L'AGE DE LA TERRE

La démarche de Clair Patterson

Florence Trouillet

INRP
www.inrp.fr
INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE PÉDAGOGIQUE
@cces

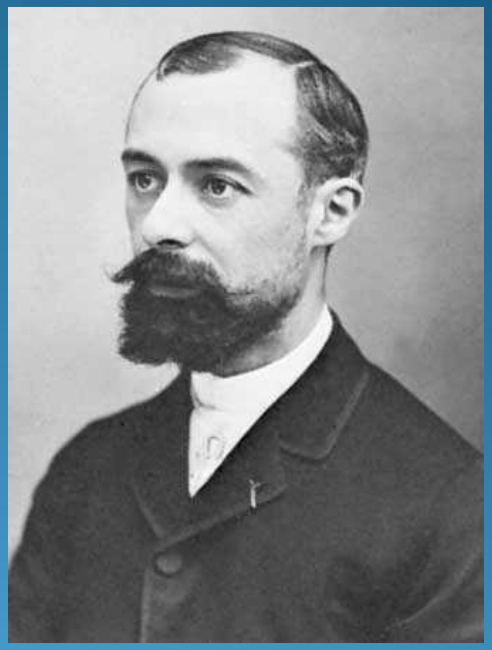
Un peu d'histoire …

De l'Antiquité à la fin du XIXe siècle, on a vu se succéder les estimations de l'âge de la Terre.

Nom	Date	Formation de la Terre
Cardinal Ussher	1640	En 4004 av JC
Comte de Buffon	1755	Il y a 74 000 ans
Charles Lyell	1870	Il y a plusieurs Ga
Lord Kelvin	1860	Il y a 100 Ma
John Joly	1900	Il y a 100 Ma

Un peu d'histoire …

C'est la découverte de la radioactivité par **Henri Becquerel** en 1896 qui mettra fin aux querelles entre physiciens et géologues.



Un peu d'histoire …

Dès lors, diverses méthodes de datation isotopique sont mises au point et les estimations de l'âge de la Terre se succèdent.

Nom	Date	Datation isotopique
Ernest Rutherford	1906	40 Ma
Bertram Boltwood	1915	1,3 Ga
Alfred Nier	1938	2,5 Ga
Gerling, Holmes et Houtermans	1946	Entre 3 et 4 Ga

Un peu d'histoire …

En 1950, la spectrométrie de masse a fait de grands progrès et la détermination de la composition isotopique des éléments chimiques présents dans les roches en est grandement facilitée.

En 1953, Clair Patterson procède à l'analyse de la composition isotopique des météorites. En 1955, il montre que la Terre et les météorites se sont formées en même temps, il y a 4,55 GA, à partir d'un même matériau.

C'est donc l'âge de formation du système solaire.

Un peu de physique !

Le noyau d'un atome est constitué de nucléons (les protons chargés positivement et les neutrons qui sont électriquement neutres).

$$^{A}_{Z}X$$

La stabilité des noyaux est assurée par l'interaction forte qui s'exerce entre les nucléons. Cette interaction attractive est indépendante de la charge électrique. Sa portée n'excède pas la taille du noyau.

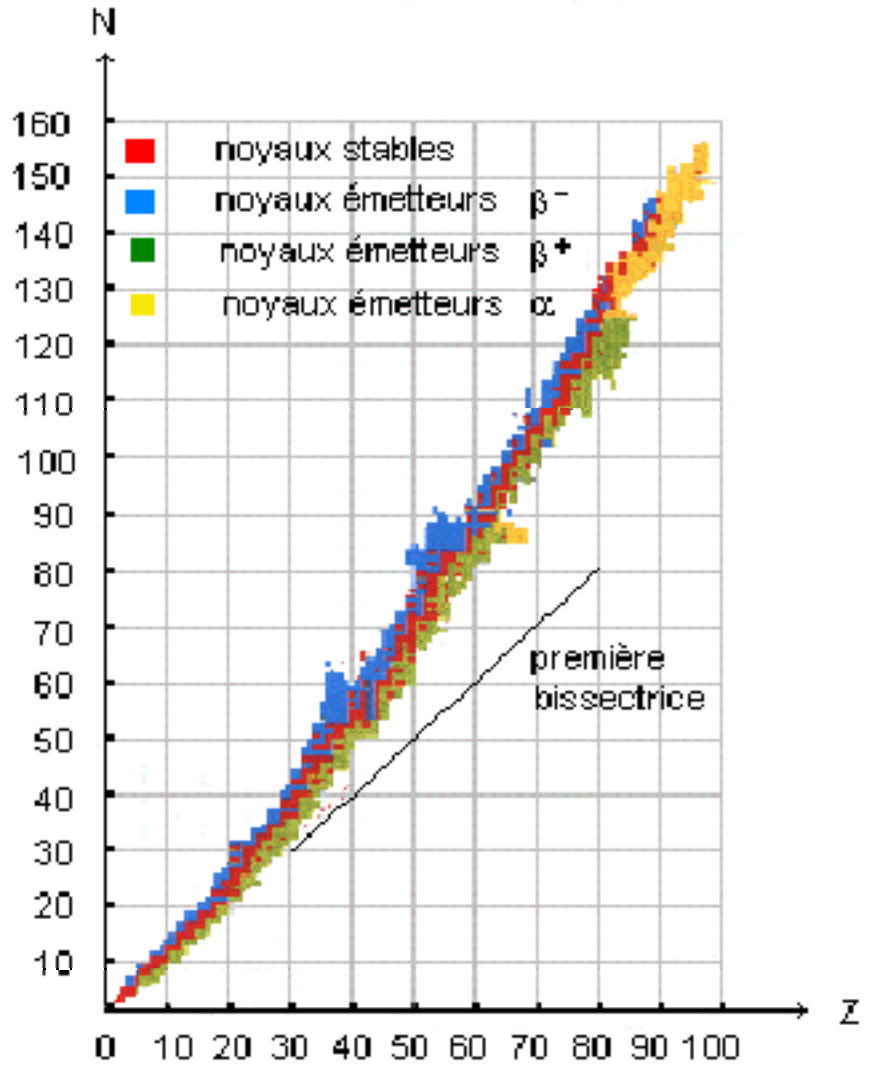
Mais lorsque le nombre de nucléons devient trop important ou lorsque la proportion neutron/proton est déséquilibrée, l'interaction électrique répulsive protons-protons finit cependant par l'emporter sur l'interaction forte.

Un peu de physique !

Les noyaux sont alors instables et se désintègrent spontanément : **c'est le phénomène de radioactivité**.

Il ya plus de 1000 sortes de noyaux répertoriés pour environ une centaine d'éléments chimiques.

Seuls 360 noyaux environ sont stables.



Un peu de physique !

Il existe différentes formes de radioactivité :

- Radioactivité α : désintégration en un noyau fils plus stable avec émission d'un noyau d'hélium $^{4}_{2}He$ (particule α)

- Radioactivité β^- : désintégration en un noyau fils plus stable avec émission d'un électron $^{0}_{-1}e$ (particule β^-)

- Radioactivité β^+ : désintégration en un noyau fils plus stable avec émission d'un positron $^{0}_{1}\bar{e}$ (particule β^+)

Un peu de physique !

Pour un noyau donné, le phénomène de désintégration radioactive est aléatoire et imprévisible. Par contre, l'évolution statistique d'une population de noyaux répond à une loi de probabilité bien déterminée.

Soit un échantillon contenant des noyaux radioactifs tous identiques. Au bout d'un temps t, la population de noyaux a diminué. Soit N(t), le nombre de noyaux radioactifs tous identiques présent dans l'échantillon à la date t.

On a :

$$\frac{\mathrm{d}\,N(\mathrm{t})}{\mathrm{d}\,t} = -\lambda \quad N(t)$$

avec λ constante radioactive en s^{-1}

Un peu de physique !

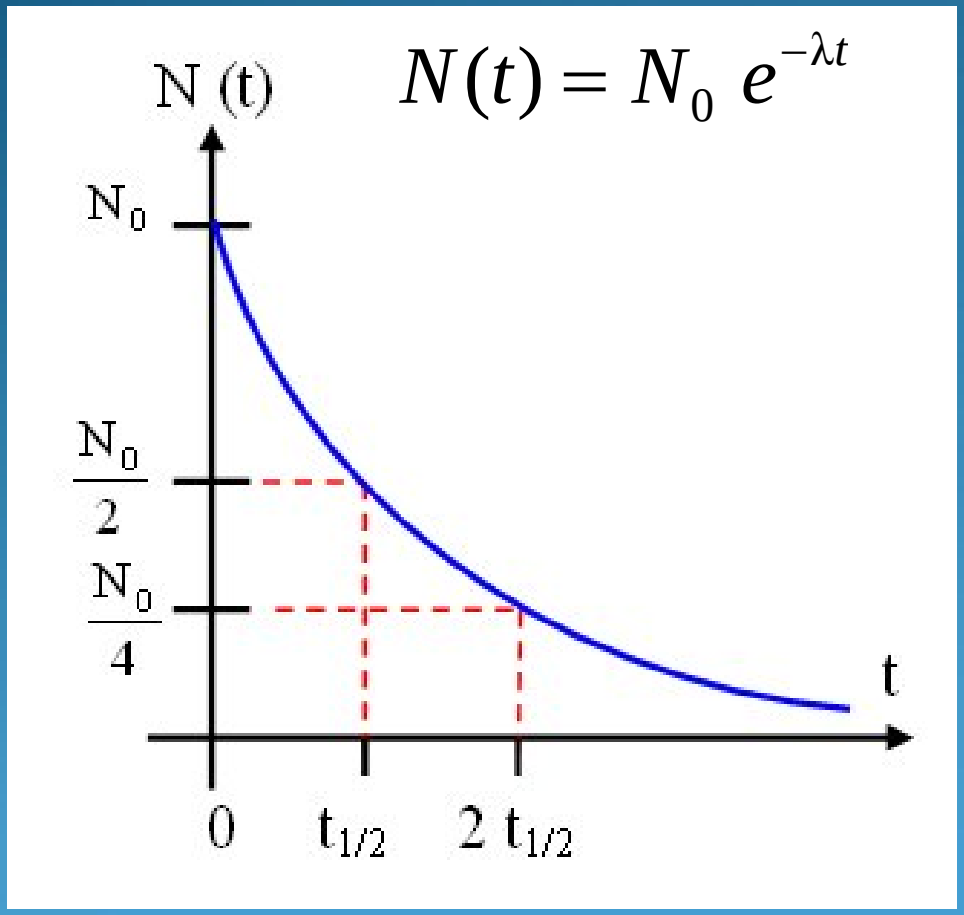
La solution de l'équation précédente est :

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

Avec N_0 : le nombre de noyaux radioactifs tous identiques initialement présent dans l'échantillon.

et λ : constante radioactive en s^{-1}

Un peu de physique !



Un noyau radioactif est souvent caractérisé par sa demi-vie notée $t_{1/2}$ qui est la durée au bout de laquelle la population initiale N_0 est divisée par deux.

$$\frac{N_0}{2} = N_0\, e^{-\lambda \times t_{1/2}}$$

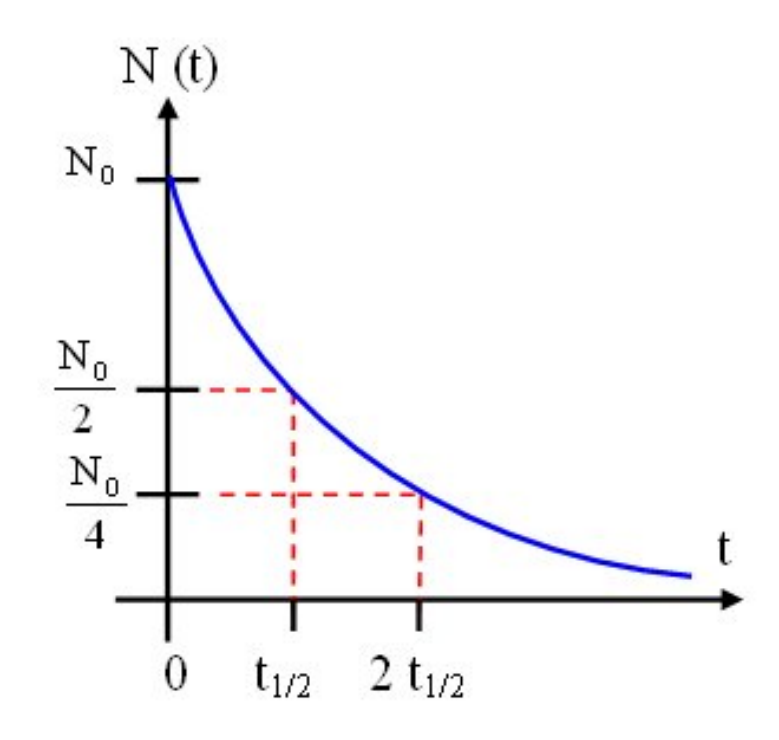
d'où

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

Principe de la radiochronologie

Pour dater un échantillon, il faut commencer par choisir l'isotope radioactif à utiliser selon l'âge à déterminer. Cet âge doit être compris entre un centième et dix fois sa demi-vie.

Cet isotope ne doit pas être lui-même radiogénique.



Principe de la radiochronologie

L'échantillon à dater doit répondre à certains critères. Il faut que les isotopes mesurés soient restés « piégés » dans l'échantillon. On dit alors que le système est « fermé ».

L'âge déterminé correspond alors à la fermeture de la « boîte ».

Principe de la radiochronologie

Quelques isotopes intervenant dans la datation isotopique :

$_{1}H$																	$_{2}He$
$_{3}Li$	$_{4}Be$											$_{5}B$	$_{6}C$	$_{7}N$	$_{8}O$	$_{9}F$	$_{10}Ne$
$_{11}Na$	$_{12}Mg$											$_{13}Al$	$_{14}Si$	$_{15}P$	$_{16}S$	$_{17}Cl$	$_{18}Ar$
$_{19}K$	$_{20}Ca$	$_{21}Sc$	$_{22}Ti$	$_{23}V$	$_{24}Cr$	$_{25}Mn$	$_{26}Fe$	$_{27}Co$	$_{28}Ni$	$_{29}Cu$	$_{30}Zn$	$_{31}Ga$	$_{32}Ge$	$_{33}As$	$_{34}Se$	$_{35}Br$	$_{36}Kr$
$_{37}Rb$	$_{38}Sr$	$_{39}Y$	$_{40}Zr$	$_{41}Nb$	$_{42}Mo$	$_{43}Tc$	$_{44}Ru$	$_{45}Rh$	$_{46}Pd$	$_{47}Ag$	$_{48}Cd$	$_{49}In$	$_{50}Sn$	$_{51}Sb$	$_{52}Te$	$_{53}I$	$_{54}Xe$
$_{55}Cs$	$_{56}Ba$	$_{57}La$	$_{72}Hf$	$_{73}Ta$	$_{74}W$	$_{75}Re$	$_{76}Os$	$_{77}Ir$	$_{78}Pt$	$_{79}Au$	$_{80}Hg$	$_{81}Tl$	$_{82}Pb$	$_{83}Bi$	$_{84}Po$	$_{85}At$	$_{86}Rn$
$_{87}Fr$	$_{88}Ra$	$_{89}Ac$	$_{104}Rf$	$_{105}Db$	$_{106}Sg$	$_{107}Bh$	$_{108}Hs$	$_{109}Mt$	$_{110}Uun$	$_{111}Uuu$	$_{112}Uub$						

$_{57}La$	$_{58}Ce$	$_{59}Pr$	$_{60}Nd$	$_{61}Pm$	$_{62}Sm$	$_{63}Eu$	$_{64}Gd$	$_{65}Tb$	$_{66}Dy$	$_{67}Ho$	$_{68}Er$	$_{69}Tm$	$_{70}Yb$	$_{71}Lu$
$_{89}Ac$	$_{90}Th$	$_{91}Pa$	$_{92}U$	$_{93}Np$	$_{94}Pu$	$_{95}Am$	$_{96}Cm$	$_{97}Bk$	$_{98}Cf$	$_{99}Es$	$_{100}Fm$	$_{101}Md$	$_{102}No$	$_{103}Lr$

Cosmogénique — Radioactif — Radiogénique — Famille radioactive de l'uranium

© Flo

Principe de la radiochronologie

Quelques caractéristiques :

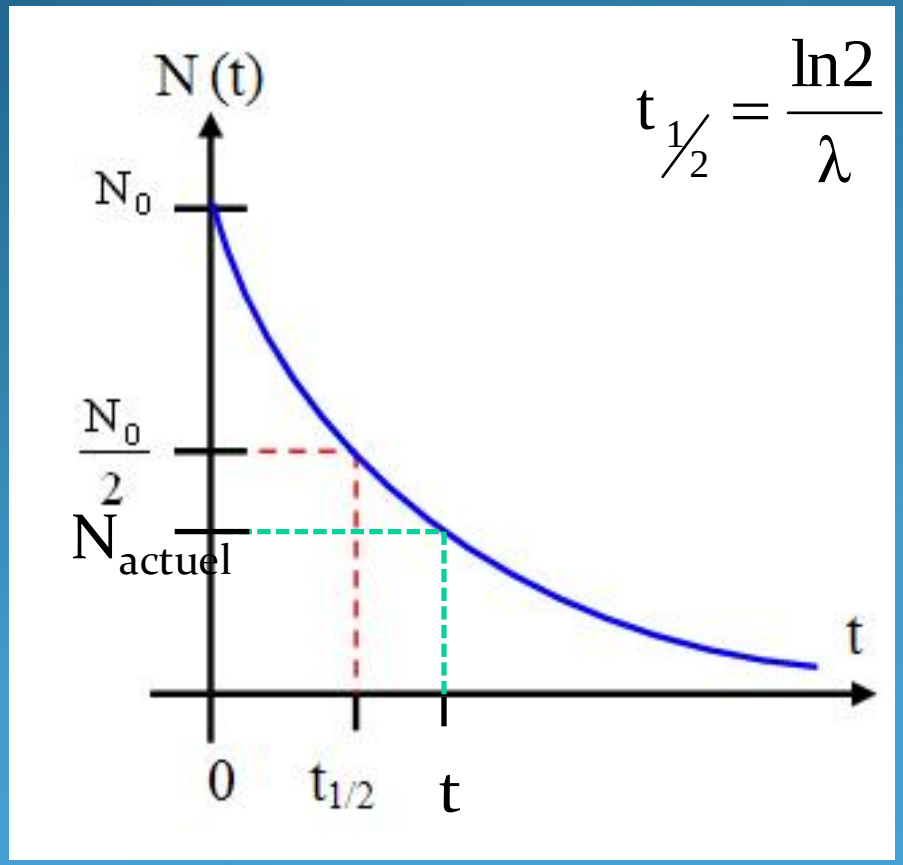
Noyau père	Désintégration	Noyau fils	Constante radioactive λ	Demi-vie $t_{1/2}$
^{14}C	β-	^{14}N	$1{,}209.10^{-4}$ a^{-1}	5 730 a
^{40}K	β+	^{40}Ar	$5{,}81.10^{-11}$ a^{-1}	11,9 Ga
^{40}K	β-	^{40}Ca	$4{,}962.10^{-10}$ a^{-1}	1,40 Ga
^{87}Rb	β-	^{87}Sr	$1{,}42.10^{-11}$ a^{-1}	48,8 Ga
^{138}La	β-	^{138}Ce	$2{,}67.10^{-12}$ a^{-1}	259,6 Ga
^{147}Sm	α	^{143}Nd	$6{,}54.10^{-12}$ a^{-1}	106 Ga
^{176}Lu	β-	^{176}Hf	$1{,}94.10^{-11}$ a^{-1}	35,7 Ga
^{187}Re	β-	^{187}Os	$1{,}64.10^{-11}$ a^{-1}	42,3 Ga
^{232}Th	chaîne	^{208}Pb	$4{,}9475.10^{-11}$ a^{-1}	14,0 Ga
^{235}U	chaîne	^{207}Pb	$9{,}8485.10^{-10}$ a^{-1}	0,704 Ga
^{238}U	chaîne	^{208}Pb	$1{,}55125.10^{-10}$ a^{-1}	4,47 Ga

Principe de la radiochronologie

Ensuite, il faut procéder à des analyses. On peut mesurer directement la population d'isotopes radioactifs présent dans l'échantillon en utilisant un **spectrographe de masse**.

Principe de la radiochronologie

Ensuite, il faut procéder à des calculs en exploitant les lois de la physique :



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

En connaissant N_o, λ et mesurant N_{actuel}, on peut dater l'échantillon :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{N_0}{N(t)}\right)$$

Principe de la radiochronologie

Quelques difficultés de mise en œuvre !

Expérimentalement, il est difficile d'évaluer la population initiale N_0 pour un noyau radioactif donné. Les méthodes où l'on connaît N_0 concernent les isotopes radioactifs ^{14}C et ^{10}Be.

Dans le cas contraire, on contourne ce problème en utilisant l'isotope radiogénique stable fils produit par la désintégration radioactive du noyau père. Ces méthodes de datation sont utilisées en géologie (méthodes Pb/Pb, Rb/Sr, K/Ar ...)

La démarche de Clair Patterson

En 1953, l'américain Clair Cameron Patterson (1922-1995) effectue la détermination de l'âge de la Terre à 4,55 milliards d'années en utilisant une méthode aujourd'hui très répandue en radiochronologie, la méthode Plomb-Plomb.

Cette méthode repose sur la détermination de la composition isotopique du plomb dont on retrouve deux isotopes stables dans les roches : ^{206}Pb et ^{207}Pb.

La démarche de Clair Patterson

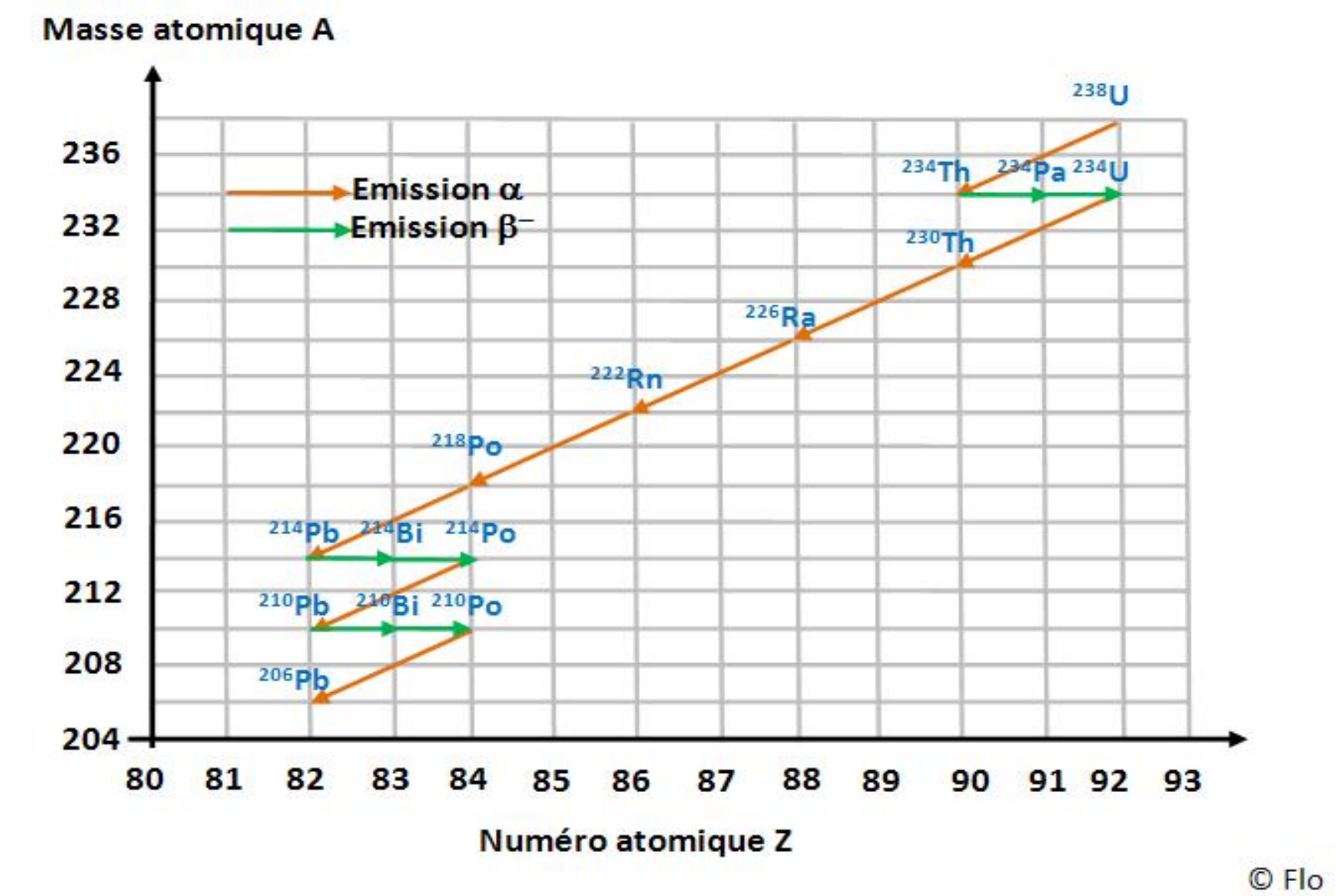
Les noyaux ^{206}Pb et ^{207}Pb sont radiogéniques. Ils proviennent de la désintégration naturelle de deux isotopes radioactifs de l'uranium :

^{235}U et ^{238}U

Chacun de ces isotopes 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 démarche de Clair Patterson



La démarche de Clair Patterson

En fait, tout se passe comme s'il ne se produisait qu'une seule réaction directe de désintégration pour chaque isotope :

$$^{238}_{92}\mathrm{U} \rightarrow {}^{206}_{82}\mathrm{Pb} + 6\,{}^{0}_{-1}\overline{\mathrm{e}} + 8\,{}^{4}_{2}\mathrm{He}$$

$$\lambda^{238\mathrm{U}} = 1{,}55125.10^{-10}\,\mathrm{an}^{-1}$$

$$^{235}_{92}\mathrm{U} \rightarrow {}^{207}_{82}\mathrm{Pb} + 4\,{}^{0}_{-1}\overline{\mathrm{e}} + 7\,{}^{4}_{2}\mathrm{He}$$

$$\lambda^{235\mathrm{U}} = 9{,}8485.10^{-10}\,\mathrm{an}^{-1}$$

La démarche de Clair Patterson

La quantité de ^{238}U présent actuellement dans la roche est :

$$^{238}U(\text{actuel}) = {}^{238}U(0) \times e^{-\lambda^{238U}t} \Rightarrow {}^{238}U(0) = {}^{238}U(\text{actuel}) \times e^{\lambda^{238U}t}$$

En supposant que le système est resté fermé, on peut écrire que :

$$^{206}Pb(\text{actuel}) = {}^{206}Pb(0) + {}^{206}Pb(\text{radiogénique})$$

La quantité de ^{206}Pb radiogénique correspond au nombre de désintégrations subies par les noyaux d'^{238}U :

$$^{206}Pb(\text{radiogénique}) = {}^{238}U(0) - {}^{238}U(\text{actuel})$$

$$^{206}Pb(\text{radiogénique}) = {}^{238}U(\text{actuel}) \times e^{\lambda^{238U}t} - {}^{238}U(\text{actuel})$$

$$^{206}Pb(\text{radiogénique}) = {}^{238}U(\text{actuel}) \times (e^{\lambda^{238U}t} - 1)$$

La démarche de Clair Patterson

On obtient :

$$^{206}\mathrm{Pb(actuel)} = {}^{206}\mathrm{Pb(0)} + {}^{238}\mathrm{U(actuel)} \times (e^{\lambda^{238}\mathrm{U}t} - 1)$$

Il nous faut pouvoir comparer entre elles différents échantillons. On normalise la relation suivante par l'isotope 204 du plomb. Il s'agit d'un isotope stable qui n'est pas radiogénique et qui peut donc servir de référence puisque sa quantité n'a pas varié au cours du temps.

$$\frac{^{206}\mathrm{Pb(actuel)}}{^{204}\mathrm{Pb(actuel)}} = \frac{^{206}\mathrm{Pb(0)}}{^{204}\mathrm{Pb(0)}} + \frac{^{238}\mathrm{U(actuel)}}{^{204}\mathrm{Pb(actuel)}} \times (e^{\lambda^{238}\mathrm{U}t} - 1)$$

La démarche de Clair Patterson

De même, on obtient :

$$\frac{^{207}\mathrm{Pb(actuel)}}{^{204}\mathrm{Pb(actuel)}} = \frac{^{207}\mathrm{Pb(0)}}{^{204}\mathrm{Pb(0)}} + \frac{^{235}\mathrm{U(actuel)}}{^{204}\mathrm{Pb(actuel)}} \times (e^{\lambda^{235}\mathrm{U}t} - 1)$$

En combinant les deux relations, on obtient :

$$\frac{\left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\mathrm{actuel}} - \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{0}}{\left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{\mathrm{actuel}} - \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}}\right)_{0}} = \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{206}\mathrm{Pb}}\right)_{\mathrm{radiogénique}} = \left(\frac{^{235}\mathrm{U}}{^{238}\mathrm{U}}\right)_{\mathrm{actuel}} \times \frac{(e^{\lambda^{235}\mathrm{U}t} - 1)}{(e^{\lambda^{238}\mathrm{U}t} - 1)}$$

La démarche de Clair Patterson

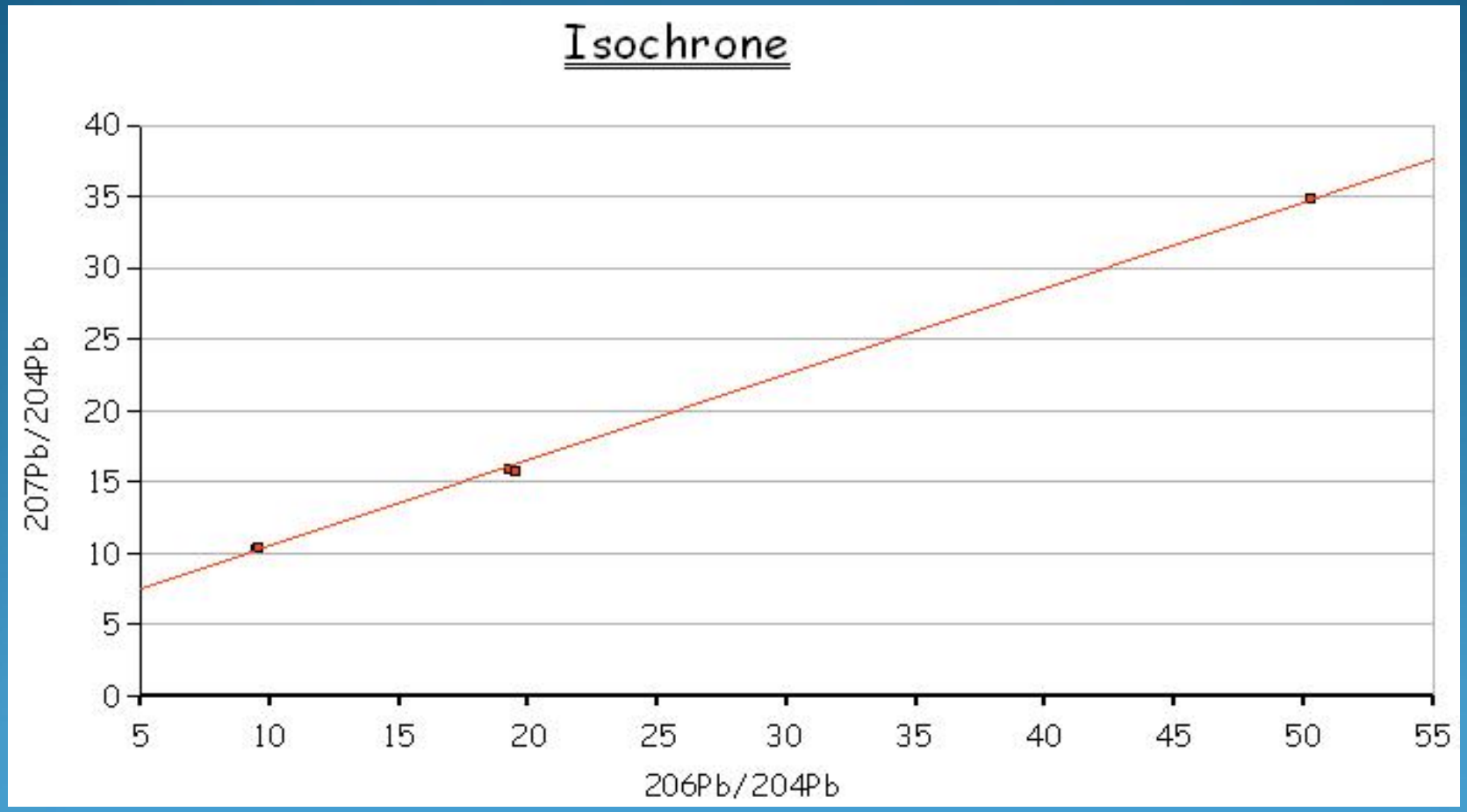
On considère un ensemble d'objets dont on mesure la composition isotopique du plomb.

On trace alors la représentation graphique des variations de $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{actuel}$ en fonction de $(^{206}Pb/^{204}Pb)_{actuel}$. Si les échantillons se sont formés à la même époque à partir d'un même matériau (systèmes cogénétiques) alors on obtient une droite appelée « isochrone » dont la pente permet de déterminer le temps T écoulé depuis la fermeture du système.

$$\text{pente} = \left(\frac{^{238}U}{^{235}U}\right)_{actuel} \times \frac{e^{\lambda^{235U}T} - 1}{e^{\lambda^{238U}T} - 1}$$

$$\text{pente} = \frac{1}{137{,}88} \times \frac{e^{\lambda^{235U}T} - 1}{e^{\lambda^{238U}T} - 1}$$

La démarche de Clair Patterson



La démarche de Clair Patterson

Pourquoi obtient-on une droite ?

Tous les échantillons ont le même âge T donc $\frac{1}{137{,}88} \times \frac{e^{\lambda^{235U} T} - 1}{e^{\lambda^{238U} T} - 1}$ est une constante. Notons la *a*.

Notons

$$y = \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}} \right)_{actuel} \qquad y_0 = \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}} \right)_0$$

$$x = \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}} \right)_{actuel} \qquad x_0 = \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}} \right)_0$$

$$\mathrm{X} = \left(\frac{^{206}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}} \right)_{\mathrm{radiogen.}} \qquad \mathrm{Y} = \left(\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{204}\mathrm{Pb}} \right)_{\mathrm{radiogen.}}$$

La démarche de Clair Patterson

Pourquoi obtient-on une droite ?

On a :

$$\frac{\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{actuel} - \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{0}}{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{actuel} - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{0}} = \frac{1}{137,88} \times \frac{(e^{\lambda^{235}U_t} - 1)}{(e^{\lambda^{238}U_t} - 1)} = a$$

Soit:

$$\frac{y - y_0}{x - x_0} = \frac{Y}{X} = a$$

La représentation graphique des variations de Y en fonction de X est une droite de pente *a* passant par l'origine.

La démarche de Clair Patterson

Pourquoi obtient-on une droite ?

Comme les systèmes sont cogénétiques, le rapport $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$ est le même pour tous les échantillons. De même pour $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$.

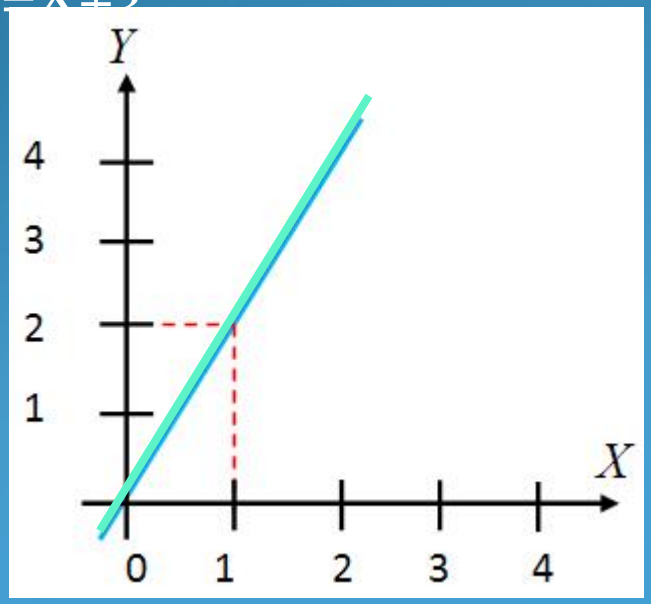
De fait, la représentation graphique des variations de $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{actuel}$ en fonction de $(^{206}Pb/^{204}Pb)_{actuel}$ est une droite affine de même pente. **C'est juste un changement de variable.**

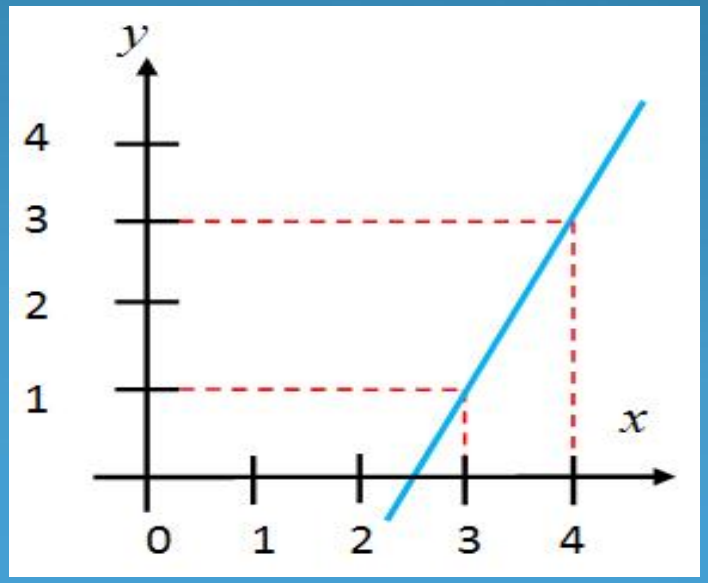
La démarche de Clair Patterson

La preuve en image !

Soit la fonction linéaire : Y = 2X

Réalisons un changement de variable en posant y=Y+1 et x=X+2





La démarche de Clair Patterson

Revenons à nos rapports isotopiques :

$$\frac{\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{actuel} - \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{0}}{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{actuel} - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{0}} = \frac{\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{radiogénique}}{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{radiogénique}} = a$$

$$\frac{y - y_0}{x - x_0} = \frac{Y}{X} = a$$

$Y = f(X)$ est une fonction linéaire

$y = f(x)$ est une fonction affine de même pente

La démarche de Clair Patterson

Clair Patterson a considéré un ensemble d'objets : cinq météorites et un échantillon terrestre (sédiments marins).

Il a fait les hypothèses suivantes :

1. Ces météorites se sont formés **au même instant T**, à partir d'un matériau source isotopiquement homogène : on parle de systèmes « **cogénétiques** ».

2. Ces systèmes sont restés **fermés** jusqu'à aujourd'hui.

La démarche de Clair Patterson

Si les hypothèses sont satisfaites, la représentation graphique des variations de $(^{207}Pb/^{204}Pb)_{actuel}$ en fonction de $(^{206}Pb/^{204}Pb)_{actuel}$ est une droite appelée « **isochrone des météorites** » dont la pente permet de déterminer le temps T écoulé depuis la fermeture du système : l'âge des métorites.

$$\text{pente} = \left(\frac{^{238}U}{^{235}U}\right)_{actuel} \times \frac{e^{\lambda^{235}U T} - 1}{e^{\lambda^{238}U T} - 1}$$

$$\left(\frac{^{238}U}{^{235}U}\right)_{actuel} = 137{,}88$$

d'où

$$\text{pente} = \frac{1}{137{,}88} \times \frac{e^{\lambda^{235}U T} - 1}{e^{\lambda^{238}U T} - 1}$$

La démarche de Clair Patterson

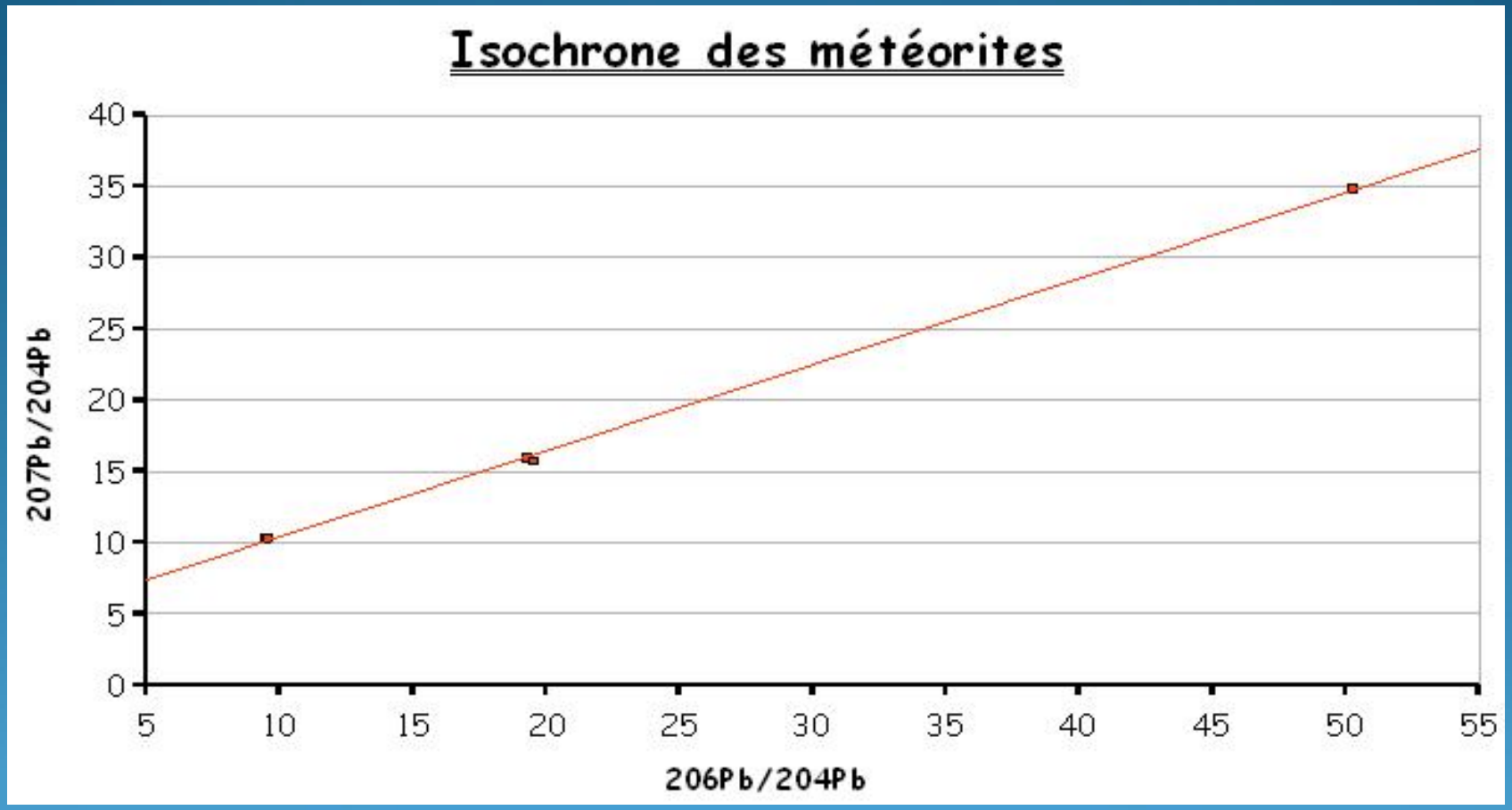
Clair Patterson a procédé à des mesures de rapports isotopiques sur ces échantillons :

Echantillon	Météorite de Nuevo Laredo (Nouveau Mexique)	Météorite de Cañon Diablo (Arizona)	Météorite de Forest City (Iowa)	Météorite de Modoc (Kansas)	Météorite de Henbury (Australie)	Sédiments marins
$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_{actuel}$	50,28	9,46	19,27	19,48	9,55	19,00
$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{actuel}$	34,86	10,34	15,95	15,76	10,38	15,80

La démarche de Clair Patterson

Fragment de la météorite de Cañon Diablo (Arizona).

La démarche de Clair Patterson



Il a calculé la pente de cette droite et en a déduit l'âge de la Terre .

La démarche de Clair Patterson

4,55 Ga ± 0,07 !

Il a ensuite vérifié que l'échantillon terrestre était sur cette isochrone qu'il a rebaptisé alors « géochrone ».

La démarche de Clair Patterson

Depuis Patterson, de nouvelles méthodes de datation ont vu le jour (ex : radioactivités éteintes) et les procédés d'analyse ont été perfectionnés.

Cela a permis de gagner deux ordres de grandeurs sur les incertitudes analytiques. Le scénario de la formation de la Terre est de mieux en mieux connu et ceci grâce aux météorites !

La démarche de Clair Patterson

Et maintenant à vous de jouer !

http://acces.inrp.fr/acces/ressources/model/limites