

Introduction aux Géosciences

Plan du cours : 2^{eme} semestre (GL112)

**PHYSIQUE ET CHIMIE
DE LA TERRE**

COURS DISPONIBLE SUR INTERNET

Serveur step.ipgp.jussieu.fr

→ TICE

→ Serveur de Cours

Organisation du cours

Cours le Vendredi:
8 séances

Présence aux TD
Colles (avis des moniteurs = 10% note)

Examen
Juin 2006

- TD assurés par
Frédéric Fluteau et Anne Mangeney

- Colles par moniteurs

PLAN

1°) Energie et températures dans la Terre

2°) Eléments de dynamique

3°) Champ de pesanteur

4°) Mesure de la déformation

5°) Sismologie et tremblements de terre

6°) Chimie des roches

Ouvrages conseillés

Ouvrage collectif (sous la direction de H.-C. Nataf et J. Sommeria)
La Physique et la Terre
(Belin, 2000)

Agnès Dewaele et Chrystèle Sanloup
L'intérieur de la Terre et des Planètes
(Belin, 2005)

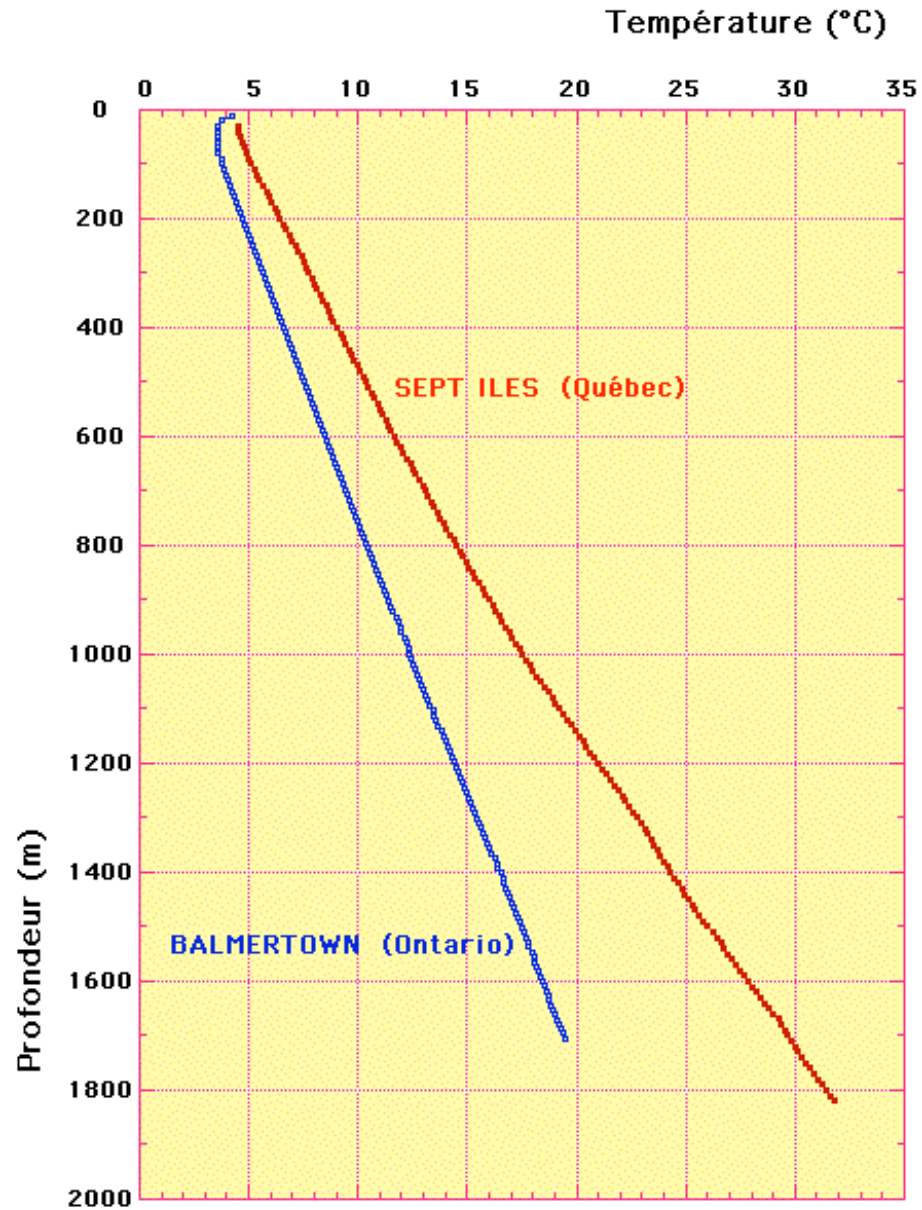
Frank Press et Raymond Siever
Understanding Earth
(Freeman, 1997)



Chapitre 1

Energie et températures

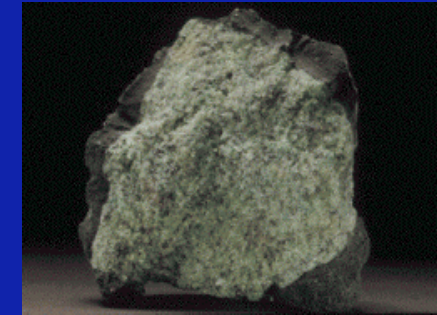
Profils verticaux de la température dans des forages profonds.



Un “pipe” de kimberlite

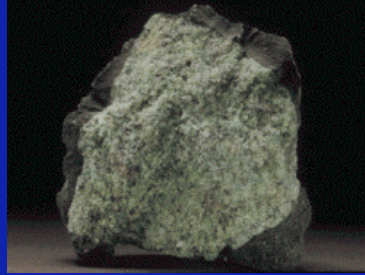


Mine Finsch, Afrique du Sud



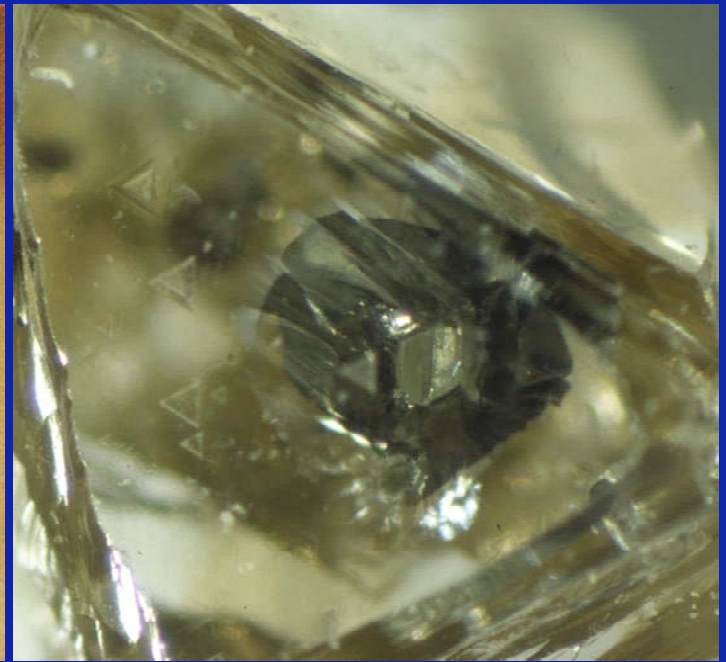
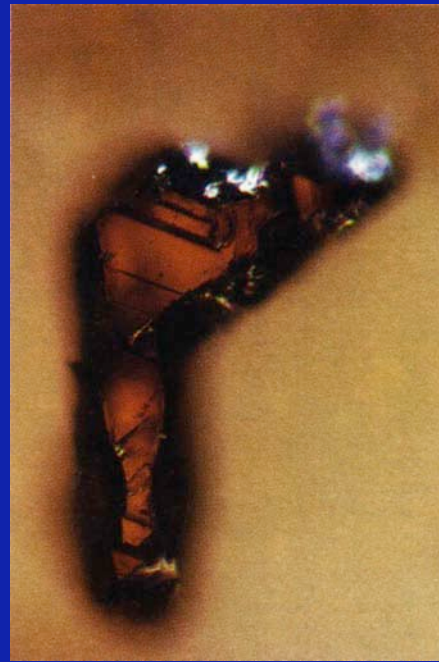
Nodule de
péridotite

Minéraux piégés dans les diamants

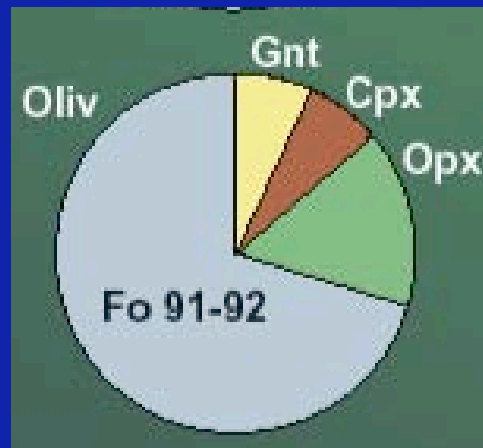


Grenats

Sulphates

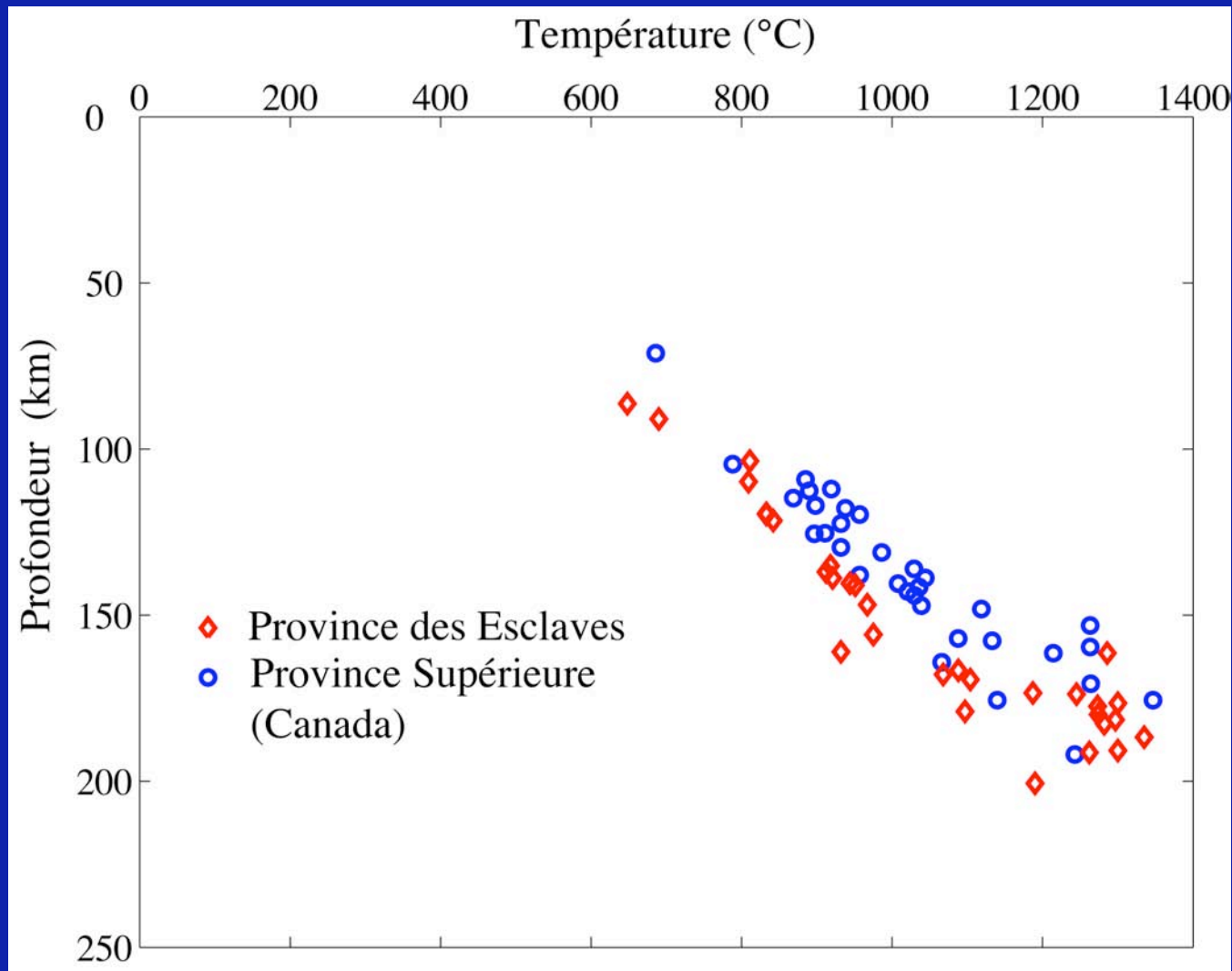


**Les minéraux des nodules de péridotites
ont des compositions particulières
qui dépendent des conditions de P et T:
servent de thermomètres et de baromètres**

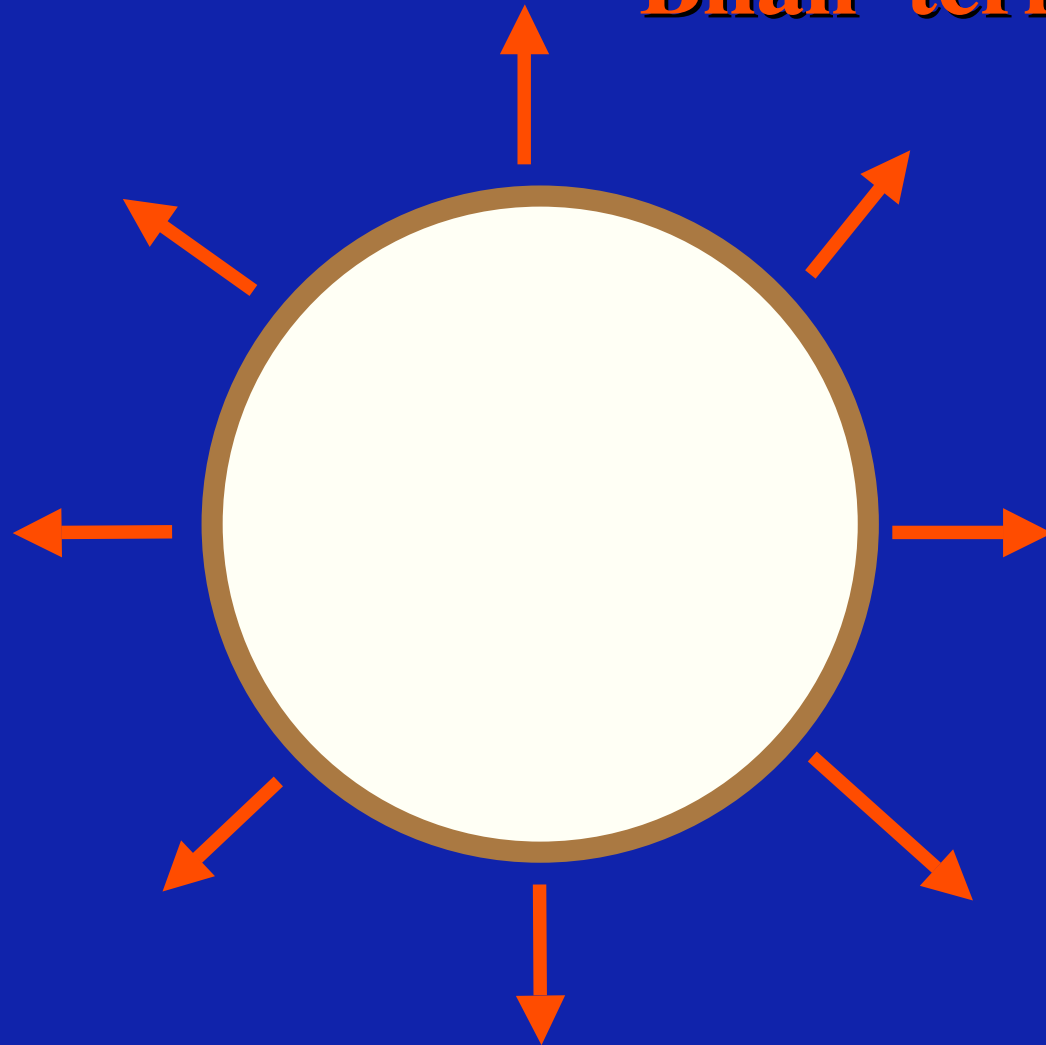


**Olivine
Grenat
Clinopyroxène
Orthopyroxène**

Profils verticaux de température dans les racines continentales (à partir de la composition des minéraux dans des fragments arrachés par des magmas: les “xénolithes”)



Bilan terrestre



Premier principe de la thermodynamique (bilan énergétique)

$$\Delta U = \Delta Q + \Delta W$$

Variation d'énergie =
perte (ou gain de chaleur)
+ travail des forces extérieures
(pression ou autre)

Quantité de chaleur (énergie)
par rapport à une température de référence
(température d'échange)

$$U = M C (T - T_0)$$

M = masse

C = chaleur massique (capacité calorifique)

$$\approx 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Pour la Terre

- (1) faite de roches faiblement déformables
- (2) soumise à des forces extérieures très petites
(pression, frottement du vent et des océans)

$$\Delta W \approx 0$$

En raisonnant par unité de temps:

$$\frac{dU}{dt} = M C \frac{dT}{dt} = \frac{dQ}{dt}$$

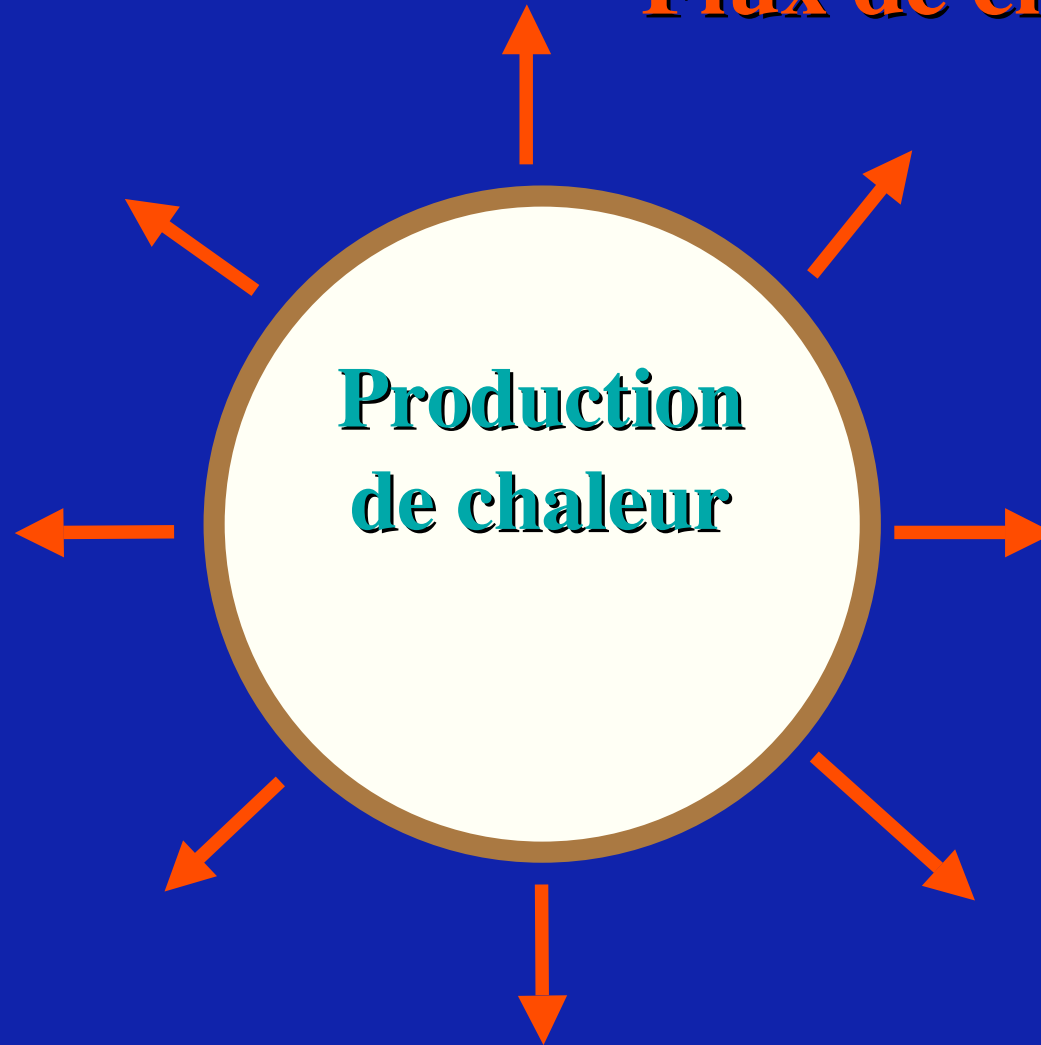
Bilan de chaleur:

Perte aux dépens de l'extérieur = $\Phi (< 0)$

Production interne (désintégration radioactive) = $M H (> 0)$

$$M C \frac{dT}{dt} = \frac{dQ}{dt} = \Phi + M H$$

Flux de chaleur



**Production
de chaleur**

Eléments radioactifs libérant de la chaleur

Nucléide	^{238}U	^{235}U	^{232}Th	^{40}K
$T_{1/2}$ (Ga)	4,46	0,70	14,0	1,26

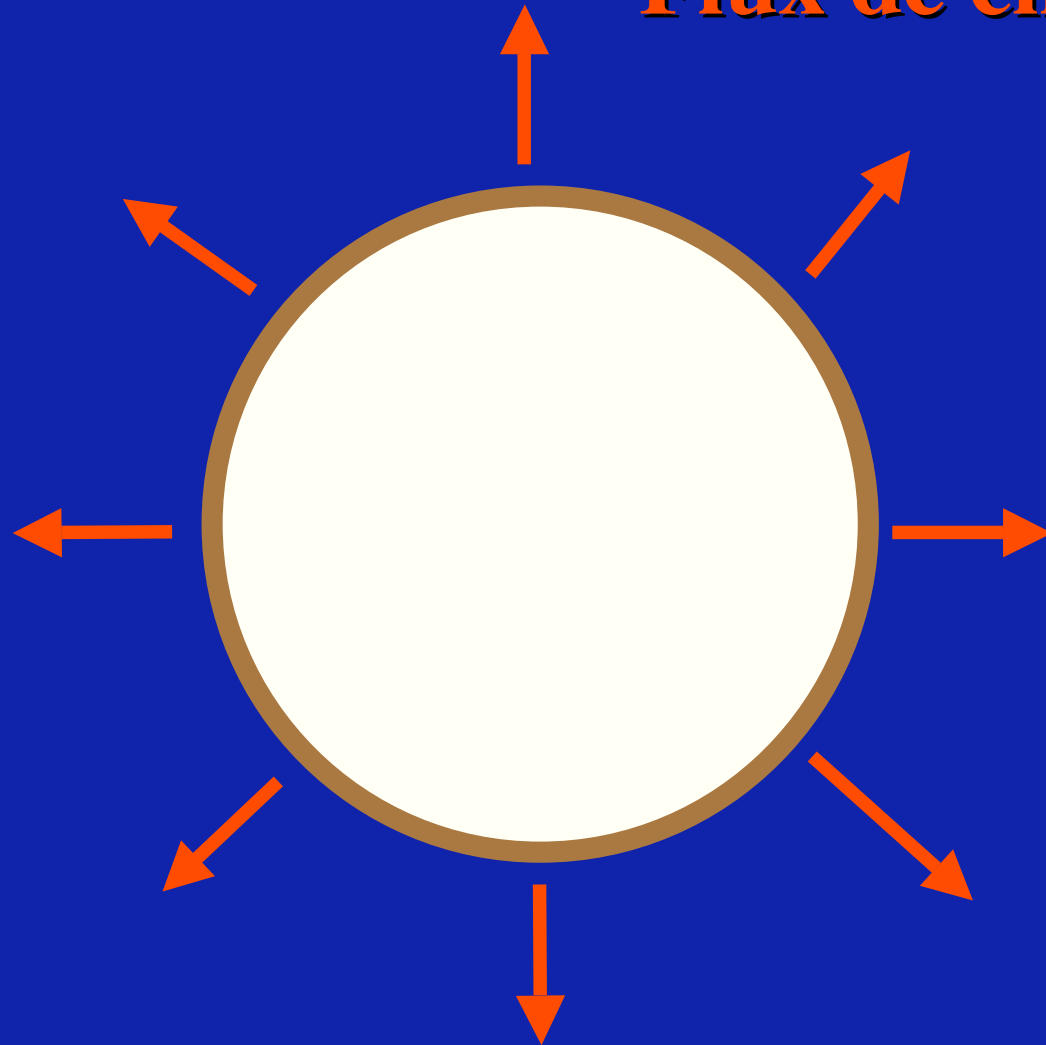
Production de chaleur de la Terre silicatée
(tout sauf noyau) $H = 5 \text{ pW kg}^{-1}$ ($\times 10^{-12} \text{ W kg}^{-1}$).

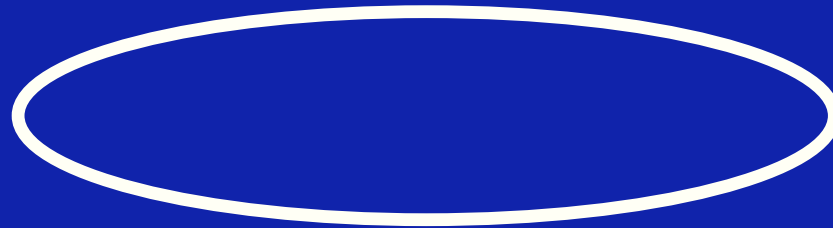
Production de chaleur par unité de volume
 $A = \rho H$, où ρ est la masse volumique.

**Production
de chaleur
M H**

$$M H = 20 \text{ TW } (\times 10^{12} \text{ W})$$

Flux de chaleur



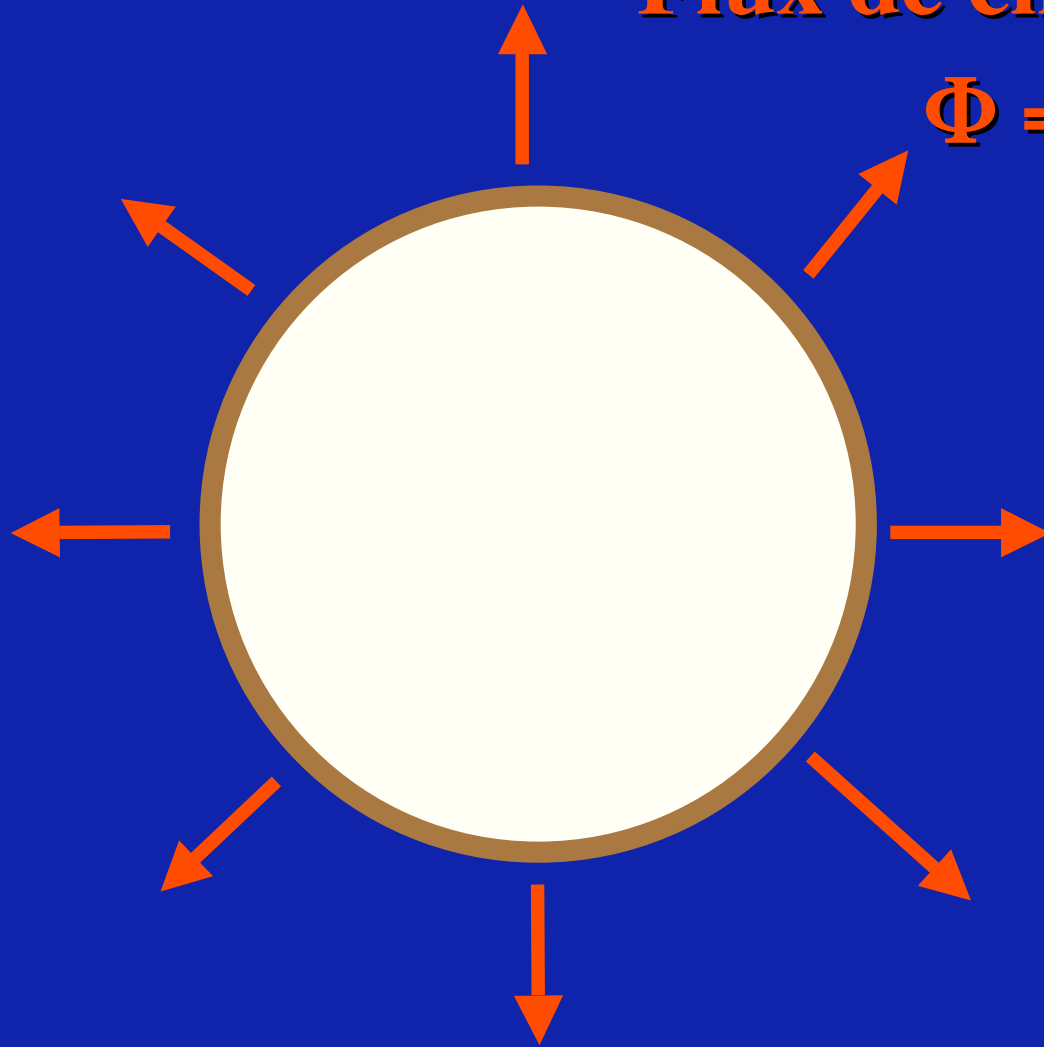


La densité de flux de chaleur ϕ est :

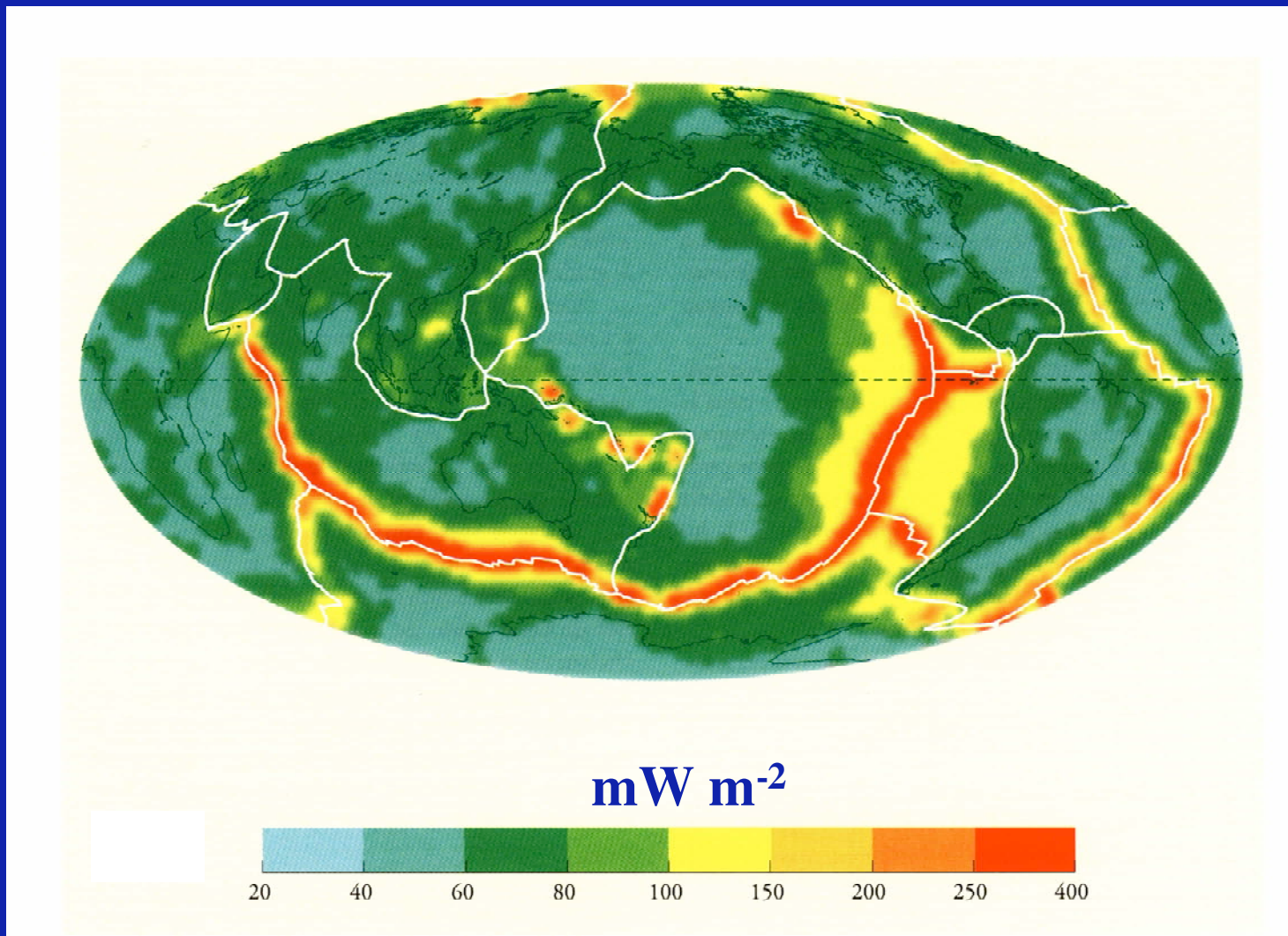
$$\phi = \frac{\text{Quantité de chaleur}}{\text{Unité de surface} \times \text{unité de temps}}$$

Flux de chaleur

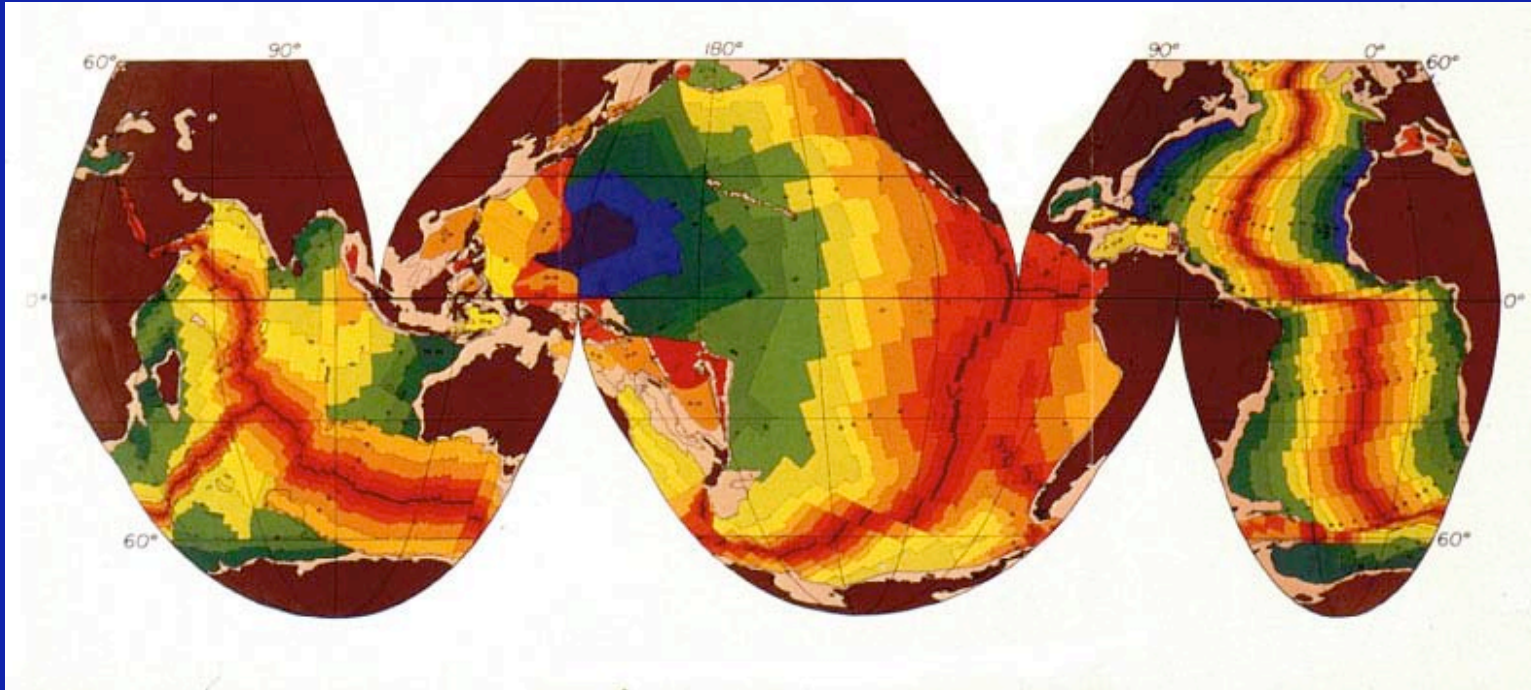
$$\Phi = \iint_S \phi \, dS$$



DISTRIBUTION DE LA DENSITE DE FLUX DE CHALEUR



FLUX DE CHALEUR TERRESTRE



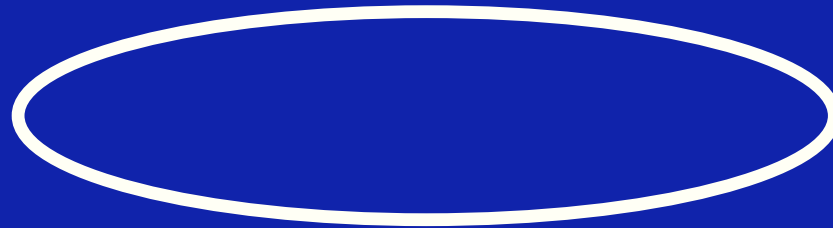
Densité moyenne de flux = $80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$

Flux total $\Phi \approx 40 \text{ TW} = 40 \cdot 10^{12} \text{ Watts}$

Bilan de chaleur:

$$\begin{aligned} M C \frac{dT}{dt} &= \Phi + M H \\ &= -20 \times 10^{12} \text{ W} \end{aligned}$$

$$\frac{dT}{dt} \approx -100 \text{ K Ga}^{-1}$$



La densité de flux de chaleur ϕ est :

$$\phi = \frac{\text{Quantité de chaleur}}{\text{Unité de surface} \times \text{unité de temps}}$$

Loi de Fourier (conduction)

Densité de flux de chaleur $\phi = k \frac{dT}{dz}$

Conductivité
thermique



Gradient
de
température



Attention aux signes (voir plus tard) !!

La loi de Fourier $\phi = k \frac{dT}{dz}$

Ou sa réciproque:

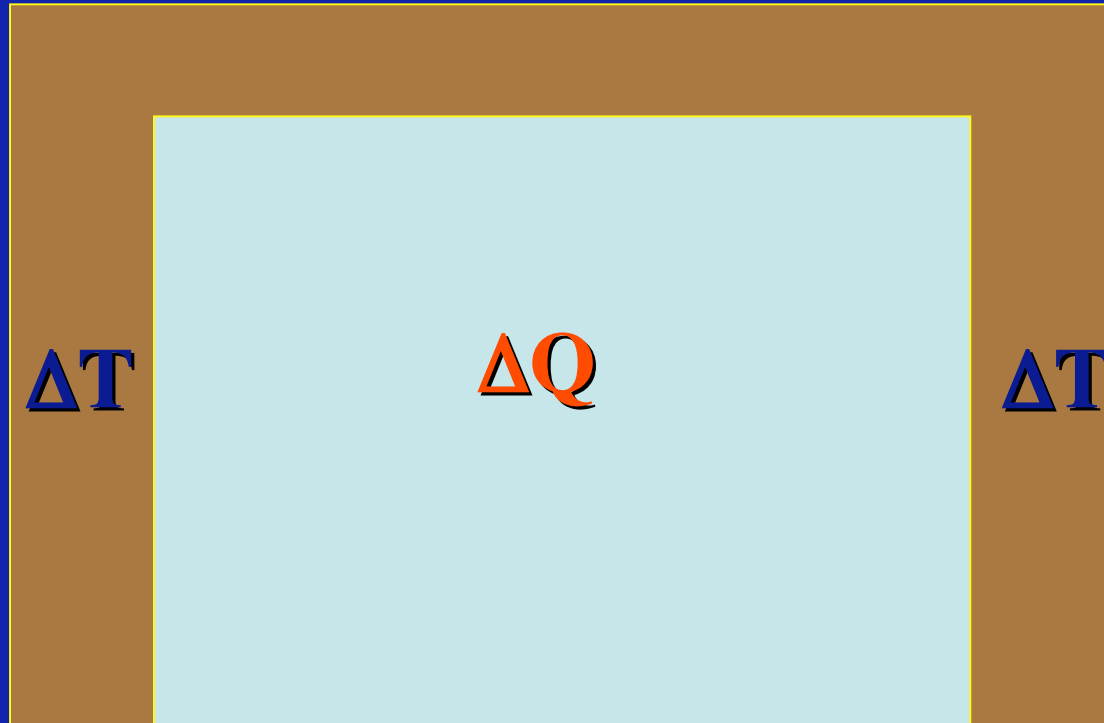
$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{k} \phi$$



“résistivité” thermique

est l’analogie de la loi d’Ohm: $U = R I$

Exemple: le chauffage d'une habitation



Murs d'épaisseur d .

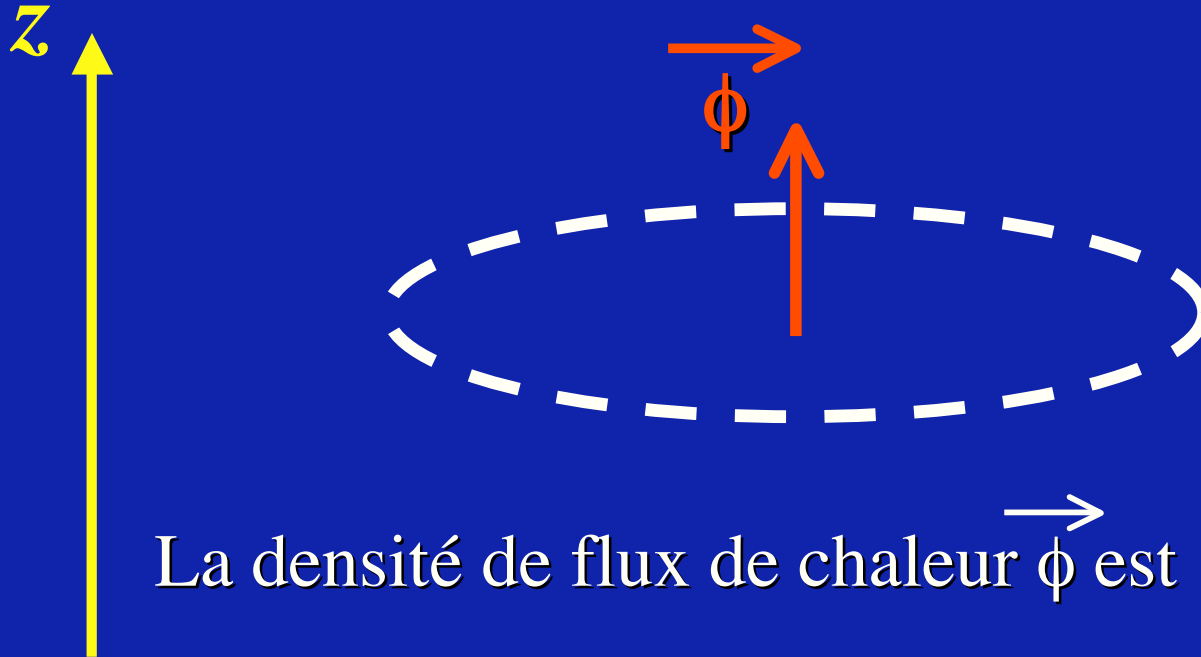
Energie apportée (chauffage) $\Delta Q = S \phi = S k \frac{\Delta T}{d}$

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{S} \frac{d}{k}$$

La conductivité thermique

Unités $W m^{-1} K^{-1}$

Matériau	Conductivité
Roches sédimentaires	1 - 6
Gneiss	2 - 6
Granite	2 - 6
Eau	0.6
Béton	0.9
Bois	0.2
Or	290



La densité de flux de chaleur $\vec{\phi}$ est :

un vecteur

(la chaleur est transportée dans une direction)

Projeté sur un axe (ici l'axe vertical Oz),
il est caractérisé par sa valeur algébrique

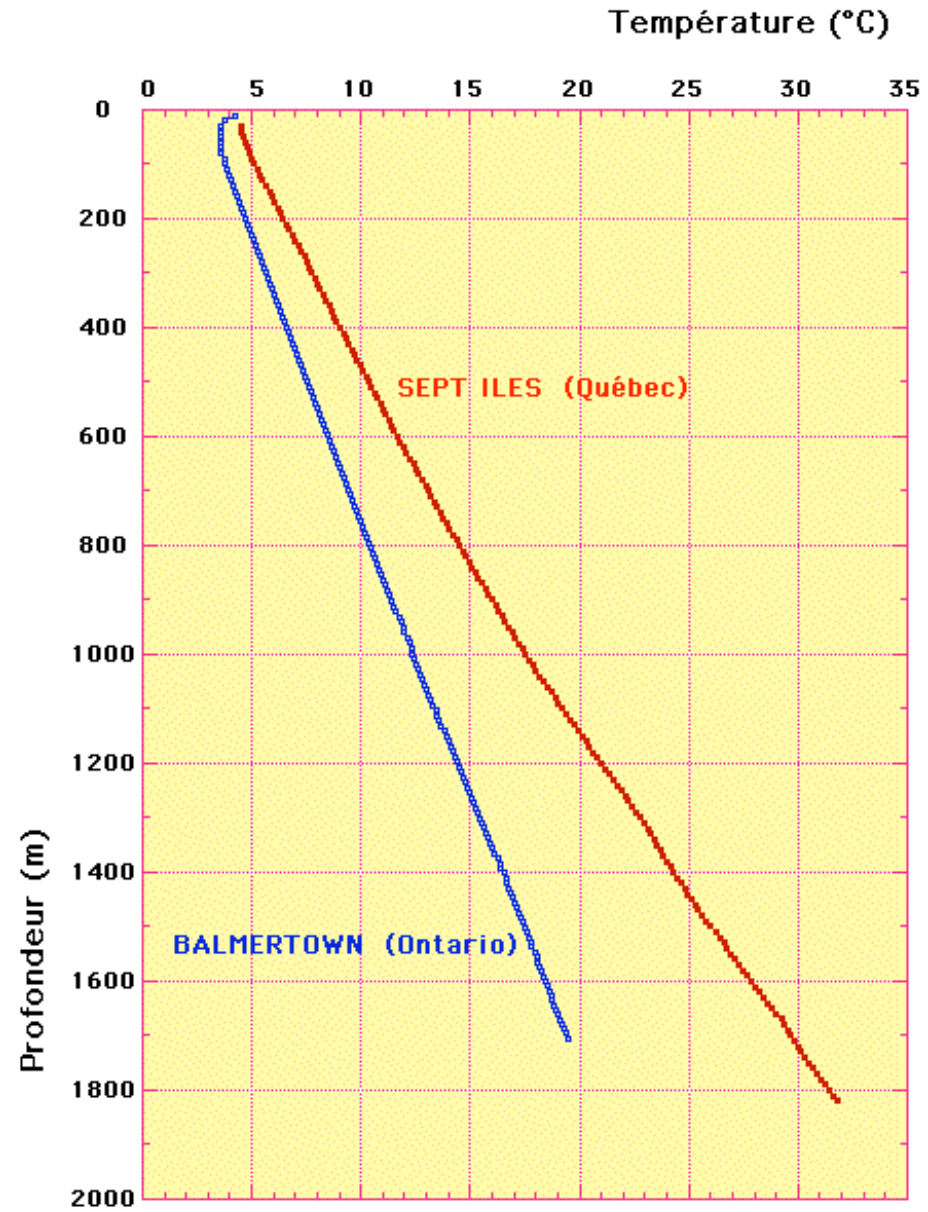
En valeurs algébriques selon l'axe Oz

$$\phi(z) = -k \frac{dT}{dz}$$

**Le transport de chaleur est de signe opposé
à celui du gradient de température:
(la chaleur va du chaud vers le froid).**

il tend à uniformiser les températures.

$$\phi = -k \frac{dT}{dz}$$





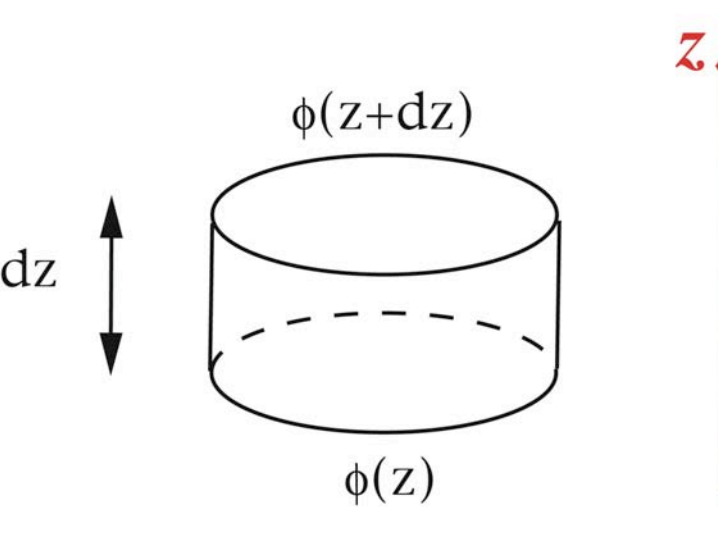
Sonde (thermistance
au 1/1000 °C)

**Conductivité thermique :
déterminée sur carottes de forage.**



**Bilan de chaleur
en régime permanent**
(le milieu est à
l'équilibre et
la température est
constante)

1. Pas de radioactivité



$\phi(z+dz)$

dz

$\phi(z)$

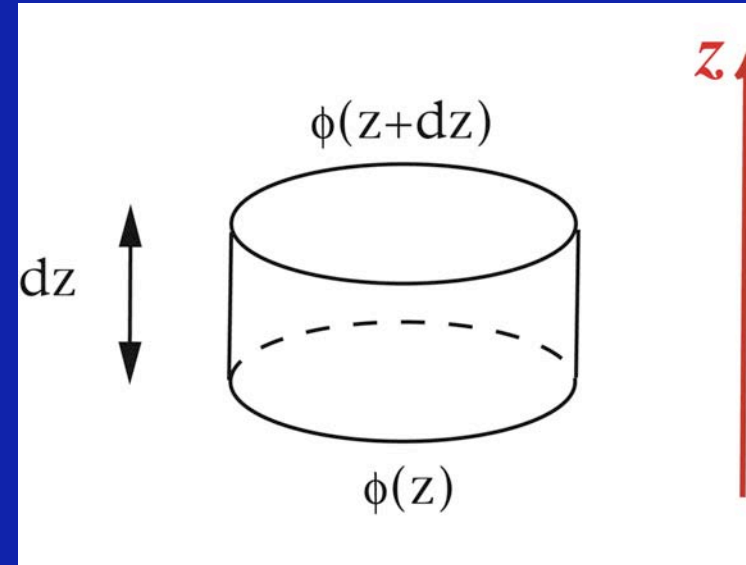
z

$$\phi(z) S - \phi(z+dz) S = 0$$
$$\frac{\phi(z+dz) - \phi(z)}{dz} = 0$$

$$\frac{d\phi}{dz} = 0$$

Conclusion:

$\phi(z) = \text{constant}$



The diagram shows a cylindrical shell of height dz and cross-sectional area S . The top surface is at height $z+dz$ and the bottom surface is at height z . A vertical z -axis is shown to the right of the cylinder.

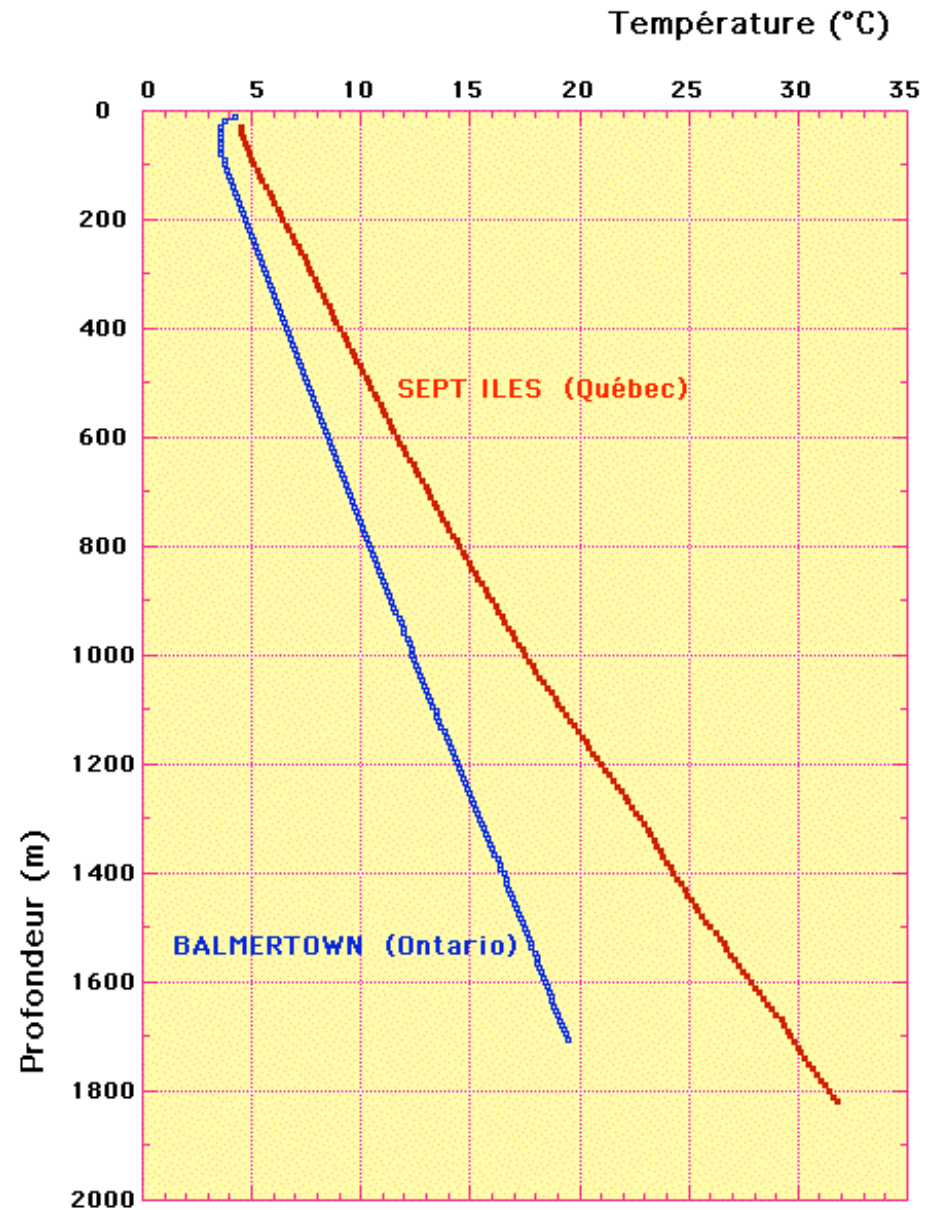
$$\phi(z) S - \phi(z+dz) S = 0$$
$$\frac{\phi(z+dz) - \phi(z)}{dz} = 0$$

$$\frac{d\phi}{dz} = 0$$

Gradient géothermique superficiel

(continent ancien)

$\approx 10 - 15 \text{ K km}^{-1}$

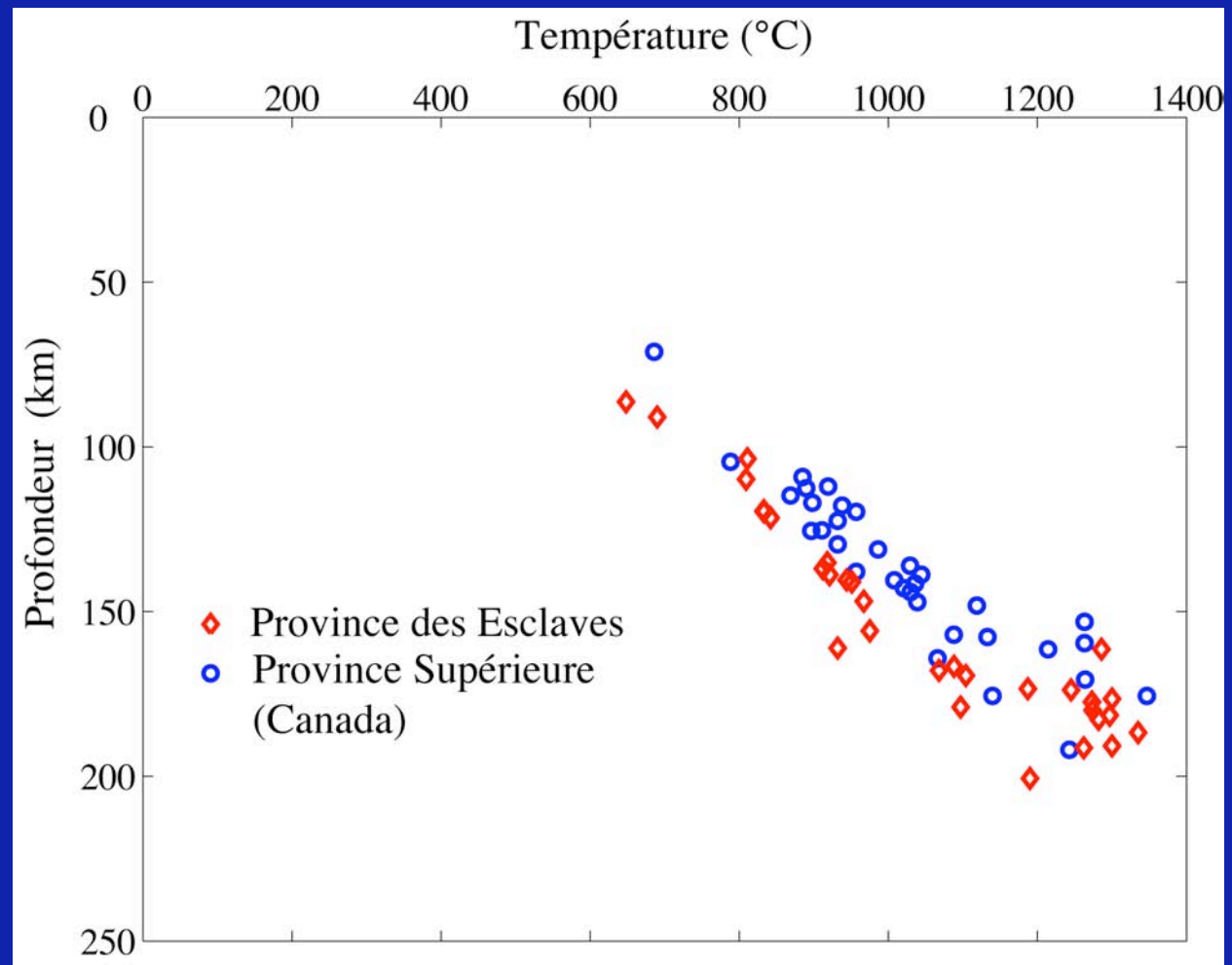


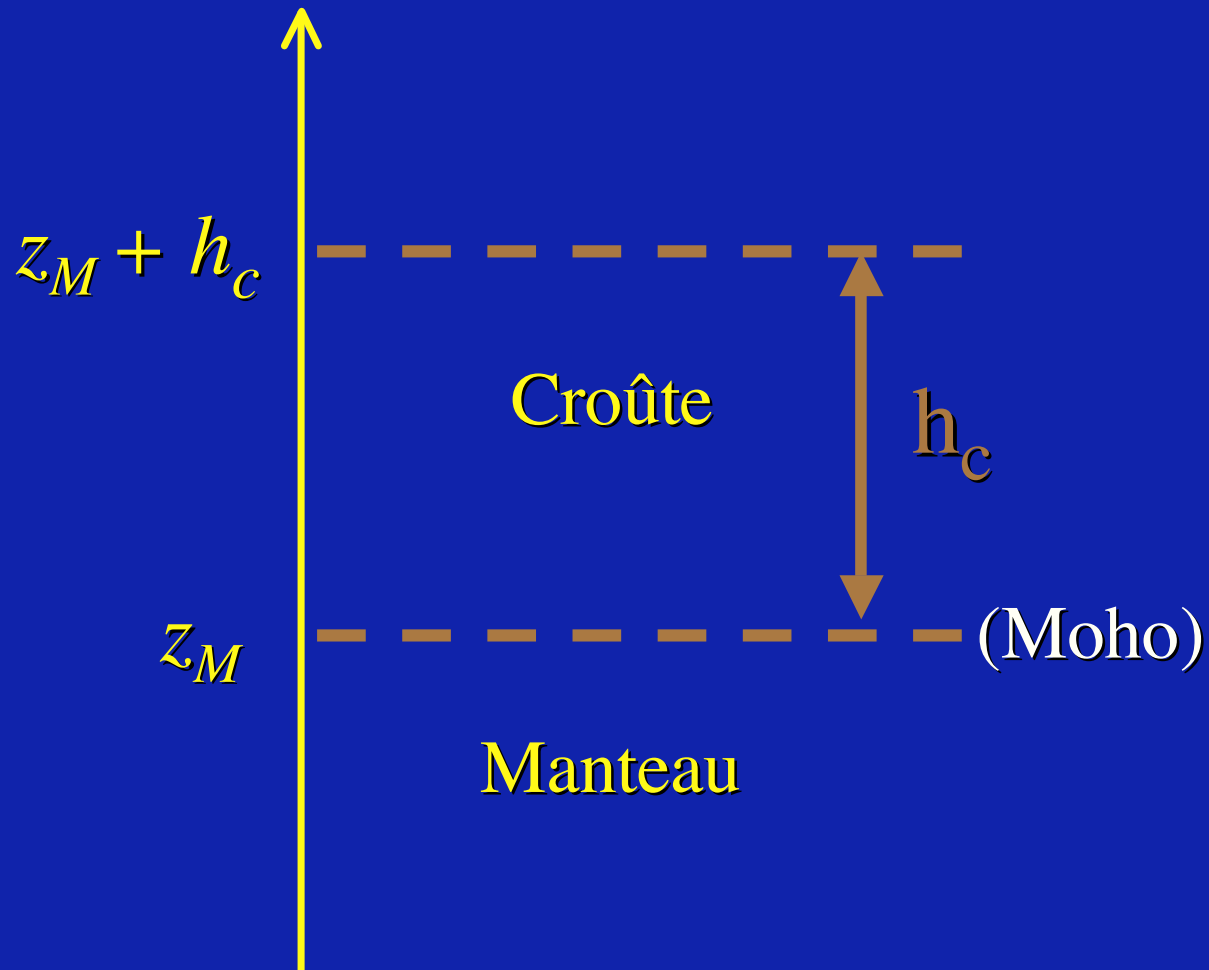
Gradient géothermique profond

(sous la croûte)

(continent ancien)

$\approx 5 \text{ K km}^{-1}$



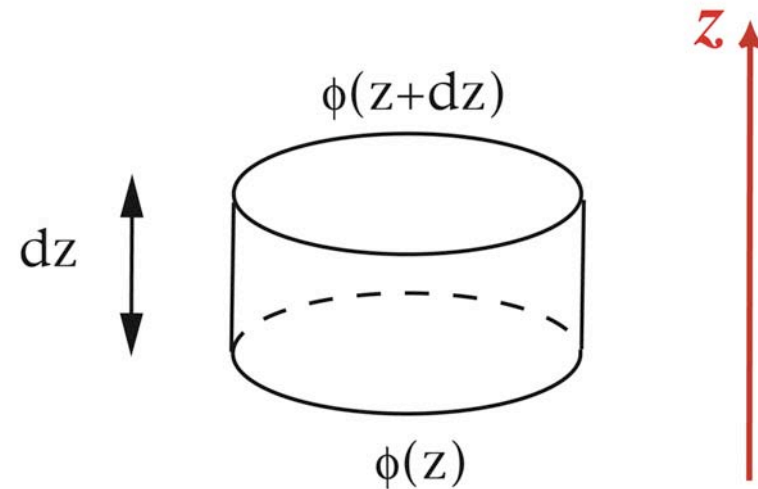


La croûte est enrichie en éléments radioactifs:
 $H_c \approx 100 \times H$ (moyenne terrestre)

Bilan de chaleur en régime permanent

2. Avec radioactivité

**A = production de
chaleur / unité de volume**



$$\phi(z) S - \phi(z+dz) S + A (S dz) = 0$$

$$- \frac{\phi(z+dz) - \phi(z)}{dz} + A = 0$$

$$- \frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

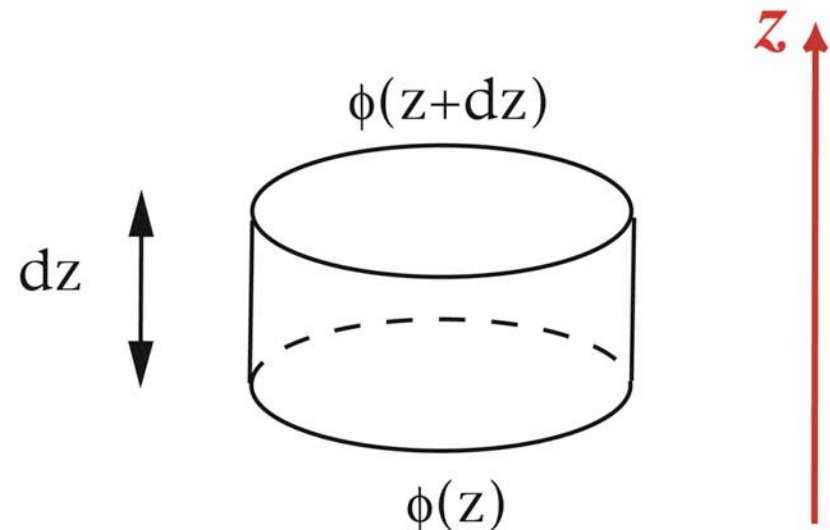
Conséquence :

$$\phi(h_c + z_M) - \phi(z_M)$$

$$= \int_{z_M}^{h_c + z_M} A(z) dz$$

$A = \text{constante}$

$$\phi(h_c + z_M) = \phi(z_M) + A h_c$$



$$-\frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

Conséquence :

$A = \text{constante}$

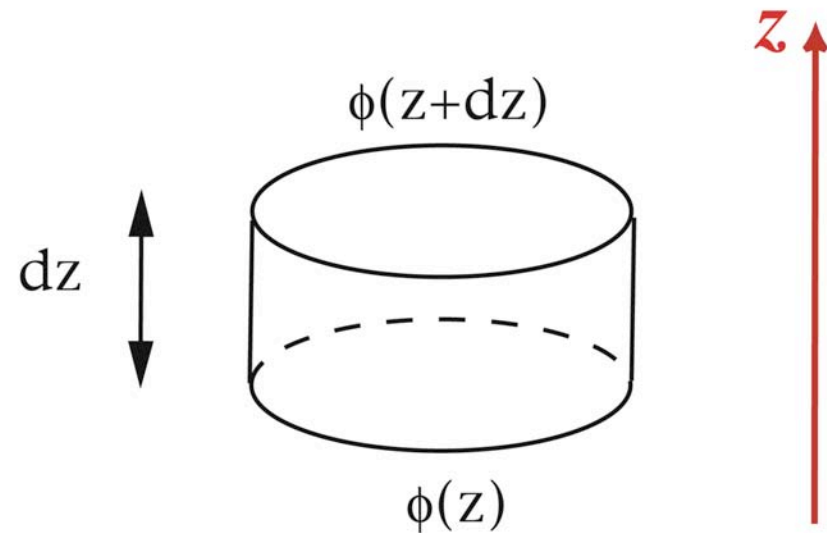
$$\phi(h_c + z_M) = \phi(z_M) + A h_c.$$

Pour la Terre:

$$\phi(h_c + z_M) > \phi(z_M)$$

et donc aussi $\left| \frac{dT}{dz} \right| (h_c + z_M) > \left| \frac{dT}{dz} \right| (z_M).$

Attention aux signes (ici ce sont les valeurs absolues qui sont indiquées)

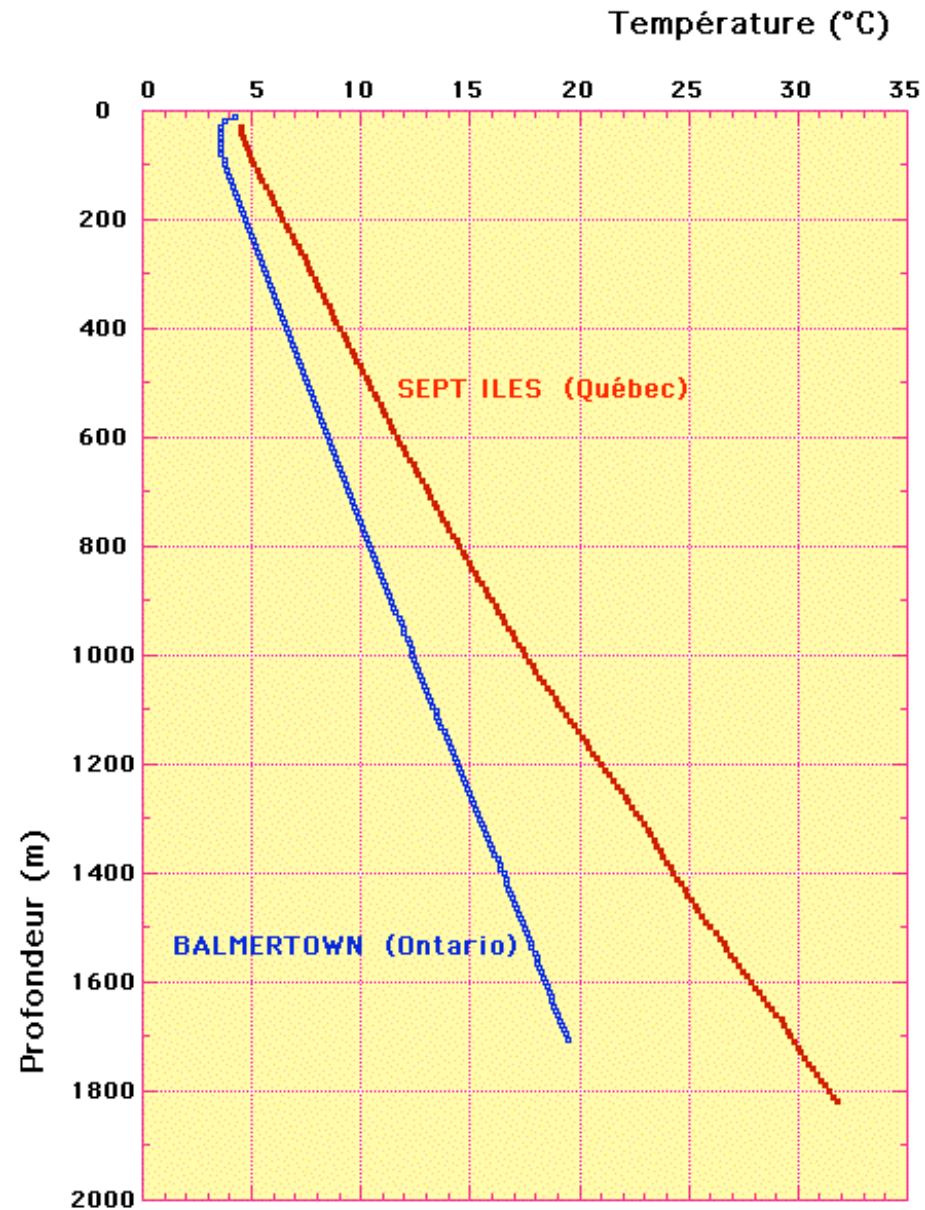


$$-\frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

Gradient géothermique superficiel

(continent ancien)

$\approx 10 - 15 \text{ K km}^{-1}$

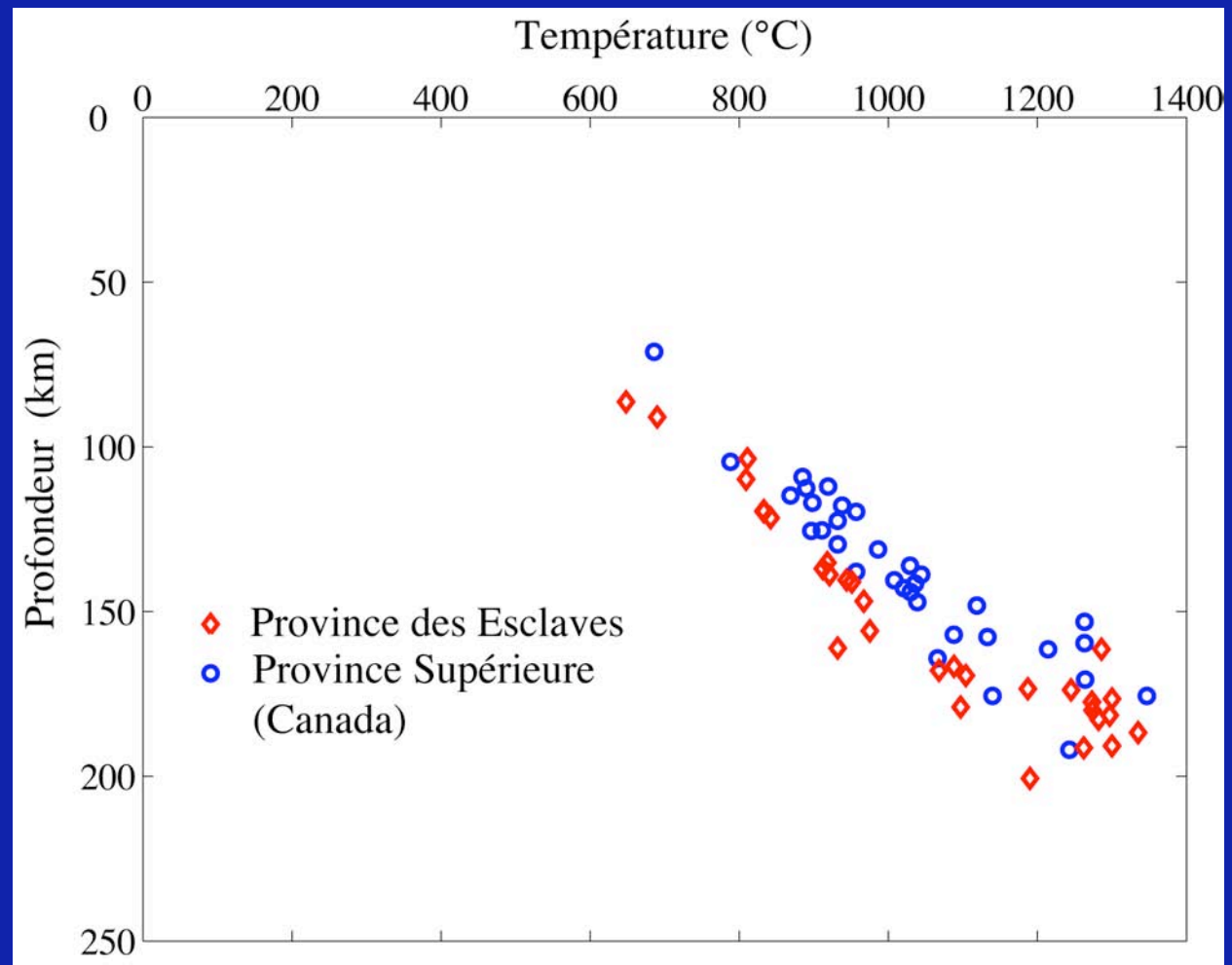


Gradient géothermique profond

(sous la croûte)

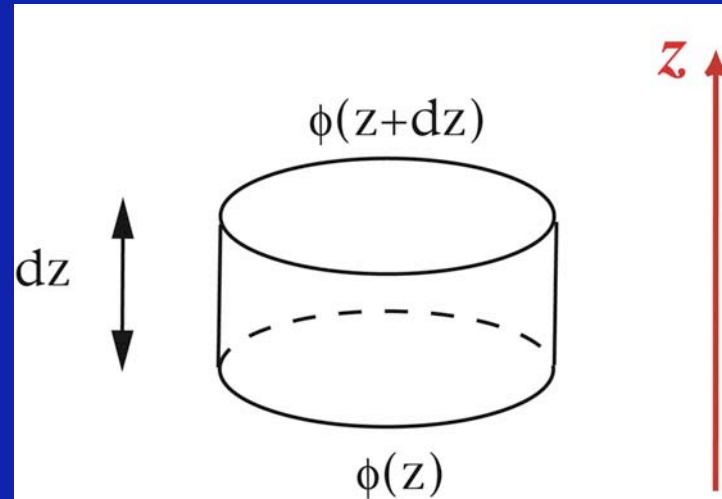
(continent ancien)

$\approx 5 \text{ K km}^{-1}$





EQUATION DE LA TEMPERATURE



$$-\frac{d\phi}{dz} + A = 0$$

$$\phi = -k \frac{dT}{dz}$$

$$k \frac{d^2T}{dz^2} + A = 0$$

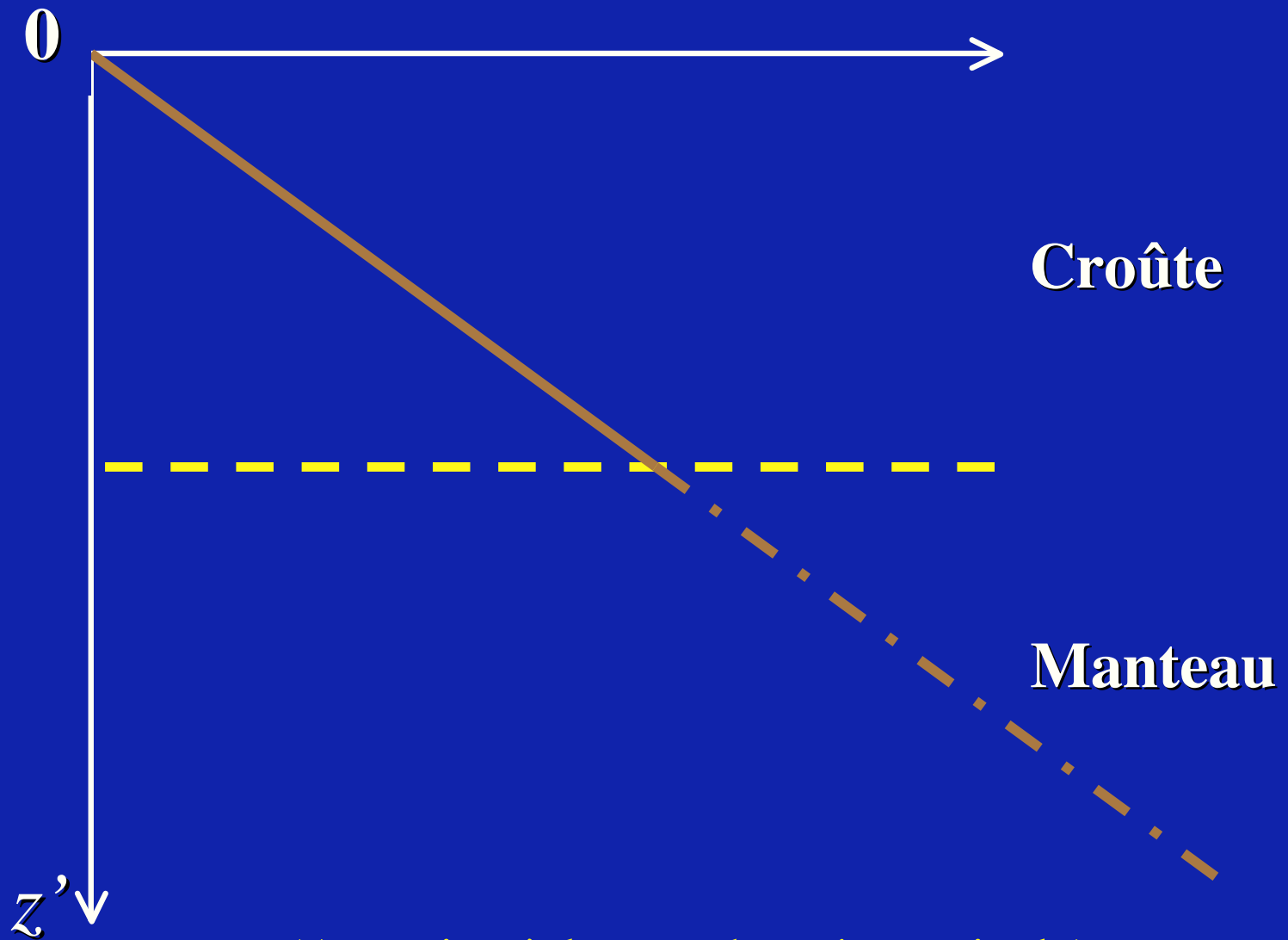
$$k \frac{d^2T}{dz^2} + A = 0$$

(1) Pas de production de chaleur $A = 0$

$$k \frac{d^2T}{dz^2} = 0$$

$$\frac{dT}{dz} = \text{cte}$$

PROFIL VERTICAL DE LA TEMPERATURE



(Attention à la coordonnée verticale)

$$k \frac{d^2T}{dz^2} + A = 0$$

(2) Avec production de chaleur A (cte)

$$\frac{d^2T}{dz^2} = - \frac{A}{k}$$

PROFIL VERTICAL DE LA TEMPERATURE

