambda$ .