

PLAN

1°) Energie et températures dans la Terre

2°) Eléments de dynamique

3°) Champ de pesanteur

4°) Mesure de la déformation

5°) Sismologie et tremblements de terre

6°) Chimie des roches

Chapitre 6

Géochimie
(chimie des roches
et des phénomènes géologiques)

La décroissance radioactive

- La probabilité qu'un noyau se désintègre pendant une unité de temps est constante et indépendante de la température, de la pression et des liens chimiques (dans une molécule). Cette probabilité dépend de l'élément chimique.
[Exception: à très hautes pressions, la capture des électrons est plus facile).
- Pour un grand nombre d'atomes, cette probabilité peut s'écrire comme le rapport:

$$\frac{\text{Nombre d'atomes qui se désintègrent par unité de temps}}{\text{Nombre d'atomes présents}} = \frac{dN^* / dt}{N}$$

La décroissance radioactive

- La probabilité qu'un noyau se désintègre pendant une unité de temps est constante et indépendante de la température, de la pression et des liens chimiques (dans une molécule). Cette probabilité dépend de l'élément chimique.

[Exception: à très hautes pressions, la capture des électrons est plus facile).

- Pour un grand nombre d'atomes, cette probabilité peut s'écrire comme le rapport:

$$\frac{\text{Nombre d'atomes qui se désintègrent par unité de temps}}{\text{Nombre d'atomes présents}} = \frac{dN^* / dt}{N}$$

- En système fermé:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

λ = constante de désintégration

$N(t)$ = nombre d'atomes présents au temps t
(décroît avec le temps)

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

En intégrant cette équation, on obtient la fonction $N(t)$

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

N_0 = nombre initial d'atomes au temps $t=0$

- La **demi-période** $t_{1/2}$ d'un élément est le temps au bout duquel il ne reste que la moitié des atomes:

$$N(t_{1/2}) = \frac{N_o}{2} = N_o e^{-\lambda t_{1/2}}$$

$$\Rightarrow \lambda t_{1/2} = \ln 2$$

$$\Rightarrow t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \approx \frac{.693}{\lambda}$$

- L'**activité** (N) est le nombre de désintégration par unité de temps :

$$(N) = \lambda N$$

Datation au ^{14}C

Haute atmosphère :

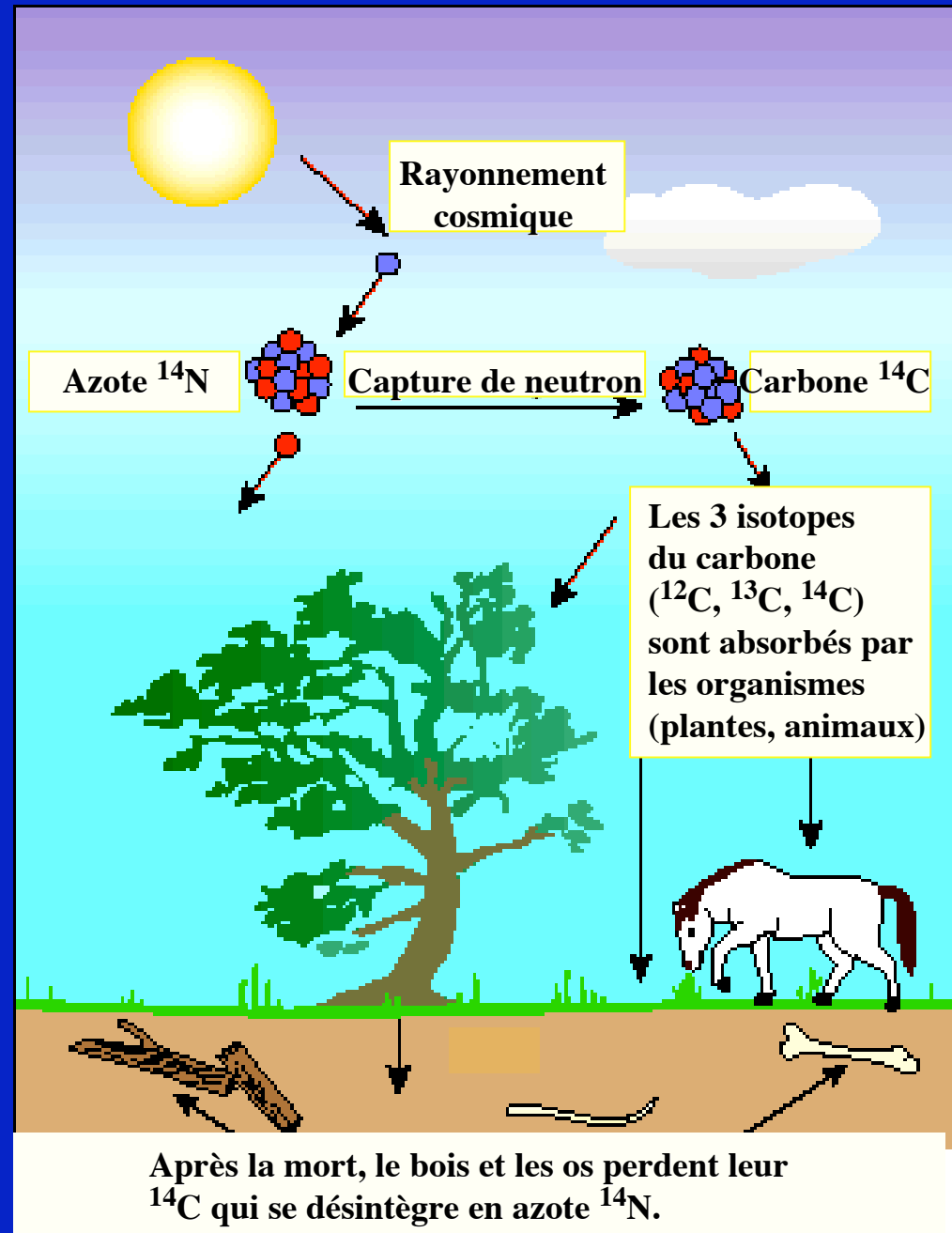


Désintégration du ^{14}C :

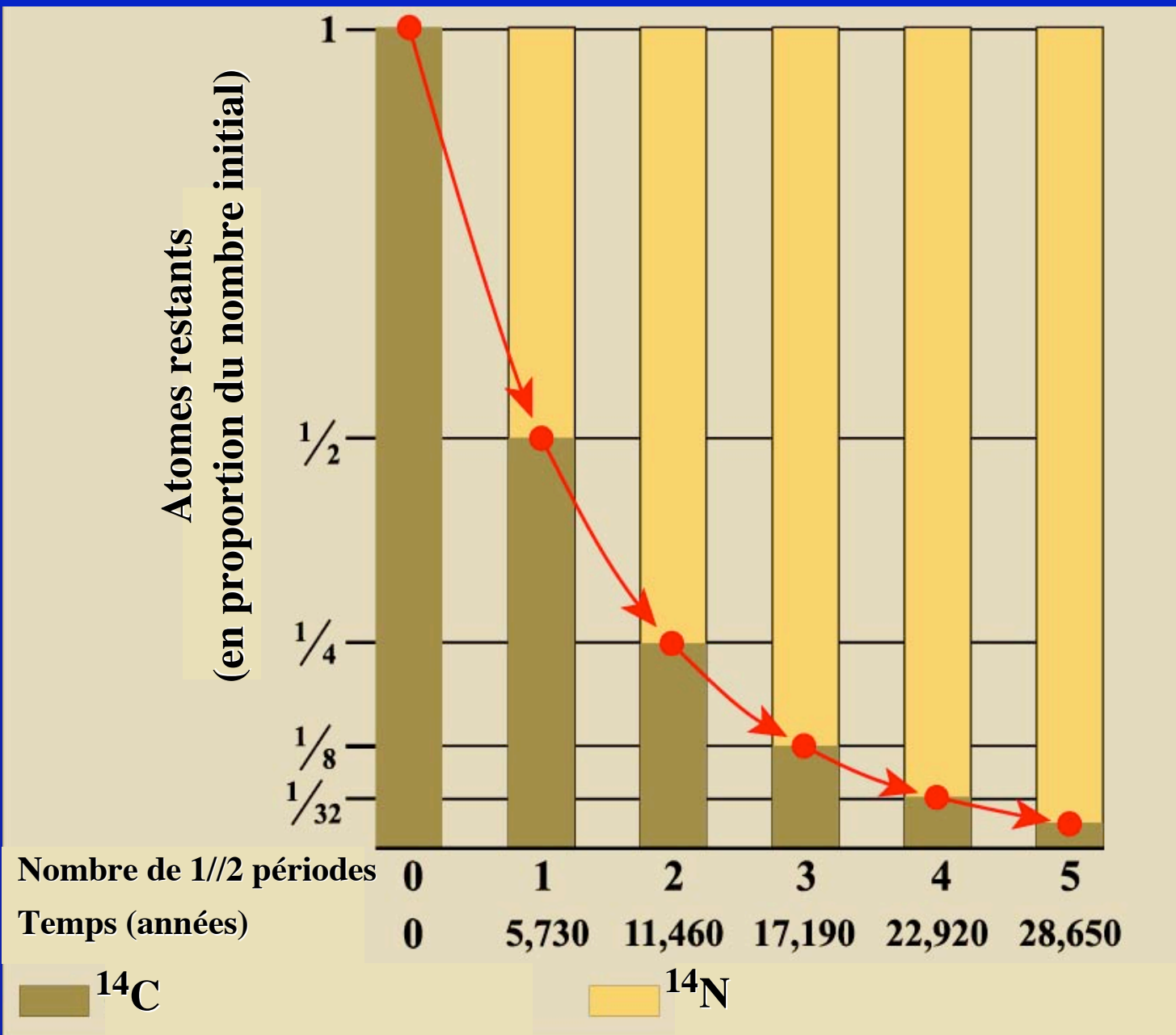


Demi-période:

5730 années



Désintégration du ^{14}C



La datation au carbone 14

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

Le rayonnement cosmique maintient une concentration de ^{14}C constante dans l'atmosphère. Les organismes vivants acquièrent cette valeur tant qu'ils échangent du CO_2 avec l'environnement. A leur mort, le ^{14}C se désintègre en ^{14}N (azote).

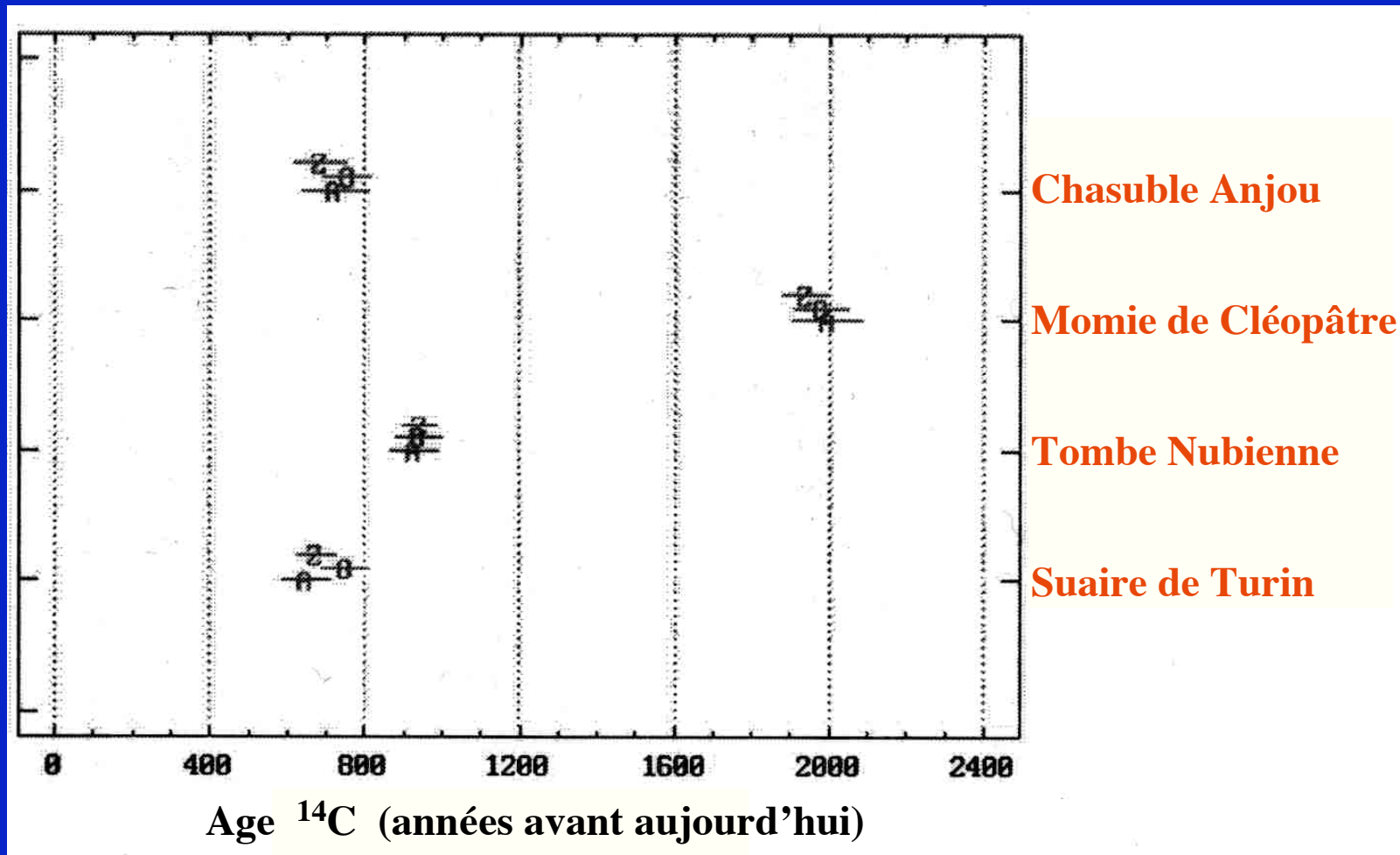
On peut écrire :

$$\left[^{14}\text{C}/\text{C}\right](t) = \left[^{14}\text{C}/\text{C}\right]_0 \exp(-\lambda_{14} t)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{14}} \ln \frac{(^{14}\text{C})/\text{C}}{\left[(^{14}\text{C})/\text{C} \right]_0}$$

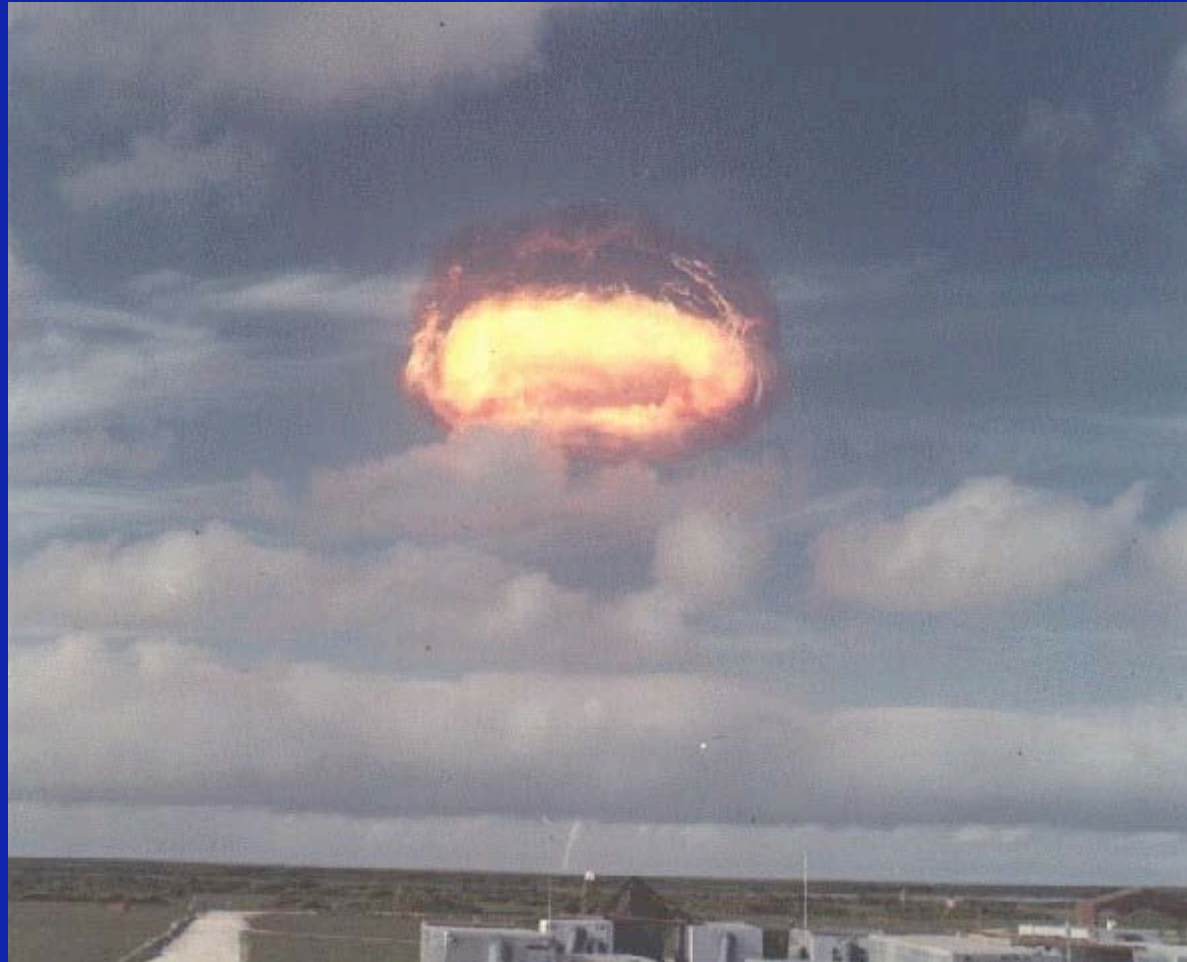
Le suaire de Turin





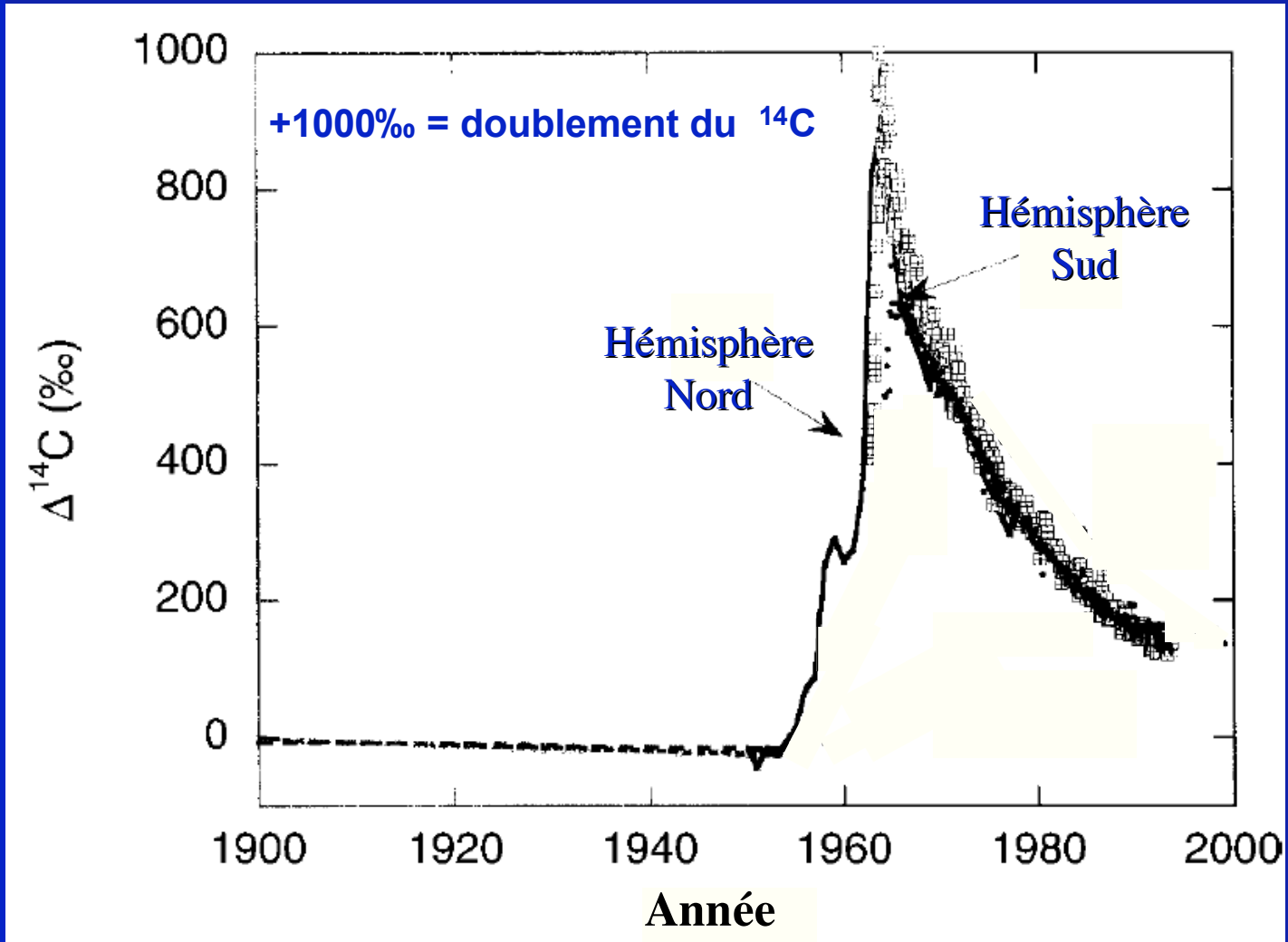
Mesures faites par trois laboratoires indépendants

Problèmes avec cette technique :
l'hypothèse du ^{14}C constant dans l'atmosphère



Essai nucléaire dans l'atmosphère, 1962

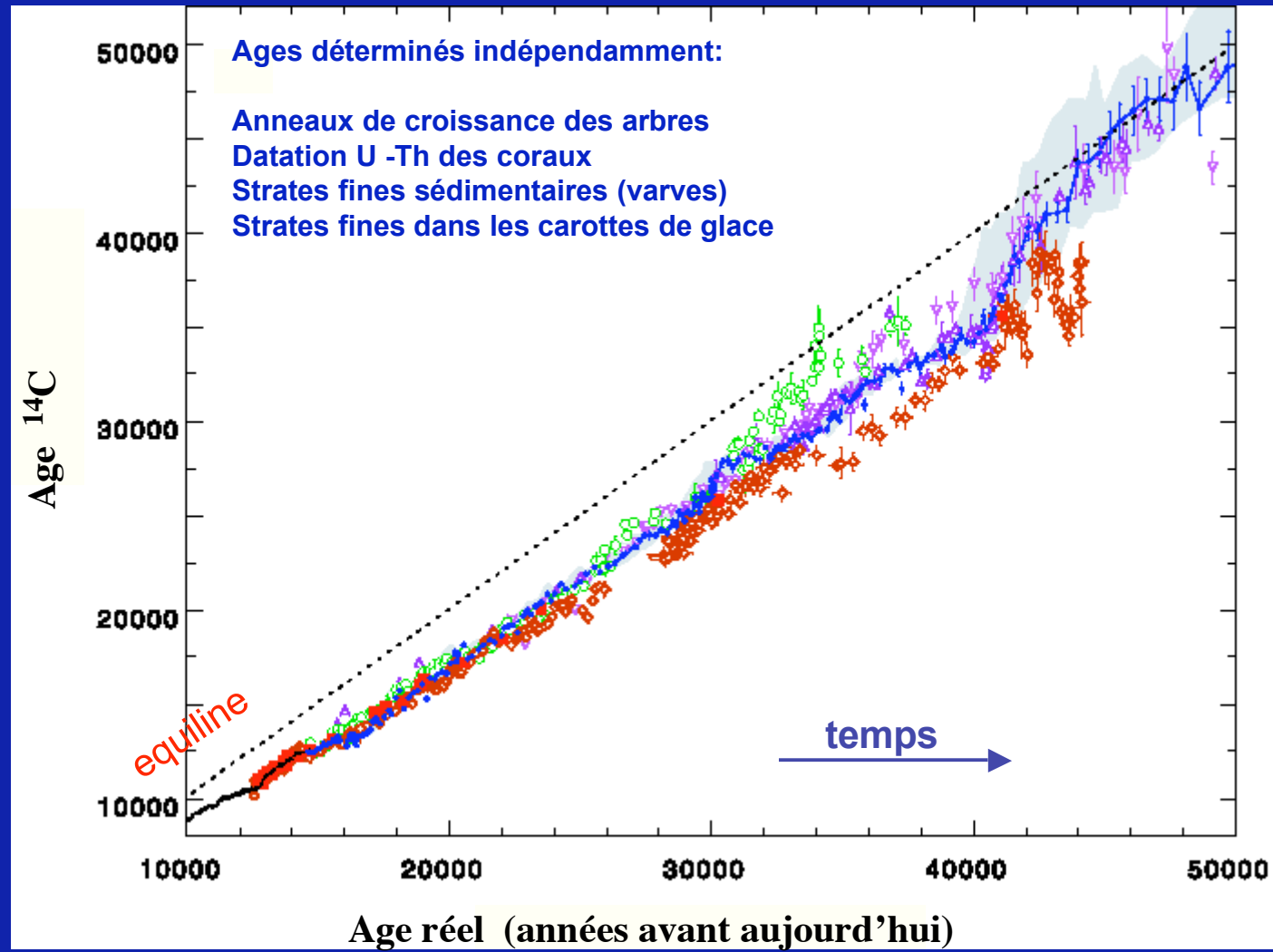
Carbone atmosphérique



Calibration grâce aux anneaux de croissance des arbres



Calibration de la datation au ^{14}C



Pour s'affranchir de l'incertitude sur la composition initiale:

utiliser l'isotope fils


L'isotope fils

- L'isotope fils D est dû à la désintégration de l'isotope père N . La quantité totale d'atome D est la somme de la quantité initiale D_o et la quantité produite D^* .

$$D(t) = D_o + D^*(t)$$

- Chaque désintégration d'un atome-père donne un atome-fils. Donc, pour un système fermé:

$$D(t) = D_o + [N_o - N(t)] = D_o + N_o(1 - e^{-\lambda t})$$


Nombre d'atomes
qui se sont désintégrés

$$D(t) = D_o + [N_o - N(t)] = D_o + N_o(1 - e^{-\lambda t})$$

En général, on ne connaît pas N_o . Mais:

$$N_o = Ne^{\lambda t}$$

$$D(t) = D_o + N(t)(e^{\lambda t} - 1)$$

On ne mesure pas facilement un nombre d'atomes. Avec un spectromètre de masse, on mesure les rapports isotopiques.

On prend un isotope stable, tel que le nombre d'atomes $S(t)$ reste constant:

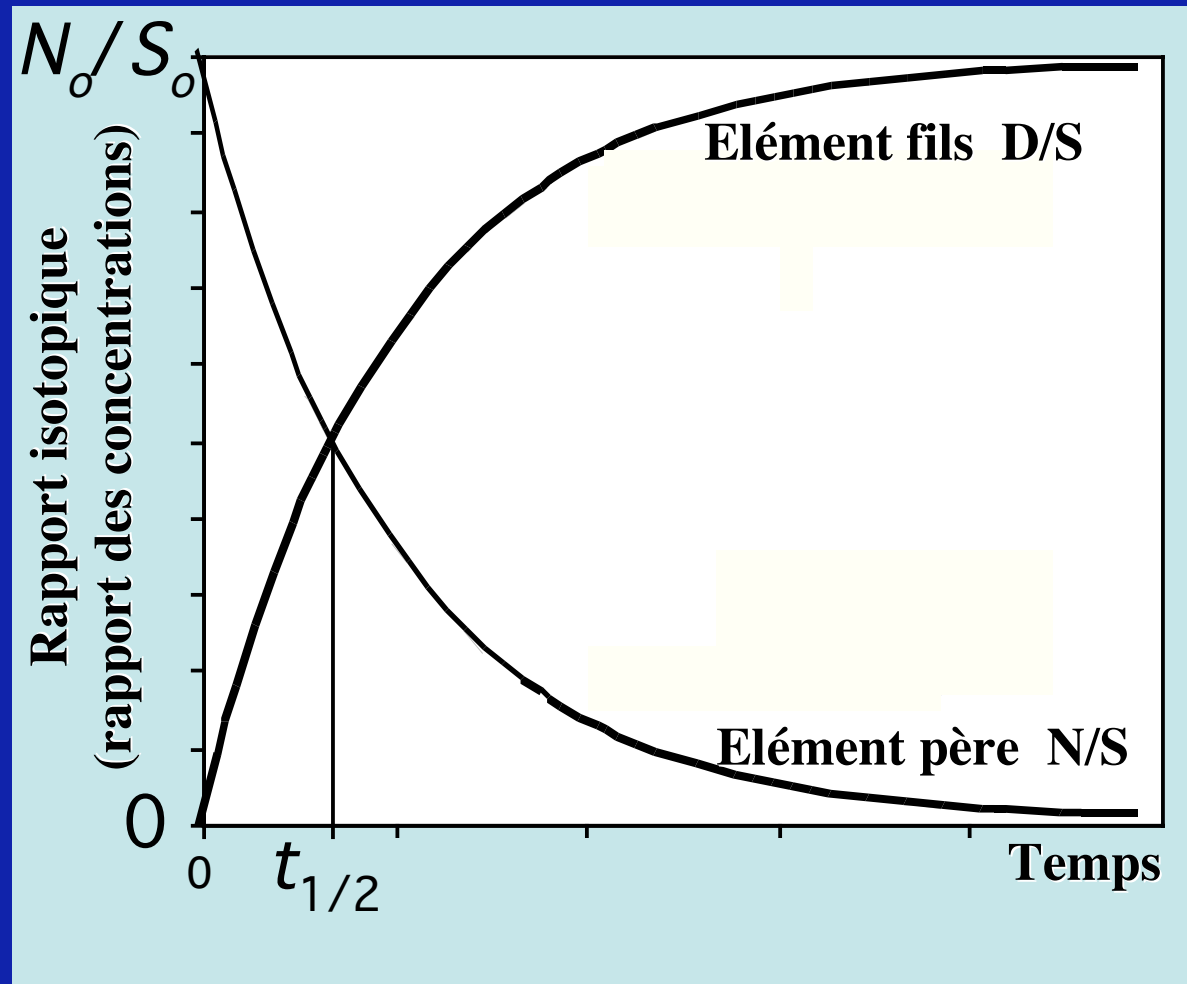
$$S(t) = S_o.$$

$$\frac{D(t)}{S(t)} = \frac{D_o}{S(t)} + \frac{N(t)}{S(t)} \left(e^{\lambda t} - 1 \right)$$

que l'on écrit comme suit:

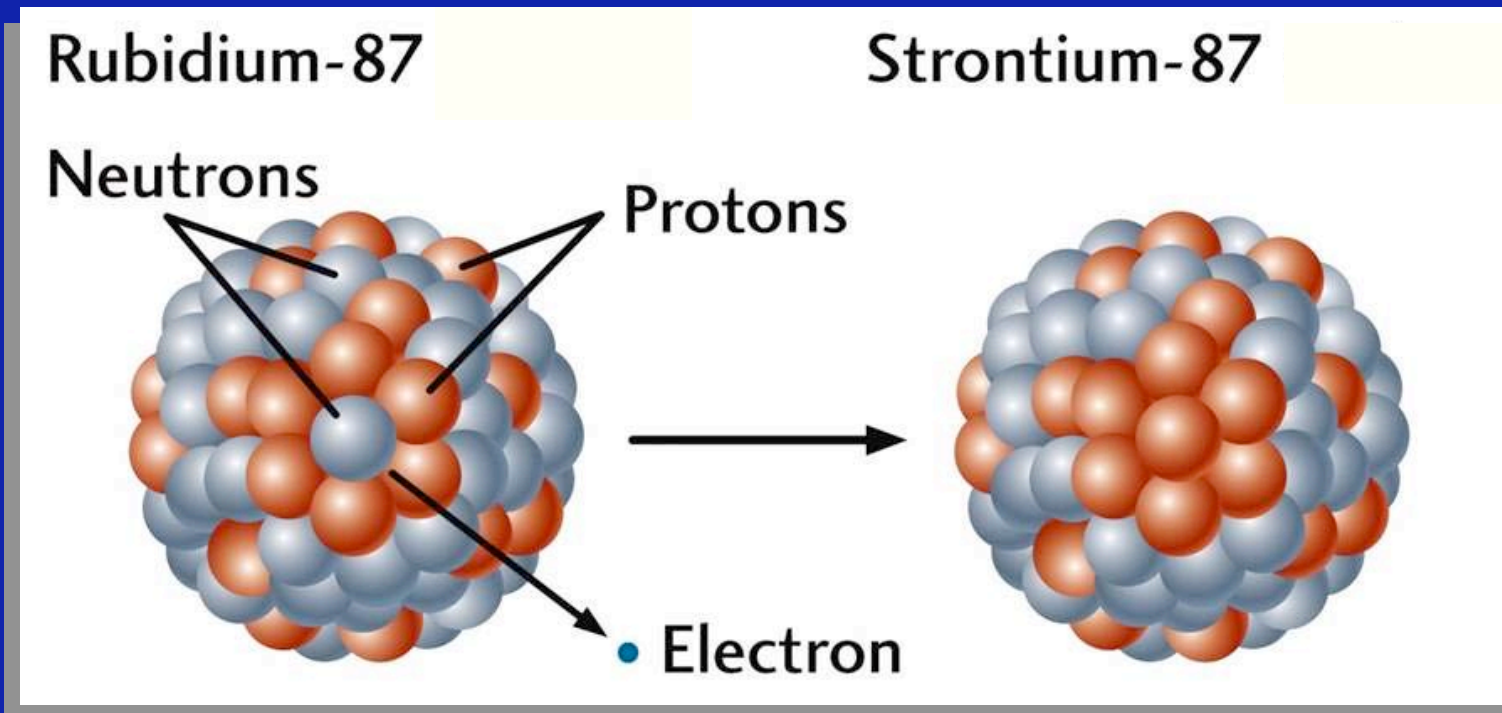
$$\left(\frac{D}{S} \right)_t = \left(\frac{D}{S} \right)_o + \left(\frac{N}{S} \right)_t \left(e^{\lambda t} - 1 \right)$$

$$\left(\frac{D}{S}\right)_t = \left(\frac{D}{S}\right)_o + \left(\frac{N}{S}\right)_t (e^{\lambda t} - 1)$$



La désintégration Rb -> Sr

Emission d'un électron (radioactivité β)



Le Strontium a plusieurs isotopes : 84, 85, 86, 87, 88.

Seul l'isotope 87 (^{87}Sr) est produit par la désintégration d'un autre élément: le ^{87}Rb .

Demi-période = 48.8 Ga. Isotope stable ^{86}Sr .

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_o + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})(e^{\lambda t} - 1)$$

$$\lambda = 1.4 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

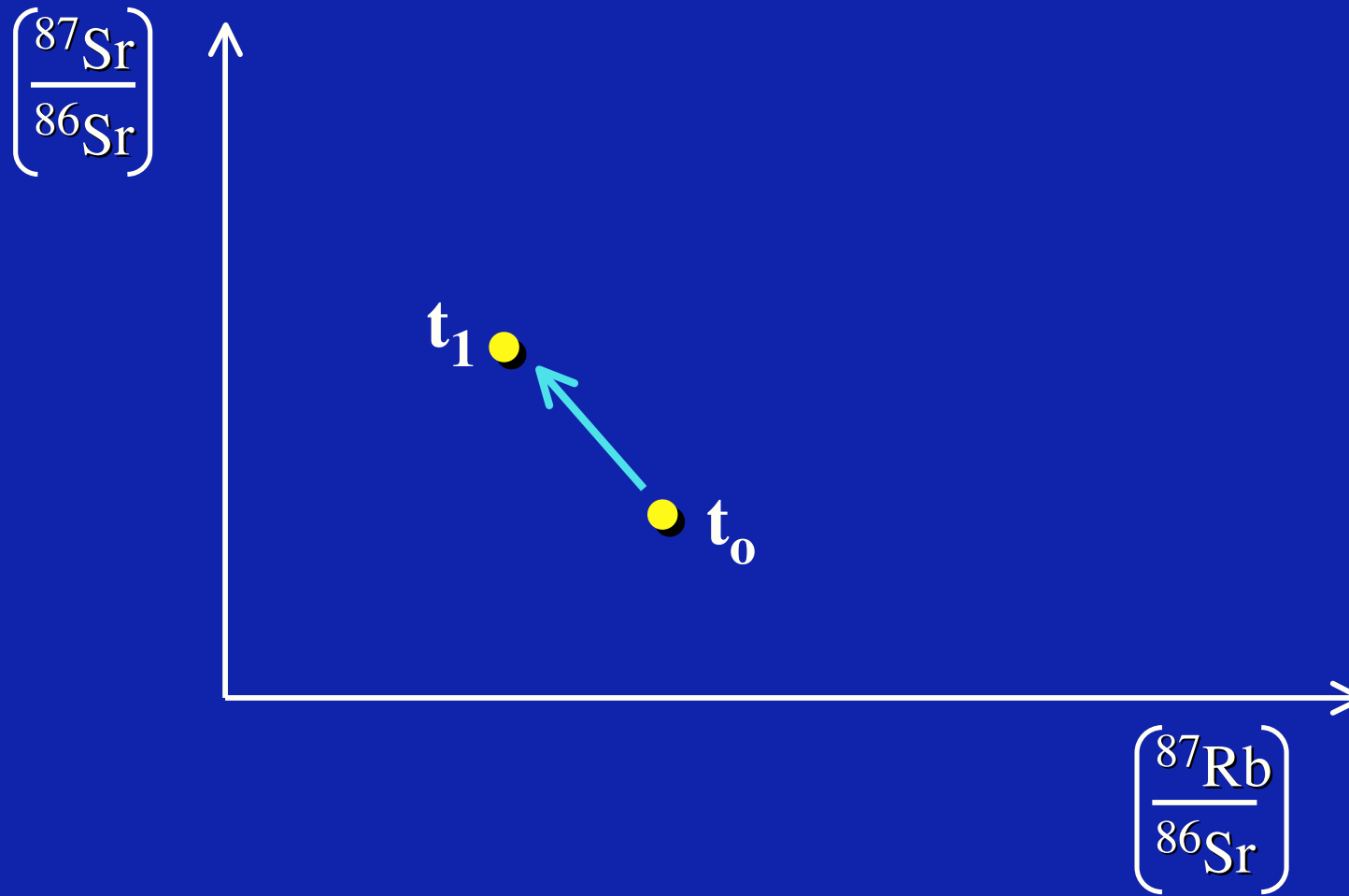
Pour des valeurs de $\lambda t < 0.1$: $e^{\lambda t} - 1 \cong \lambda t$

Pour $t < 70 \text{ Ga}$ (!!), l'équation se simplifie:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_o + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})\lambda t$$

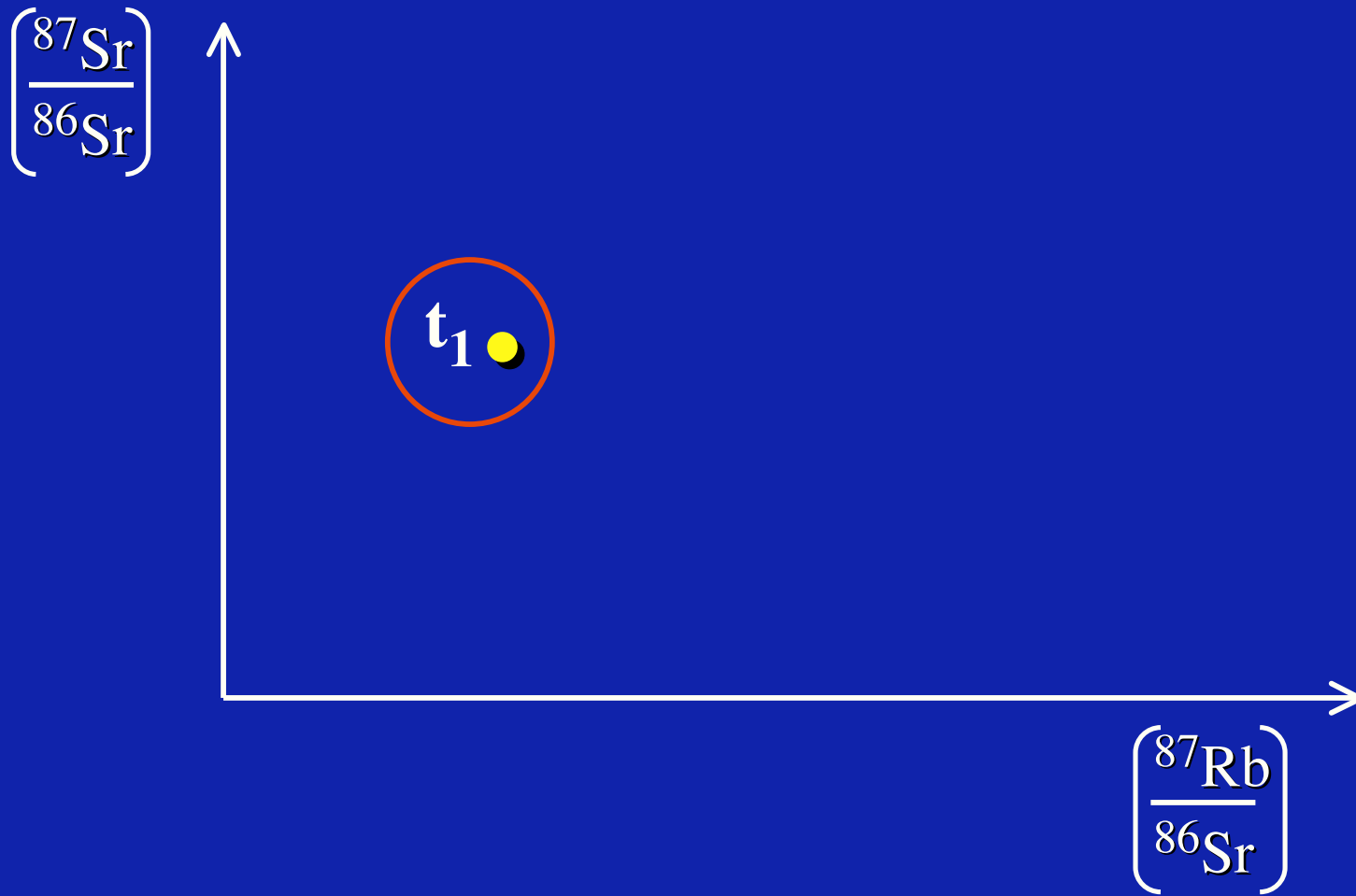
= équation d'une droite dans l'espace $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}, ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$

= isochrone



La désintégration du ^{87}Rb produit du ^{87}Sr .

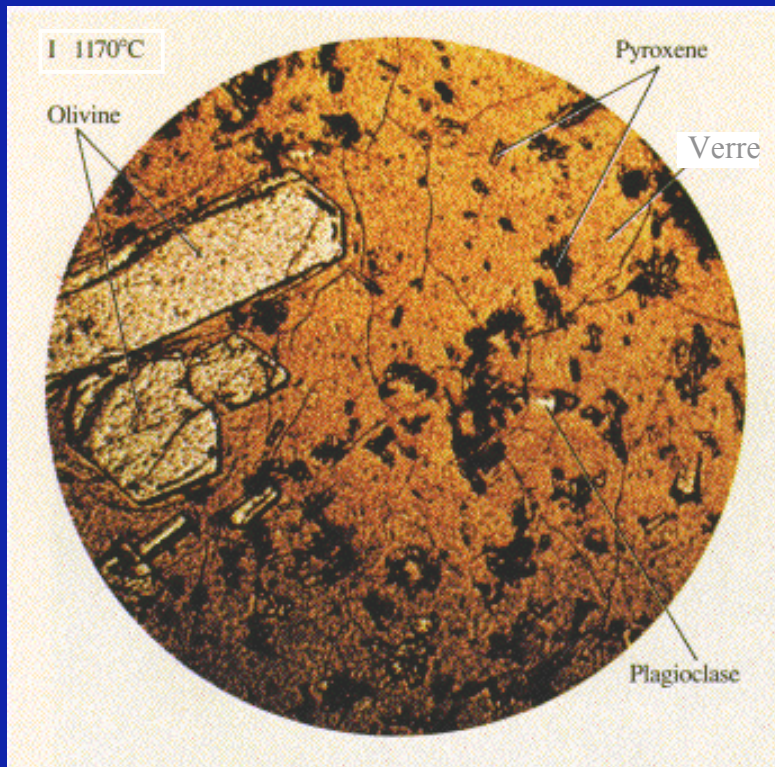
Le rapport $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ croît alors que le rapport $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ décroît.



On ne connaît ni la composition initiale, ni le temps.
Avec une seule mesure, on ne peut rien
déterminer !

Solution : prendre différents minéraux

Lac de lave de Makaopuhi (Hawaii)



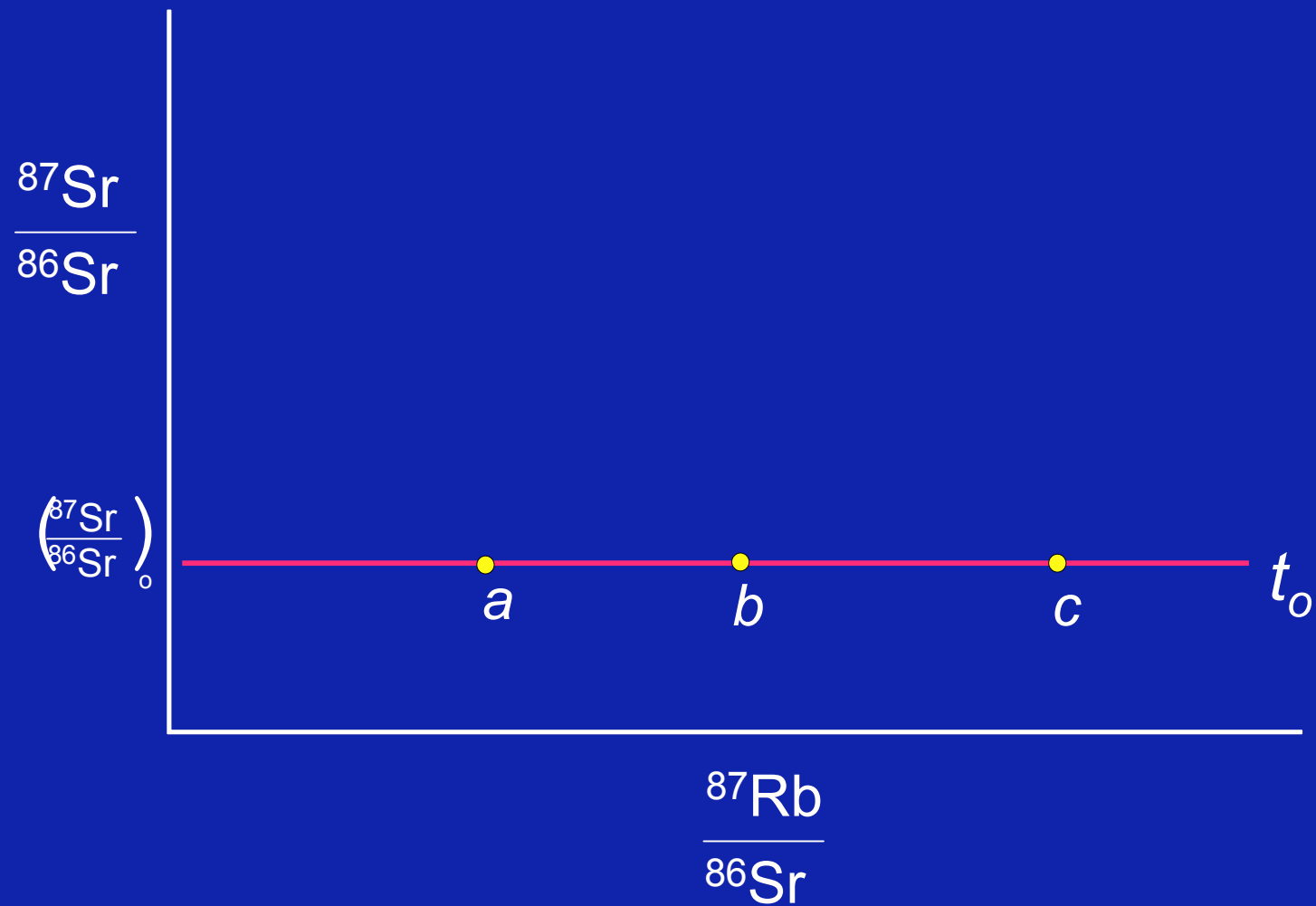
Verre = magma liquide



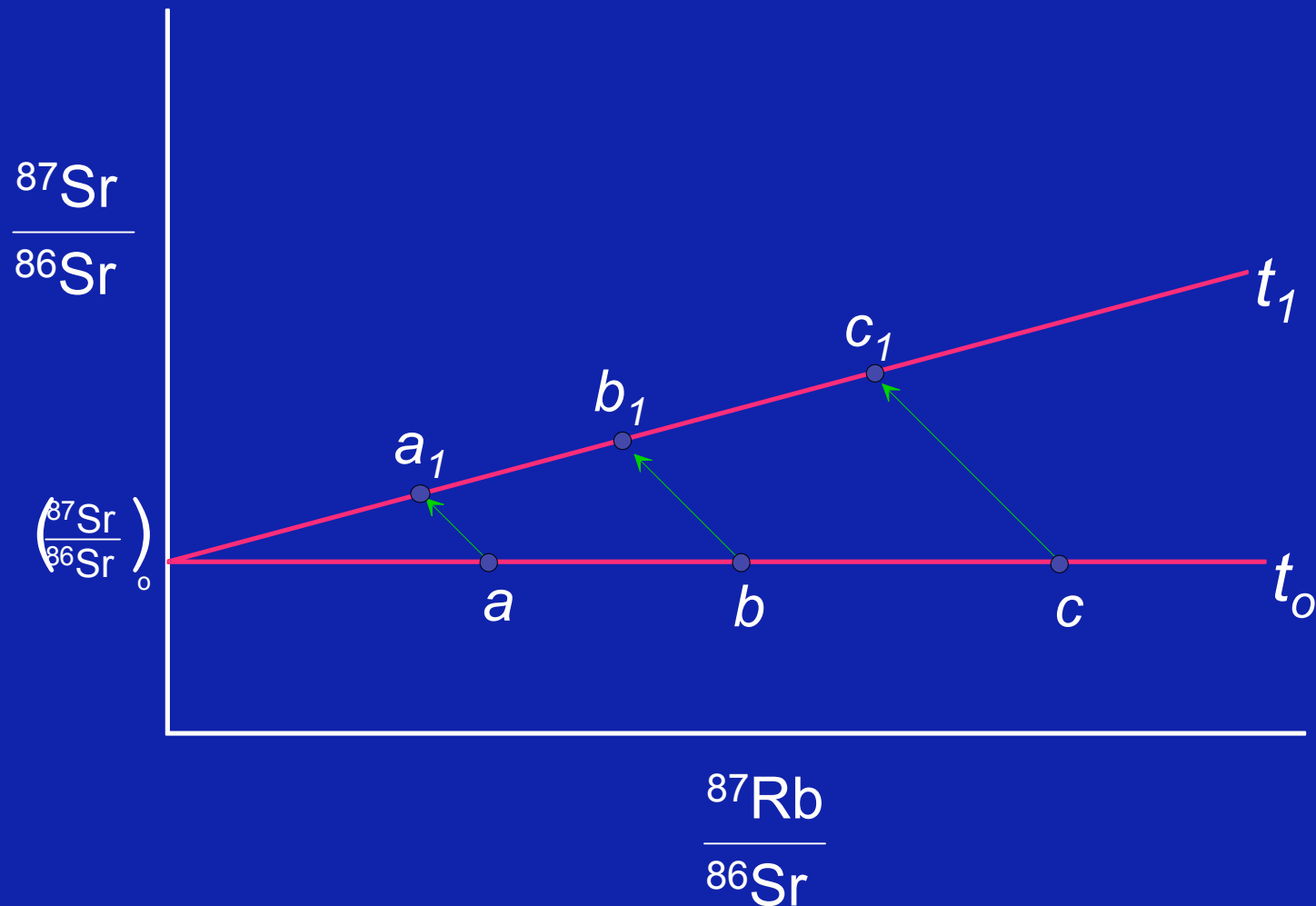
Le bain a une composition donnée en Rb et Sr (et leurs isotopes).
 Un minéral adopte une composition différente (partage des éléments entre solide et liquide).
 Les rapports isotopiques sont conservés (même comportement chimique).

Conséquence : chaque minéral a le **même** rapport $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)$ que le bain
 et un rapport $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)$ **différent**.

Trois minéraux **a**, **b**, **c** au temps $t = t_0$

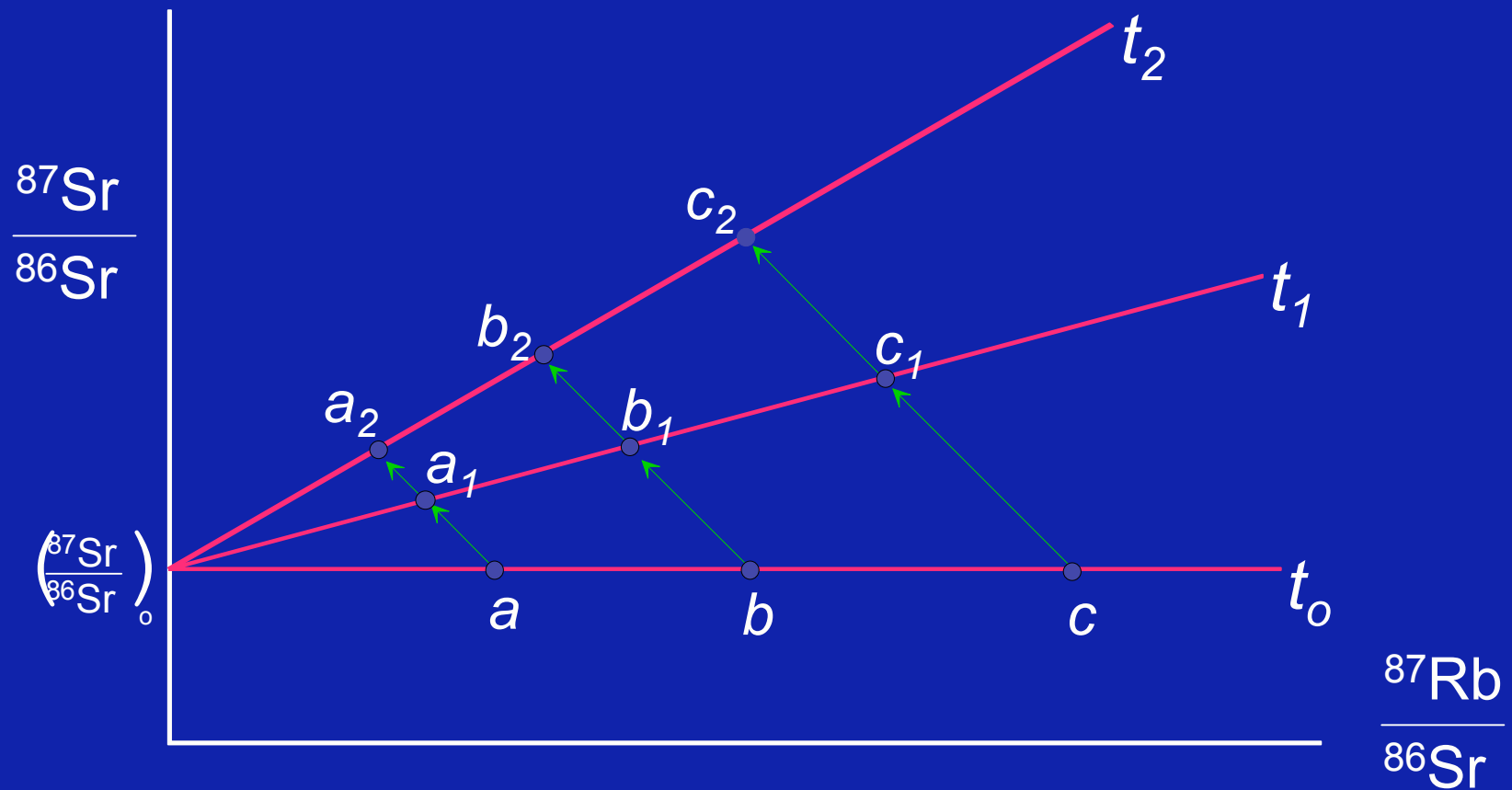


Au temps t_1 ($t_1 > t_0$), chaque minéral a perdu un certain nombre d'atomes de ^{87}Rb (qui se désintègre) et gagne un nombre égal d'atomes de ^{87}Sr . Le nombre d'atomes de ^{87}Rb est proportionnel au nombre initial.

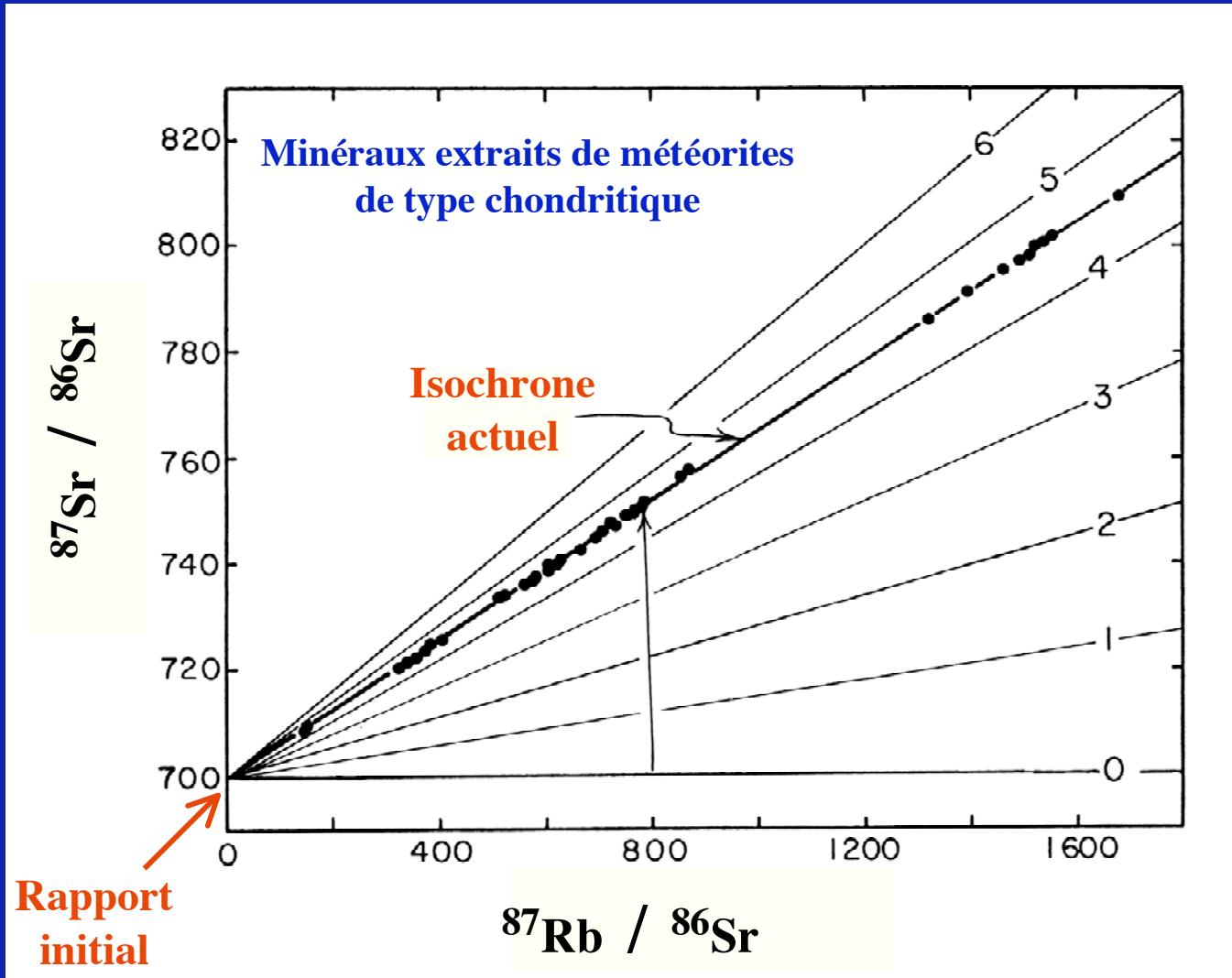


Au temps $t = t_2$, chaque minéral a perdu une plus grande quantité de ^{87}Rb et gagné une plus grande quantité de ^{87}Sr .

Les points s'alignent sur une droite de pente plus élevée (proportionnelle au temps).



L'âge du système solaire



Isochrones
pour
0, 1, 3 ...
Ga

Age = 4.56 Ga

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0.698$$

A quoi correspond l'âge qui est calculé ?

C'est le date de la fermeture du système isotopique.

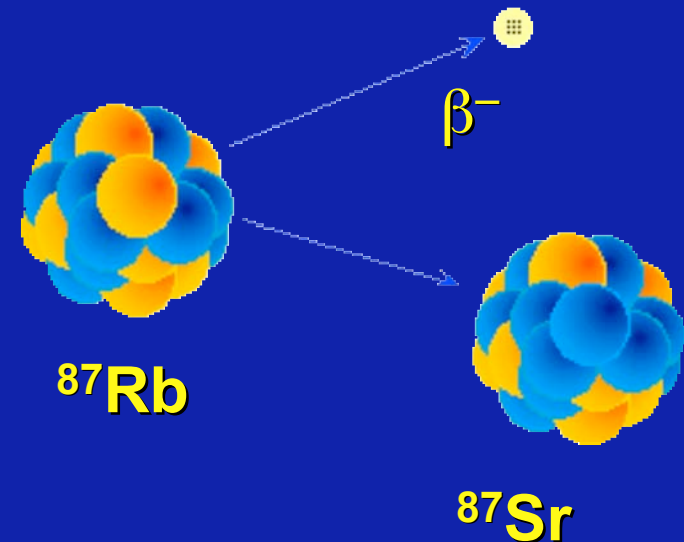
A haute température, la diffusion chimique homogénéise les constituants :
elle tend à supprimer les différences de composition.

A basse température, la diffusion est inefficace.

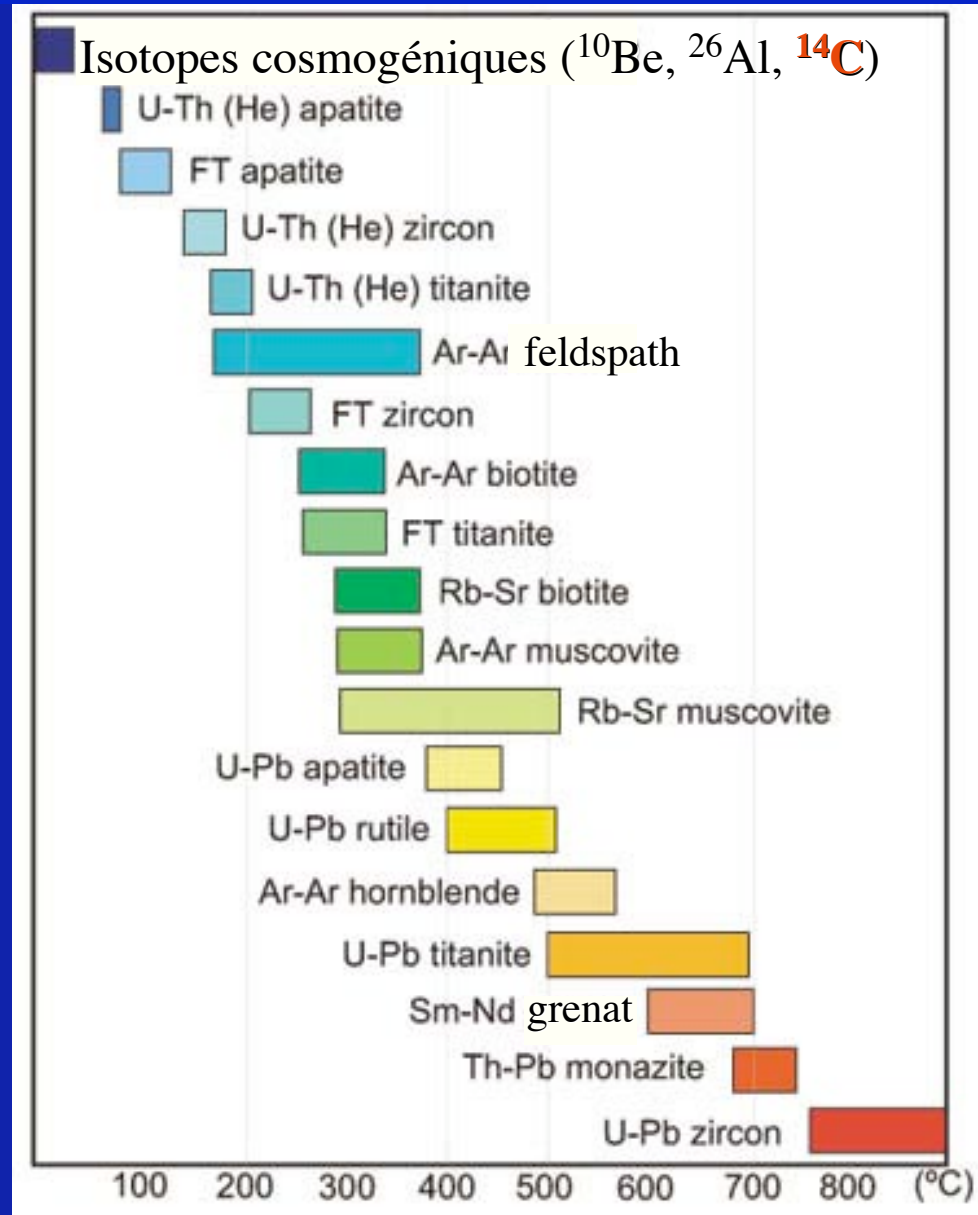
On parle de **température de fermeture** du système isotopique.
Elle dépend du système.

Les principaux isotopes radioactifs

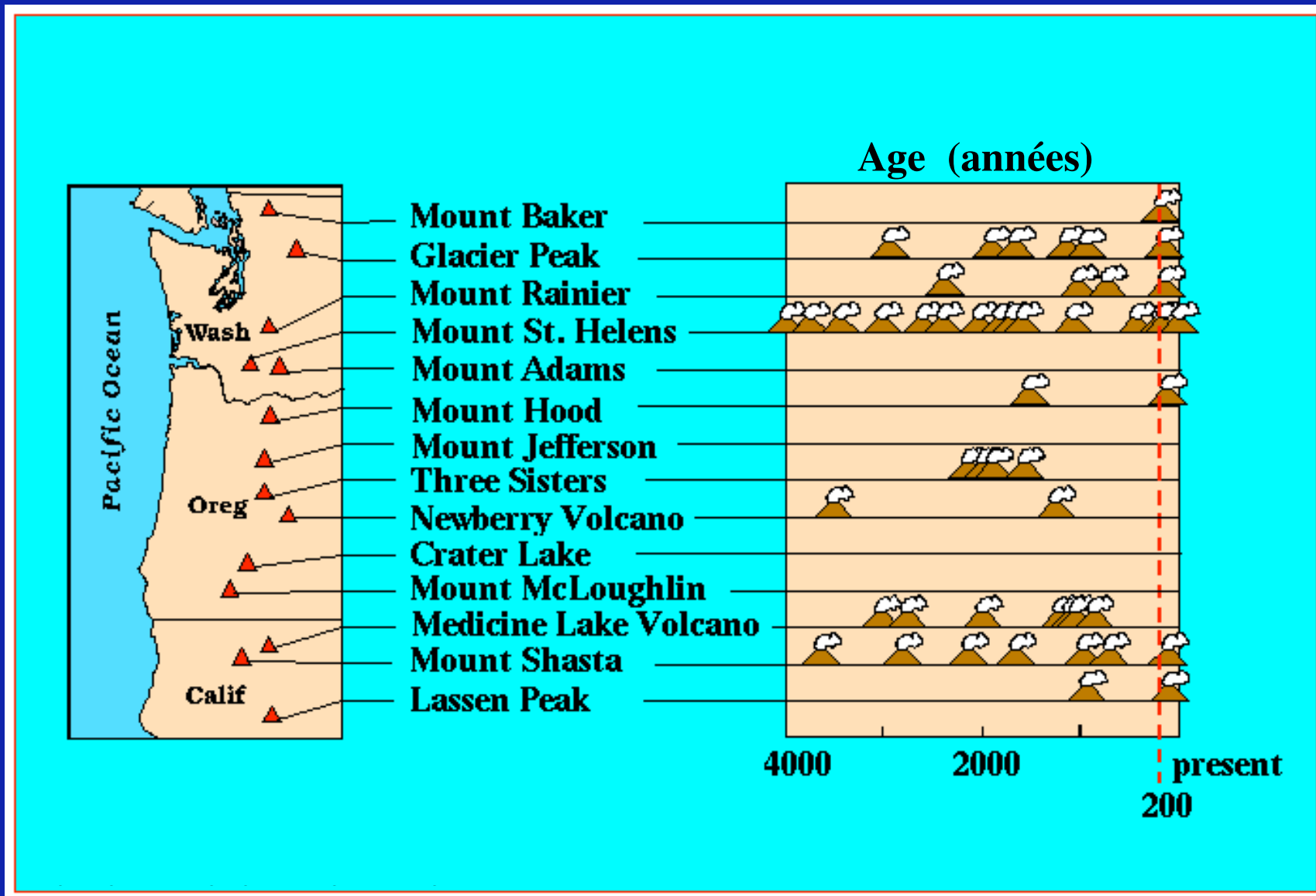
- ^{87}Rb - ^{87}Sr (demi-période 48 Ga)
- ^{147}Sm - ^{143}Nd (demi-période 106 Ga)
- ^{238}U - ^{206}Pb (demi-période 4.5 Ga)
- ^{235}U - ^{207}Pb (demi-période 0.7 Ga)
- ^{232}Th - ^{208}Pb (demi-période 14 Ga)



Températures de fermeture des principaux systèmes isotopiques



Les volcans de la chaîne des Cascades

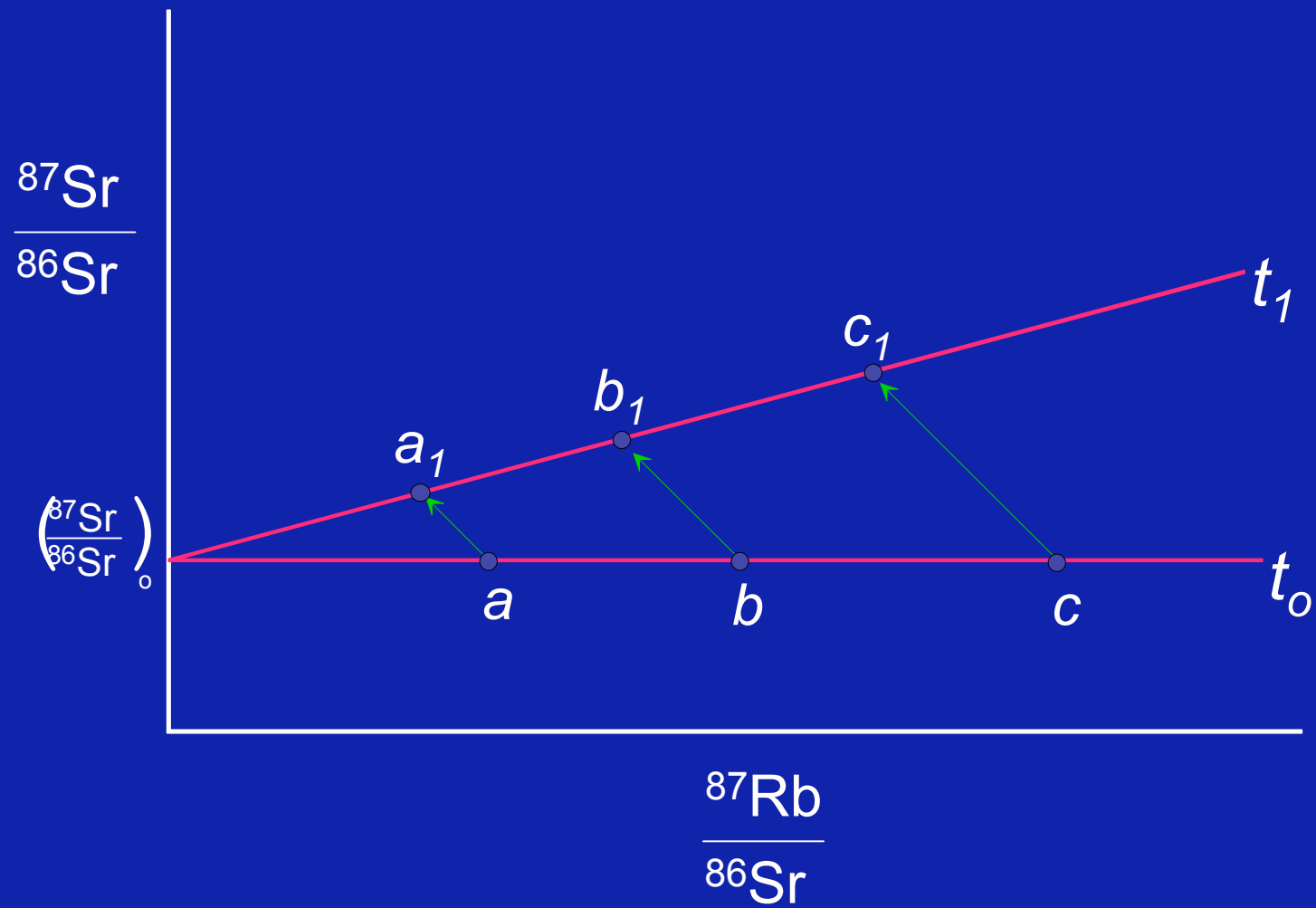




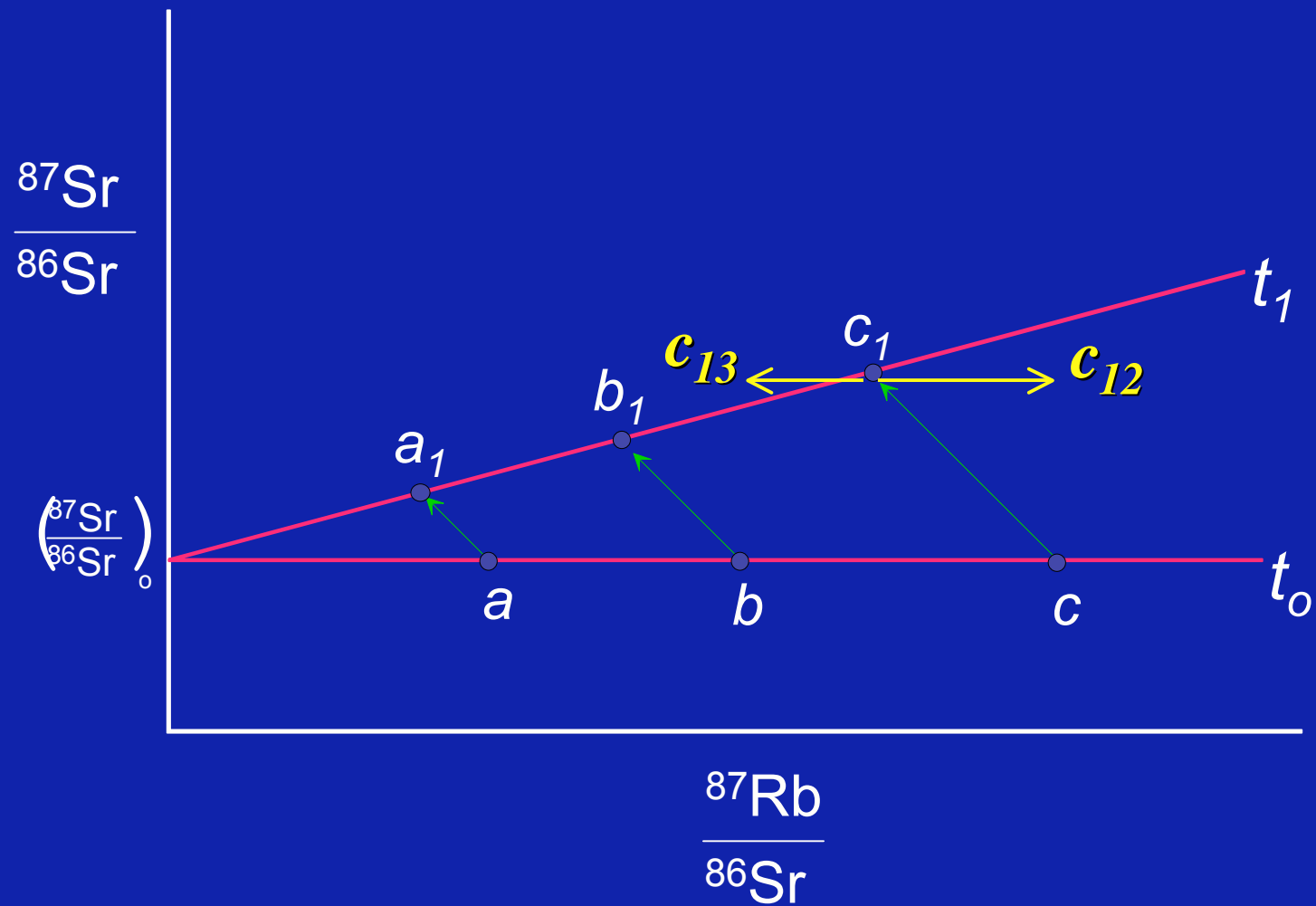
Conséquence : chaque minéral a le même rapport $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ que le bain et un rapport $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ différent.

Conséquence : le rapport $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)$ du bain change.

En système fermé



En système ouvert (séparation des phases)



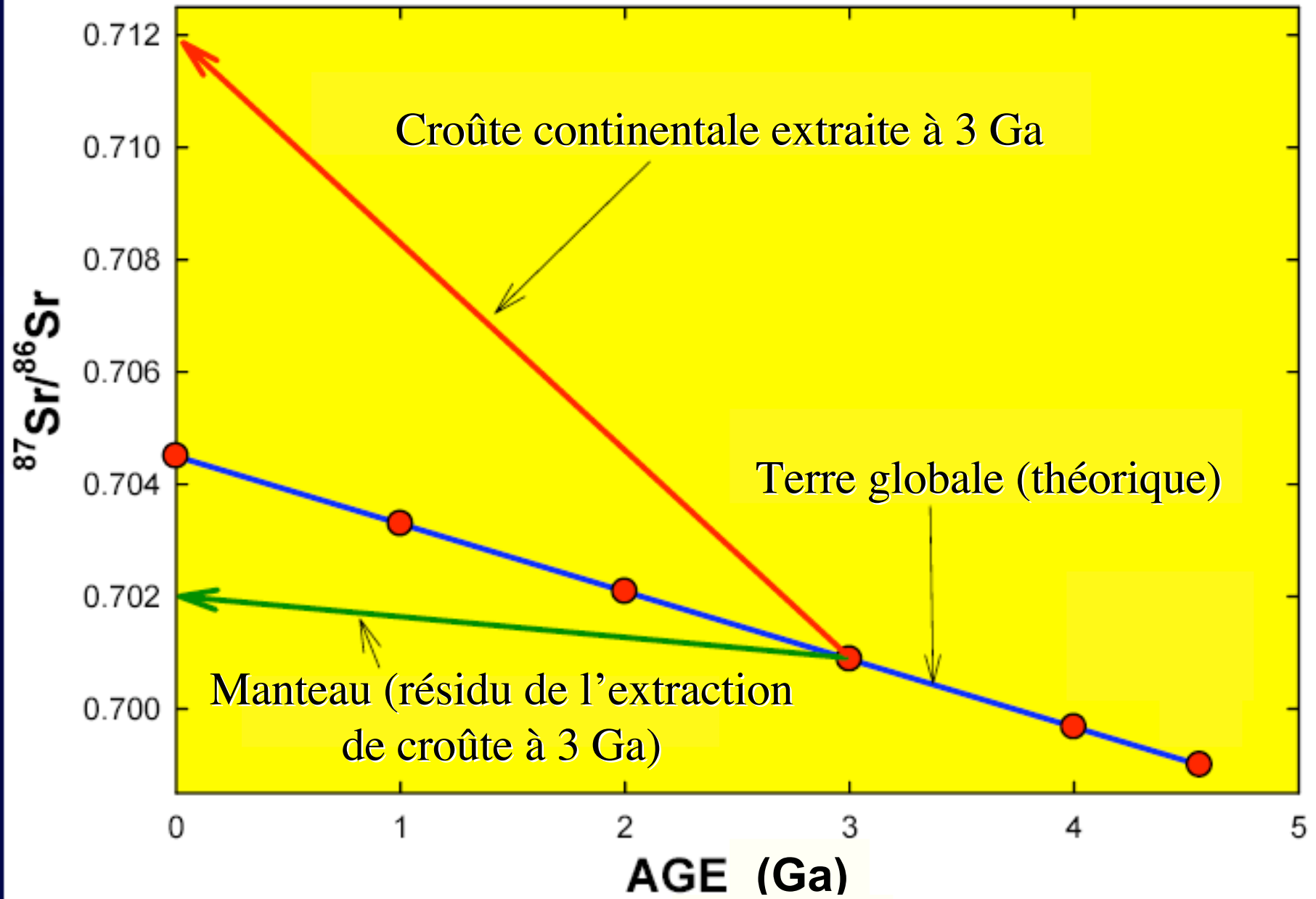


Conséquence : le rapport $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$ du bain change.

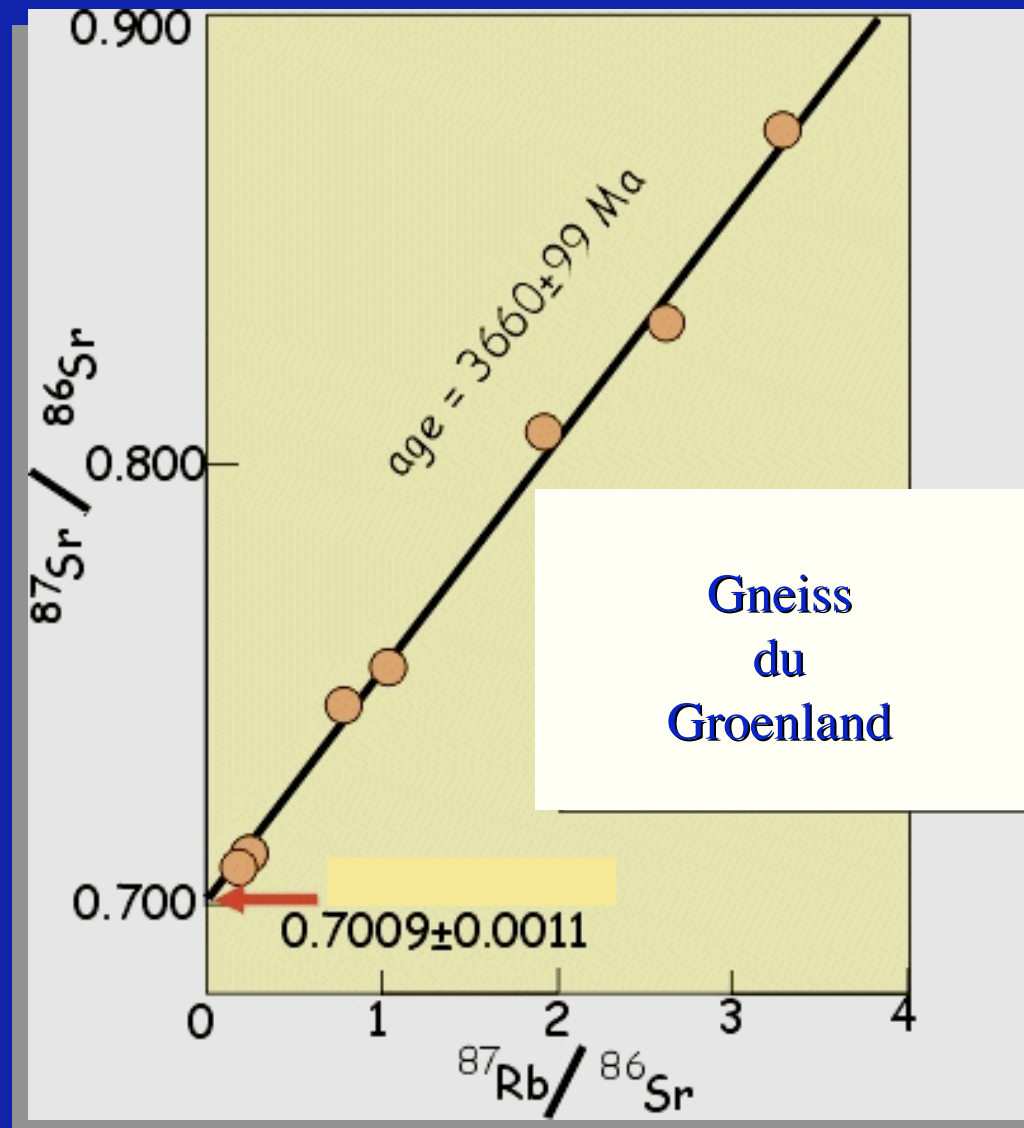
Les cristaux et le magma résiduel ont des rapports isotopiques différents.

Même principe à la fusion:

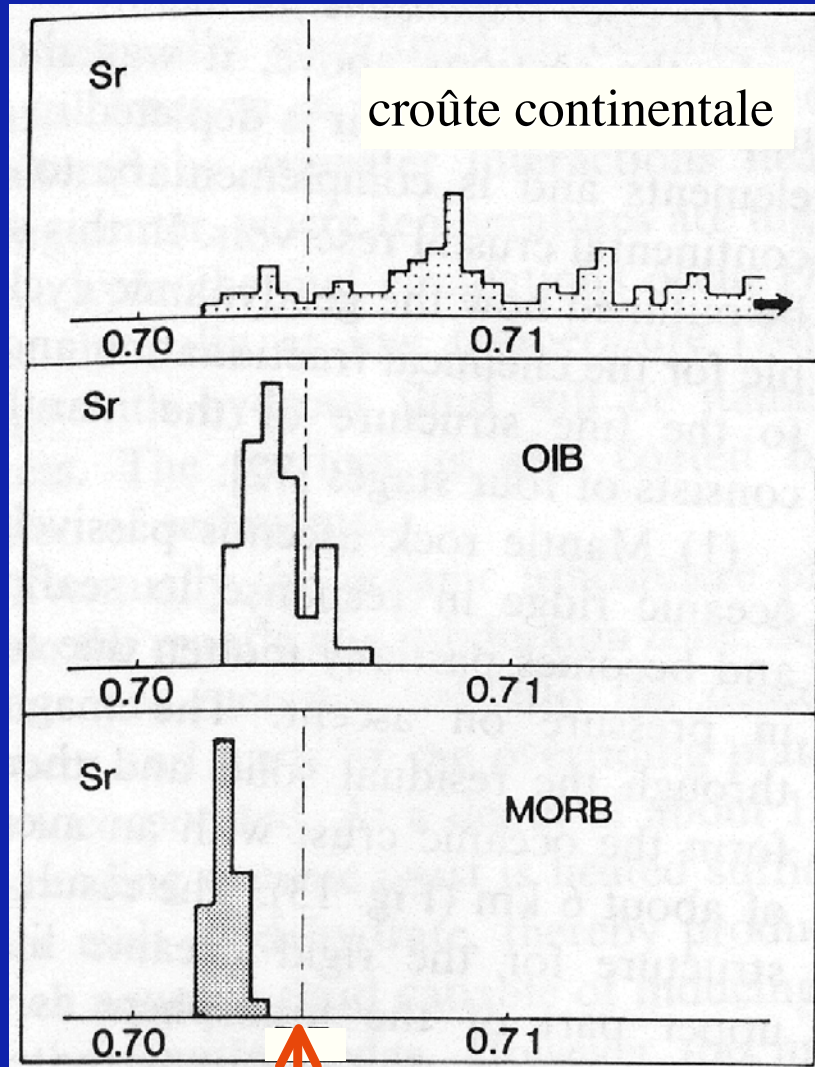
le magma et le résidu solide ont des rapports différents.



Roches continentales très anciennes



Evolution chimique de la Terre

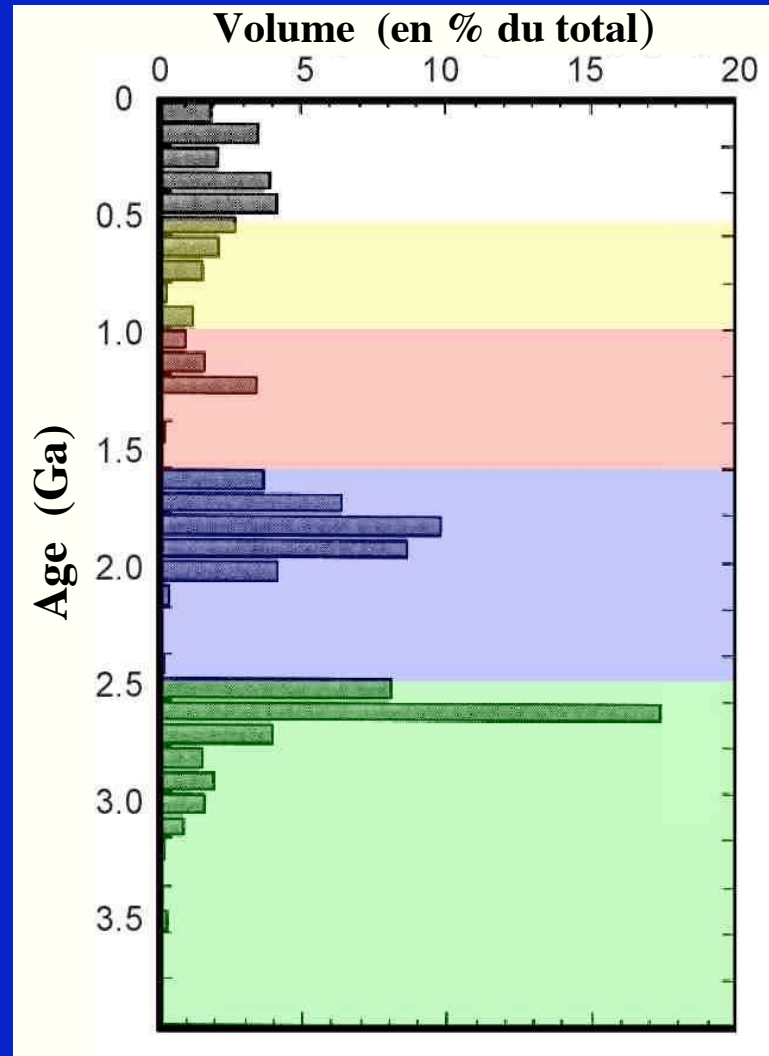


OIB = basalte d'île océanique
(Hawaii, Réunion, etc...)

MORB = basalte de dorsale océanique

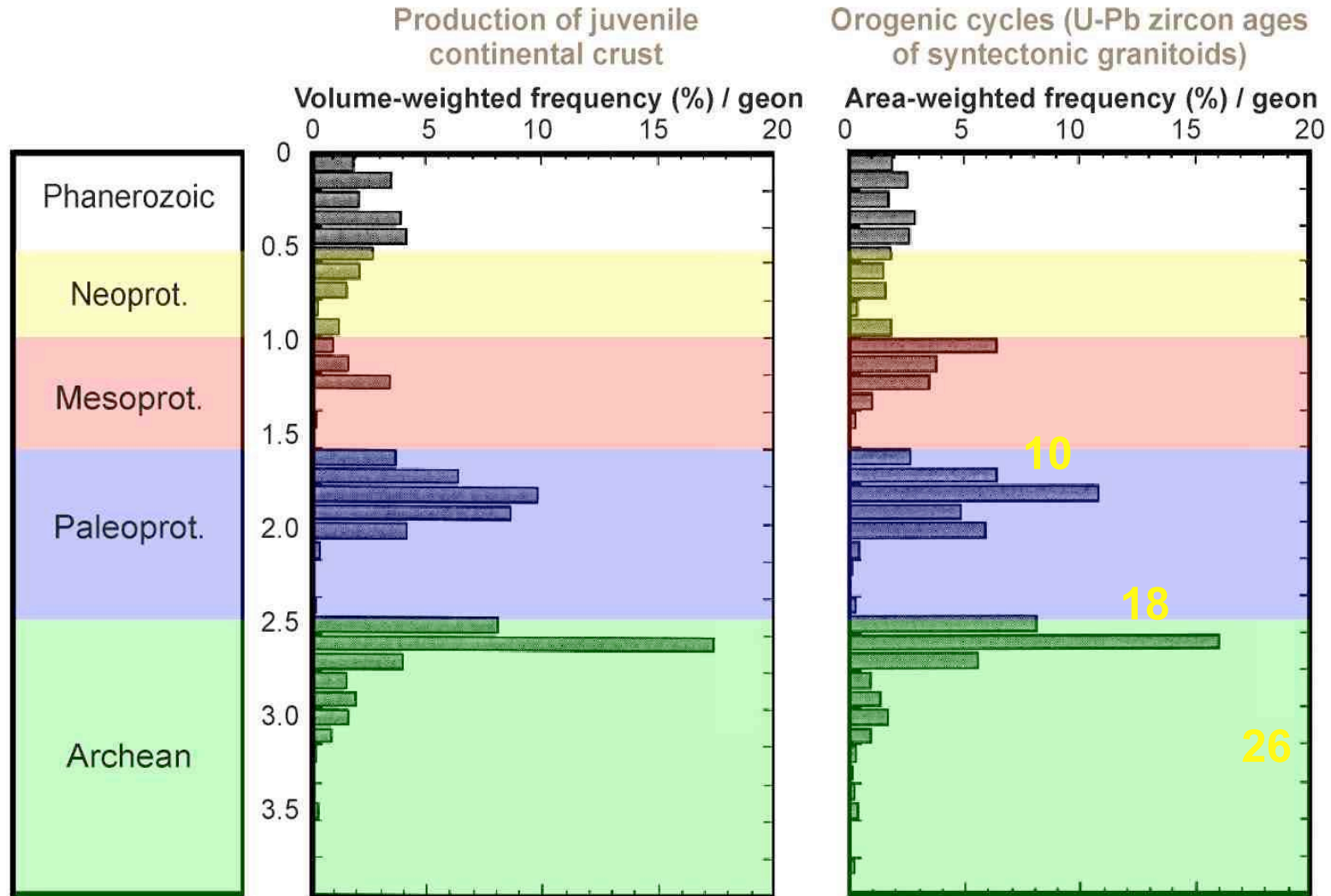
**Terre globale
à l'âge actuel**

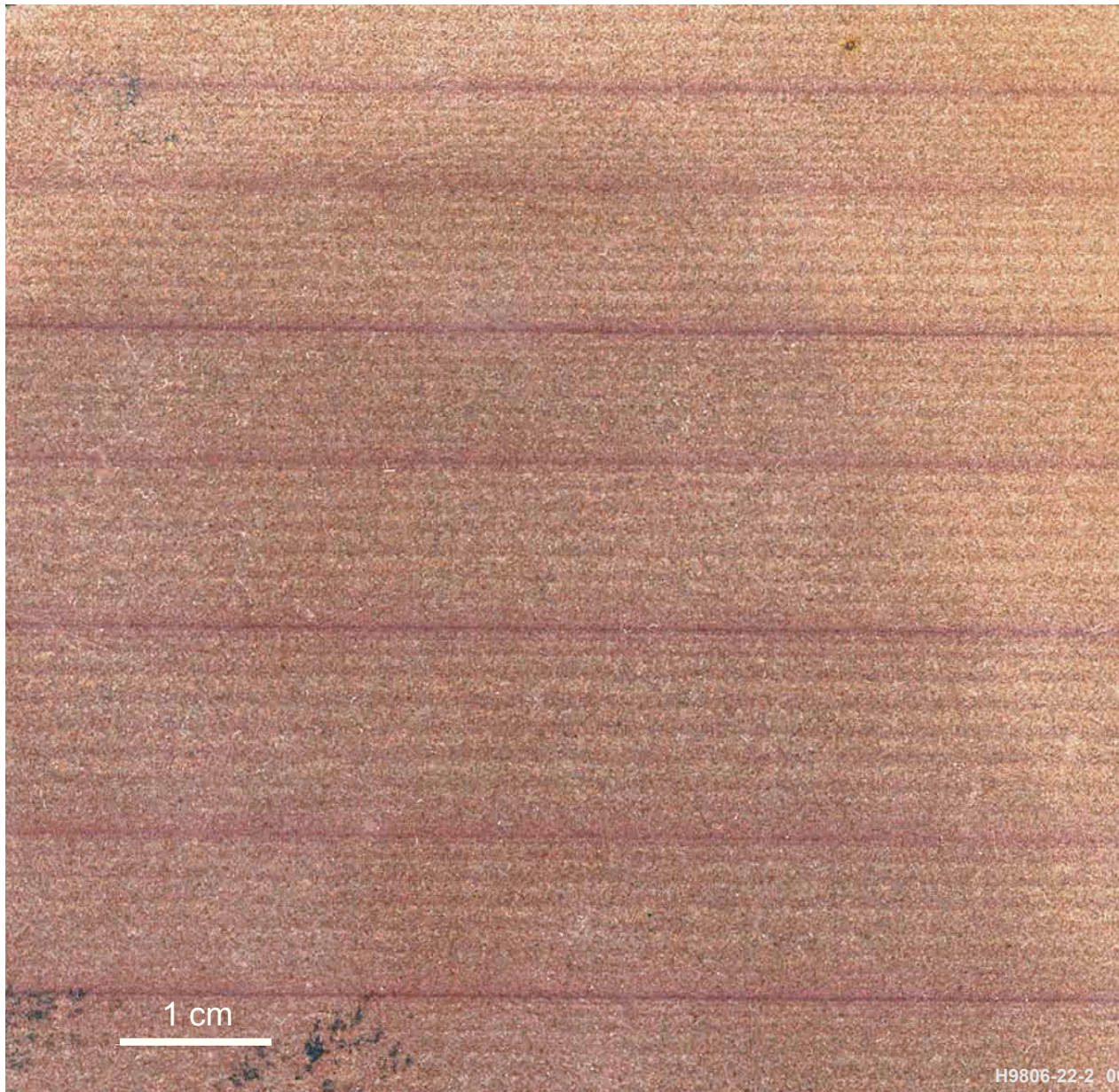
Croissance des continents



Age distribution of continental crust

(Condie, 1997, Plate Tectonics and Crustal Evolution, 4th ed.)





Tidal rhythmite, Elatina Fm. (~620 Ma), South Australia

Time told by the rocks 1