

L'âge de la Lune, l'accrétion de la Terre et la formation du noyau

Bernard Bourdon

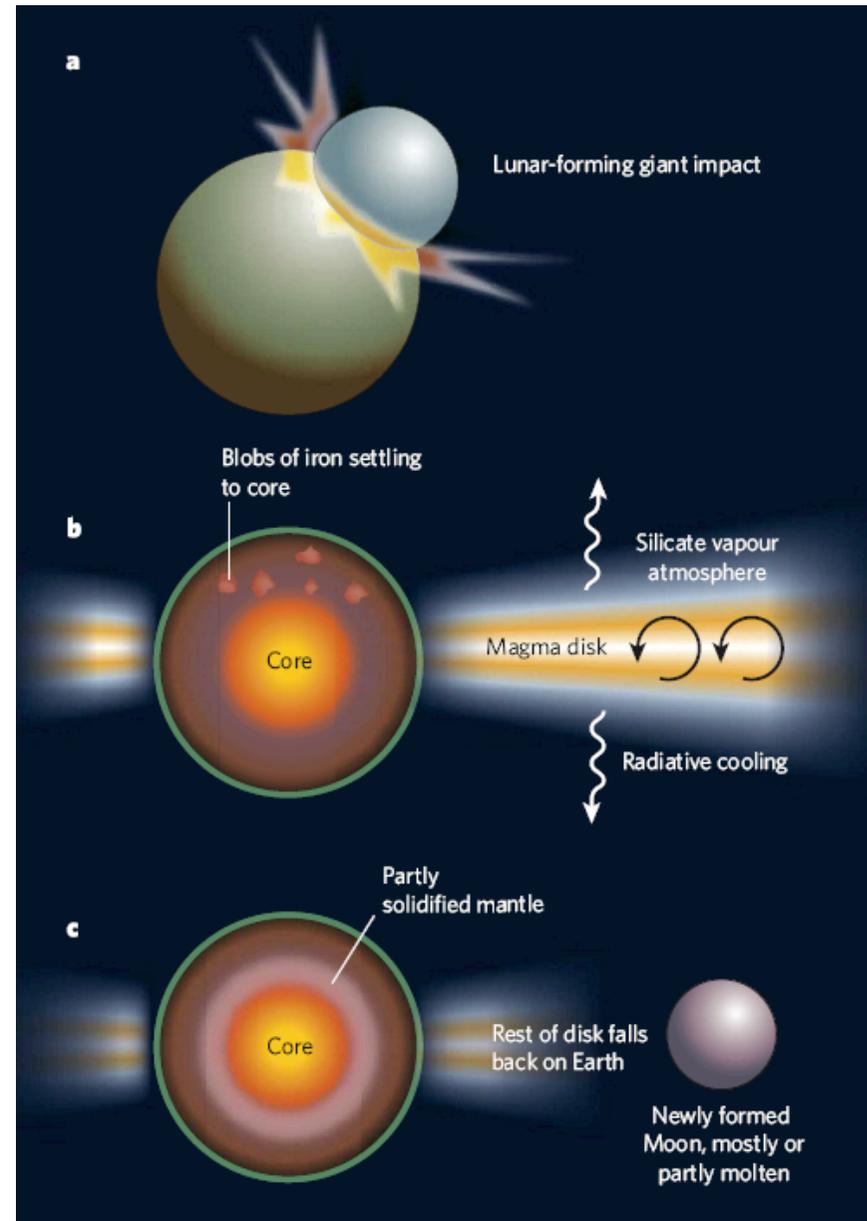
Mathieu Touboul, Thorsten Kleine,
Caroline Fitoussi, John Rudge
ETH Zürich

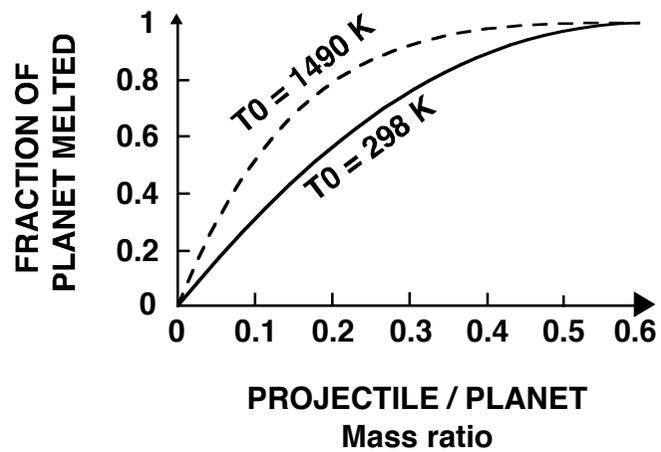
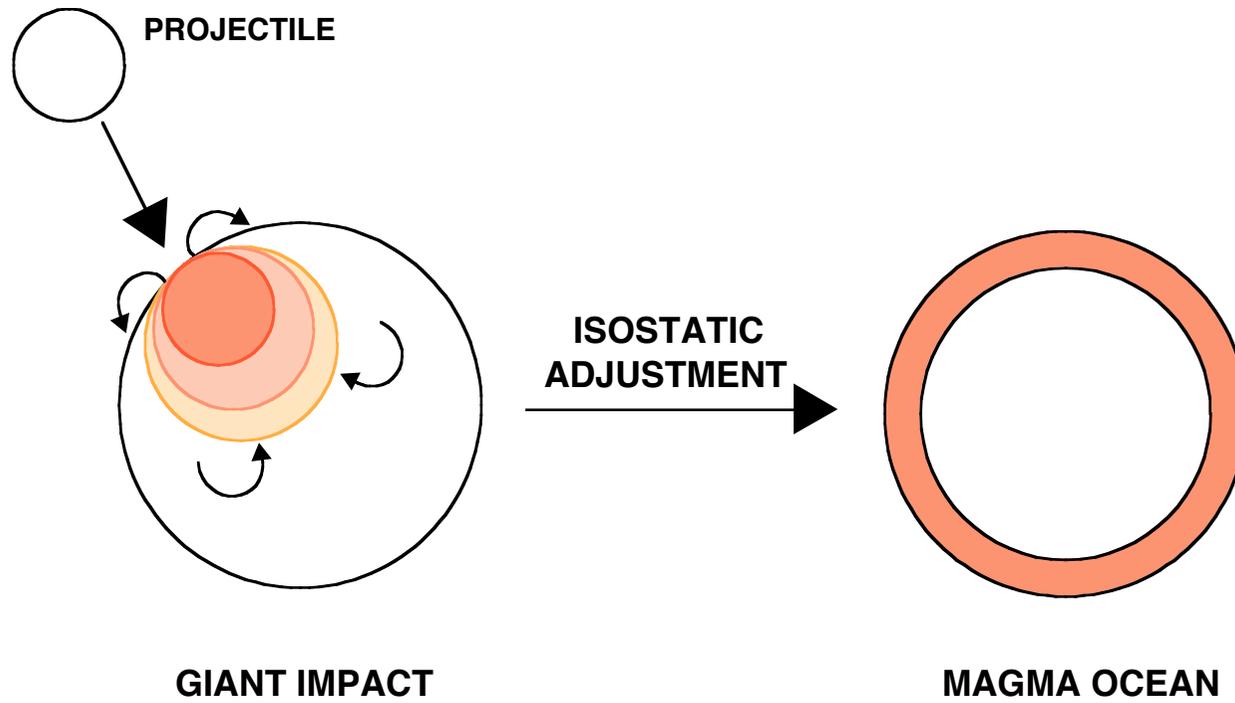




La formation de la Lune et du noyau de la Terre

- L'impact géant qui a formé la Lune fait sans doute partie d'une série. L'accrétion de la Terre se fait par impacts géants à partir du moment où la masse accrétée excède 20% de la masse actuelle.





(Tonks & Melosh, 1990)



A quoi ressemblent les impacts géants?

Un scénario probable



James Garry, Fastlight Used with permission.

fastlight

- La formation du noyau de la Terre est directement couplée à son accrétion.
- La formation de la Lune est un de ces épisodes.

Objectifs du cours

- Présenter en détail les méthodes utilisées pour estimer l'âge de la Lune, et celui de la Terre et les contraintes qu'on peut en tirer sur la formation du noyau.

Organisation du cours

- L'âge de la Terre (un rappel)
- L'âge de la Lune
- La formation du noyau

Nos méthodes

- Les chronologies Hf-W
- Les fractionnements entre métal et silicate lors de la formation du noyau.

La méthode Hf-W (I)

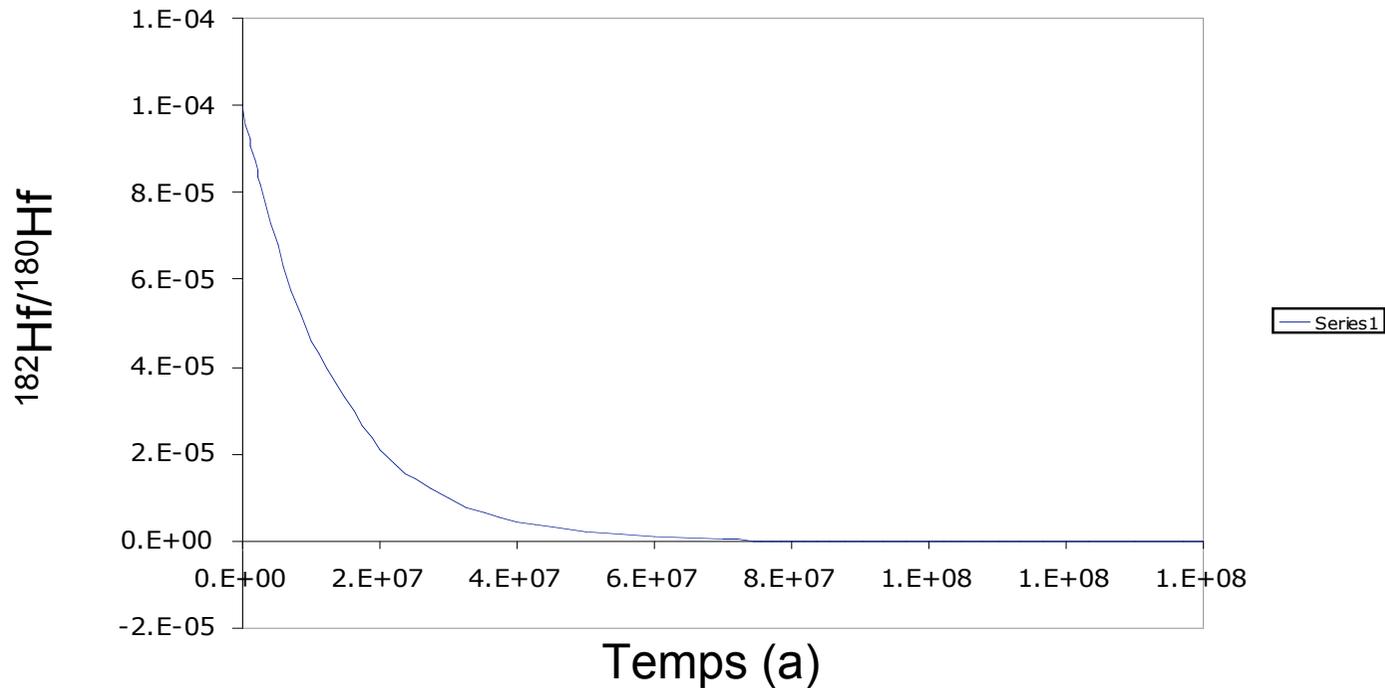
- Schéma de désintégration: $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W} + e^{-}$
- Période radioactive: 8,9 Ma $\epsilon^{182}\text{W} = \left(\frac{\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 10^4$
- Equations de décroissance pour un système fermé:
- 1 stade: $\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_t = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_o + \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}} \right)_1 \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}} \right)_0 (1 - e^{-\lambda_{182}t})$
- 2 stades: le rapport Hf/W change au cours de l'évolution

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right) = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}} \right)_0 + \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}} \right)_1 \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}} \right)_0 (1 - e^{-\lambda_{182}t}) + \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}} \right)_2 \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}} \right)_0 e^{-\lambda_{182}t}$$

La méthode Hf-W (II)

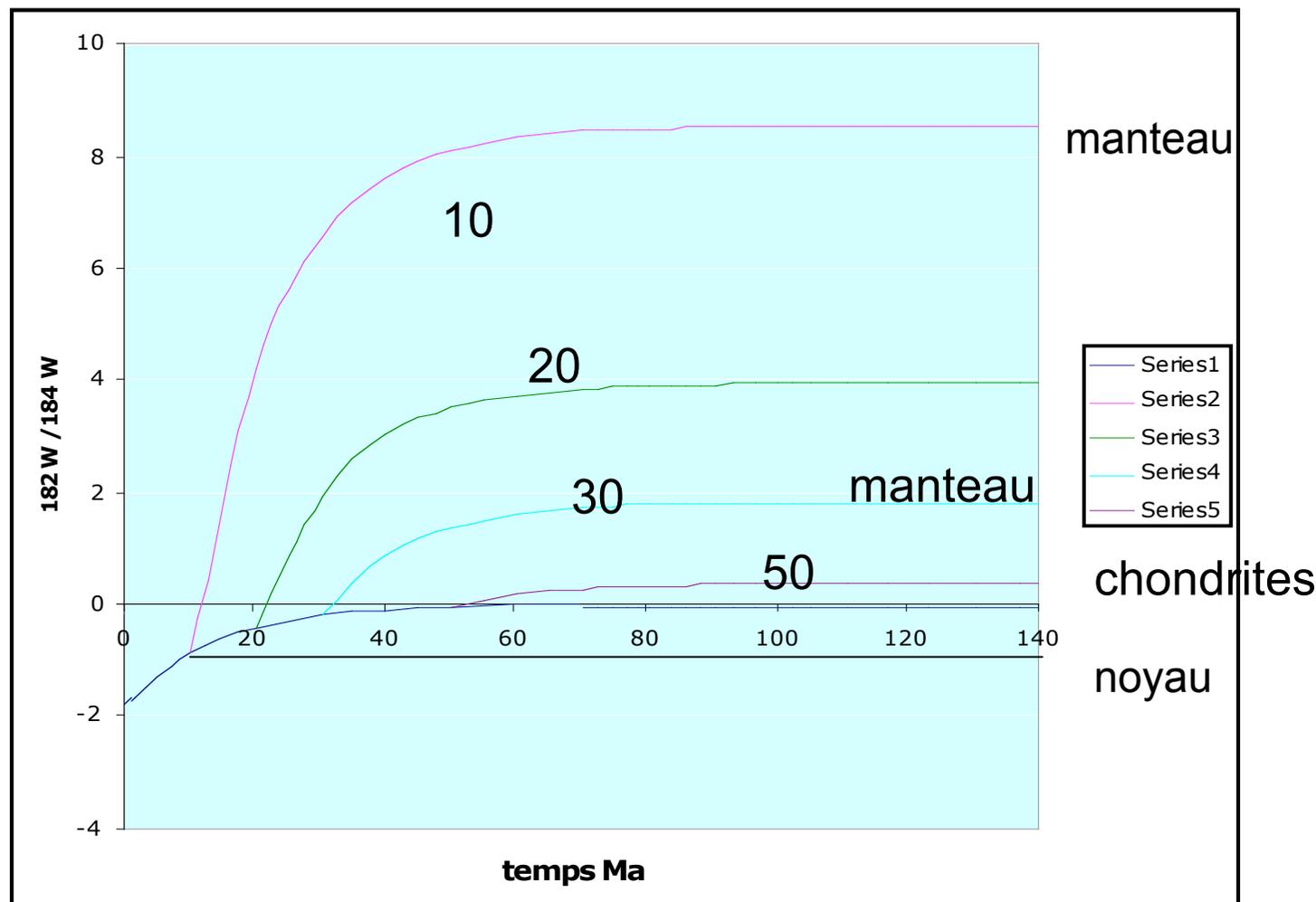
- Hf et W sont tous deux des éléments réfractaires.
- Hf est lithophile
- W est sidérophile
- W est plus incompatible que Hf
- Le rapport Hf/W est fractionné par les séparations métal-silicate et dans les processus magmatiques (dans une moindre mesure).

Décroissance de ^{182}Hf



Après ≈ 60 Ma, il ne reste plus de ^{182}Hf , donc on ne peut modifier
La quantité relative de ^{182}W par décroissance.

Chronologie du fractionnement Hf-W



Calcul d'un âge modèle deux stades

- On décompose le problème en deux:
- Une évolution en système fermé de t_0 à t_1 :

$$\left(\frac{{}^{182}\text{W}}{{}^{184}\text{W}}\right)_{t_1} = \left(\frac{{}^{182}\text{W}}{{}^{184}\text{W}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{180}\text{Hf}}{{}^{184}\text{W}}\right)_1 \left(\frac{{}^{180}\text{Hf}}{{}^{182}\text{Hf}}\right)_0 (1 - e^{-\lambda_{182}t})$$

- Une évolution en système fermé de t_1 à t_2 avec un rapport Hf/W distinct:

$$\left(\frac{{}^{182}\text{W}}{{}^{184}\text{W}}\right) = \left(\frac{{}^{182}\text{W}}{{}^{184}\text{W}}\right)_{t_1} + \left(\frac{{}^{180}\text{Hf}}{{}^{184}\text{W}}\right)_2 \left(\frac{{}^{180}\text{Hf}}{{}^{182}\text{Hf}}\right)_{t_1} (1 - e^{-\lambda_{182}(t_2 - t_1)})$$

$$\text{avec } \left(\frac{{}^{180}\text{Hf}}{{}^{182}\text{Hf}}\right)_{t_1} = \left(\frac{{}^{180}\text{Hf}}{{}^{182}\text{Hf}}\right)_{t_0} e^{-\lambda_{182}t_1}$$

Calcul d'un âge modèle deux stades

- On en déduit:

$$\left(\frac{{}^{182}\mathcal{W}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right) = \left(\frac{{}^{182}\mathcal{W}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_{t_0} + \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_1 \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{182}\mathcal{Hf}}\right)_0 (1 - e^{-\lambda_{182}t_1}) + \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_2 \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{182}\mathcal{Hf}}\right)_{t_0} e^{-\lambda_{182}t_1}$$

- D'où:

$$\left(\frac{{}^{182}\mathcal{W}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_{\text{présent}} = \left(\frac{{}^{182}\mathcal{W}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_{t_0} + \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_1 \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{182}\mathcal{Hf}}\right)_0 (1 - e^{-\lambda_{182}t_1}) + \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{184}\mathcal{W}}\right)_2 \left(\frac{{}^{180}\mathcal{Hf}}{{}^{182}\mathcal{Hf}}\right)_{t_0} e^{-\lambda_{182}t_1}$$

Un âge pour la Terre

- En faisant un certain nombre d'hypothèses, on peut obtenir un âge pour la Terre.
 - (1) Modèle à 2 stades
 - (2) Le noyau se forme aussitôt que la Terre est accrétée
 - (3) Le métal s'équilibre entièrement avec le silicate pendant la formation du noyau ($\epsilon^{182}\text{W}$ chondritique au moment de la séparation).

Validité de ces hypothèses

- Aucune de ces hypothèses n'est a priori valable, mis à part la deuxième (la vitesse de formation du noyau va dépendre du taux d'accrétion de la Terre)
- Le scénario réel est plus complexe et inconnu.

Comment aller plus loin?

- Travailler sur un autre sujet
- Imaginer un scénario plausible
- L'accrétion est continue et le métal s'équilibre entièrement avec les silicates à chaque étape.

Modèle proposé par Jacobsen

- Bilan de masse:

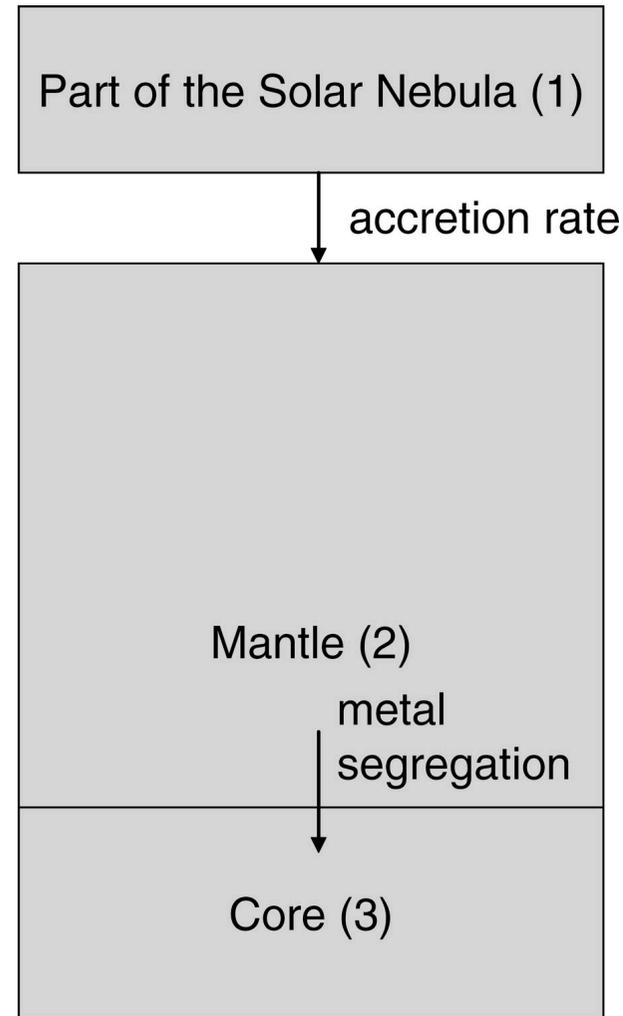
$$M_1(0) = M_1(t) + M_2(t) + M_3(t)$$

- Taux d'accrétion rate

$$\frac{dM_{\oplus}}{dt} = \dot{M}_{acc}$$

$$\frac{dM_2}{dt} = \gamma \dot{M}_{acc}$$

$$\frac{dM_3}{dt} = (1 - \gamma) \dot{M}_{acc}$$



Modèle pour les isotopes stables

$$\frac{dN_{i1}}{dt} = -J_{i12} = -C_{i1}\dot{M}_{12},$$

$$d_{i23} = \frac{C_{i3}}{C_{i2}} = D_i^{metal/silicate}$$

$$\begin{aligned}\frac{dN_{i2}}{dt} &= J_{i12} - J_{i23} = C_{i1}\dot{M}_{12} - d_{i23}C_{i2}\dot{M}_{23} \\ &= (C_{i1} - \gamma d_{i23}C_{i2})\dot{M}_{12} \\ &= \frac{\dot{M}_2}{1 - \gamma} \left(C_{i1} - d_{i23}\gamma \frac{1}{M_2} N_{i2} \right) \\ &= \frac{C_{i1}\dot{M}_2}{1 - \gamma} - \frac{\gamma d_{i23}}{1 - \gamma} \frac{\dot{M}_2}{M_2} N_{i2}\end{aligned}$$

$$\frac{C_{i2}}{C_{i1}} = \frac{1}{(d_{i23} - 1)\gamma + 1}.$$

$$\frac{C_{i3}}{C_{i1}} = \frac{d_{i23}}{(d_{i23} - 1)\gamma + 1}.$$

Modèles pour les isotopes radioactifs

- Equation différentielle:

$$\frac{dN_{r2}}{dt} = C_{r1}(0)e^{-\lambda t} \dot{M}_{12} - d_{r23}C_{r2}\dot{M}_{23} - \lambda N_{r2},$$

$$N_{r2}(t) = \frac{e^{-\lambda t} C_{r1}(0)}{(d_{r23} - 1)\gamma + 1} M_2(t)$$

$$N_{r3}(t) = \frac{e^{-\lambda t} d_{r23} C_{r1}(0)}{(d_{r23} - 1)\gamma + 1} M_3(t).$$

Modèles pour les isotopes radiogéniques

$$\begin{aligned}\frac{dN_{d2}}{dt} &= J_{d12} - J_{d23} + \lambda N_{r2} = C_{d1} \dot{M}_{12} - d_{s23} C_{d2} \dot{M}_{23} + \lambda N_{r2} \\ &= (C_{d1} - d_{s23} \gamma C_{d2}) \dot{M}_{12} + \lambda N_{r2}\end{aligned}$$

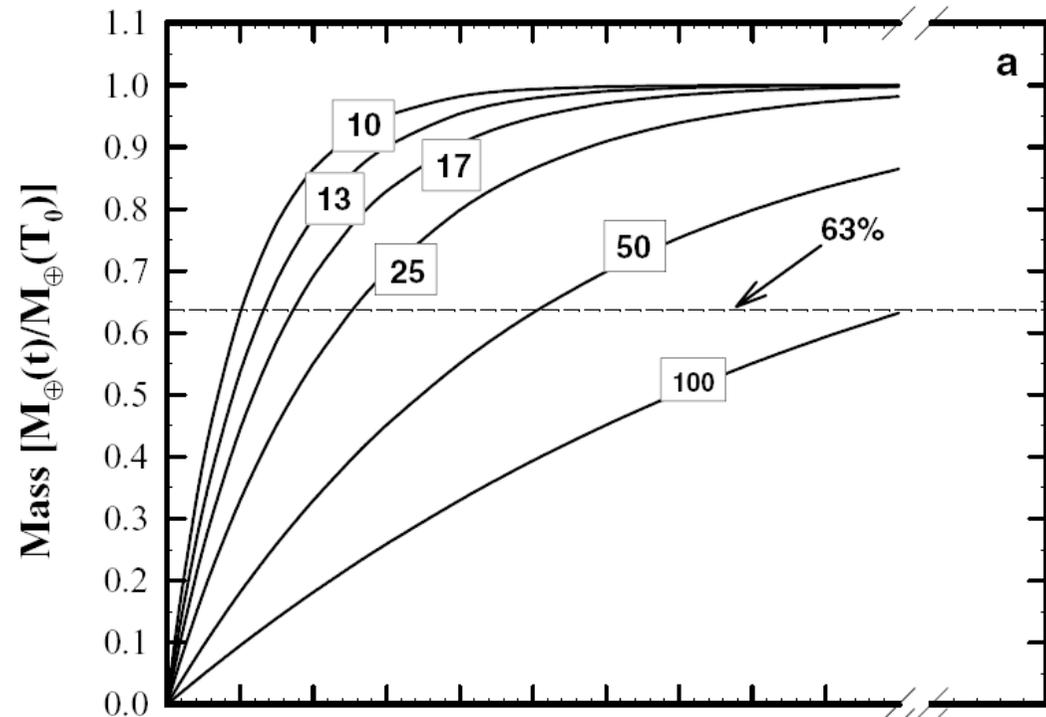
$$\begin{aligned}\frac{dR_{d2}(t)}{dt} &= \lambda \left(\frac{C_{r1}}{C_{s1}} \right) \left(1 + f_2^{r/s} \right) - a_{r/s} [R_{d2}(t) - R_{d1}(t)] \frac{\dot{M}_2}{M_2(t)} \\ &\quad \times \lambda \frac{C_{r1}(0) e^{-\lambda t}}{C_{s1}} + \frac{C_{r1}(0)}{C_{s1}(0)} f_2^{r/s} \lambda e^{-\lambda t} - a_{r/s} [R_{d2}(t) - R_{d1}(t)] \frac{\dot{M}_2}{M_2(t)} \\ &= \frac{dR_{d1}(t)}{dt} + \frac{C_{r1}(0)}{C_{s1}(0)} f_2^{r/s} \lambda e^{-\lambda t} - a_{r/s} [R_{d2}(t) - R_{d1}(t)] \frac{\dot{M}_2}{M_2(t)}, \quad (57)\end{aligned}$$

Solutions

$$R_{d2}(t) = R_{d1}(t) + \frac{N_{r1}(t)}{N_{s1}(t)} f_2^{r/s} \lambda e^{\lambda t} \int_0^t \left[\frac{M_2(\xi)}{M_2(t)} \right]^{a_{r/s}} e^{-\lambda \xi} d\xi$$

Accrétion de la Terre

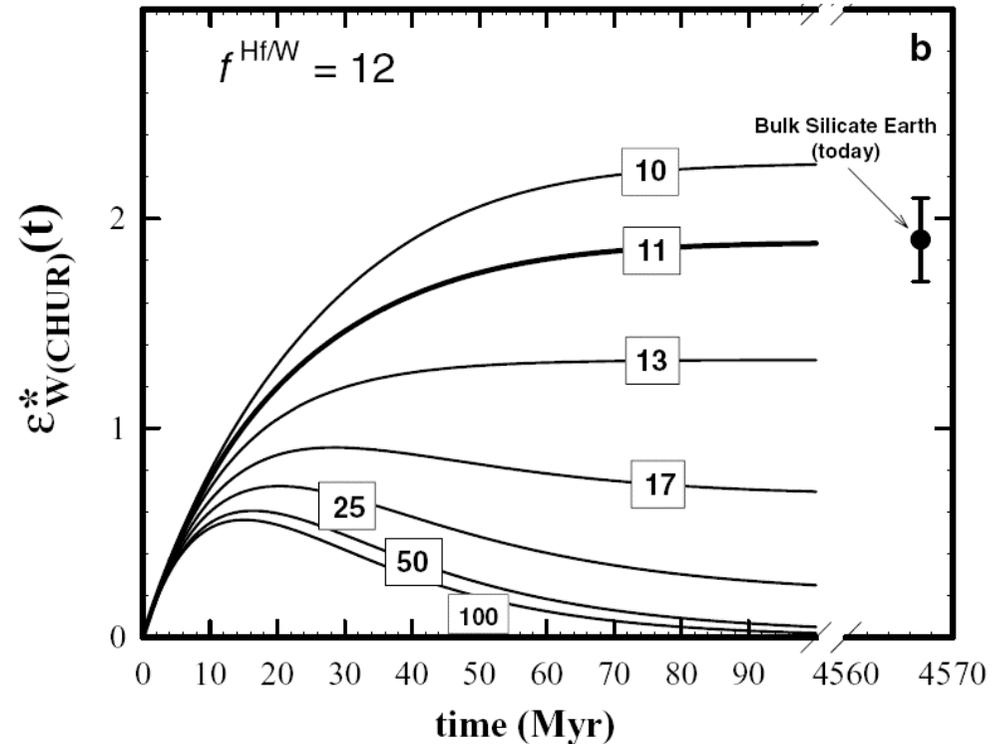
- Dans ce modèle, l'accrétion de la Terre se fait avec une loi exponentielle dont le temps caractéristique (en Ma) est indiqué sur les courbes.



Jacobsen 2005

L'Age de la Terre?

- Pour le rapport Hf/W mesuré dans le manteau terrestre, le temps caractéristique d'accrétion de la Terre est 11 Ma.
- Cet âge fait l'hypothèse d'une équilibration métal silicate totale et est dépendant donc du modèle!!



Un modèle plus réaliste

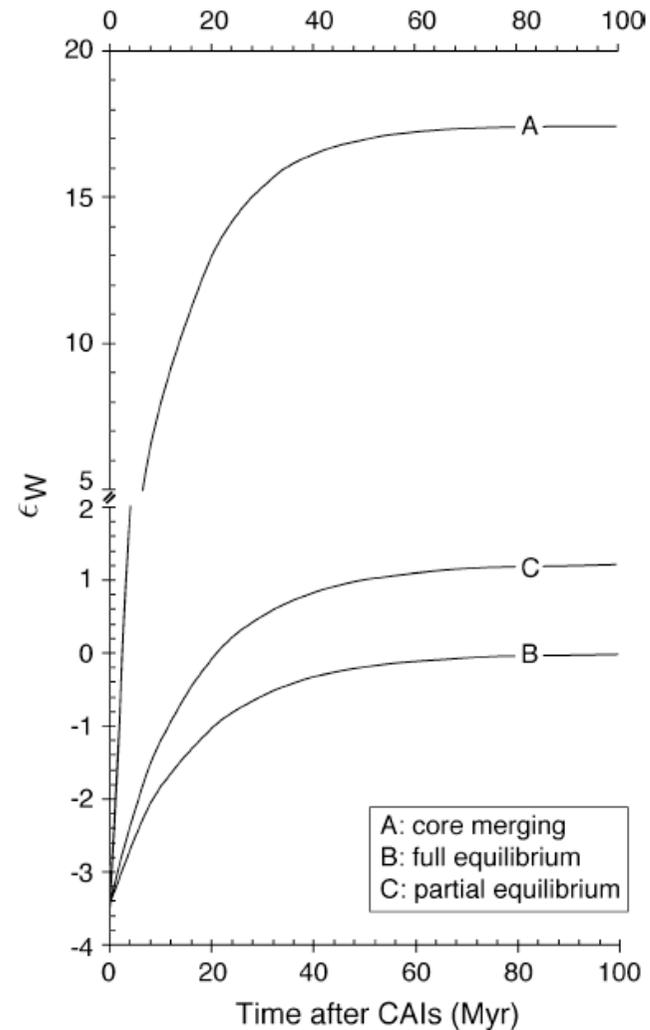
- L'accrétion se prolonge sur 10-100 Ma et le taux d'équilibration métal-silicate n'est pas de 100% (ce que semble montrer les simulations de l'impact géant).
- Halliday (2004), Kleine et al. (2004), Nimmo et Agnor (2006), Allègre et al. (2008).

Comment cela fonctionne?

- Pour chaque incrément de masse accrété sur Terre, on fait l'hypothèse qu'une partie du métal s'équilibre avec le manteau et que l'autre ne s'équilibre pas.
- Si l'équilibration est totale, cela revient à ajouter du W avec une composition chondritique.
- Si l'équilibration est partielle, on ajoute du W avec une composition superchondritique. Etant donné que W est sidérophile, le budget en W du manteau est fortement contrôlé par les derniers incréments de masse accrétée.

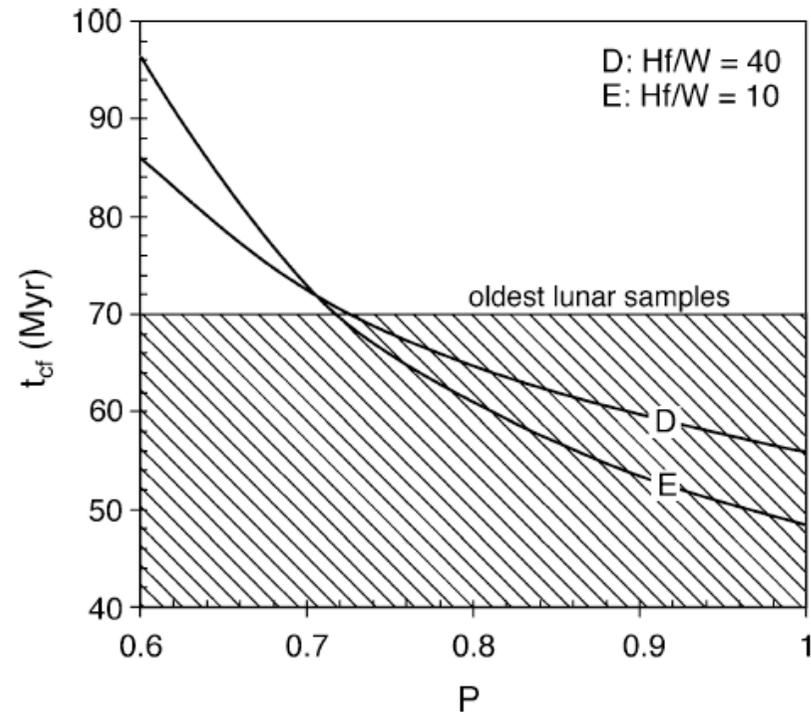
Comment cela fonctionne?

- Si on n'équilibre pas le W, on peut obtenir dans les derniers stades, un apport de W superchondritique qui permet d'obtenir la composition du manteau terrestre.
- En conclusion, si on n'a pas une idée sur le degré de rééquilibration du métal de l'impacteur, on peut obtenir l'âge que l'on veut!



Peut-on fixer l'âge de la Terre avec les isotopes du W?

- Si le taux de rééquilibration (P) est faible, alors l'âge de la formation du noyau (t_{cf}) peut être très jeune:
- $t_{cf}=90$ Ma si $P=0.6$



P =degré de rééquilibration
métal-silicate

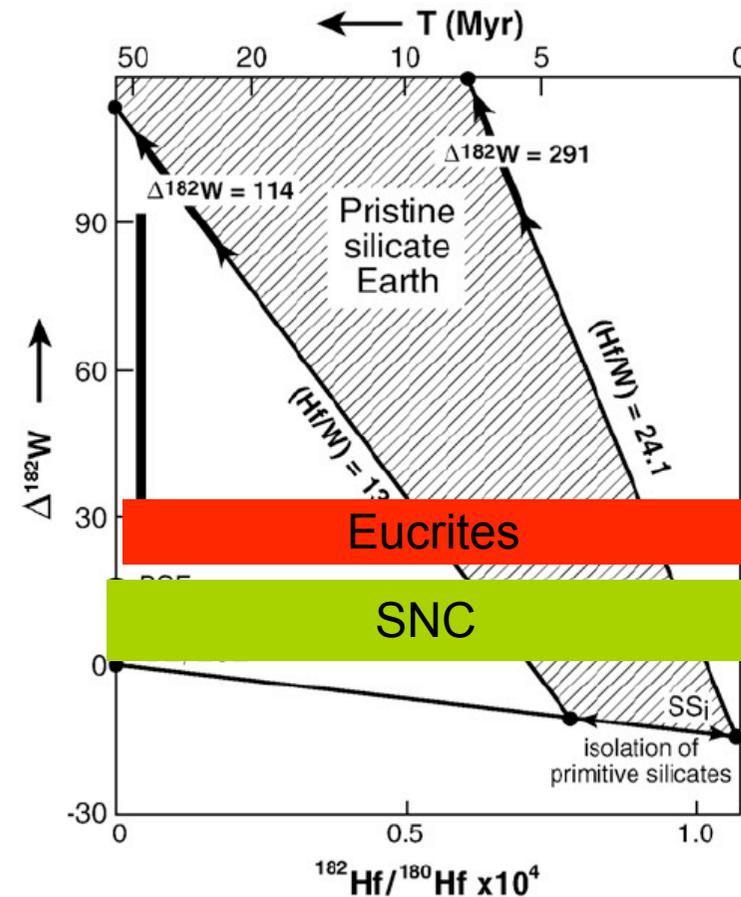
Kleine et al. 2005

En poussant le raisonnement trop loin

- Si on suppose qu'il n'y a aucune équilibration métal-silicate ($P=0$), la formation du noyau pourrait avoir eu lieu hier, à partir du moment où l' $\varepsilon^{182}\text{W}$ du mélange impacteur-manteau terrestre est en accord avec les observations.
- Mais cela ne serait pas réaliste!

Peut-on contraindre les taux d'équilibration métal-silicate?

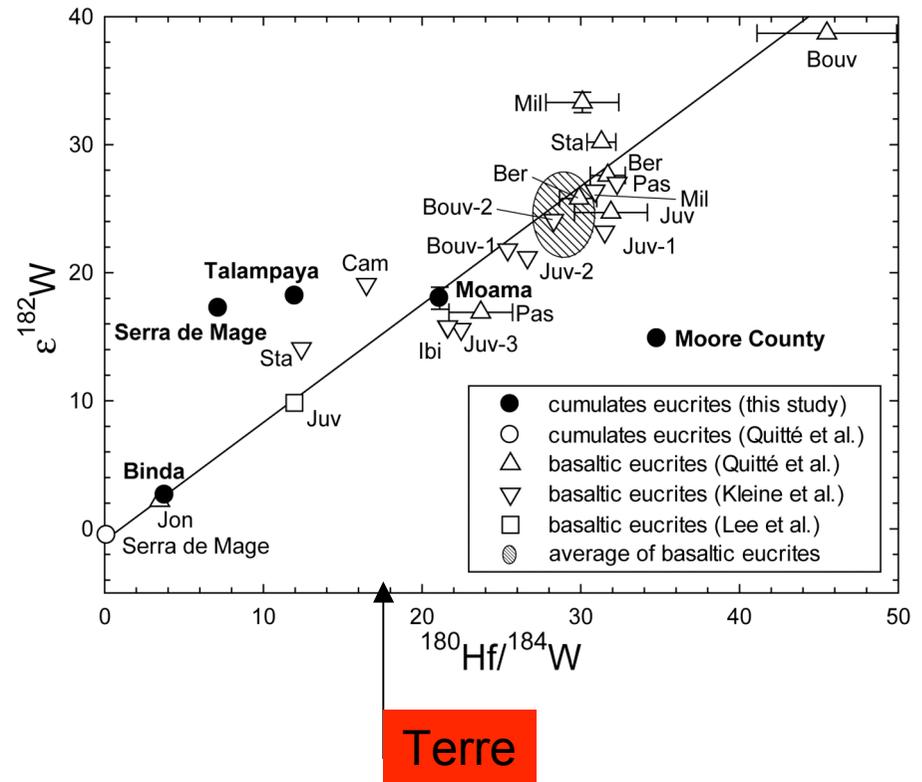
- Si on connaît la composition en $\varepsilon^{182}\text{W}$ du matériel accrété, on peut contraindre le taux d'équilibration. Allègre et al. (2008) ont calculé une composition hypothétique pour le matériel accrété.
- Il n'existe aucun corps parent de météorites avec une telle composition.



Allègre, Manhès et Göpel, 2008

Hf-W dans les eucrites.

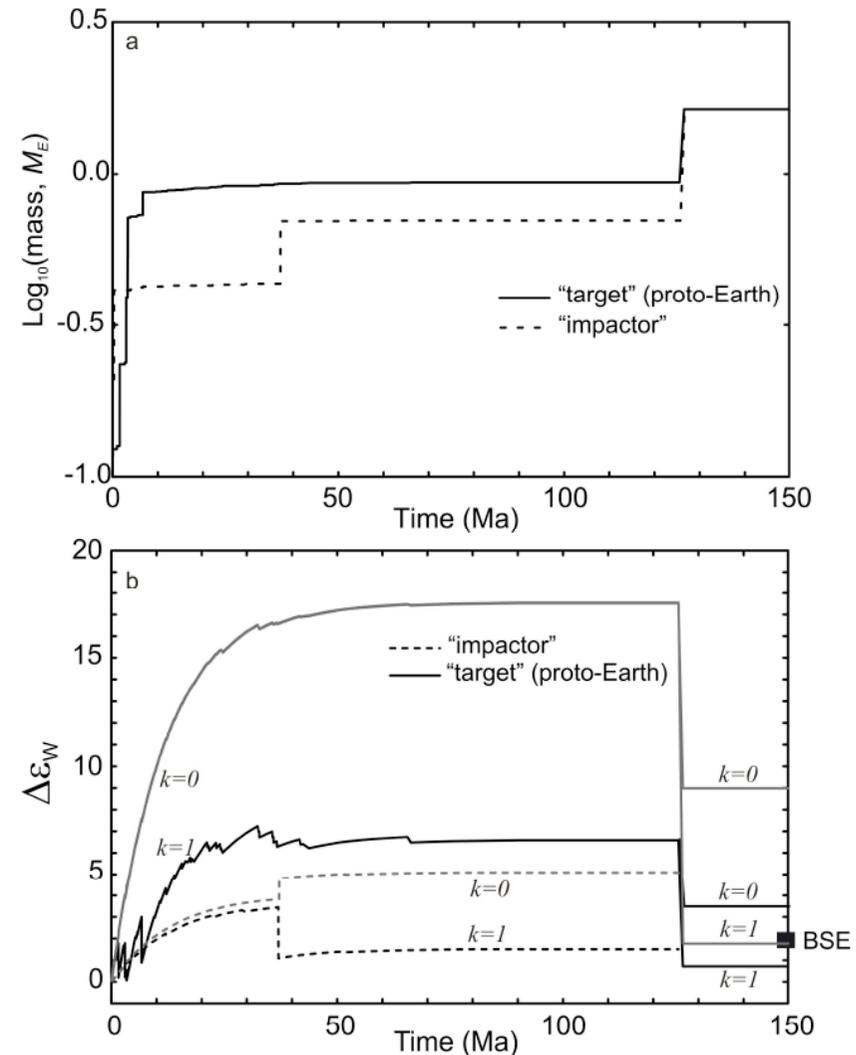
- Même les corps réduits (avec un Hf/W élevé) n'ont pas nécessairement un $\epsilon^{182}\text{W}$ élevé (le métal se rééquilibre avec les silicates avec le métamorphisme).
- Il est difficile de contraindre la composition du matériel accrété sans faire des hypothèses fortes!



Touboul et al. LPSC 2008

Un modèle plus réaliste? (I)

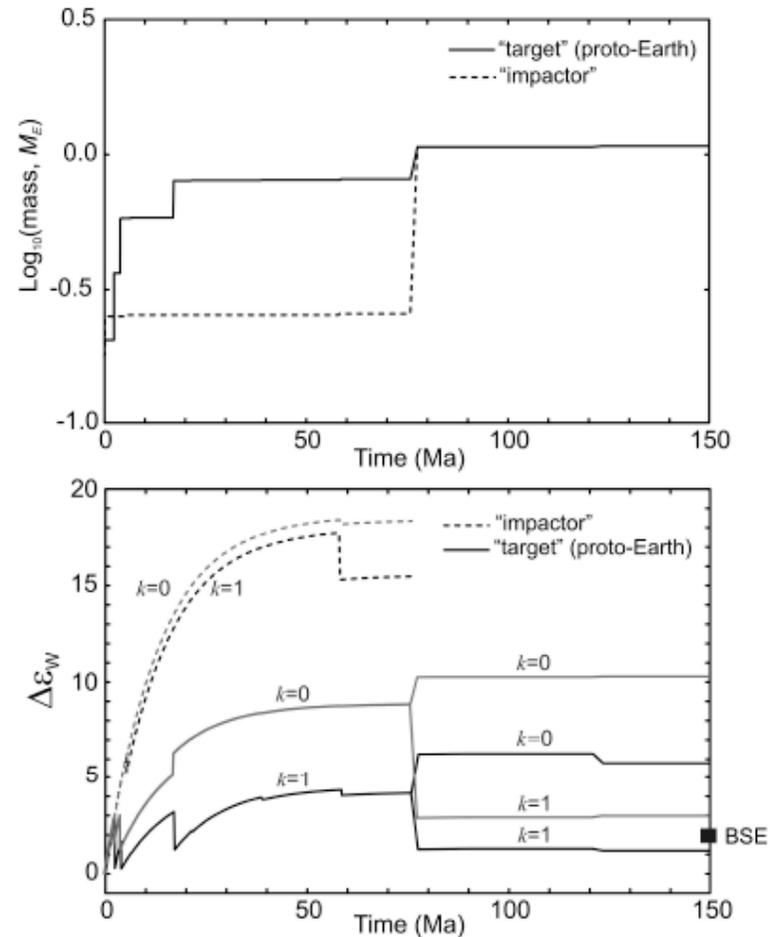
- On utilise ici des simulations of Raymond et al. (2006). Les courbes de croissance sont des simulations avec N-corps suivant 1054 planétésimaux qui orbitent et collisionnent. L'impact formant la Lune a lieu à ~ 125 Ma and l'impacteur a subi un impact à ~ 40 Ma.



Kleine et al. 2009

Un modèle plus réaliste? (II)

- Simulation de Raymond et al. (2006).
- Ici l'impact géant qui a formé la Lune a lieu à ~75 Ma.



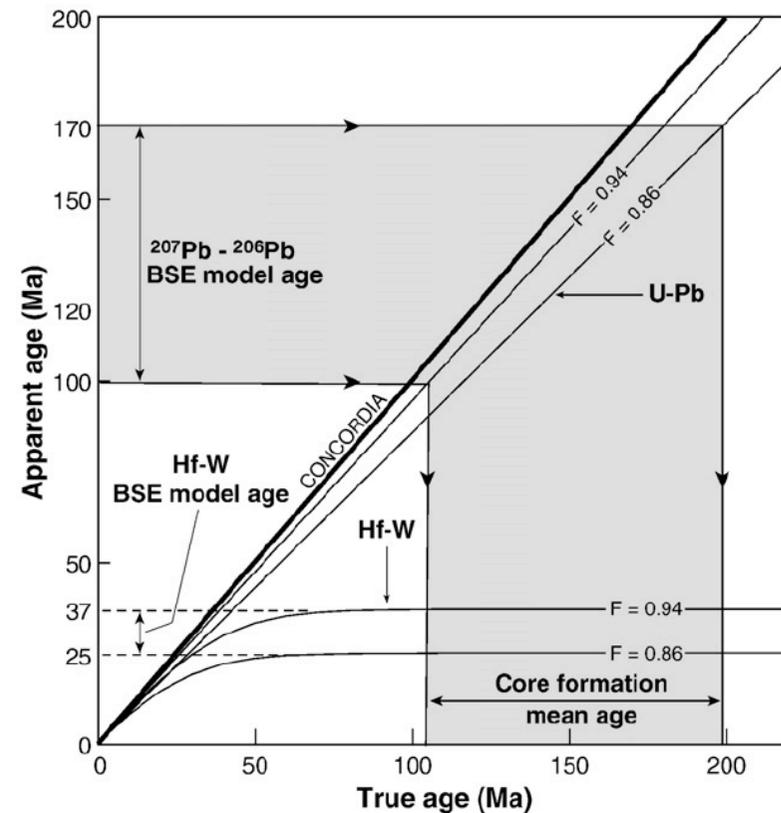
Kleine et al. 2009

Datation de la Terre avec les isotopes du Pb

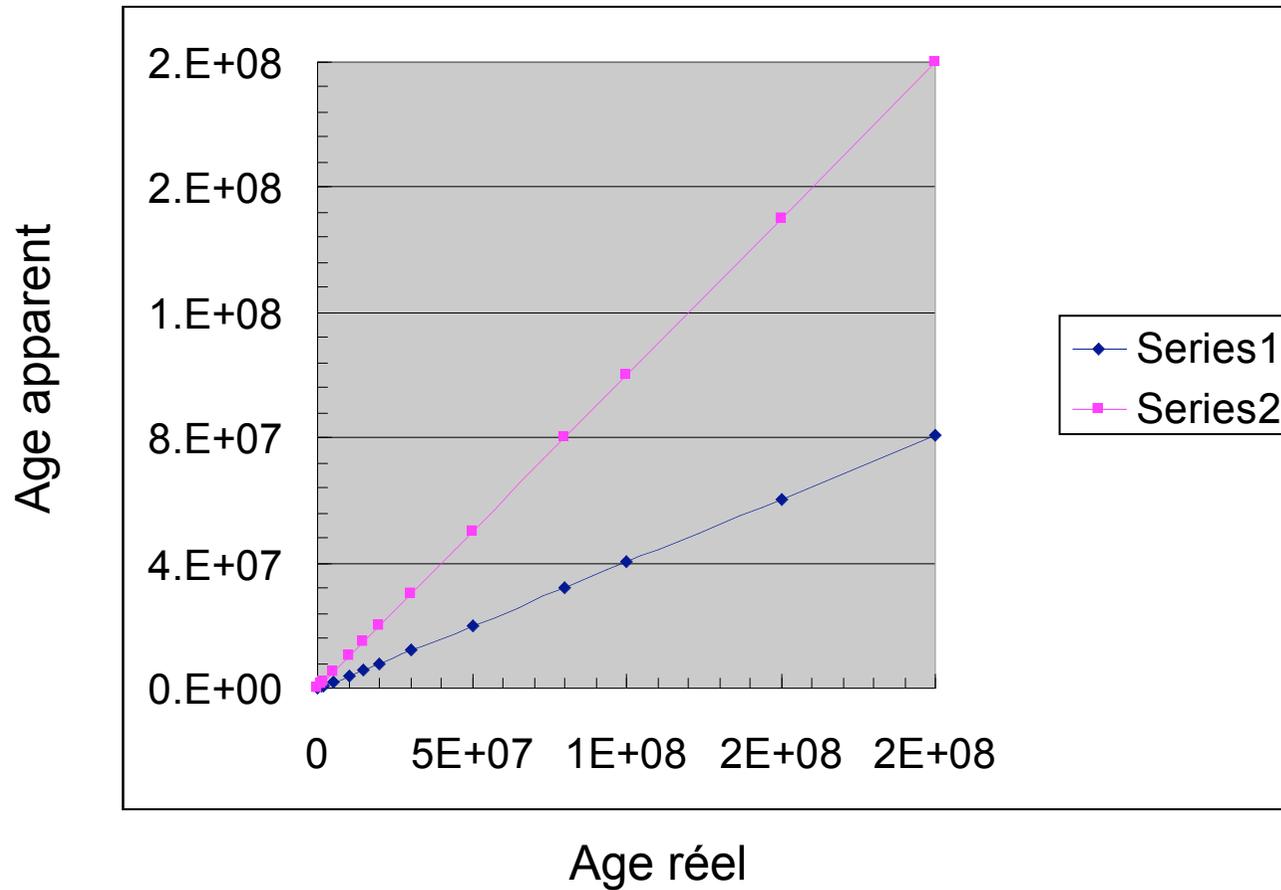
- C. Patterson a obtenu un âge de 4.55 Ga en comparant les isotopes du Pb pour les météorites et la Terre silicatée.
- Mais la méthode U-Pb présente un certain nombre de complications:
- Le fractionnement U-Pb n'est pas lié à un processus unique.
- On ne connaît pas le rapport U/Pb de la Terre totale.
- La composition moyenne de la Terre silicatée est imprécise.

Comparaison des âges U-Pb and Hf-W

- Dans le contexte d'un modèle sans équilibration complète, l'âge Hf-W est fortement affecté alors que l'âge U-Pb ne l'est pas.
- L'âge apparent de l'Hf-W est plus jeune.



Si le taux d'équilibration est plus fort, l'âge U-Pb présente aussi une déviation



Ages U-Pb (Halliday 2004)

Table 1 Calculated values for the Earth's accretion timescale based on lead isotopes

Estimate	Reference	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ BSE	t_{GI}
MKC-03	25	18.07	15.54	8.66	72
KC-99	26	18.27	15.60	8.91	90
KT-97	27	17.44	15.16	8.04	74
GG-91	28	18.11	15.617	8.67	54
L-91	29	17.92	15.47	8.50	65
K-89	30	17.822	15.445	8.38	54
AL-89	31	18.34	15.551	9.05	119
A-88	32	18.40	15.58	9.11	120
ZH-88	33	18.619	15.565	9.44	165
D-84	34	17.83	15.457	8.38	52
DZ-79	35	18.252	15.476	8.98	127

	U-Pb	Hf-W
Type de datation	absolue	Relative, (^{182}Hf éteint)
Origine du fractionnement	Perte en Pb volatilisation, séparation de FeS	Séparation métal silicate
„Fiabilité“	U-Pb mobile (pas à l'échelle de la planète)	Hf-W immobile
T fermeture	500-800°C	800-950°C

Datation de la Lune et de l'impact géant

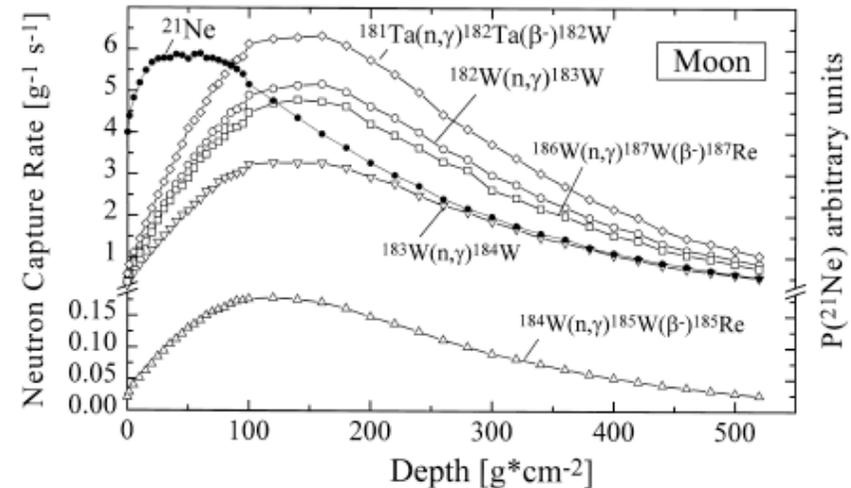
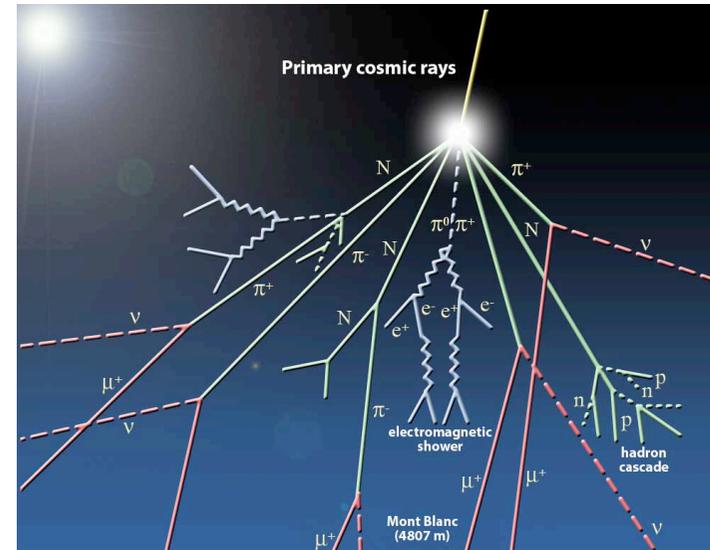
- Puisque l'âge de la Terre dépend du modèle utilisé et que ce modèle n'est pas entièrement contraint, on pourrait vouloir dater la Lune.
- L'âge de la Lune devrait donner l'âge de la fin de l'accrétion terrestre.

Principe de la datation de la Lune

- On peut utiliser les isotopes du W pour dater la Lune.
- Dans le cas de la Lune, le noyau lunaire est plus petit (<5% masse totale) et le fractionnement Hf/W lié à la formation du noyau lunaire est plus petit.

Datation Hf-W et rayonnements cosmiques

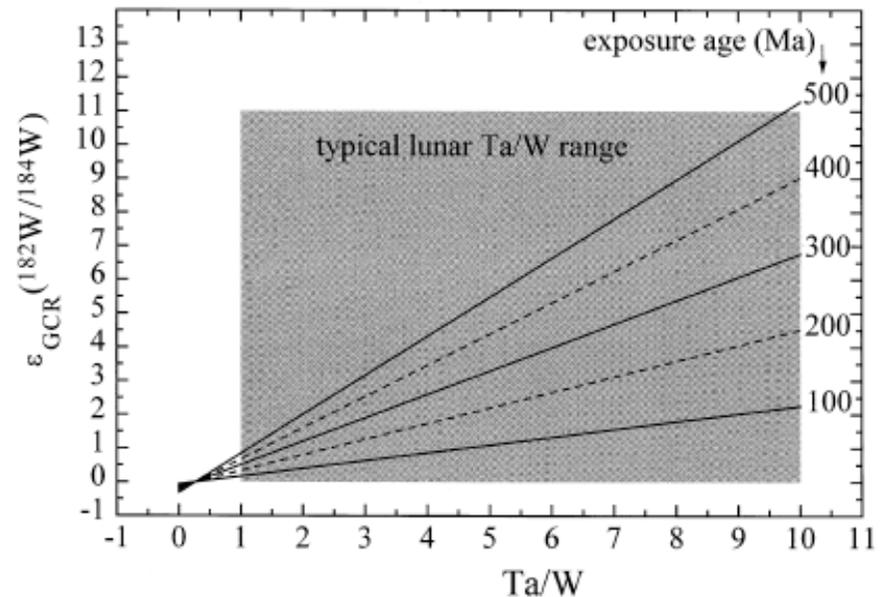
- Les rayonnements cosmiques peuvent produire du ^{182}W par la réaction:
- $^{181}\text{Ta}(n,\gamma)^{182}\text{Ta}(\beta^-)^{182}\text{W}$
- Cet effet est important pour des âges d'exposition supérieure à 50 Ma



Leya et al. 2000

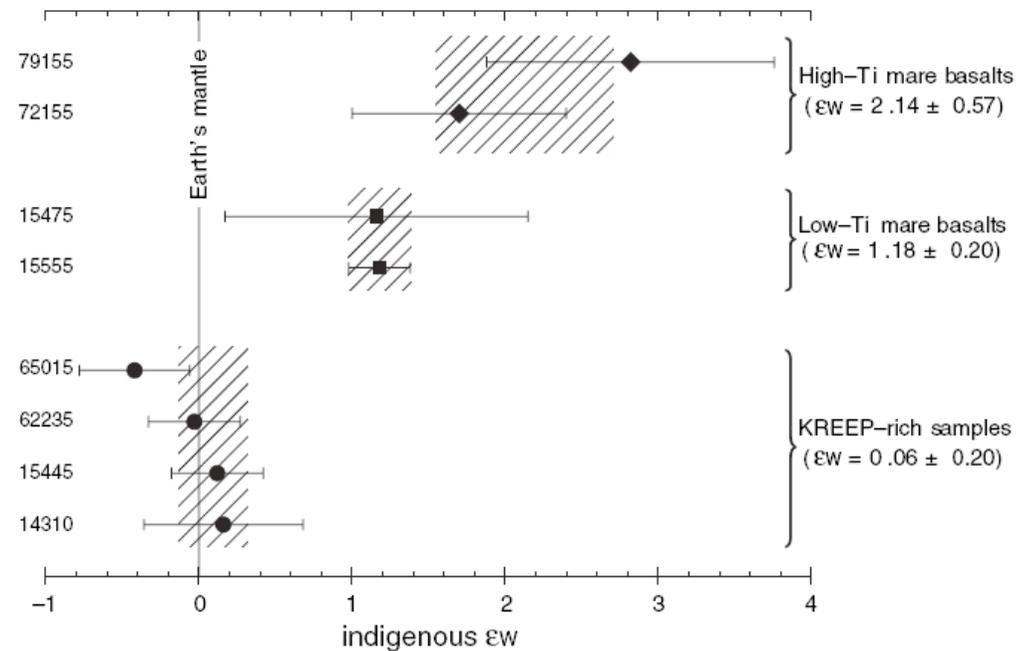
Datation Hf-W et rayonnements cosmiques

- Cet effet est important pour des âges d'exposition supérieure à 50 Ma.
- Une astuce: analyser des échantillons sans Ta. On trouve dans les roches lunaires du Fe métal (différent de Fe lié aux impacts).



Première tentative de datation de l'impact géant par W dans le Fe

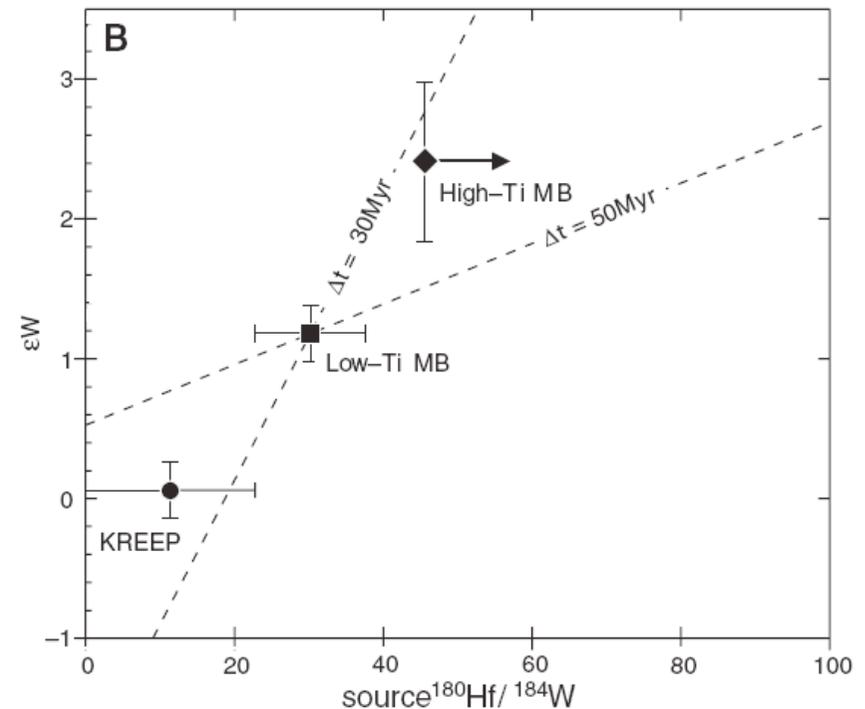
- Après l'impact géant, les systèmes isotopiques tels que Hf/W ont du être remis à zéro.
- Le fractionnement Hf/W peut être dû à la cristallisation de l'océan de magma lunaire.



Kleine et al. 2005

Une isochrone pour la différenciation de la Lune

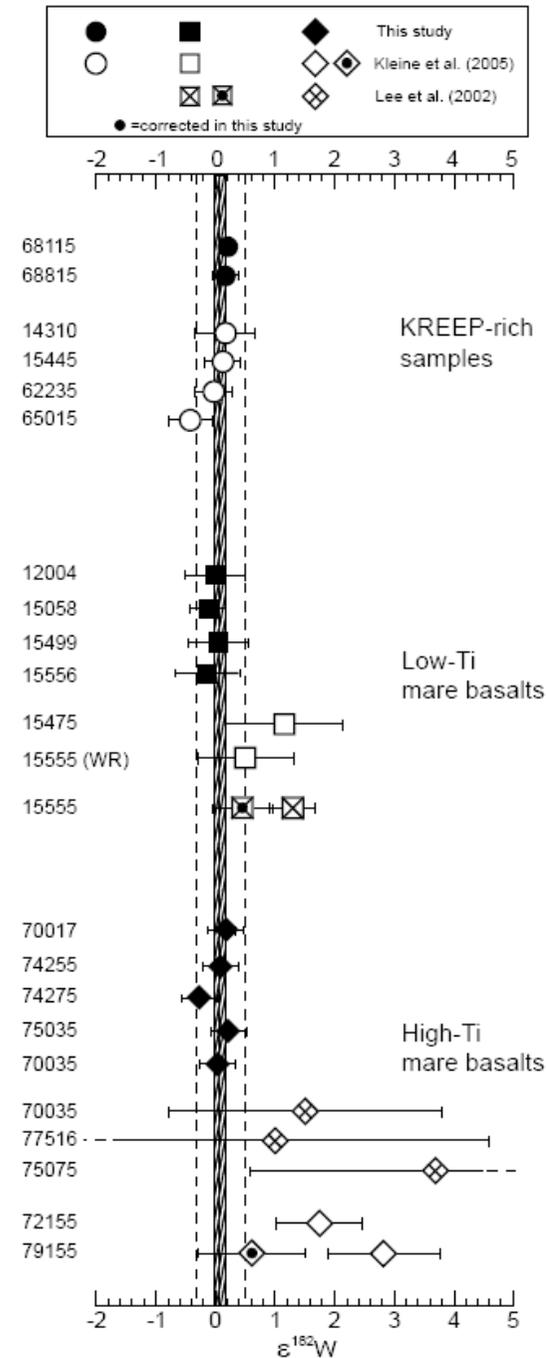
- La variation en ε_{182W} est corrélée avec le rapport Hf/W.
- Ceci pourrait indiquer la cristallisation d'un océan de magma lunaire à 30 Ma (au plus tard à 50 Ma).



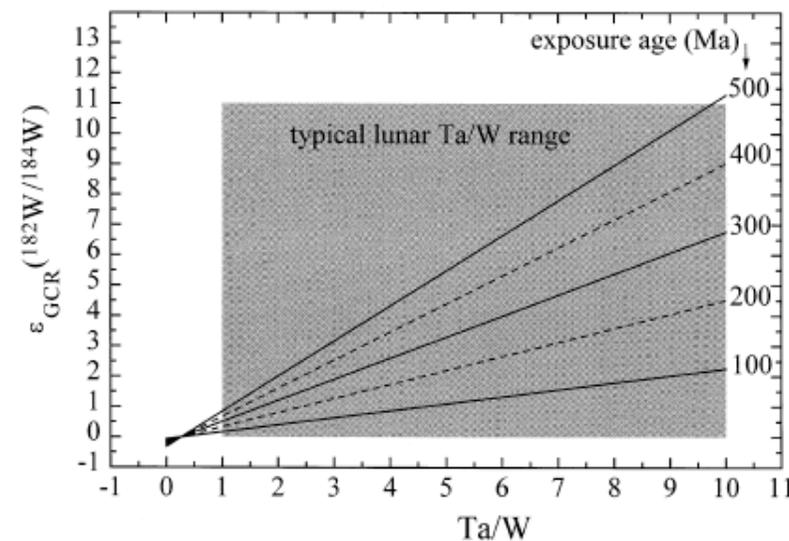
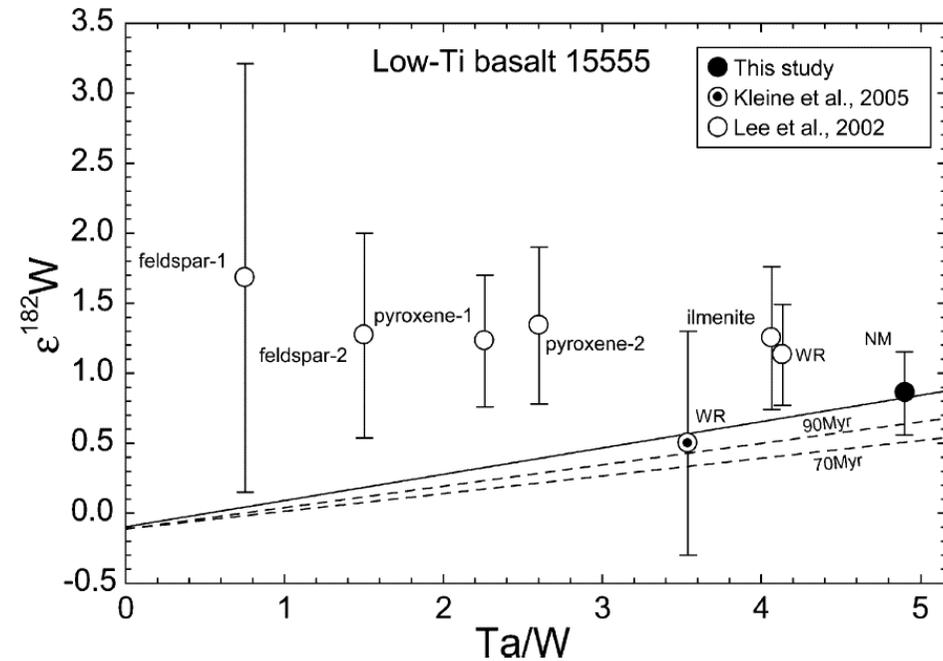
Nouvelles données en ^{182}W pour la Lune

- Grâce à l'analyse de gros échantillons (5g), une quantité importante de métal a pu être collectée.
- Le Fe métal (d'âge contemporain des roches lunaires) ne contient pas de Ta et la réaction $^{181}\text{Ta}(n, \gamma)$ ne peut avoir lieu (pas de production cosmogénique de ^{182}W).
- On analyse la quantité d'Hf dans le métal pour vérifier la pureté.

Touboul et al. 2007

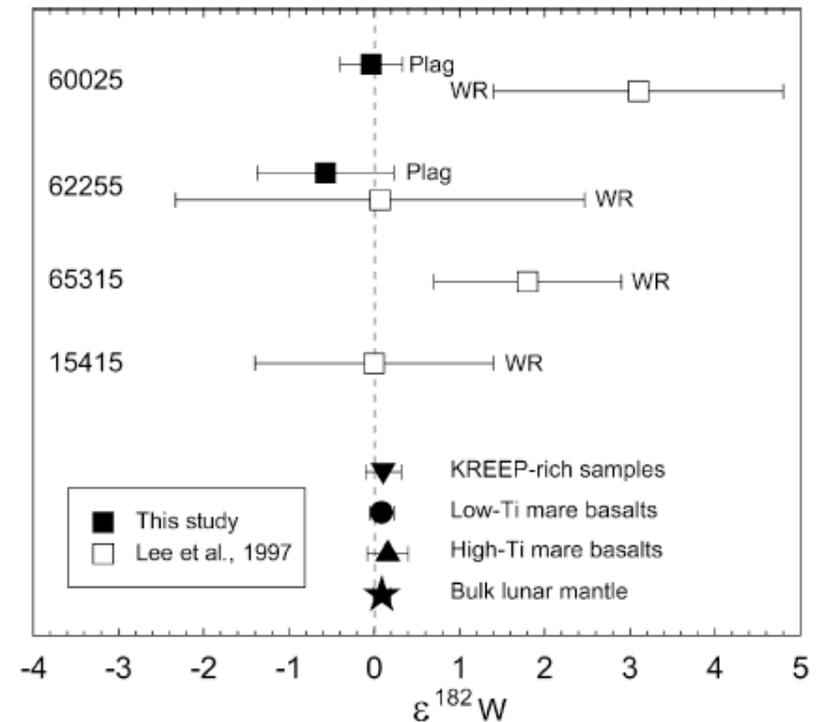


- La 'preuve' la plus claire pour l'existence de ^{182}W radiogénique venait de Lee et al. (2002). Mais cet échantillon a été en fait affecté par les rayonnements cosmiques. En corrigeant de ces effets avec les isotopes du Sm, on trouve que cet échantillon n'est pas radiogénique (comme les autres).



Nouvelles données sur la croûte lunaire (Anorthosites)

- De nouvelles données sur la croûte lunaire confirment les données de Touboul et al. (2007).



Principe du calcul d'un âge pour la Lune

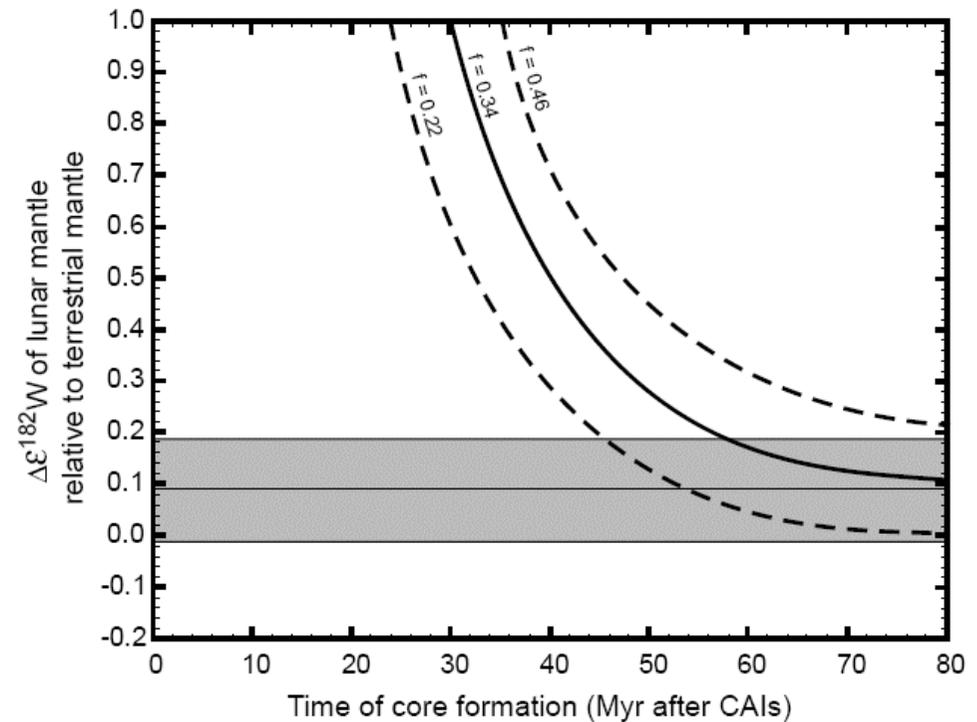
- On pourrait a priori utiliser deux approches:
- On peut déterminer la composition moyenne du manteau lunaire en ^{182}W et Hf/W et en déduire un âge de fractionnement. Dans ce cas, l'application d'un modèle à 2 stades semble plus justifié que pour la Terre.

Comment déterminer le rapport Hf/W du manteau lunaire?

- Ce rapport est modifié par les processus produisant les roches magmatiques lunaires.
- Les estimations du rapport Hf/W manteau lunaire est basé sur les rapports U/W and Th/W des roches lunaires en faisant l'hypothèse que ce rapport est peu fractionné pendant la fusion du manteau. Les deux rapports Th/W et U/W donnent des résultats cohérents.
- $Hf/W_{\text{Lune}} \sim 26.5$

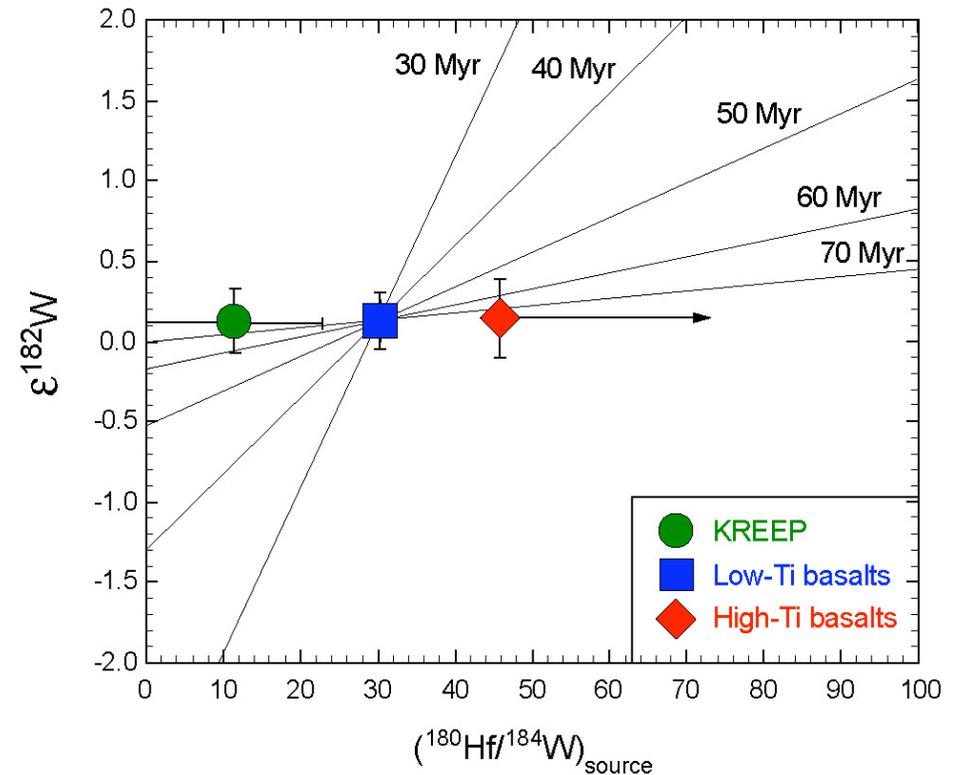
Age de l'impact formant la Lune

- La Lune a donc du se former entre 50 et 150 Ma après les CAI.
- Si la formation a lieu avant 50 Ma, les composition isotopiques en ^{182}W de la Lune et de la Terre devrait diverger.



Un nouvel âge pour la Lune

- Les données pour les 3 types de roches lunaires forment une isochrone plate! On ne peut que donner un âge *minimum* à partir de ces données.

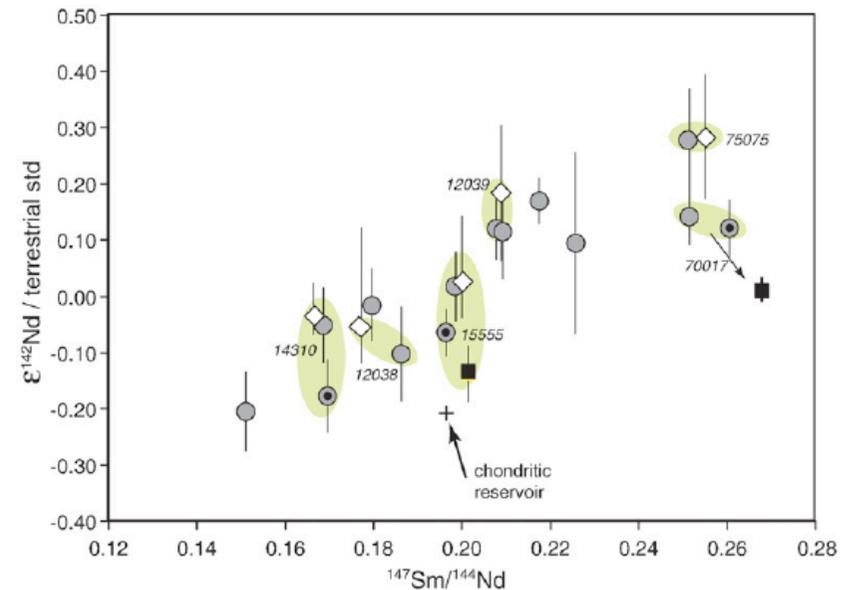


Contraintes temporelles à partir d'une isochrone plate?

- Les données en ^{182}W indiquent la *fermeture* du système Hf-W plus de 60 Ma après le début du système solaire
- Dans le cas d'un océan de magma, cette fermeture peut se faire quand la convection du manteau lunaire cesse (à 60% de cristallisation la viscosité augmente fortement).

L'âge de la Lune est en accord apparent avec les données de ^{146}Sm - ^{142}Nd

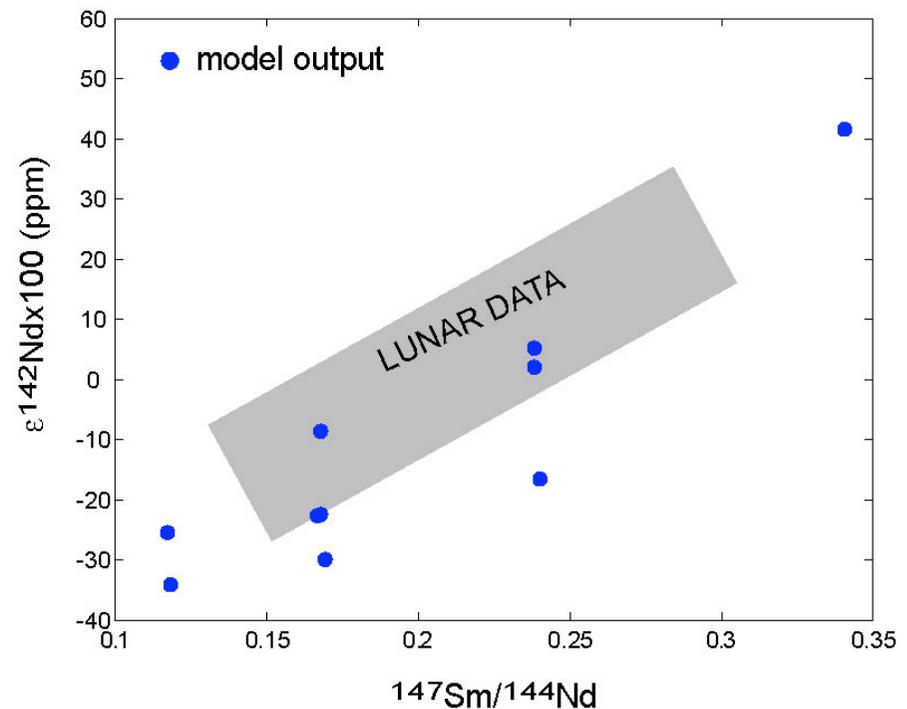
- Les données de ^{146}Sm - ^{142}Nd indiquent une cristallisation de l'océan de magma très précoce autour de 200 Ma.
- Mais il est difficile d'interpréter ces données directement en termes d'âge.



Boyet et Carlson 2007

L'âge ^{146}Sm - ^{142}Nd de l'océan de magma?

- On peut construire où l'océan de magma cristallise à 75 Ma suivie de remélange, fusion et contamination donnant un âge modèle à 200 Ma.



Bourdon et al. 2008

Chronologie de l'accrétion de planètes telluriques et implications astronomiques

- Comparaison entre les temps d'accrétion avec une orbite excentrique pour Jupiter & Saturne (EJS) et une orbite circulaire pour Jupiter & Saturne (CJS).
- Le modèle préféré d'Alessandro Morbidelli est le modèle CJS. Il donne un âge cohérent avec le nouvel âge de la Lune.

Growth timescales for planets in all of our simulations

	M_{planet}	N	t_{50} (Myr), median (range)	t_{90} (Myr), median (range)
CJS	All	12	22 (6–109)	65 (25–196)
	$>0.50 M_e$	10	23 (6–109)	69 (25–196)
	$>0.75 M_e$	9	25 (8–109)	70 (25–196)
EJS	All	14	13 (0.005–25)	40 (0.15–182)
	All (>1 Embryo)	11	16 (4–25)	44 (24–182)
	$>0.50 M_e$	8	16 (5–25)	40 (24–182)
	$>0.75 M_e$	6	14 (5–25)	34 (24–76)

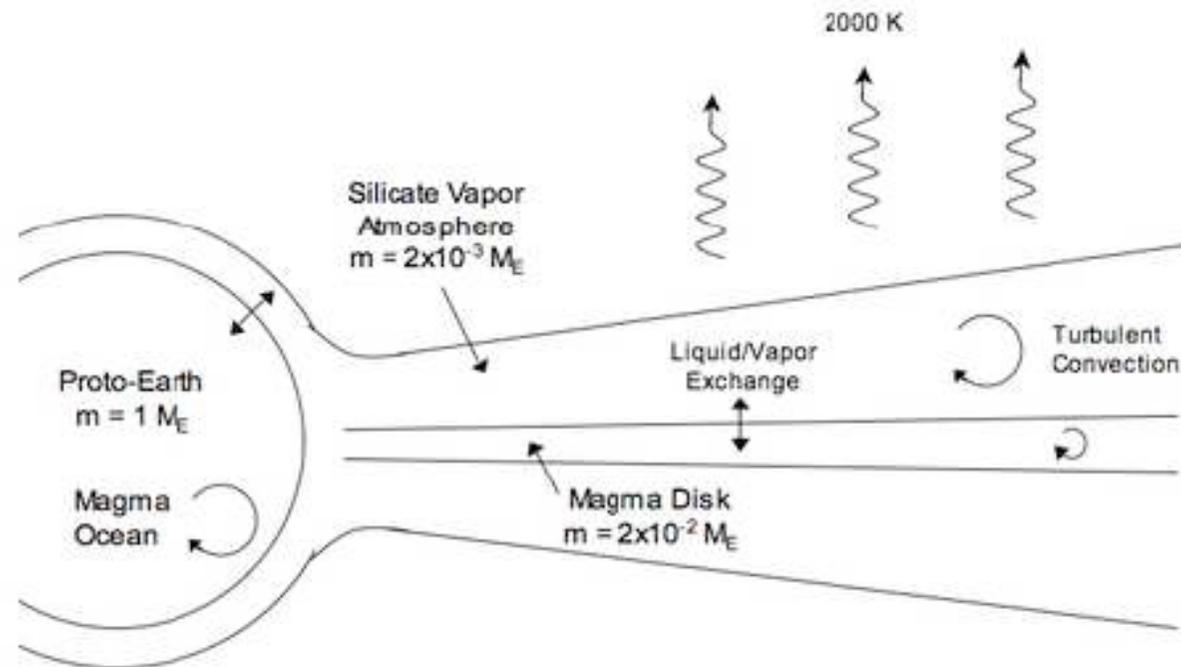
M_{planet} is the mass of the planet, N is the number of planets in the simulations that fall into a given mass range, and t_{50} and t_{90} are the timescales necessary for a planet to reach 50 and 90% of its final mass. The timescales do not depend strongly on the mass of the planets, but do depend on the configuration of Jupiter and Saturn.

O'Brien et al. 2006

Implications des données en ^{182}W sur la Lune

- Les compositions en ^{182}W identiques pour la Lune et la Terre suggèrent qu'il y a eu une équilibration isotopique entre la Lune et la Terre, entre le nuage formant la Lune et la Terre, de même que pour l'oxygène.
- Est-ce que l'équilibration est possible pour un élément réfractaire?

Equilibration isotopique entre la Lune et la Terre



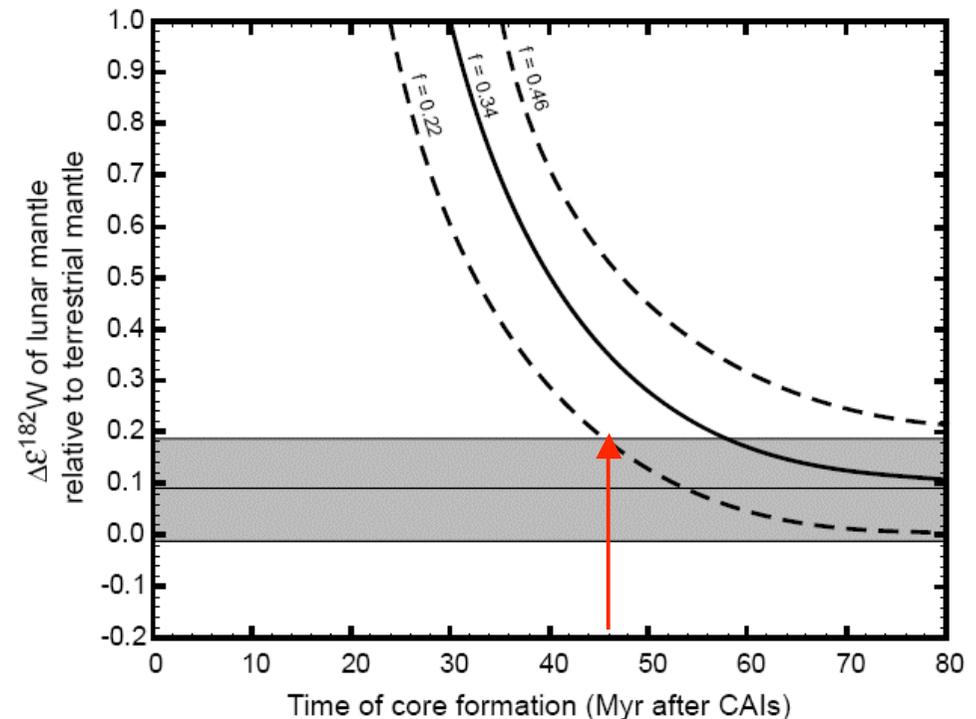
- La température du disque lunaire devrait être supérieure à la température de volatilisation du W, ceci est possible.

Des scénarios pour l'équilibration métal silicate après l'impact géant

- (1) Equilibration complète entre l'impacteur et le manteau terrestre pendant l'impact géant.
- (2) Pas d'équilibration entre un impacteur chondritique et le manteau.
- (3) Equilibration des manteaux de l'impacteur et de la Terre et équilibration du noyau de l'impacteur
- (4) Equilibration partielle ou totale d'un impacteur déjà différencié.

Modèle 1: Equilibration complète entre l'impacteur et le manteau terrestre pendant l'impact géant.

- Les $\epsilon^{182}\text{W}$ de la Terre et de la Lune prédisent que l'impact doit avoir eu lieu après 45 Ma.

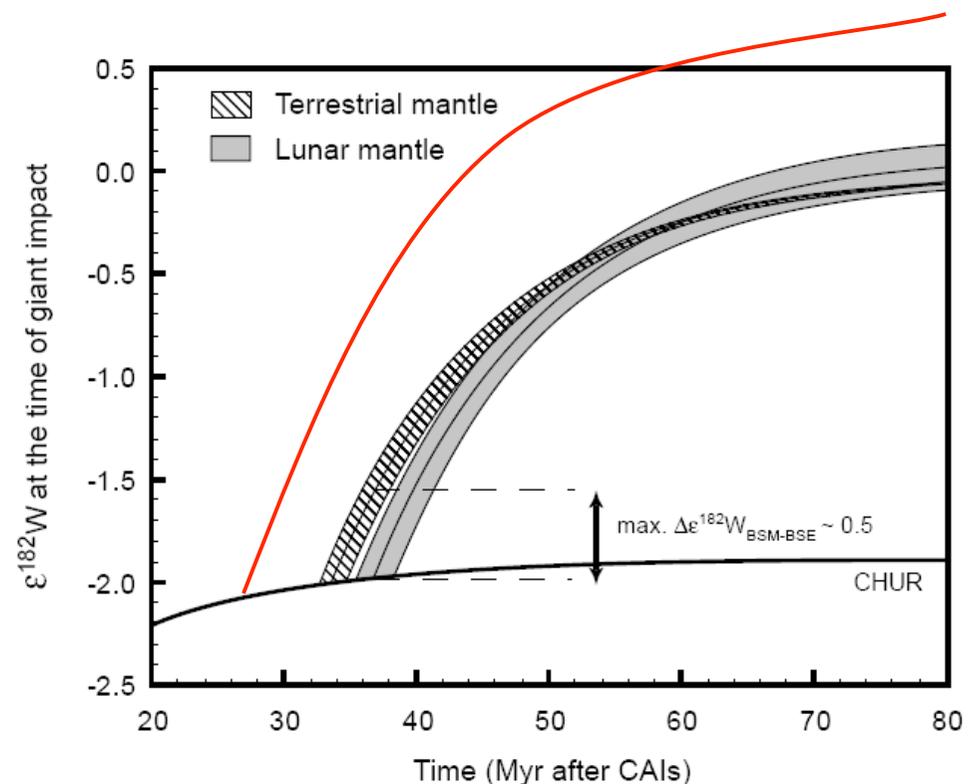


Principe du calcul

- Les rapports Hf/W de la Lune et de la Terre sont différents:
- Terre Hf/W=18
- Lune Hf/W=26.5
- S'il y a encore beaucoup de ^{182}Hf présent (période 9 Ma), et que l'âge est proche de celui des CAI, il peut y avoir divergence des $\varepsilon^{182}\text{W}$ de la Lune et de la Terre!

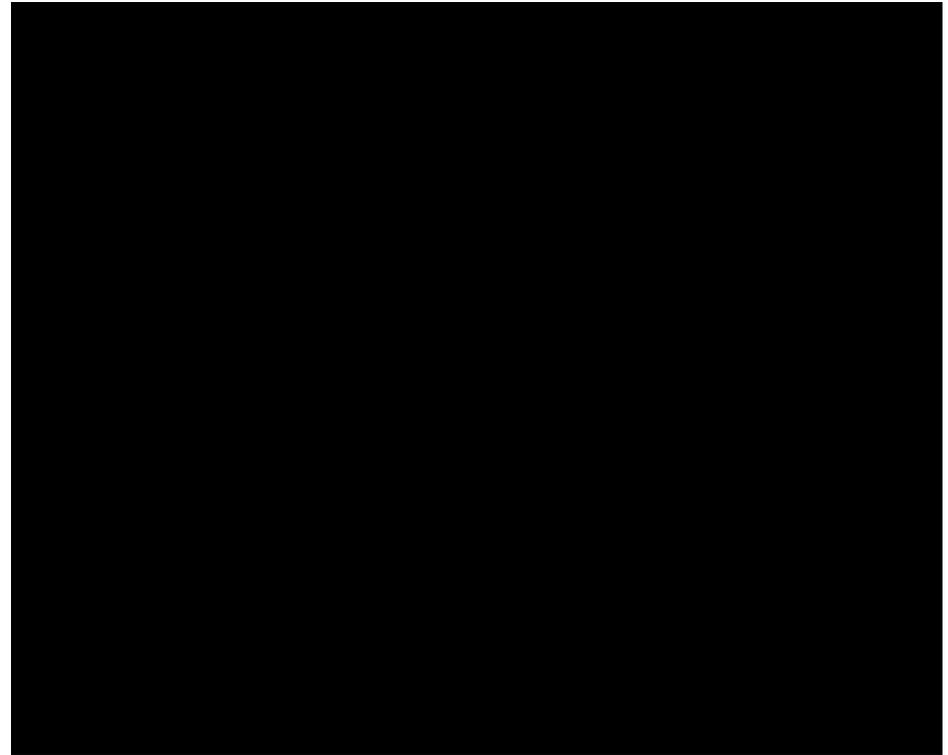
Modèle 2: Pas d'équilibration entre un impacteur chondritique et le manteau.

- Les $\epsilon^{182}\text{W}$ de la Lune et de la Terre sont identique par hasard!
- Dans ce cas, l'impact géant doit avoir lieu plus tard que 38 Ma.
- Si c'est plus tôt, l' $\epsilon^{182}\text{W}$ de la Lune est trop grand.



Modèle 3: Equilibration des manteaux de l'impacteur et de la Terre et équilibration du noyau de l'impacteur

- Dans ce modèle avec équilibration, il est possible d'expliquer les observations avec un impact géant après 50 Ma et une rééquilibration partielle du noyau de l'impacteur.



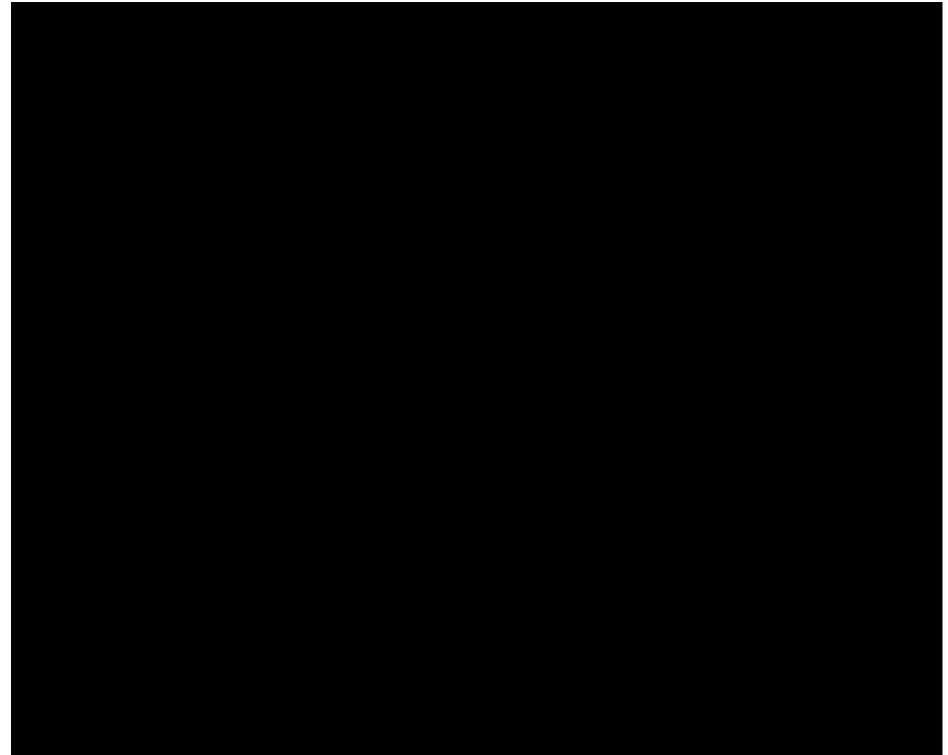
Modèle 3: Equilibration des manteaux de l'impacteur et de la Terre et équilibration du noyau de l'impacteur

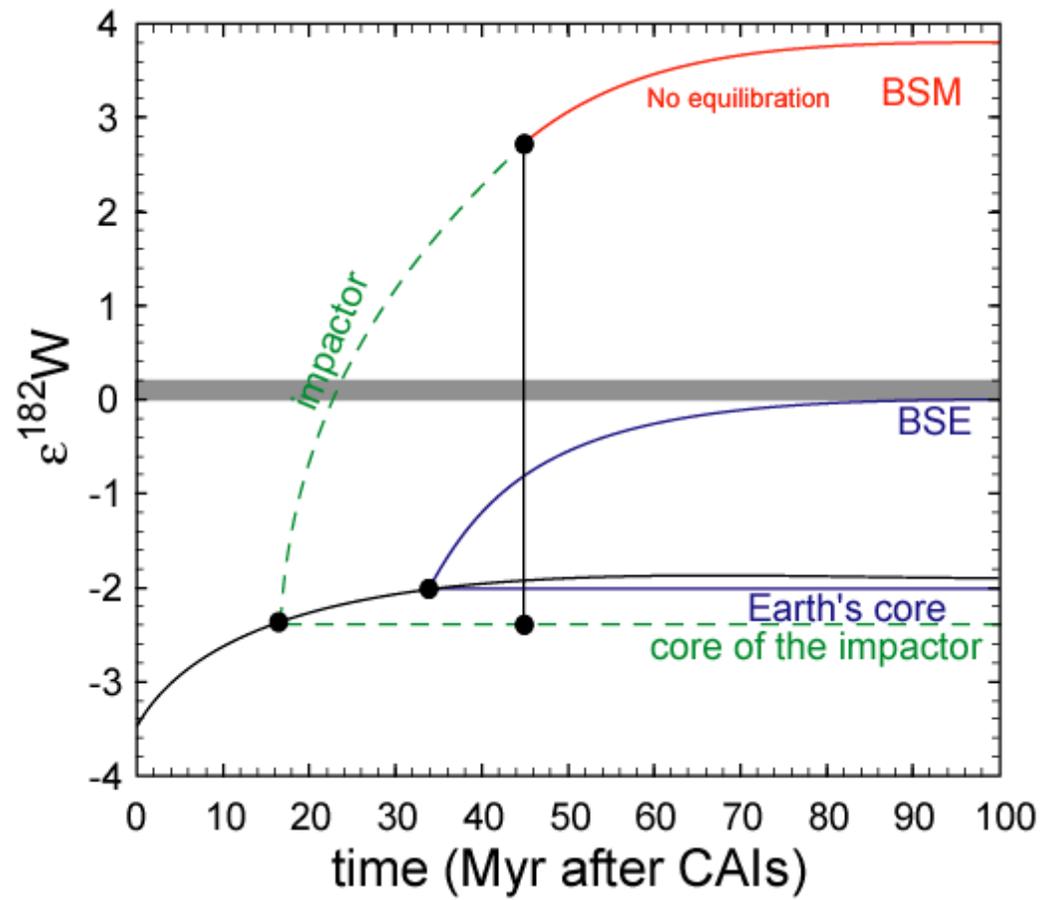
- Si l'âge de l'impact géant est trop tôt, il est difficile d'obtenir le $\varepsilon^{182}\text{W}$ de la Lune.



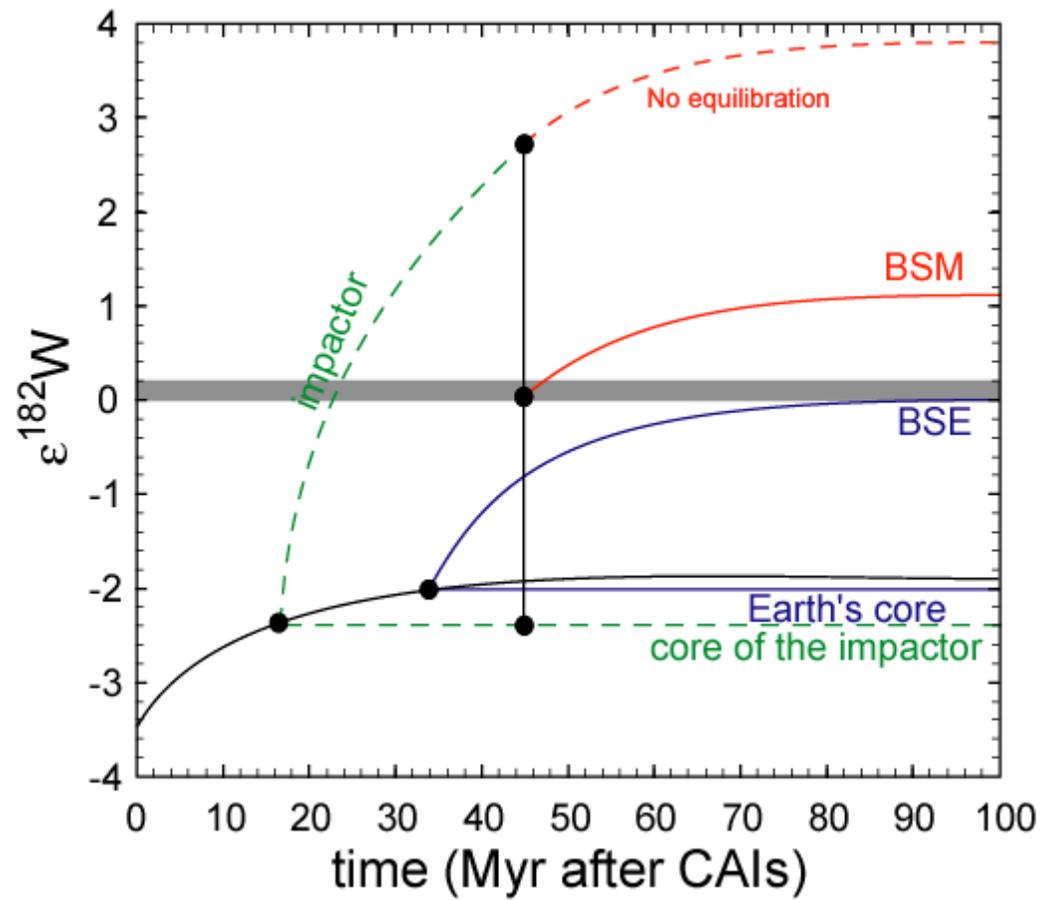
Modèle 3 avec équilibration complète du noyau de l'impacteur.

- Si on a équilibration complète du noyau de l'impacteur (composition chondritique pour BSM et BSE) à 35 Ma, on ne peut expliquer l' $\epsilon^{182}\text{W}$ de la Lune.

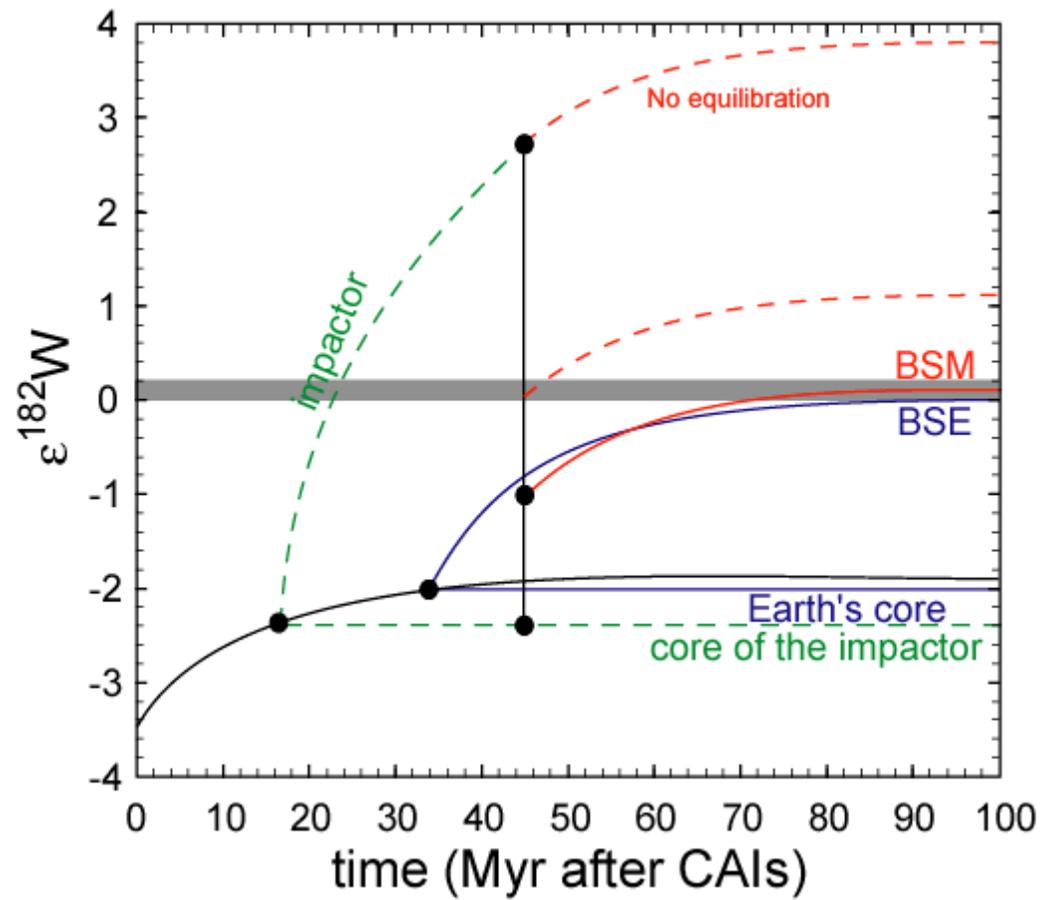




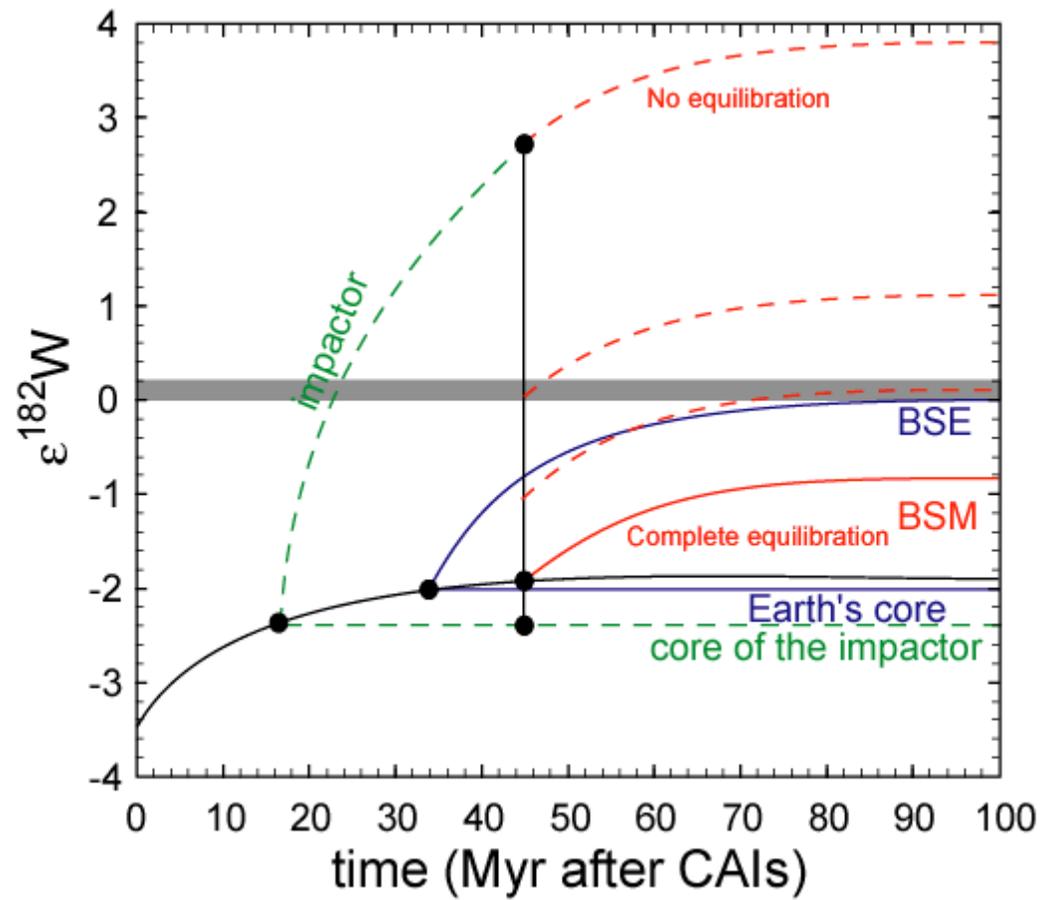
Bourdon et al. 2008



Bourdon et al. 2008

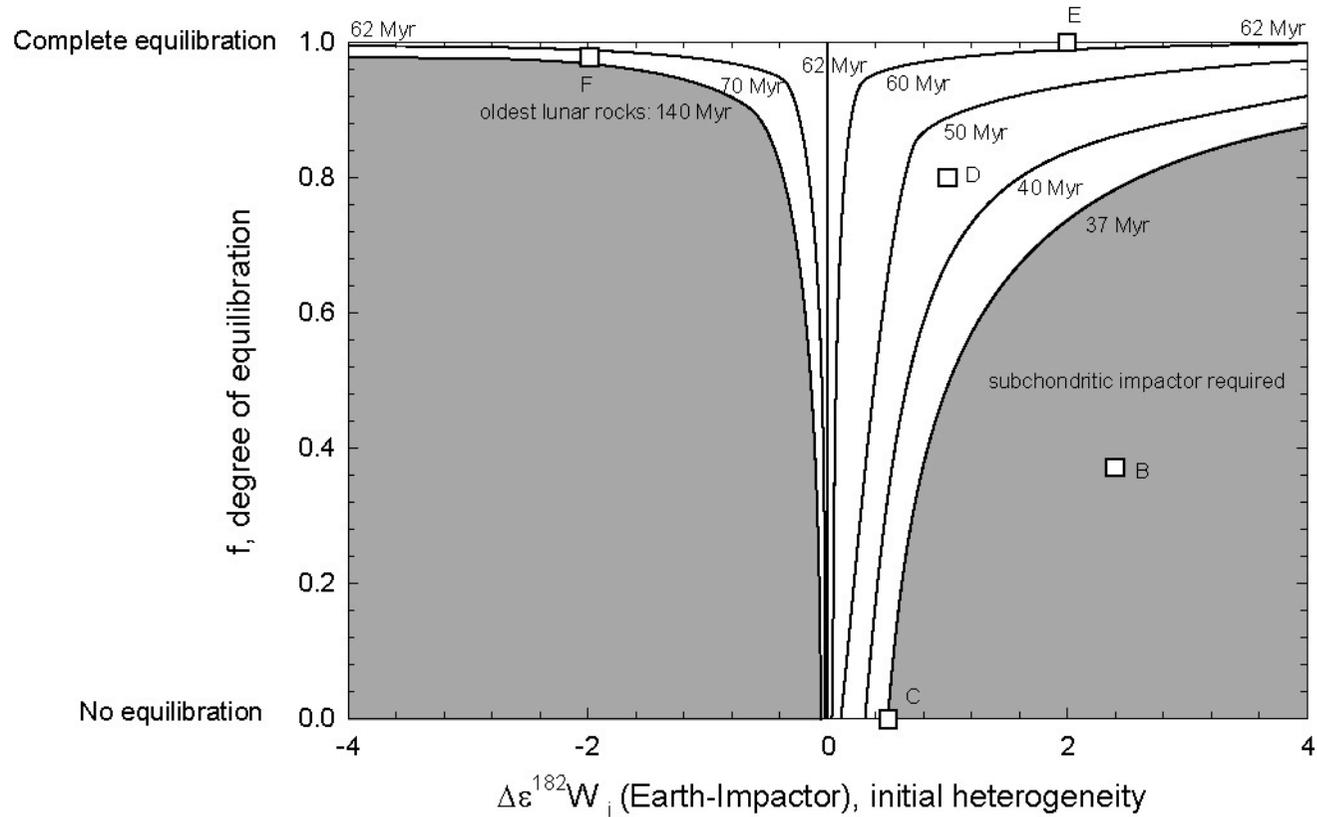


Bourdon et al. 2008



Bourdon et al. 2008

L'âge de l'impact géant (I)



L'âge de l'impact géant (II)

- L'âge de l'impact géant dépend en partie du modèle utilisé pour l'équilibration métal-silicate après l'impact.
- Si l'équilibration est partielle, on peut facilement obtenir des âges plus jeunes que 50 Ma.

En résumé

- L'océan de magma lunaire s'est refroidi plus de 60 Ma après le début du système solaire, ce qui semble cohérent avec l'âge de 200 Ma donné par le ^{142}Nd age pour le LMO.
- L'impact géant a eu lieu après 50 Ma après le début du système solaire (60 Ma semble plus probable). L'âge à ~40 Ma suppose que la Lune et la Terre ont des $\varepsilon^{182}\text{W}$ par pure coïncidence.
- L'âge maximum de la Lune est donné par l'âge des roches crustales lunaires les plus anciennes (120-130 Ma).

Quelle est la relation entre la formation du noyau et la chronologie?

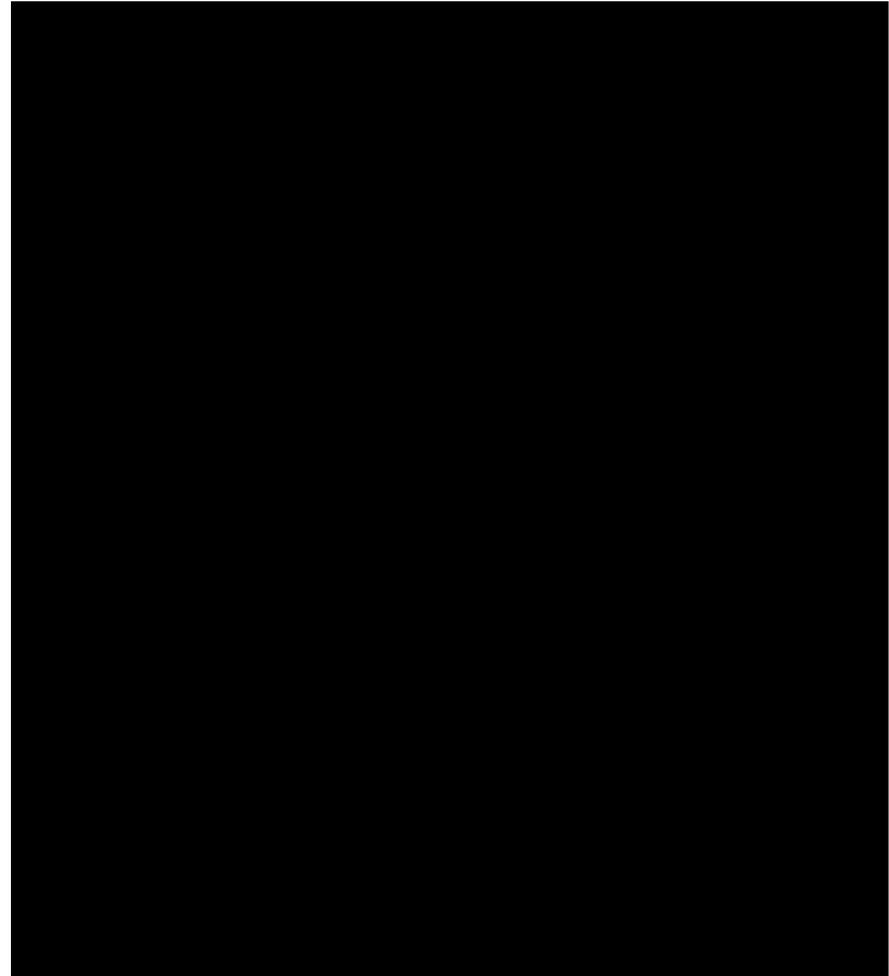
- L'âge d'accrétion de la Terre dépend de la manière dont on représente le processus d'accrétion. Si on n'a pas une équilibration complète, les âges Hf-W de la Terre peuvent rajeunir (i.e. la Terre a fini de se former plus tard).
- Cela s'applique *en partie* pour l'âge de formation de la Lune par impact géant.
- La question est donc de savoir si on peut mieux caractériser le scénario de formation du noyau.

Modèles actuels de formation du noyau basés sur la géochimie

- Quelques références récentes:
- Wade and Wood EPSL (2005)
- Rubie et al. EPSL (2003)
- Rubie et al. Treatise on Geophysics (2008)
- Wood Nature (2004)
- Corgne et al. GCA (2008)
- Georg et al. Nature (2007), Fitoussi et al. (subm.)

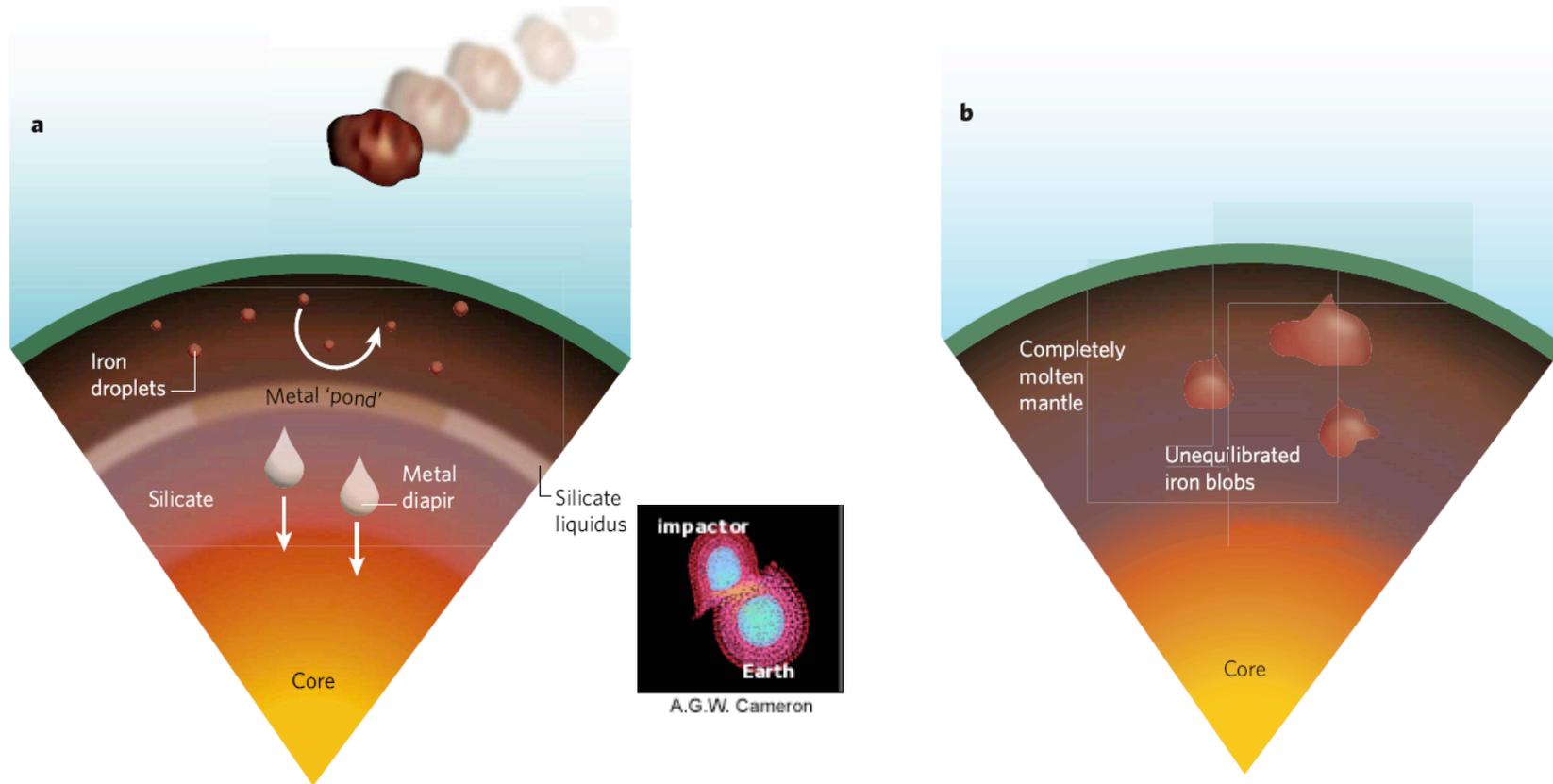
La formation des noyaux

- Pendant la formation du noyau, le métal migre par gravité vers le centre de la Terre.
- Y-a-t-il équilibre chimique lors de cette migration?



Une vue idyllique?

Comment envisager la formation du noyau?



- Le manteau est fondu partiellement et le métal des corps accrés forme des gouttelettes qui s'équilibrent

- Le manteau est fondu totalement et le noyau du corps accrés migre en masse vers le proto-noyau terrestre : pas d'équilibration chimique.

Comment contraindre les scénarios de formation du noyau?

- Les ingrédients d'un modèle chimique pour la formation du noyau:
 - I. Coefficients de partage des éléments sidérophiles à diverses P , T , f_{O_2} , composition de liquide.
 - II. Nature du matériel accrété au cours du temps
 - III. Scénario et modèle géochimique pour la formation du noyau: Pression d'équilibration, nature des phases présentes, etc.

I. Coefficients de partage à diverses P, T f_{O_2} , composition du liquide.

- Mesures des coefficients de partage pour les éléments sidérophiles par des expériences Haute pression sur presse multi-enclumes (HP)

- Elements sidérophiles (aiment le métal):

Ni, Co, Platinoïdes, Mn, Cr, V,

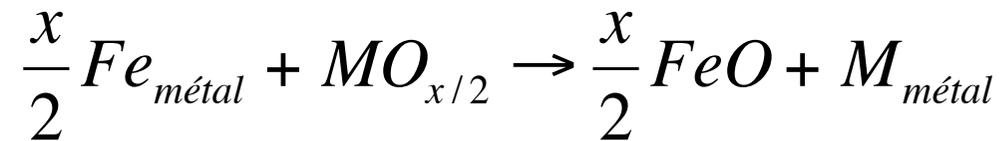
Elements légers devenant sidérophiles à faible f_{O_2} :

C, S, Si, O,

Métaux modérément sidérophiles: W, Nb, P

Etat redox et partage fer métal-silicate

- Le coefficient de partage est une fonction de f_{O_2} . On peut écrire la réaction de partage métal/silicate par la réaction:



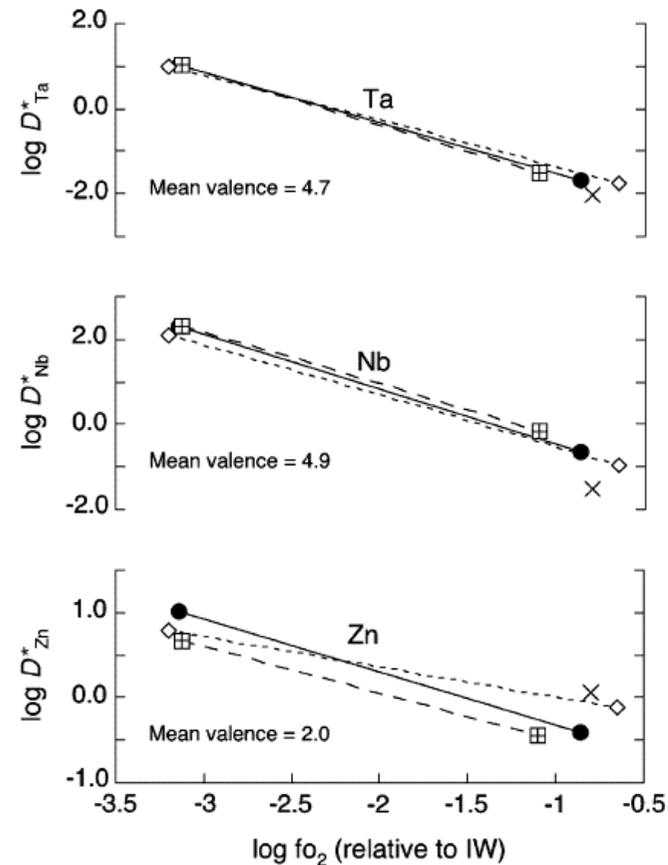
- Le coefficient de partage s'écrit alors:

$$K_{DM-Fe}^{\text{métal-silicate}} = \frac{\left(X_M^{\text{met}} / X_{MO_{x/2}}^{\text{silicate}} \right)}{\left(X_{Fe}^{\text{met}} / X_{FeO}^{\text{silicate}} \right)^{x/2}}$$

- Le coefficient de partage dépend implicitement de f_{O_2} .

Role de la fugacité en O_2 sur les coefficients de partage métal/silicate

- Quand la fugacité en oxygène augmente, les coefficients de partage métal silicate diminuent.
- Ils sont appauvris dans le métal.

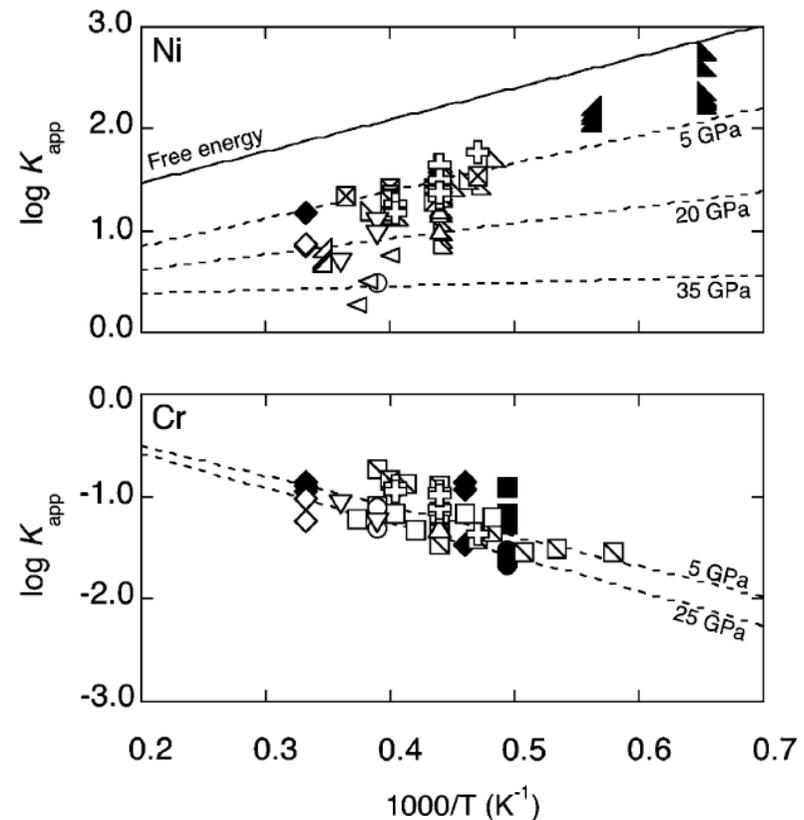


Corgne et al. 2008

Corgne et al. 2008

Rôle de la température et de la pression

- Les coefficients de partage métal silicate diminuent avec la P.
- Et augmentent ou diminuent avec la température.



Corgne et al. 2008

Rôle de f_{O_2} , P, T sur les coefficients de partage des sidérophiles

paramètres	Effet sur $D_{\text{métal/silicate}}$
Pression	↓
Température	↓ ou ↑
f_{O_2}	↓
%S	↑

II. Nature du matériel accrété

- Il est difficile de reconstituer l'accrétion; la seule méthode est d'imaginer des scénarios ayant pu avoir une influence sur la constitution et la composition actuelle de la Terre.
- Parmi les hypothèses qui ont été faites:
Accrétion homogène/hétérogène
L'état rédox et les budgets en volatile sont modifiés au cours de l'accrétion.
Ces évolutions (notamment f_{O_2}) ont pu changer les coefficients de partage silicate/noyau: les éléments sidérophiles deviennent lithophiles quand f_{O_2} augmente

Accrétion homogène

- C'est l'hypothèse la plus courante:
- On suppose que la composition du matériel accrété ne change pas au cours de l'accrétion.
- Cette hypothèse pourrait être suffisante pour les premiers 99% mais n'explique pas les budgets en volatiles et en éléments sidérophiles.
- Si on suppose équilibre noyau-manteau, on peut calculer les concentrations de sidérophiles dans le manteau.

Accrétion homogène et équilibre à basse pression

L'équilibration se fait à basse pression (1 bar)

Les observations ne sont clairement pas expliquées par le modèle

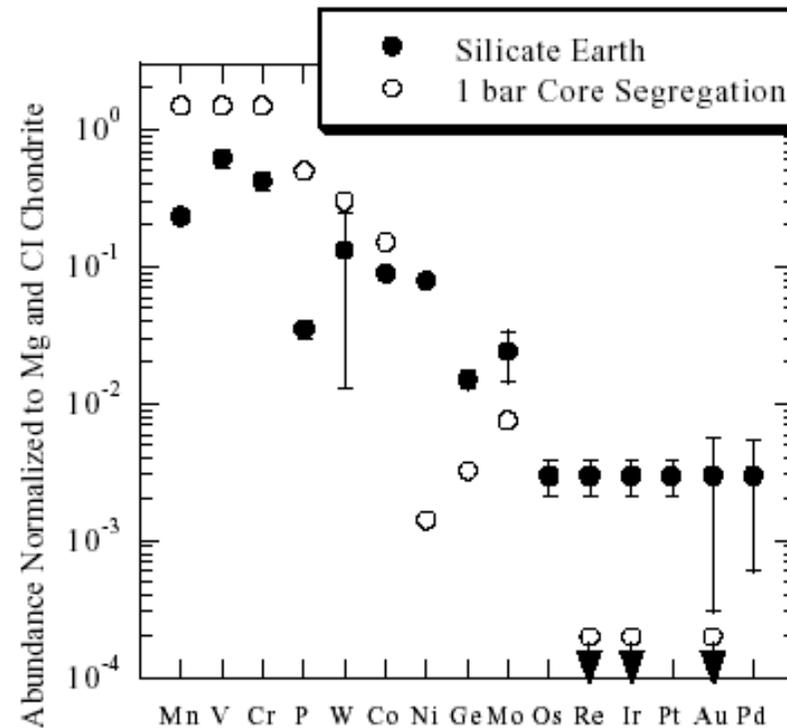


Fig. 1. Siderophile element budget of the silicate Earth [3]. Also shown are calculated abundances for equilibrium core formation using 1 bar partition coefficients [4].

Accrétion homogène et équilibration à la base de l'océan de magma

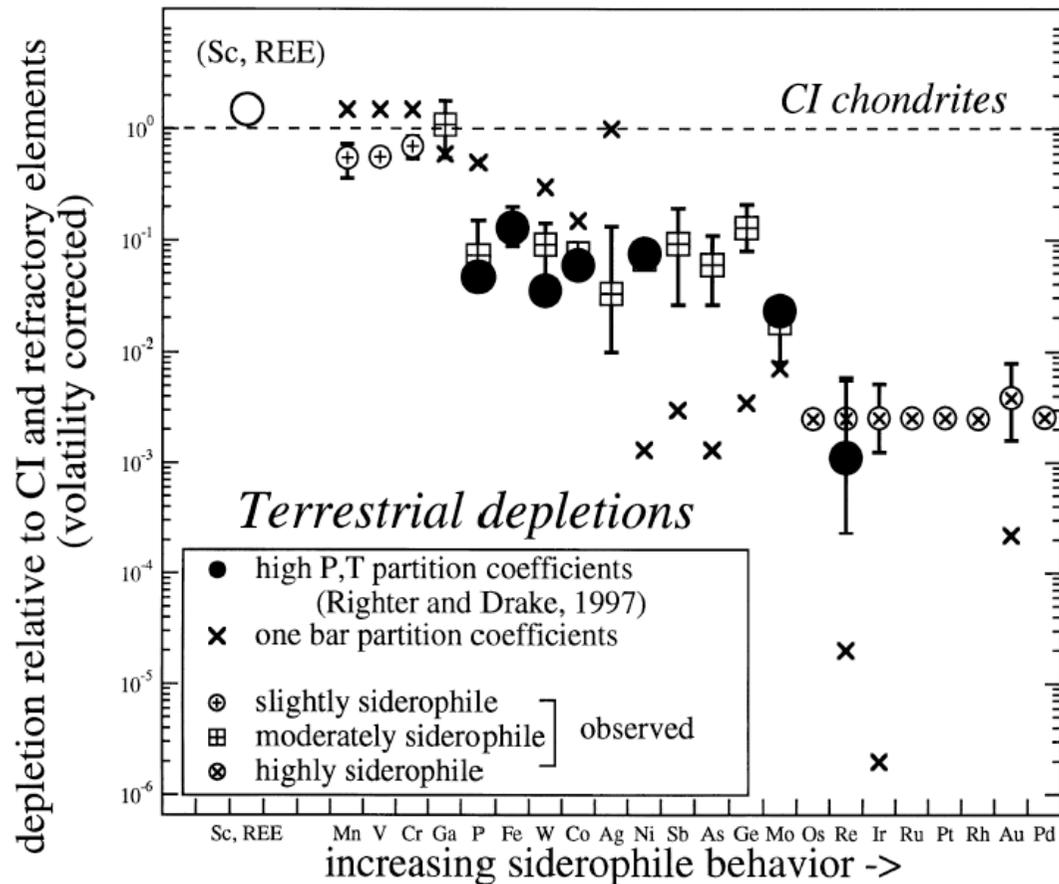


Fig. 3. Comparison of the observed siderophile element depletions in Earth's upper mantle (open symbols—abundances normalized to CI chondrites and refractory elements, from), with those calculated using one bar partition coefficients (crosses) and high pressure/high temperature calculated partition coefficients (solid circles). Calculated depletions using the latter partition coefficients overlap the observed depletions, consistent with metal-silicate equilibrium and homogeneous accretion.

Variations des conditions rédox au cours d'une accréation hétérogène

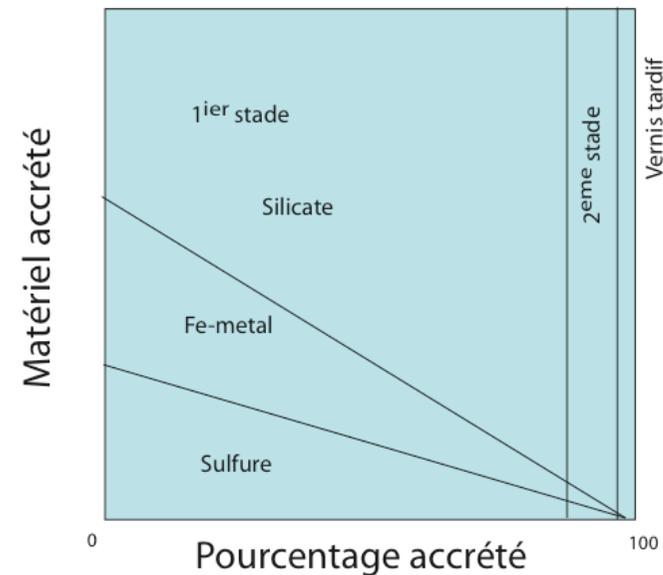
- Hypothèse émise par Wänke (1981):
- Objectifs: expliquer les budgets en éléments sidérophiles de la Terre.
- L'état rédox de la Terre change au cours de l'accréation et donc le partage des éléments sidérophiles aussi.
- Les budgets en éléments sidérophiles sont une fonction de l'accréation et du mode de formation du noyau.

Accrétion hétérogène

- Premiers 80-90%: accrétion de matériaux réduits: extraction des sidérophiles efficace. Formation du noyau
- 10-20% suivants: accrétion de matériaux oxydés, seuls les HSE sont extraits.
- 1% vernis tardif très oxydant apporte les les plus sidérophiles

Un schéma d'accrétion hétérogène classique

- Les observations sur les météorites différenciées indiquent que les petits corps ont déjà perdus des volatiles par rapport aux chondrites, Rb/Sr et K/U plus faibles. Rb et K modérément volatiles, tandis que Sr et U sont réfractaires
- L'accrétion de planétésimaux implique l'accrétion de matériaux appauvris en volatiles.



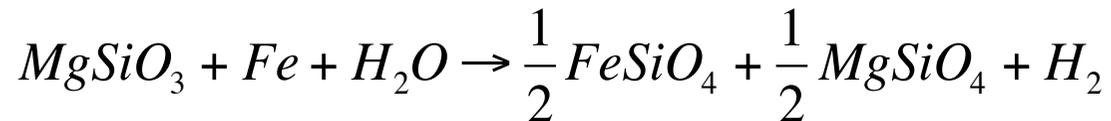
Nature du matériel accrété (II)

- Vers la fin de l'accrétion: la masse de la Terre a augmenté ainsi que son attraction gravitationnelle:
- la zone d'alimentation en planétésimaux s'élargit et permet un apport de matière plus riche en volatiles (vernissement tardif)
- Théoriquement, une accrétion hétérogène est logique

Nature du matériel accrété (III)

Accrétion en présence d'eau?

- Ringwood suggère que si de l'eau est présente alors on a l'équilibre suivant:

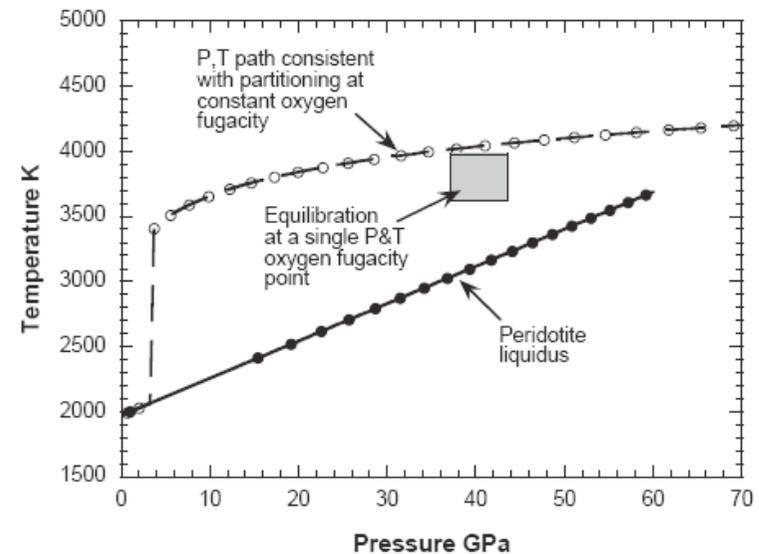


- Comme H_2 s'échappe, on produit du Fe sous forme oxydée (+2).
- Avec 3% d'eau, la moitié du Fe est oxydée!
- Il faut nécessairement une phase d'accrétion de matériel réduit.

Accrétion homogène ou hétérogène?

- L'accrétion a sans doute été hétérogène: y-en a-t-il des traces?
- Pour trancher, il faudrait connaître la profondeur d'équilibration du fer métal formant le noyau.
- Si l'équilibration se fait à une P unique, une équilibration à 40 Gpa, 3500K suffit à expliquer les observations.

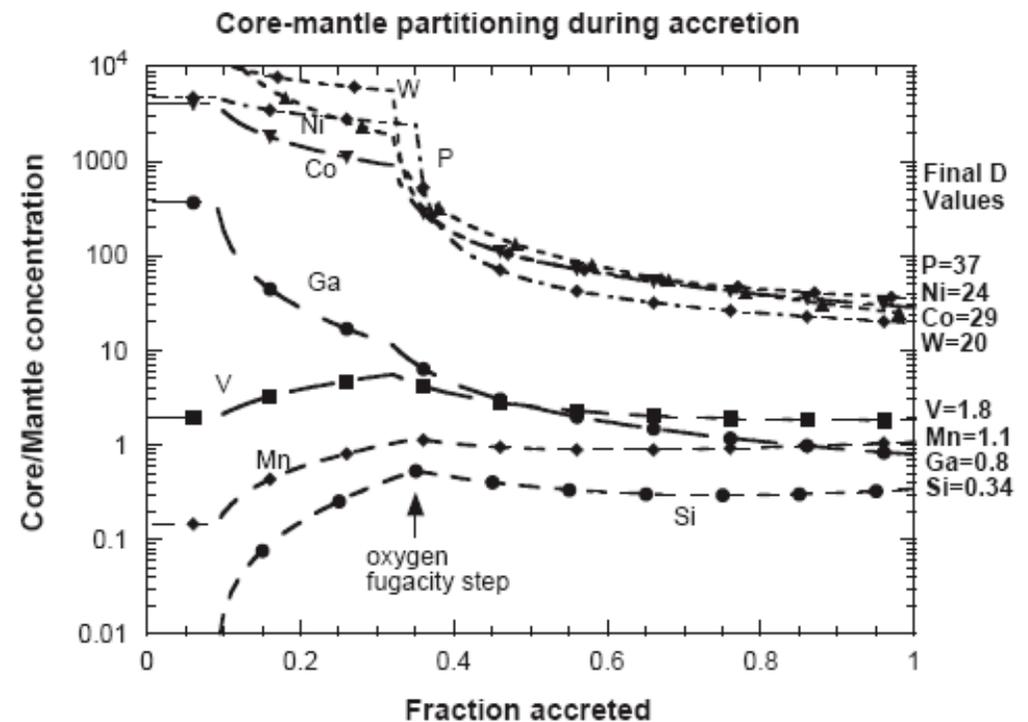
Core formation conditions estimated from metal-silicate partitioning



Wade et Wood 2005

Un modèle d'accrétion hétérogène

- Le modèle d'accrétion hétérogène de Wade et Wood (2005) permet d'expliquer les abondances en éléments sidérophiles du manteau terrestre.



Qu'est-ce qui fait changer la fO_2 ?

- (1) accrétion hétérogène: il ya apport d'objets riches en volatile vers la fin: Raymond et al. (2006)
- (2) Il y a auto-oxidation du manteau (Frost et al. (2004) grâce à l'incorporation de Fe^{3+} dans la pérovskite.
- (3) L'incorporation de Si dans le métal aboutit à une oxidation du manteau (Corgne et al. 2008).

Comment déterminer fO_2 pendant accrétion et formation du noyau?

- On peut utiliser le partage des éléments non volatiles et légèrement sidérophiles, comme par exemple le Nb (Ta est parfaitement lithophile):
- Les rapports Nb /Ta sont quasiment constants dans la Terre silicatée: 14
- Le rapport Nb/Ta dans les chondrites vaut: 19.9 (Münker et al. 2004).
- Le Nb manquant pourrait être dans le noyau.

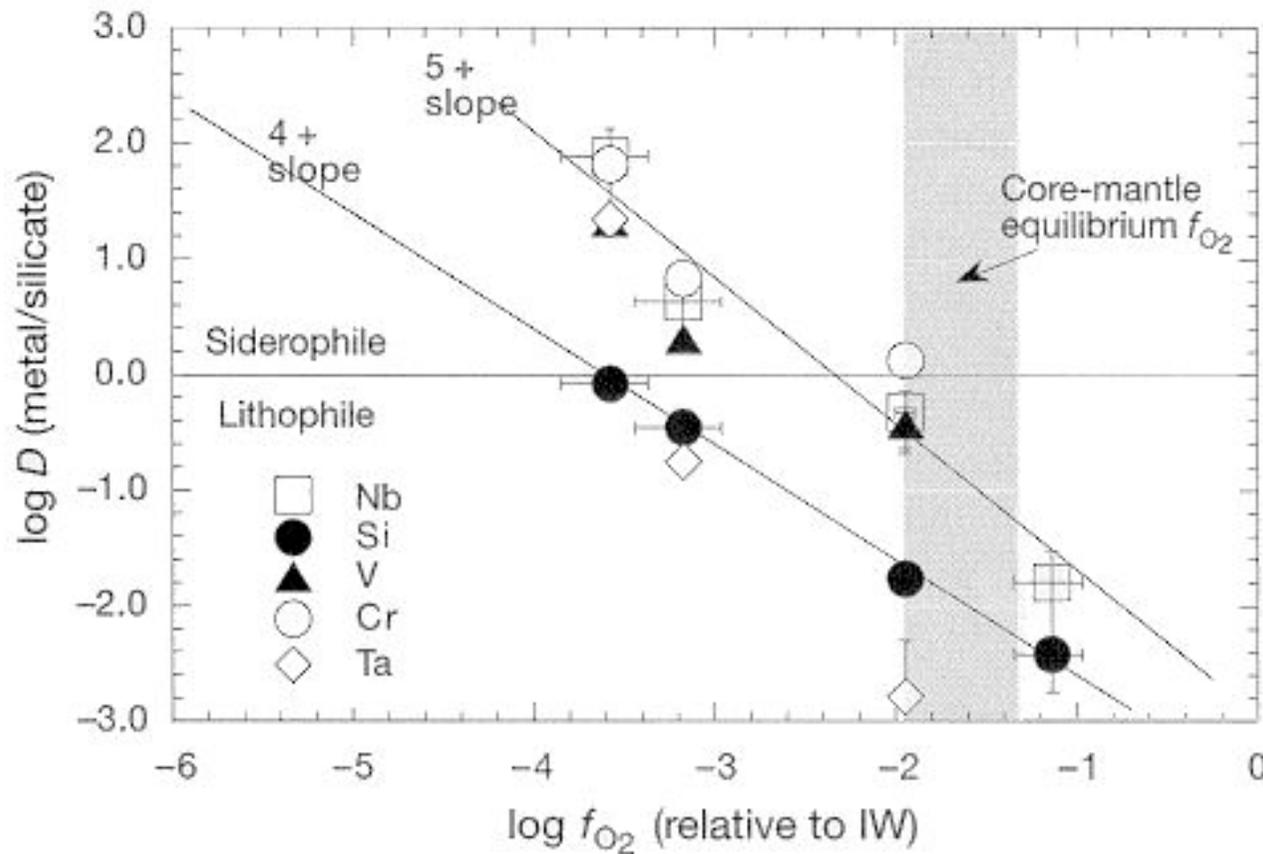
Comment déterminer f_{O_2} pendant accrétion et formation du noyau?

- On peut déduire un coefficient de partage global noyau-manteau pour le Nb sachant que $D_{Ta}=0$.

$$\left(\frac{Nb}{Ta}\right)_{chondrite} = \frac{Nb_n + Nb_m}{Ta_m} = \frac{Nb_m}{Ta_m} \left(\frac{D_{Nb} M_n}{M_m} + 1 \right)$$

- On en déduit: $D_{Nb}=0,73\pm 0,3$. On peut en déduire $f_{O_2} < -2$ (par rapport à Fe-FeO)

Coefficient de partage métal-silicate pour le Nb

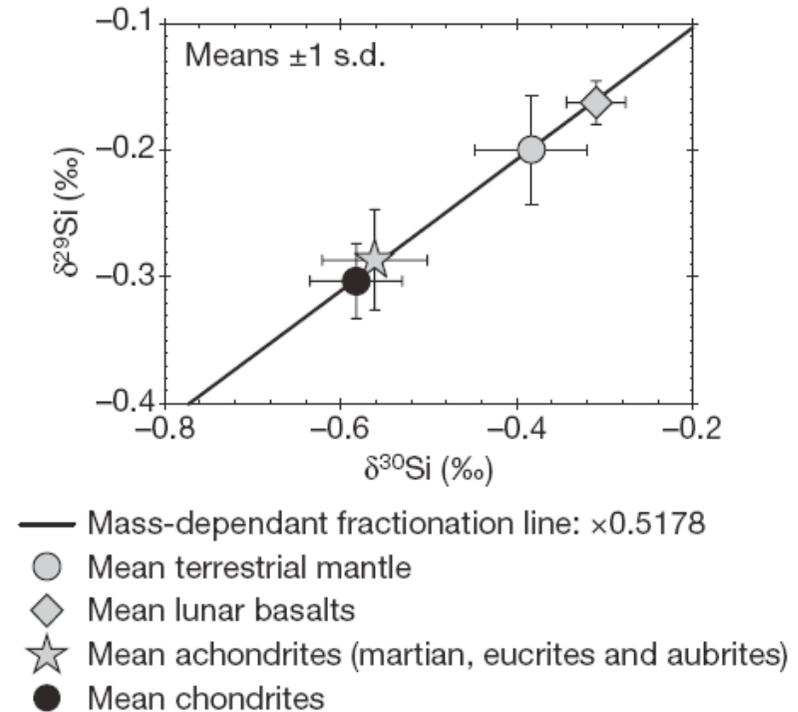


Pression de d'équilibration: profondeur de l'océan de magma?

- Les abondances relative de Ni et Co dans le manteau sont proches.
- Or leurs coefficients de partage métal-silicate à basse P sont très différents tandis qu'ils convergent à haute P .
- On en déduit que l'équilibration métal-silicate a du se faire à haute $P > 25$ GPa

Température de formation du noyau: que disent les isotopes du Si?

- Une différence $>0.2\text{‰}$ entre manteau terrestre et les chondrites est utilisée pour déterminer les conditions de formation du noyau terrestre.



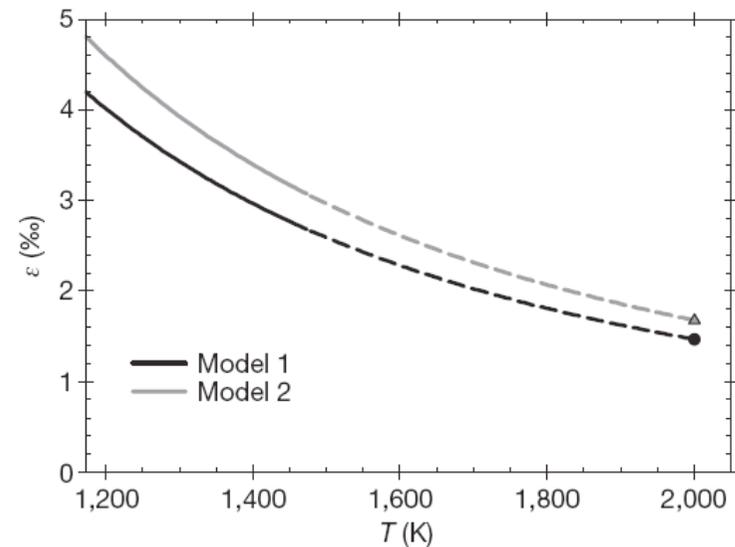
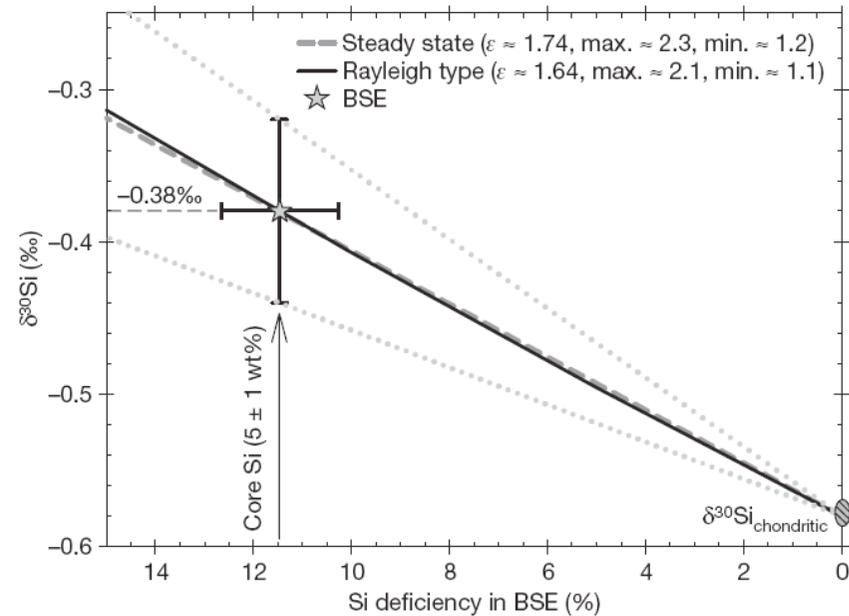
Georg et al. 2007

Comment fonctionnent les isotopes du silicium?

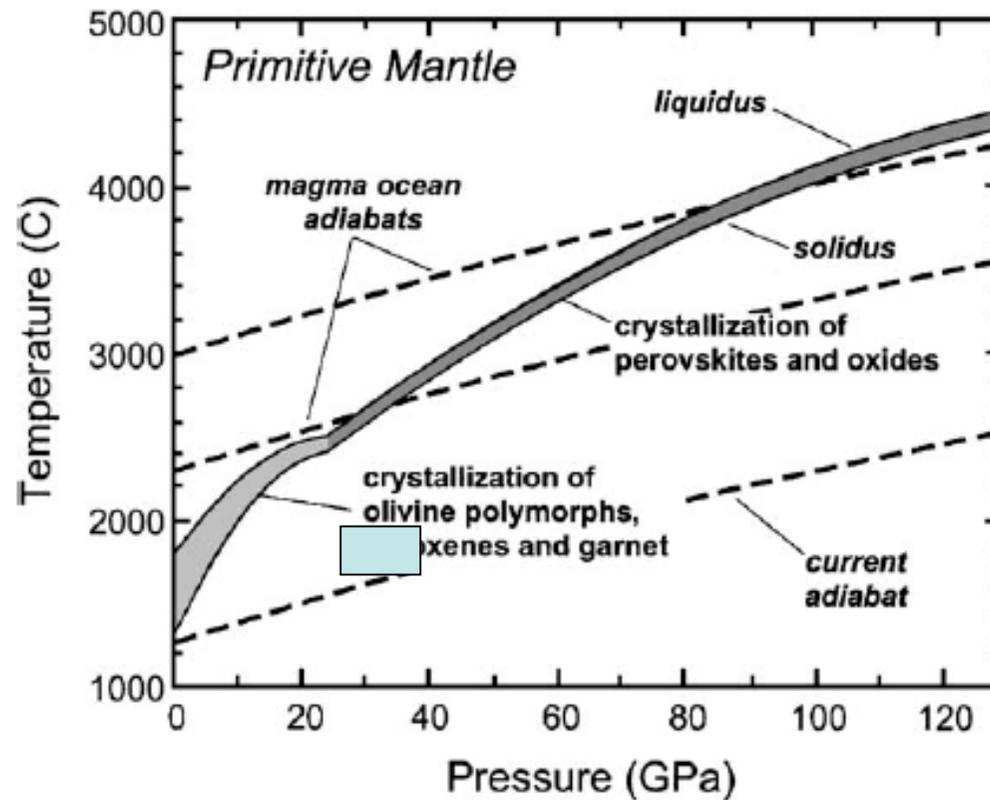
- Le Si a trois isotopes: ^{28}Si , ^{29}Si et ^{30}Si .
- En l'absence d'anomalies nucléosynthétiques, les isotopes du Si doivent se trouver sur une droite de fractionnement de masse.
- Pendant la séparation métal-silicate, une partie du Si peut se dissoudre dans le métal sous forme de Si^0 . Ceci induit un fractionnement isotopique car les forces des liaisons Si-O sont différentes des liaisons Si-Fe.
- Le fractionnement dépend de la température.

Un océan de magma froid?

- La température d'équilibration calculée par Georg et al. (2007) est de 1580 à 1730 °C, ce qui n'est guère plus chaud que le manteau actuel.



Solidus et liquidus du manteau terrestre



Petit récapitulatif

- Les modèles de formation du noyau basés sur les éléments sidérophiles indiquent des P et de T d'équilibration élevée, la fO_2 peut être déterminée avec les éléments modérément sidérophiles, la pression avec Ni-Co.
- Il y aurait eu a priori équilibration métal silicate.
- Tous les modèles actuels basés sur les éléments sidérophiles font l'hypothèse d'un équilibre complet (100%).

Petit récapitulatif

- Pour expliquer l'âge de la Terre et de l'impact géant, il faut a priori un certain déséquilibre métal-silicate, i.e. une partie du métal accrété ne "voit" pas le silicate.
- Est-ce compatible avec les données en éléments sidérophiles?

Conclusions

- L'âge de la Lune dépend de la différence en Hf/W entre Lune et Terre. L'âge minimum est de 40 Ma (hypothèse peu probable) et plus vraisemblablement 60 Ma. Cet âge est sans doute plus récent si l'équilibration métal-silicate lors des impacts géants n'est que partielle.
- Cette hypothèse est en accord avec un modèle d'accrétion pour les éléments sidérophiles. L'âge d'accrétion de la Terre à 11Ma n'est plus justifié.

Conclusions

- Les âges U-Pb sont cohérents avec les âges Hf-W pour la Lune, indiquant clairement un fractionnement U-Pb après 60 Ma.