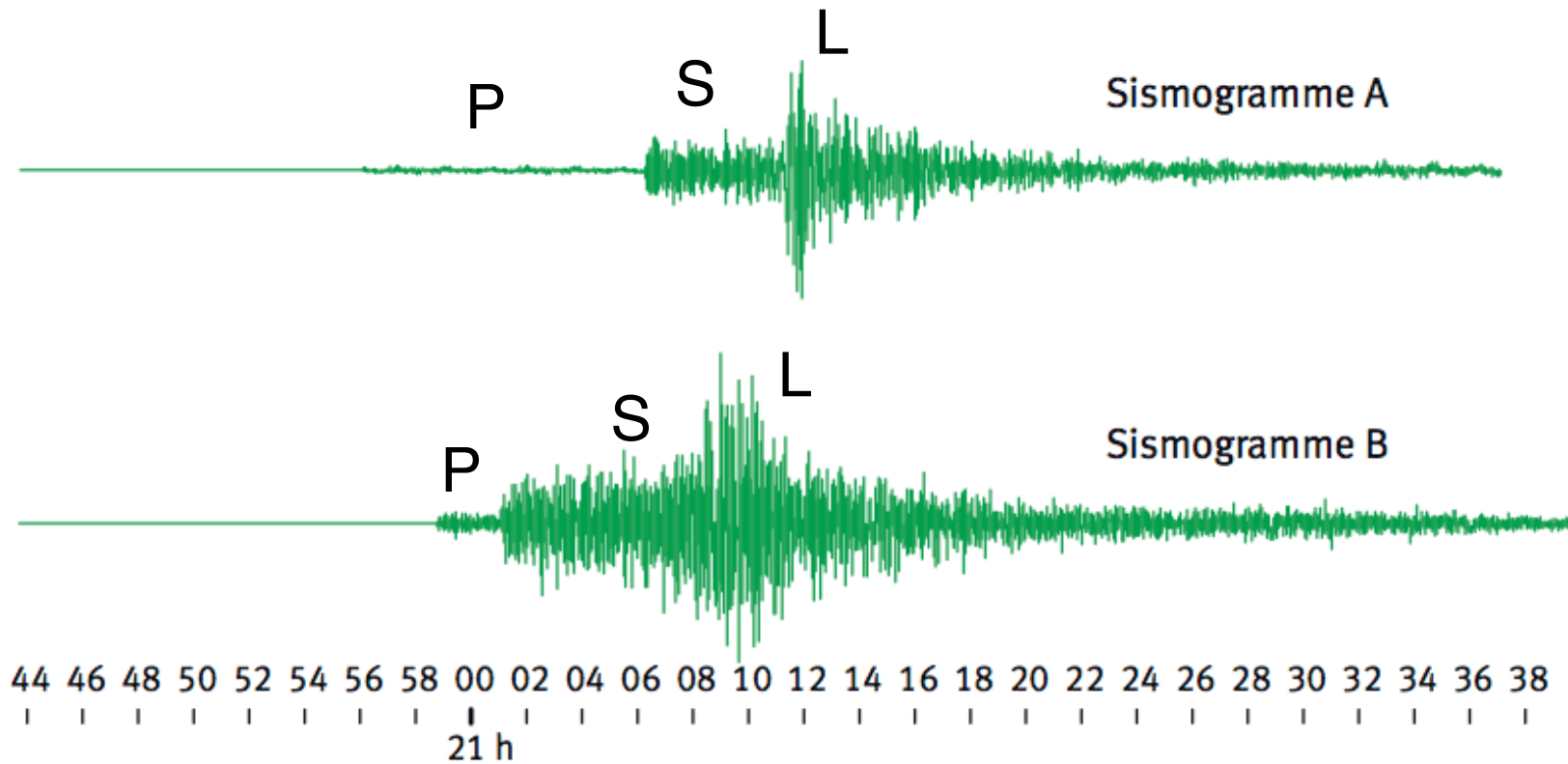


TD 1

Structure et dynamique du globe

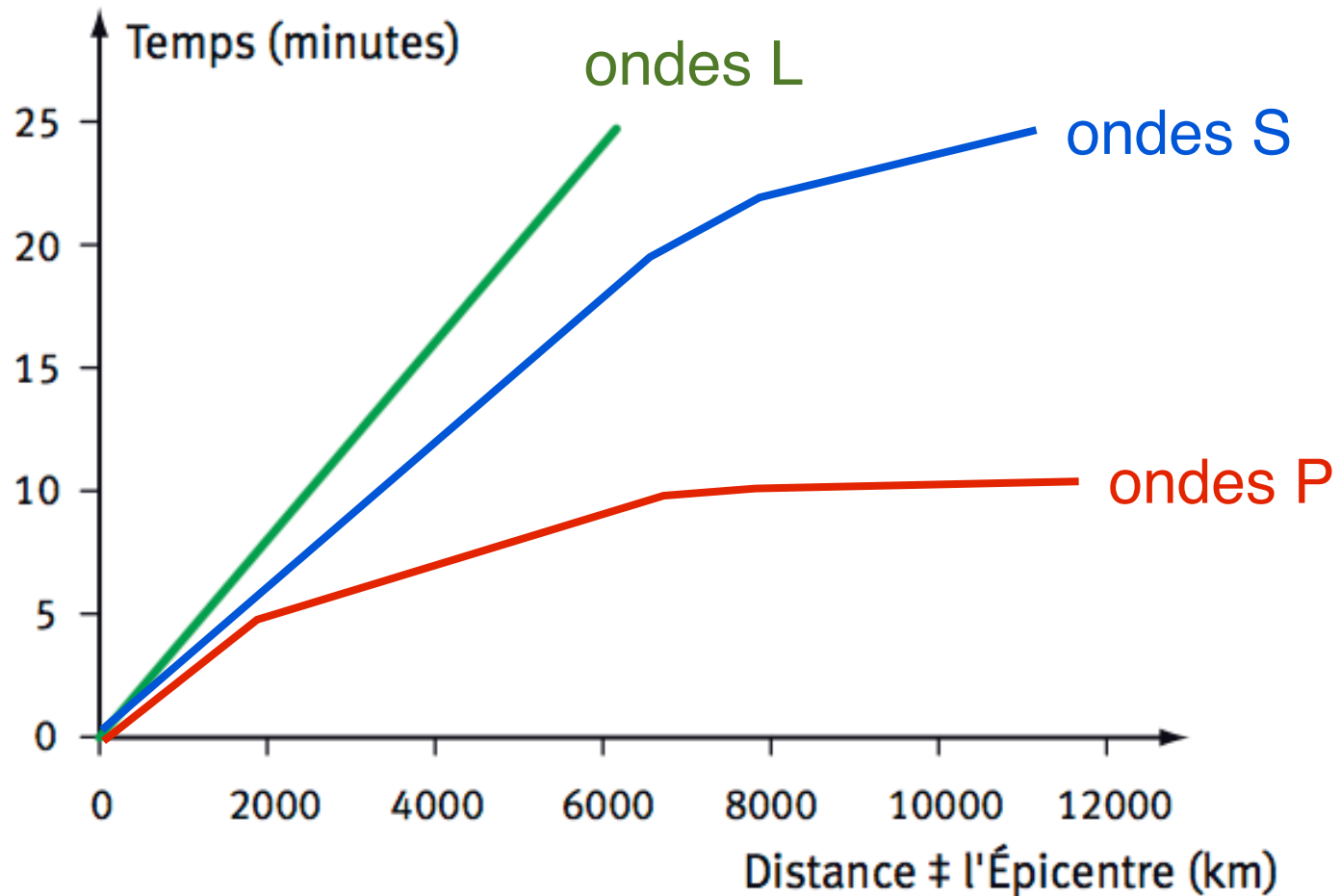
# 1. Les données permettant de connaître la structure profonde de la Terre

# Exercice 1



Heure et vitesse d'arrivée	Station A Hawaï	Station B Australie	Station C
ondes P	20h57 => v= 10 km.s	20h59 => v= 10 km.s	20h50 => v= 6,9 km.s
ondes S	21h05 => v= 5,8 km.s	21h08 => v= 5,9 km.s	

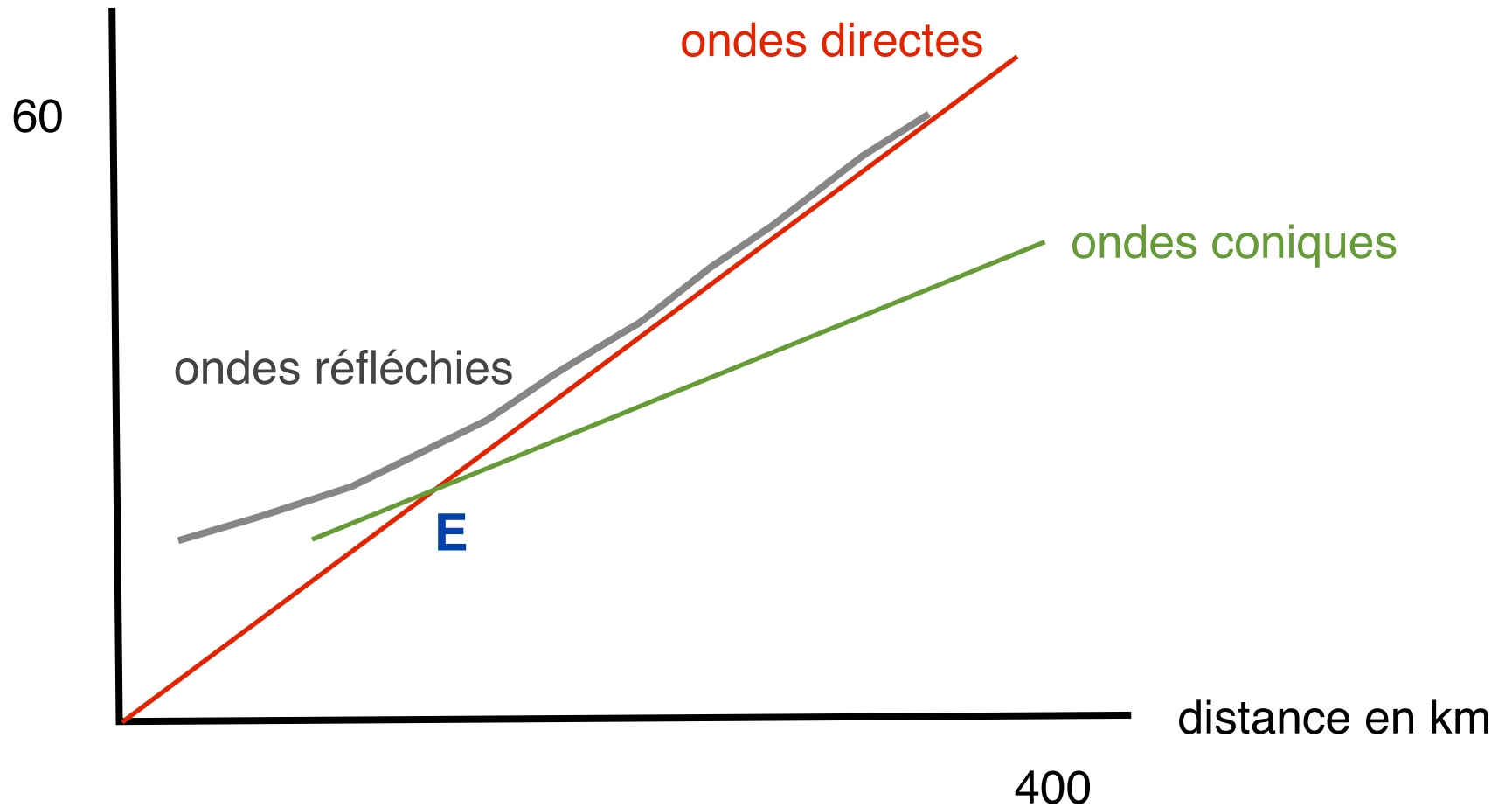
# Exercice 1



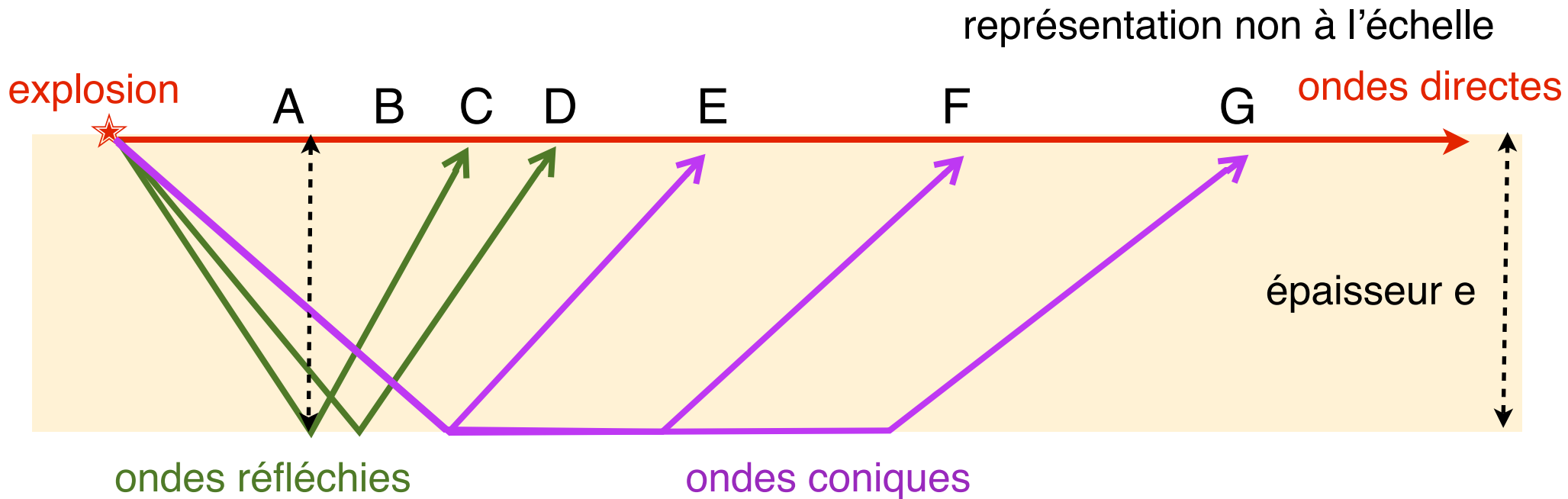
L correspond aux ondes de surface, à trajet linéaire, dans un milieu homogène. P et S traversent des milieux différents : trajet en profondeur => idées de couches de densités différentes ?

# Exercice 2

temps d'arrivée en secondes



# Exercice 2



## Pythagore

$$e^2 + (\frac{1}{2} \text{ distance à C})^2 = (\frac{1}{2} \text{ trajet de l'onde réfléchie})^2$$

$$\frac{1}{2} \text{ trajet de l'onde réfléchie} = \frac{1}{2} \times \text{vitesse} \times 12,7 \text{ secondes} = 35,5 \text{ km}$$

$$\frac{1}{2} \text{ distance à C} = 20 \text{ km}$$

$$\Rightarrow e = 29,5 \text{ km}$$

## Vitesse dans la discontinuité

Pour E et F, il y a 15 s d'écart pour parcourir les 120 km de différence le long de la discontinuité donc  $v = 120/15 = 8 \text{ km.s}^{-1}$ .

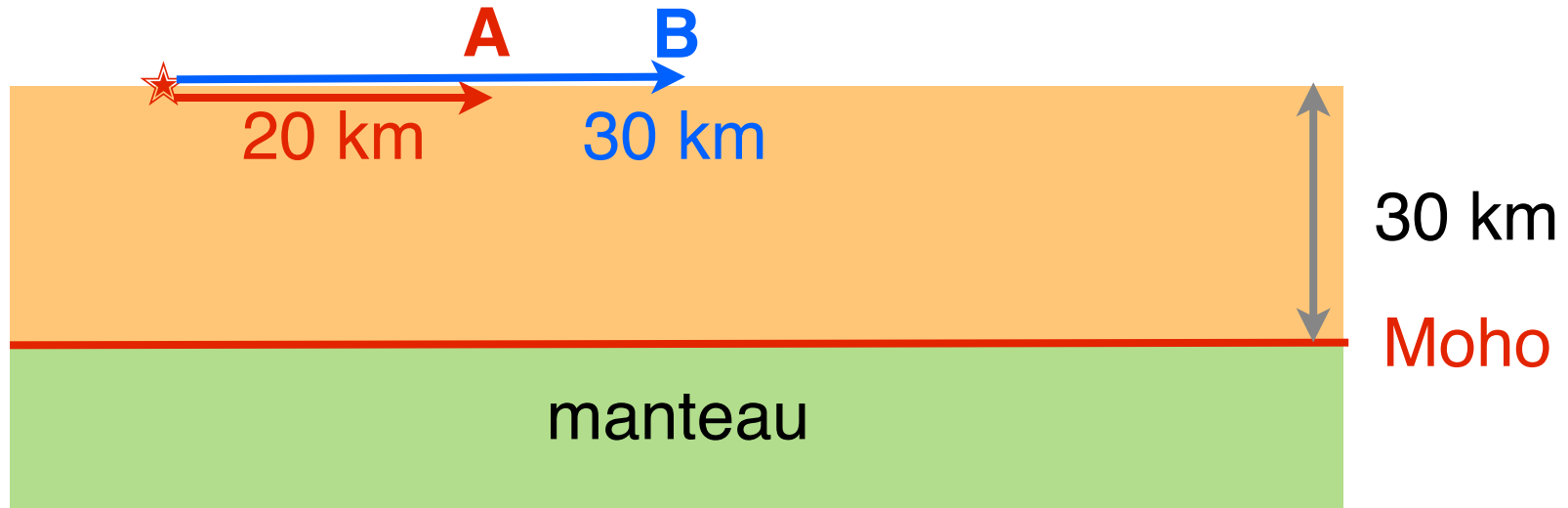
# Quelques explications des stations

## Station A

Seule l'onde directe est enregistrée. Temps de parcours de 3,6 s donc une vitesse de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$ .

## Station B

Seule l'onde directe est enregistrée. Temps de parcours de 5,3 s.



L'onde réfléchiée n'a pas été enregistrée (trop faible ? très retardée ?)

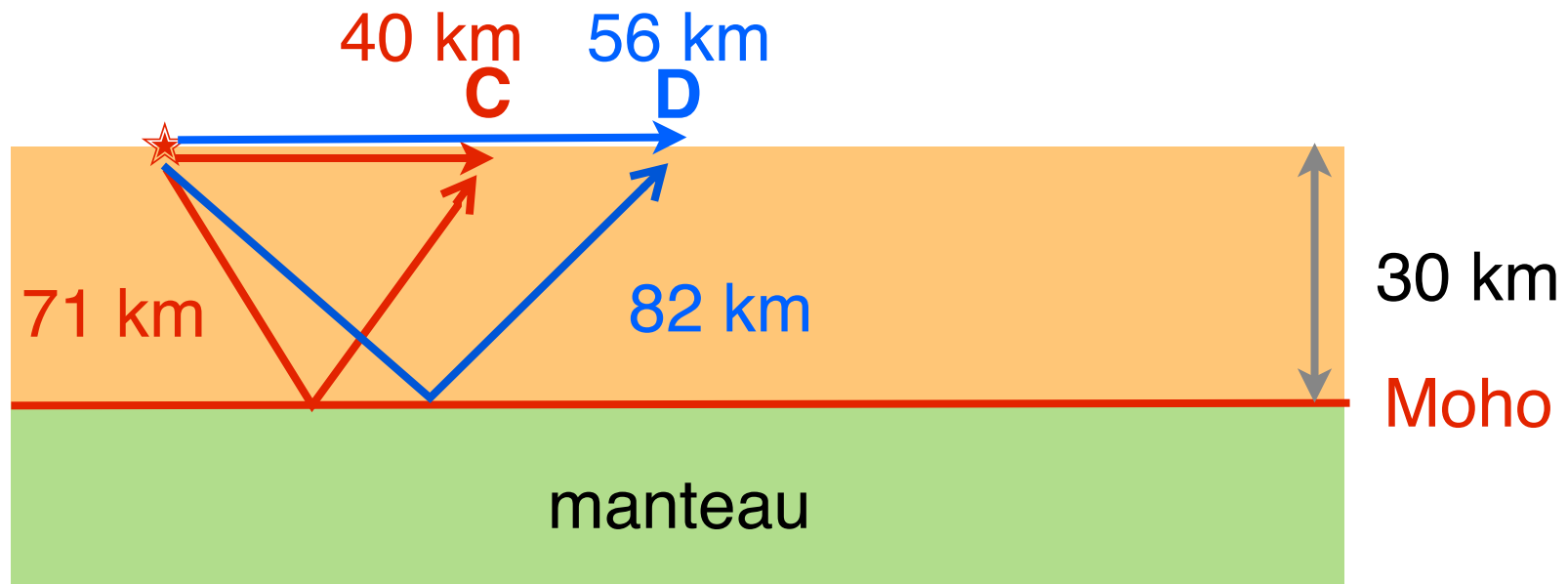
# Quelques explications des stations

## Station C

L'onde directe est toujours enregistrée : sa vitesse de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$  donne un temps de parcours de  $7,3 \text{ s}$ . L'onde qui arrive ensuite est réfléchie : elle parcourt  $71 \text{ km}$  (Pythagore) soit  $12,7 \text{ s}$ .

## Station D

L'onde directe est toujours enregistrée : sa vitesse de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$  donne un temps de parcours de  $10 \text{ s}$ . L'onde qui arrive ensuite est réfléchie : elle parcourt  $82 \text{ km}$  (Pythagore) soit  $14,6 \text{ s}$ .



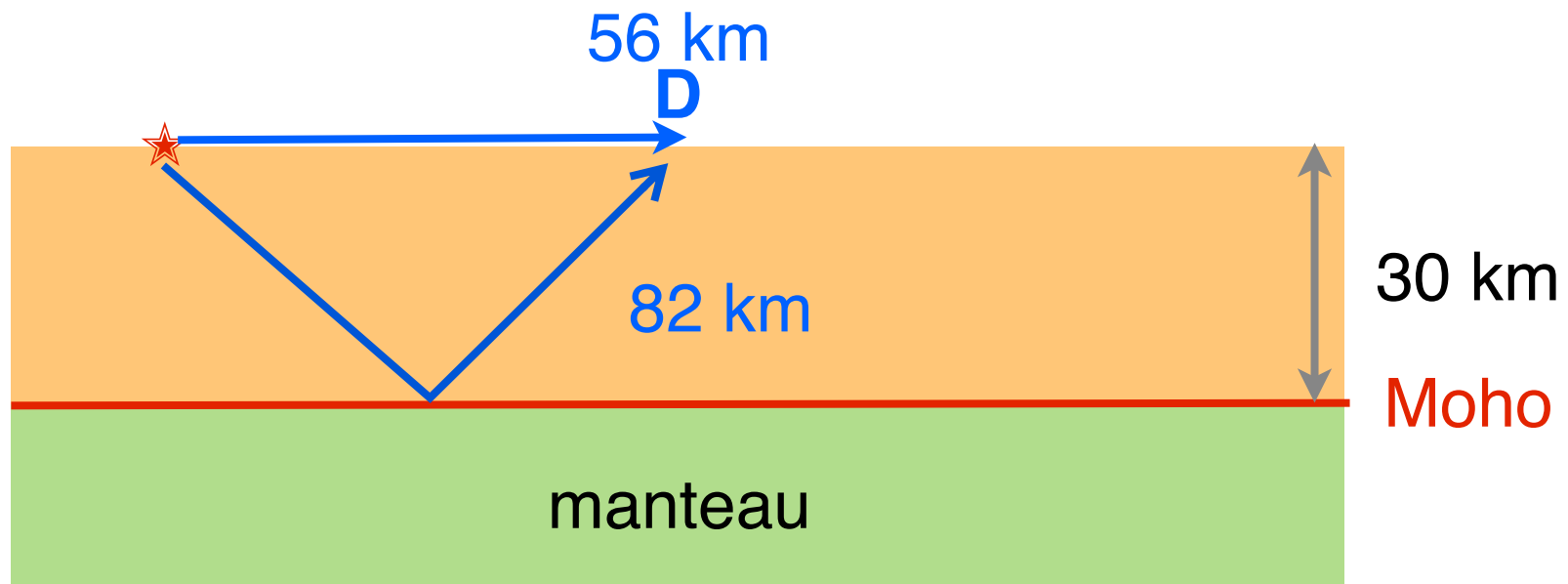


# Quelques explications des stations

## Station E

L'onde directe est toujours enregistrée : sa vitesse de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$  donne un temps de parcours de  $24,1 \text{ s}$ . L'onde réfléchie arrive peu après : en s'éloignant du foyer, le trajet des deux ondes tend vers la même longueur donc les 2 ondes arrivent en même temps (leurs trains d'ondes se confondent).

Cependant, il est apparu une onde conique : elle apparaît lorsque l'onde atteint l'angle limite.

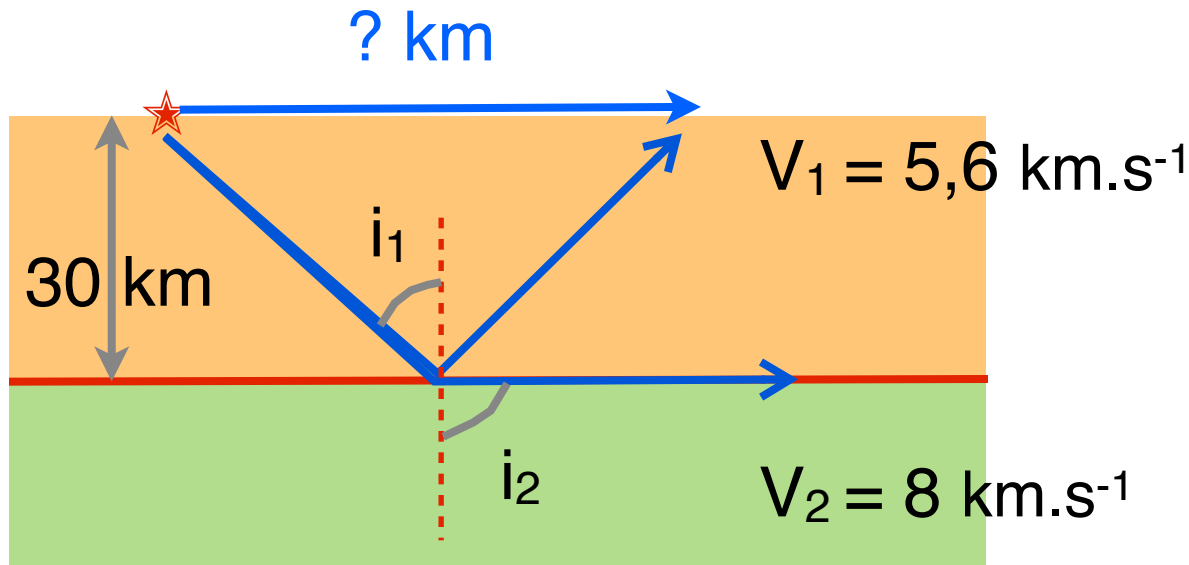


# Quelques explications des stations

## Station E

L'onde directe est toujours enregistrée : sa vitesse de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$  donne un temps de parcours de  $24,1 \text{ s}$ . L'onde réfléchie arrive peu après : en s'éloignant du foyer, le trajet des deux ondes tend vers la même longueur donc les 2 ondes arrivent en même temps (leurs trains d'ondes se confondent).

Cependant, il est apparu une onde conique : elle apparaît lorsque l'onde atteint l'angle limite.



$$\sin i_1 / V_1 = \sin i_2 / V_2$$

ici  $i_2 = 90^\circ = \text{angle limite}$   
donc  $i_1 = \arcsin (V_1/V_2)$

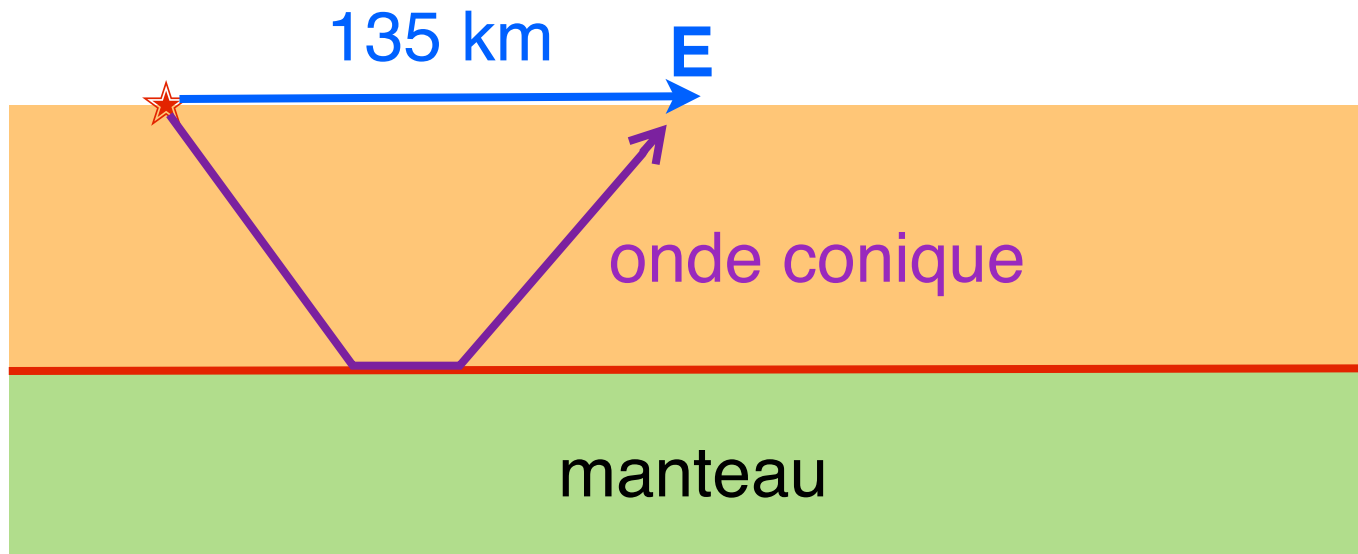
donc la distance limite où apparaît une onde conique est de  $58,8 \text{ km}$ .

# Quelques explications des stations

## Station E

L'onde directe et l'onde réfléchiée ont le même train d'onde.

En E, l'onde conique arrive **simultanément** avec l'onde directe.

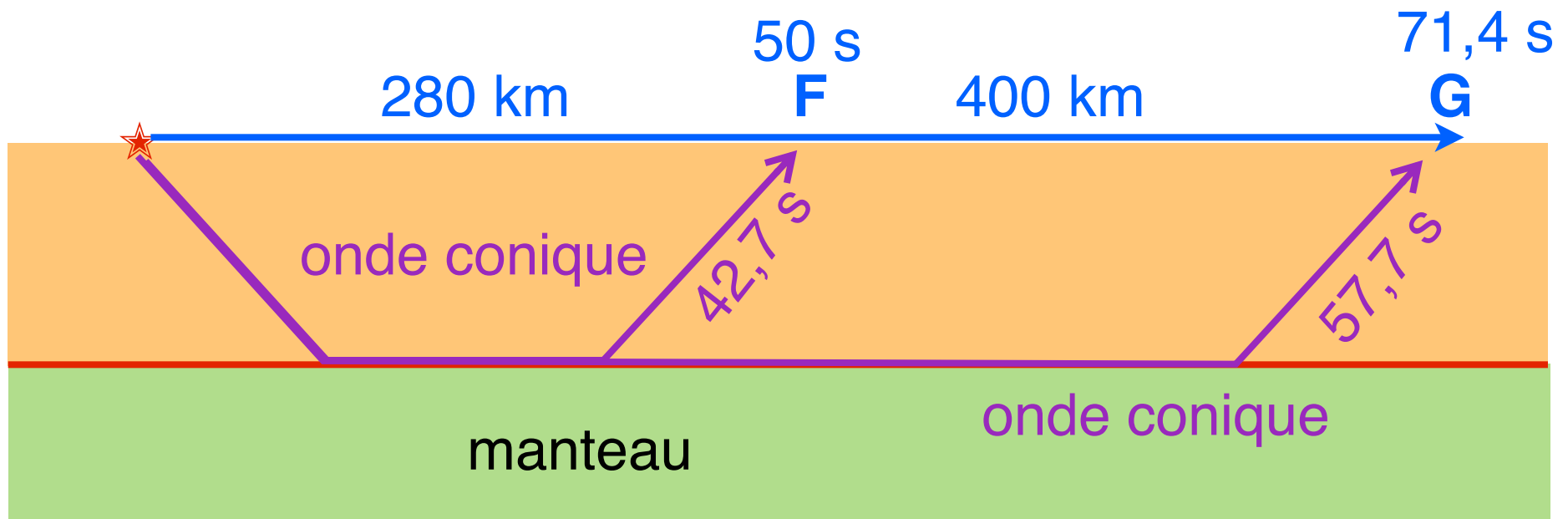


# Quelques explications des stations

## Stations F et G

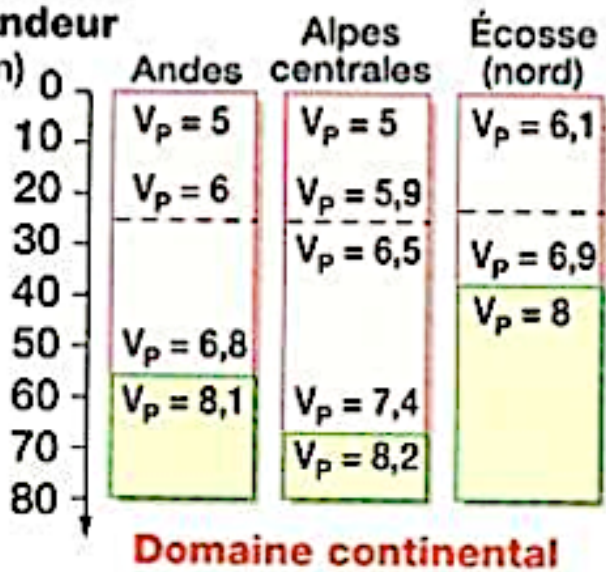
L'onde directe et l'onde réfléchiée ont le même train d'onde.

En F et G, l'onde conique arrive **avant** l'onde directe : le trajet sur l'interface, à  $8 \text{ km.s}^{-1}$ , a permis de rattraper l'onde directe.

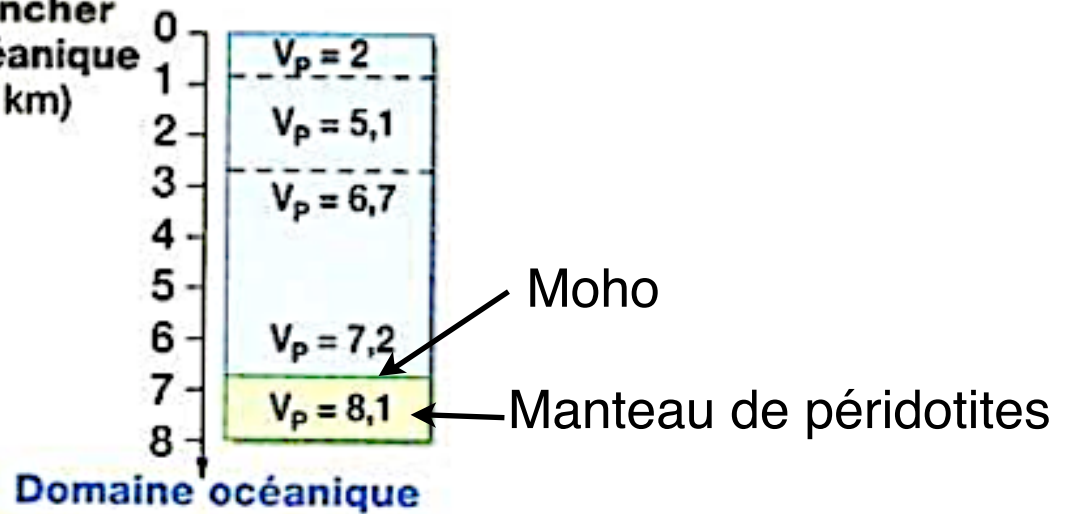


# Exercice 3

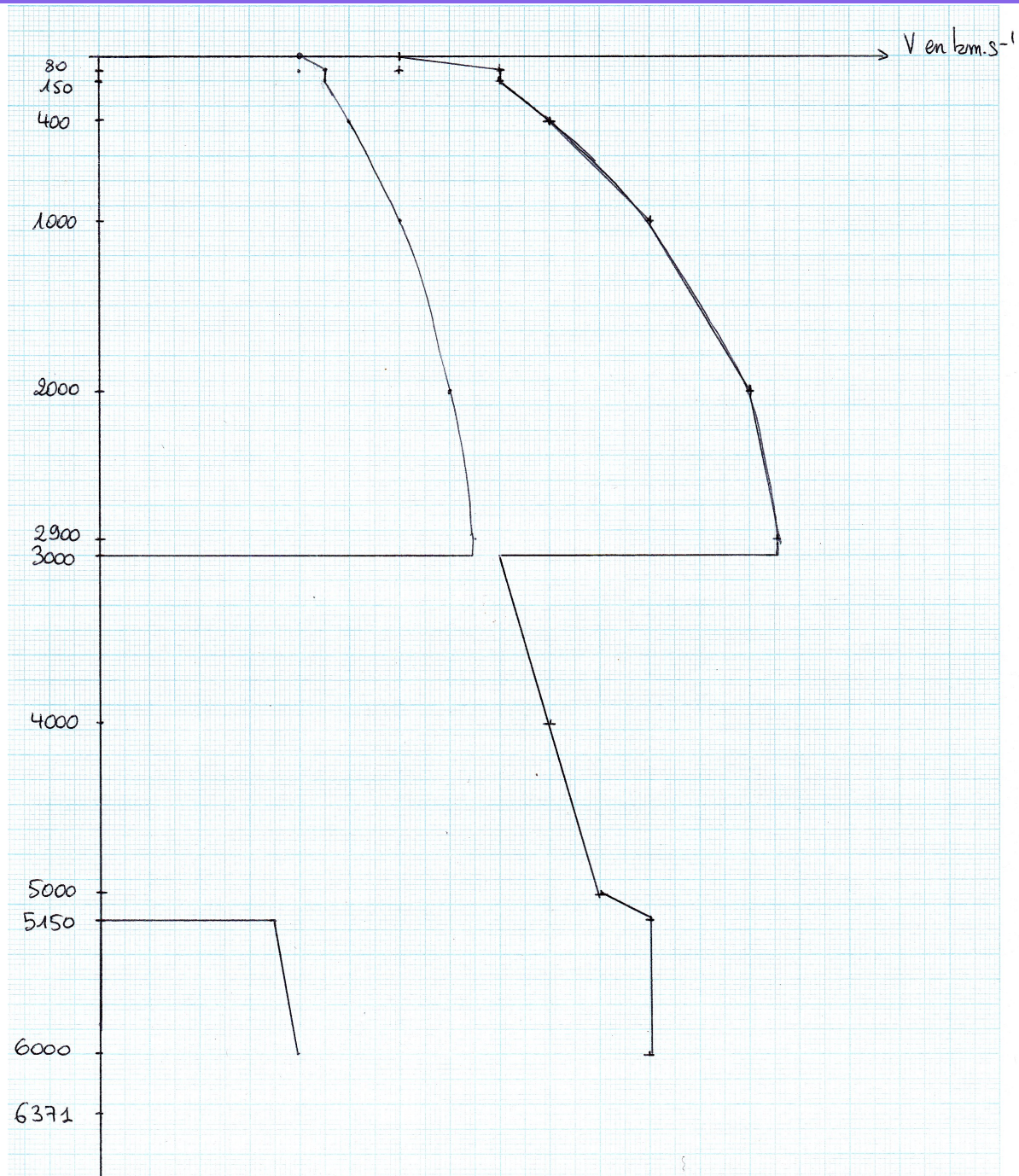
Profondeur  
(en km)



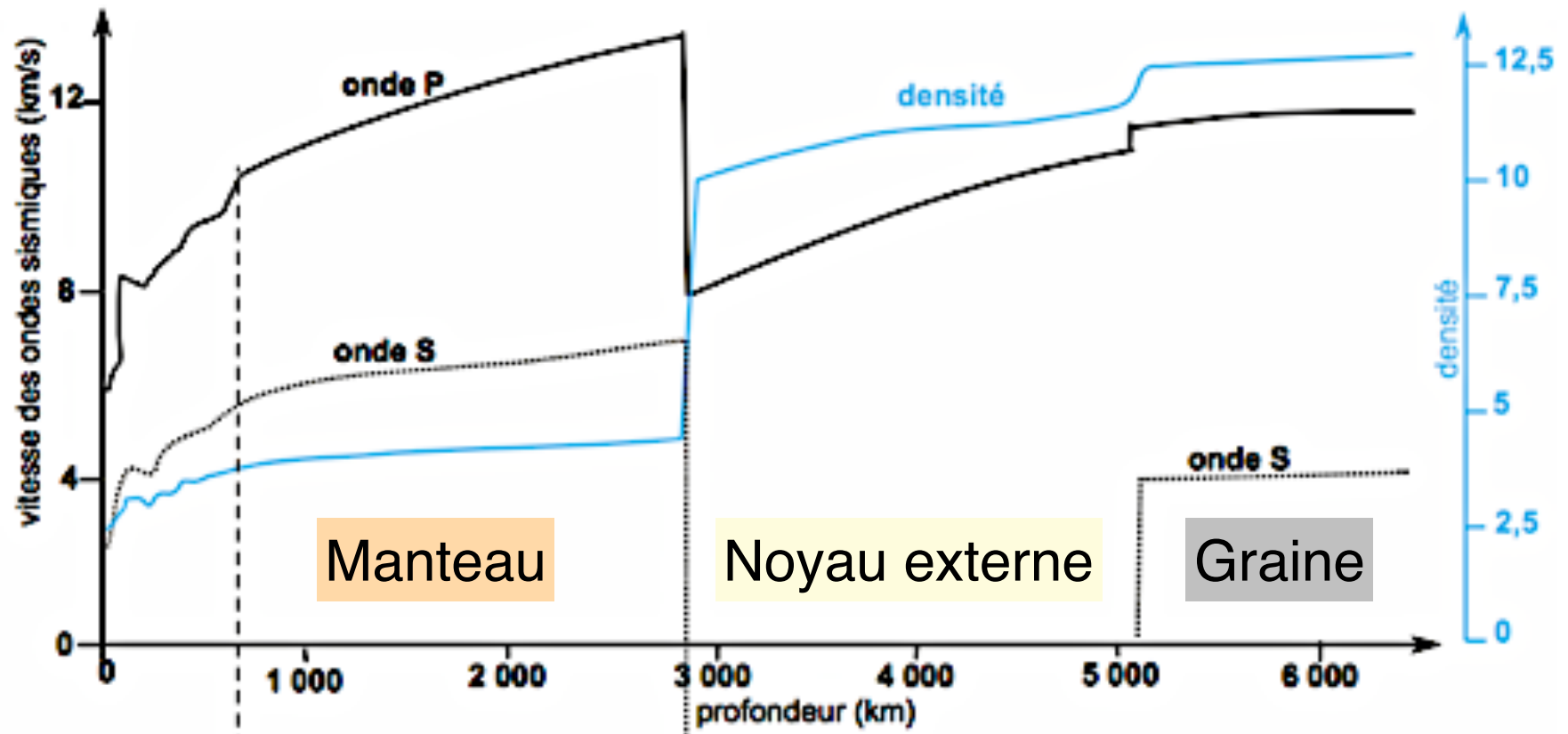
Profondeur sous le  
plancher  
océanique  
(en km)



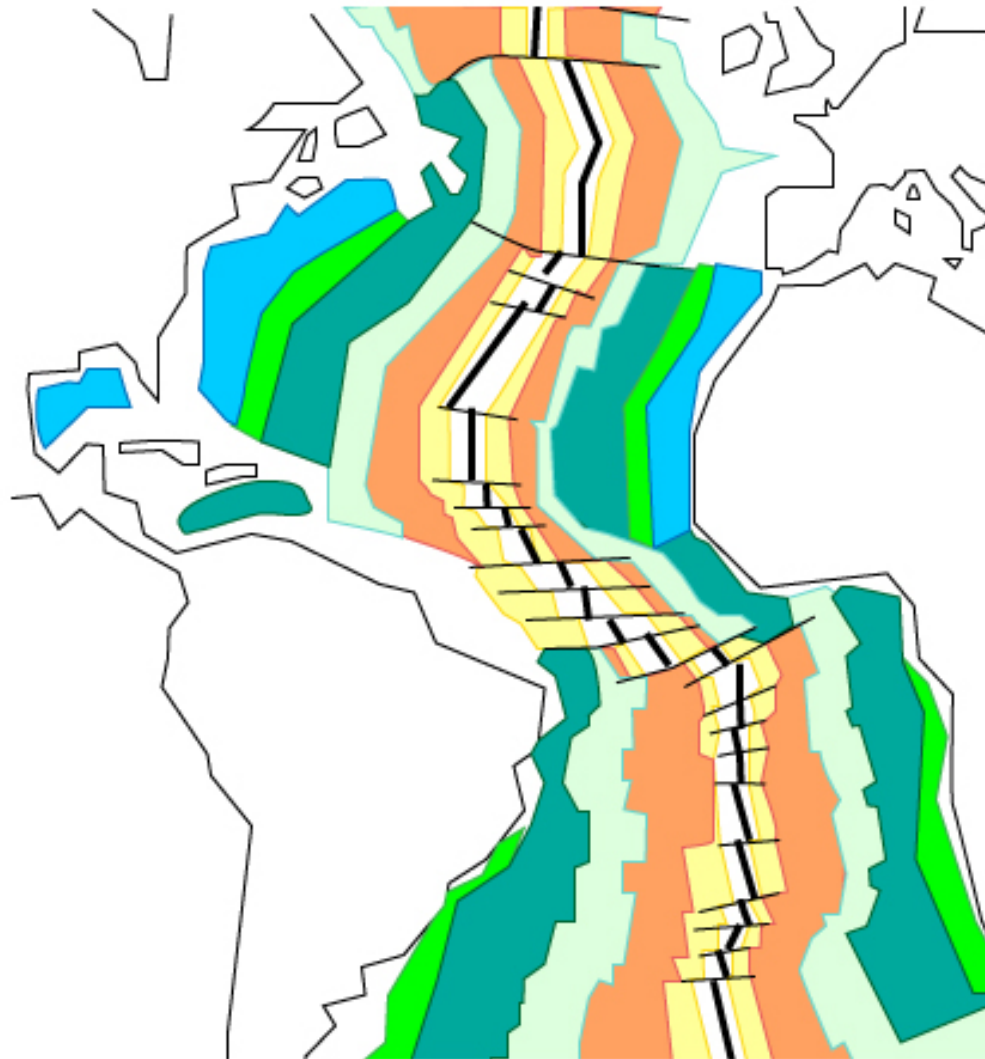
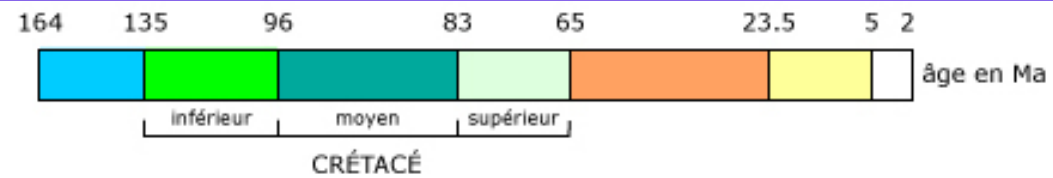
# Exercice : modèle PREM



# Modèle PREM

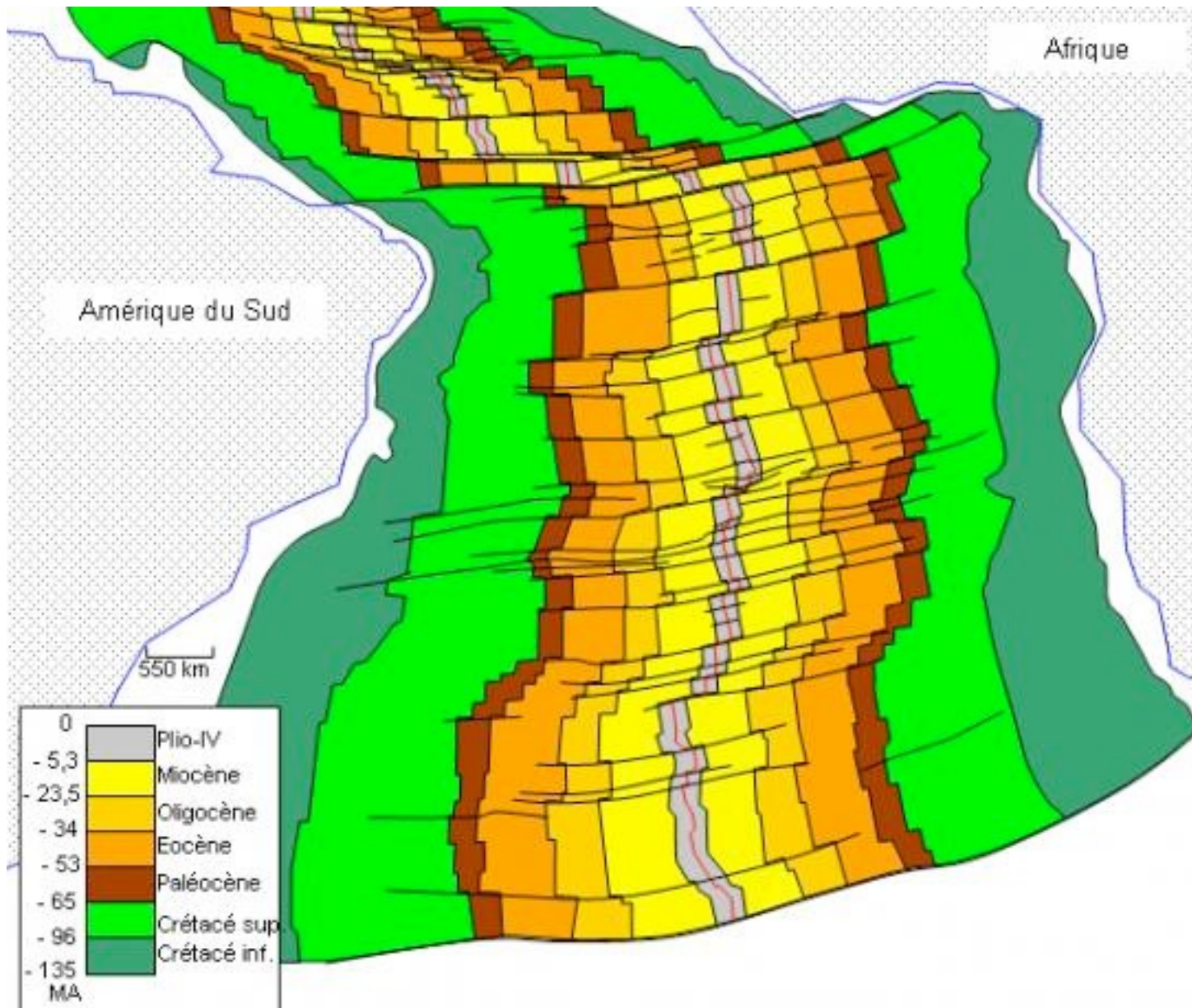


# Carte des fonds océaniques

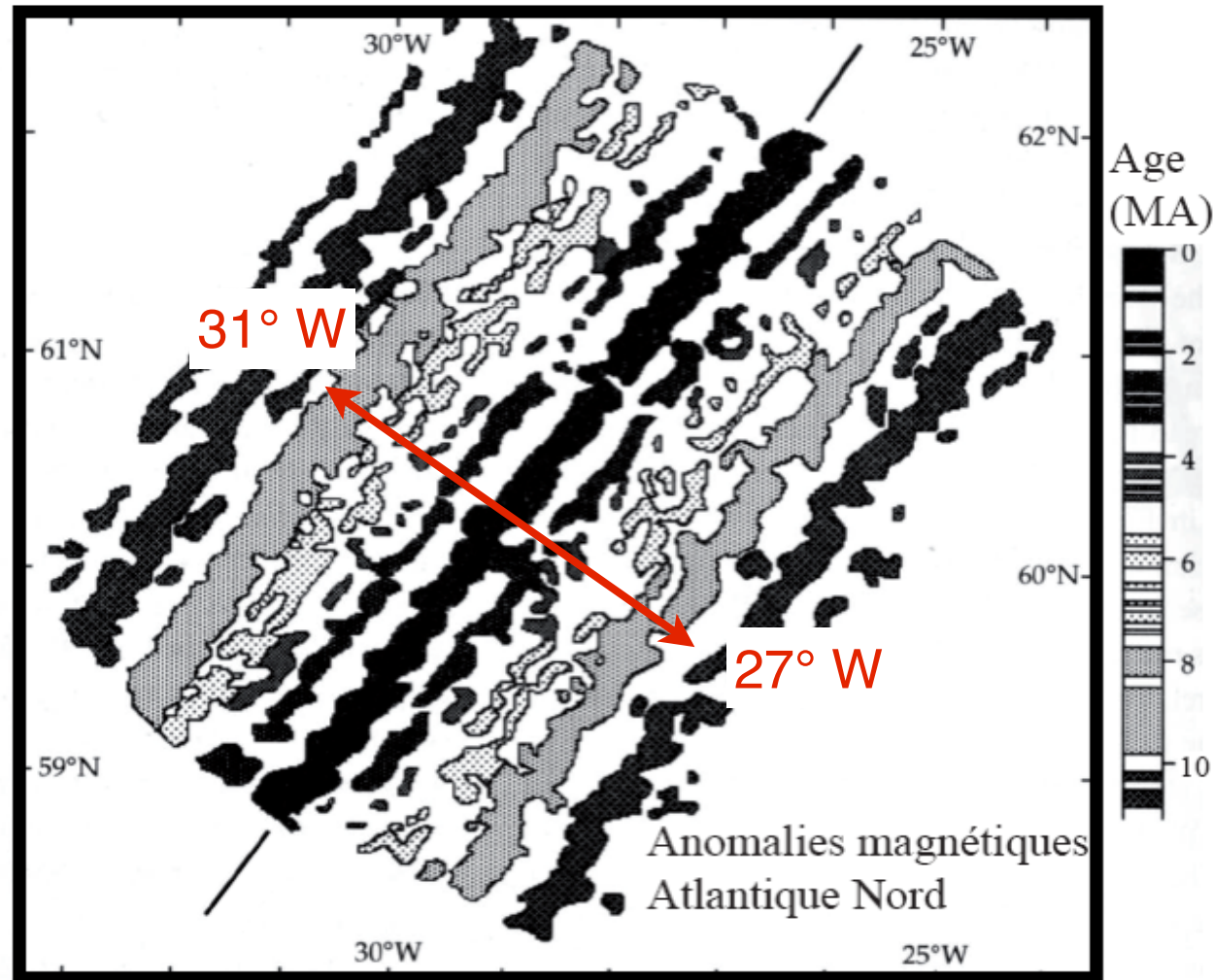




# Carte des fonds océaniques

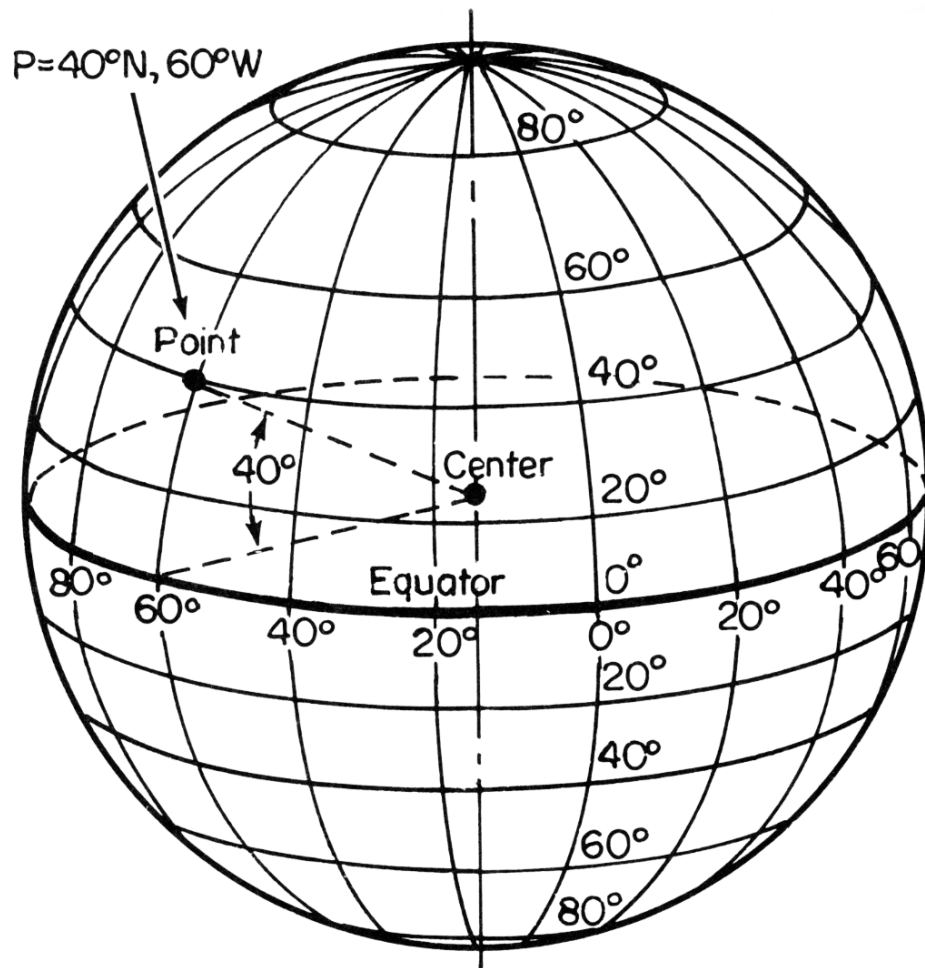


# Vitesse d'expansion de l'Atlantique



Assimilé à une droite de latitude constante de 60°N, il y a 4° de longitude donc  $4 \times 111,1 \cos 60^\circ = 220$  km pour 10 MA soit 2 cm/an.

# Échelle en ° de latitude et longitude

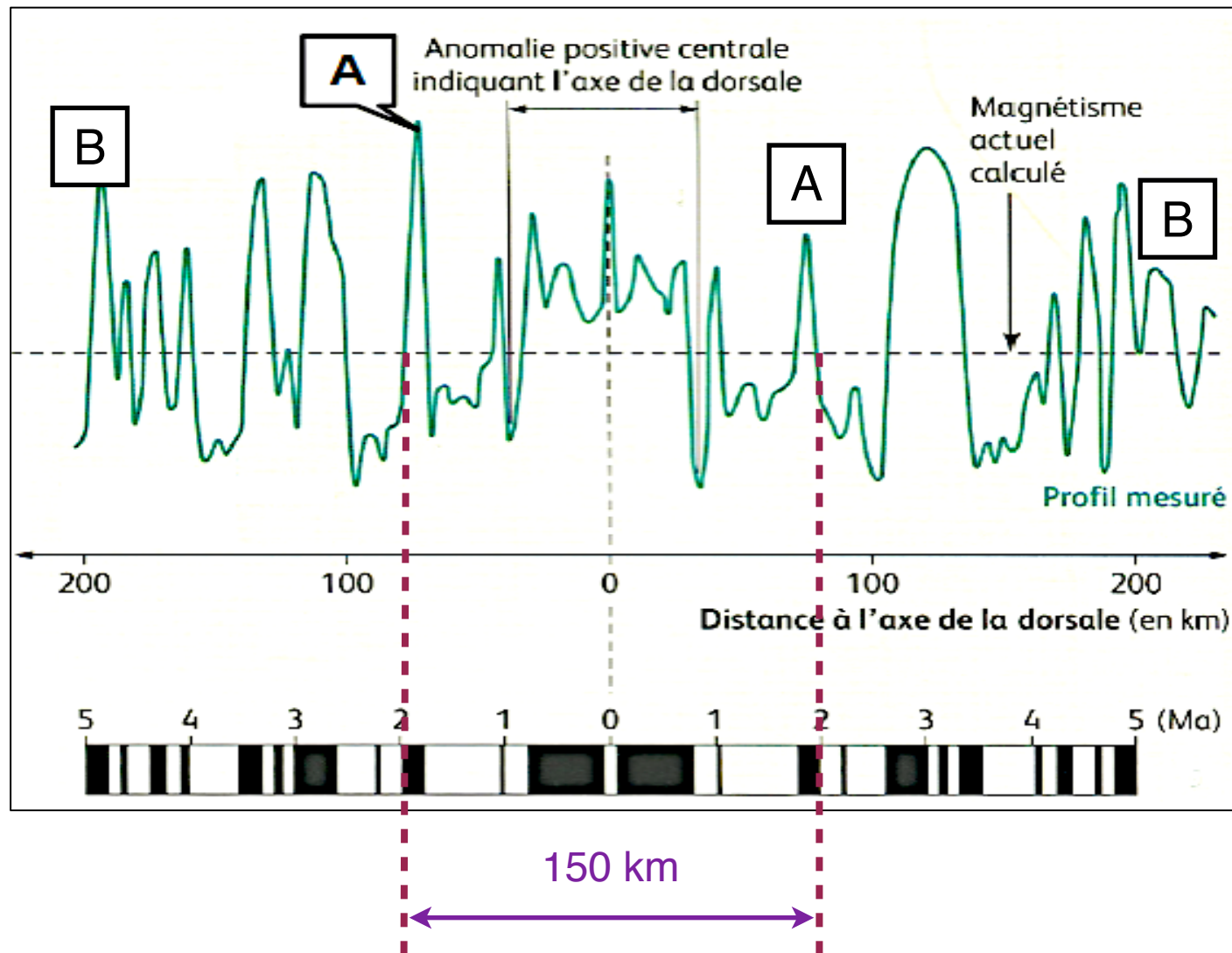


Sur une ligne verticale (méridien) pour chaque degré de latitude, vers le sud ou le nord, on parcourt  $40\,000 \text{ km} / 360^\circ = 111 \text{ km}$

Sur une ligne horizontale (parallèle) Les degrés de longitude n'ont pas la même longueur selon le parallèle puisque le tour de la Terre n'est pas identique à l'équateur ou au pôle ! Le périmètre à la latitude  $l$  vaut  $40\,000 \times \cos l$ .

Donc un degré de longitude représente  $111 \times \cos(\text{latitude})$  en km.

# Cas du Pacifique

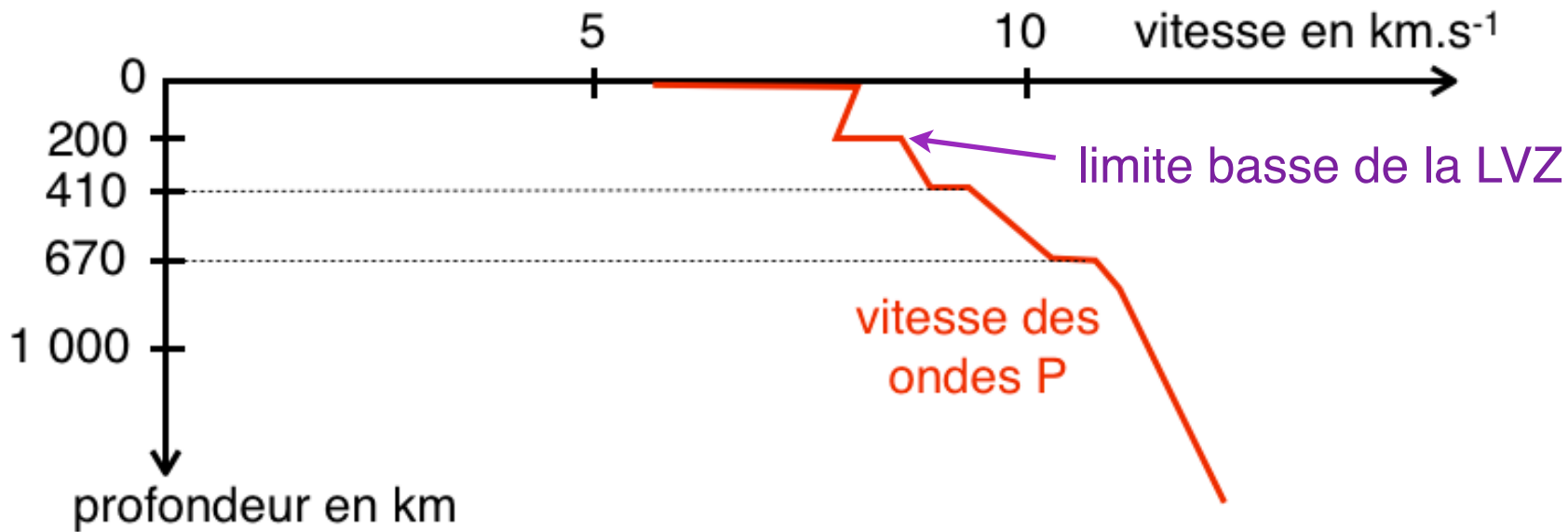


A : 150 km en 2 MA soit  $v = 7,5$  cm/an

B : 400 km en 4,8 MA soit  $v = 8,3$  cm/an

## 2. Construction du gradient géothermique

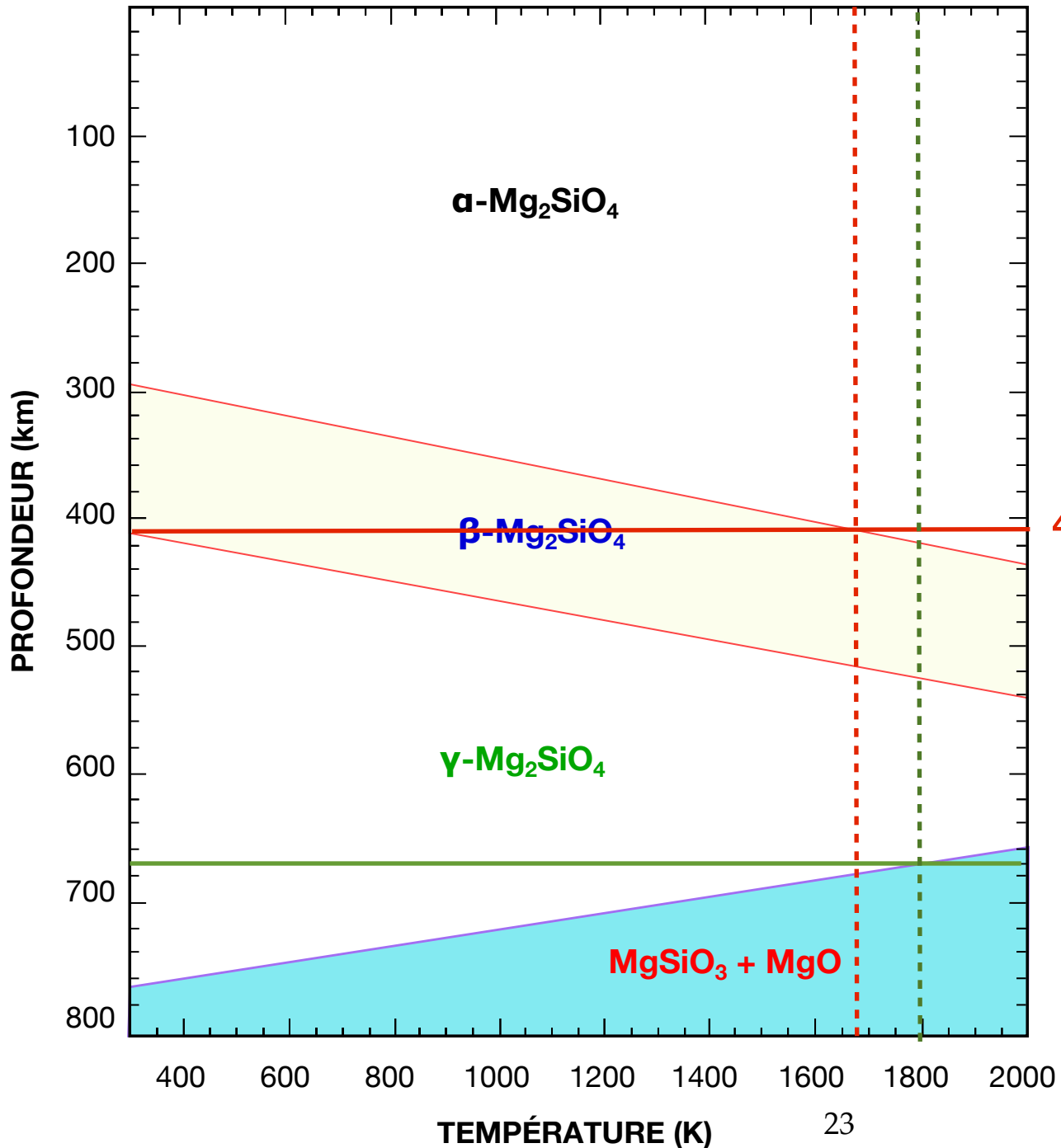
# Gradient géothermique



À 410 km, la densité passe de 3,54 à 3,72 : passage de l'olivine  $\alpha$  à  $\beta$

À 670 km, la densité passe de 3,99 à 4,38 : passage de l'olivine  $\gamma$  à la bridgmanite (olivine de structure pérovskite) + MgO.

# Températures de changement de maille



410 km : 1670 K soit 1 400 °C

670 km : 1780 K = 1 500°C

=> gradient = 0,42 °. km<sup>-1</sup>

# Étude du noyau

## Interface noyau externe / graine à 5150 km,

il s'agit de la limite de fusion du fer : le point est donc sur la courbe du document 3. Donc  $T$  à 5150 km = 4950 K avec une densité de 12,17 du côté noyau externe et 12,76 du côté graine.

## Interface noyau externe / manteau à 2891 km,

on utilise l'équation  $\frac{T_{z1}}{T_{z2}} = \left(\frac{\rho_{z1}}{\rho_{z2}}\right)^{\gamma}$

$$\frac{T_{z1}}{4950} = \left(\frac{9,9}{12,17}\right)^{1,5} \Rightarrow T = 3630 \text{ K}$$

$$\Rightarrow \text{gradient} = 0,58 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$$

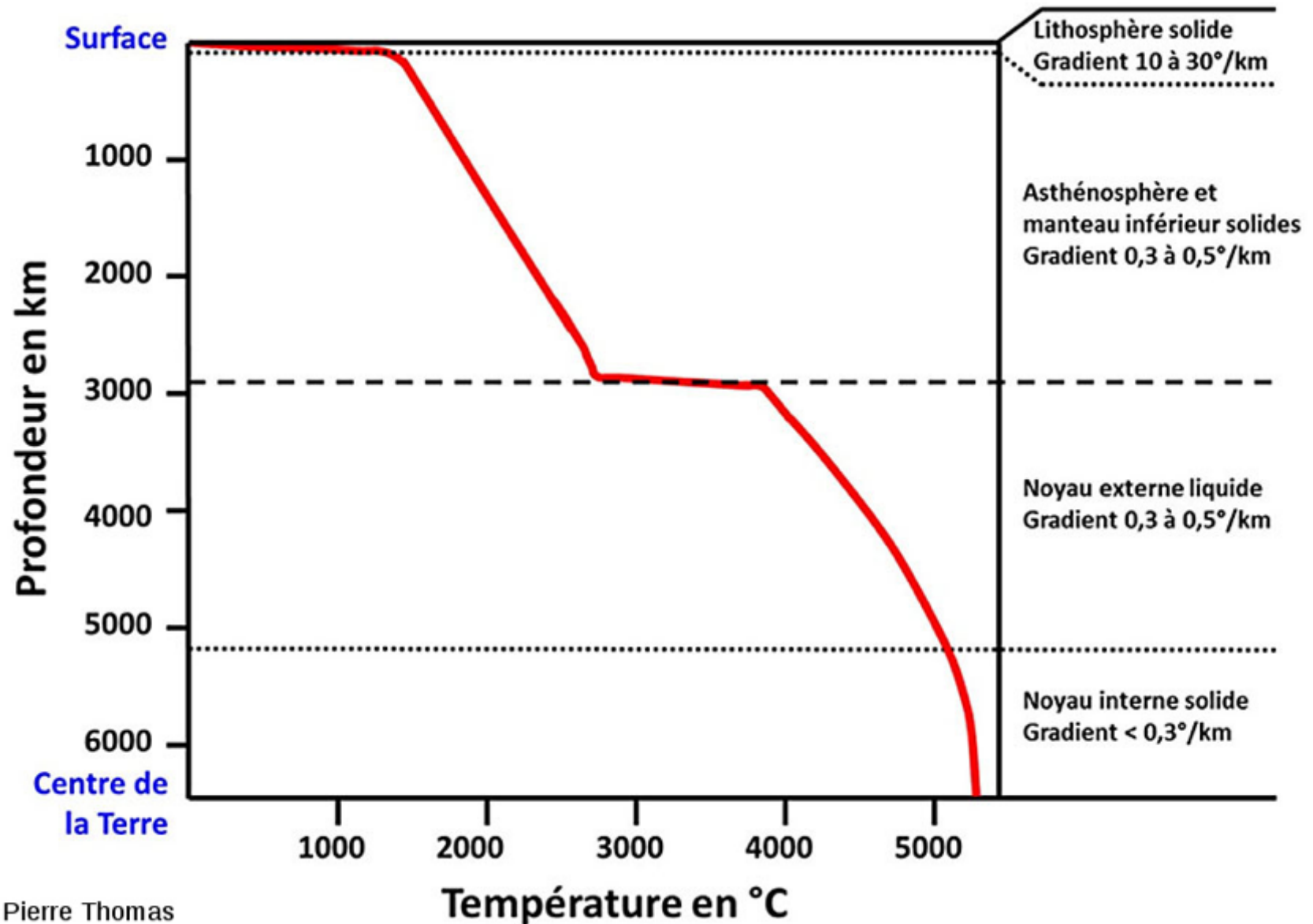
## Au centre de la Terre

on utilise l'équation  $\frac{T_z}{4950} = \left(\frac{13,09}{12,76}\right)^{1,5} \Rightarrow T = 5140 \text{ K}$

↑ densités de la graine



# Le gradient géothermique

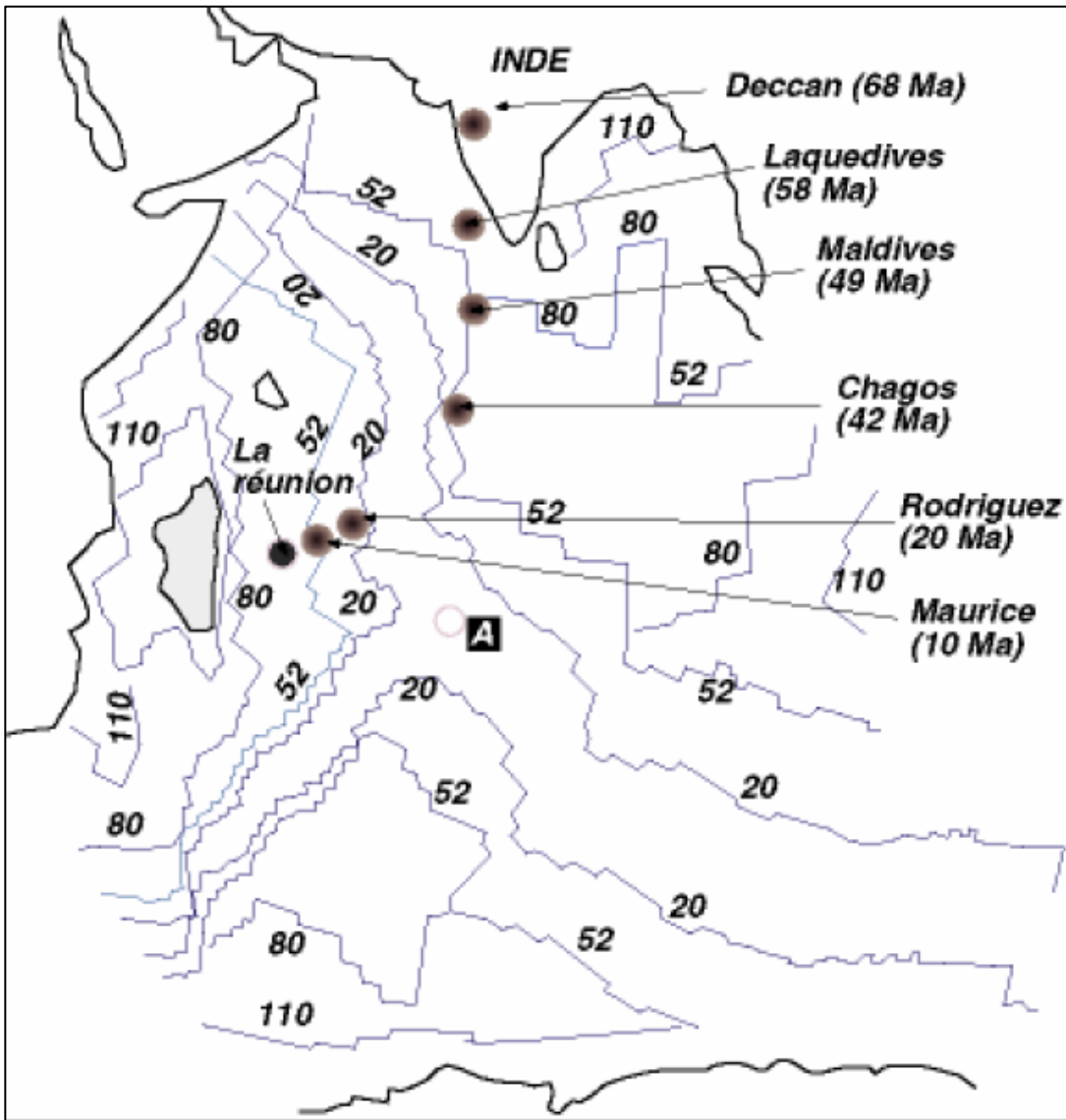


Pierre Thomas

planet-terre.ens-lyon

# 3. La dynamique des enveloppes terrestres

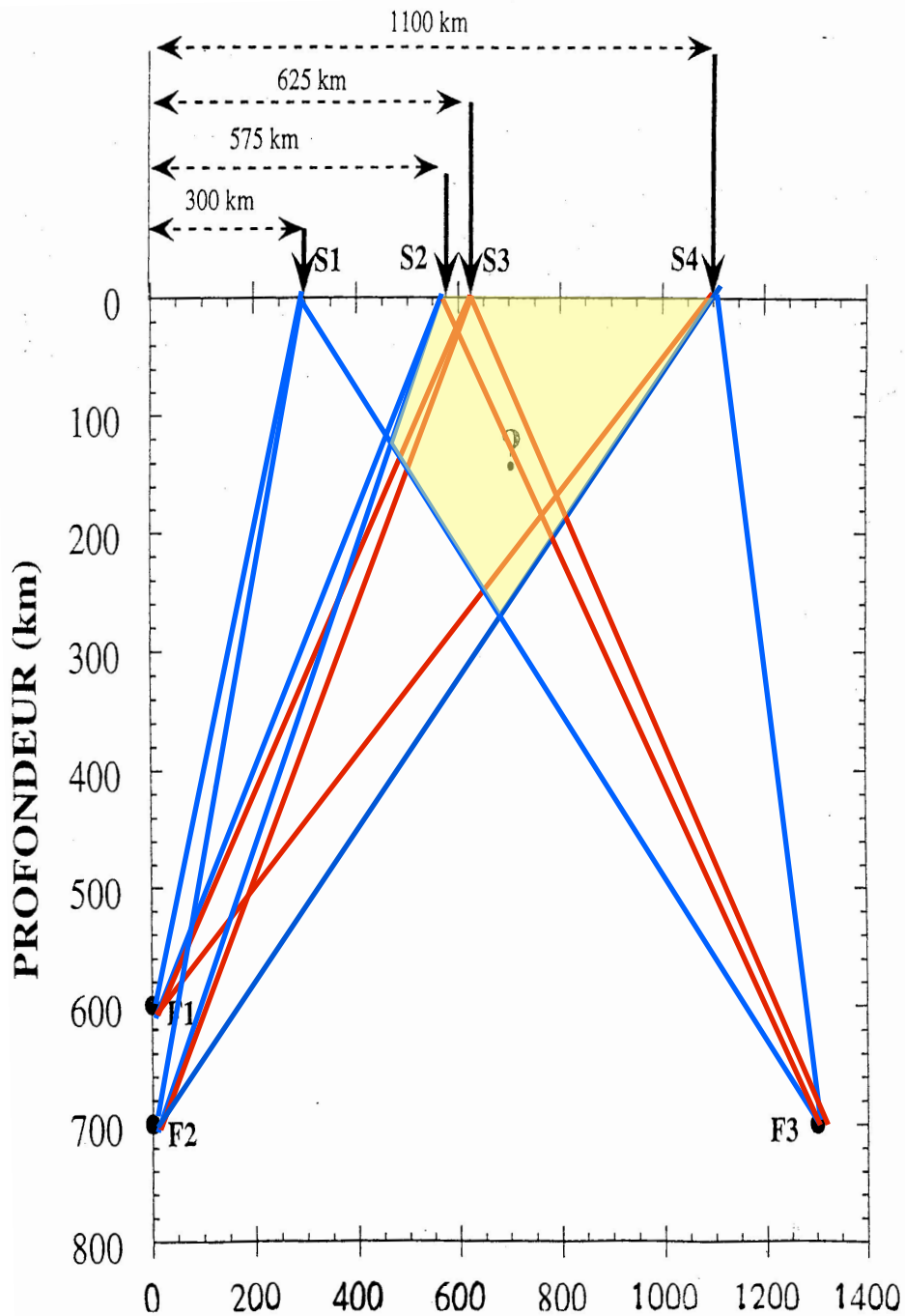
# Mouvements des plaques



De Chagos au Deccan :  $29^\circ$  de latitude (quasi vertical). Or  $1^\circ$  de latitude mesure  $40000 \text{ km} / 360^\circ = 111,11 \text{ km}$ . Donc il y a  $3200 \text{ km}$  entre Chagos et Deccan pour  $68-42 = 26 \text{ MA} \Rightarrow$  vitesse de  $12 \text{ cm/an}$ .

De la Réunion à Rodriguez, presque horizontal :  $8^\circ$  de longitude à environ  $20^\circ$  de latitude. Donc la distance vaut  $8 \times 111,11 \cos 20^\circ$  soit  $835 \text{ km}$  en  $20 \text{ MA} \Rightarrow$  vitesse de  $4 \text{ cm/an}$ .

# Tomographie sismique



rai non  
ralenti

rai ralenti

zone  
anormale

# Calcul de la vitesse et de la température

## Étude du rai sismique F3-S3

Longueur du rai sismique = vitesse x temps théorique =  $8 \times 121,2 = 972$  km

D'après les courbes, il y a  $\frac{3}{4}$  du trajet qui est dans la zone non ralentie et  $\frac{1}{4}$  dans la zone anormale.

Donc le temps observé correspond à

temps observé =  $700 \text{ km} / 8 \text{ km.s}^{-1} + 272 \text{ km} / x \text{ km.s}^{-1} = 126$  secondes

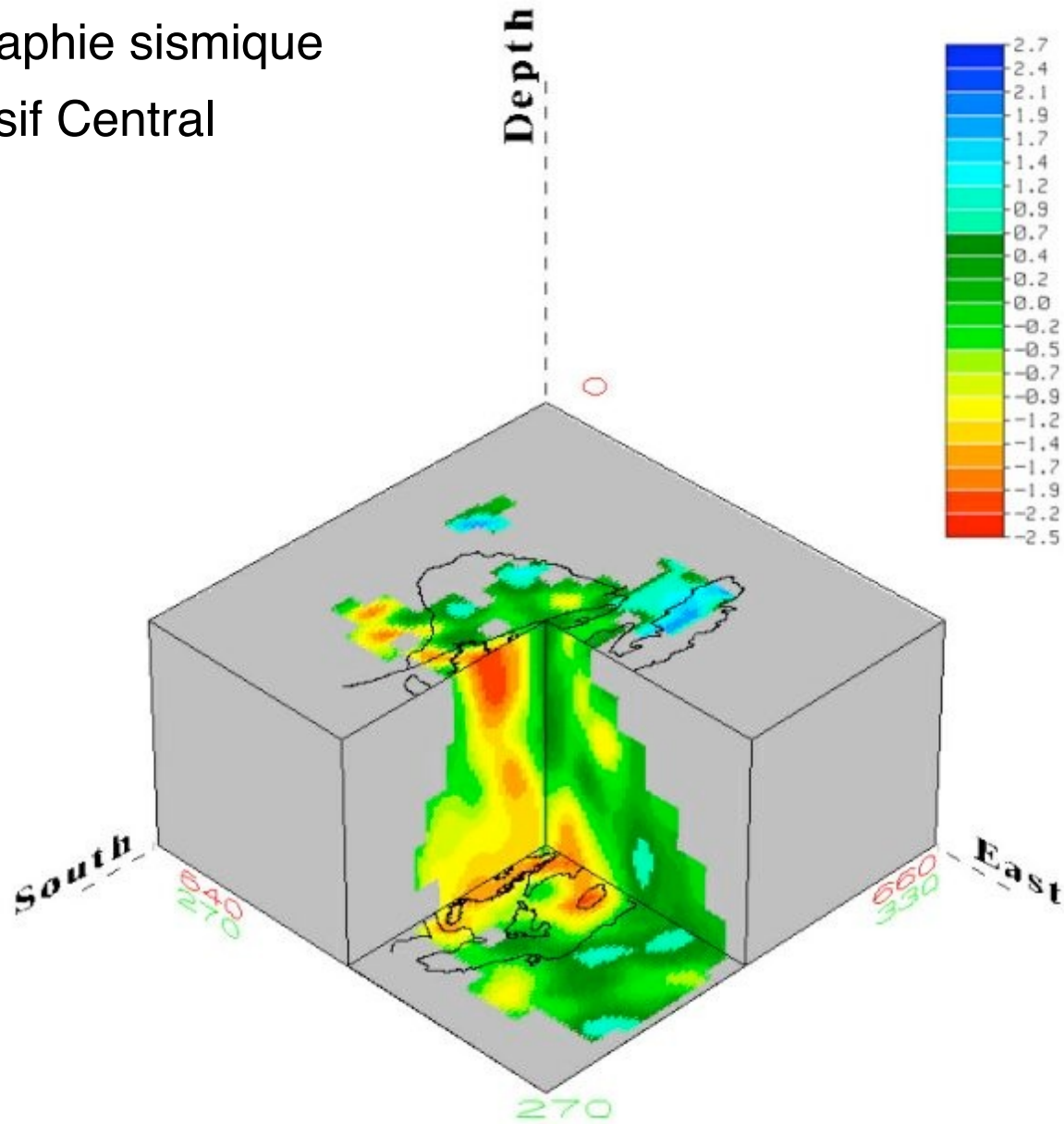
par le calcul, on a  $x = 7 \text{ km.s}^{-1}$ .

Anomalie de vitesse :  $dV_p/dt = -5.10^{-3} \text{ km.s}^{-1}.\text{K}^{-1}$

On a calculé une diminution de  $1 \text{ km.s}^{-1}$  donc une hausse de T de 200 K.

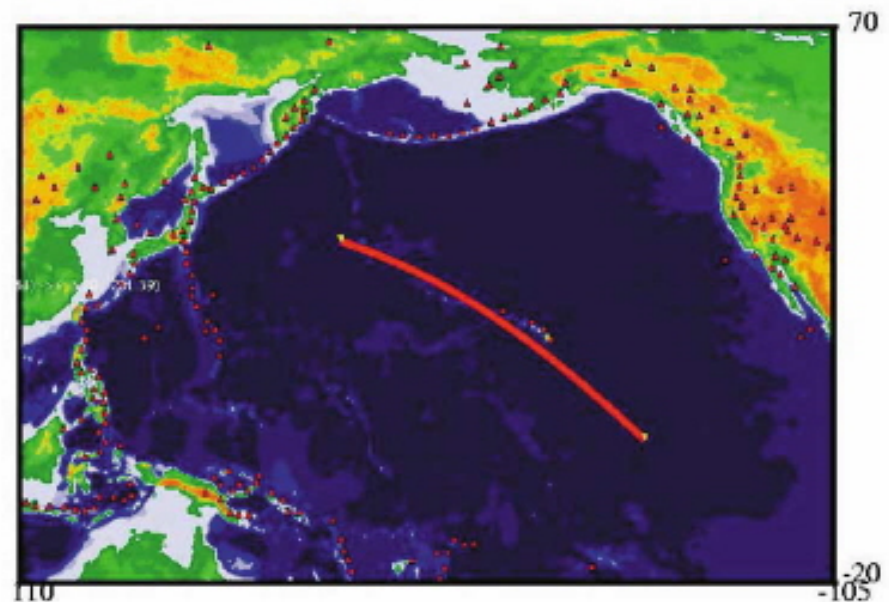
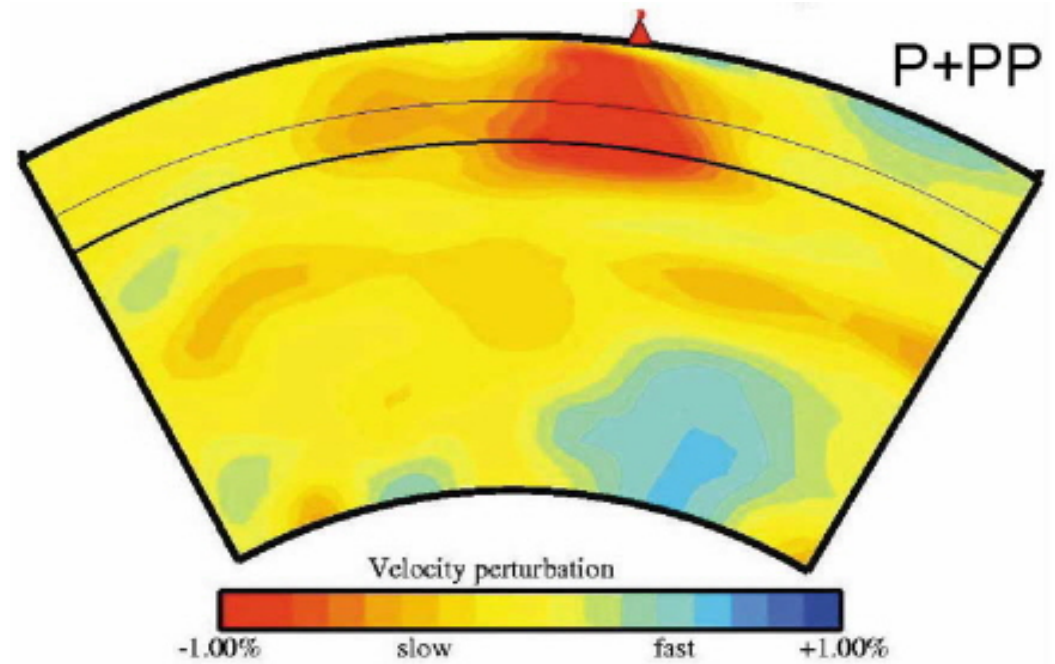
# Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique  
sous le Massif Central



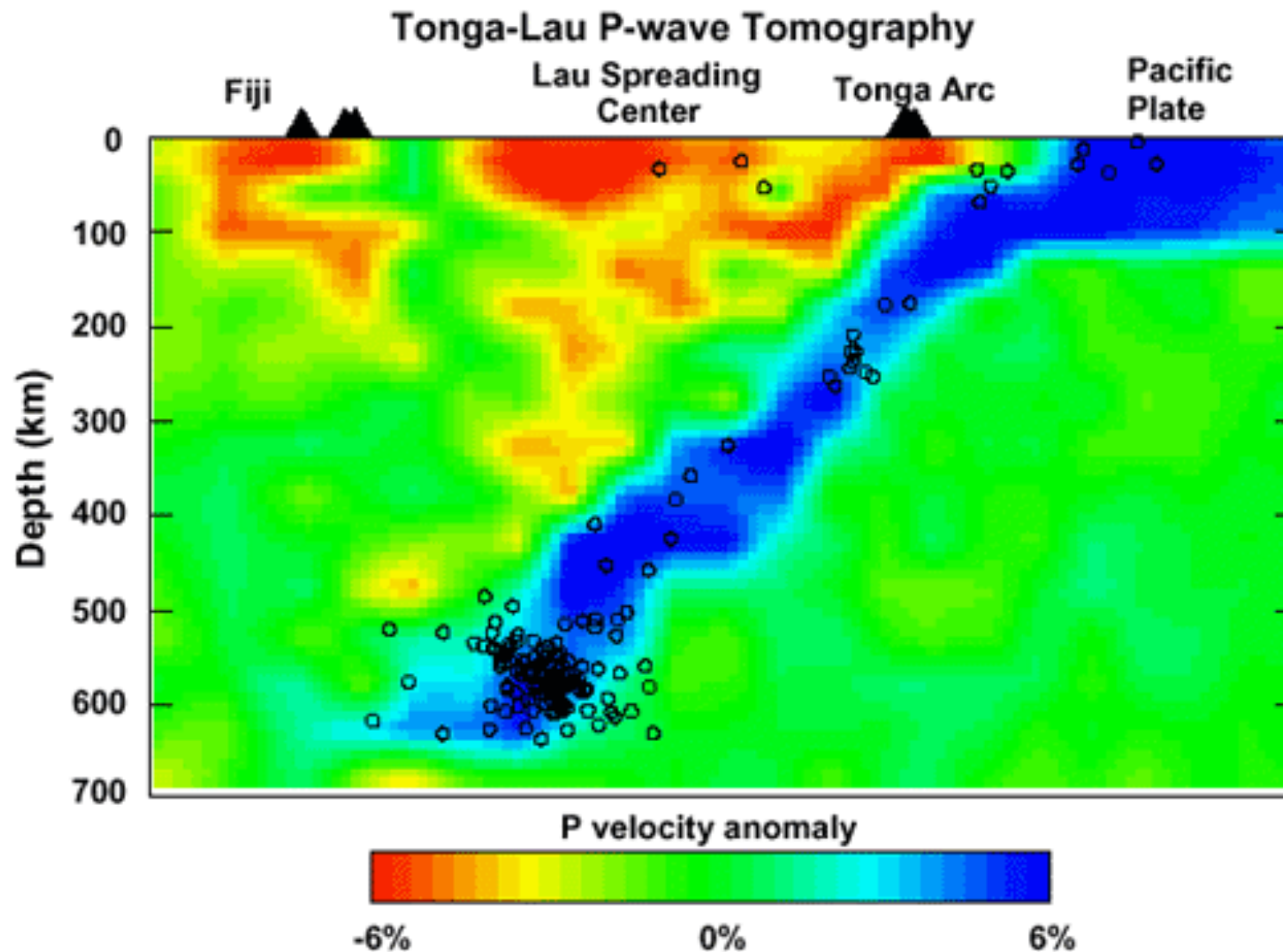
# Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique  
sous l'archipel d'Hawaï



# Images de tomographie sismique

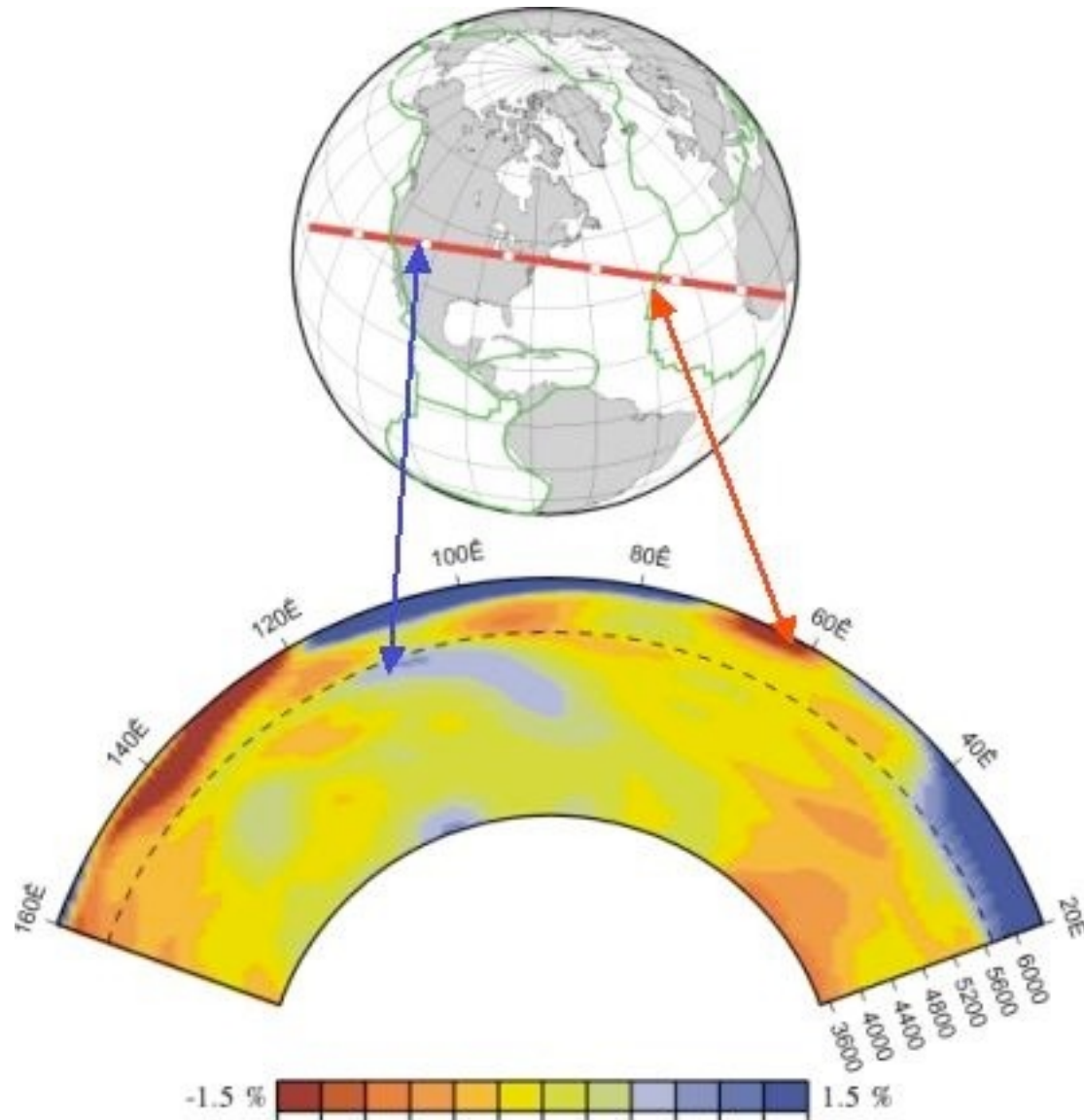
Image de tomographie sismique au niveau de la fosse des Mariannes





# Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique sous l'Atlantique



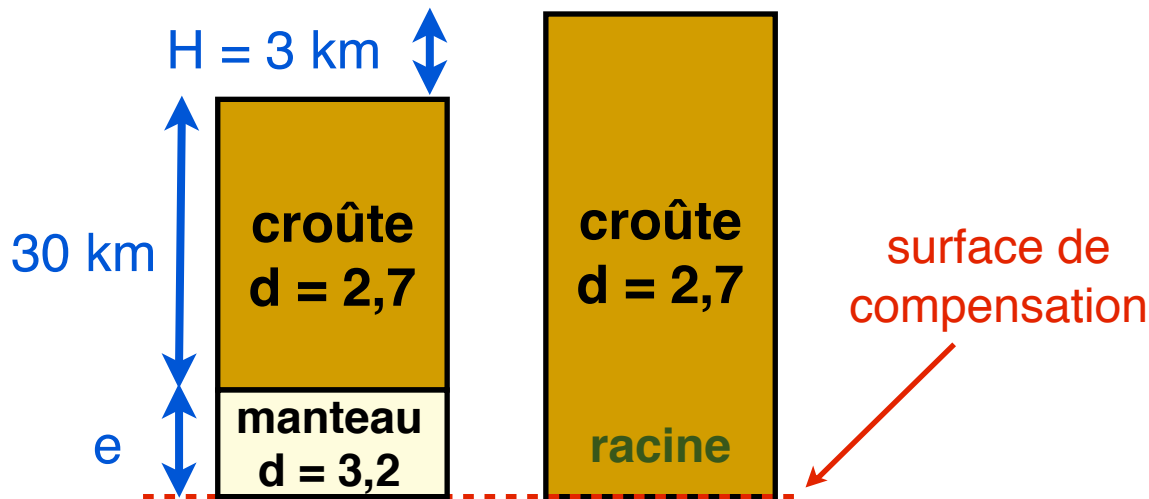
# Isostasie

## Exercice 2

L'épaisseur moyenne de la croûte continentale ( $d_c = 2,7$ ) en équilibre isostatique est de 30 km au-dessus du manteau ( $d_m = 3,2$ ).

\* Calculez la profondeur de la racine crustale sous une chaîne de montagnes de 3 km d'altitude moyenne.

Modèle d'Airy



$$(H+e).d_c = e.d_m$$

$$2,7H + 2,7e = 3,2e$$

$$2,7H = 0,5e$$

$$e = 2,7 \times 3 / 0,5$$

$$e = 16,2 \text{ km}$$

**La racine crustale fait 16,2 km.**

Égalité des poids au-dessus de la surface de compensation, à l'équilibre

# Exercices d'isostasie

## **Exercice 3**

Une montagne de 4 000 mètres d'altitude est en équilibre isostatique. Au cours d'une période d'érosion, 2 000 m d'épaisseur de ses matériaux sont enlevés. La densité de la croûte continentale est supposée homogène et égale à 2,8. La densité du manteau sous-jacent est de 3,3.

- 1. Lorsque la montagne a trouvé son nouvel équilibre isostatique, quelle est sa nouvelle altitude ?*
- 2. Quelle sera l'altitude de cette montagne quand l'érosion aura enlevé 10 000 m d'épaisseur de matériaux ?*
- 3. Quelle épaisseur de matériaux devra enlever l'érosion pour que l'altitude soit celle du niveau des mers ?*

1. Les 2000 m de matériaux enlevés sont compensés par une remontée d'une hauteur  $h$  de manteau. D'après Airy,  $2\,000 \times 2,8 = h \cdot 3,3$  donc  $h = 1\,700$  m. La montagne a perdu 2 000 m mais est remontée de 1 700 m donc sa nouvelle altitude est 3 700m.

2. Même calcul avec 10 000 m. D'après Airy,  $10\,000 \times 2,8 = h \cdot 3,3$  donc  $h = 8\,480$  m. La montagne a perdu 10 000 m mais est remontée de 8 480 m donc sa nouvelle altitude est 2480 m.

3. Il faut perdre  $H$  tel que  $H \times 2,8 = h \cdot 3,3$  avec  $H - h = 4000$  donc  $2,8H = 3,3(4000 + H)$  donc  $H = 26\,400$  m : il faut enlever 26,4 km de roches pour aplanir des montagnes de 4 km.

# Exercices d'isostasie

## Exercice 4

Soumise à une extension, la lithosphère s'amincit.

On donne :

Enveloppes	Croûte	manteau lithosphérique	manteau asthénosphérique
Masse volumique	$d = 2,7 \text{ g.cm}^{-3}$	$D = 3,3 \text{ g.cm}^{-3}$	$D' = 3,25 \text{ g.cm}^{-3}$
Epaisseur initiale	$h = 35 \text{ km}$	$H = 80 \text{ km}$	

1. *Quel est l'effet d'un amincissement de 20 % de la croûte seule sur l'altitude de la région supposée nulle avant l'extension ?*
2. *Quel est l'effet d'un amincissement de 20 % du manteau lithosphérique seul sur l'altitude de la région supposée nulle avant l'extension ?*
3. *Les deux amincissements se produisant ensemble lors de l'extension, quelle sera finalement l'altitude de la région ?*

1. La croûte passe à  $0,8 \times 35 = 28 \text{ km}$ . La perte de 7 km de croûte de densité 2,7 est compensée par e tel que  $2,7 \times 7 = 3,25e$  donc  $e = 5,8 \text{ km}$  de manteau asthénosphérique => enfouissement de 1,2 km.

2. Le manteau lithosphérique passe à  $0,8 \times 80 = 64 \text{ km}$ . La perte de 16 km de manteau de densité 3,3 est compensée par e tel que  $3,3 \times 16 = 3,25e$  donc  $e = 16,2 \text{ km}$  de manteau => remontée de 0,2 km

3. Au total, la région s'enfonce de 1 km.