

Redox et magmatisme

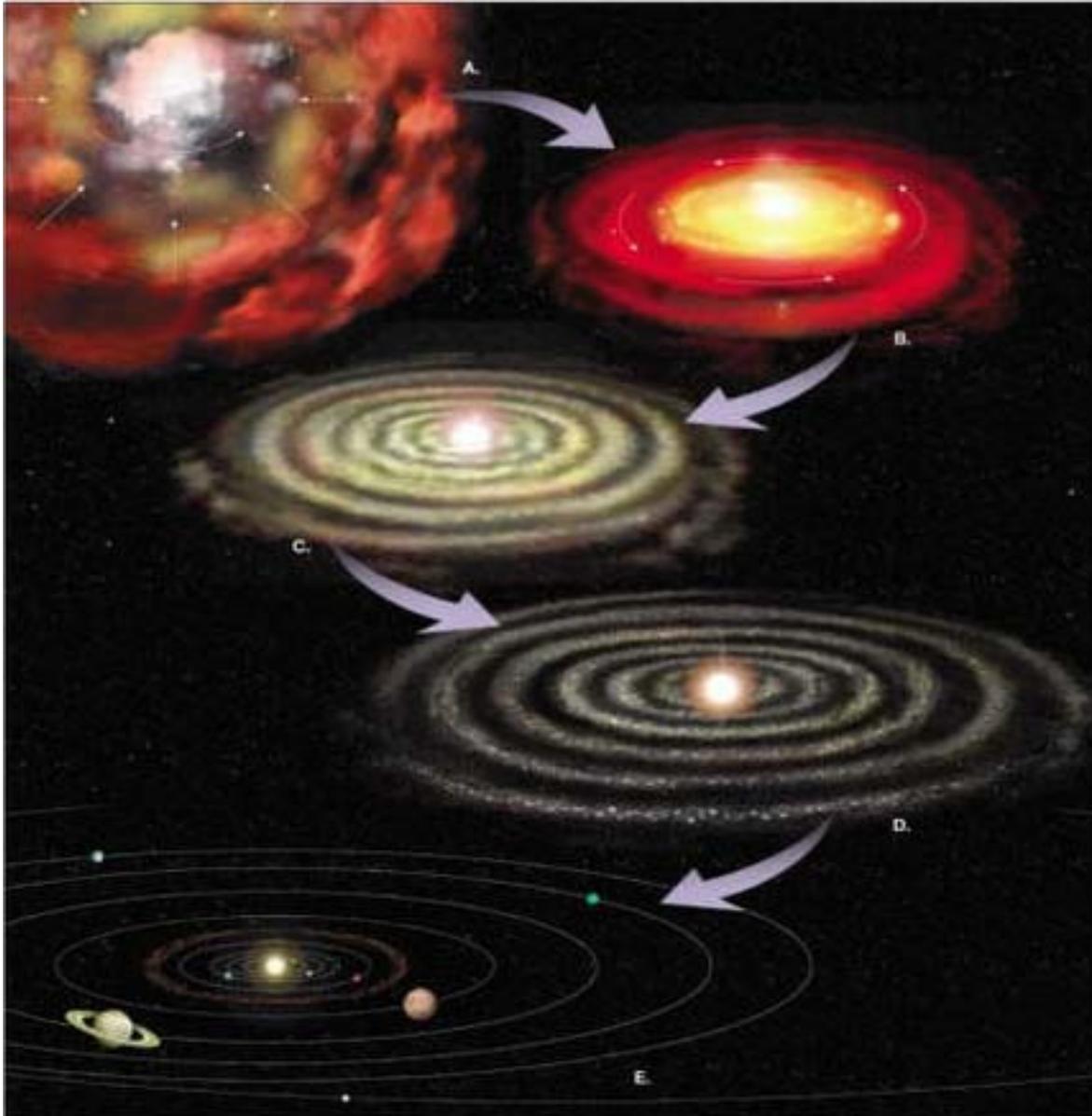
Laurent TISSANDIER

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

UMR 7358 CNRS/ UdL



Formation des différents corps du Système Solaire



Nuage de gaz et particules



Protoétoile et disque d'accrétion



Formation des planètes



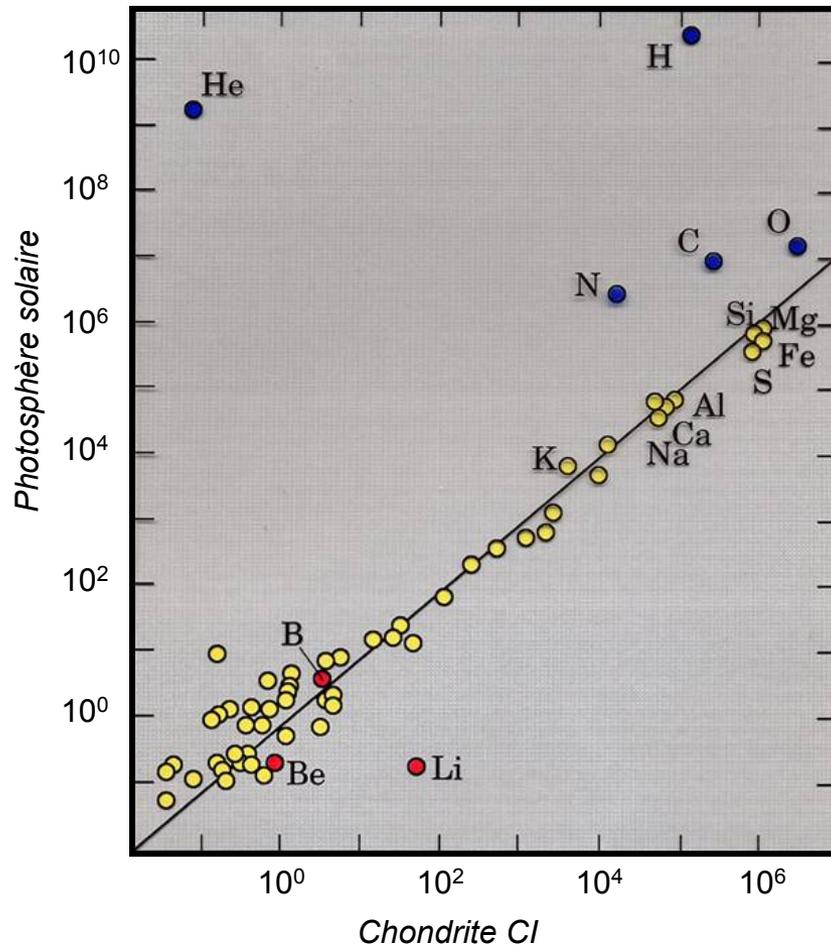
Système solaire interne
Planètes pierreuses

Système solaire externe
Planètes gazeuses

Fractionnement chimique
du système solaire

Composition de la Terre

Les corps rocheux indifférenciés ont une composition globale proche de celle du Soleil (aux éléments volatils près)



Elément chimique	% massique element	% massique oxydes
O	32.4	
Fe	28.2	Fe = 24.2 FeO = 4.8
Si	17.2	SiO2 = 33.4
Mg	15.9	MgO = 24.1
Mn	0.3	MnO = 0.08
Cr	0.27	Cr2O3 = 0.28
Na	0.25	Na2O = 0.2
Ca	1.6	CaO = 1.9
Al	1.5	Al2O3 = 2.41
Ni	1.6	Ni = 1.47 NiO = 0.17
Ti	0.07	TiO2 = 0.11
K	0.02	K2O = 0.02

Terre globale (Allègre, 1995)

H₂, He éléments les plus abondants dans le Système Solaire
Fractionnés lors de la formation des planètes + fuite dans l'espace après accréation

Différenciation planétaire

Energie apportée par:

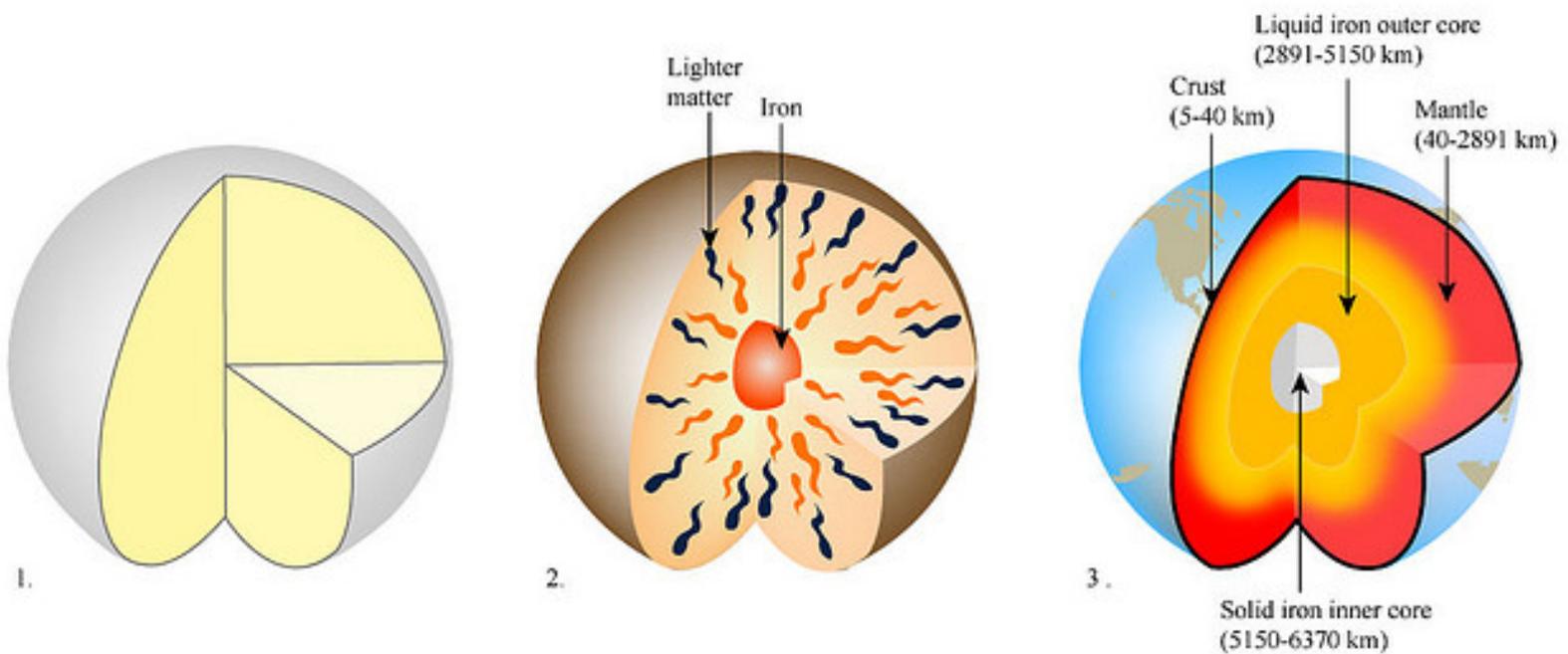
- l'accrétion des corps rocheux
- la désintégration des éléments radioactifs

→ Fusion d'une grande partie de la Terre

Océan magmatique

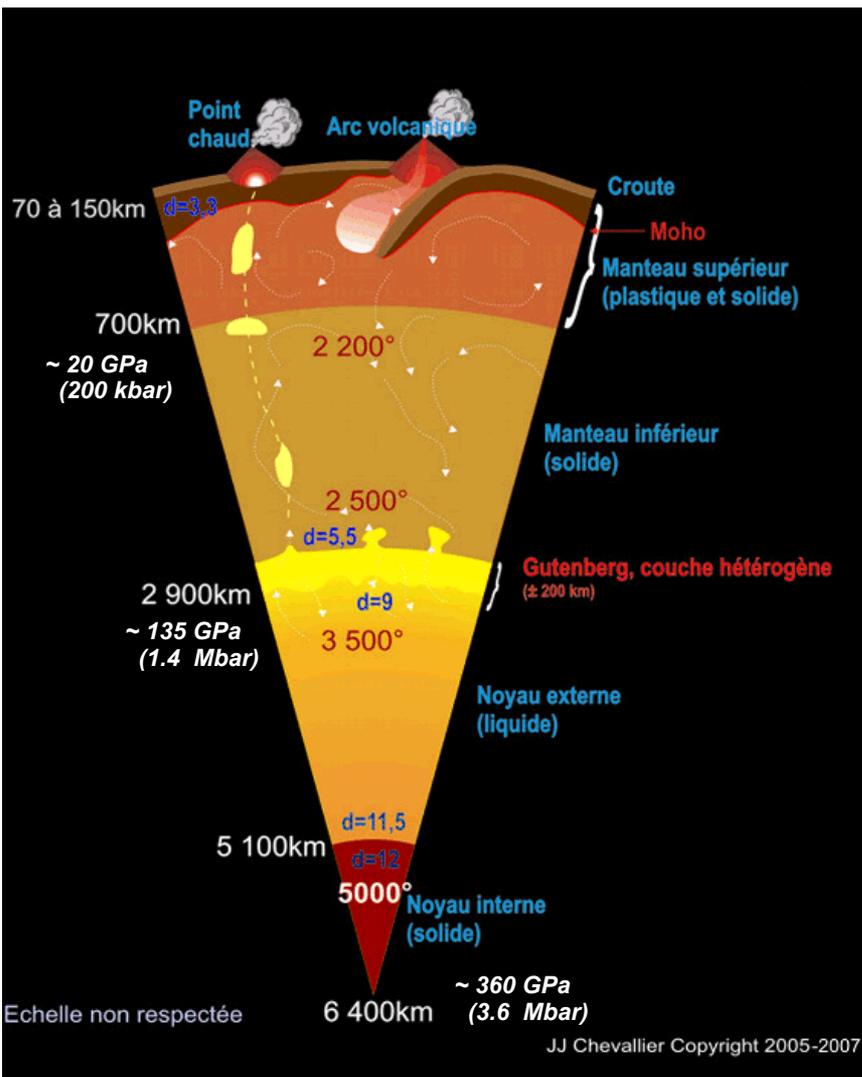


**Ségrégation gravitaire et chimique
des éléments**



Planète à plusieurs enveloppes

Structure interne de la Terre



	Terre silicatée (Allègre, 1995)		Croûte océanique (basalte)	Croûte continentale (granite)
	% pds élément	% pds oxydes	% massique oxydes	% massique oxydes
O	44.8			
Fe	5.82	FeO = 7.13	FeO = 11	FeO = 3.52 Fe₂O₃ = 2.63
Si	21.5	SiO₂ = 49.53	47.1	59.71
Mg	22.78	MgO = 35.7	12.7	4.36
Na	0.23	Na₂O = 0.29	2.2	3.55
Ca	2.31	CaO = 2.82	9.9	4.9
Al	2.16	Al₂O₃ = 3.57	14.2	15.41
K	0.03	K₂O = 0.03	0.4	2.8
Ni	0.2	NiO = 0.24		

**Rôle prépondérant de l'oxygène
(élément le plus abondant)**

**Fer = seul élément majeur
multivalent**

**Redox donné en fonction
des changements d'état du fer
(tampons)**

Elément chimique	% massique élément
Fe	79
Si	7
Ni	5
O (?)	4
S	2.3

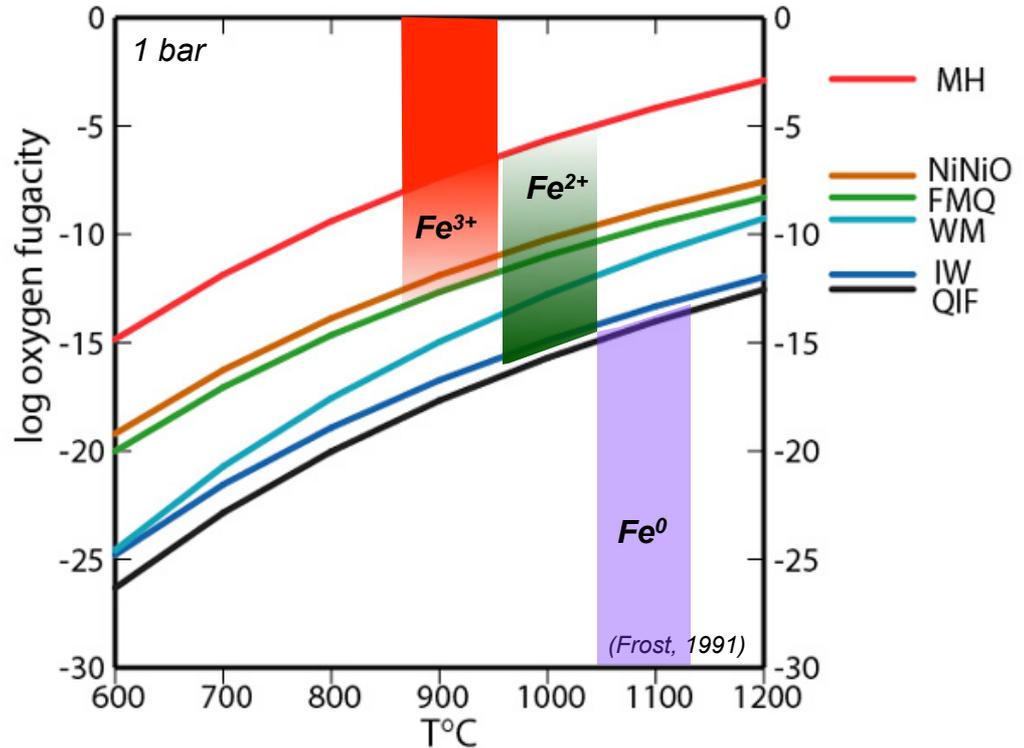
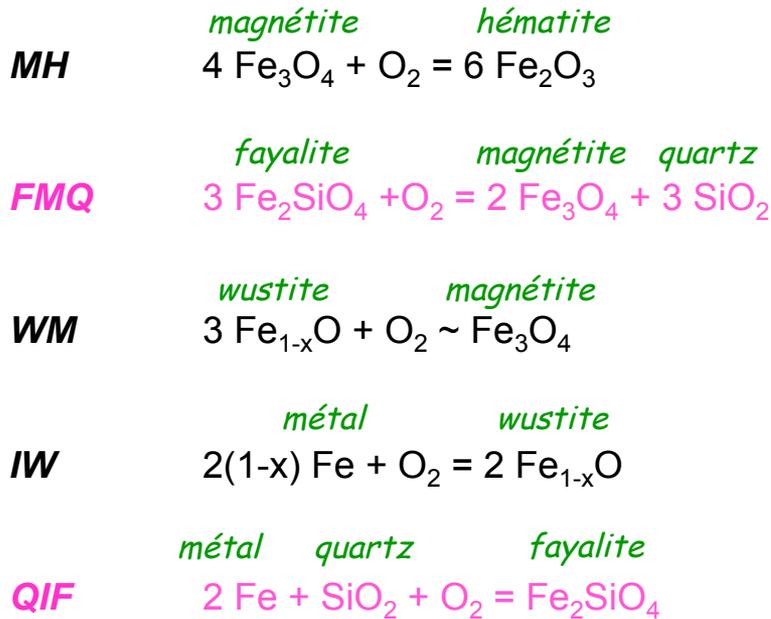
Noyau (Allègre, 1995)

Les tampons redox

Dans les conditions « terrestres »,

Fe sous forme :

- Fe⁰ → *noyau métallique*
- Fe²⁺ → *silicates et oxydes*
- Fe³⁺ → *silicates et oxydes*



$$\log(f\text{O}_2) = A / T + B + C(P-1) / T \quad (P \text{ en bars, } T \text{ en Kelvins})$$

- Référentiel pour les redox des roches terrestres
 (même si les assemblages en jeu pas toujours présents)

- Contrôle des $f\text{O}_2$ pour la pétrologie expérimentale

Pour mesurer ces redox, il faut :

- que les échantillons soient disponibles !! **→** Notion de **Terre accessible**

Partie du globe terrestre qui peut être échantillonnée



Enveloppes superficielles

(échantillons jusqu'à ~ 200 km de profondeur)

- des modèles pour pouvoir rapporter les résultats à une échelle universelle (ex: tampons du fer)

→ Expérimentation pour définir l'influence du redox sur les processus en jeu (et vice-versa)

- cristallisation fractionnée
- fusion partielle
- coefficients de partage
- transitions de phases
- ...

→ Modèles numériques pour les parties non accessibles

La Terre accessible

La croûte continentale:

- hétérogène (roches magmatiques, métamorphiques, sédimentaires, ...)
- échantillonnage temporel très important → 4.4 Ga
- altération possible

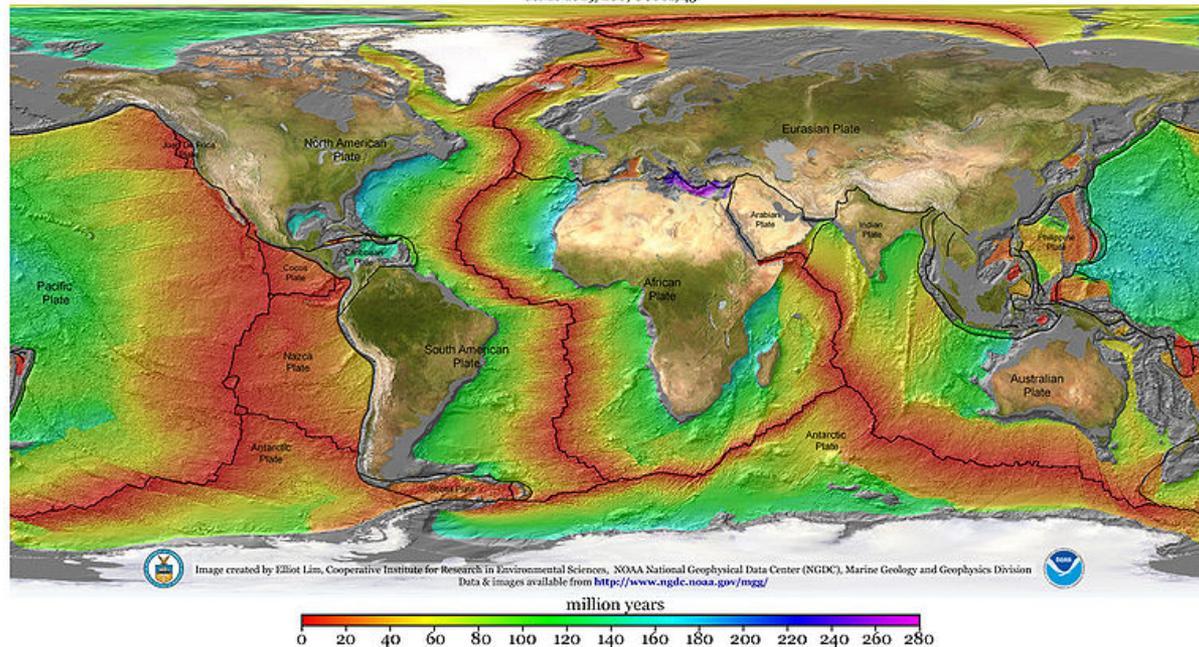
La croûte océanique

- homogène (composition basaltique, sédiments superficiels, ...)
- âge limité (< 200 Ma)
- plus dense (2,7 contre 2,3)

La croûte a été extraite du manteau (fusion partielle) et peut subir un recyclage (subduction, isostasie, ...)

Age of Oceanic Lithosphere (m.y.)

Data source:
Muller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.



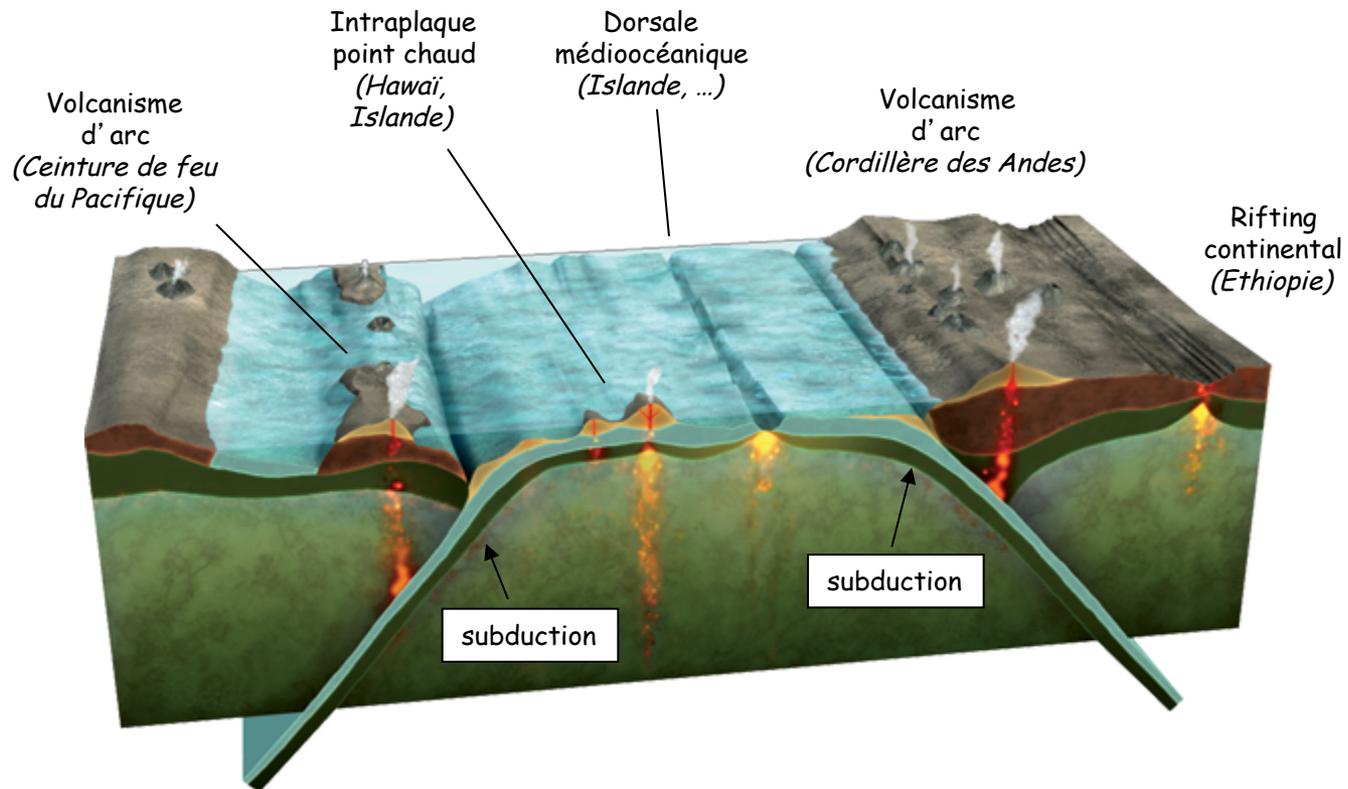
Le volcanisme actuel

→ Seul moyen d'accéder au redox actuel du manteau

Produit par fusion partielle d'une zone du manteau et percolation vers la surface

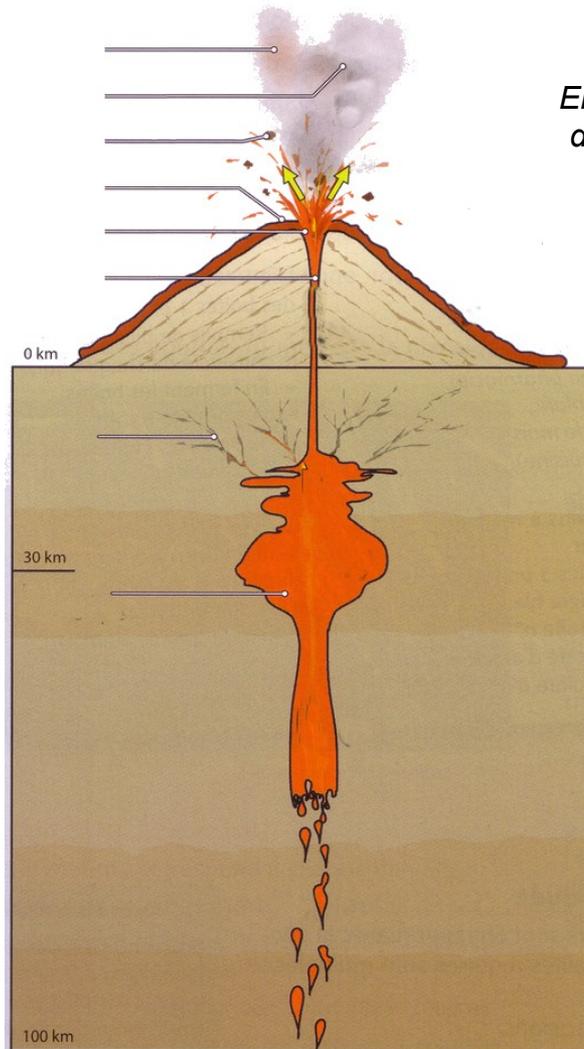
- différents contextes tectoniques

→ différentes sources de magmas



- différentes émissions selon contexte et composition de la roche (gaz, magmas, ...)

Schéma général



Eruption avec dynamismes dépendant de la composition du magma et de la température (viscosité)

Ascension rapide et dégazage

Stockage dans la chambre magmatique (possibilité de cristallisation)

Ascension lente du magma

Remontée de roche (partiellement) fondue issue de la fusion partielle du manteau

Eruption pas obligatoire



Roches plutoniques (gabbro, granite, ...)

Interactions possibles avec l'encaissant aux différentes étapes

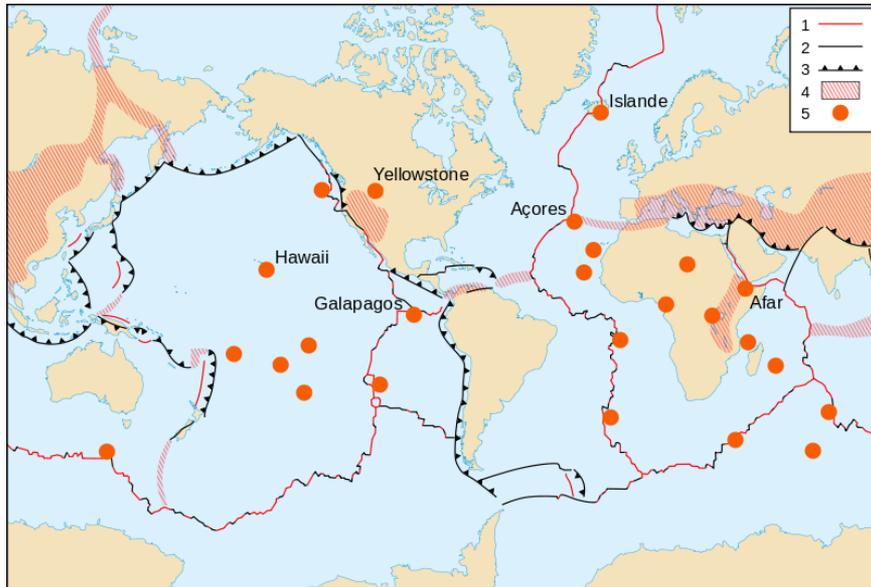
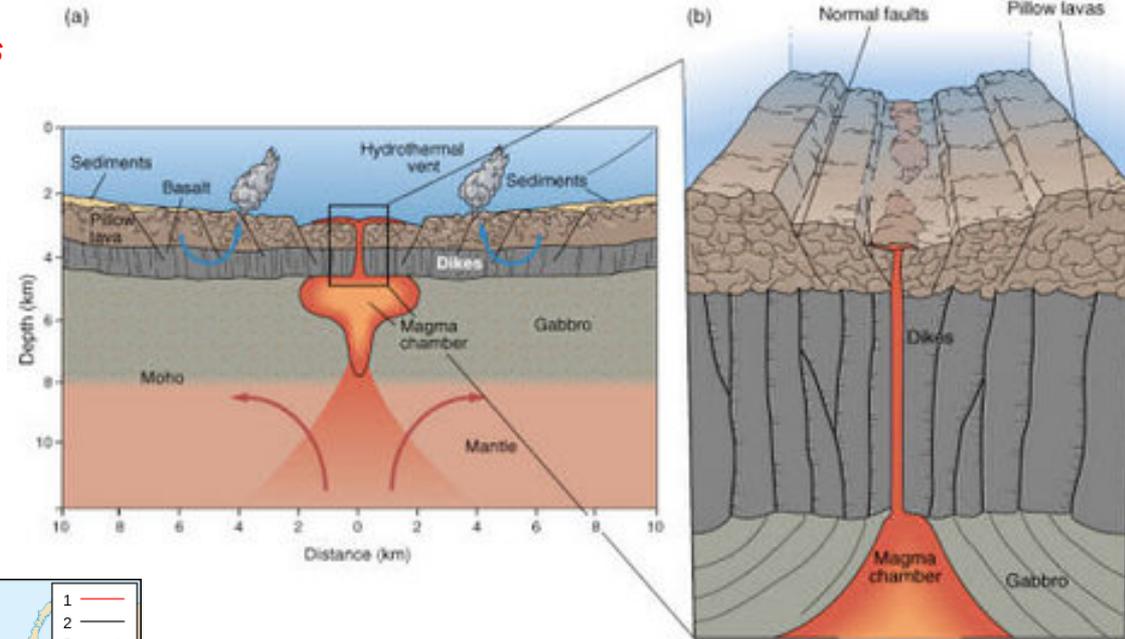


Modification de la signature initiale

Sources des magmas

Basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB)

- Origine peu profonde, manteau supérieur
- Interactions jusqu' à la chambre magmatique moins importantes



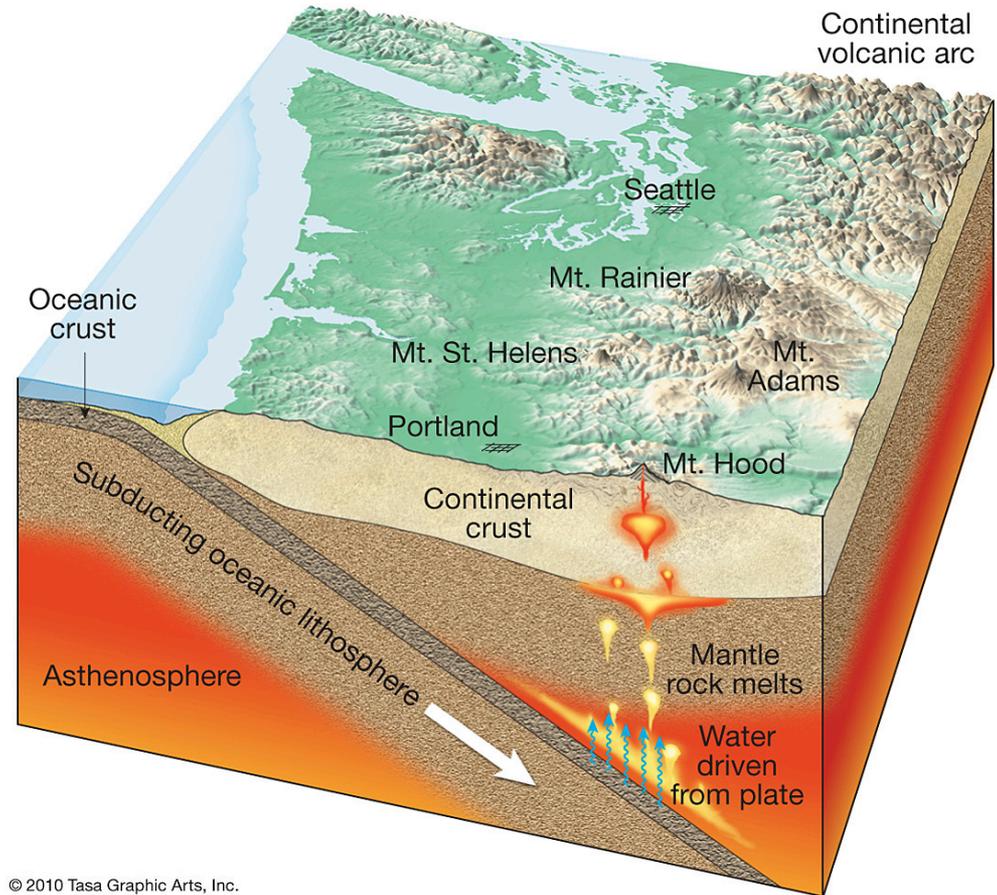
- volumes les plus importants
- constitue les croûtes océaniques
- magmas les plus « primaires »

Magmatisme d'arc

- Origine peu profonde, manteau supérieur
- Interactions jusqu' à la chambre magmatique un peu plus importantes
- plus riche en volatils (H_2O , CO_2 , H_2S , ...)



Saint Helens (USA)



© 2010 Tasa Graphic Arts, Inc.

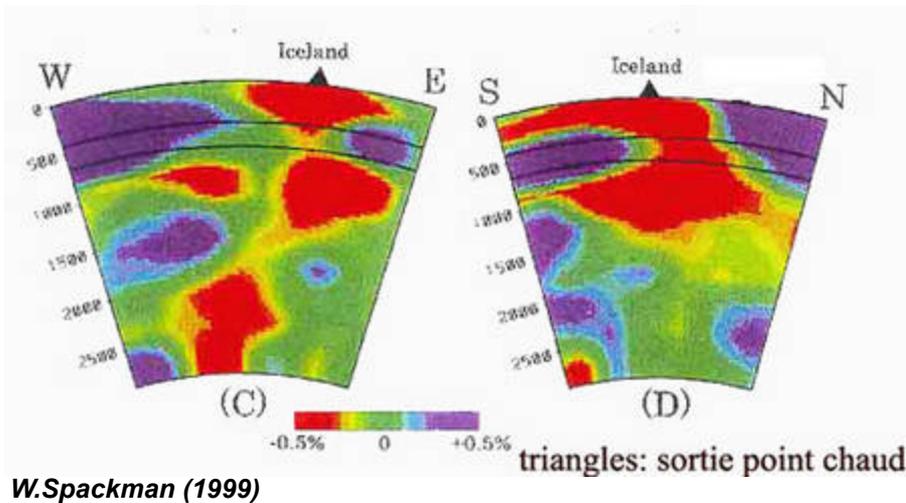
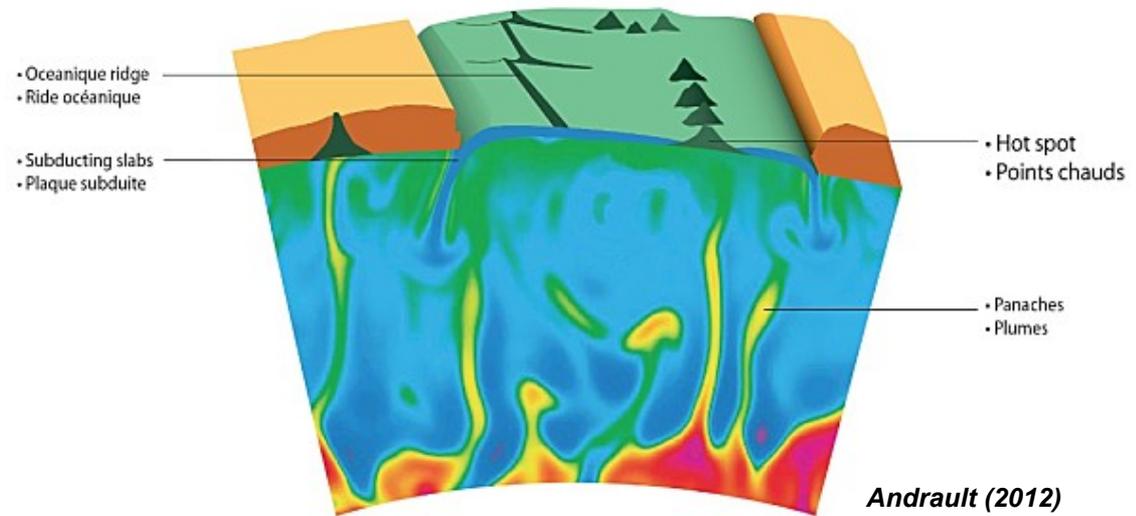
- *libération d' H_2O , de CO_2 , ...*
- *diminution du solidus du manteau*
- *fusion partielle du manteau sus-jacent*

Sources des magmas

Magmatisme de point chaud

- Remontée de matériel chaud depuis le manteau inférieur
- Interactions importantes lors de la remontée

Informations sur la zone la plus profonde du manteau terrestre et les interactions avec le noyau



La Réunion

Dans manteau supérieur :

- **péridotites à spinelles** (prof. < 60 km)

olivine, orthopyroxène, spinelle, oxydes Fe-Ti...



Equilibre minéralogique



(Mattioli and Wood, 1988)

$$\log (f\text{O}_2)_{P,T} = \log f\text{O}_2 (\text{FMQ})_{P,T} + 220 / T + 0.35 - 0.0369 \cdot P / T - 12 \cdot \log X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} - 2620 \cdot (X_{\text{Mg}}^{\text{ol}})^2 / T$$
$$+ 3 \cdot \log (X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{M2}})_{\text{opx}} + 2 \cdot \log a_{\text{Fe}_2\text{O}_3}^{\text{sp}}$$

- $f\text{O}_2$ peut être calculée à partir de la composition des phases et des P et T
- Importance de déterminer les rapports $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ précisément (EPMA, Mossbauer, ...)



Sur les liquides magmatiques:

- nécessité d'avoir des échantillons très « frais »
(oxydation très rapide par l'eau, l'atmosphère, ...)

« Trempe » nécessaire → Pillow lavas
Scories, cendres

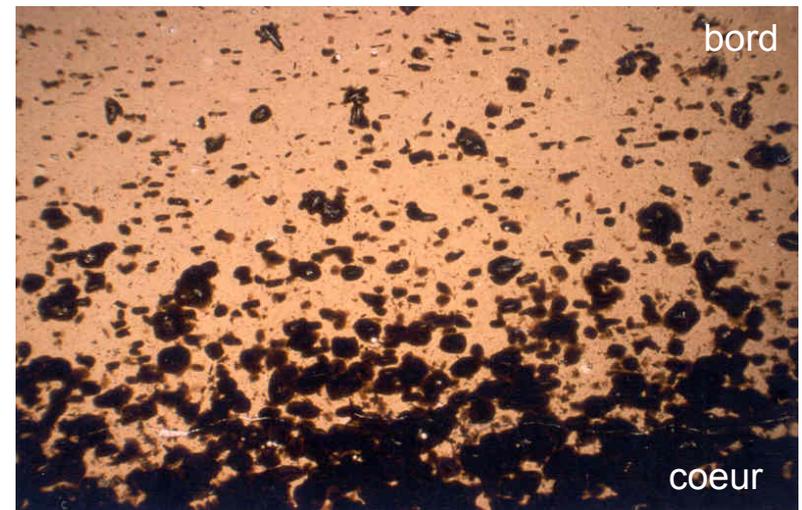
Mesure directe du redox avec le rapport $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$

$$\ln (X_{\text{Fe}_2\text{O}_3} / X_{\text{FeO}}) = a \ln f\text{O}_2 + b / T + c + \sum X_i \cdot d_i$$

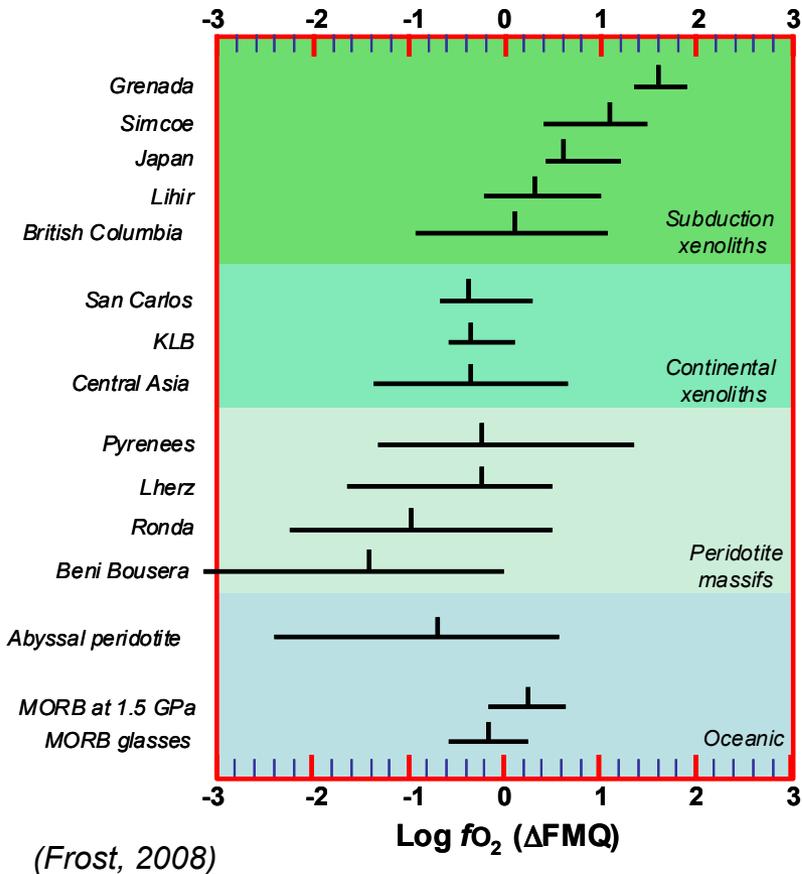
(Carmichael, 1991)

Redox de la chambre magmatique et du dernier
liquide en équilibre avec les cristaux

Bordure refroidie très vite
→ verre



Redox du manteau supérieur

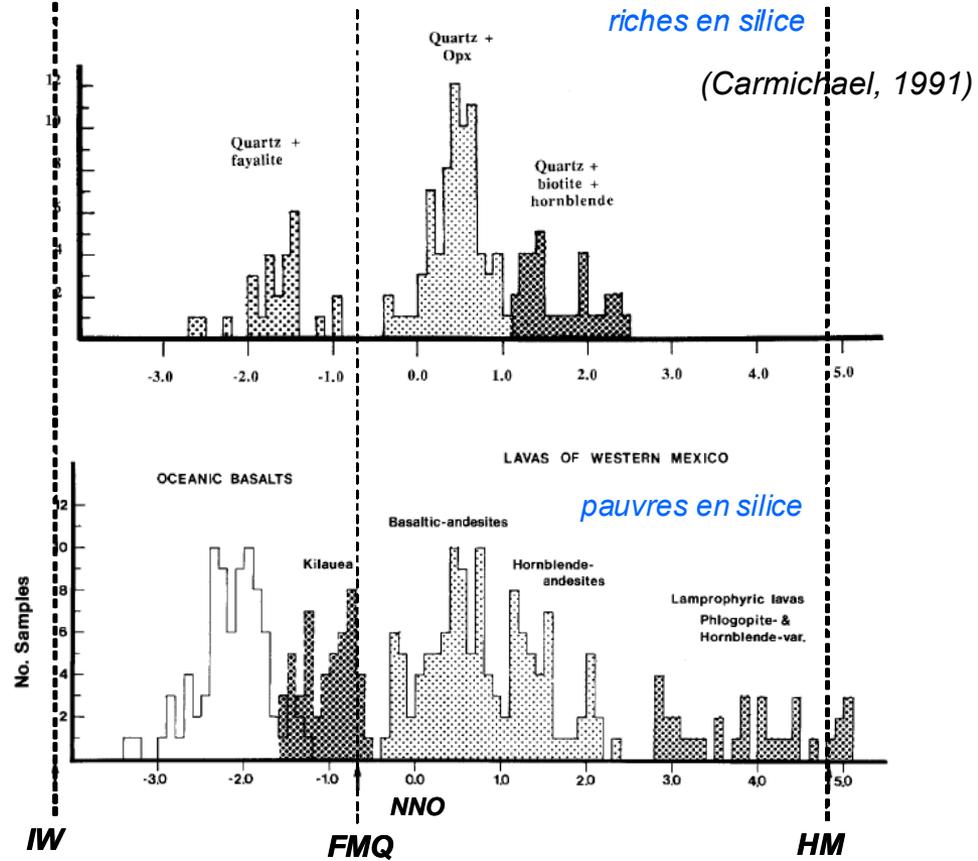


Sur xénolithes à spinelle

Sur les échantillons « accessibles »:

- valeurs centrées autour du tampon FMQ
- accord global entre les valeurs obtenues pour le manteau et les laves

➔ pas de grande modification du redox lors de l'éruption



Sur liquides

Cristallisation tend oxyder le liquide résiduel et à resserrer la gamme de f_{O_2} des magmas

Redox du manteau supérieur: dégazage

En profondeur, les gaz sont dissous dans le magma (forte pression), et leur solubilité diminue lorsqu'on se rapproche de la surface

→ *dégazage des magmas*

Redox des gaz reflète celui du magma source (variation d'une unité log)

<u>Gas</u>	<u>Hawaiian volcanoes</u>
Water vapor	79.3
Carbon dioxide	11.6
Sulfur dioxide	6.5
Nitrogen	1.3
Hydrogen	0.6
Other	0.7

Quantités et natures des gaz (et effet sur le redox) dépendent :

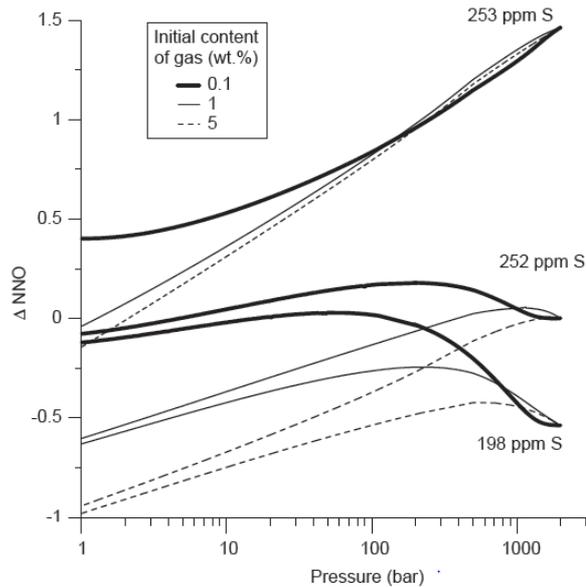
- de la nature des gaz
(redox, [H₂O, S, CO₂, ...]);
- de la composition du liquide
(degré de polymérisation, viscosité,...)
- conditions de dégazage
(P, T, ...)

Redox du manteau supérieur: dégazage

Expérimentation et modélisation numériques

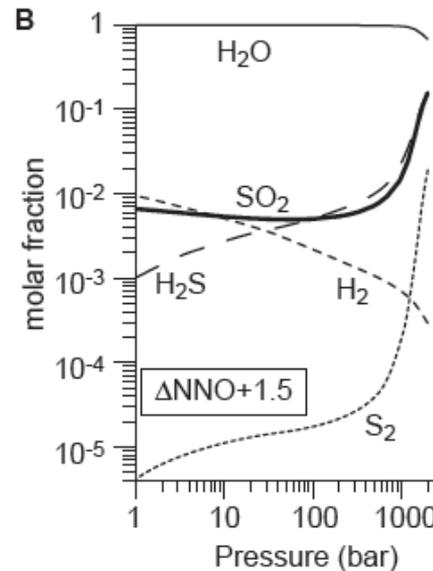
(Scaillet, Moretti, Burgisser, ...)

(Burgisser et al., 2011)

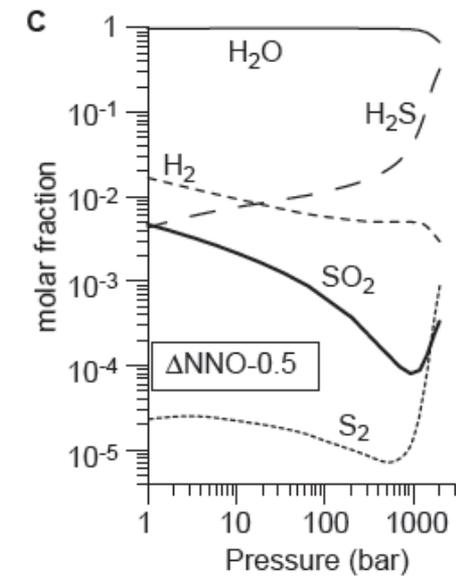


Evolution du redox d'un magma rhyolitique
En équilibre avec gaz H-O-S

f_{H_2O} initial = 1000 bar, f_{H_2} variable



Evolution des compositions de gaz
(0.1 wt% de gaz)



Redox du magma peut changer lors de ce dégazage (~ 1 unité log)

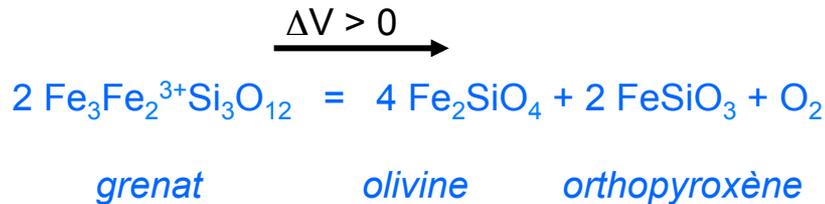
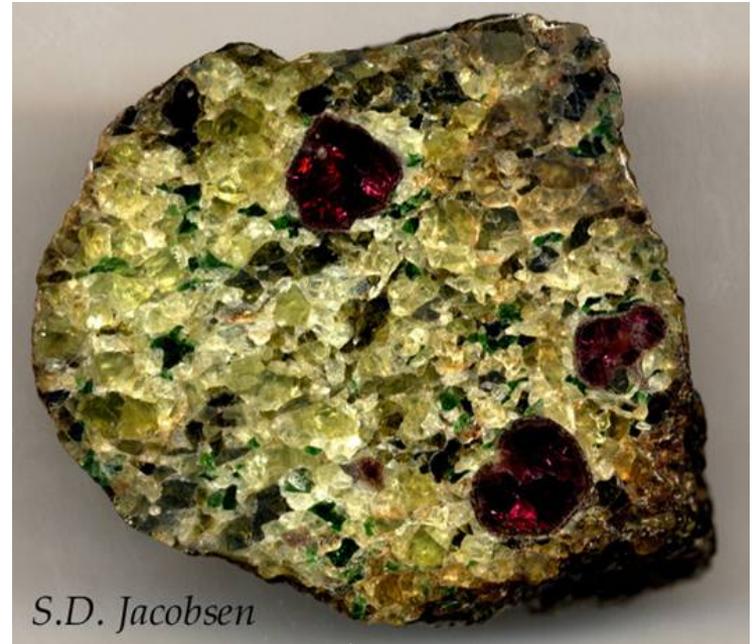
**Gaz en équilibre avec le magma ?
(vitesse de remontée très variable)**

Redox du manteau supérieur

Dans manteau supérieur :

- **péridotites à grenat** (60 km < prof. < 410 km)

olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, grenat, oxydes



(Gudmundsson and Wood, 1995)

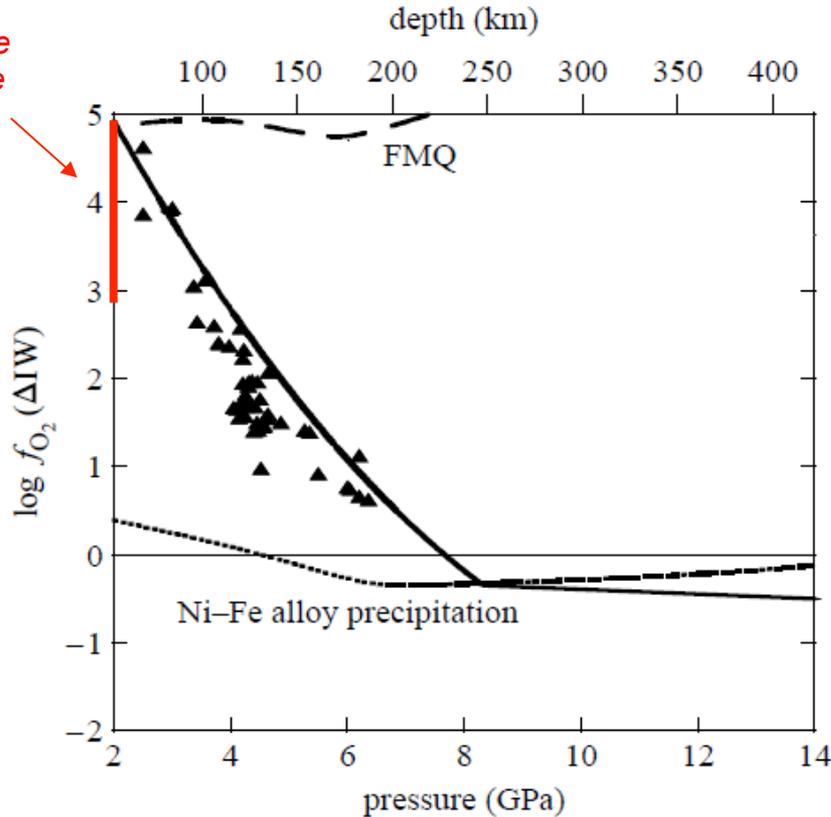
Quand P augmente \longrightarrow Cristallisation du grenat favorisée

\longrightarrow baisse de la $f\text{O}_2$ intrinsèque

D'une manière générale, les espèces minérales avec Fe^{3+} sont favorisées quand P augmente

Redox du manteau supérieur

péridotite
abyssale



A partir de ~ 8 GPa (~ 250 km),
cristallisation d'un alliage Ni-Fe

→ dismutation de FeO



olivine

métal

grenat

Rôle de tampon
et

variations plus faibles de f_{O_2} jusqu'à
la zone de transition
($\sim 0.2\text{wt}\%$ métal)

- Fe/Mg des silicates du manteau, $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ et [Ti] des oxydes et f_{O_2} intimement corrélés
- f_{O_2} plutôt imposée par Fe/Mg, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, ... que variable imposée par l'environnement
- f_{O_2} peut varier pour accommoder les variations imposées par les assemblages minéralogiques

Dans zone de transition (410 km – 660 km) :

- olivine transformée en ses polymorphes (wadsleyite puis ringwoodite) qui peuvent accommoder davantage de Fe^{3+} dans leur réseau que l'olivine
- spinelle présent sous forme de « majorite » $((\text{Fe},\text{Mg})_3(\text{Fe},\text{Al},\text{Si})_2(\text{SiO}_4)_3)$
- dismutation toujours valable

→ $f\text{O}_2$ varie très peu pendant cette transition ($\log f\text{O}_2 \sim \text{IW} - 0.5$)

Dans manteau inférieur (660 km – 2900 km) :

- Composants principaux : pérovskite $(\text{Mg},\text{Fe})(\text{Al},\text{Si})\text{O}_3$, Ca-pérovskite (CaSiO_3) ,
(minéralogie constante) magnésio-wüstite $(\text{Mg},\text{Fe})\text{O}$ et métal (~1%)
- travaux expérimentaux complexes et très récents
(très forte pression 136 GPa = 1,36 Mbar à la limite D'')

→ utilisation d'une cellule à enclume diamant de très petit volume (~ 100 μm)

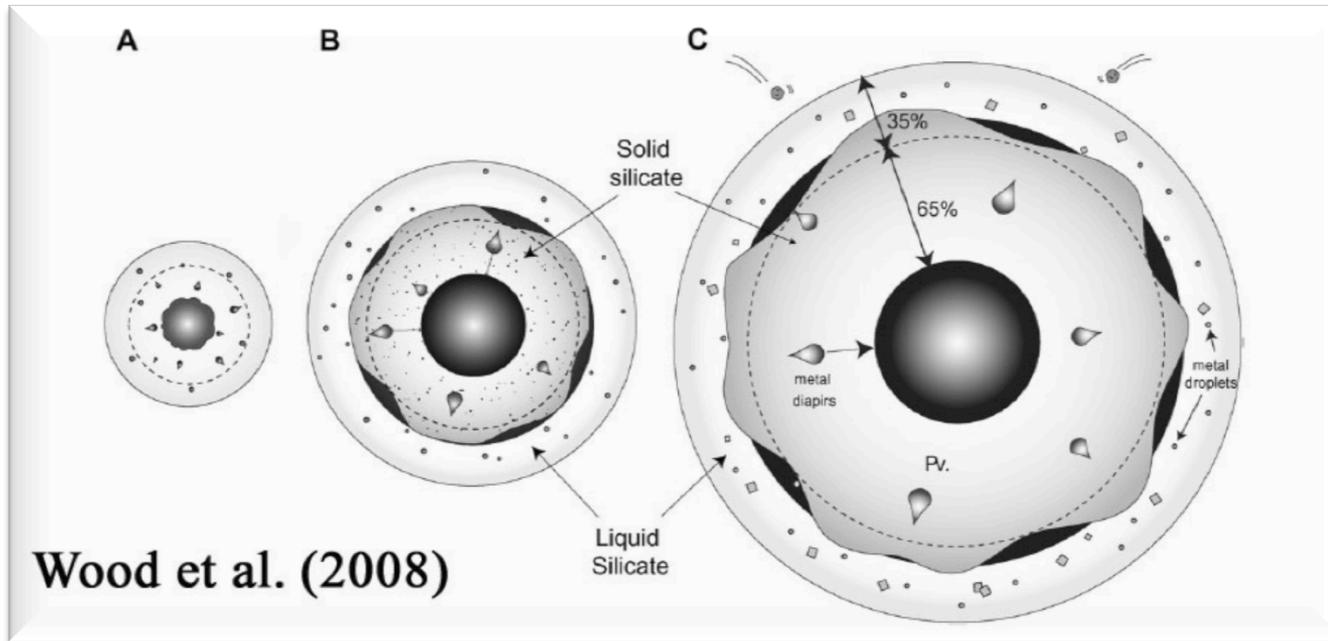
$f\text{O}_2$ régie par des équilibres entre ces phases (comme pour manteau inf)

Estimée proche de IW – IW-1.5

Redox dans le noyau

Difficile de connaître la composition précise du noyau (sismique, densité, expériences, ...)

- présence d'éléments « légers » (Si, O, S, ...??) → Impact sur le redox
- pourrait ne pas avoir trop varié depuis sa formation
- changement pendant l'accrétion de la Terre (30 – 50 Ma) → changement global de l'état d'oxydation de la Terre



Élément chimique	% massique element
Fe	79
Si	7
Ni	5
O (?)	4
S	2.3

Noyau (Allègre, 1995)

IW-4 IW-2
 Conditions plus oxydantes
 $X_{FeO} = 0.8 \text{ wt. \%}$ $X_{FeO} = 8 \text{ wt. \%}$

Modèle de ségrégation continue du noyau pendant accrétion

(Wood et al, 2006)

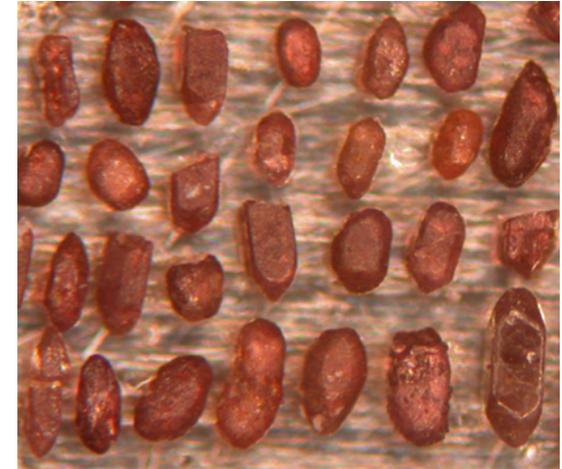
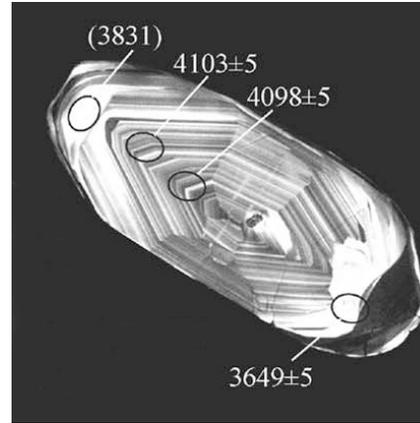
Les échantillons anciens

le zircon: $ZrSiO_4$

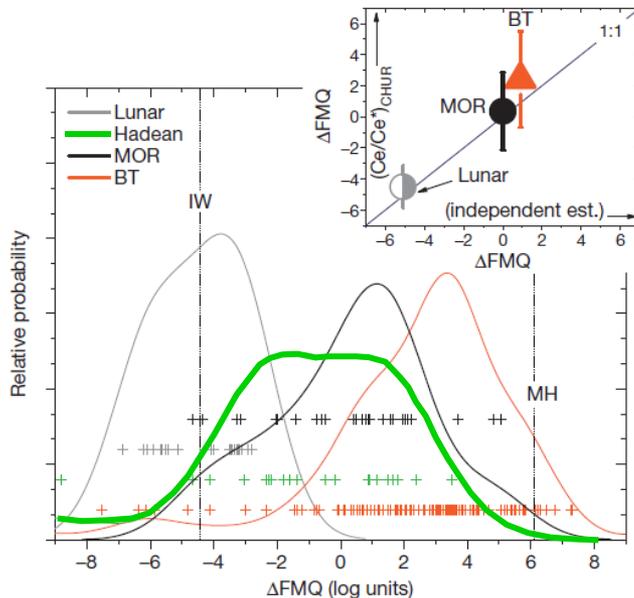
- **potentiellement riche en Th, U, Hf, ...**
 peut également contenir des éléments en traces comme REE, ...

- **très résistant à l'altération**

- **Datations possibles (U/Pb, ...)**



Jack Hills Zircons, Australia



- plus vieux échantillons sur Terre → **4.4 Ga**

- sonde de la f_{O_2} du magma parent

→ couple Ce^{3+} / Ce^{4+} et Ce^{4+} plus compatible

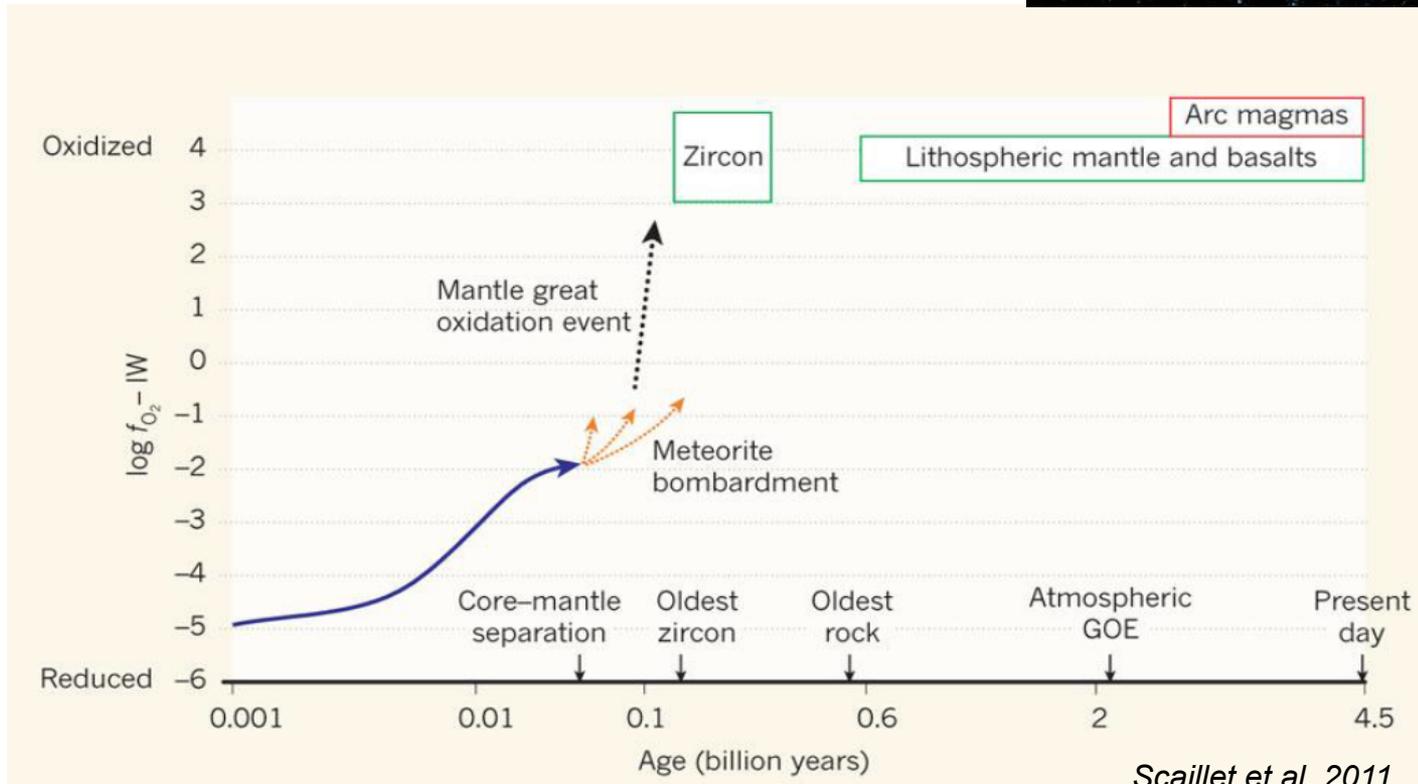
$$\ln\left(\frac{Ce}{Ce^*}\right)_D = (0.1156 \pm 0.0050) \times \ln(f_{O_2}) + \frac{13,860 \pm 708}{T} - 6.125 \pm 0.484$$

(Trail et al., Nature, 2011)

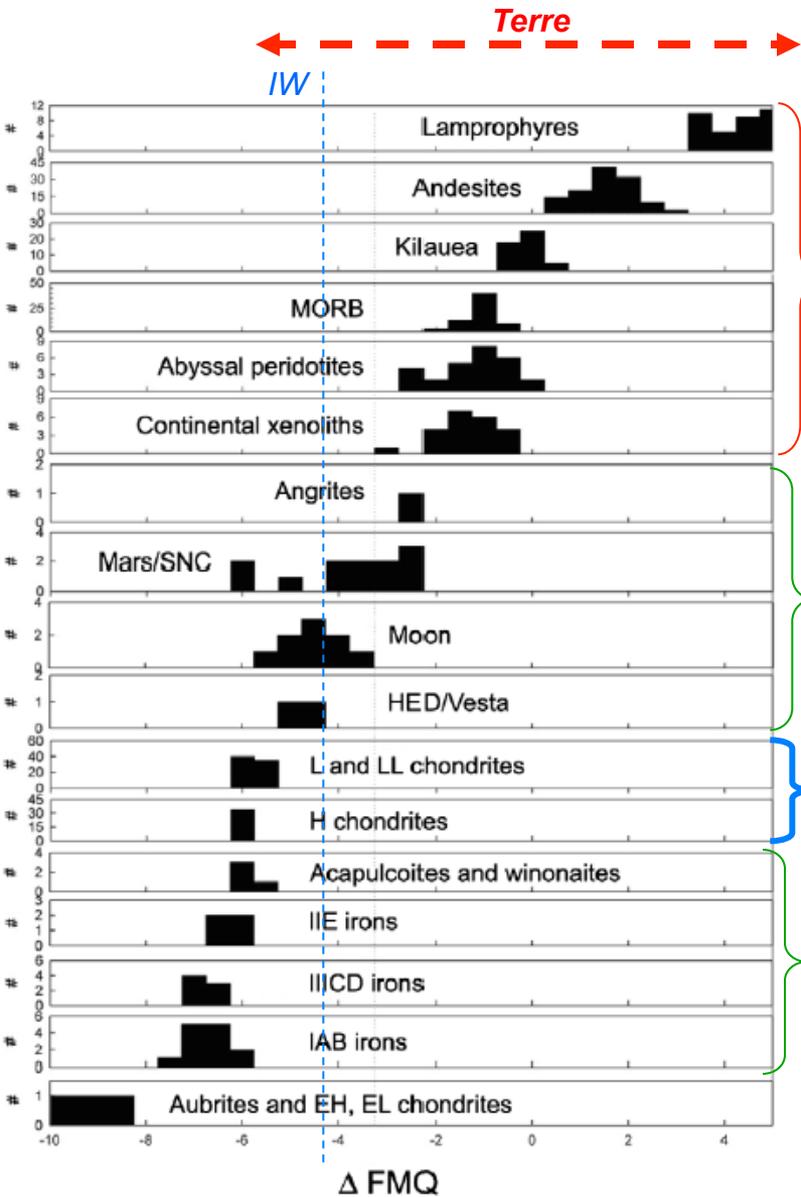
Manteau oxydé très rapidement après différenciation

Evolution globale du manteau

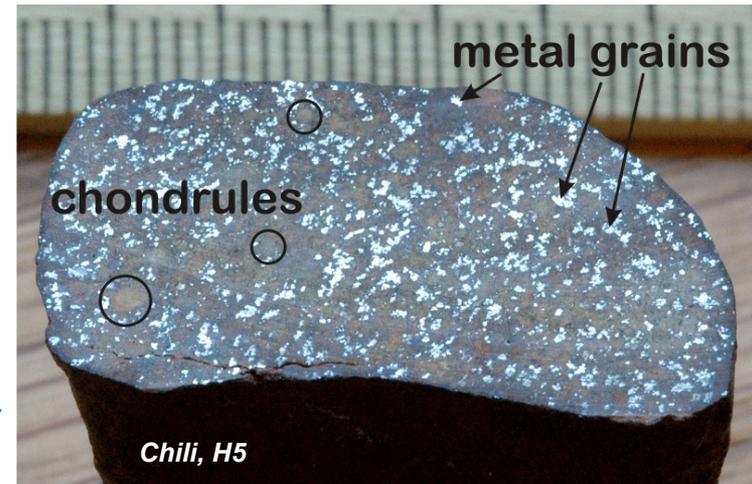
- Redox du manteau semble avoir été fixé très tôt dans l'histoire de la Terre
- Variations limitées au cours des différentes époques
- Rôle très limité du bombardement tardif (« late veneer »)



Redox du système solaire



- ✓ Terre particulière par son manteau très oxydé
- ✓ Histoire complexe
 - accréation
 - différenciation
 - perte des volatils (H_2 , He, ...)



Météorites différenciées pierreuses

Météorites indifférenciées

Météorites différenciées métalliques

Conclusions

- ✓ Terre couvre une large gamme de redox surtout dans sa partie superficielle
- ✓ Redox global du manteau constant depuis ~ 4.4 Ga, proche de FMQ
- ✓ En profondeur redox surtout « subi » et dû aux assemblages minéralogiques
- ✓ Fer joue un rôle prépondérant dans tous ces changements de redox
- ✓ Variabilité locale du redox des magmas et du manteau supérieur, due au recyclage de matériaux de la croûte ou des venues de matériel plus profond
- ✓ Différents processus magmatiques peuvent affecter ce redox
- ✓ Encore beaucoup de travail pour connaître la Terre profonde

Pour la géologie « de terrain », le redox n'est pas un paramètre qu'on peut adapter mais qu'on cherche à déterminer



Seymchan Pallasite. Photograph by R. A. Langheinrich. Monnig Meteorite Gallery, Texas Christian Univ.

Sources des magmas

Contrôle de la fO_2 dans manteau sup:

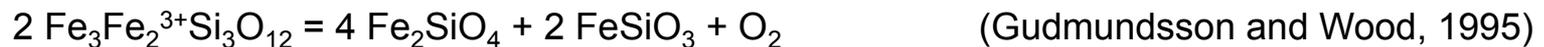
- péridotites à spinelles manteau supérieur
assemblage olivine, orthopyroxène, spinelles



olivine *Opx* *spinelle*

$$\log (fO_2)_{P,T} = \log fO_2 (\text{FMQ})_{P,T} + 220 / T + 0.35 - 0.0369 \cdot P / T - 12 \cdot \log X_{\text{Fe}}^{\text{ol}} - 2620 \cdot (X_{\text{Mg}}^{\text{ol}})^2 / T$$
$$+ 3 \cdot \log (X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{M2}})^{\text{opx}} + 2 \cdot \log a_{\text{Fe}_2\text{O}_3}^{\text{sp}}$$

- Péridotites à grenat, plus profondes

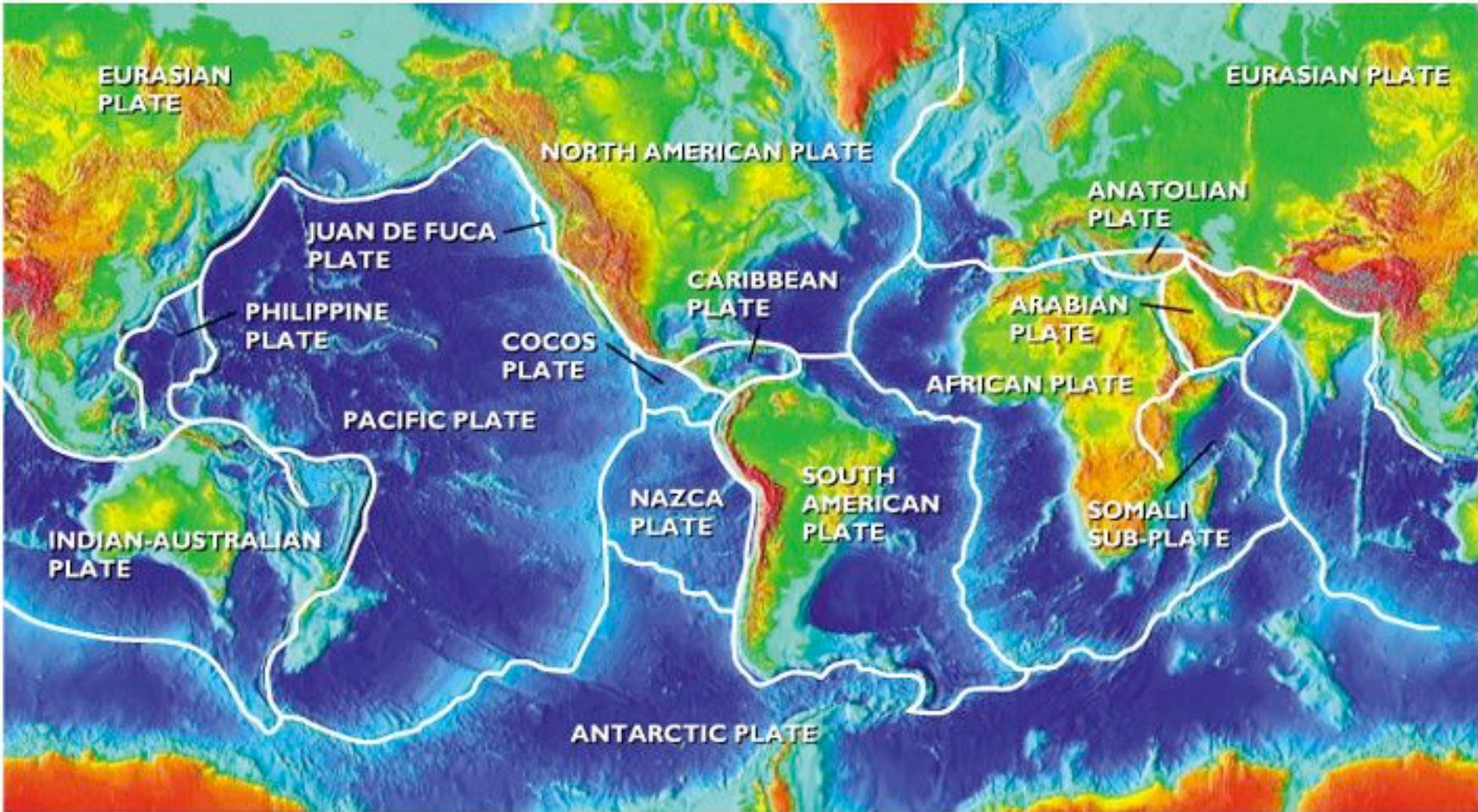


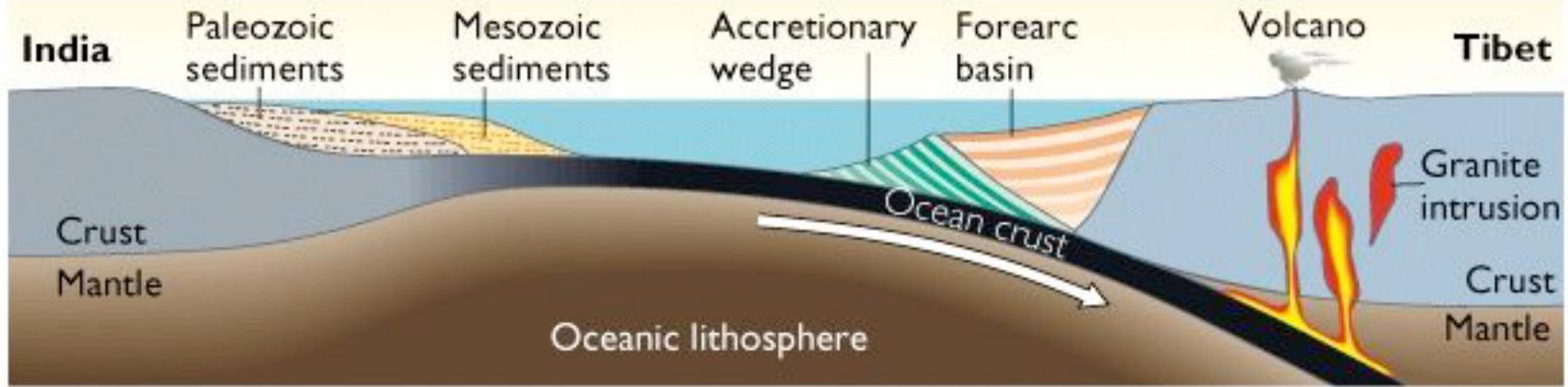
grenat *olivine* *Opx*

Elément chimique	Terre silicatée (<i>Allègre, 1995</i>)		Croûte océanique (basalte)	Croûte continentale (granite)
	% massique element	% massique oxydes	% massique oxydes	% massique oxydes
O	44.8			
Fe	5.82	FeO = 7.13	FeO = 11	FeO = 3.52 Fe₂O₃ = 2.63
Si	21.5	SiO₂ = 49.53	47.1	59.71
Mg	22.78	MgO = 35.7	12.7	4.36
Na	0.23	Na ₂ O = 0.29	2.2	3.55
Ca	2.31	CaO = 2.82	9.9	4.9
Al	2.16	Al ₂ O ₃ = 3.57	14.2	15.41
K	0.03	K ₂ O = 0.03	0.4	2.8
Ni	0.2	NiO = 0.24		

Elément chimique	% massique element
Fe	79
Si	7
Ni	5
O	4
S	2.3
Cr	0.8
Mn	0.58
P	0.37
Co	0.25

Gas	Hawaiian volcanoes	Present atmosphere
Water vapor	79.3	0-4.0
Carbon dioxide	11.6	0.035
Sulfur dioxide	6.5	0-0.0001
Nitrogen	1.3	78.08
Hydrogen	0.6	0.00005
Oxygen	-	20.95
Argon	-	0.92
Ozone	-	0.000007
Other	0.7	-





(a)

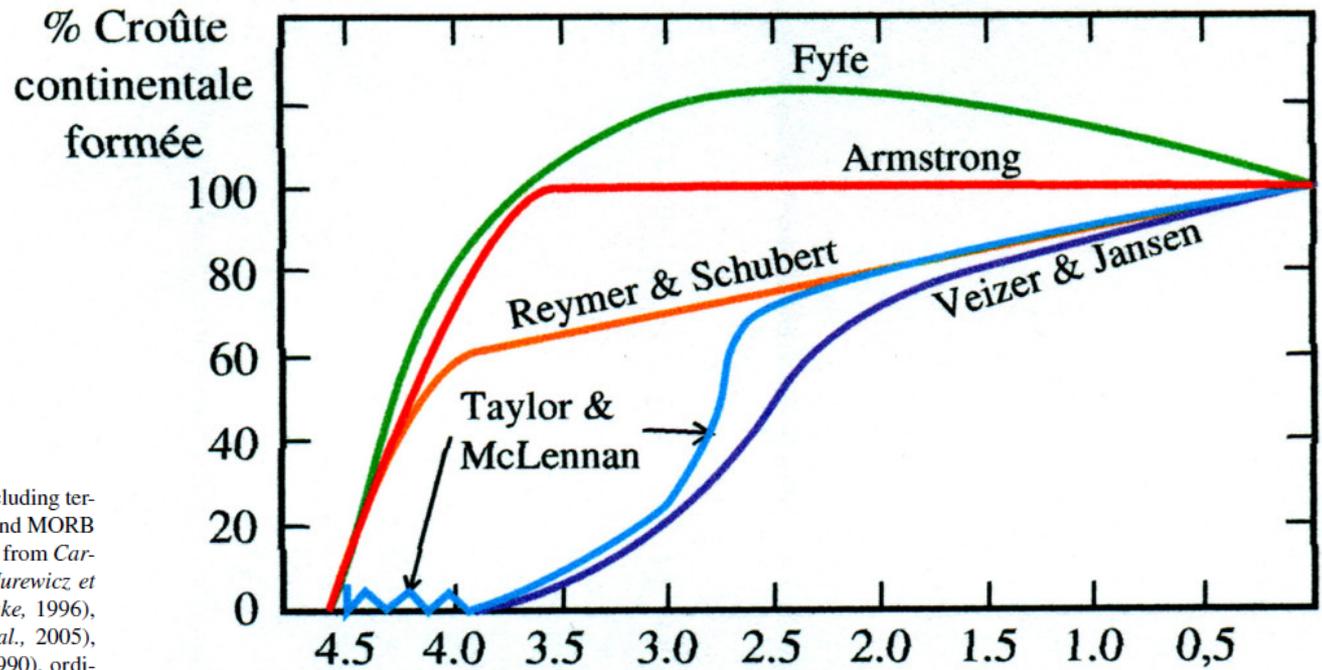


Fig. 12. Histogram of f_{O_2} of solar system materials, including terrestrial samples [lamprophyres and andesites, Kilauea and MORB glasses, and abyssal and continental xenolith peridotites from *Carmichael* (1991)], angrites (from *McKay et al.*, 1994; *Jurewicz et al.*, 1991), martian meteorites (from *Righter and Drake*, 1996), Earth's Moon (from *Collins et al.*, 2005; *Righter et al.*, 2005), HED meteorites (from *Stolper*, 1977; *Righter et al.*, 1990), ordinary chondrites, acapulcoites, lodranites, winonaites, and IIE, IIICD, and IAB irons (all from *Righter and Drake*, 1996), and aubrites and EH and EL chondrites (from *Fogel et al.*, 1989; *Casanova et al.*, 1993). All referenced to the FMQ buffer of *O'Neill* (1987). The iron-wüstite buffer (IW) is approximately 3.5 log units below FMQ.