

Chronologie de la formation du système solaire

⇒ Que signifie dater ?

⇒ Ages relatifs et âges absolus

⇒ Rappels sur géochimie, isotopes,
radioactivités, mesures TIMS

⇒ Chronomètres « de longue période » et
radioactivités « éteintes »

⇒ Datations indirectes: terrains sédimentaires et
cratères

⇒ Quelques exemples de datations

⇒ Tentative de scénario

*Merci à Sylvain Bouley, Roger Hewins,
Eric Lewin, Munir Humayun*

Histoire de la question de l'âge de la Terre

∞ La Terre a-t-elle eu un début ?

- Création vs. éternité, dans la Grèce Antique (Aristote)
- La Genèse (Ussher, 1640 : le 26 oct.4004 BC, 9h00...)

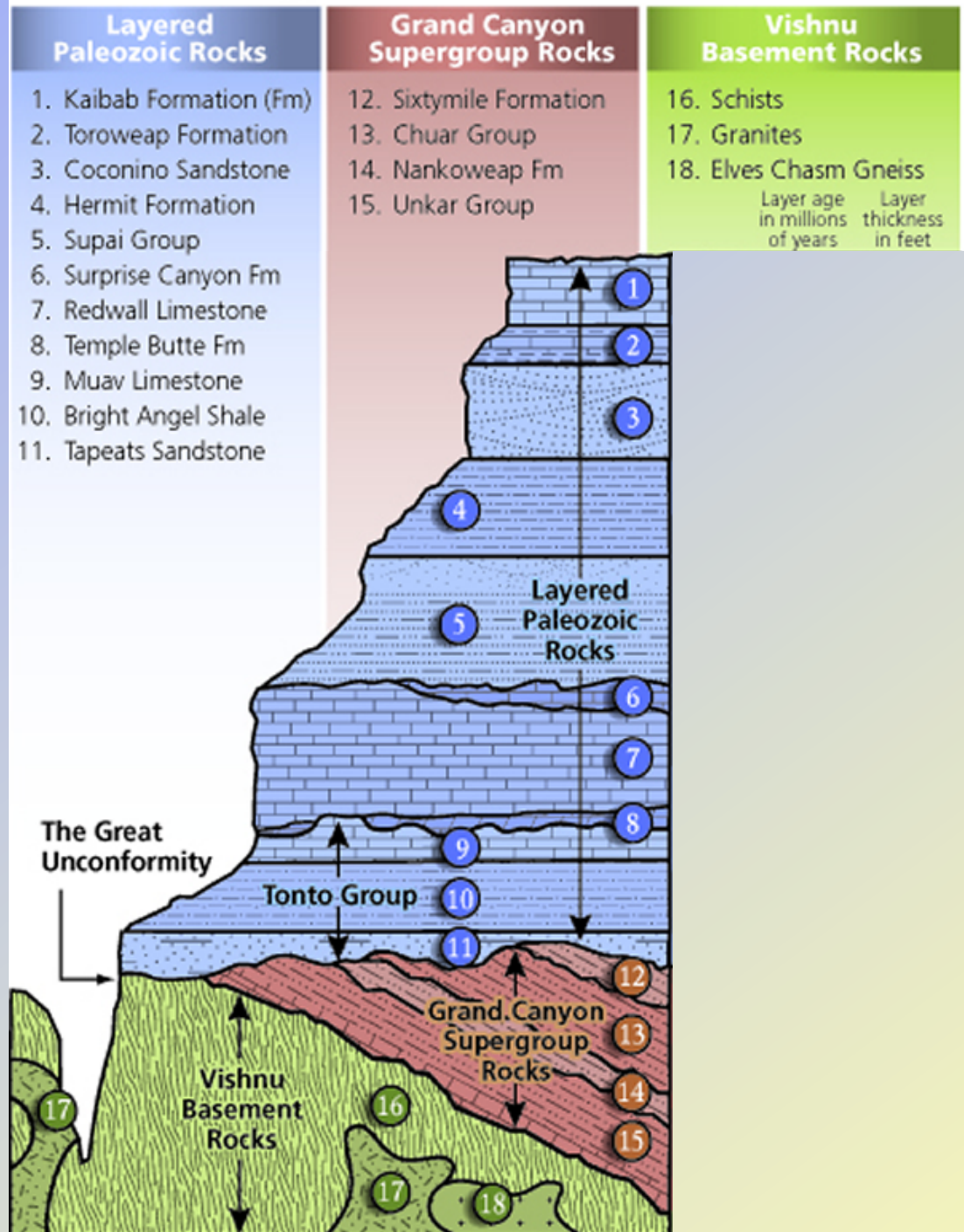
∞ Estimations « géologiques » du XVIIIè :

- De 200 000 ans aux centaines de millions d'années (Ma)



- *Datation absolue ?*
- *Datation relative – principe de superposition*

Grand Canyon's Three Sets of Rocks



Histoire de la question de l'âge de la Terre

∞ La Terre a-t-elle eu un début ?

- Création vs. éternité, dans la Grèce Antique (Aristote)
- La Genèse (Ussher, 1640 : le 26 oct.4004 BC, 9h00...)

∞ Estimations « géologiques » du XVIII^e :

- De 200 000 ans aux centaines de millions d'années (Ma)

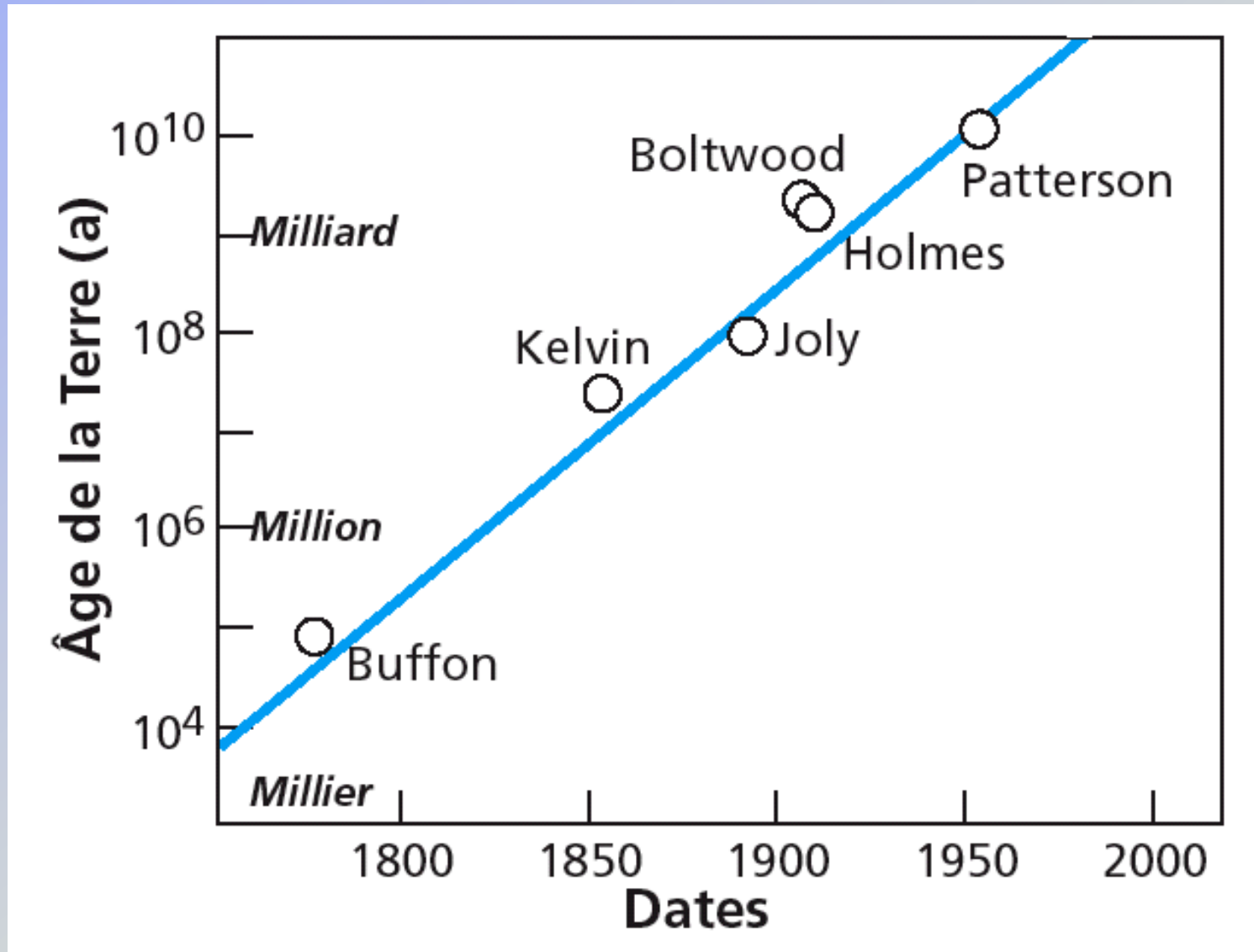
∞ Lord Kelvin, 1846 : approche physique

- Refroidissement en de l'ordre de 100 Ma !

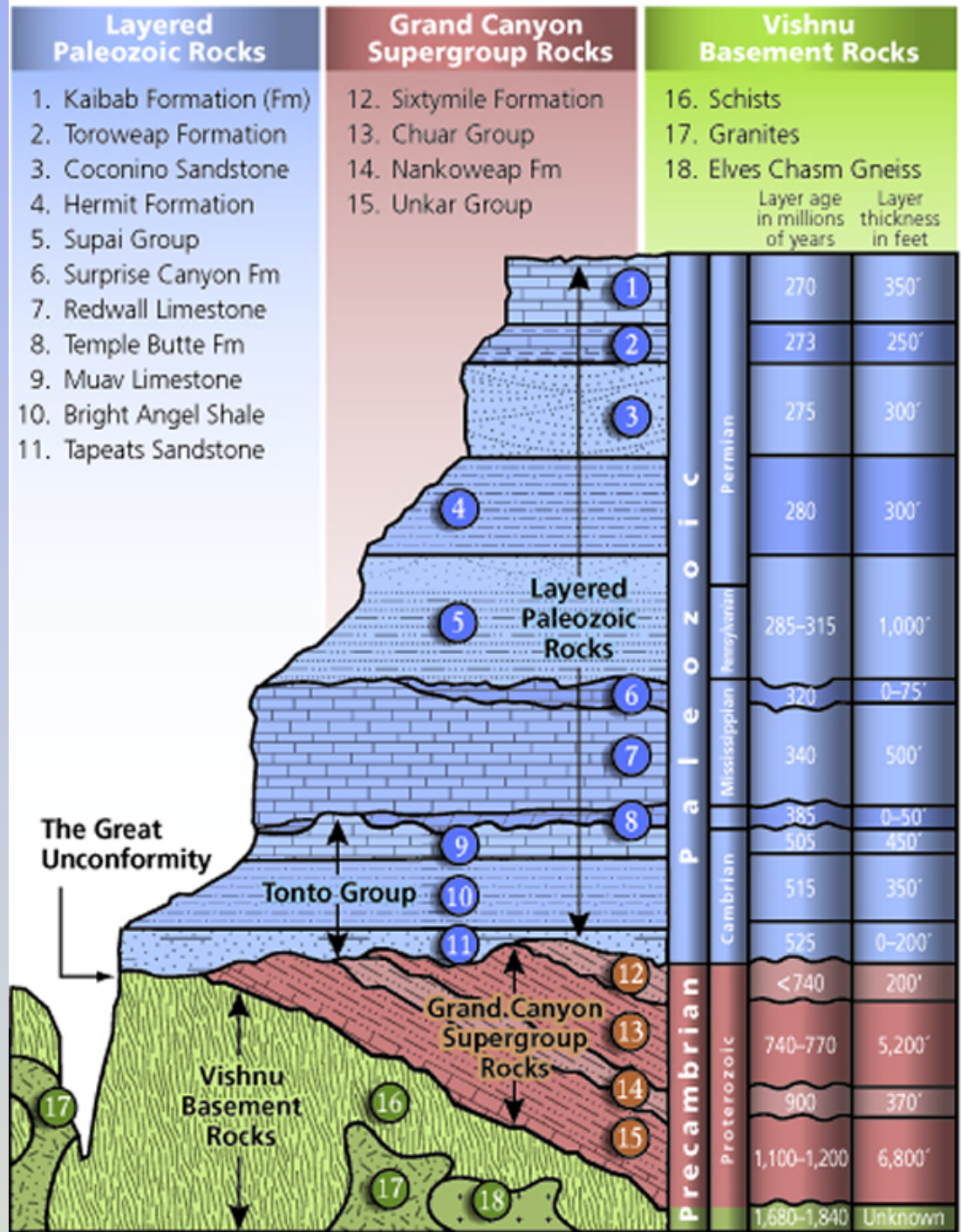
∞ Découverte de la radioactivité...

- Rutherford : plus de 1 milliard d'années (1 Ga)
- Holmes : au-delà de 3 Ga
- Patterson : 4,55 Ga

Histoire de la question de l'âge de la Terre



Grand Canyon's Three Sets of Rocks



I. Les méthodes de datation

A. La radiochronométrie

B. Méthodes de datation absolues: les radiochronomètres « de période longue »

1. Principe

2. Conditions générales d'application

3. Les différentes manières de déterminer l'âge

(a) Age conventionnel ou « âge modèle »

(b) Méthode isochrone

- Conditions particulières d'application
- Le cas particulier des isochrones Pb-Pb

(c) Les diagrammes Concordia

C. Le cas particulier des radiochronomètres « éteints » : datation absolue ou relative?

a. Principe

b. Conditions particulières d'application

D. Les principaux radiochronomètres

E. Les méthodes de datation indirecte (chronologie relative appuyée sur une chronologie absolue)

a. Le problème des terrains sédimentaires

b. Les cratères du système solaire

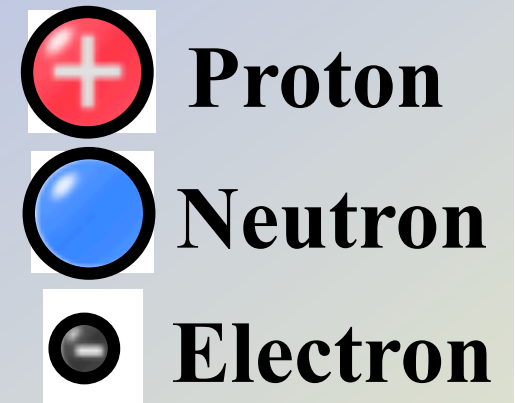
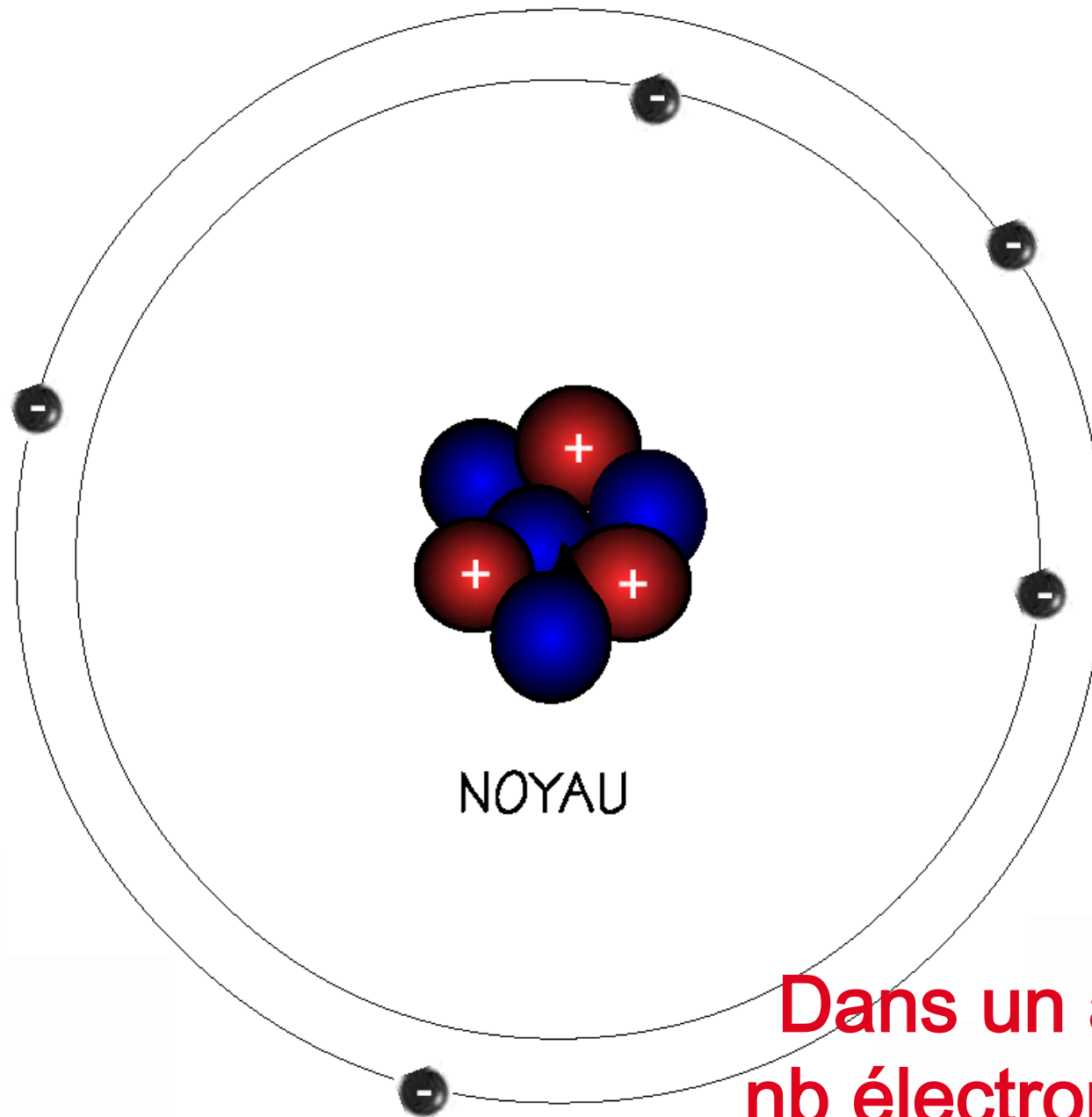
II. Tentative de reconstitution

- A. L'instant « zéro »: l'âge du système solaire... et de la Terre**
- B. Une chronologie (approximative) de la formation et l'évolution du système solaire**

I. Les méthodes de datation

A. Introduction à la radiochronométrie

L'atome "planétaire"



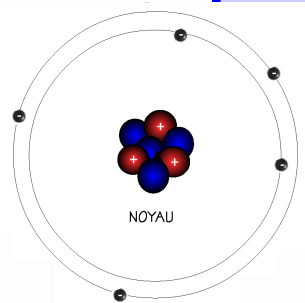
Dans un atome neutre,
nb électrons = nb protons

Periodic Table of the Elements

1 1A H Hydrogen 1.00794	2 IIA He Helium 4.002602											13 IIIA B Boron 10.811	14 IVA C Carbon 12.0107	15 VA N Nitrogen 14.00674	16 VIA O Oxygen 15.9994	17 VIIA F Fluorine 18.9984032	18 VIIIA Ne Neon 20.1797
3 Li Lithium 6.941	4 Be Beryllium 9.012182											5 Al Aluminum 26.981538	6 Si Silicon 28.0855	7 P Phosphorus 30.973761	8 S Sulfur 32.066	9 Cl Chlorine 35.453	10 Ar Argon 39.948
11 Na Sodium 22.989770	12 Mg Magnesium 24.3050	3 IIIB	4 IVB	5 VB	6 VIB	7 VIIB	8 VIII	9 VIII	10 VIII	11 IB	12 IIB	13 Ga Gallium 69.723	14 Ge Germanium 72.64	15 As Arsenic 74.92160	16 Se Selenium 78.96	17 Br Bromine 79.904	18 Kr Krypton 83.798
19 K Potassium 39.0983	20 Ca Calcium 40.078	21 Sc Scandium 44.955910	22 Ti Titanium 47.867	23 V Vanadium 50.9415	24 Cr Chromium 51.9961	25 Mn Manganese 54.938049	26 Fe Iron 55.8457	27 Co Cobalt 58.933200	28 Ni Nickel 58.6934	29 Cu Copper 63.546	30 Zn Zinc 65.409	31 Ga Gallium 69.723	32 Ge Germanium 72.64	33 As Arsenic 74.92160	34 Se Selenium 78.96	35 Br Bromine 79.904	36 Kr Krypton 83.798
37 Rb Rubidium 85.4678	38 Sr Strontium 87.62	39 Y Yttrium 88.90585	40 Zr Zirconium 91.224	41 Nb Niobium 92.90638	42 Mo Molybdenum 95.94	43 Tc Technetium (98)	44 Ru Ruthenium 101.07	45 Rh Rhodium 102.90550	46 Pd Palladium 106.42	47 Ag Silver 107.8682	48 Cd Cadmium 112.411	49 In Indium 114.818	50 Sn Tin 118.710	51 Sb Antimony 121.760	52 Te Tellurium 127.60	53 I Iodine 126.90447	54 Xe Xenon 131.293
55 Cs Cesium 132.90545	56 Ba Barium 137.327	57 to 71	72 Hf Hafnium 178.49	73 Ta Tantalum 180.9479	74 W Tungsten 183.84	75 Re Rhenium 186.207	76 Os Osmium 190.23	77 Ir Iridium 192.217	78 Pt Platinum 195.078	79 Au Gold 196.96655	80 Hg Mercury 200.59	81 Tl Thallium 204.3833	82 Pb Lead 207.2	83 Bi Bismuth 208.98038	84 Po Polonium (209)	85 At Astatine (210)	86 Rn Radon (222)
87 Fr Francium (223)	88 Ra Radium (226)	89 to 103	104 Rf Rutherfordium (261)	105 Db Dubnium (262)	106 Sg Seaborgium (266)	107 Bh Bohrium (264)	108 Hs Hassium (269)	109 Mt Meitnerium (268)	110 Ds Darmstadtium (271)	111 Rg Roentgenium (272)	112 Uub Ununbium (285)	113 Uut Ununtrium (284)	114 Uuq Ununquadium (289)	115 Uup Ununpentium (288)	116 Uuh Ununhexium (292)	117 Uus Ununseptium	118 Uuo Ununoctium

Atomic masses in parentheses are those of the most stable or common isotope.

- Alkali metals
- Alkaline earth metals
- Transition metals
- Lanthanide series
- Actinide series
- Poor metals
- Nonmetals
- Noble gases
- C** Solid
- Br** Liquid
- H** Gas
- Tc** Synthetic



57 La Lanthanum 138.9055	58 Ce Cerium 140.116	59 Pr Praseodymium 140.90765	60 Nd Neodymium 144.24	61 Pm Promethium (145)	62 Sm Samarium 150.36	63 Eu Europium 151.964	64 Gd Gadolinium 157.25	65 Tb Terbium 158.92534	66 Dy Dysprosium 162.500	67 Ho Holmium 164.93032	68 Er Erbium 167.259	69 Tm Thulium 168.93421	70 Yb Ytterbium 173.04	71 Lu Lutetium 174.967
89 Ac Actinium (227)	90 Th Thorium 232.0381	91 Pa Protactinium 231.03688	92 U Uranium 238.02891	93 Np Neptunium (237)	94 Pu Plutonium (244)	95 Am Americium (243)	96 Cm Curium (247)	97 Bk Berkelium (247)	98 Cf Californium (251)	99 Es Einsteinium (252)	100 Fm Fermium (257)	101 Md Mendelevium (258)	102 No Nobelium (259)	103 Lr Lawrencium (262)

Design Copyright © 1997 Michael Dayah (michael@dayah.com) <http://www.dayah.com/periodic/>

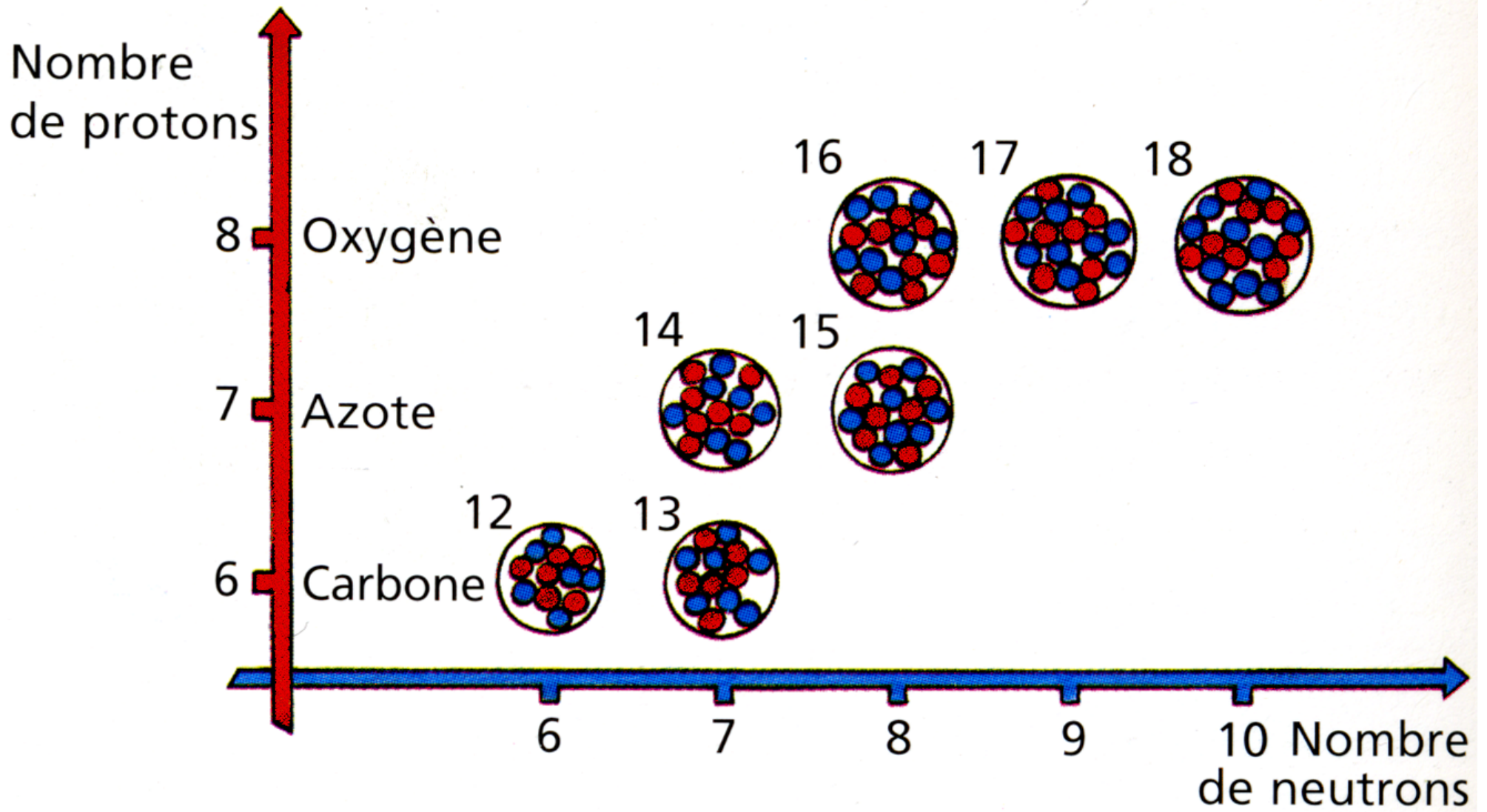
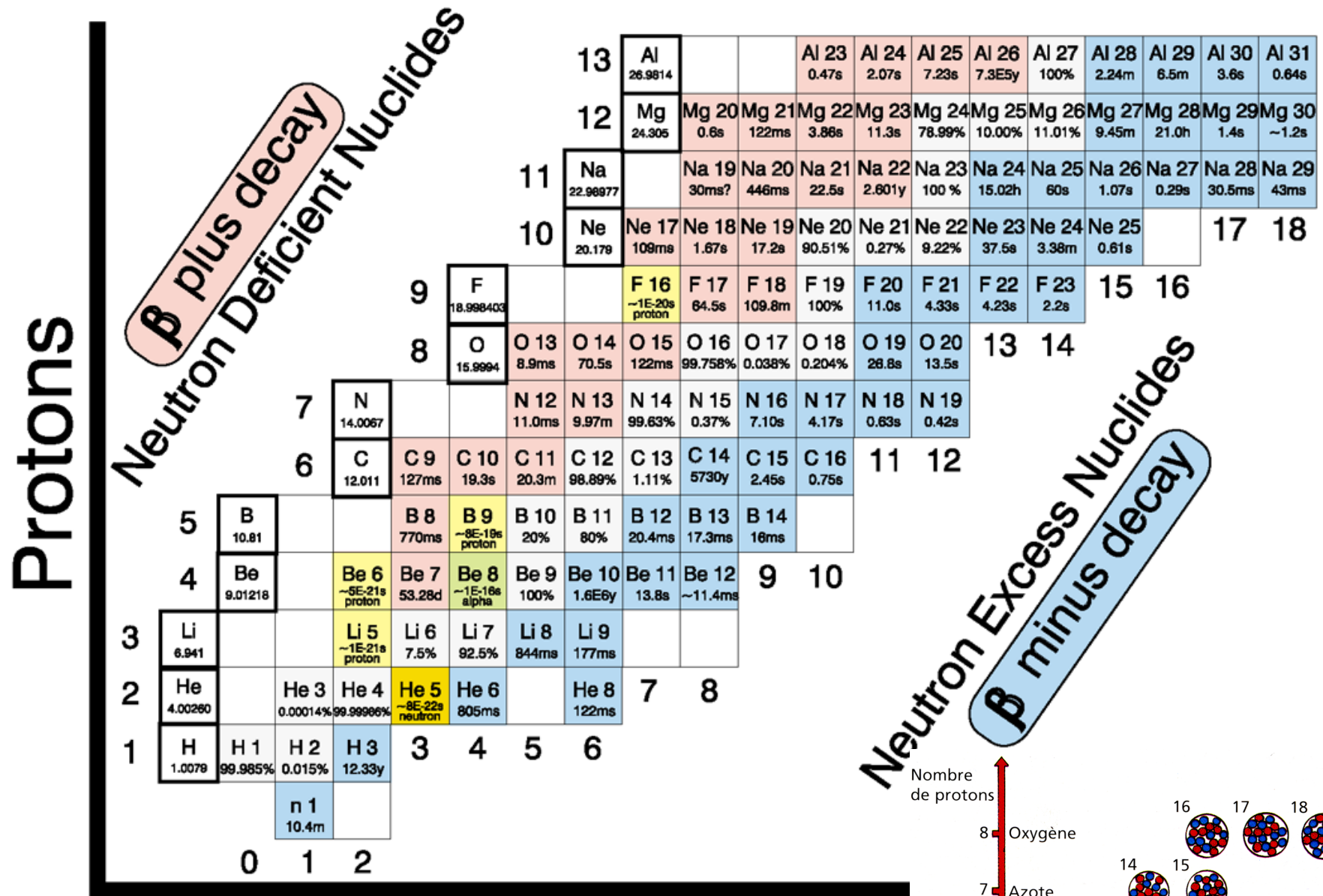


CHART OF THE NUCLIDES



Neutrons

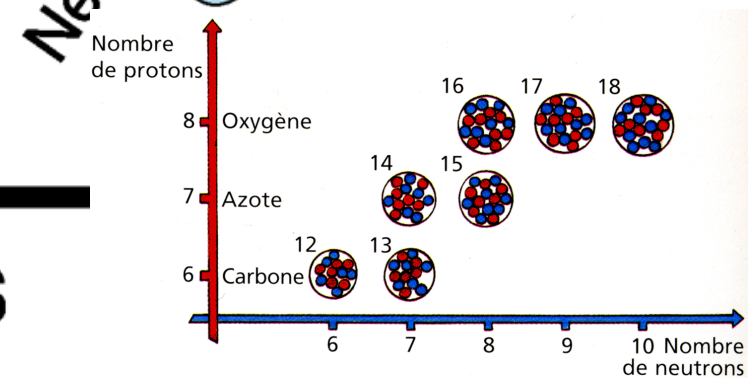
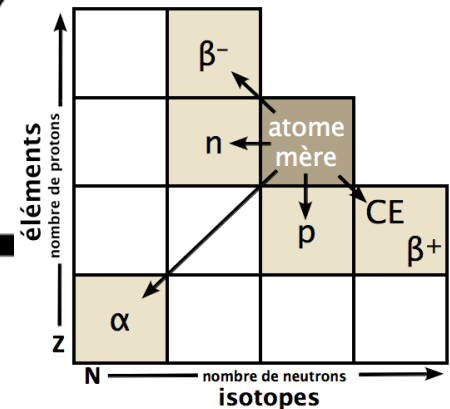
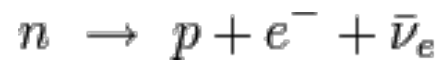
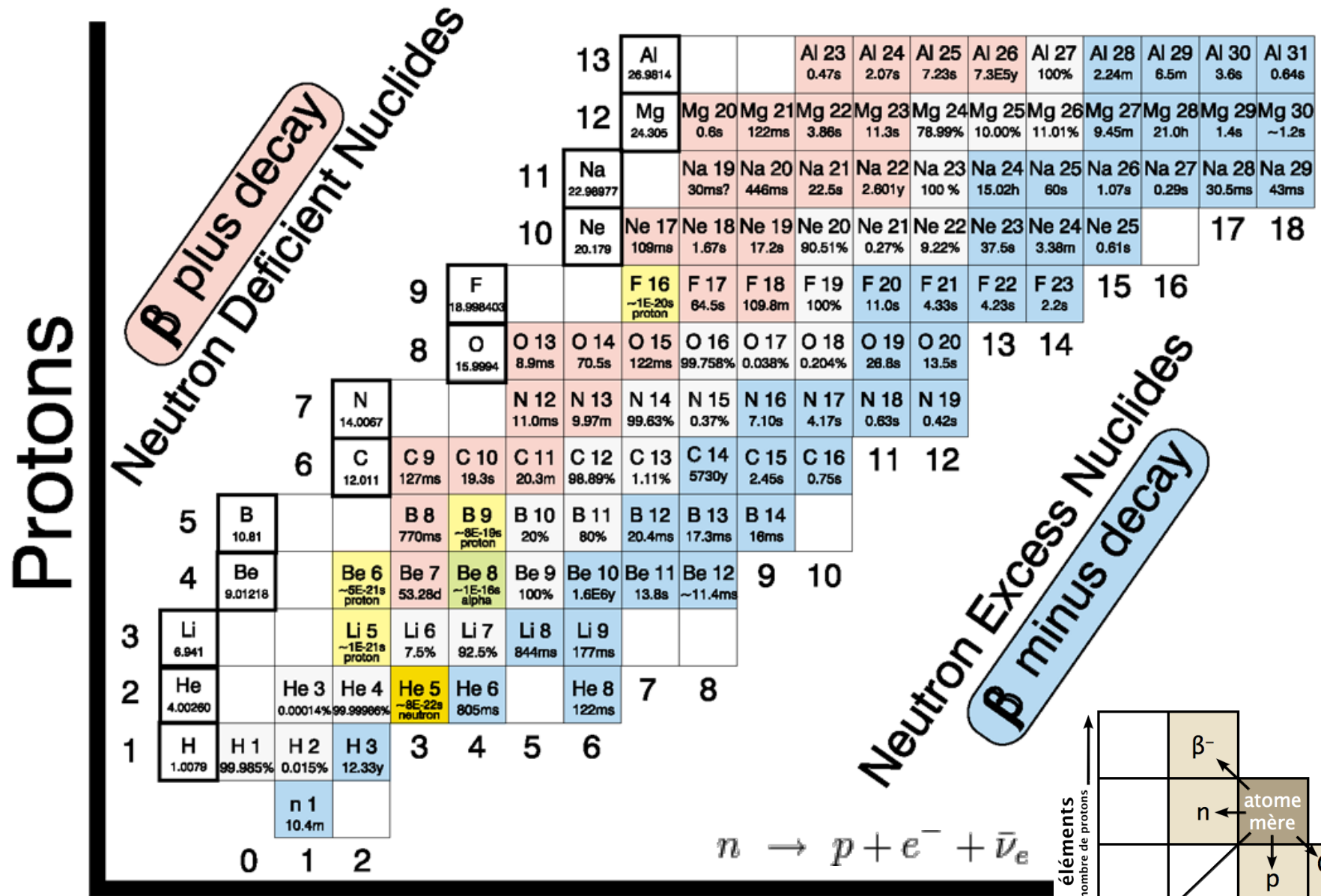
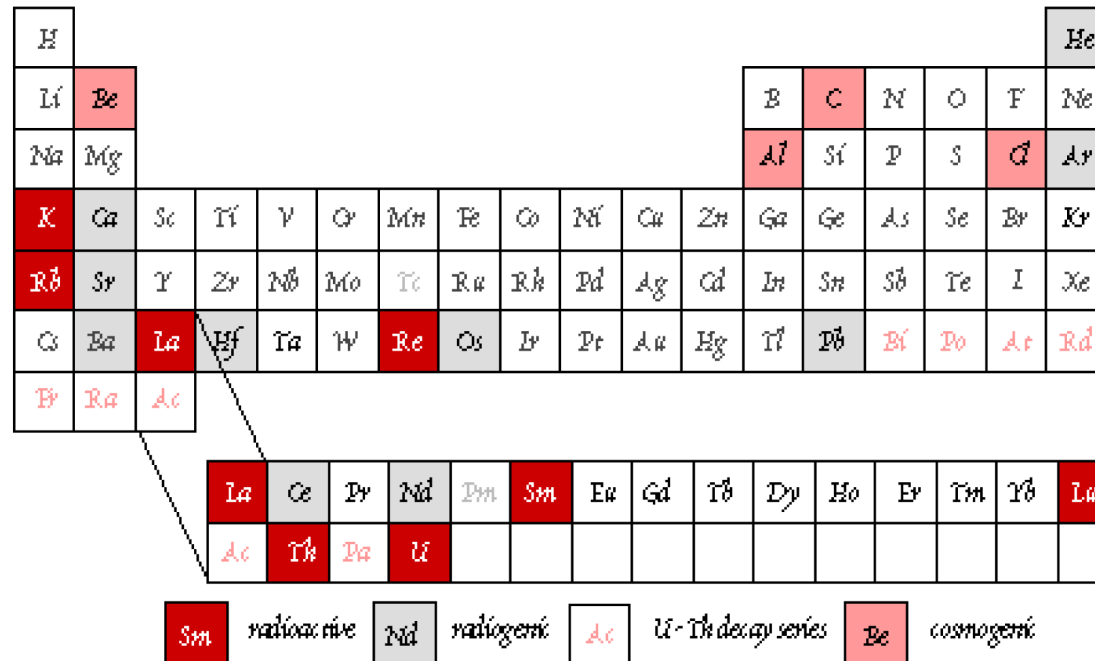


CHART OF THE NUCLIDES



Neutrons

Radioactive Decay Systems of Geochemical Interest



Parent	Decay Mode	λ	Half-life	Daughter	Ratio
^{40}K	β^+ , e.c., β^-	$5.543 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$	$1.28 \times 10^9\text{yr}$	^{40}Ar , ^{40}Ca	$^{40}\text{Ar}/^{86}\text{Ar}$
^{87}Rb	β^-	$1.42 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$	$4.8 \times 10^{10}\text{yr}$	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
^{138}La	β^-	$2.67 \times 10^{-12}\text{yr}^{-1}$	$2.59 \times 10^{11}\text{yr}$	^{138}Ce	$^{138}\text{Ce}/^{142}\text{Ce}$, $^{138}\text{Ce}/^{136}\text{Ce}$
^{147}Sm	α	$6.54 \times 10^{-12}\text{yr}^{-1}$	$1.06 \times 10^{11}\text{yr}$	^{143}Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
^{176}Lu	β^-	$1.94 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$	$3.6 \times 10^{10}\text{y}$	^{176}Hf	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$
^{187}Re	β^-	$1.64 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$	$4.23 \times 10^{10}\text{y}$	^{187}Os	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$
^{232}Th	α	$4.948 \times 10^{-11}\text{yr}^{-1}$	$1.4 \times 10^{10}\text{y}$	^{208}Pb , ^4He	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$
^{235}U	α	$9.849 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$	$7.07 \times 10^8\text{y}$	^{207}Pb , ^4He	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$
^{238}U	α	$1.551 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$	$4.47 \times 10^9\text{y}$	^{206}Pb , ^4He	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$

Note: the branching ratio, i.e. ratios of decays to ^{40}Ar to total decays of ^{40}K is 0.117. The production of ^4He from ^{147}Sm decay is insignificant compared to that produced by decay of U and Th.

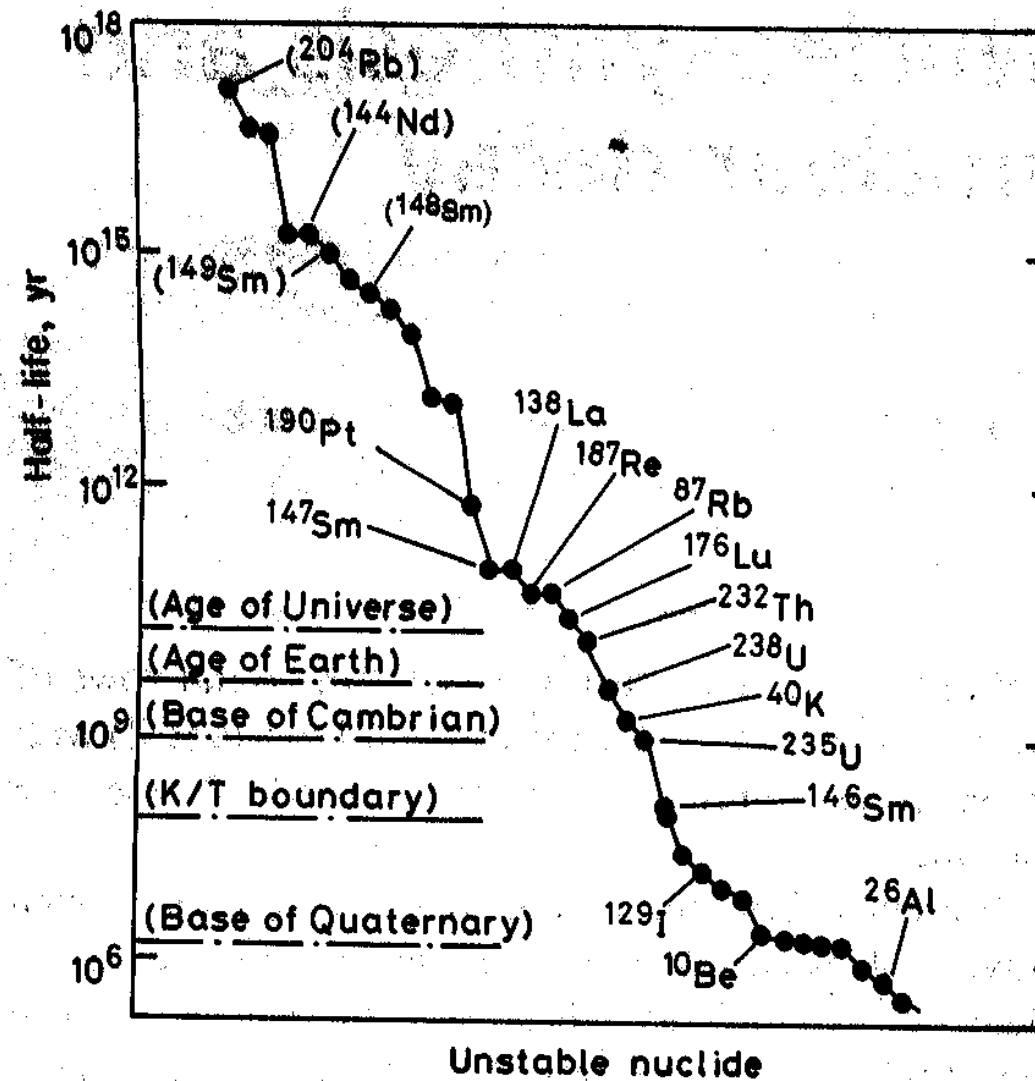
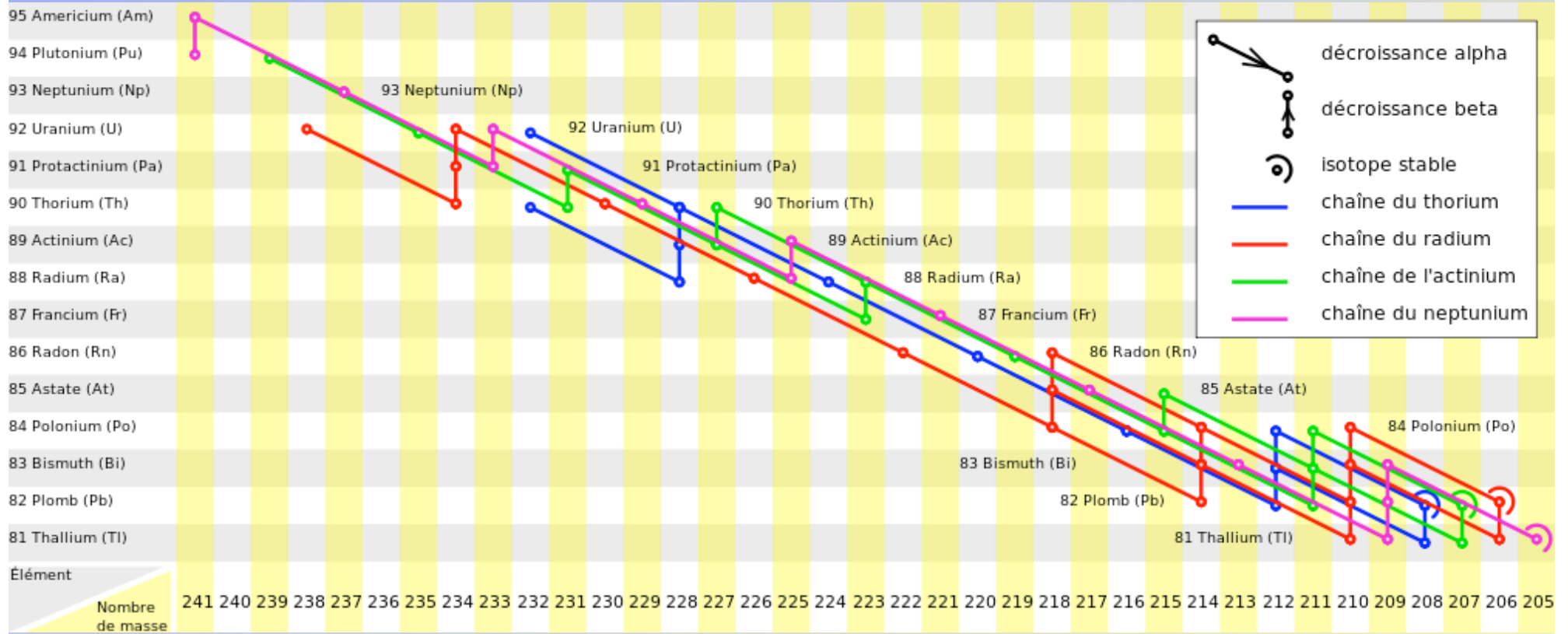


Fig. 1.2. Unstable nuclides with half-lives ($t_{1/2}$) over 0.5 Myr, in order of decreasing stability. Geologically useful parent nuclides are marked. Some very long-lived radionuclides with no geological application are also marked, in brackets.

Systeme U-Pb



	(non radiogénique)		^{204}Pb
^{238}U	(4,56 milliards d'années)	→	→ ^{206}Pb
^{235}U	(713 millions d'années)	→	→ ^{207}Pb
^{232}Th	(13,9 millions d'années)	→	→ ^{208}Pb

I. Les méthodes de datation

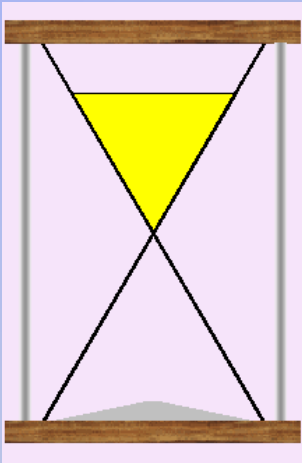
A. Introduction à la radiochronométrie

B. Méthodes de datation absolues: les radiochronomètres « de période longue »

I. Les méthodes chronométriques

B. Radiochronomètres de période longue

1) Principe



Nombre de désintégrations de l'isotope père:

$$dN = -\lambda N dt$$

Nombre de noyaux présents à t:

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

Nombre de désintégrations survenues à t:

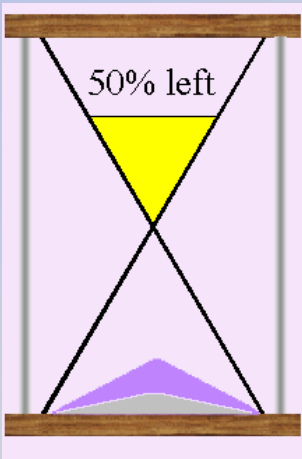
$$N_0 - N = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

Soit:

$$N_0 - N = N (e^{\lambda t} - 1)$$

D'où l'abondance de l'isotope fils:

$$D: D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1)$$



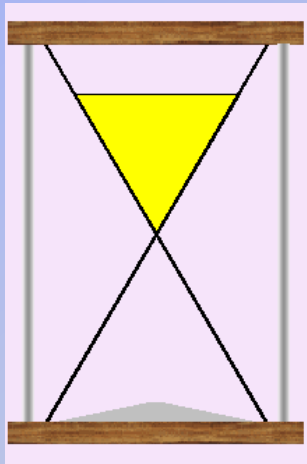
Appliquée, par exemple, au couple Rb-Sr, cette formule devient:

$$({}^{87}\text{Sr})_m = ({}^{87}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

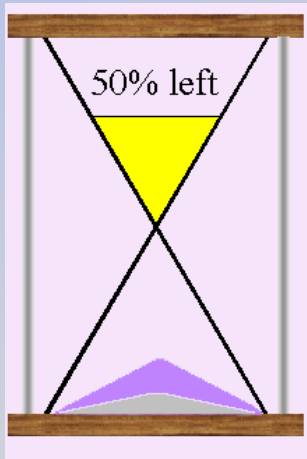
i: valeur initiale (inconnue)

m: valeurs actuelles (mesurées)

En pratique, on mesure un rapport isotopique

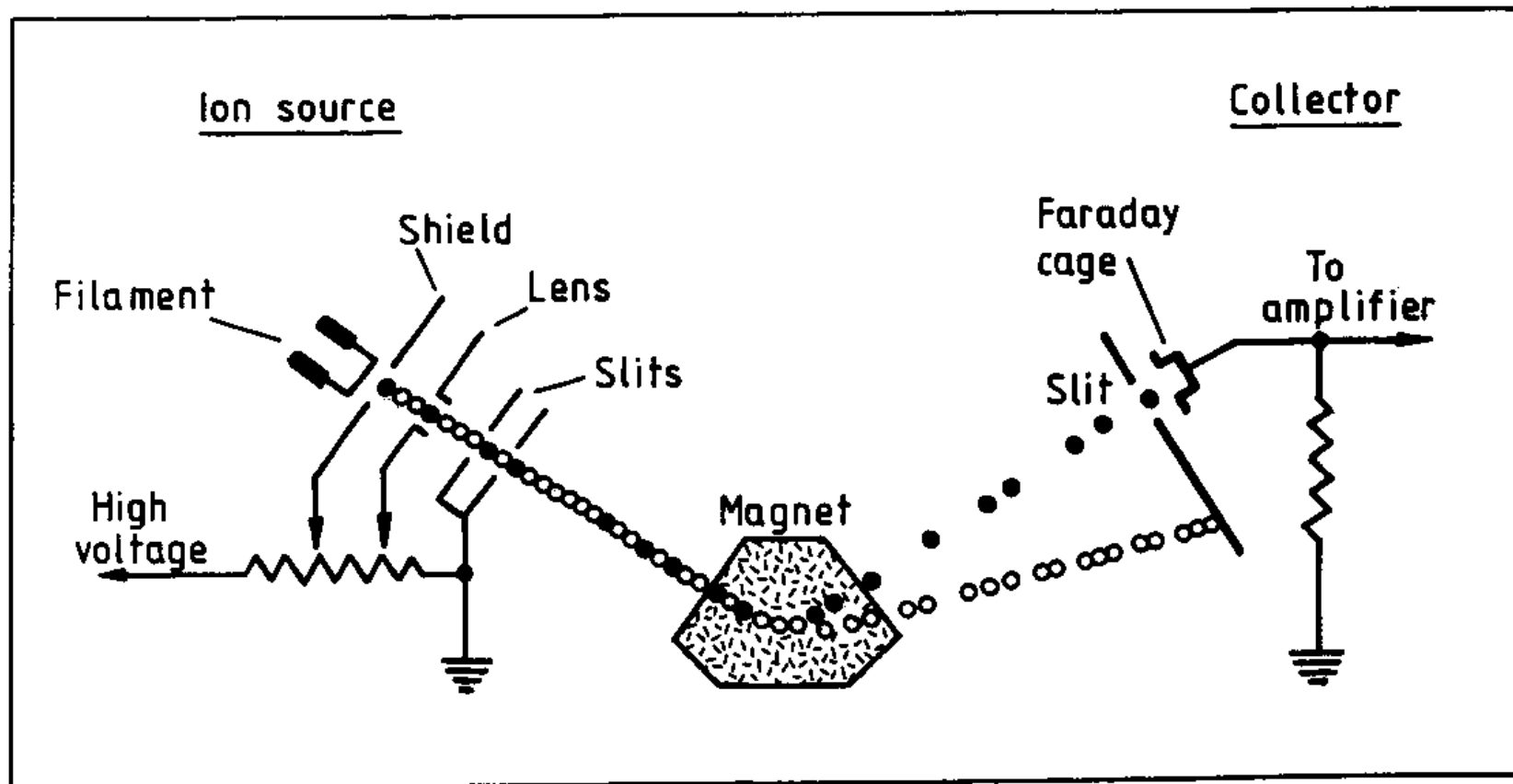


${}^{87}\text{Rb}$



${}^{87}\text{Sr}$

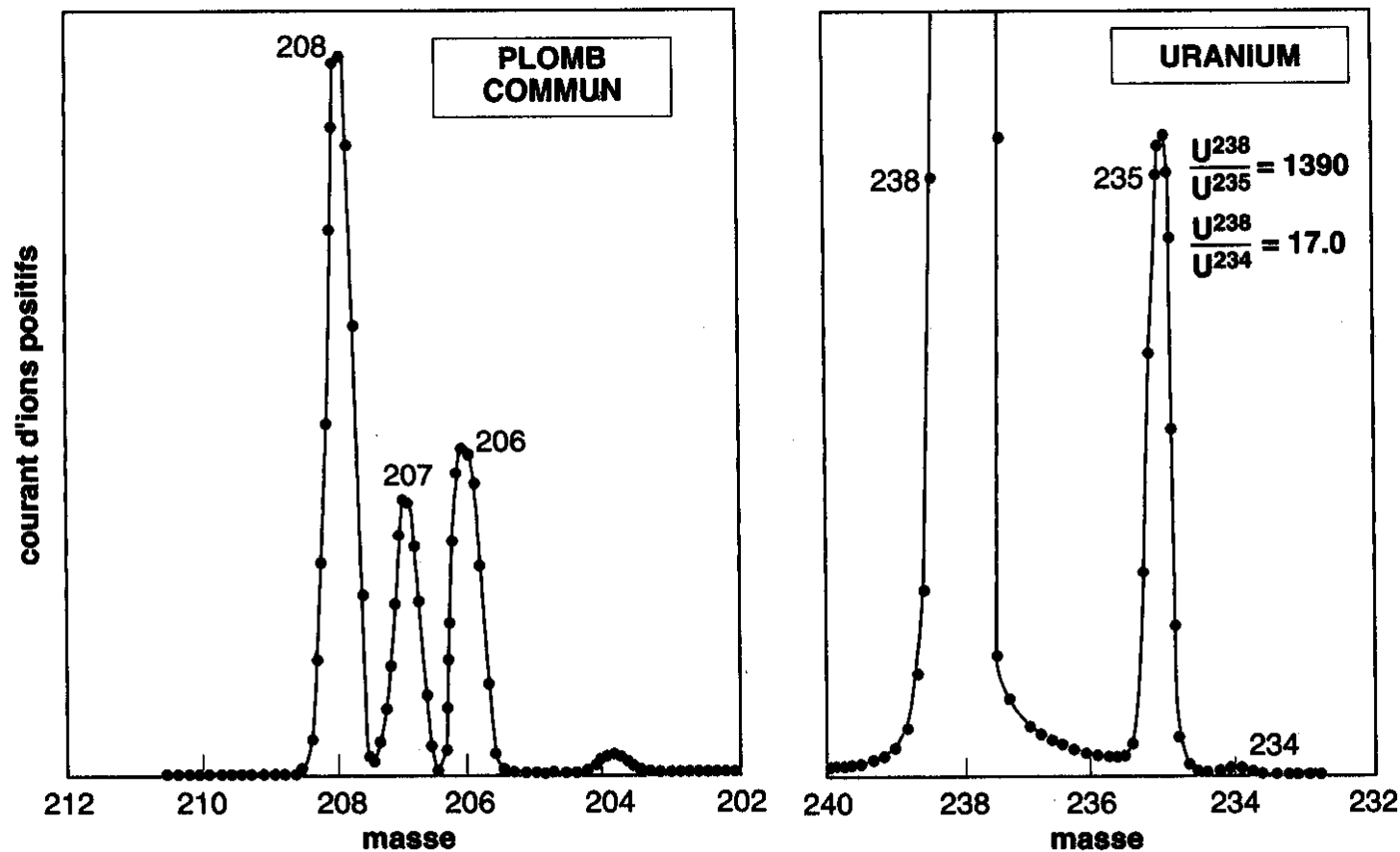
Spectromètre de Masse



atic illustration of the basic features of a magnetic sector mass spectrometer. Solid a light and heavy isotopes of an element, respectively. After Faul (1966).

Spectre de Masse

L'âge du monde



Les isotopes de l'uranium et du plomb révélés par les spectres de masse ;
abondance de chacun des isotopes proportionnelle à l'aire de leurs pics res-
pectifs (Nier, 1938 et 1939).

Appliquée, par exemple, au couple Rb-Sr, cette formule devient:

$$({}^{87}\text{Sr})_m = ({}^{87}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

i: valeur initiale (inconnue)

m: valeurs actuelles (mesurées)

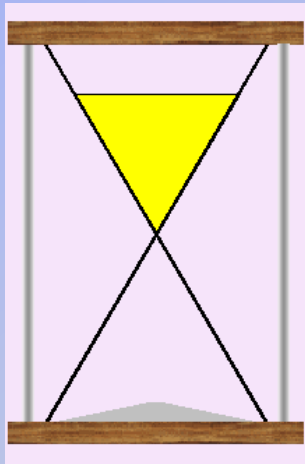
En pratique, on mesure un rapport isotopique
Pour un isotope non-radiogénique et stable:

$${}^{86}\text{Sr}_m = {}^{86}\text{Sr}_i$$

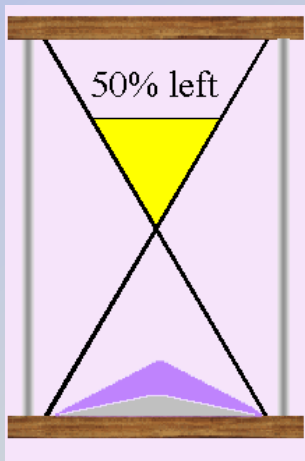
$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

Equation dont on peut déduire le temps:

$$t = 1/\lambda \text{ Log} [1 + (({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i) / ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_m]$$



${}^{87}\text{Rb}$



${}^{87}\text{Sr}$

Appliquée, par exemple, au couple Rb-Sr, cette formule devient:

$$({}^{87}\text{Sr})_m = ({}^{87}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

i: valeur initiale (inconnue)

m: valeurs actuelles (mesurées)

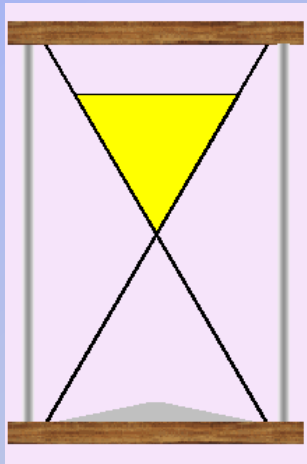
En pratique, on mesure un rapport isotopique
Pour un isotope non-radiogénique et stable:

$${}^{86}\text{Sr}_m = {}^{86}\text{Sr}_i$$

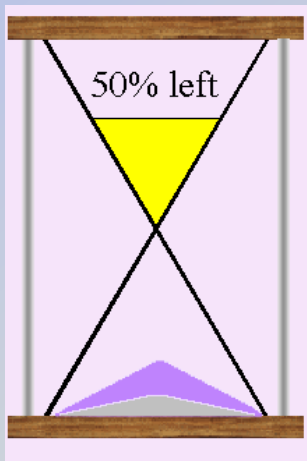
$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

Equation dont on peut déduire le temps:

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left[1 + \frac{({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i}{({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_m} \right]$$



${}^{87}\text{Rb}$

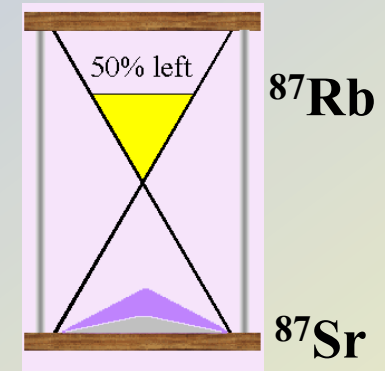


${}^{87}\text{Sr}$

2) Les conditions d'application

1) La **constante de décroissance** radioactive est connue avec précision

... en pratique, pour les “classiques” 0.2 à 1%



2) On sait distinguer, pour l'isotope fils, la **fraction radiogénique** de la **fraction initiale**

→ c'est ce qui définit les différents types d'âges

3) La distribution isotopique de l'isotope fils était **homogène** au moment de la différenciation chimique

4) Le matériau daté a fonctionné en **système chimique fermé** depuis la différenciation, tant pour l'isotope père que pour l'isotope fils.

+ Problèmes de normalisation

3) Les différentes manières de déterminer un âge:

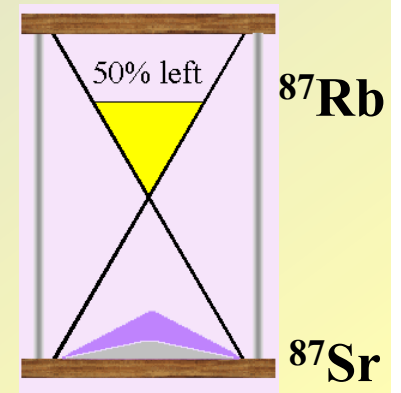
(a) Age conventionnel ou âge modèle:

La composition isotopique initiale du fils est estimée, en général à partir d'autres échantillons météoritiques:

Pb: troilite de Canyon Diablo (c'est un échantillon pratiquement sans uranium, donc le Pb n'a pas pu évoluer).

Sr: achondrites basaltiques ou inclusions réfractaires d'Allende

Nd: Juvinas ou moyenne achondrites/chondrites



SOLAR SYSTEM INITIAL ISOTOPIC COMPOSITIONS AND TERRESTRIAL PARENT-DAUGHTER RATIOS

System	R_0	RP/D*	Source
$^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$	0.69898	~0.085	basaltic achondrites
$^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$	0.50670	0.1967	chondrites
$^{176}\text{Lu}-^{176}\text{Hf}$	0.27973	0.0334	eucrites
$^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}^\dagger$	0.09677	0.397	chondrites
$^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}^\ddagger$	0.8041	3.299	chondrites
$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$	10.294	~0.058	Canyon Diablo troilite
$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$	9.314	~8	Canyon Diablo troilite
$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$	29.476	~32	Canyon Diablo troilite

*The parent daughter ratio is given as the present day value.

†Ratios for $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ and $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$

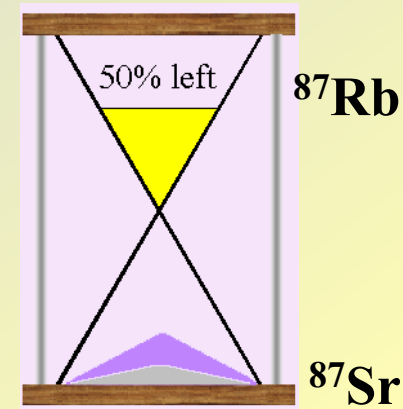
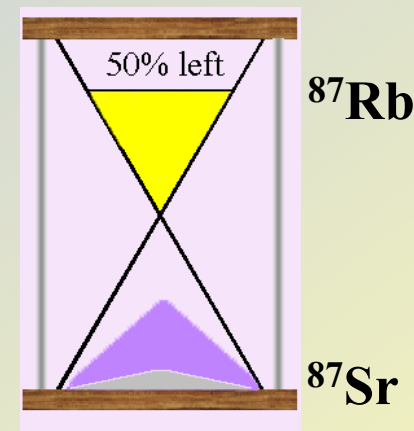
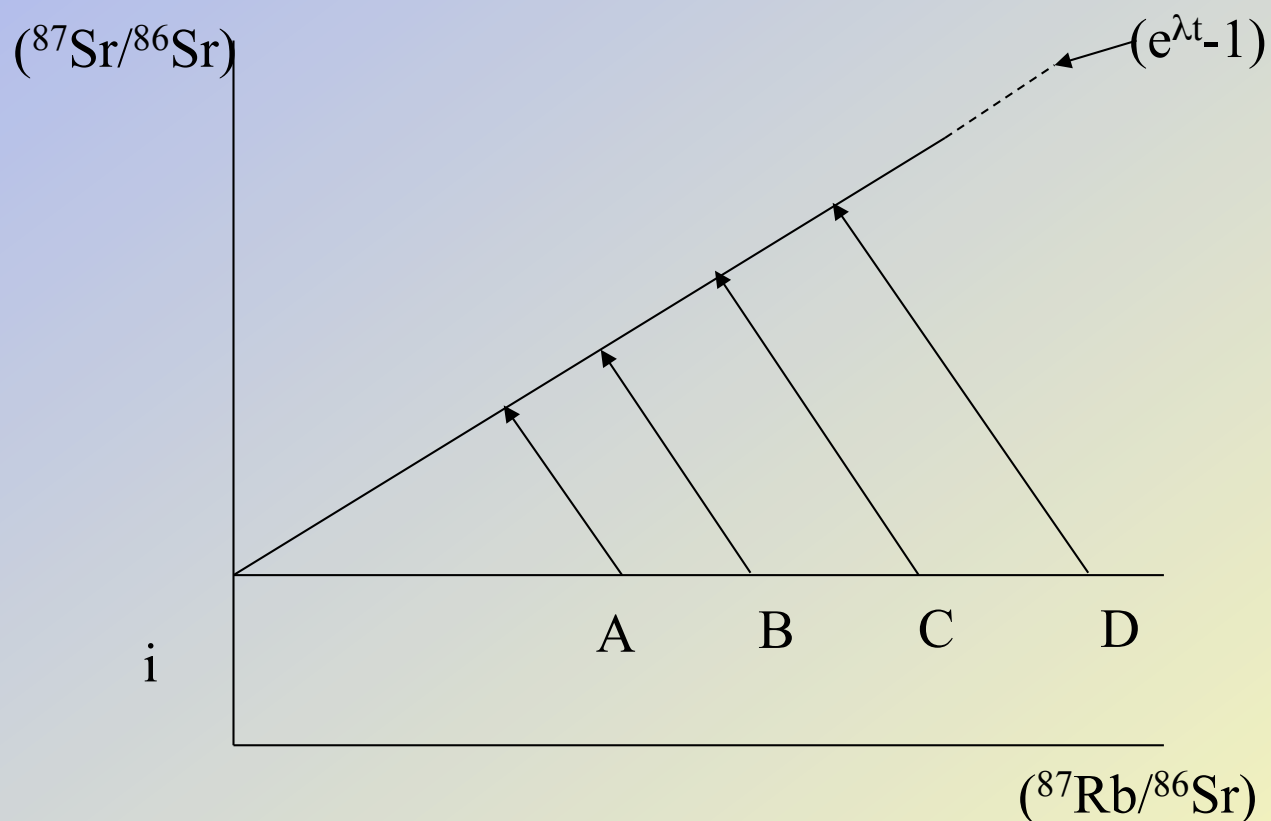
‡Ratios for $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ and $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$

(b) Méthode isochrone:

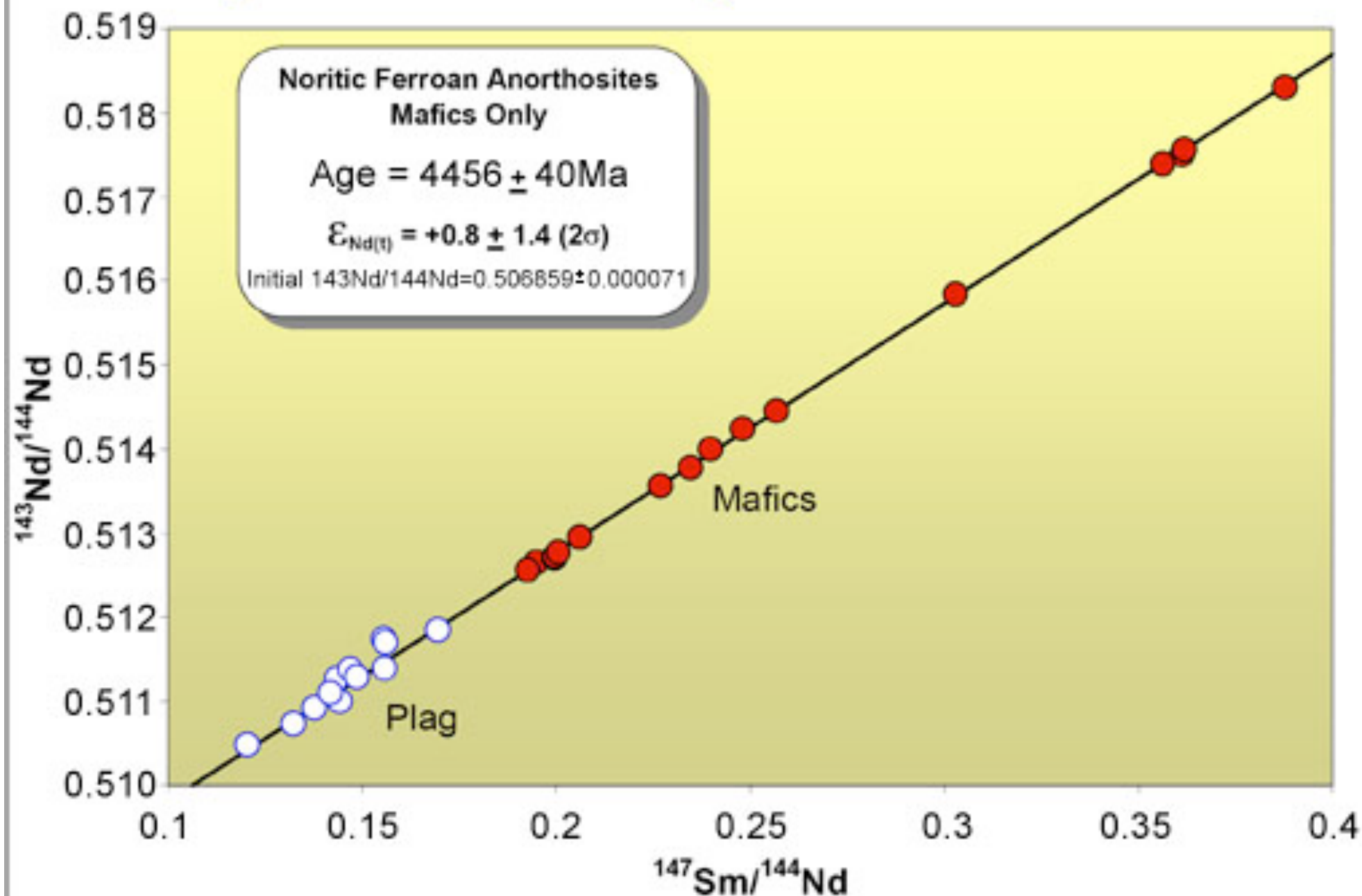
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m (e^{\lambda t} - 1)$ est l'équation d'une droite si t est constant

La pente $(e^{\lambda t} - 1)$ dépend directement de l'âge

L'origine $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ donne le rapport initial



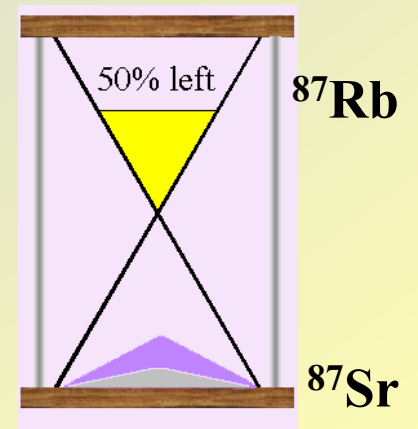
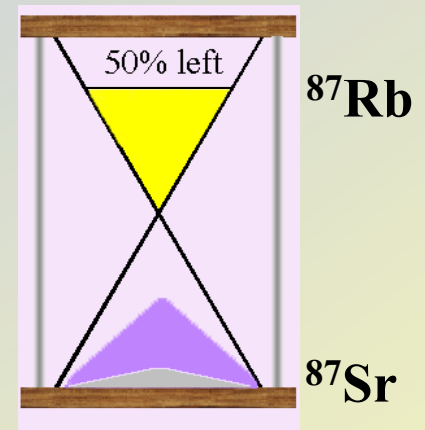
Pyroxenes Determine Ages of Lunar Anorthosites



(From Norman *et al.*, 2003, *Meteoritics and Planetary Science*, v. 38, p. 645-661.)

Les conditions d'application spécifiques de la méthode isochrone:

- Les échantillons datés sont effectivement de même âge
 - Le rapport isotopique initial du fils était le même pour tous les échantillons
 - Tous les échantillons se sont comportés en système clos
- + Il y a suffisamment de variations dans les rapports chimiques père/fils initiaux dans différents échantillons pour produire des variations de rapport isotopique du fils.

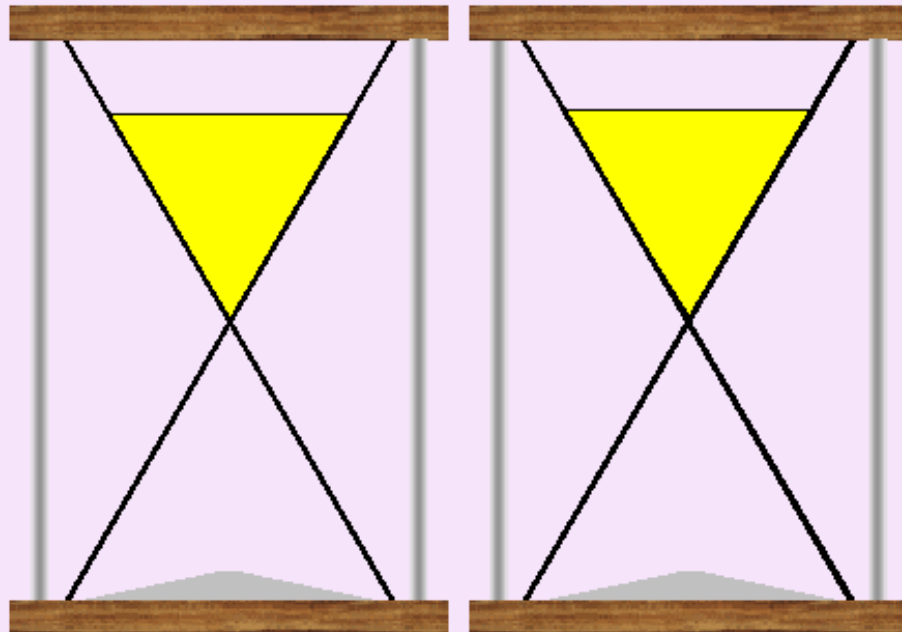


Le cas particulier des isochrones Pb-Pb:

4.5 Billion Years Ago

^{238}U

^{235}U



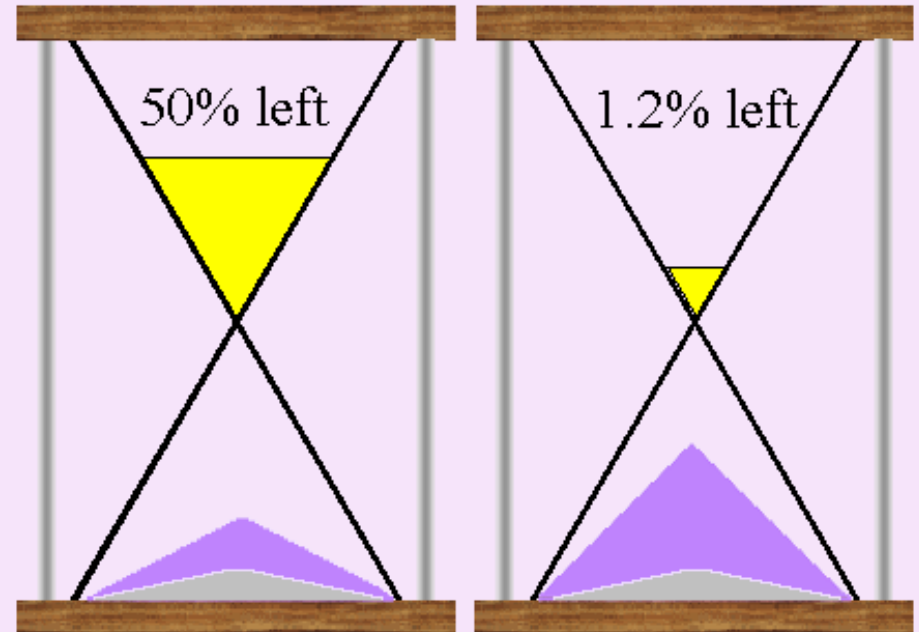
^{206}Pb

^{207}Pb

Today

^{238}U

^{235}U



50% left

1.2% left

^{206}Pb

^{207}Pb

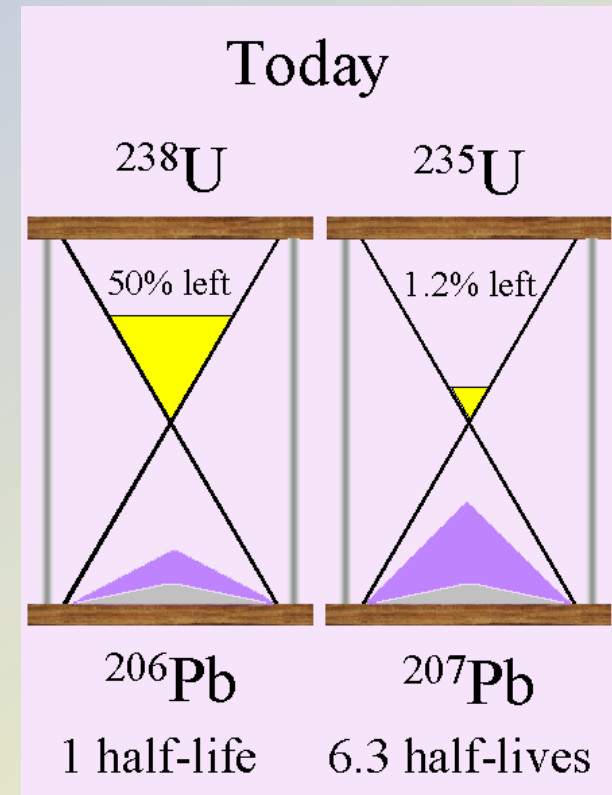
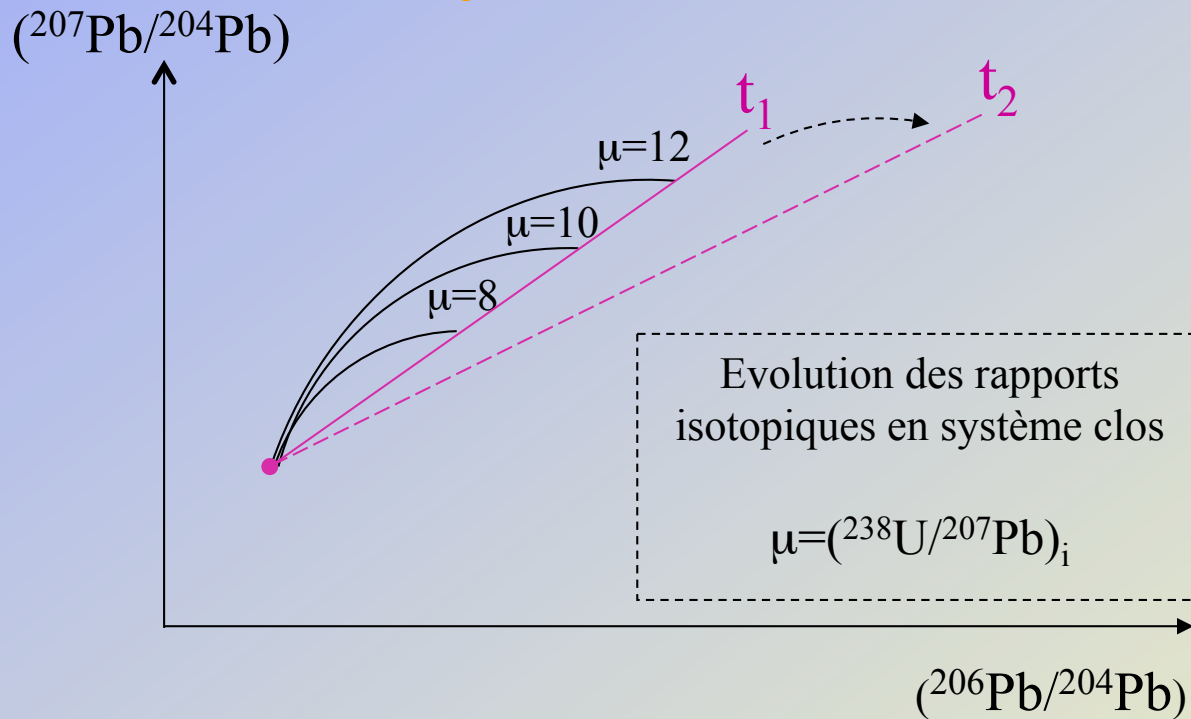
1 half-life

6.3 half-lives

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i} = \frac{1}{137.88} \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}$$

[137.88 = $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ actuel] **Age modèle** **penne de l'isochrone**

Pb_i connu à partir de Canyon Diablo



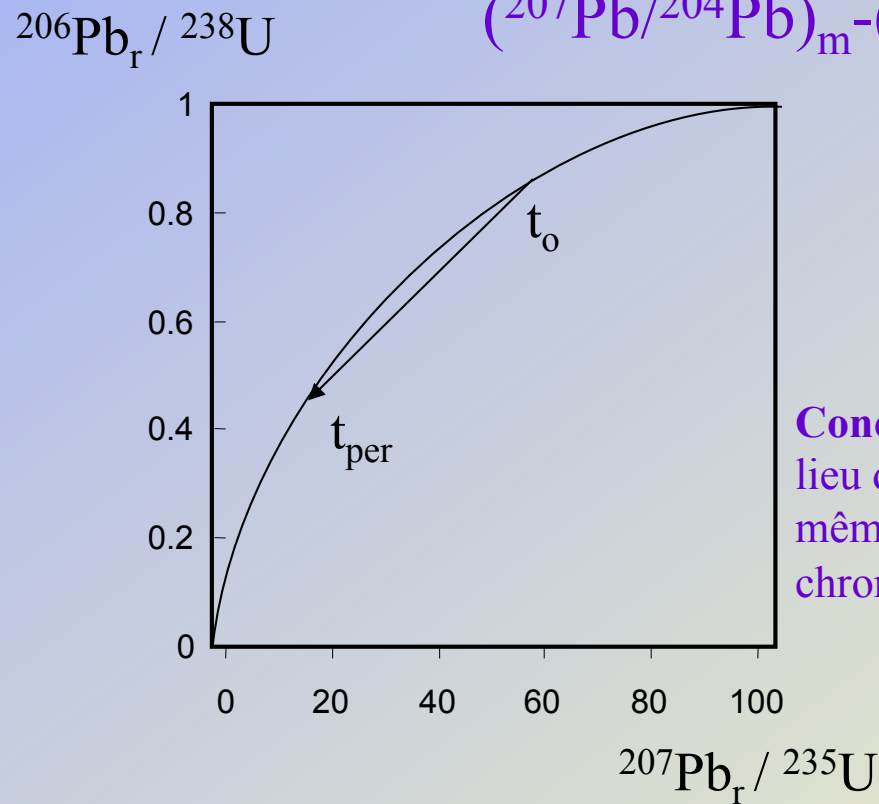
- Mêmes conditions d'application que les autres isochrones, MAIS une perte de Pb récente ou un gain d'U récent ne changeront pas l'âge.
- Ne donne pas d'info sur les rapports isotopiques initiaux du Pb

Les diagrammes Concordia:

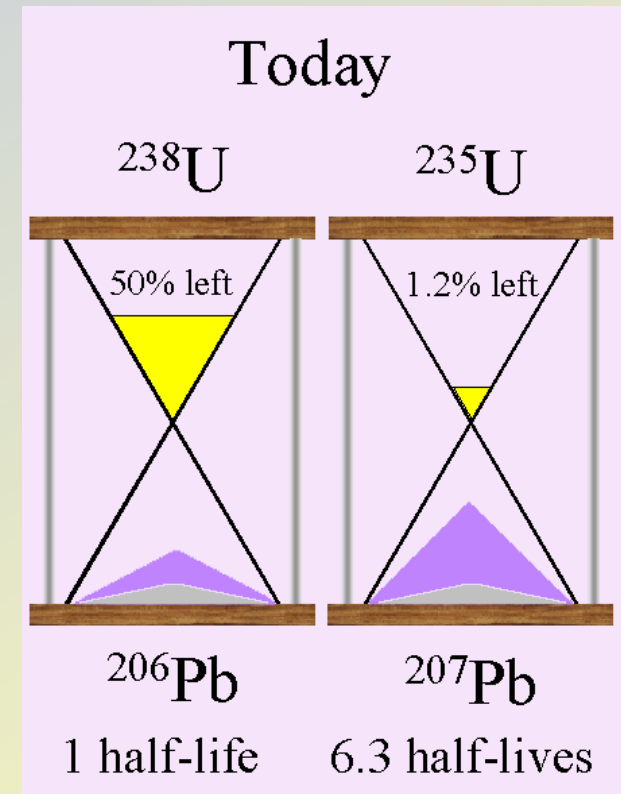
permettent de s'affranchir des perturbations des systèmes U-Pb et de dater celles-ci, ainsi que l'âge de cristallisation **pourvu que les composantes initiales du Pb soient connues.**

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$



Concordia =
lieu des échantillons de même âge avec les deux chronomètres U-Pb



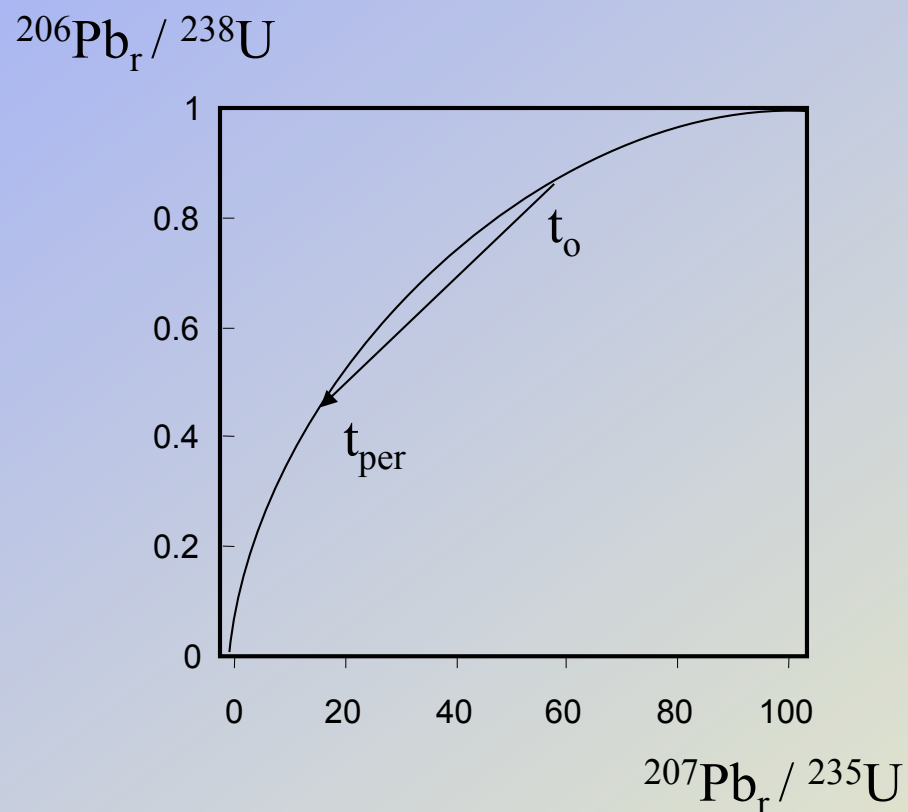
Concordia classique (Wetherill, 1956)

Les diagrammes Concordia (suite):

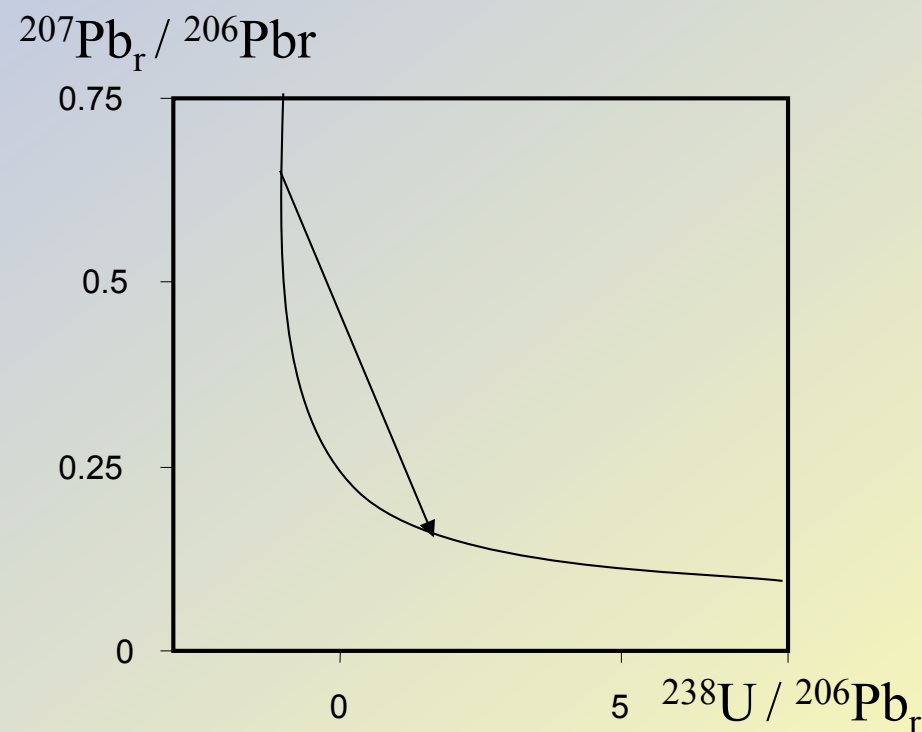
Concordia = lieu des échantillons de même âge avec les deux chronomètres U-Pb

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

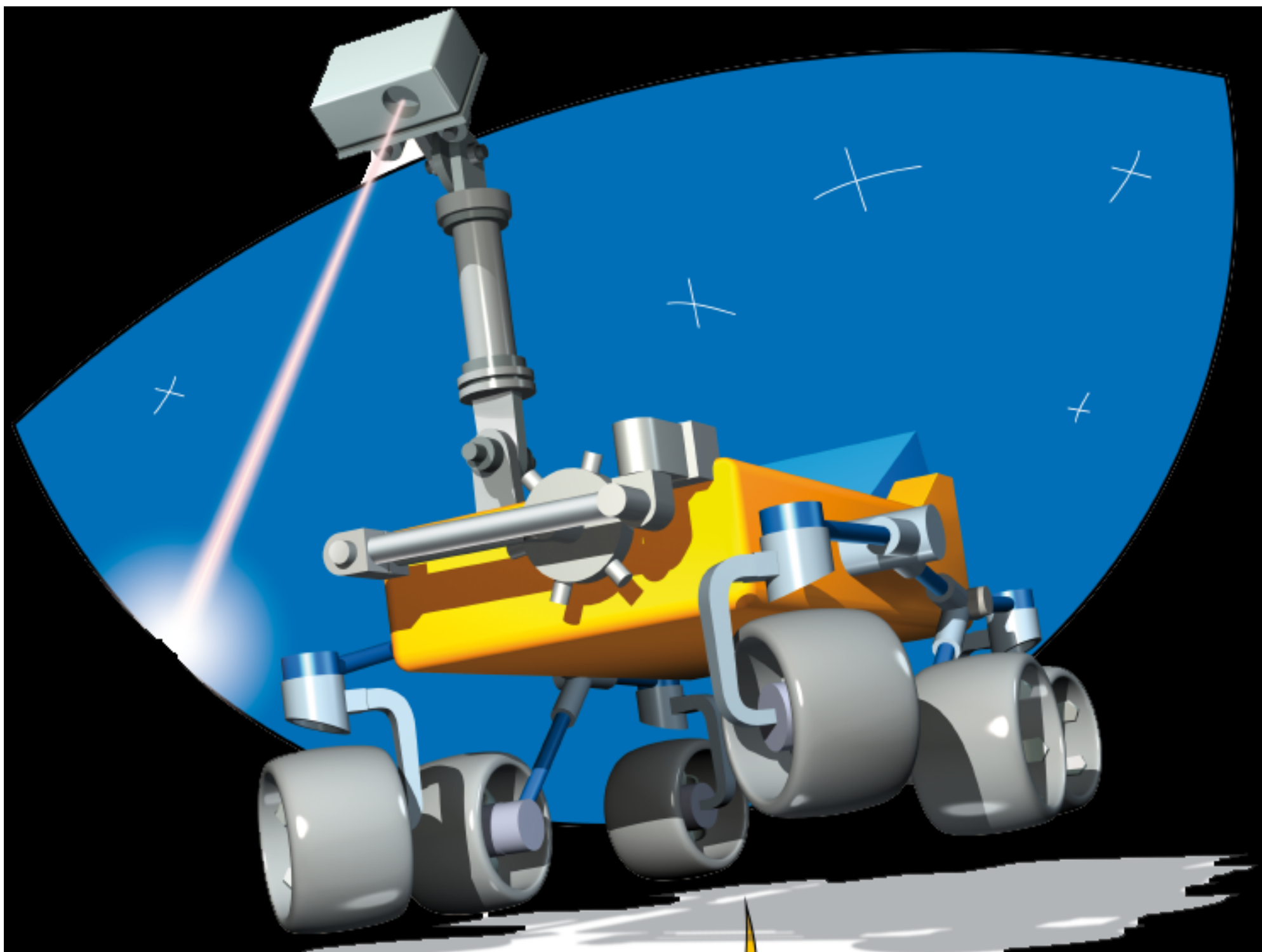
$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

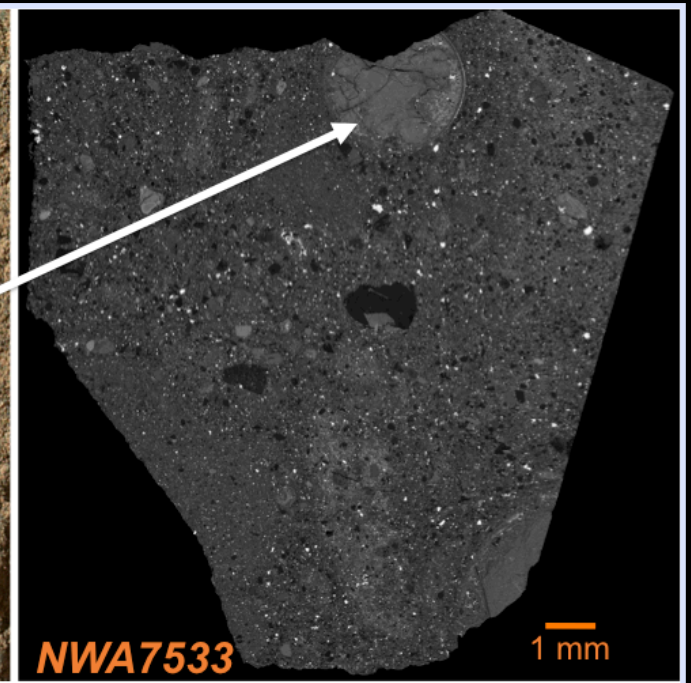
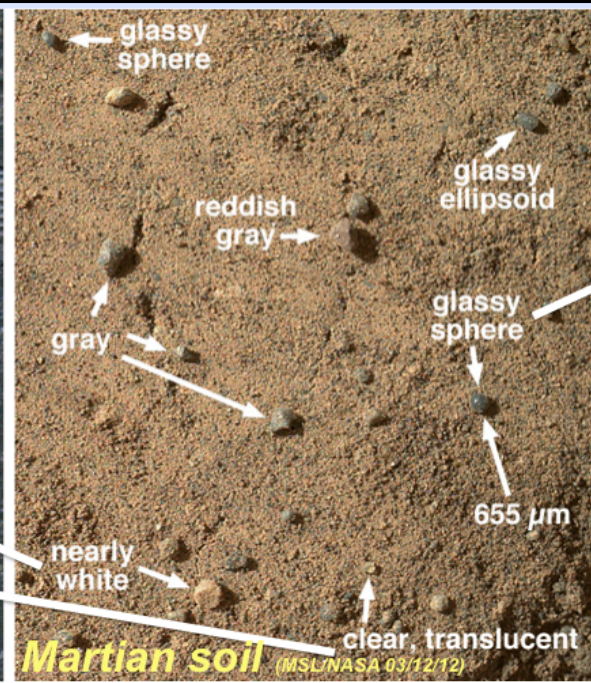
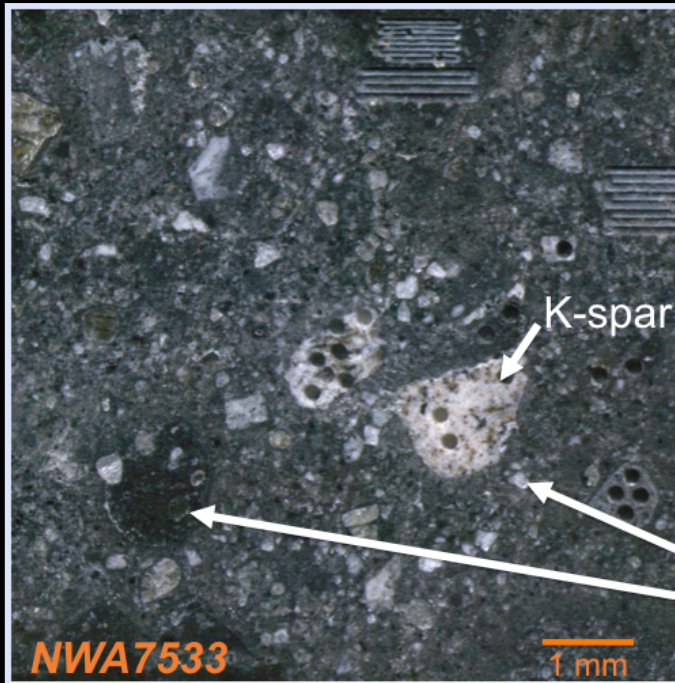


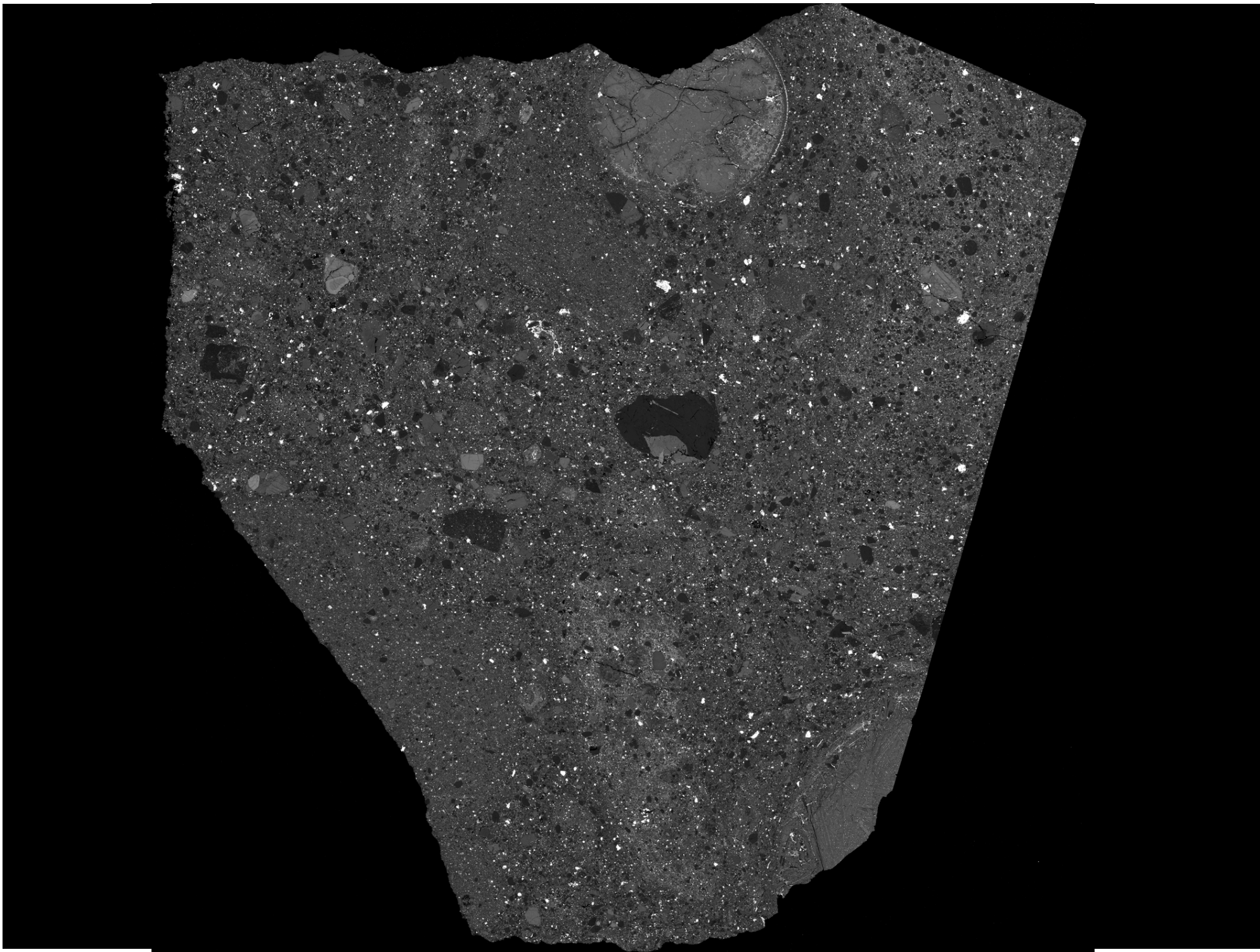
Concordia classique (Wetherill, 1956)

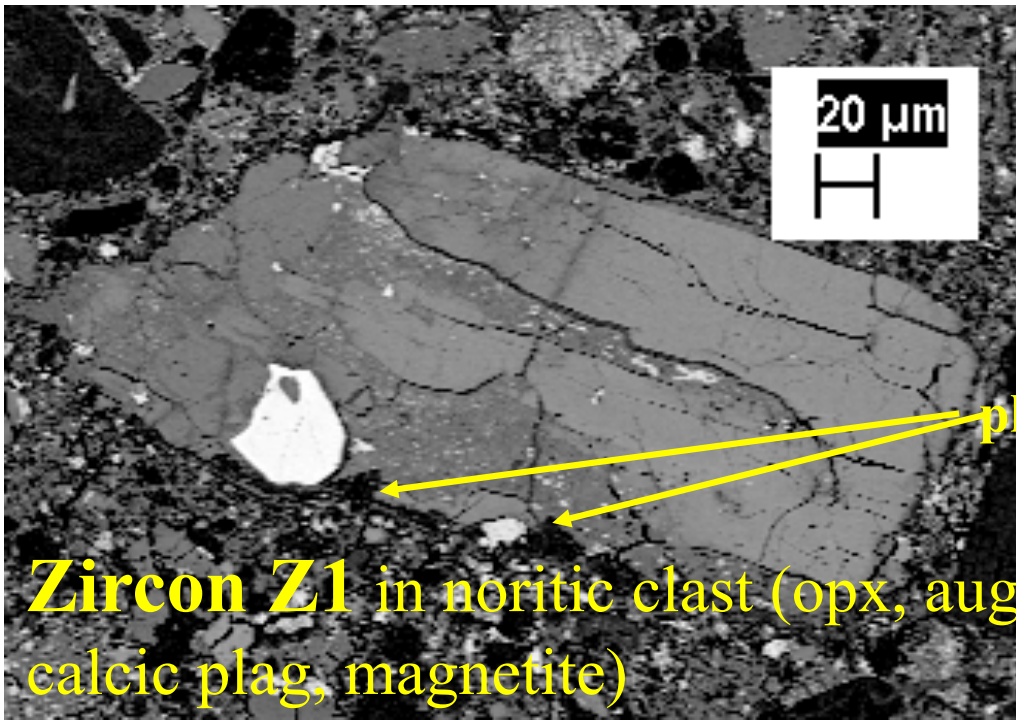


Concordia version Tera-Wasserburg, 1972

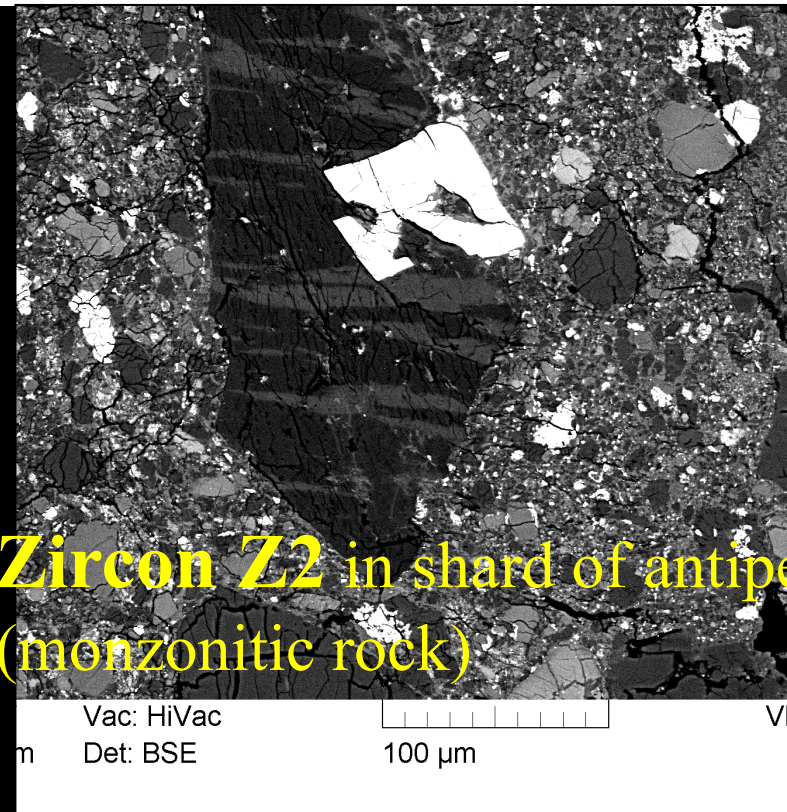




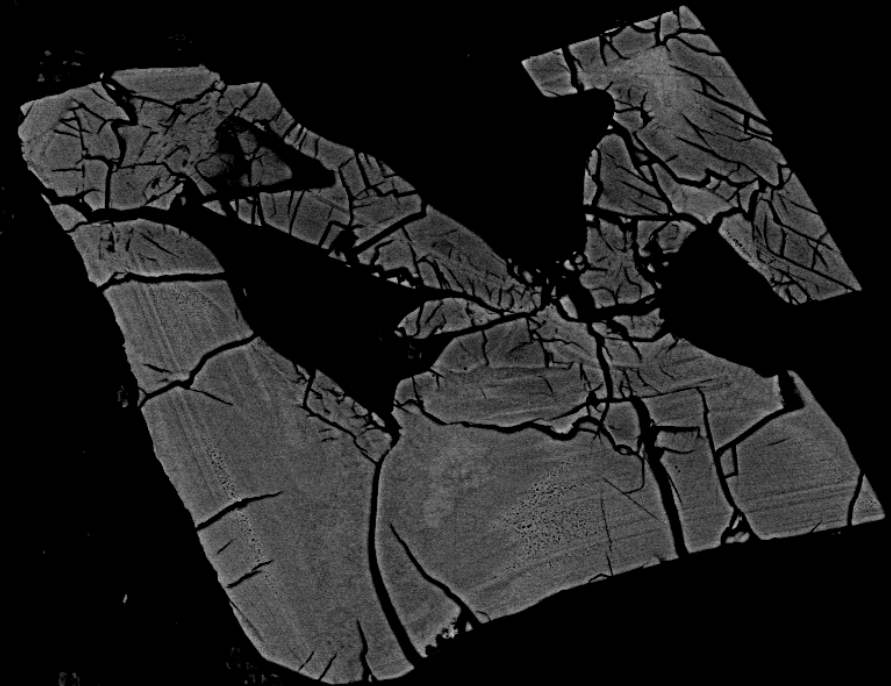




Zircon Z1 in noritic clast (opx, augite, calcic plag, magnetite)



Zircon Z2 in shard of antiperthite (monzonitic rock)



NWA 7533 Zircon Geochronology

Les analyses Pb-Pb des zircons de la météorite NWA7533 permettent de dater la formation des zircons à **4426 ± 23 Ma** en utilisant le diagramme concordia et aussi de montrer que ces zircons ont été “perturbés” il y a **1718 ± 82 Ma**.

Ce fichier sera complété avec les diagrammes présentés à Fleurance après la publication de ceux-ci.

I. Les méthodes de datation

A. La radiochronométrie

B. Méthodes de datation absolues: les radiochronomètres « de période longue »

C. Le cas particulier des radiochronomètres « éteints » : datation absolue ou relative?

a. Principe

b. Conditions particulières d'application

C. Le cas particulier des radiochronomètres « éteints » : datation absolue ou relative?

1) Principe

Mesurer l'intervalle de temps entre la fin de la nucléosynthèse et la formation d'un objet dans le système solaire

De même que pour les noyaux de longue période:

$$\begin{aligned} D: D &= D_o + N_o(1-e^{-\lambda t}) \\ t \gg 1/\lambda &\Rightarrow e^{-\lambda t} \rightarrow 0 && \Rightarrow N_o(1-e^{-\lambda t}) \rightarrow N_o \\ & \text{d'où} && D \rightarrow D_o + N_o \end{aligned}$$

Par exemple:

$$\begin{aligned} {}^{26}\text{Mg} &= ({}^{26}\text{Mg})_i + ({}^{26}\text{Al})_i \\ \Rightarrow ({}^{26}\text{Mg}/{}^{24}\text{Mg})_m &= ({}^{26}\text{Mg}/{}^{24}\text{Mg})_i + ({}^{26}\text{Al}/{}^{24}\text{Mg})_i \end{aligned}$$

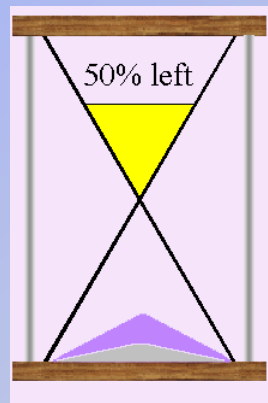
Ou:

$$({}^{26}\text{Mg}/{}^{24}\text{Mg})_m = ({}^{26}\text{Mg}/{}^{24}\text{Mg})_i + ({}^{26}\text{Al}/{}^{27}\text{Al})_i \times ({}^{27}\text{Al}/{}^{24}\text{Mg})$$

$$\left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_m = \left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_i + \left(\frac{^{26}\text{Al}}{^{27}\text{Al}}\right)_i \times \left(\frac{^{27}\text{Al}}{^{24}\text{Mg}}\right)$$

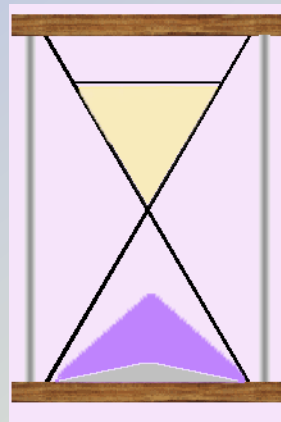
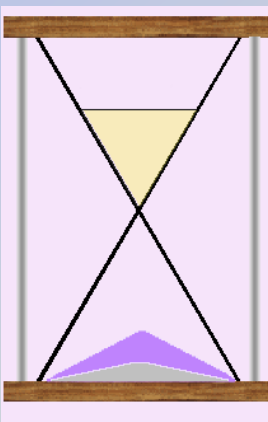
C'est l'équation d'une droite dans le système $\left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_m$ en fonction de $\left(\frac{^{27}\text{Al}}{^{24}\text{Mg}}\right)_m$

$$\left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_m = \left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_i + \left(\frac{^{26}\text{Al}}{^{27}\text{Al}}\right)_i \left(\frac{^{27}\text{Al}}{^{24}\text{Mg}}\right)_m$$



^{26}Al

^{26}Mg



^{26}Mg

$\left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)$

$\left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_i$

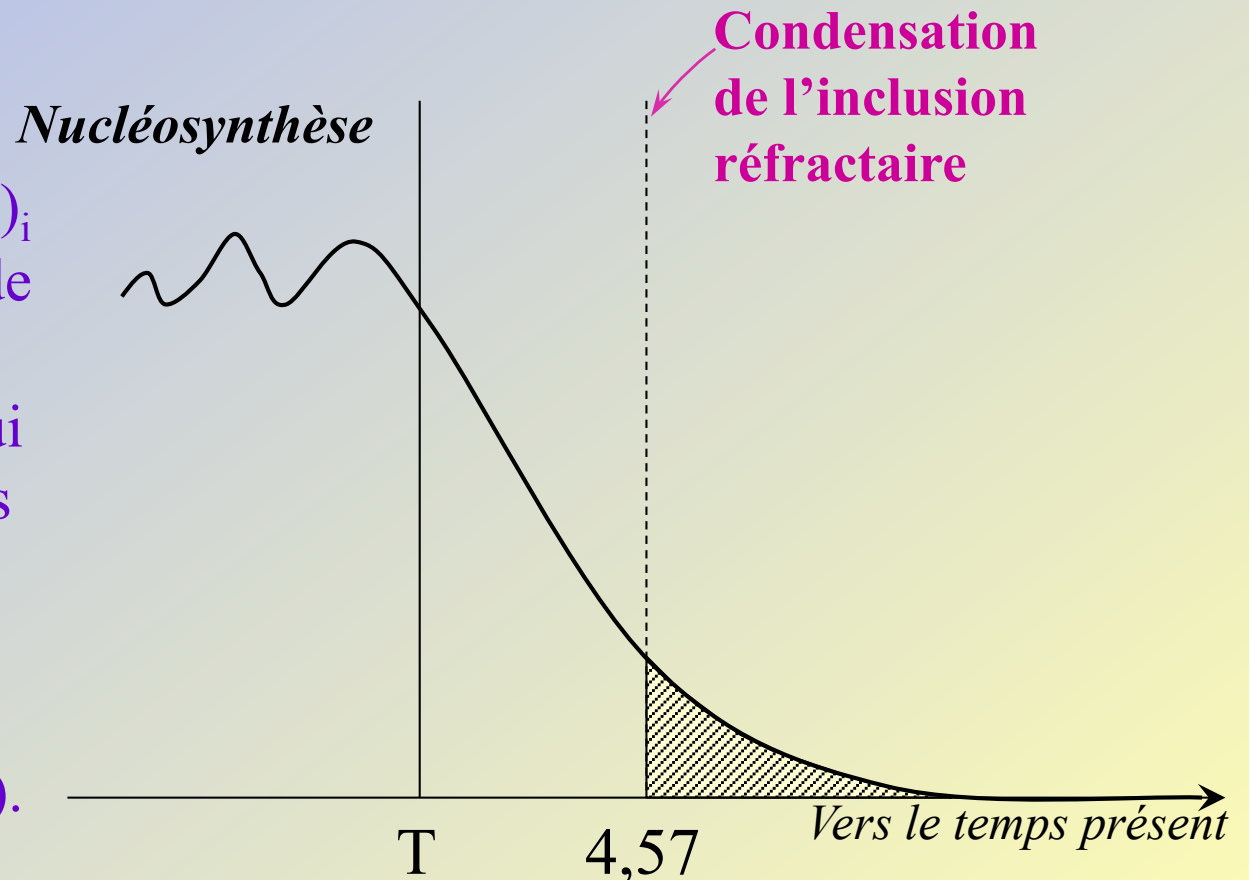
$\left(\frac{^{26}\text{Al}}{^{27}\text{Al}}\right)_i$

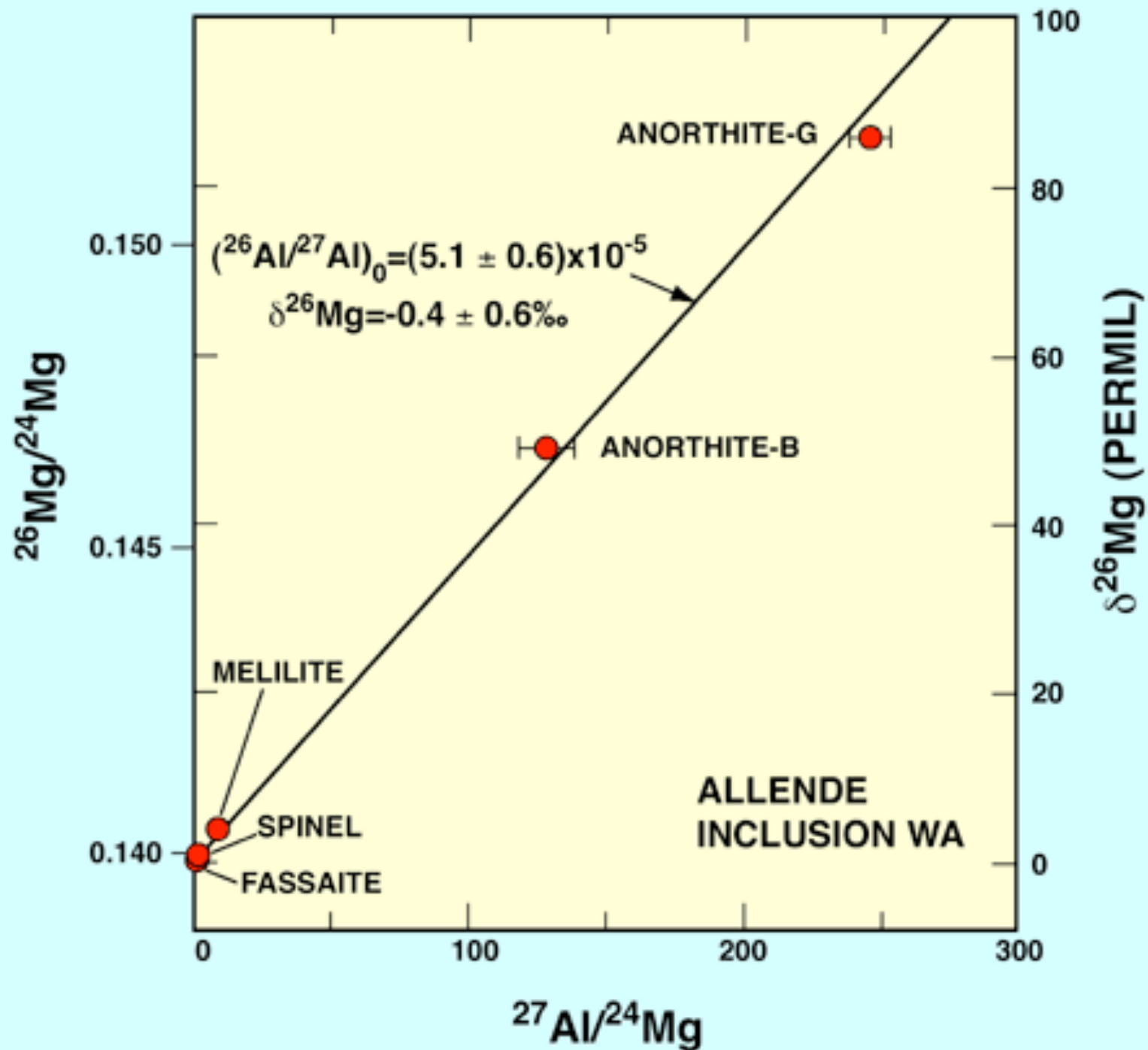
Deux inconnues:
 $\left(\frac{^{26}\text{Mg}}{^{24}\text{Mg}}\right)_i$
 et $\left(\frac{^{26}\text{Al}}{^{27}\text{Al}}\right)_i$

$\left(\frac{^{27}\text{Al}}{^{24}\text{Mg}}\right)$

C'est le rapport isotopique initial du père ($^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$)_i qui «définit» l'«âge», lequel est en fait l'intervalle de temps qui s'est écoulé entre l'isolement du système dans son ensemble (= la fin de l'apport des différents isotopes, qui fixe leurs abondances relatives) et le moment où l'isotope père commence à décroître in situ dans le minéral analysé.

C'est à dire que la détermination de ($^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$)_i permet de se situer le long de la courbe d'abondance décroissante de l' ^{26}Al , ce qui permet de comparer les âges relatifs de deux "sous-systèmes" différents (par exemple les âges relatifs de deux inclusions réfractaires).





(From Lee et al., Geophys. Res. Lett., 1976)

2) Conditions d'application

De même que pour les radiochronomètres de période longue:

1) La **constante de décroissance** radioactive est connue avec précision

... en pratique, pour les classiques” 0.2 à 1%

2) On sait distinguer, pour l'isotope fils, la **fraction radiogénique** de la **fraction initiale**

⇒ là encore, c'est la manière d'estimer la composition isotopique initiale du fils qui définit le type d'âge

3) La distribution isotopique de l'isotope fils était **homogène** au moment de la différenciation chimique

4) Le matériau daté a fonctionné en **système chimique fermé** depuis la différenciation, tant pour l'isotope père que pour l'isotope fils. *C'est le refroidissement en dessous de la **température de clôture** du minéral que l'on date.*

Mais aussi...

5) Supposer que le **rapport isotopique initial du père** [$(^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al})_i$, $(^{92}\text{Nb}/^{94}\text{Nb})_i$] était le même dans tous les objets que l'on essaye de dater les uns par rapport aux autres = **uniforme** dans le système solaire.

6) Pouvoir montrer que le **filis radiogénique** (^{26}Mg) est **corrélé avec un isotope stable du père** (^{27}Al) plutôt qu'hérité d'une source extérieure

3) Comment déterminer l'ordonnée à l'origine?

- “âge modèle”: on prend pour le rapport initial du fils [$(^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg})_i$, $(^{92}\text{Zr}/^{94}\text{Zr})_i$] le rapport le plus bas qu'on puisse trouver (dans le système solaire).

- méthode “isochrone”: si l'on prend plusieurs minéraux de même âge, ils doivent se trouver sur des droites de même pente, et sauf hétérogénéité locale, ils ont le même rapport initial du fils [$(^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg})_i$, $(^{92}\text{Zr}/^{94}\text{Zr})_i$]. On s'affranchit alors de cette source d'erreur. En pratique, on prend un minéral très pauvre en père (p. ex olivine pour ^{26}Al ou zircon pour ^{92}Nb).

En pratique, ce sont les constantes radioactives, les caractéristiques géochimiques individuelles des éléments père et fils, la nécessité de trouver des minéraux porteurs et les températures de clôture des différents minéraux dans lesquels on peut les analyser qui régissent le fonctionnement des divers chronomètres et définissent leurs domaines d'application.

D. Les principaux systèmes chronométriques

Père		Fils	Désintég.	Période (années)
^{147}Sm	→	^{143}Nd	α	$106 \cdot 10^9$
^{87}Rb	→	^{87}Sr	β^-	$50 \cdot 10^9$
^{187}Re	→	^{187}Os	β^-	$43 \cdot 10^9$
^{232}Th	→	^{208}Pb	6α	$14 \cdot 10^9$
^{238}U	→	^{206}Pb	8α	$4,5 \cdot 10^9$
^{40}K	→	^{40}Ar	β^+	$1,2 \cdot 10^9$
^{235}U	→	^{207}Pb	7α	$0,7 \cdot 10^9$
^{244}Pu	→	Xe fission	(α)	$8 \cdot 10^7$
^{129}I	→	^{129}Xe	β^-	$1,7 \cdot 10^7$
^{107}Pd	→	^{107}Ag	β^-	$6,5 \cdot 10^6$
^{53}Mn	→	^{53}Cr	β^+	$5,3 \cdot 10^6$
^{26}Al	→	^{26}Mg	β^+	$7,4 \cdot 10^5$

Quel type de chronomètre?

Les radiochronomètres de période courte offrent une grande précision sur les âges... mais ils sont éteints maintenant, ce qui signifie qu'ils n'ont pas d'ancrage actuel et ne peuvent donner que des **âges relatifs** entre des objets anciens, moyennant l'hypothèse de la distribution homogène de l'isotope père au départ

Les radiochronomètres de période longue permettent de voir très loin dans le passé et donnent des **âges absolus**, mais ils ne permettent pas une résolution aussi fine des âges

Idéalement on essaye de combiner les deux approches!

I. Les méthodes de datation

A. La radiochronométrie

B. Méthodes de datation absolues: les radiochronomètres « de période longue »

C. Le cas particulier des radiochronomètres « éteints » : datation absolue ou relative?

D. Les principaux radiochronomètres

E. Les méthodes de datation indirecte (chronologie relative appuyée sur une chronologie absolue)

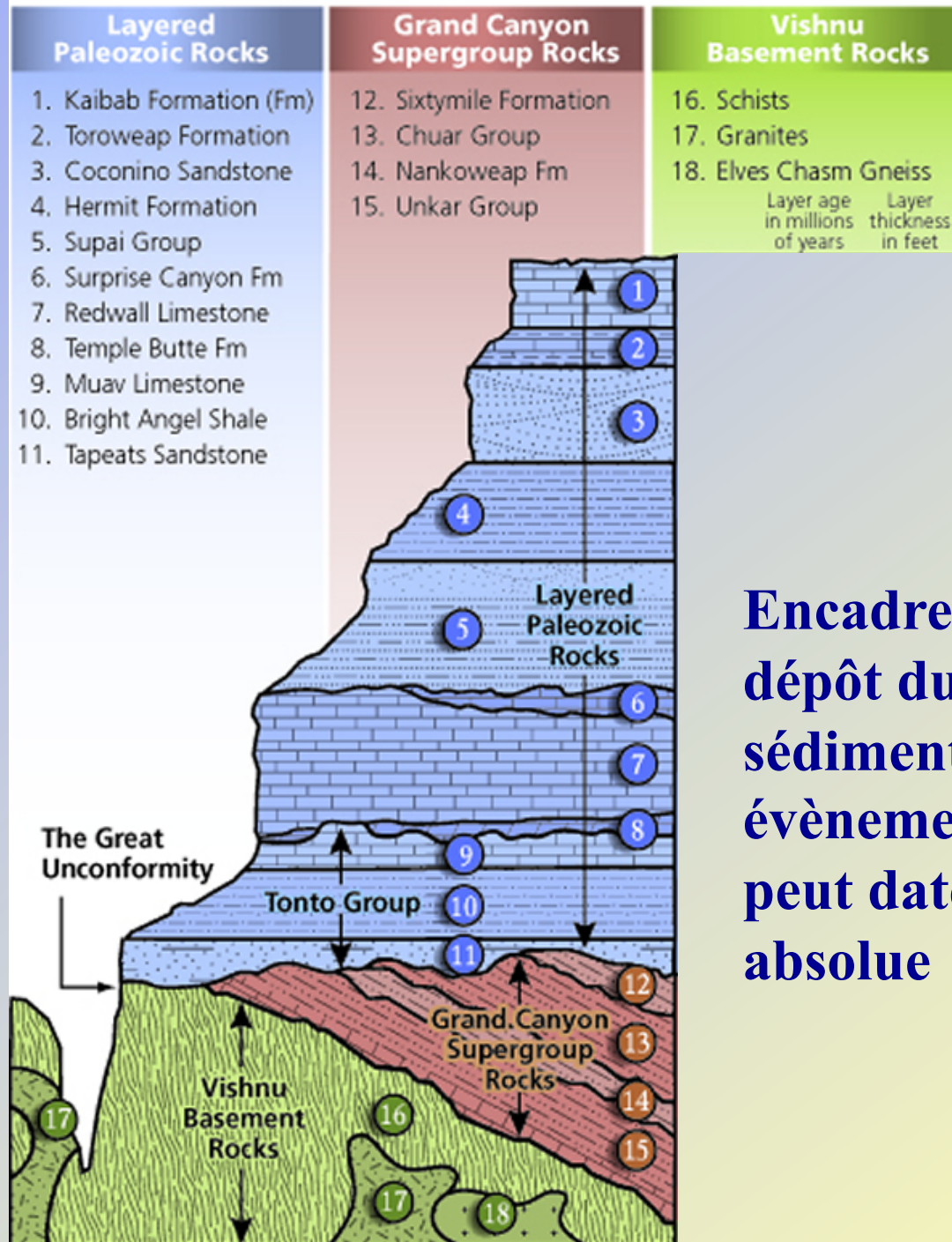
a. Le problème des terrains sédimentaires

b. Les cratères du système solaire

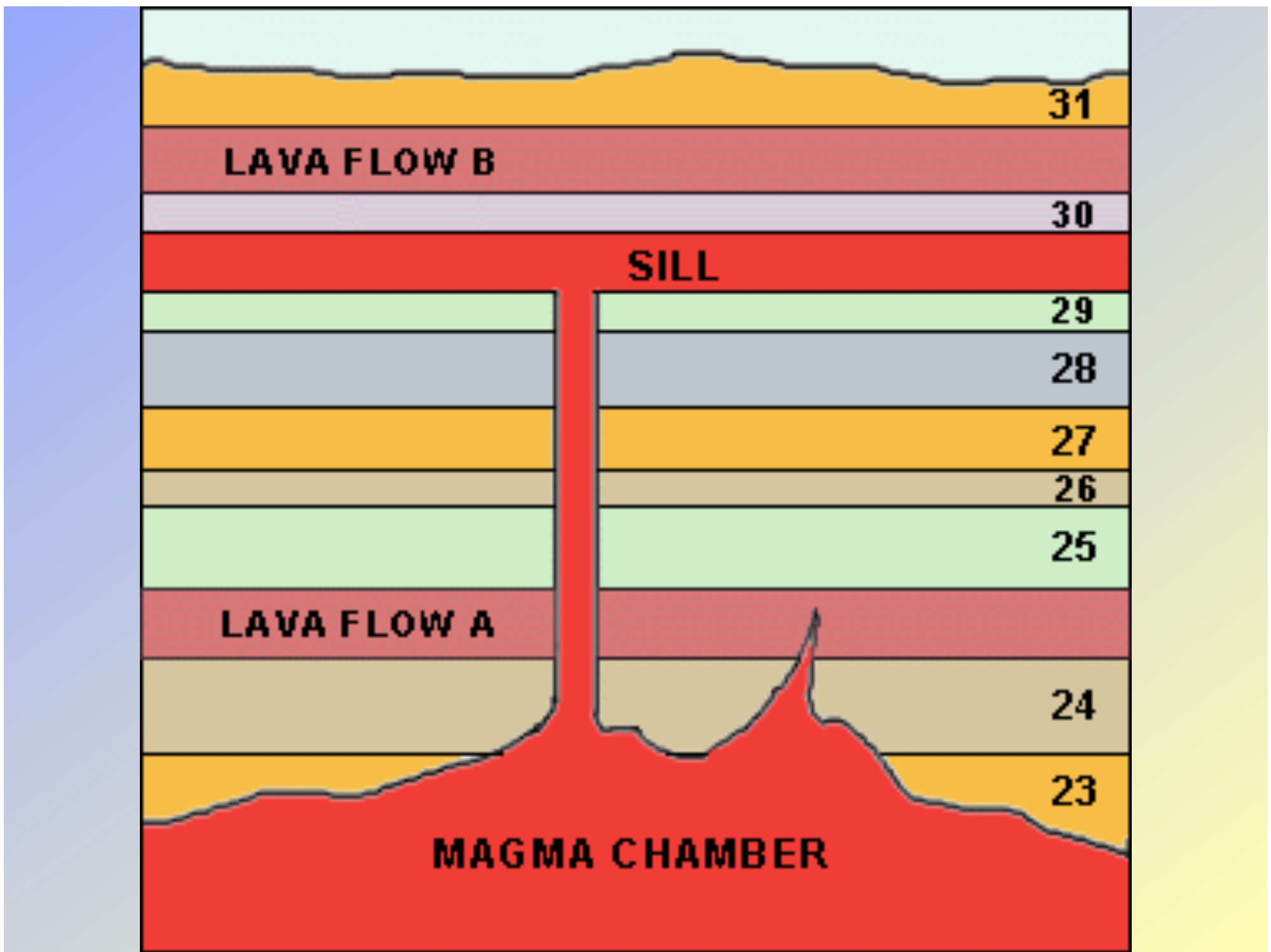
Comment dater des terrains sédimentaires? Méthodes indirectes:



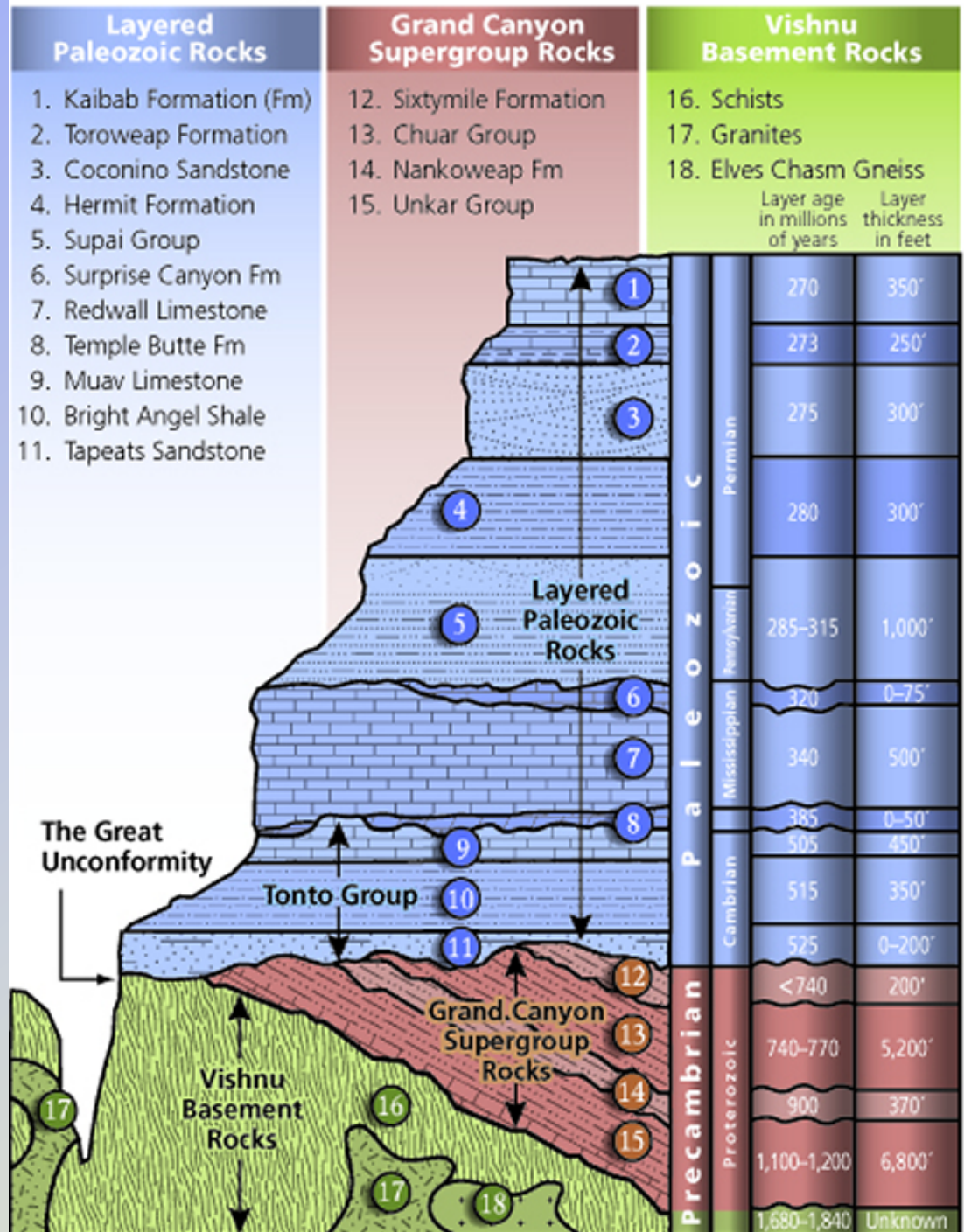
Grand Canyon's Three Sets of Rocks



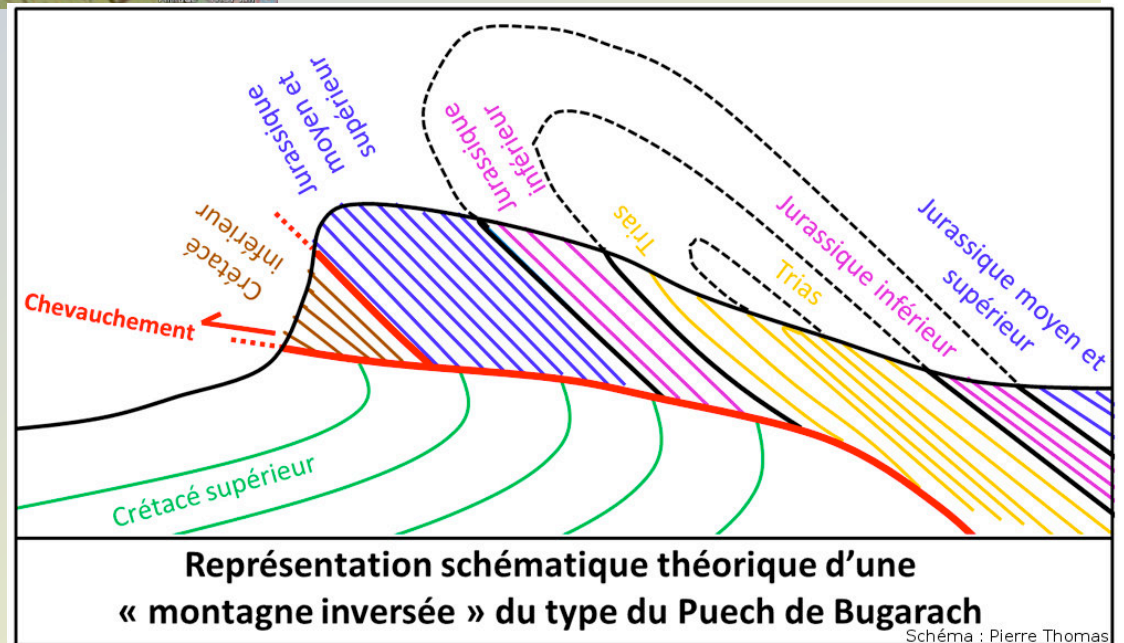
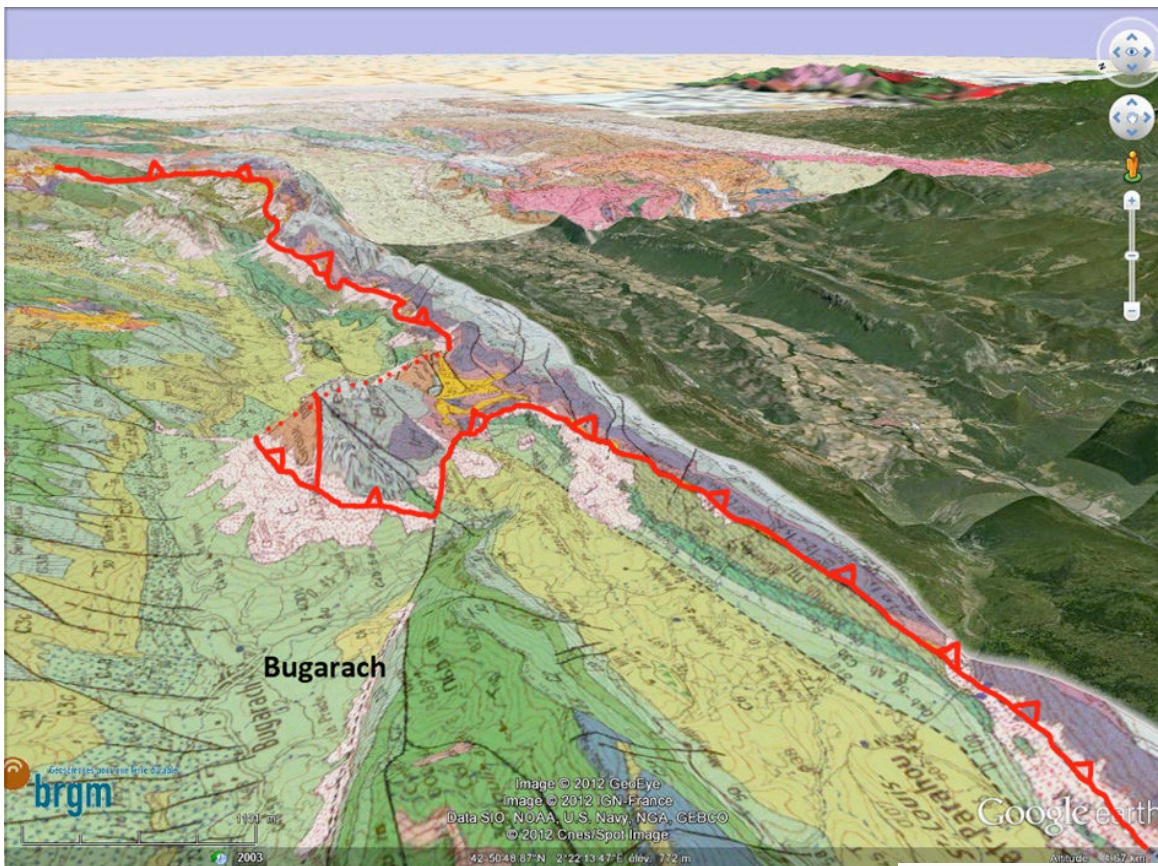
Encadrer l'âge de dépôt du terrain sédimentaire par des évènements que l'on peut dater de manière absolue



Grand Canyon's Three Sets of Rocks

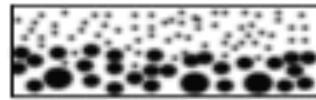




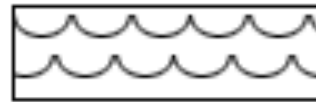


4/09/13

Savoir orienter les couches sédimentaires:



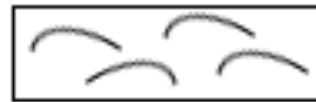
graded bedding



ripple marks



**raindrop
impressions**



clam shells

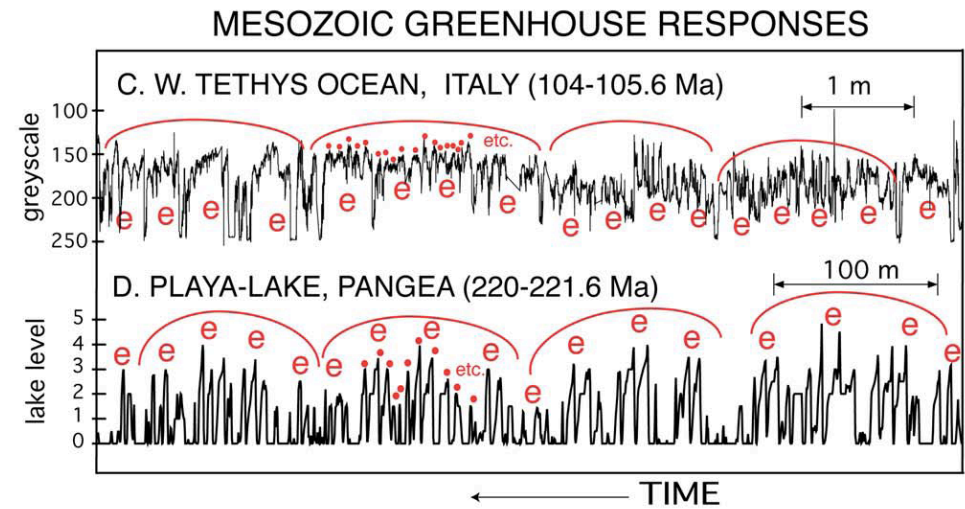
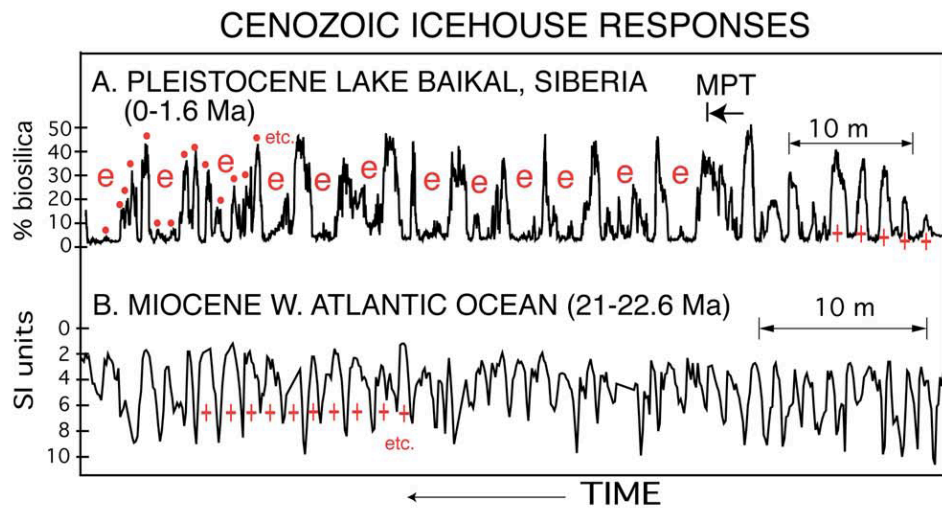
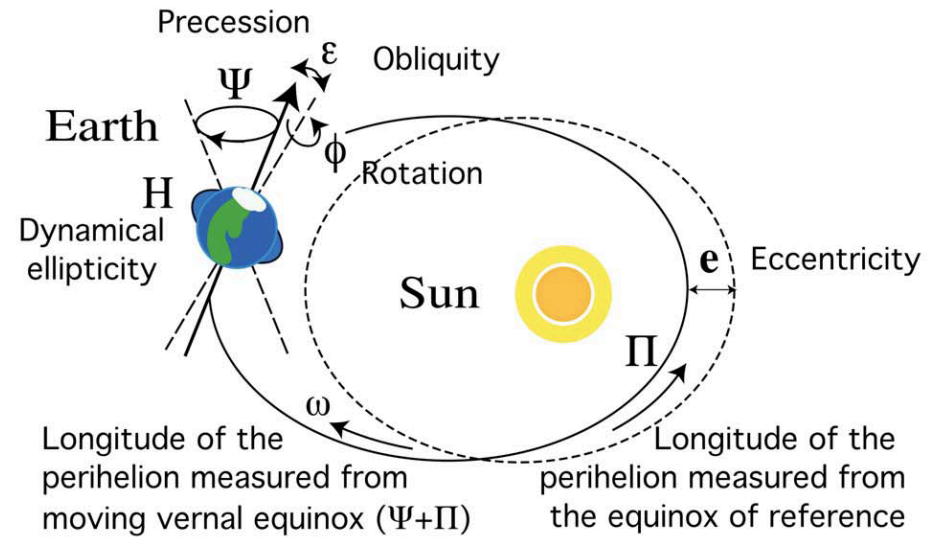
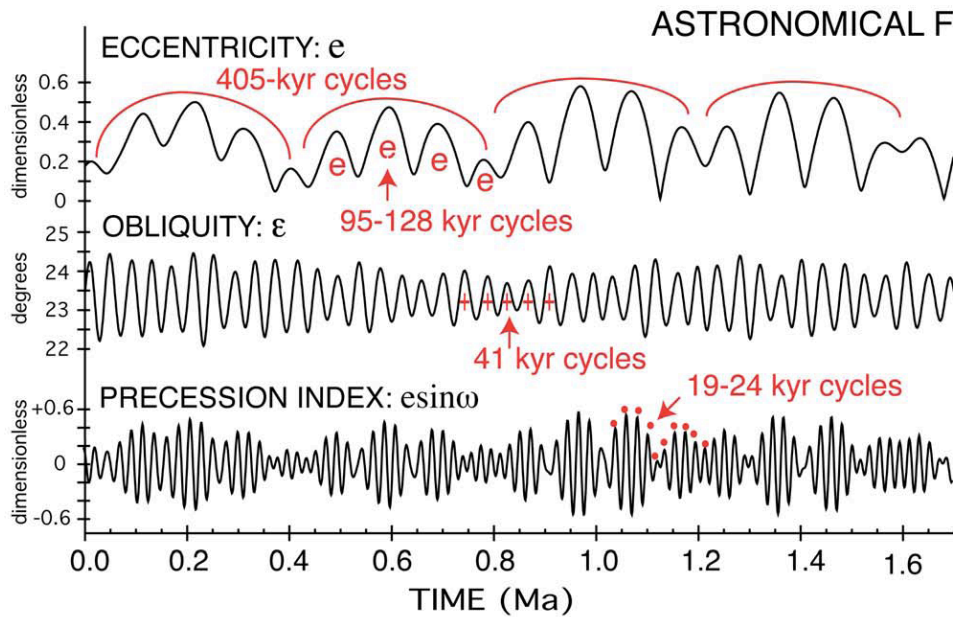


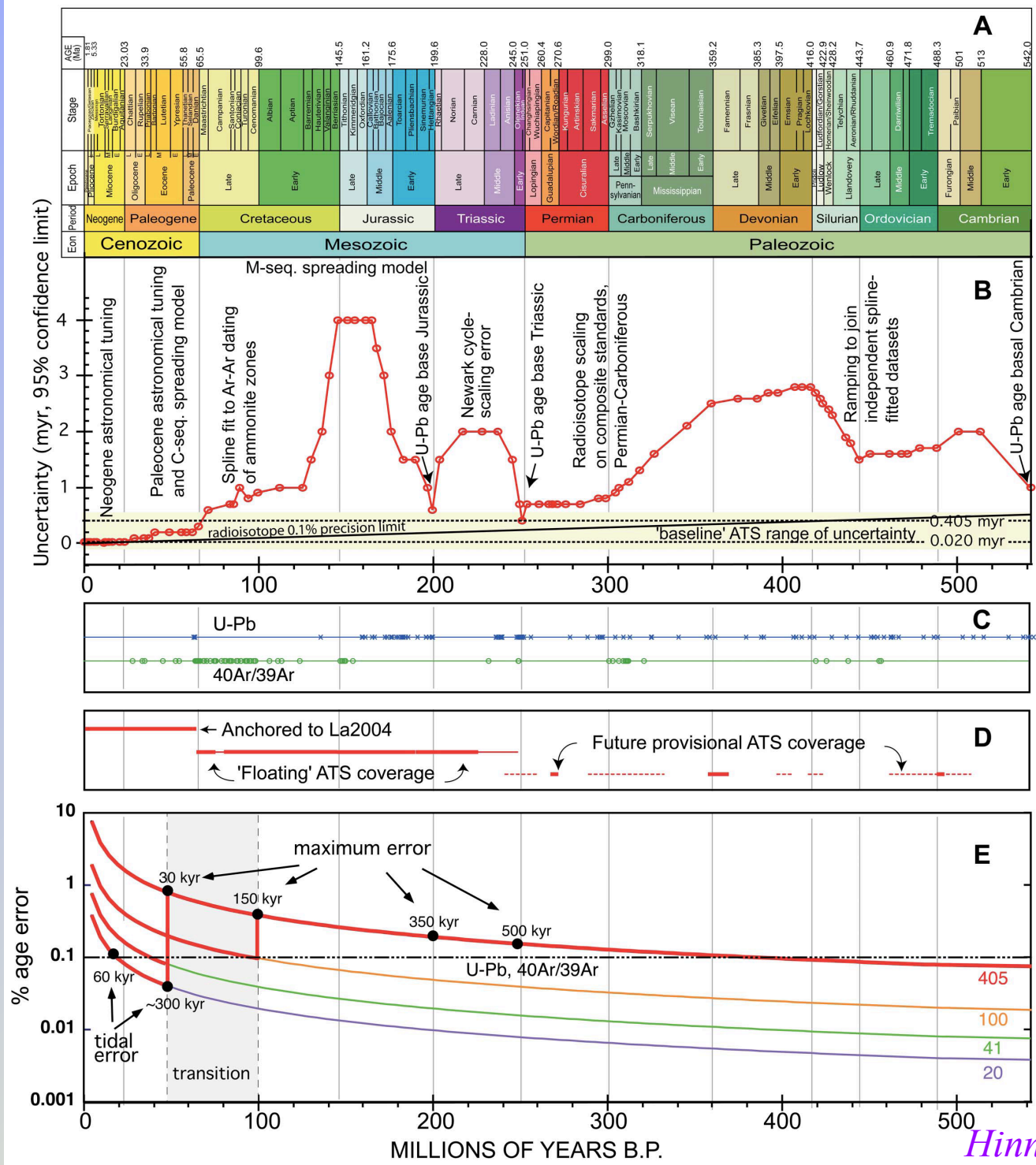
tree root system



vesicles

**Examples of Primary Structures
in original orientation.
(Not to scale.)**





Hinnov & Ogg, 2007

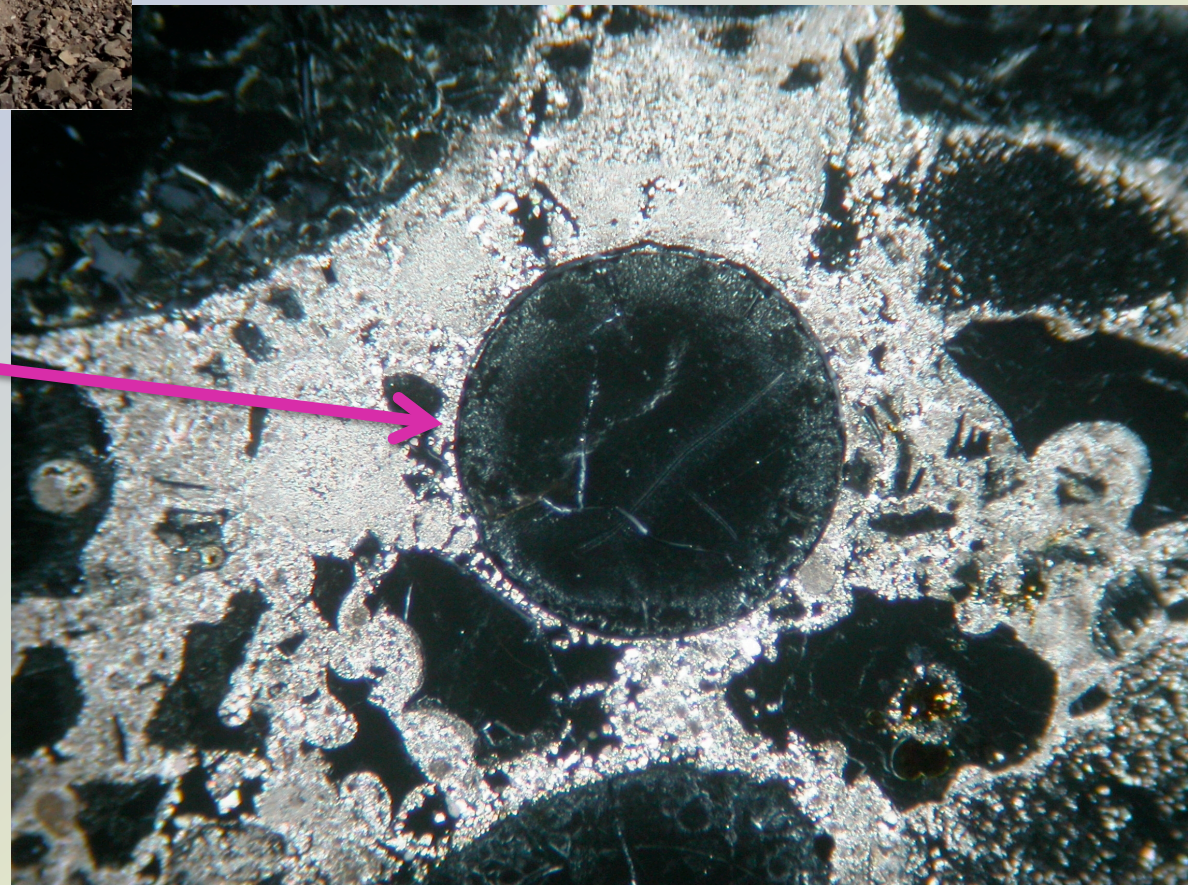
Les évènements liés à la formation des cratères peuvent aussi servir à dater les terrains... sur la Terre:



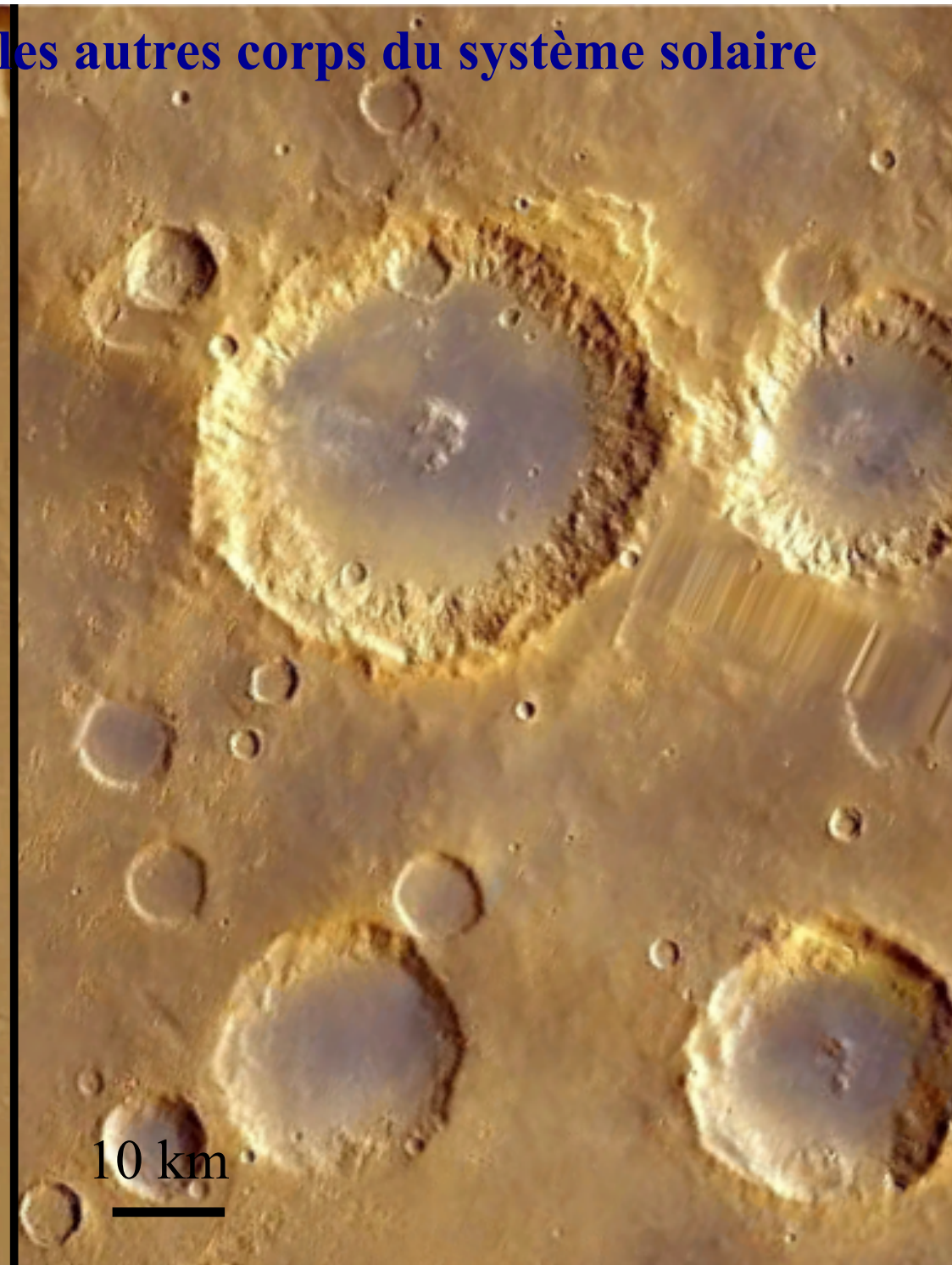
Couche enrichie en iridium

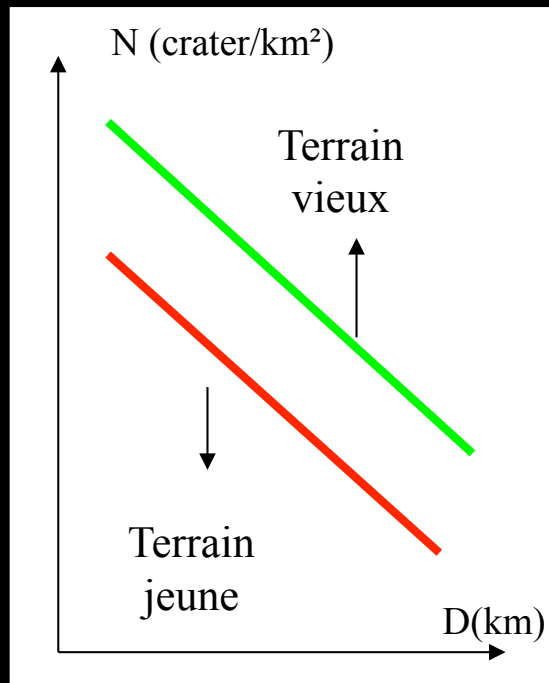
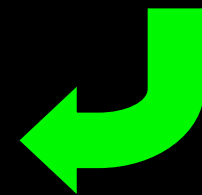
Sphérules vitreuses associées à la limite

La limite entre l'ère secondaire et l'ère tertiaire (limite K-T)

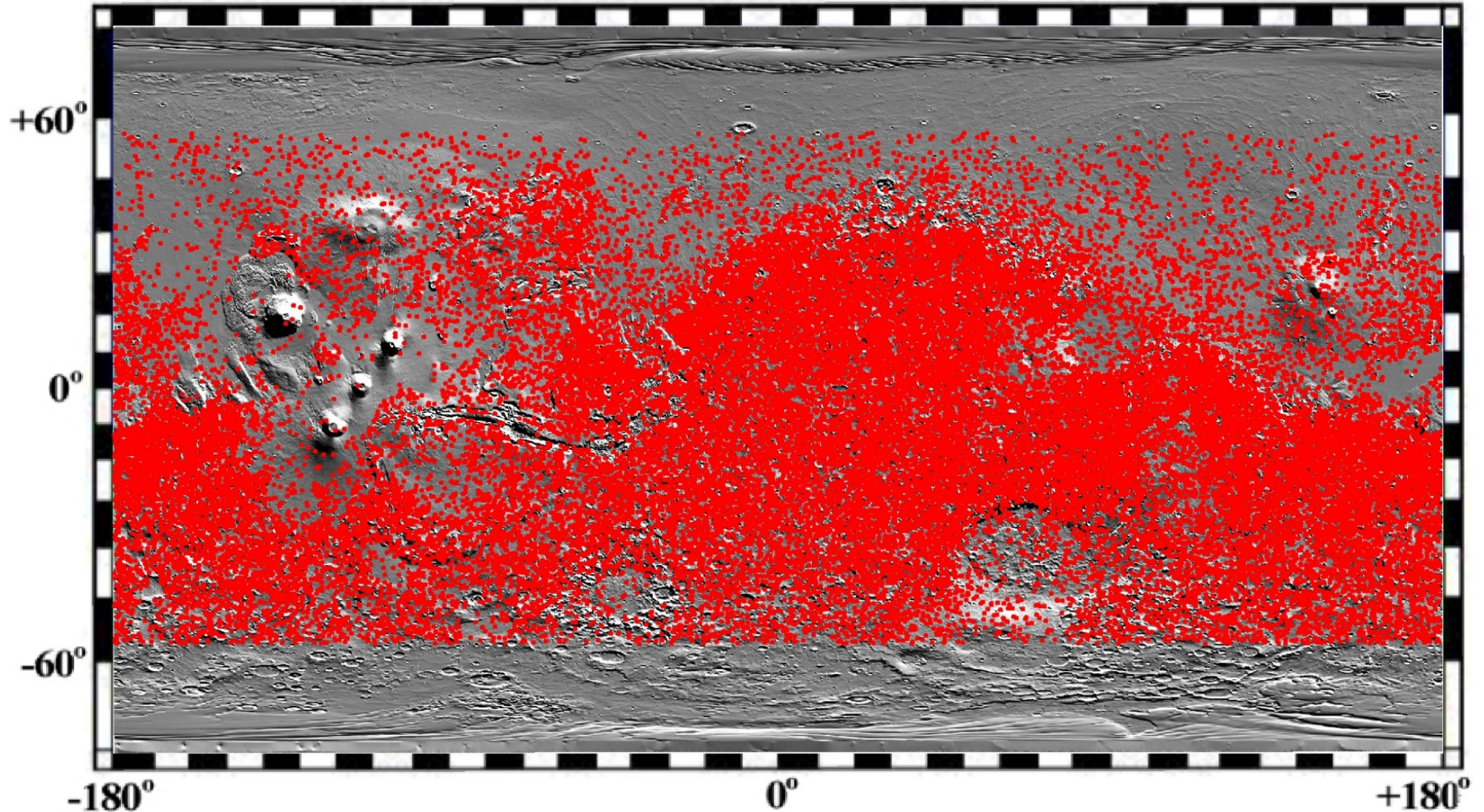


... et sur les autres corps du système solaire



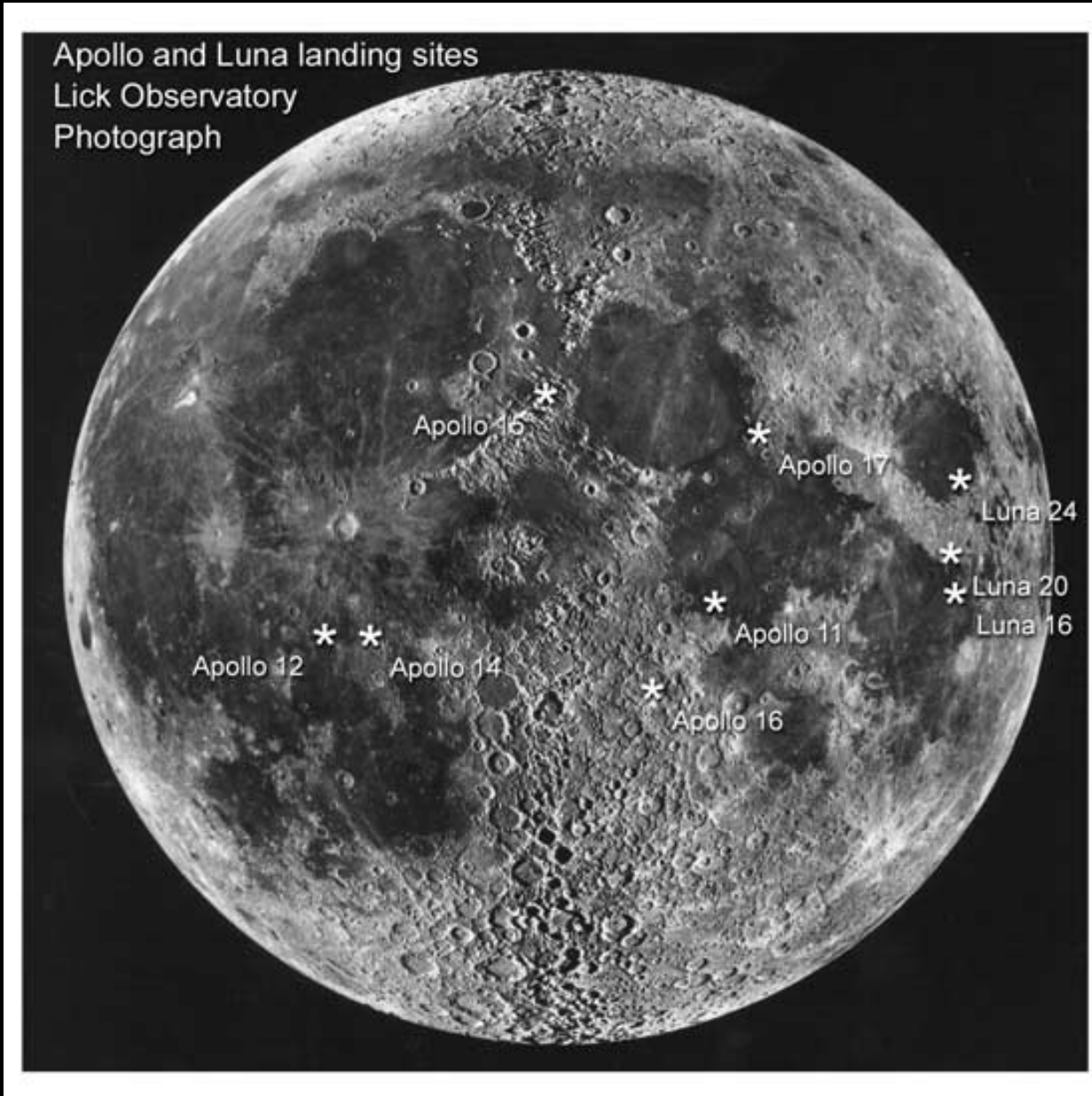


Impact craters on Mars: 10^6 craters > 100 m surface older than the one on Earth



Craters > 4 km from *Barlow* database over Mars shaded relief from MOLA

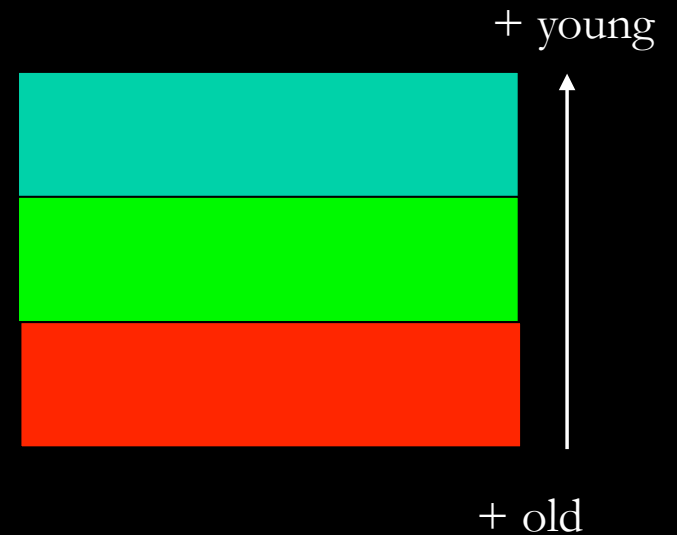
Sampling missions on the Moon



Stoffler et Ryder, 2001

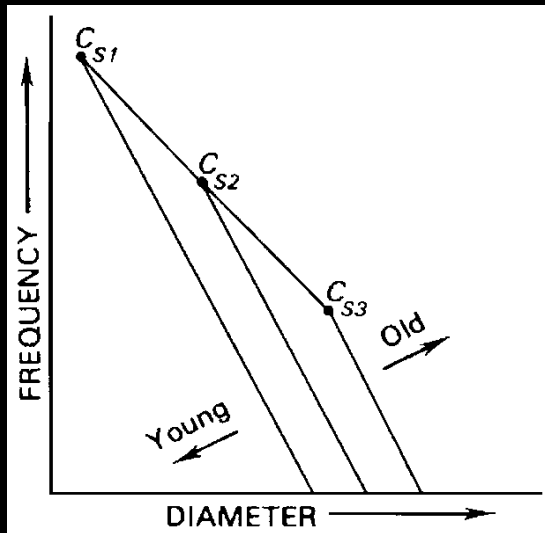
Lunar stratigraphy

ROCK-STRATIGRAPHIC UNITS		TIME - STRATI-GRAPHIC UNIT	TIME UNIT
Crater materials	Tycho Aristarchus Kepler Pytheas	Copernican System	Copernican Period
Mare materials	Copernicus	Eratosthenian System	Eratosthenian Period
	Diophantus		
	Delisle Euler Timocharis Eratosthenes Lambert		
	Krieger	Upper Imbrian Series	Late Imbrian Epoch
Hevelius Formation (Orientale basin)		Lower Imbrian Series	Early Imbrian Epoch
Volcanic materials	Crater materials		
Fra Mauro Formation (Imbrium basin)		Nectarian System	Nectarian Period
Volcanic materials?	Basin and crater materials		
Janssen Formation (Nectaris basin)		Pre-Nectarian system	Pre-Nectarian period
Volcanic materials?	Basin and crater materials		
Early crustal rocks			



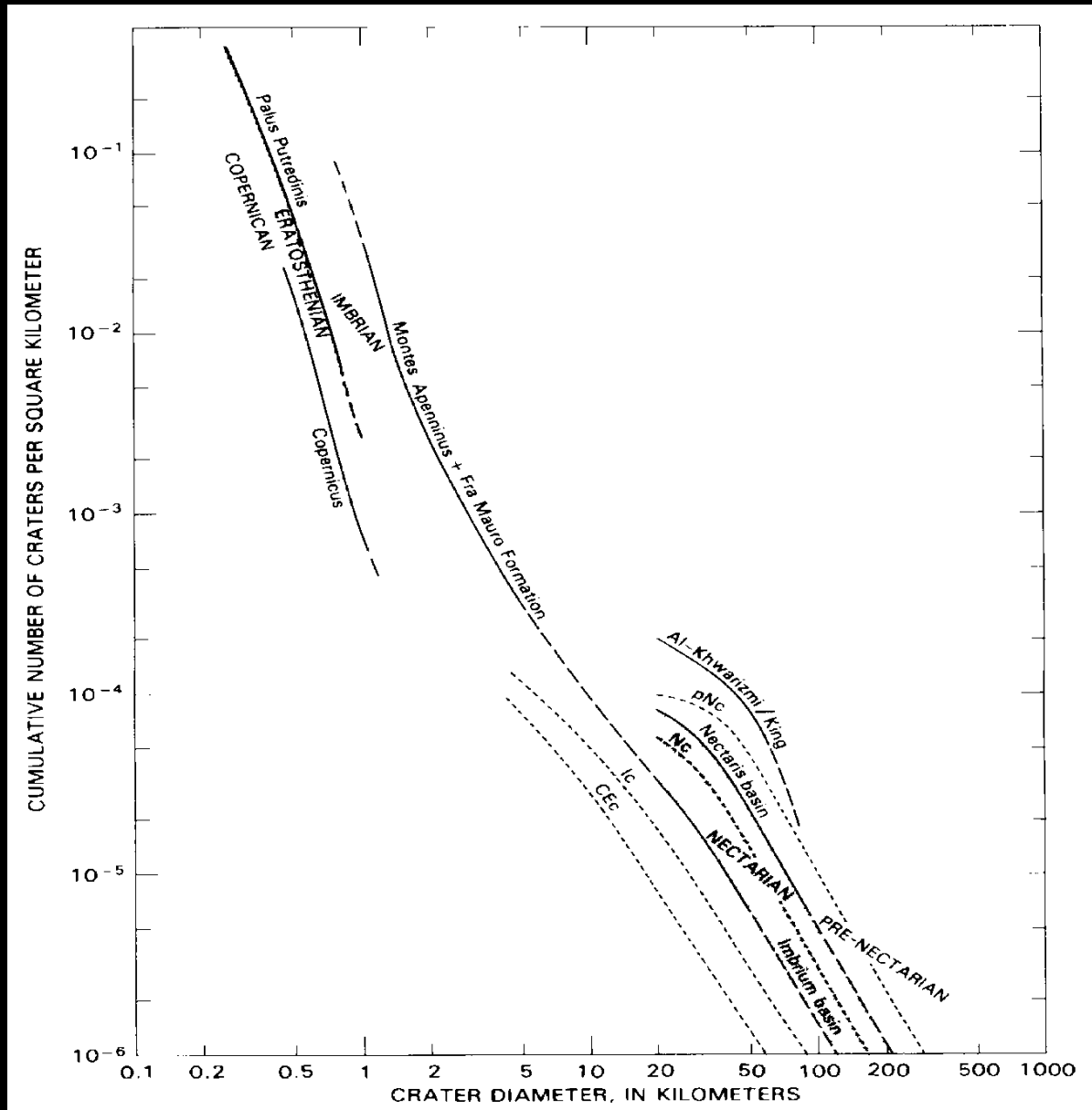
Wilhelms, 1987

Relation crater Diameter / crater density



Stoffler et Ryder, 2001

System or Series	Crater frequency (number per km ²)		C _S (m)
	≥ 1 km	≥ 20 km	
Copernican System	< 7.5 × 10 ⁻⁴ (mare) < 1.0 × 10 ⁻³ (crater)	n/a	?
Eratosthenian System	7.5 × 10 ⁻⁴ to ~ 2.5 × 10 ⁻³ (mare)	n/a	< 100 (mare)
Upper Imbrian Series	~ 2.5 × 10 ⁻³ (mare) to ~ 2.2 × 10 ⁻²	2.8 × 10 ⁻⁵	80 – 300 (mare)
Lower Imbrian Series	~ 2.2 – 4.8 × 10 ⁻² (basin)	1.8 – 3.3 × 10 ⁻⁵	320 – 860 (basin)
Nectarian System	n/a	2.3 – 8.8 × 10 ⁻⁵	800 – 4,000? (basin)
Pre-Nectarian System	n/a	> 7.0 × 10 ⁻⁵	> 4,000? (basin)



Stoffler et Ryder, 2001

Lunar Samples datation



Datation radiogénique des échantillons:

-Age de cristallisation (magmatique , impact, recristallisation)

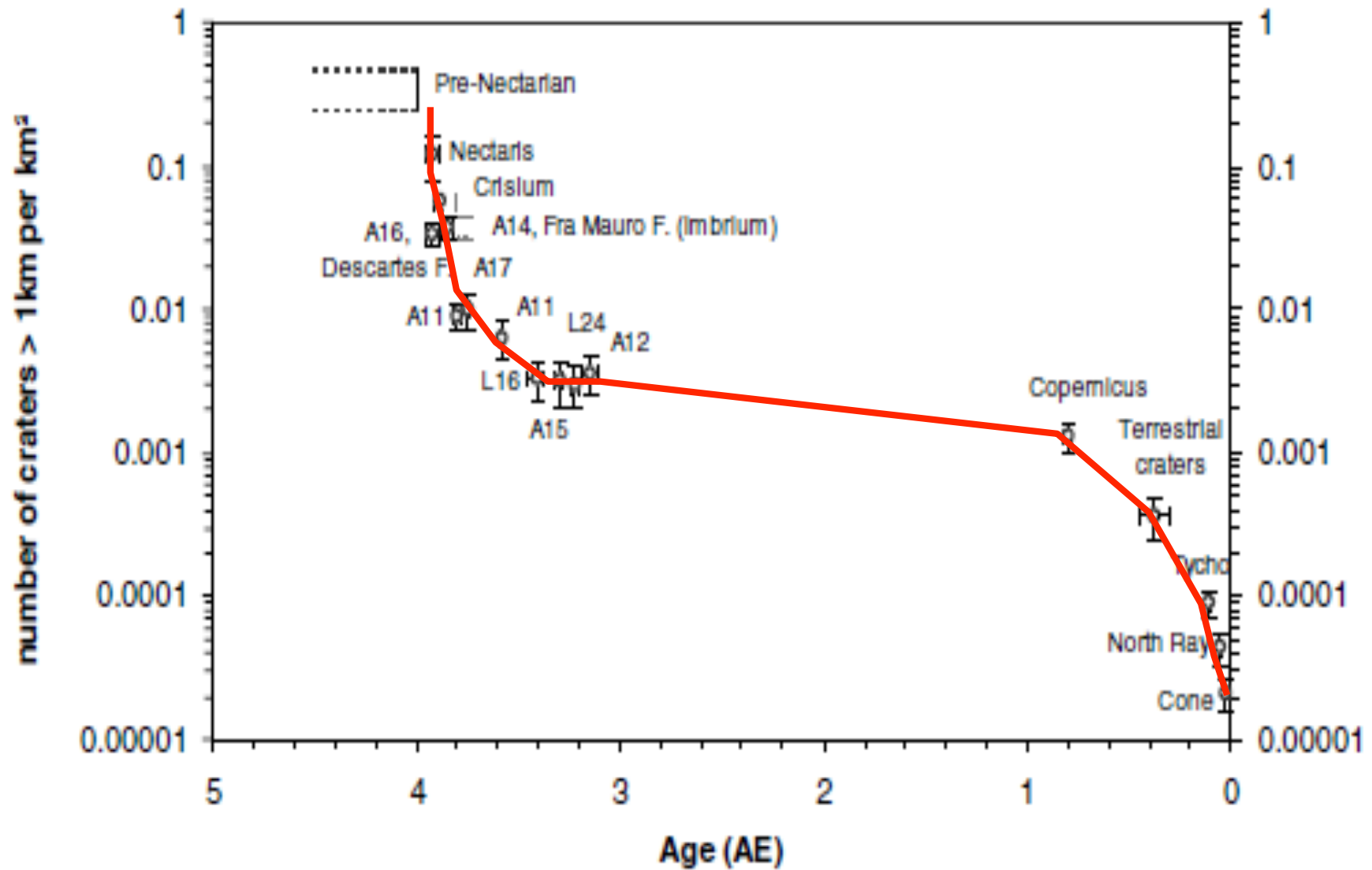
- brèche d'impact

- âge d'exposition aux rayons cosmiques

Landing Site	Basalt group	Absolute Age (Gyr)
Apollo 11	High-K basalts	3.58 ± 0.01
	High-Ti basalts, groups B1-3	3.70 ± 0.02
	High-Ti basalts, group B2	3.80 ± 0.02
	High-Ti basalts, group D	3.85 ± 0.01
Apollo 12	Olivine basalt	3.22 ± 0.04
	Pigeonite basalt	3.15 ± 0.04
	Ilmenite basalt	3.17 ± 0.02
	Feldspathic basalt	3.20 ± 0.08
Apollo 15	Ol-normative basalt	3.30 ± 0.02
	Qz-normative basalt	3.35 ± 0.01
	Picritic basalt	3.25 ± 0.05
	Ilmenite basalt (15388)	3.35 ± 0.04
	Green glass	$\sim 3.4 - 3.3$
	Yellow glass	3.62 ± 0.07
Apollo 16	Feldspathic basalt	3.74 ± 0.05
Apollo 17	High-Ti basalt, group A	3.75 ± 0.01
	High-Ti basalt, group B1/2	3.70 ± 0.02
	High-Ti basalt, group C	3.75 ± 0.07
	High-Ti basalt, group D	3.85 ± 0.04
	Orange glass	$\sim 3.5 - 3.6$
Luna 16	Aluminous basalt	3.41 ± 0.04
Luna 24	Very-low-Ti-basalt (VLT)	3.22 ± 0.02
Lunar meteorite Asuka 881757	Basalt (gabbroic)	3.87 ± 0.06

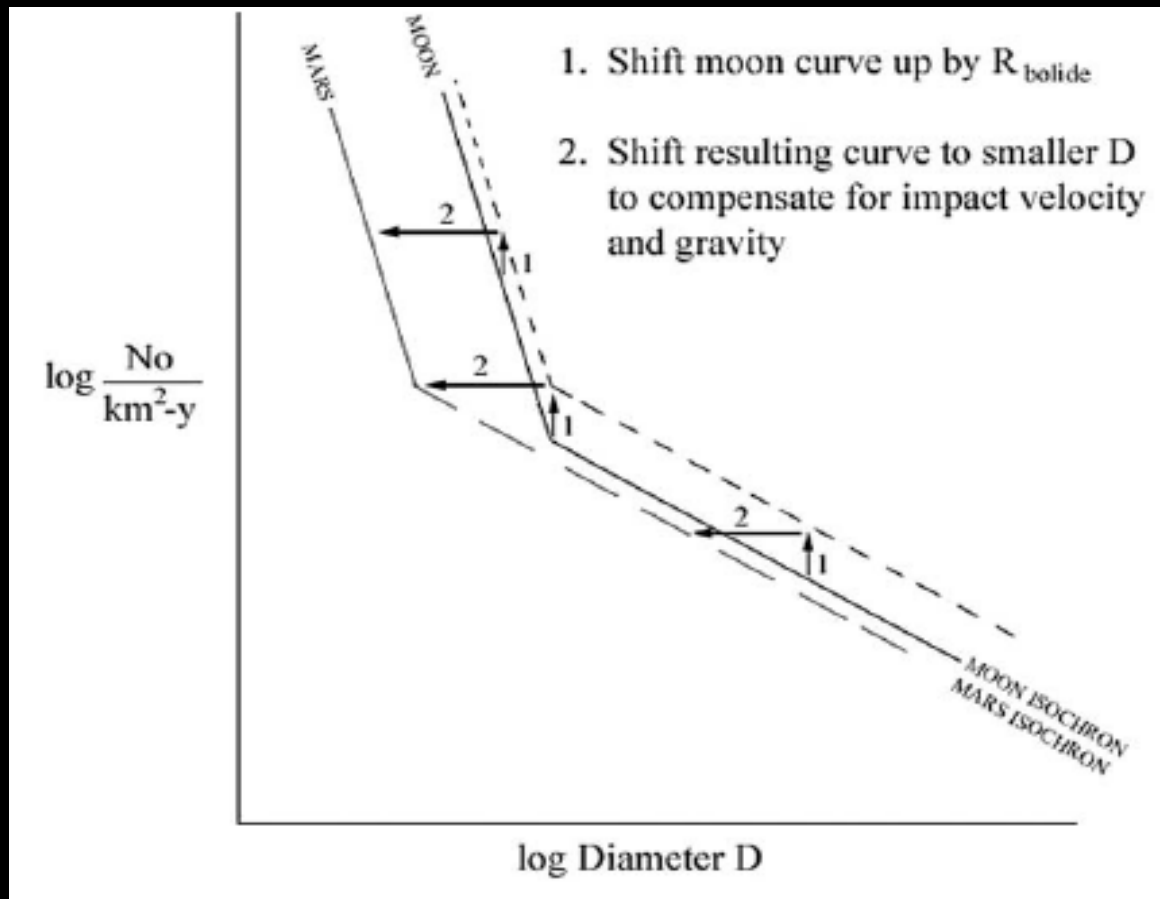
Stoffler et Ryder, 2001

Relation crater density - Age



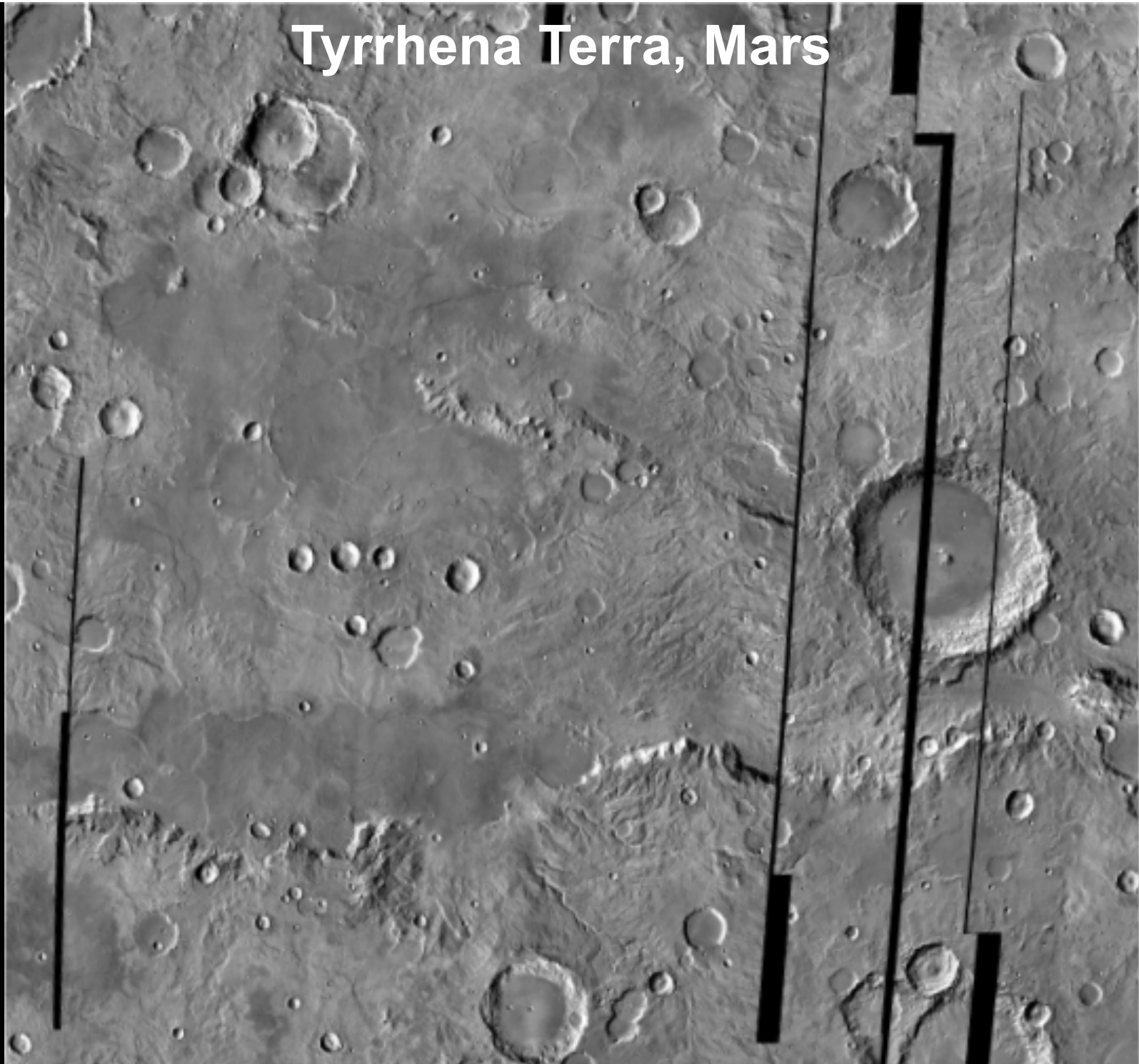
Stoffler et Ryder, 2001

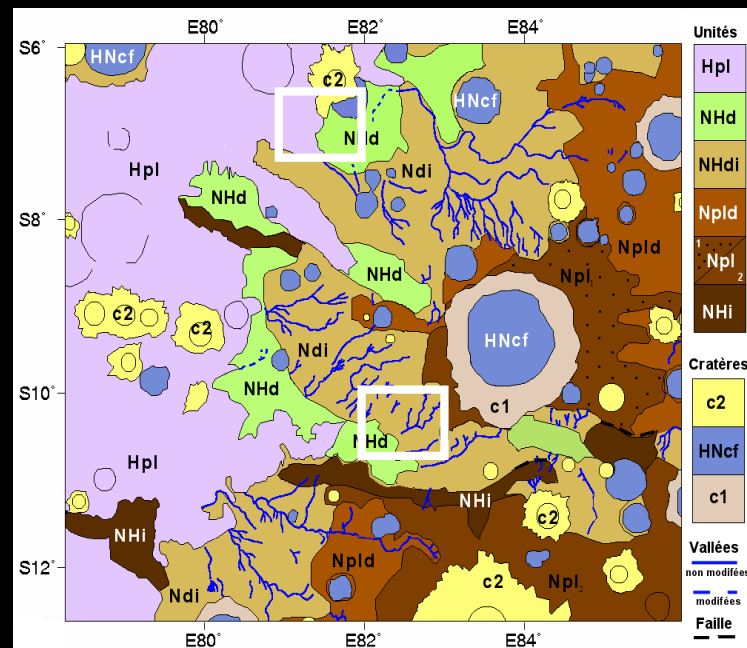
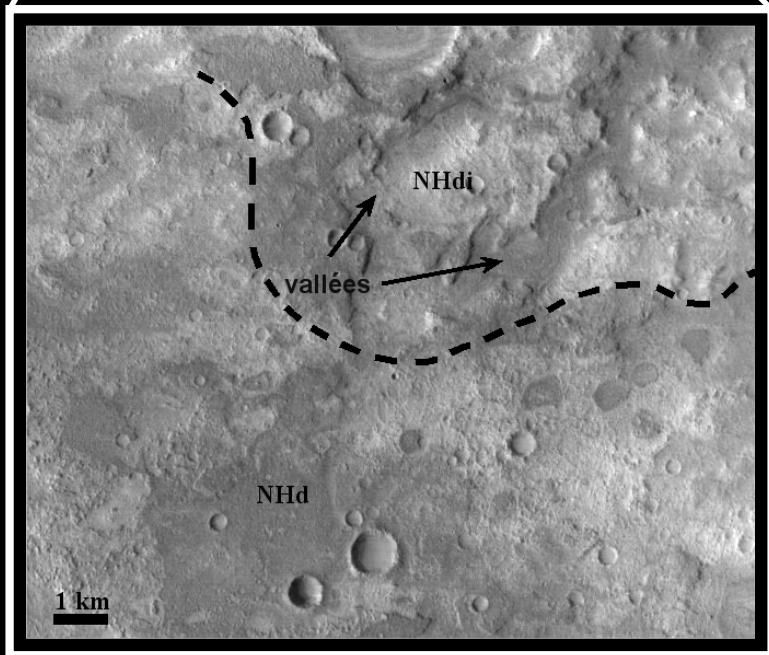
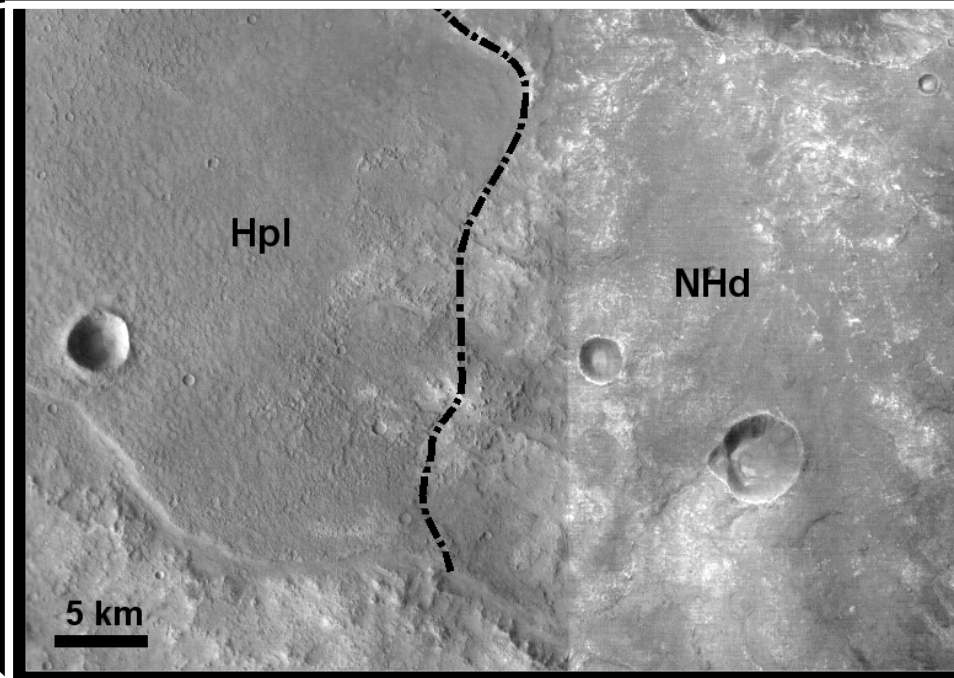
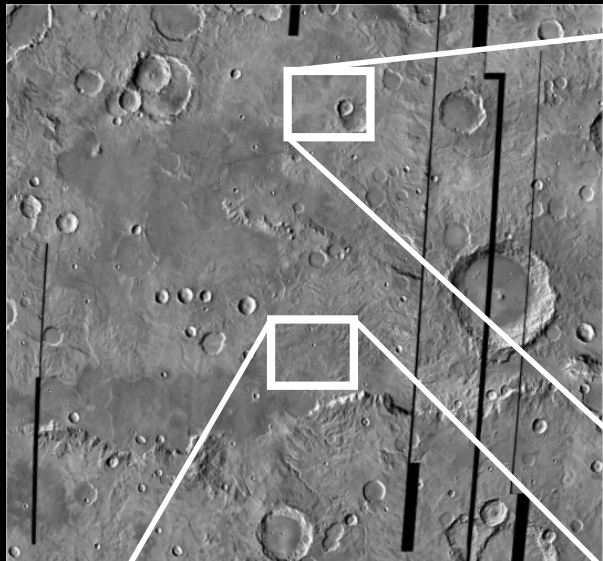
Shift Moon to Mars



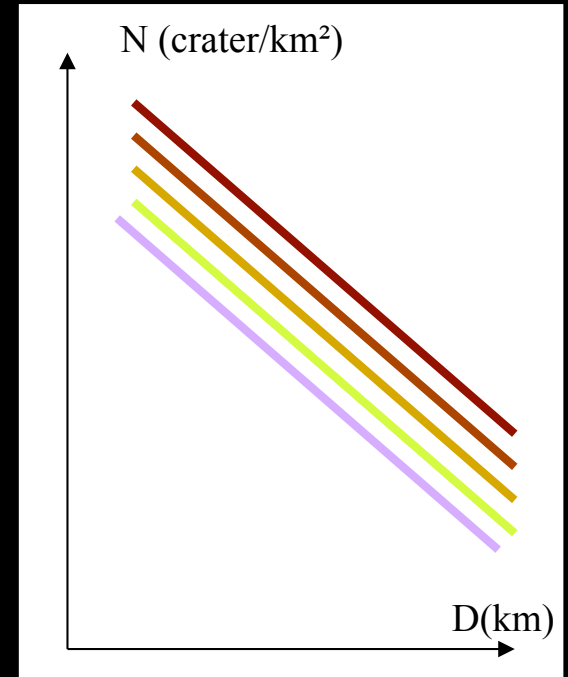
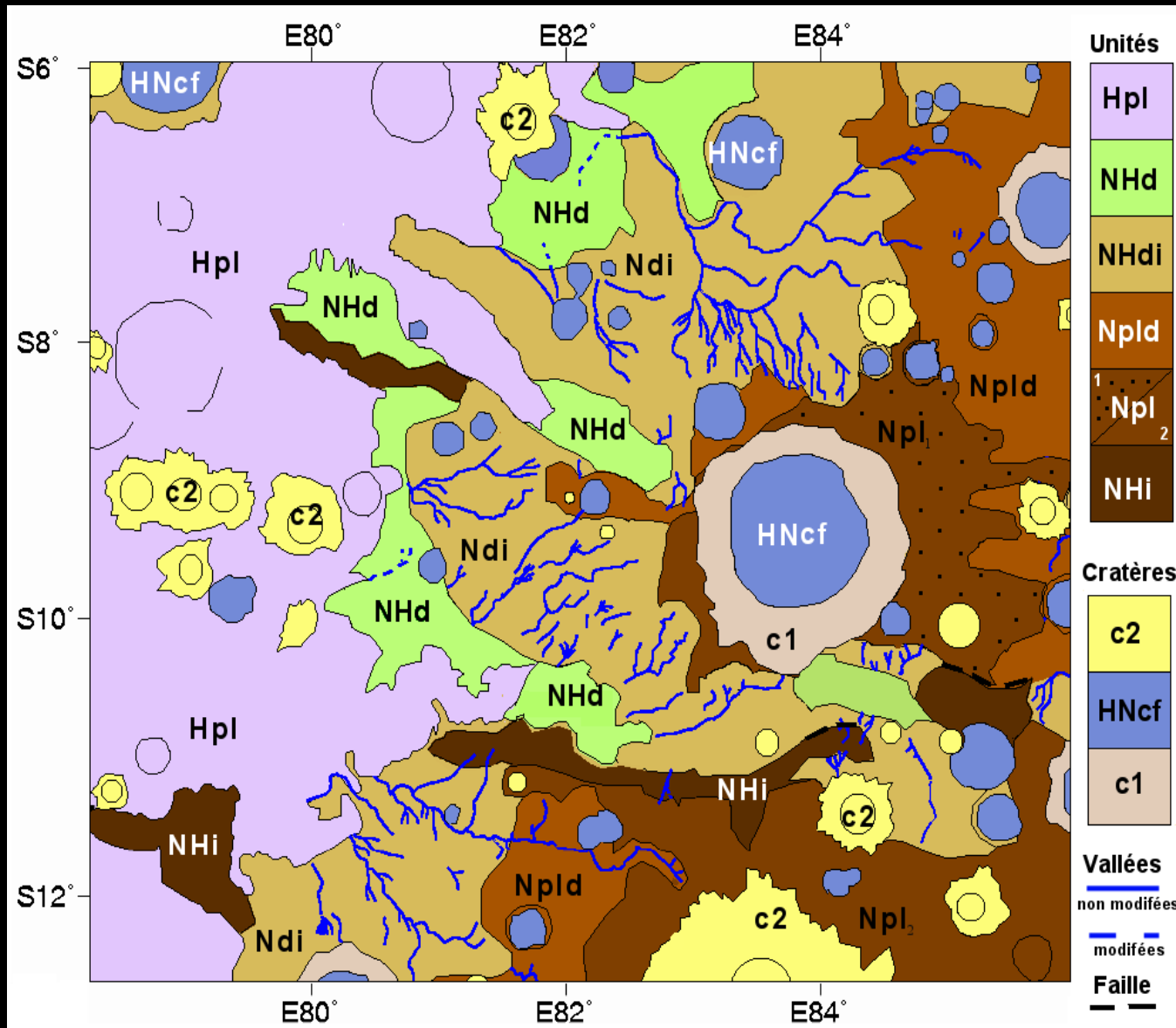
- (1) Impact flux on Mars > Impact flux on the Moon – R_{bolide} entre 2 et 3
- (2) Impact speed lower on Mars (10 km/s $\sim 0.815 V_{Lune}$) –
- Smaller crater:
 $D_{mars}/D_{Lune} \sim 0.85$

Tyrrhena Terra, Mars



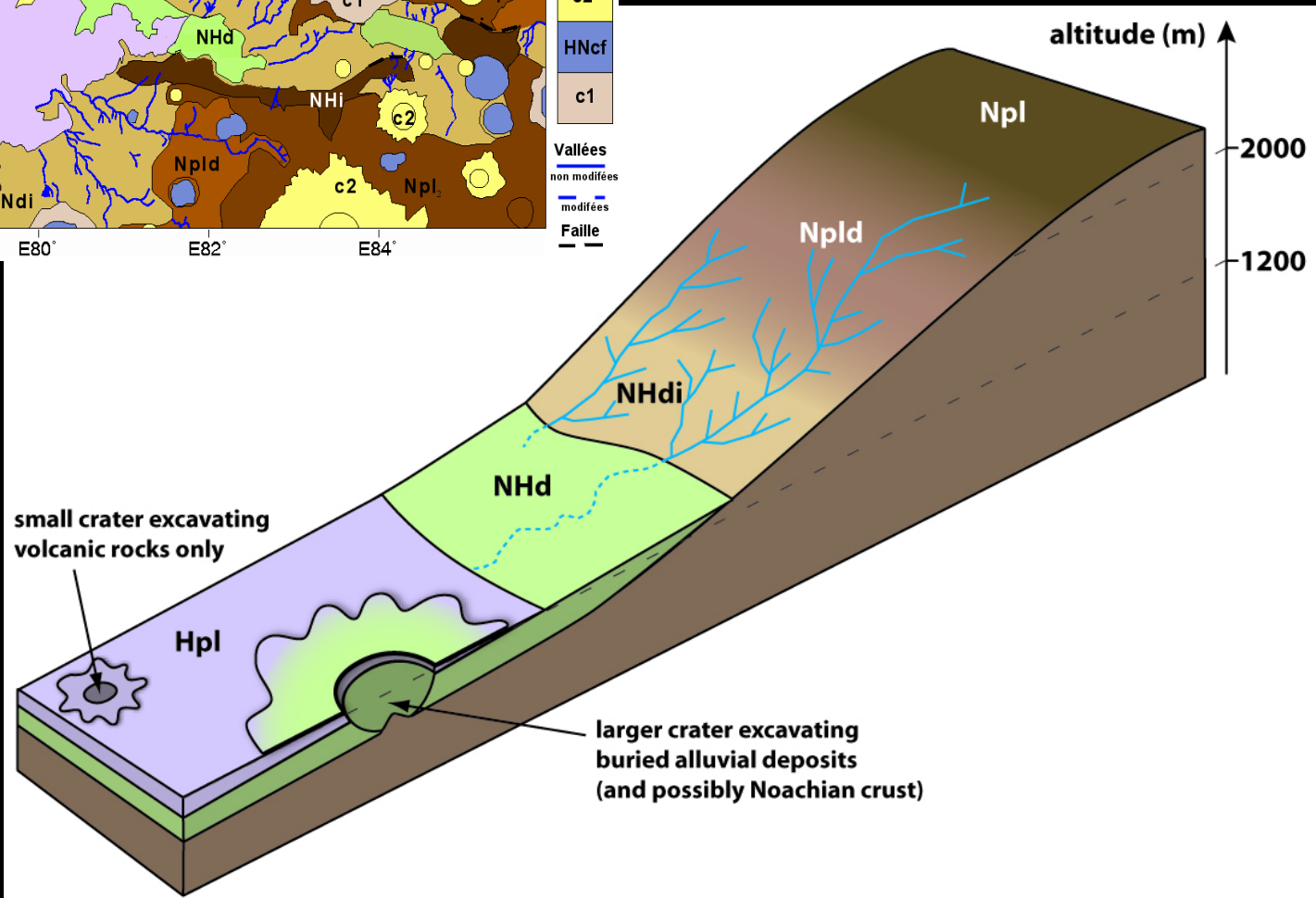
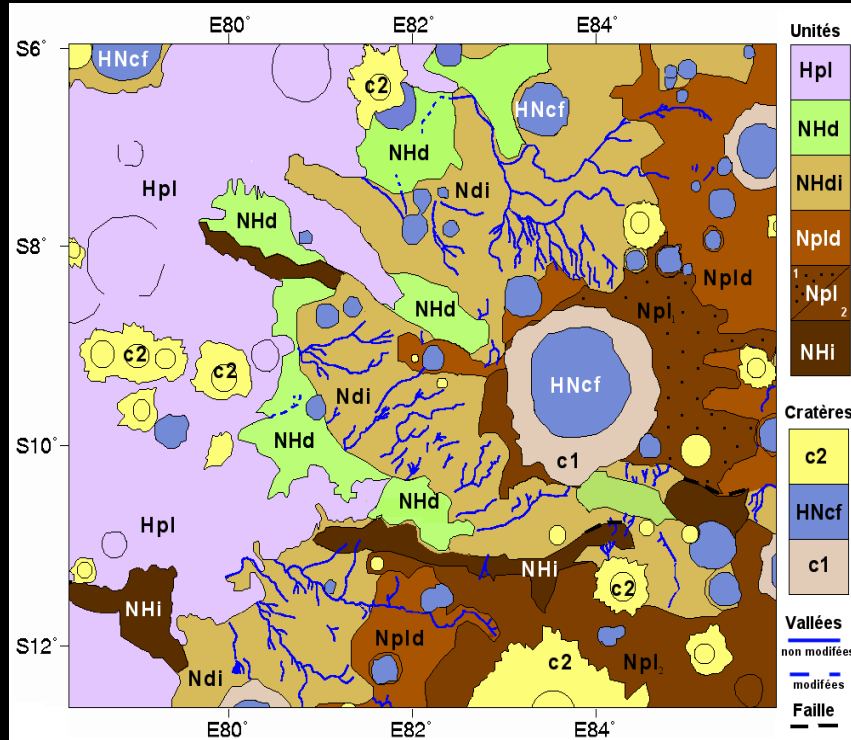


Tyrrhena Terra, Mars



Datation

Geological history, Tyrrhena Terra, Mars



II. Tentative de reconstitution

- A. L'instant « zéro »: l'âge du système solaire... et de la Terre**
- B. Quelques autres évènements**
- C. Une chronologie (approximative) de la formation et l'évolution du système solaire**

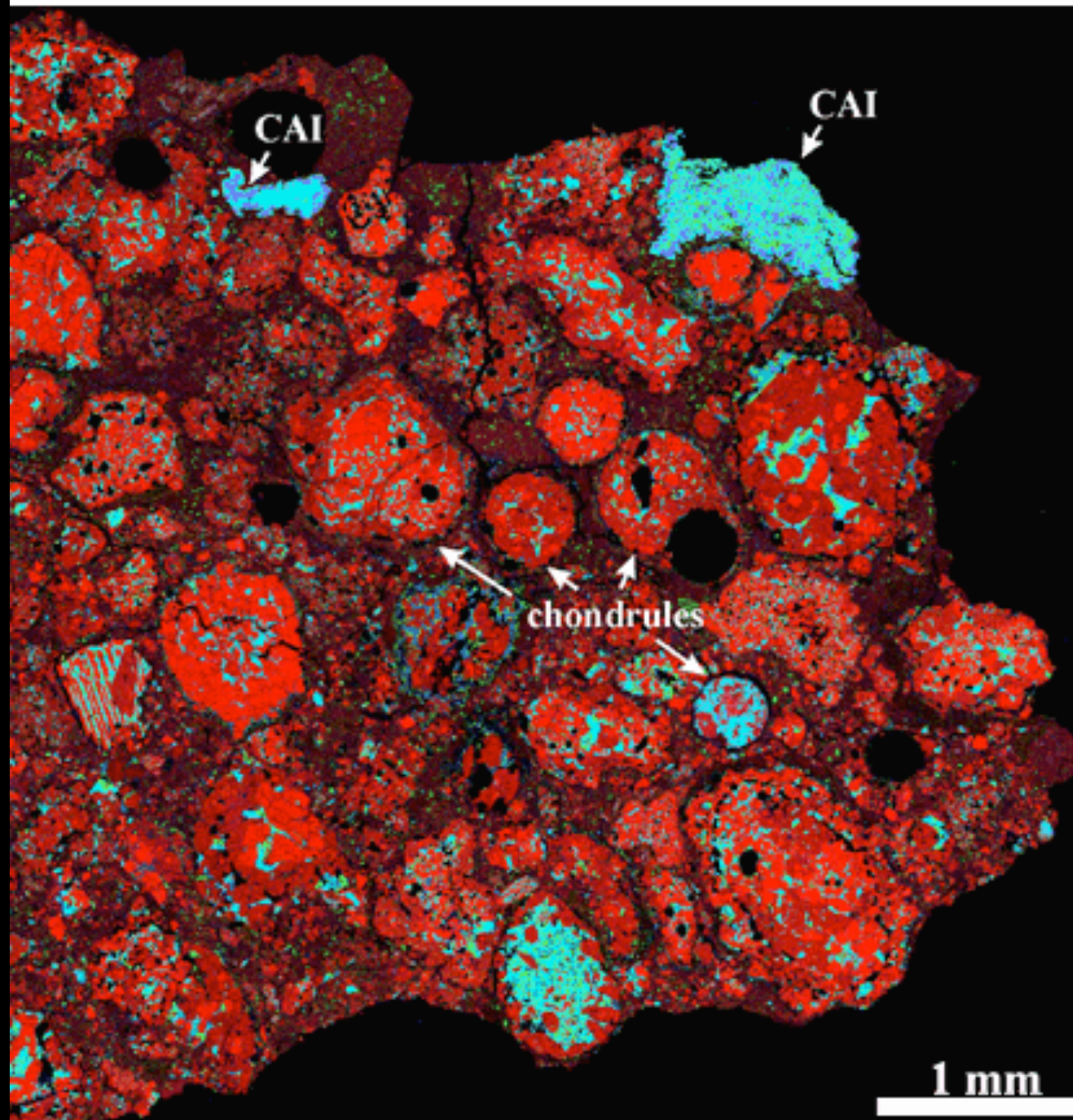
A. L'instant zéro:

C'est l'âge des inclusions réfractaires:

- Matériaux donnant les âges les plus élevés (+ détection de radiochronomètres éteints)
- Leur minéralogie les identifie comme des phases de « haute température »



PCA 91082



(Alexander Krot, University of Hawaii)

A. Age U-Pb et Pb-Pb des inclusions réfractaires

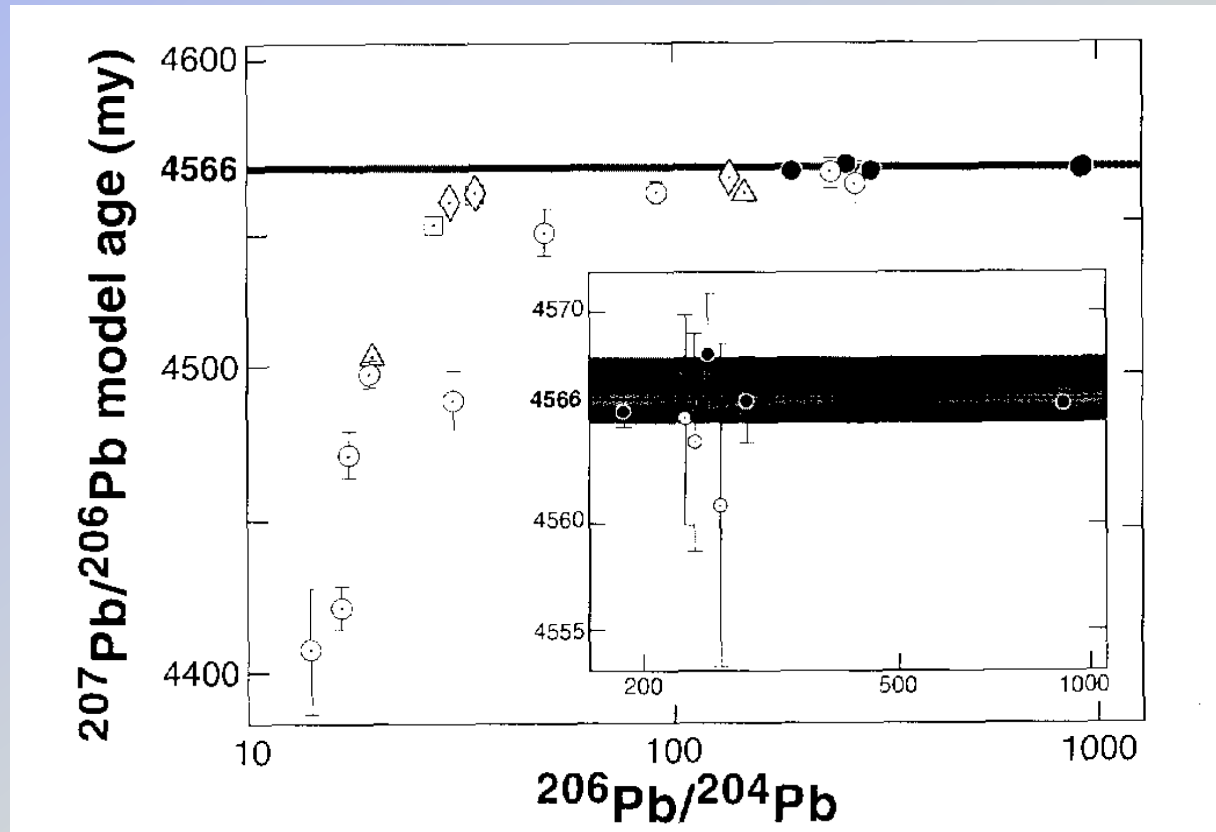
Matériau favorable: U, Th réfractaires; Pb volatil

- ⇒ Âge quasi indépendant de la composition initiale du Pb non radiogénique
- + Age Pb-Pb augmente avec le caractère radiogénique du Pb
- + Technique de dissolution différentielle sur des IR primitives: le caractère radiogénique du Pb et le caractère concordant du système U-Pb augmentent simultanément

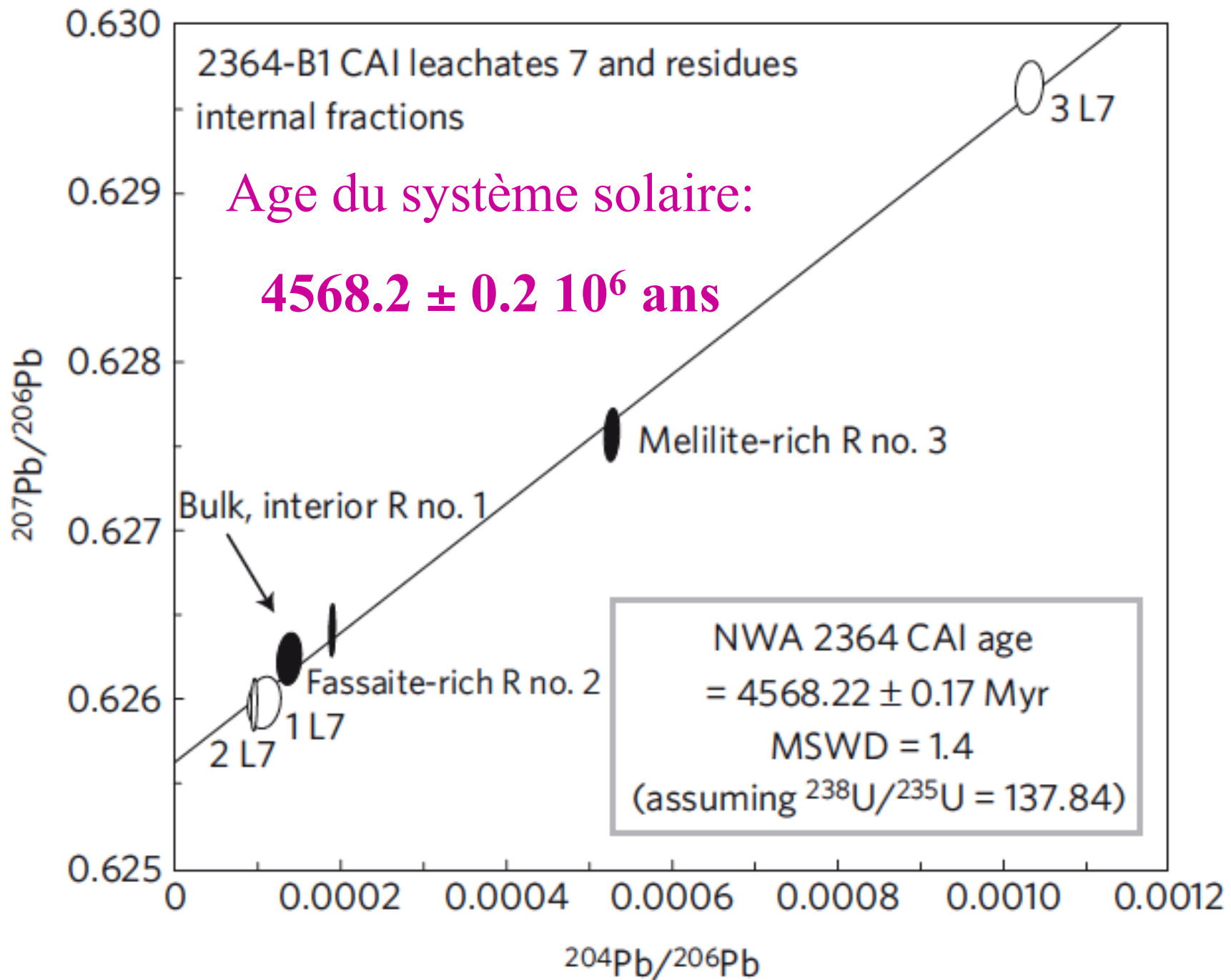
Ce sont les fractions les plus concordantes qui sont utilisées pour définir l'âge des inclusions. Grâce au caractère radiogénique de ce Pb, ces âges sont connus avec une précision allant de 3 à $0.7 \cdot 10^6$ ans

Âges varient de $4,565 \pm 0,001$ à $4,565 \pm 0,0003$ milliards d'années
(tous équivalents)

Âge du système solaire: $4566 \pm 2/-1$ millions d'années



Allègre et al., 1995



Age du système solaire: $4568.2 \pm 0.2 \text{ } 10^6 \text{ ans}$

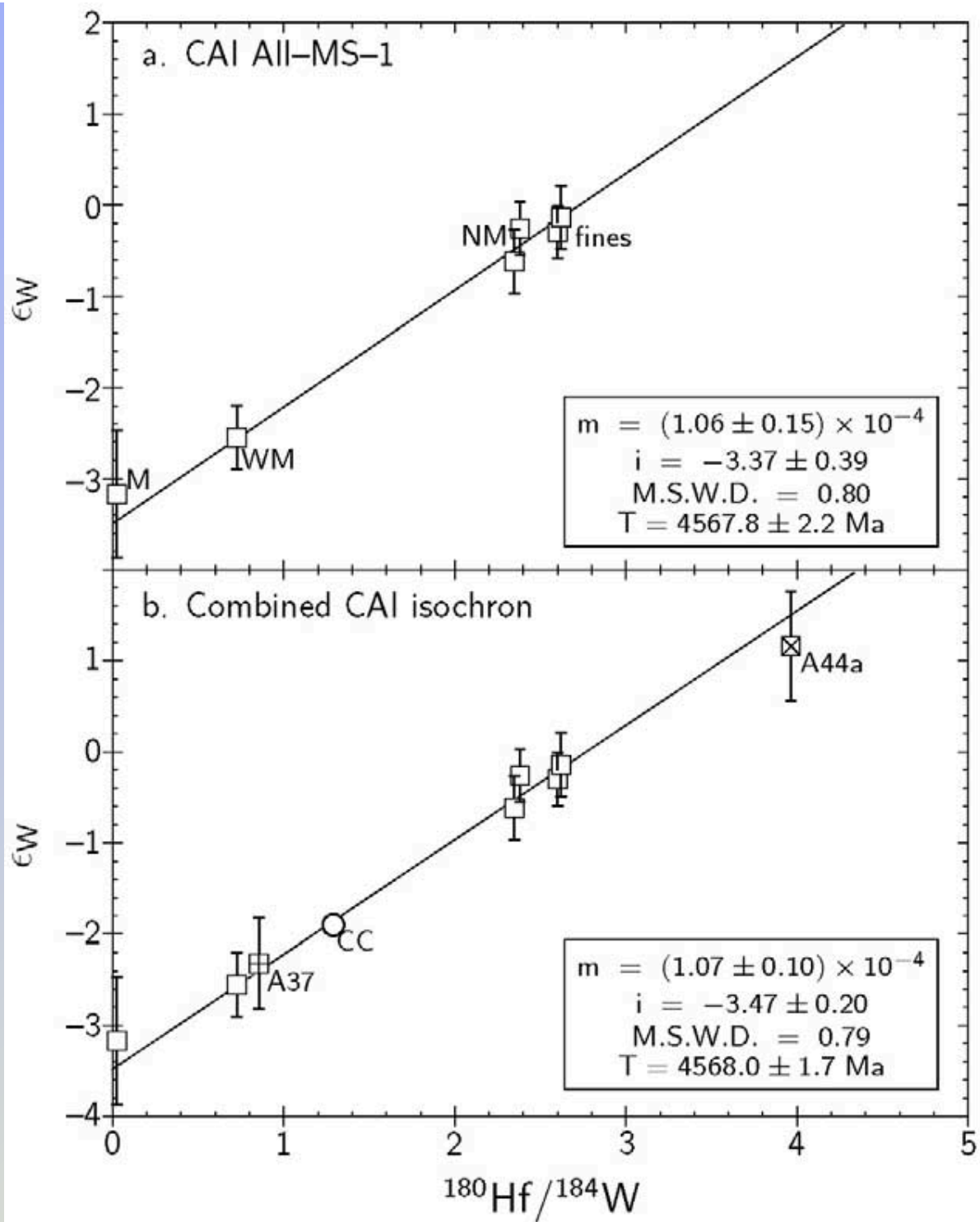
Signification de cet âge?

C'est l'âge de la formation de ce matériau réfractaire et de la fermeture du système U-Pb

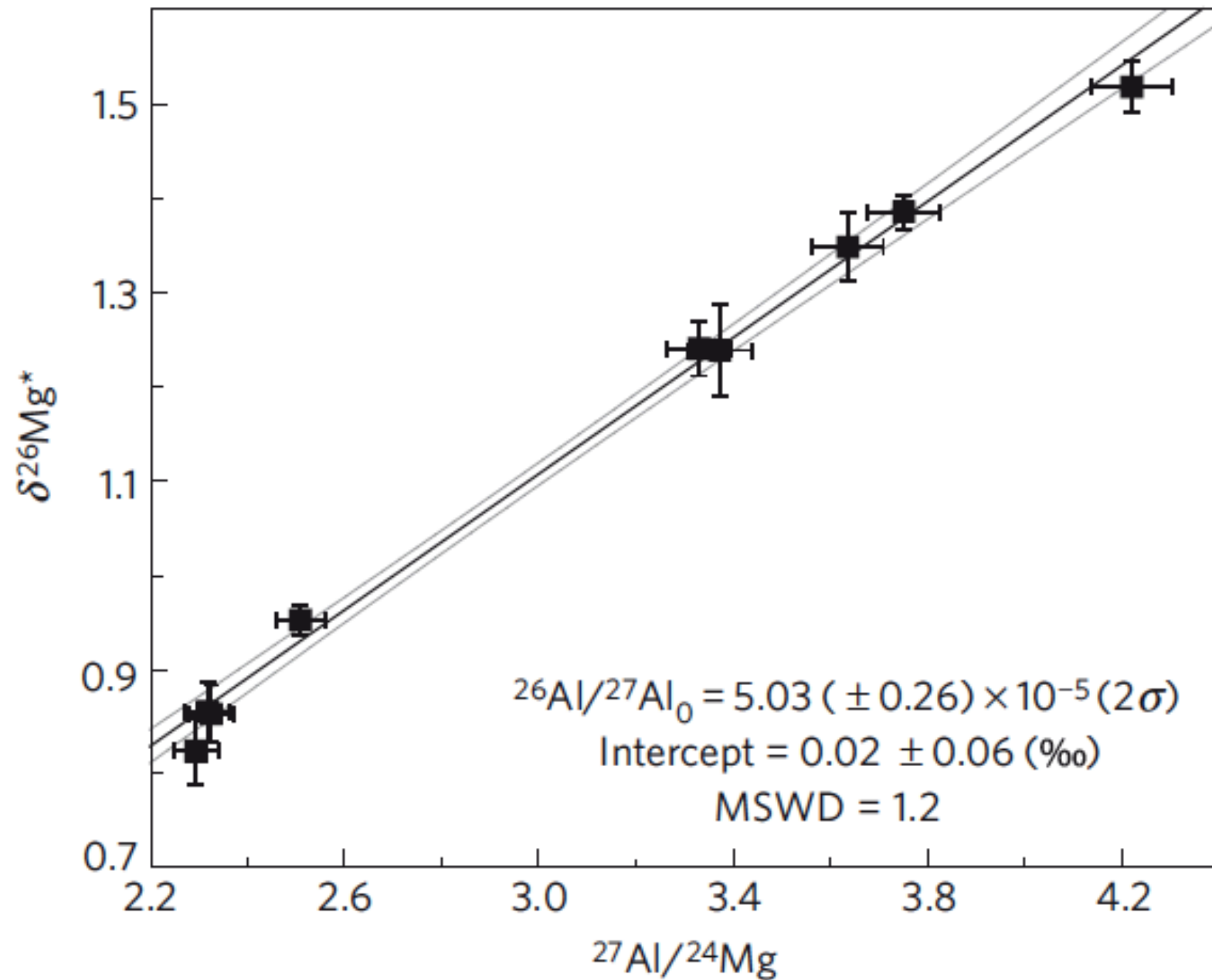
→ Si l'inclusion est un condensat, c'est l'âge de sa condensation et de son intégration d'U en quantité trace

→ Si l'inclusion est un reliquat d'évaporation, c'est l'âge de la perte de tout son plomb

Quelque soit le phénomène, il s'est produit **au plus tôt** au tout début de la formation du système solaire

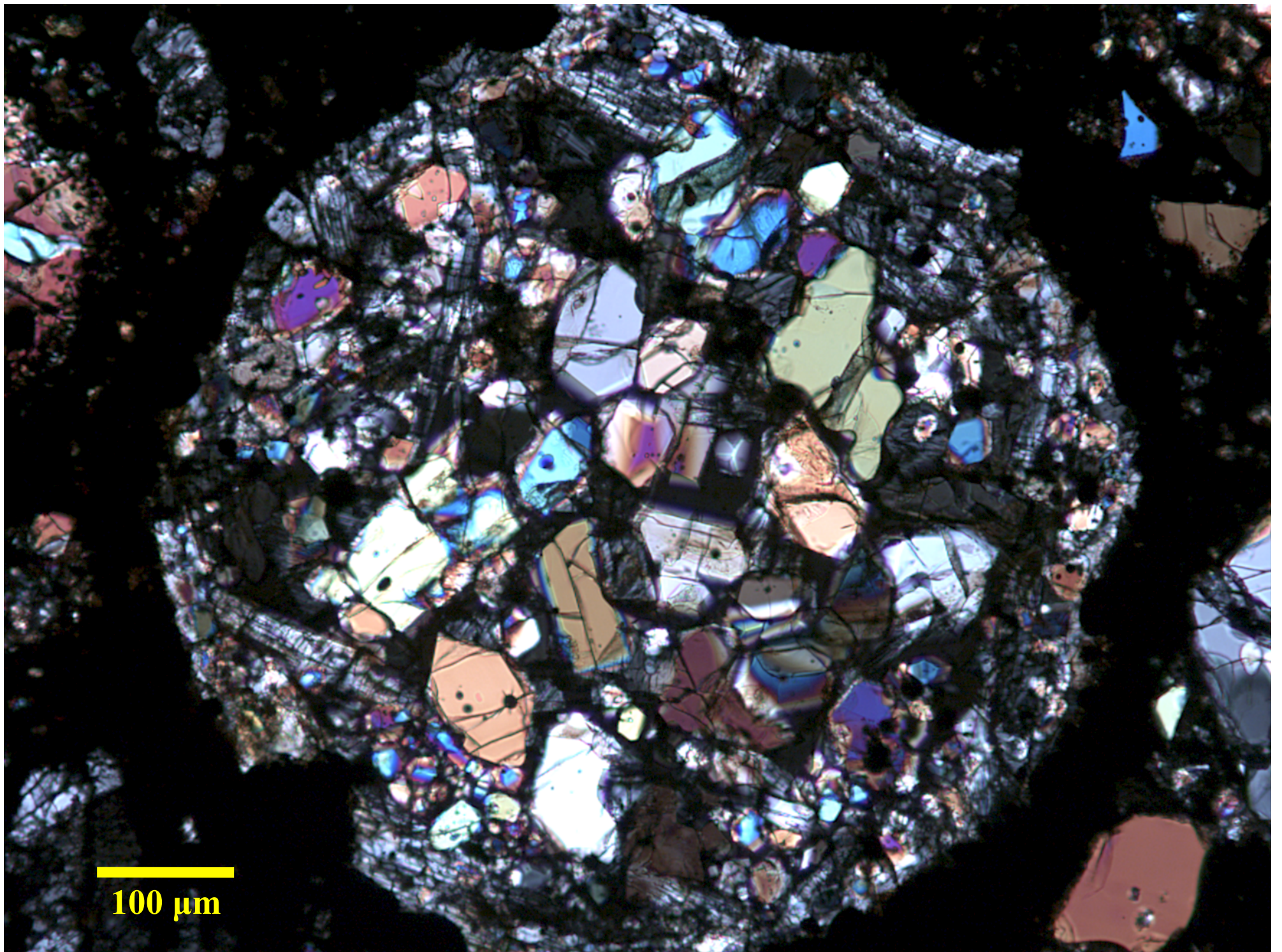


Data-point error crosses are 2σ



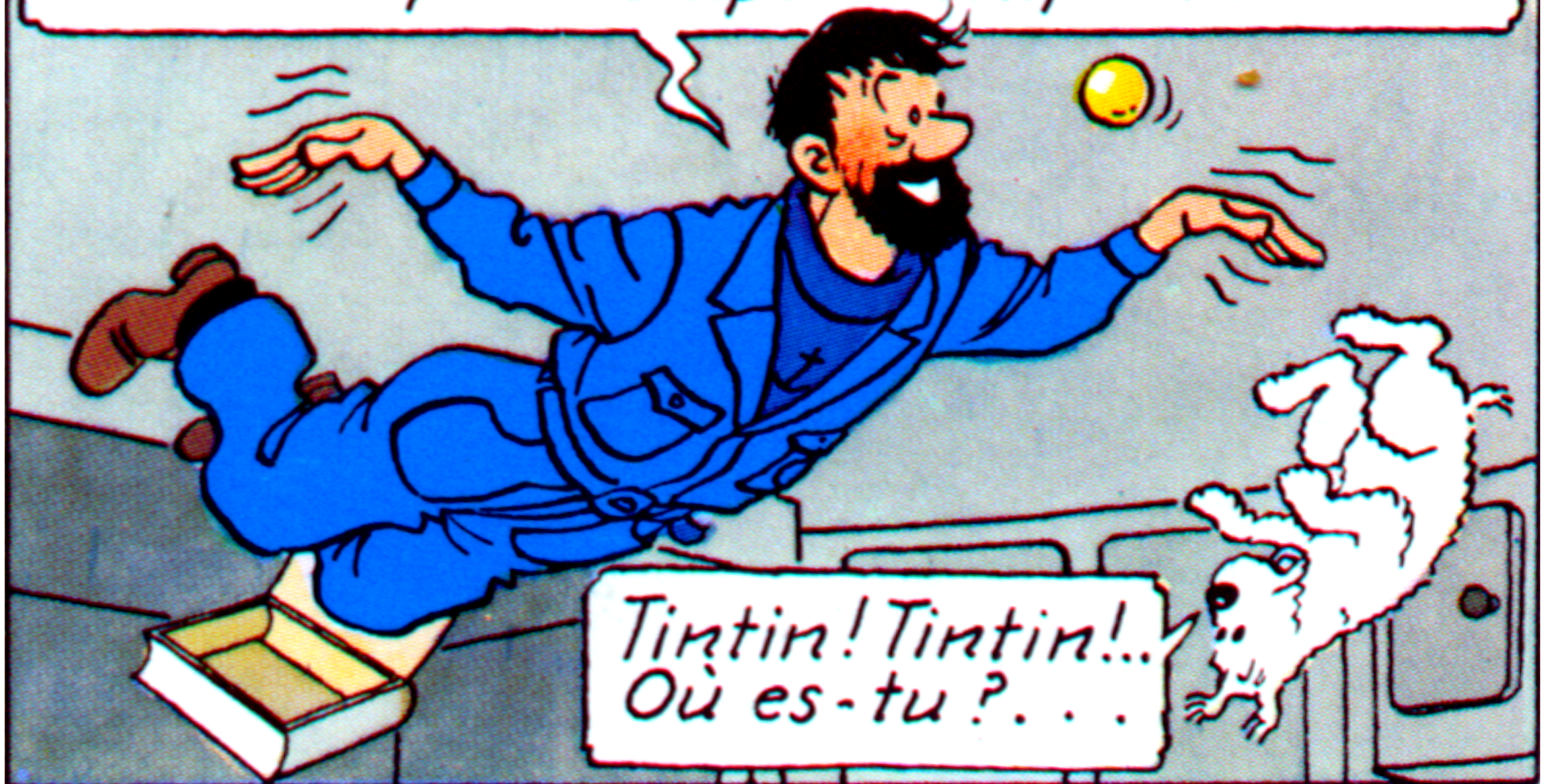
II. Tentative de reconstitution

- A. L'instant « zéro »: l'âge du système solaire... et de la Terre**
- B. Quelques autres évènements**

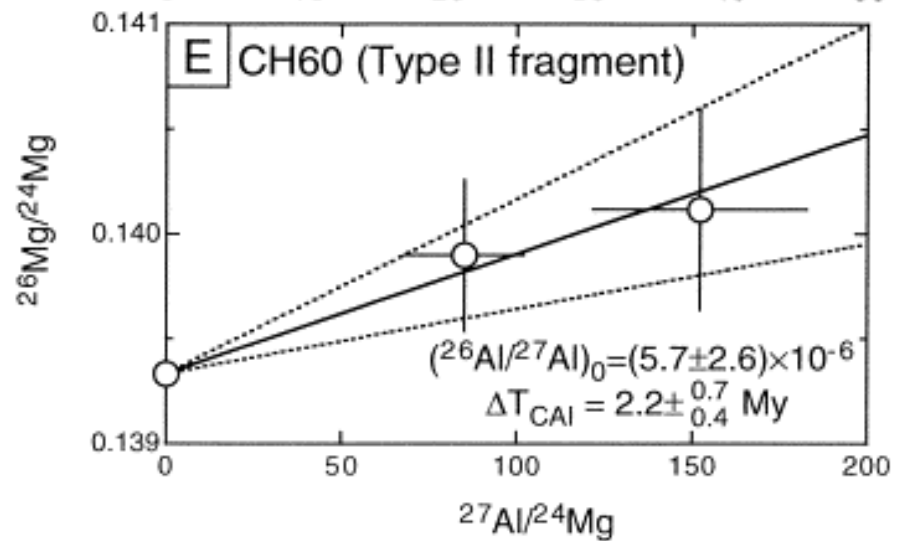
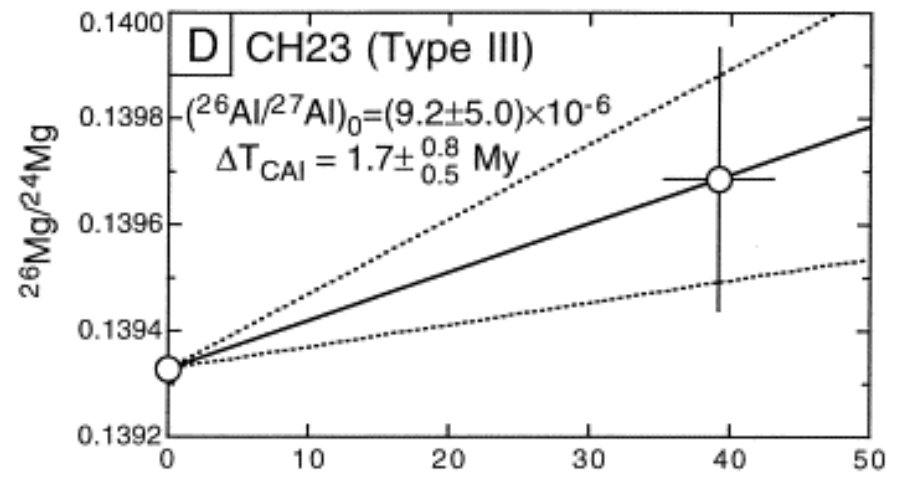
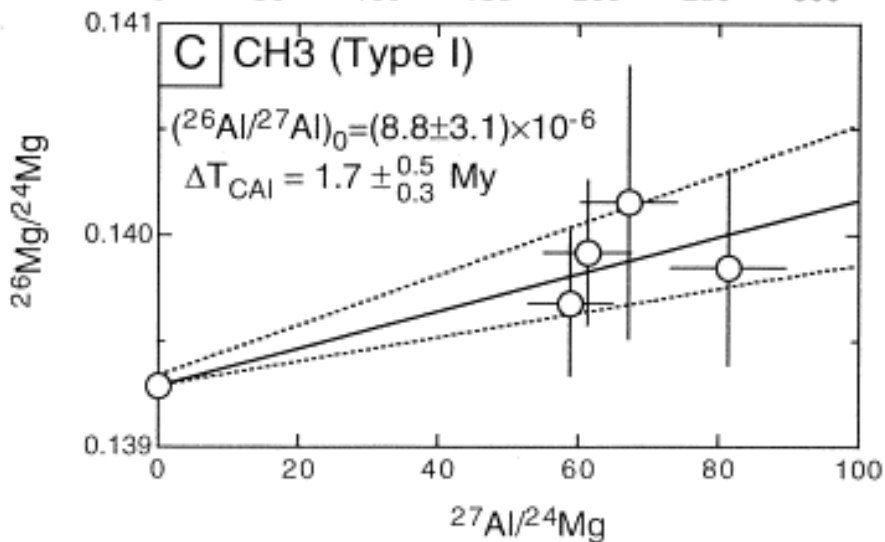
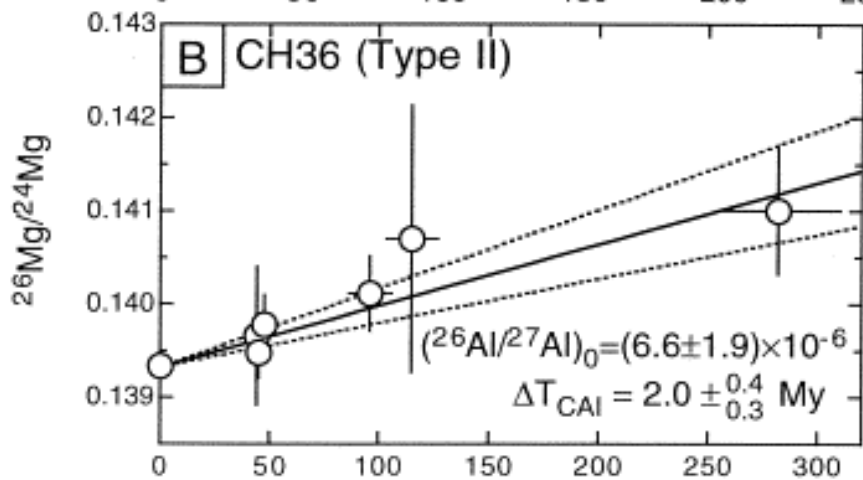
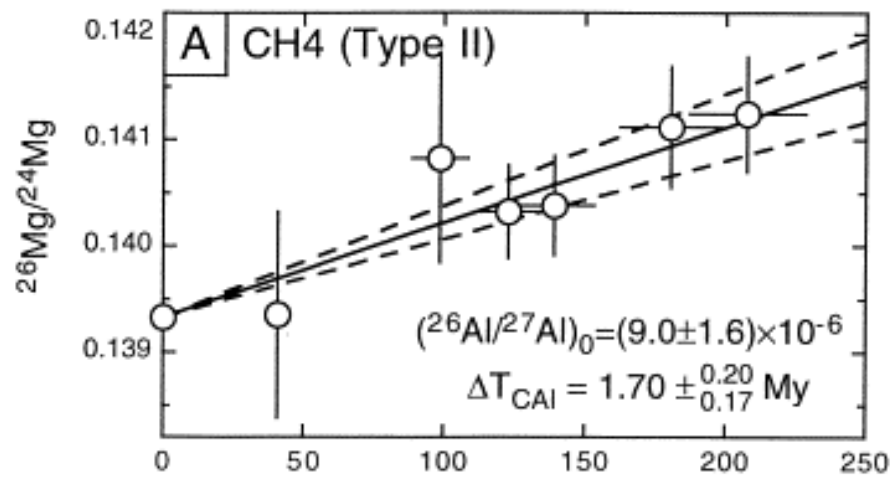


100 μm

Tu v-v-vois, mon vieux whisky, toi t-t-tu
t'es transformé en b-b-boule, mais moi
je suis d-d-devenu un joli petit z-oiseau!...
Tchip!... Tchip!... Tchip!...



Tintin! Tintin!...
Où es-tu?...

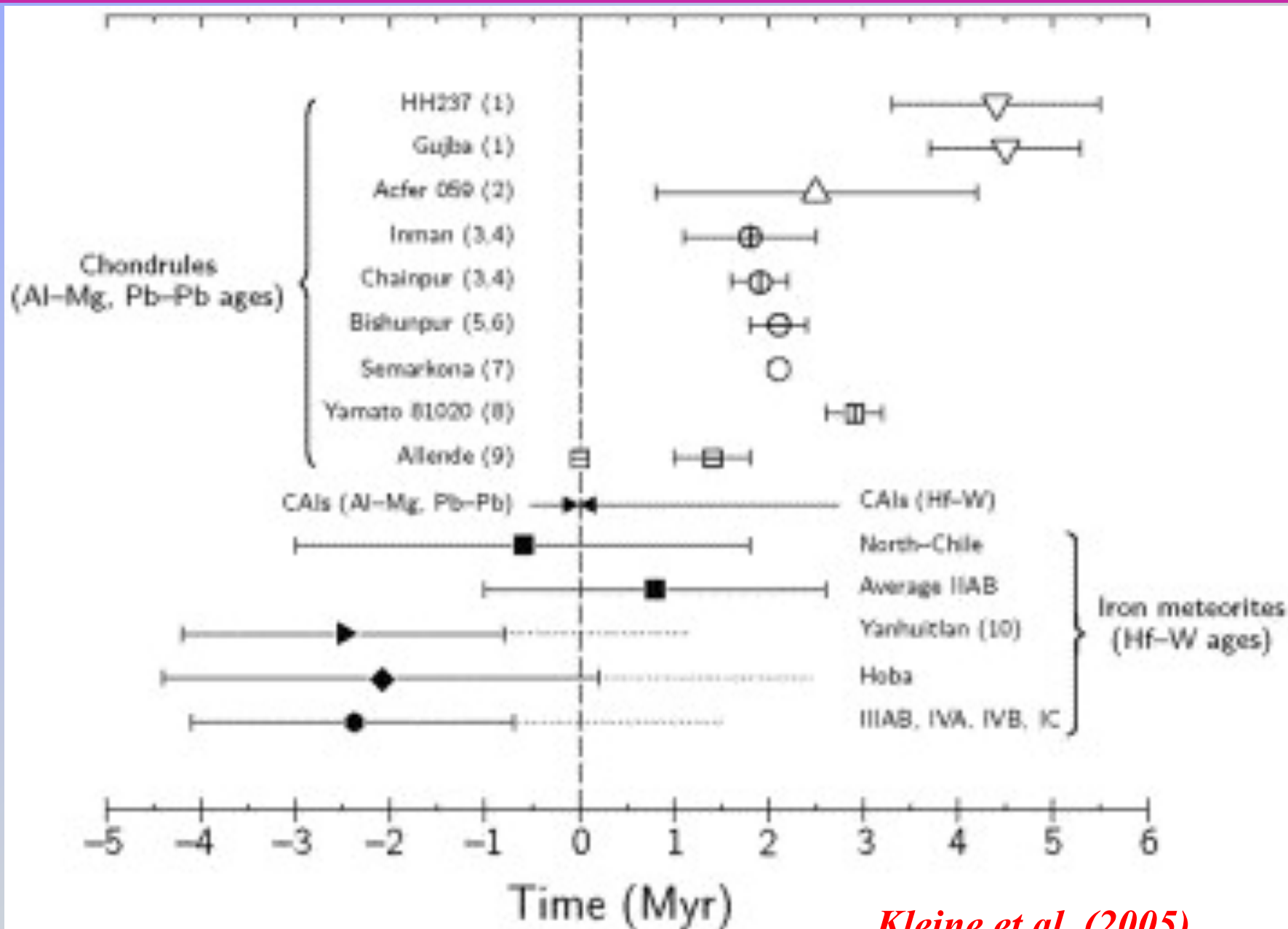


Age des chondres:

$\sim 4566 \cdot 10^6 \text{ ans}$

Hf lithophile, W siderophile.

$^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$, $T=9 \text{ Ma}$

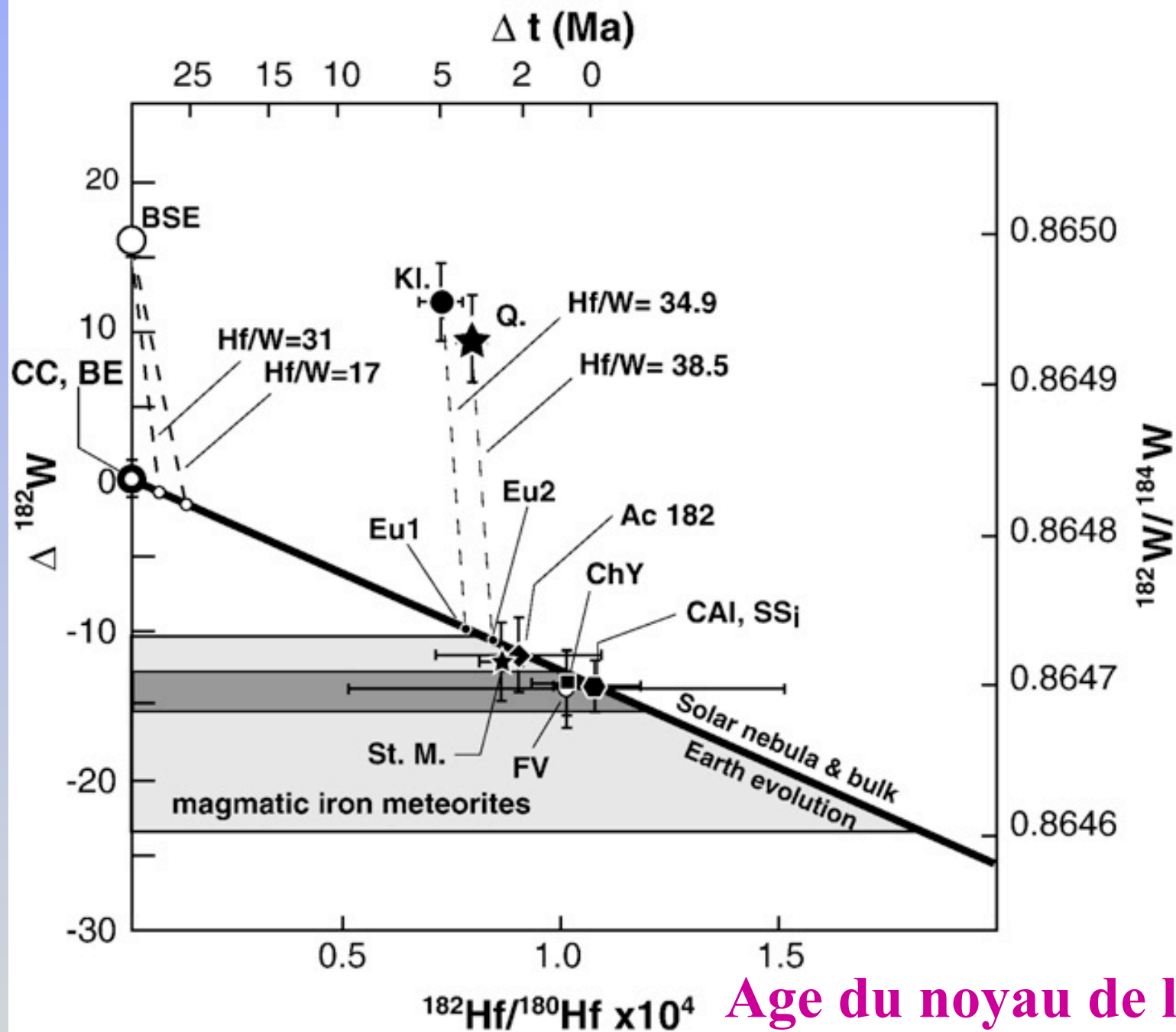


Kleine et al. (2005)

Chondrules formed after irons

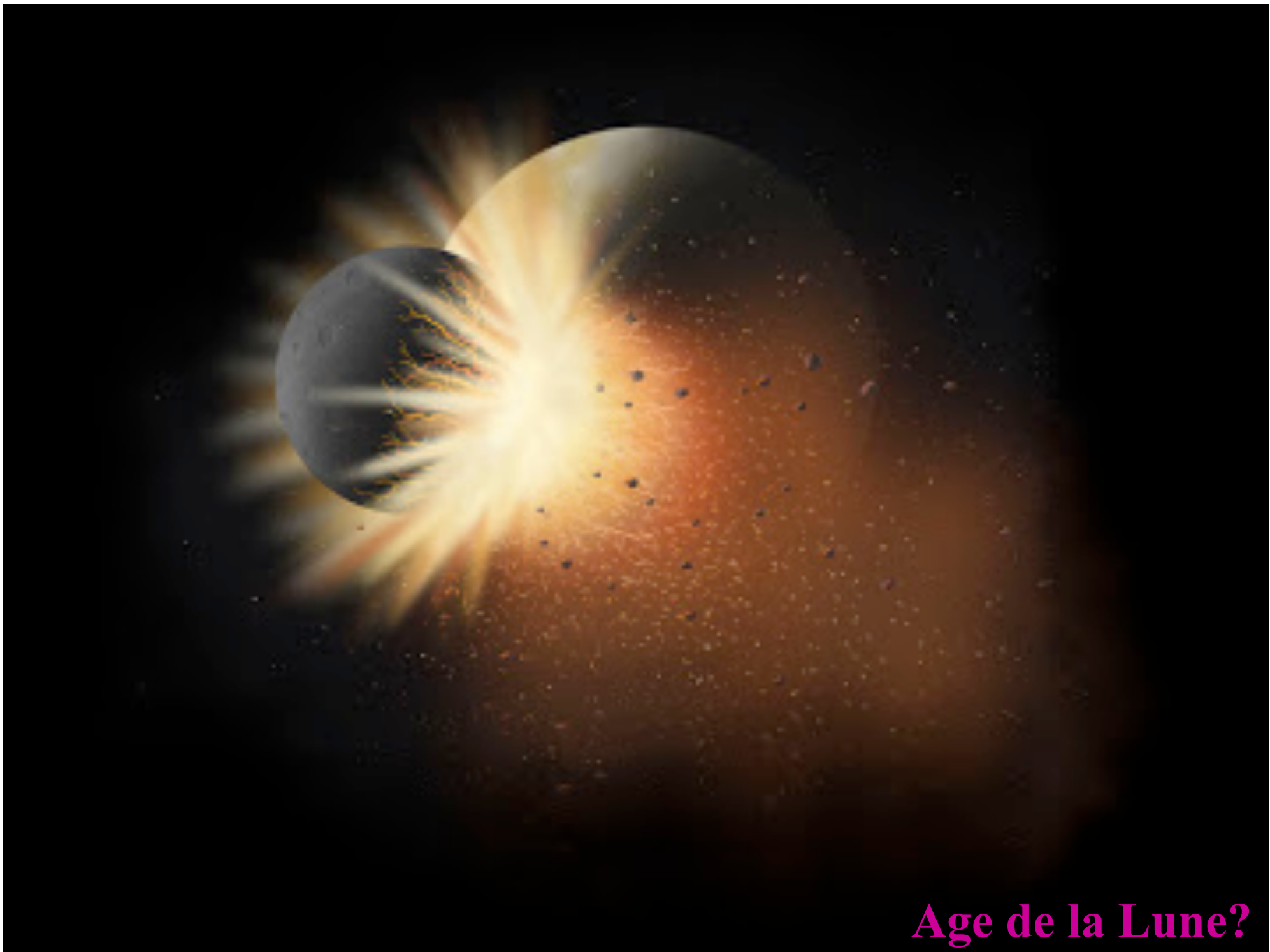
Hf lithophile, W siderophile.

$^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$, $T=9 \text{ Ma}$

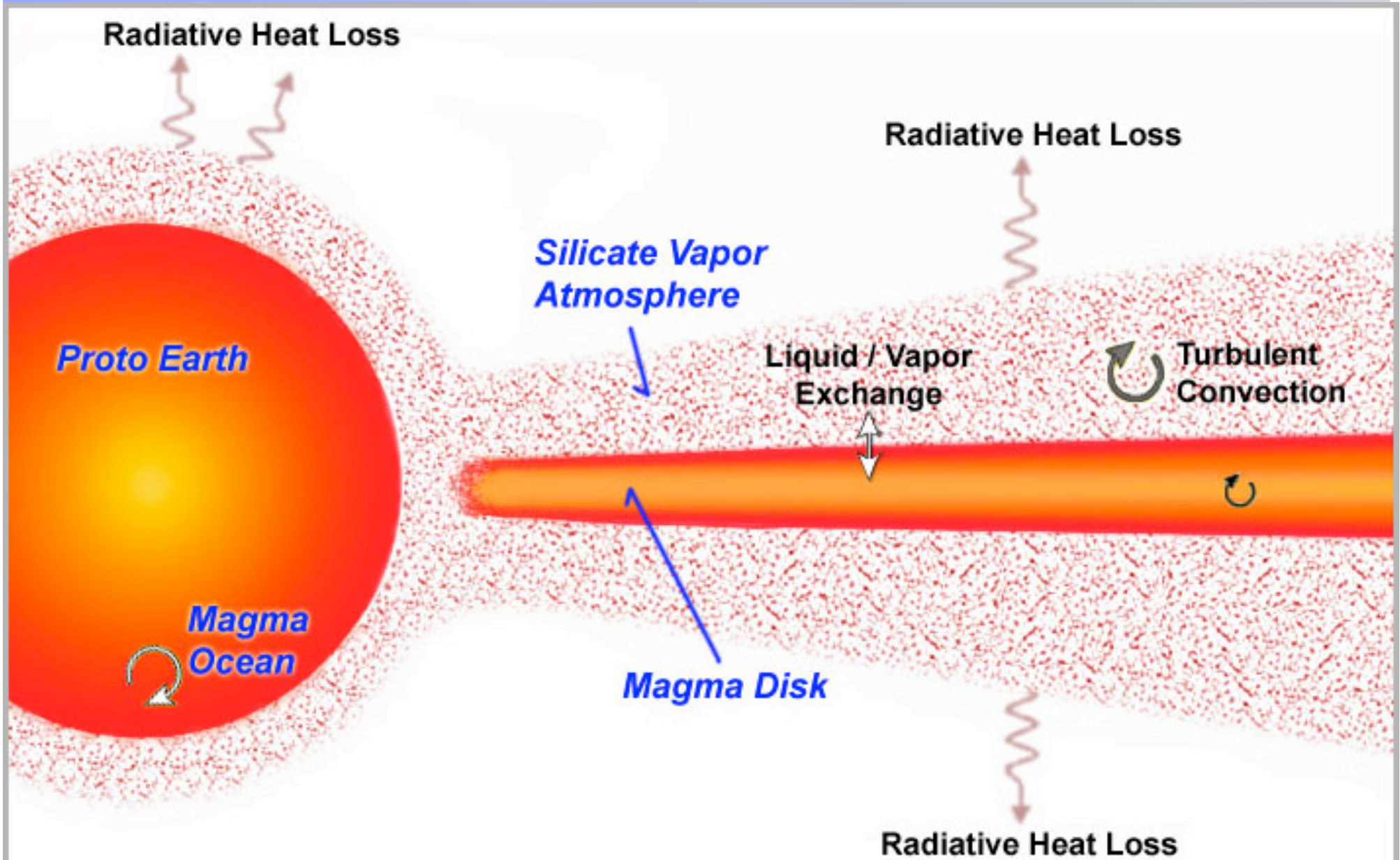


Age du noyau de la Terre?

Fig. 1. W isotopic evolution of the solar nebula, bulk Earth (BE) and bulk silicate Earth (BSE). The $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ ratio and the absolute deviation $\Delta^{182}\text{W}$ relative to the $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ ratio of carbonaceous chondrites (CC) (definition of $\Delta^{182}\text{W}$ given in Section 2) are plotted versus the $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ ratio. The logarithmic ^{182}Hf time scale of the upper x-axis is defined in respect to the initial Hf–W features of the solar system SSI ($^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}=1.07 \cdot 10^{-4}$, $\Delta^{182}\text{W}_{\text{SSI}}=-13.7 \pm 1.7$) derived from the Allende isochron (Kleine et al., 2005). The W isotopic evolution of the solar nebula and the bulk Earth is represented by the same line that also connects the SSI and CC data points. The slope of this line corresponds to $^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}=1.28$. Sainte Marguerite (St. M.) (Kleine et al., 2002), Forest Vale (FV) (Kleine et al., 2002), Acfer 182 (Ac182) (Kleine et al., 2005), mixed chondrites (ChY) (Yin et al., 2002) indicate the end of the W isotopic equilibration between metal and silicate in these chondrites: the time interval relative to SSI corresponds to 3.0 ± 0.7 Ma, 0.9 ± 5.2 Ma and 2.4 ± 2.5 Ma and 2.4 ± 2.5 Ma, respectively. Eu1 and Eu2 represent the metal/silicate differentiation of the eucrite parent body based on Hf–W isochrons obtained on eucrites (Q: (Quitté et al., 2000) and Kl: (Kleine et al. 2004a)): the corresponding time intervals in respect to SSI are 3.1 Ma and 4.1 Ma. The W compositions determined in magmatic iron meteorites (Horan et al., 1998; Kleine et al. 2004a; Lee and Halliday, 1996; Markowski et al., 2006; Schoenberg et al., 2002; Sherstén et al., 2006) yield model ages ranging from -9 Ma to $+3.4$ Ma relative to SSI (intersection of the gray band with the solar nebula evolution line). The W compositions lower than SSI are interpreted as being due to neutron reactions induced by long exposure to cosmic ray. When these samples are excluded, the remaining data indicate that the magmatic iron meteorites are indistinguishable from each other (Sherstén et al., 2006) and define a time interval of $\Delta t=0.1 +1.0/-1.4$ Ma relative to CAIs (intersection of the darker band with the solar nebula evolution line). The two-stage model age of the Earth's core is defined by the intersection of the BSE terrestrial evolution line (corresponding to a slope of $(^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}}=21.3 +7.1/-5.5$ with the BE evolution line: the apparent Hf–W age of the Earth's core is 33 ± 4 Ma relative to SSI, assuming an instantaneous and complete metal/silicate re-equilibration). (*legend for previous diagram, from Allegre & al., EPSL 2008*)



Age de la Lune?

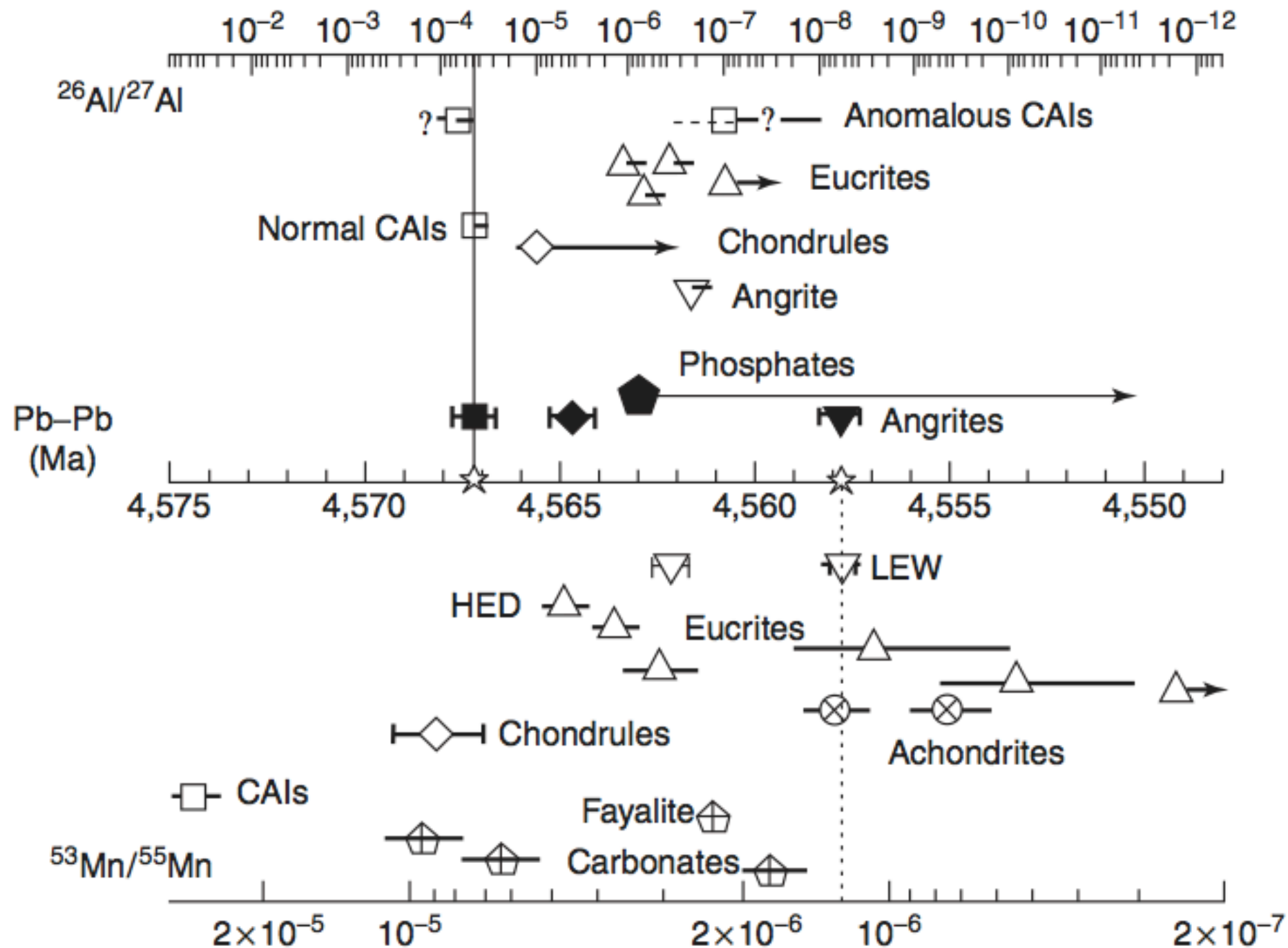


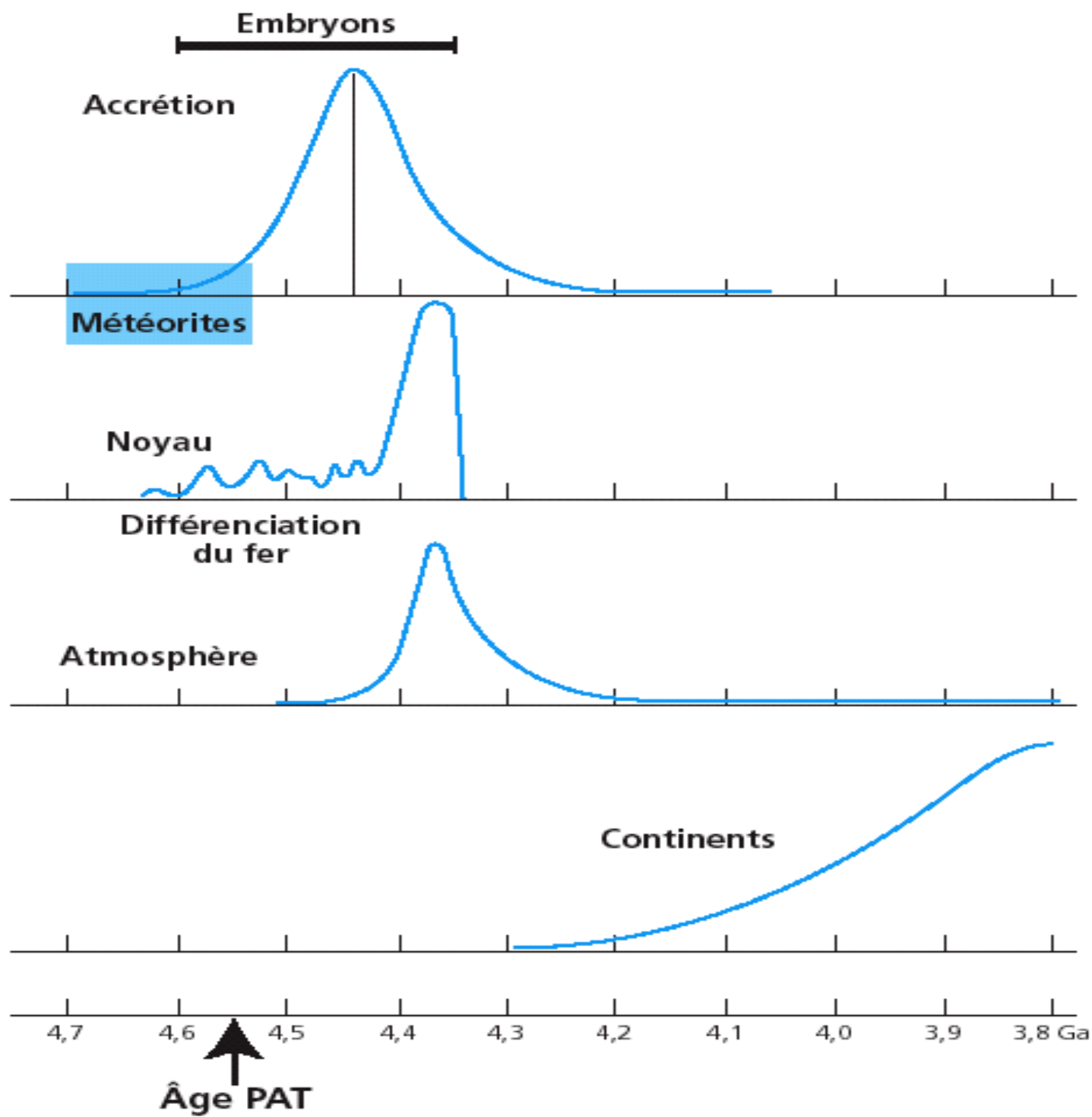
(PSRD graphic based on Pahlevan and Stevenson, 2007, *EPSL*, v. 262, p.438-449, Fig. 3.)

Age de la Lune?

II. Tentative de reconstitution

- A. L'instant « zéro »: l'âge du système solaire... et de la Terre**
- B. Quelques autres évènements**
- C. Une chronologie (approximative) de la formation et l'évolution du système solaire**

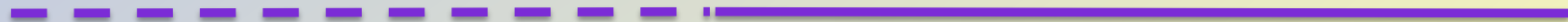
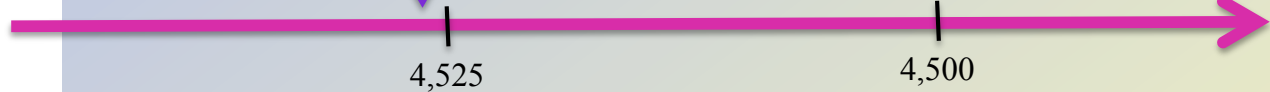
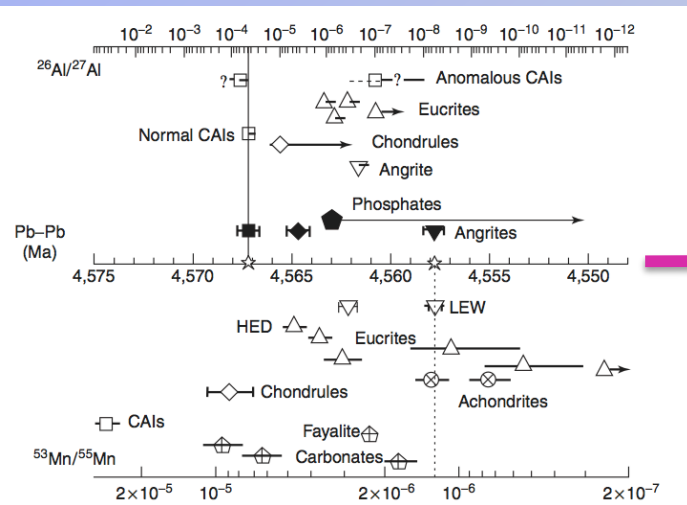




Différenciation du noyau de la Terre



Formation de la lune



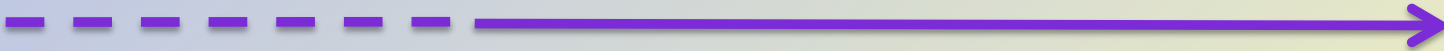
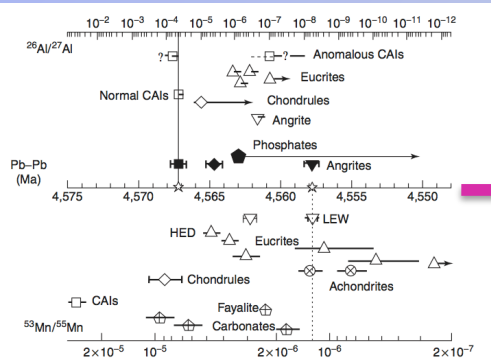
Océan magmatique

Différenciation du noyau de la Terre



Formation des premières croûtes planétaires (*zircons martiens, terrestres et lunaires*)

Formation de la lune



Océan magmatique

