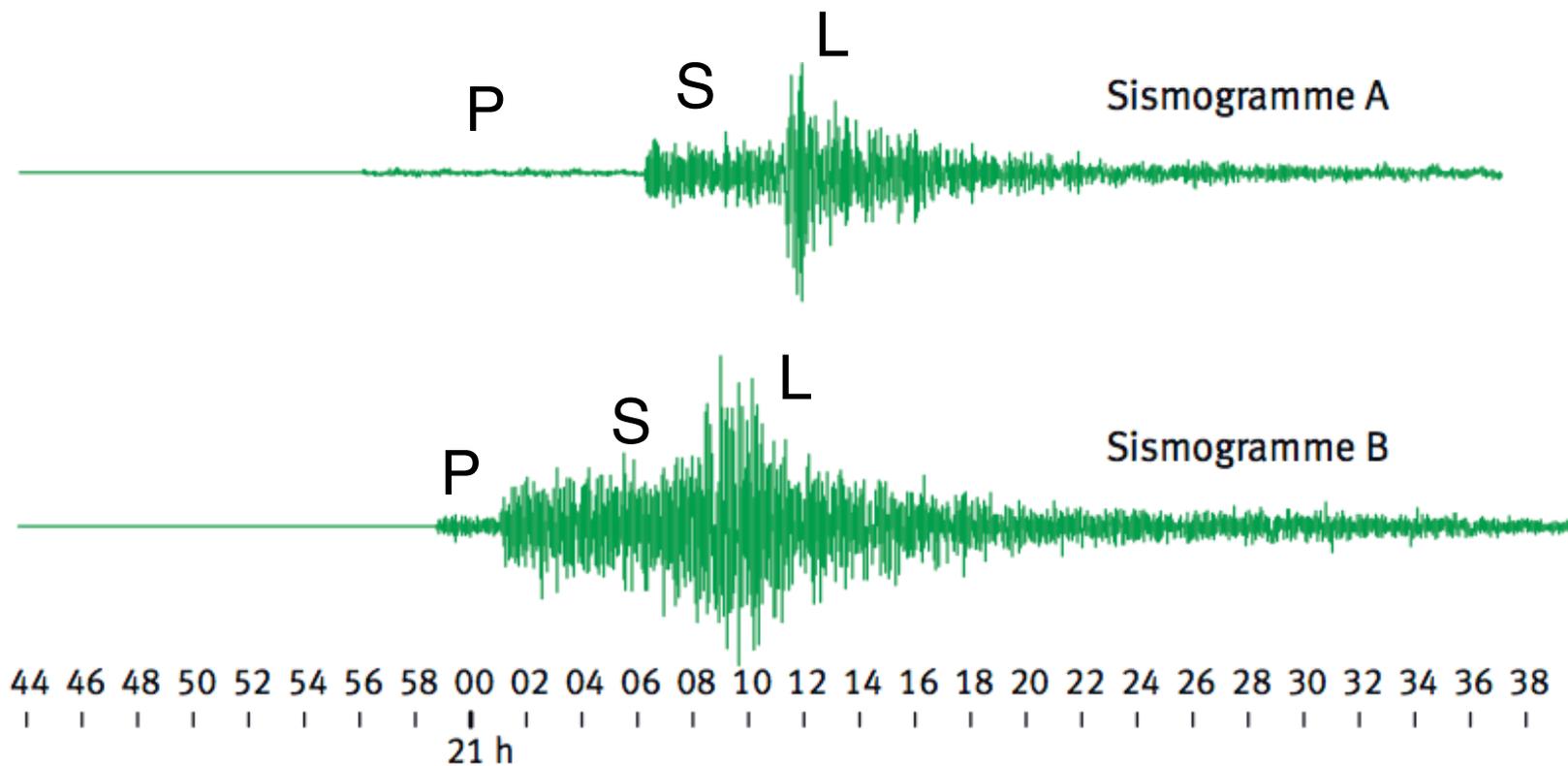


TD 1

Structure et dynamique du globe

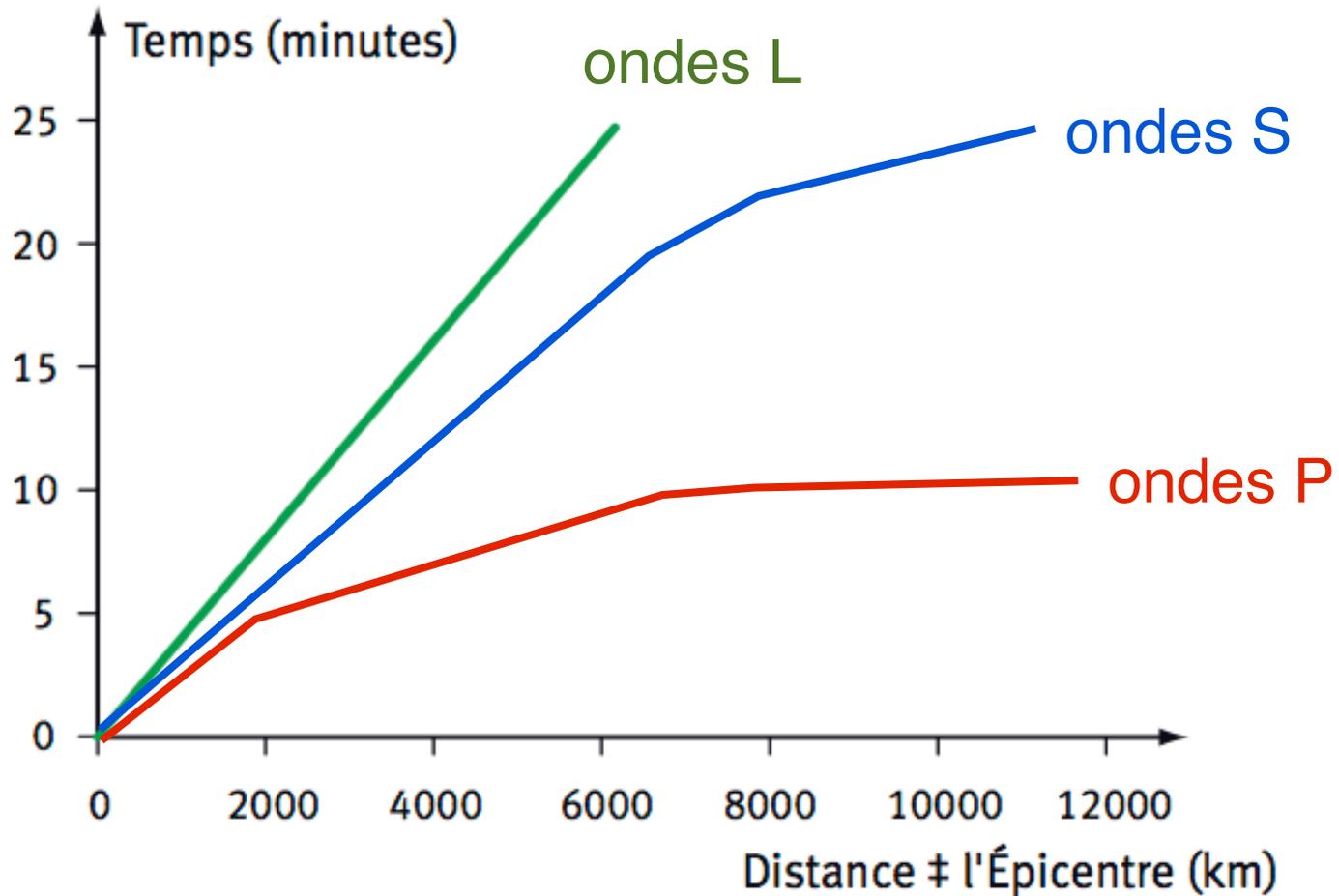
1. Les données permettant de connaître la structure profonde de la Terre

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	

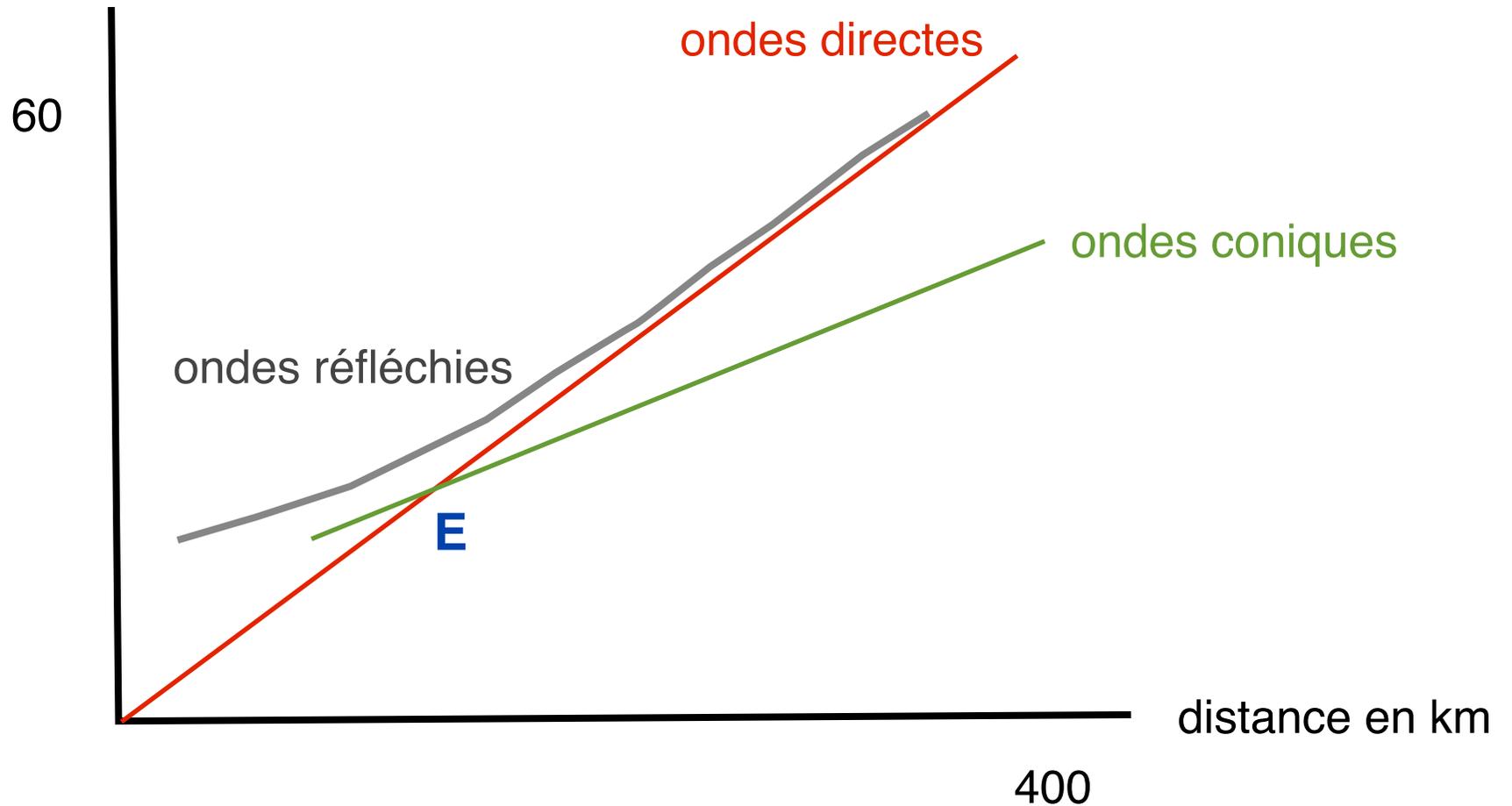
Exercice 1



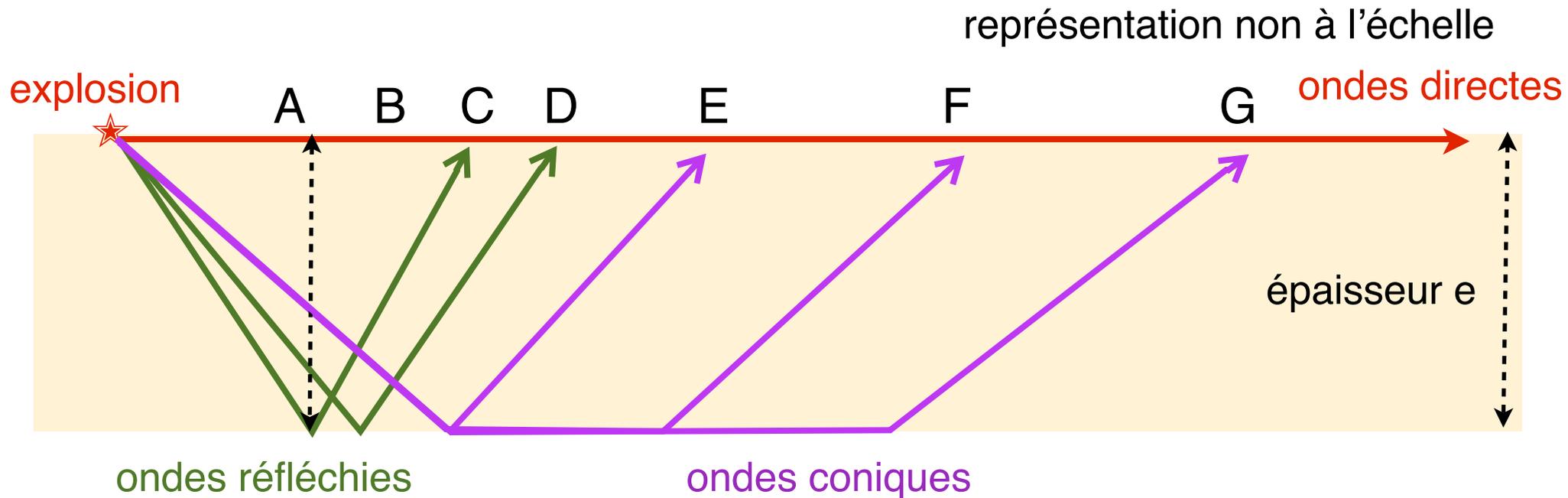
L correspond aux ondes de surface, à trajet linéaire, dans un milieu homogène. P et S traversent des milieux différents : trajet en profondeur => idées de couches de densités différentes ?

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 $v = 120/15 = 8 \text{ km.s}^{-1}$.

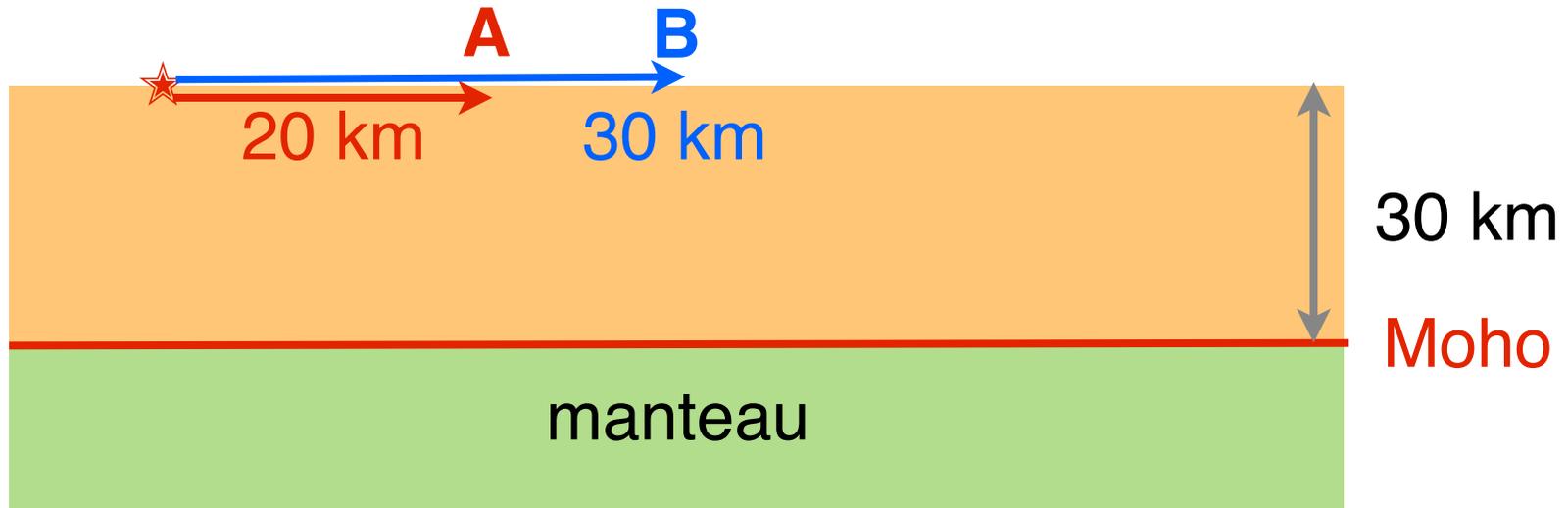
Quelques explications des stations

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 ? totalement réfractée ?)

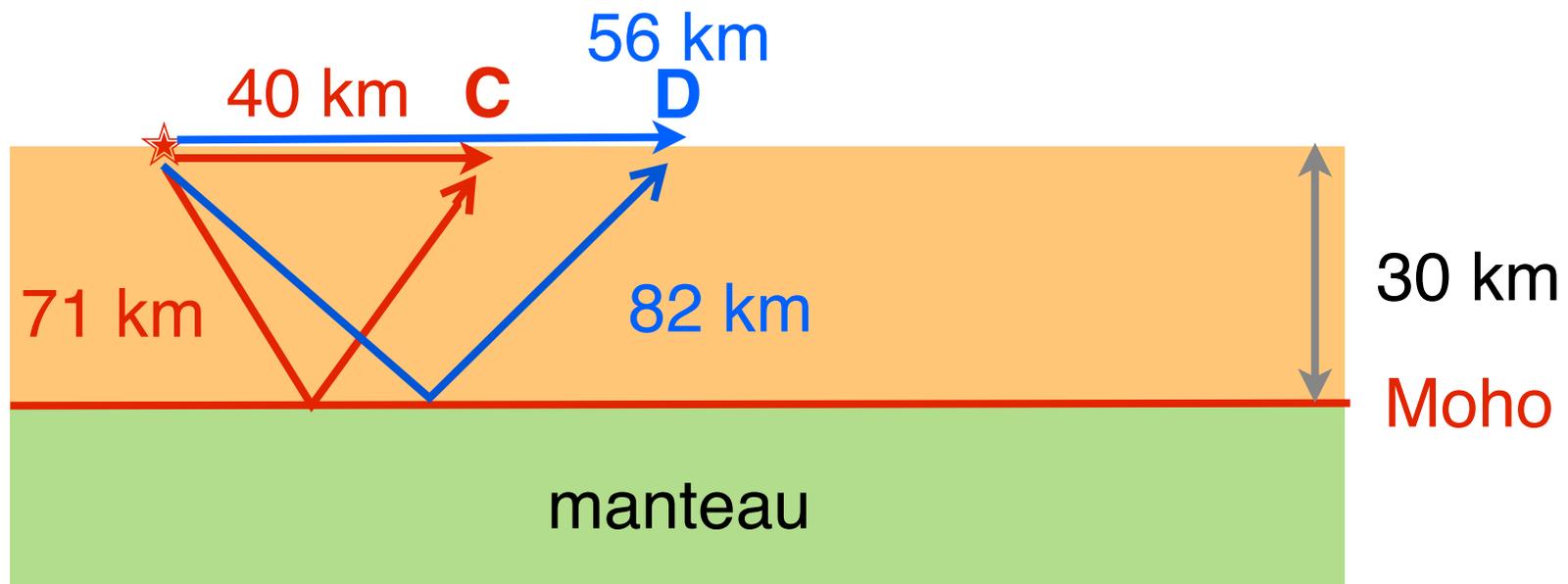
Quelques explications des stations

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 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 s . L'onde qui arrive ensuite est réfléchie : elle parcourt 82 km (Pythagore) soit $14,6 \text{ s}$.

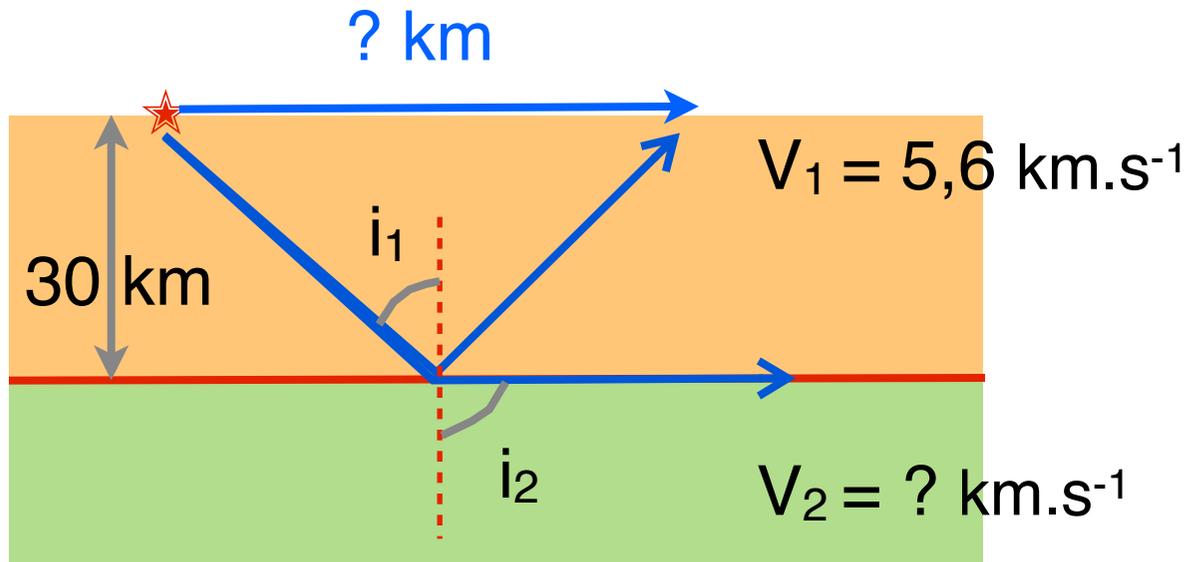


Quelques explications des stations

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.



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

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

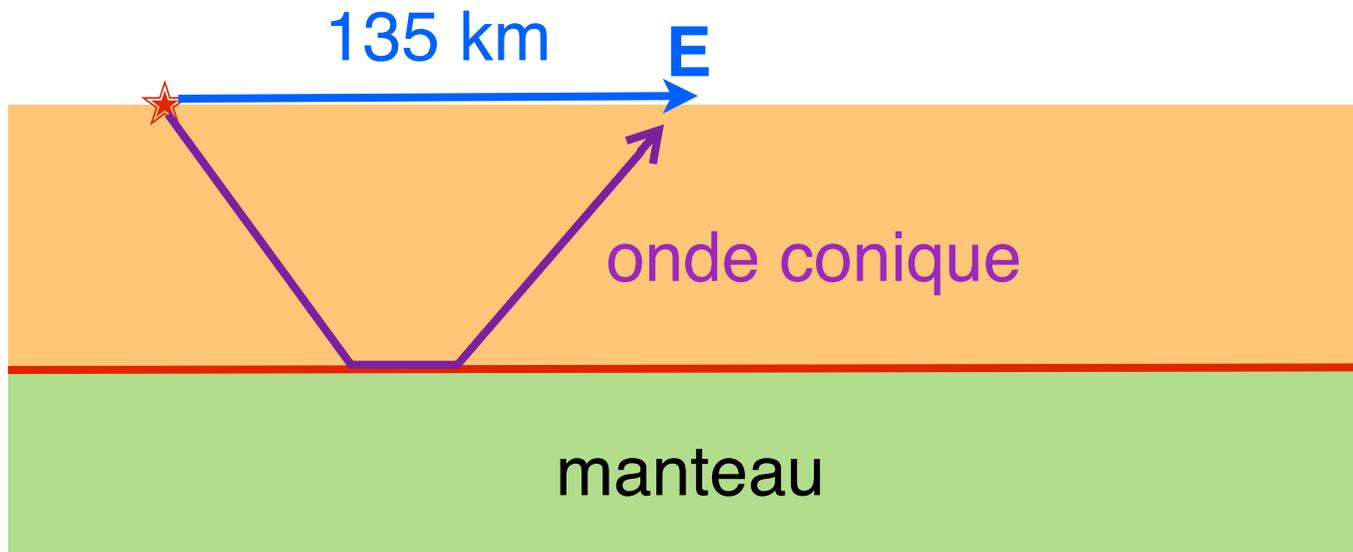
Il faut connaître V_2 pour savoir à partir de quelle distance on voit apparaître des ondes coniques.

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/réfléchiée.

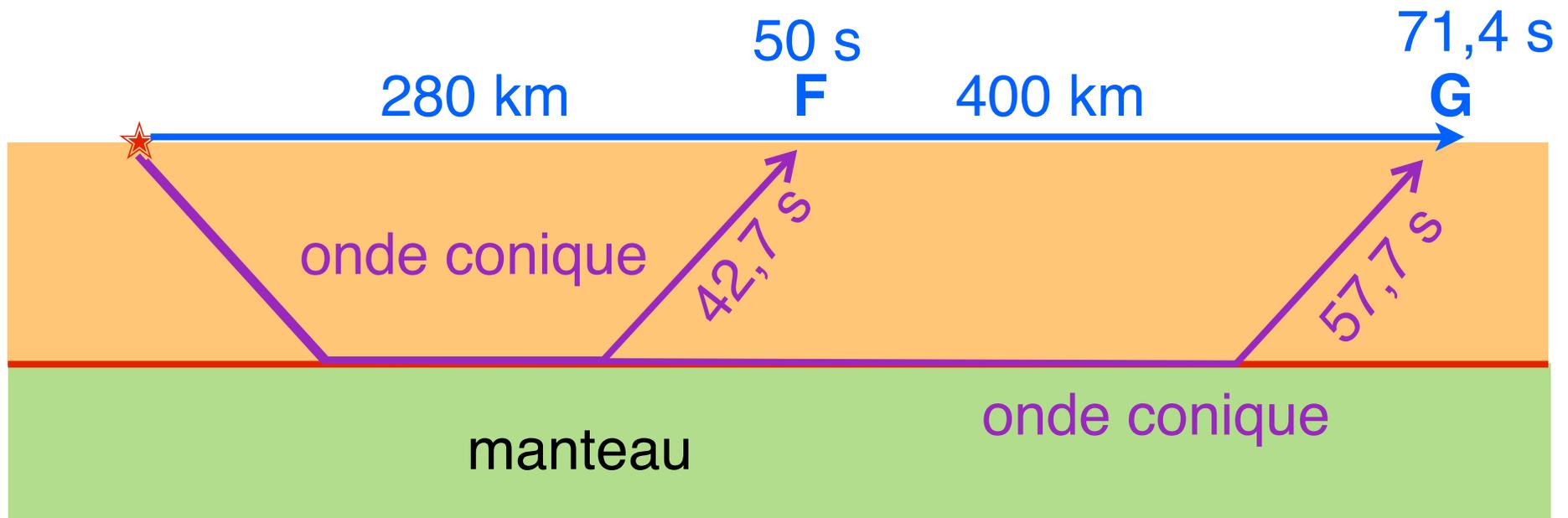


Quelques explications des stations

Stations F et G

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

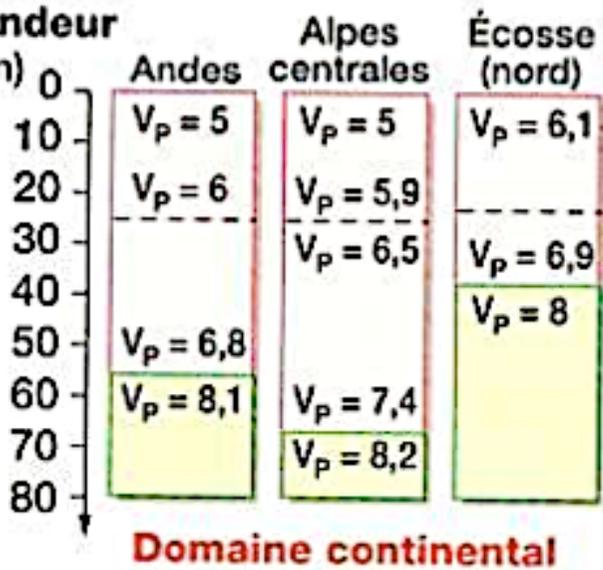
En F et G, l'onde conique arrive **avant** l'onde directe : le trajet sur l'interface a permis de rattraper l'onde directe.



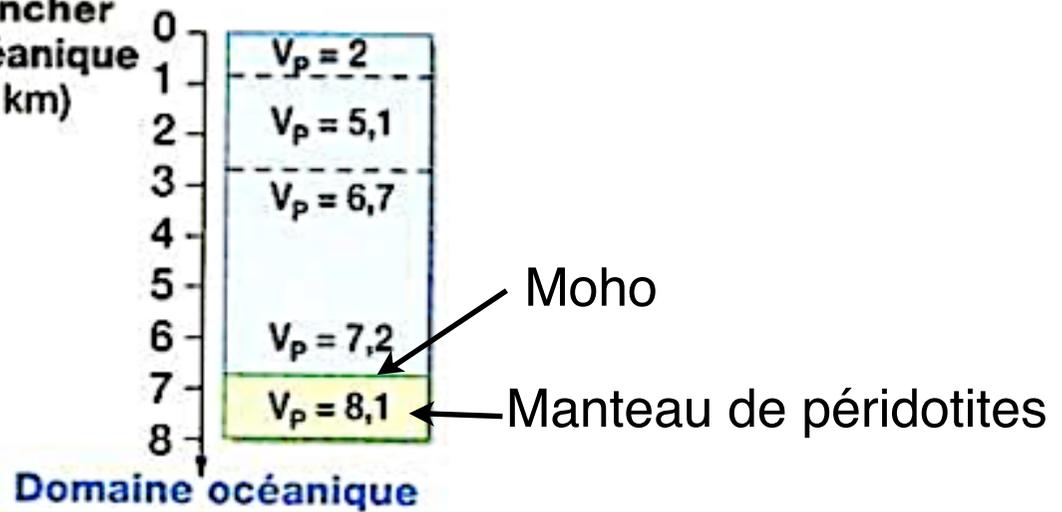
Pour calculer V_2 , on utilise le fait que la seule différence entre les stations F et G est de 120 km avec un délai de 15 s $\Rightarrow V_2 = 8 \text{ km.s}^{-1}$.

Exercice 3

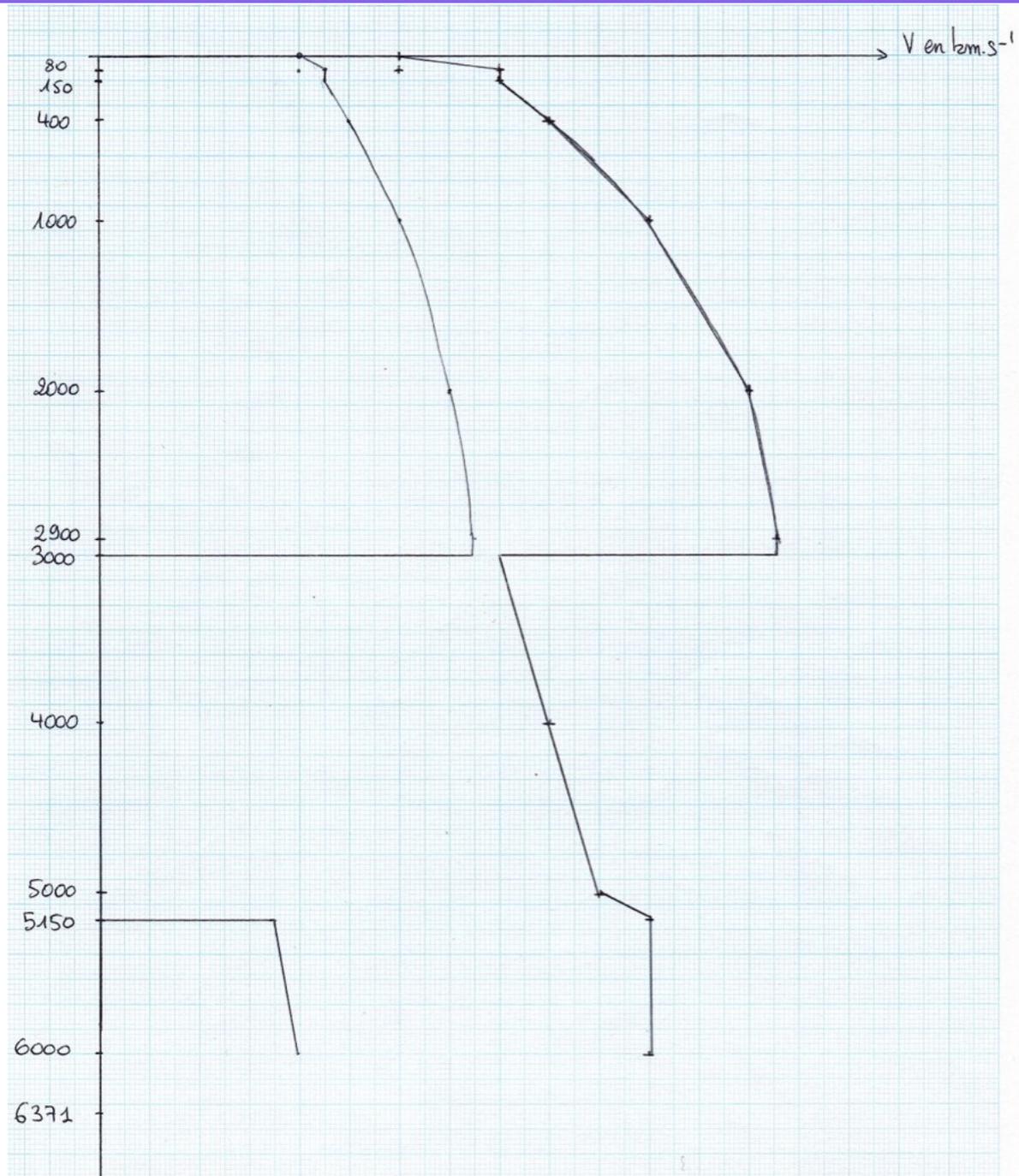
Profondeur
(en km)



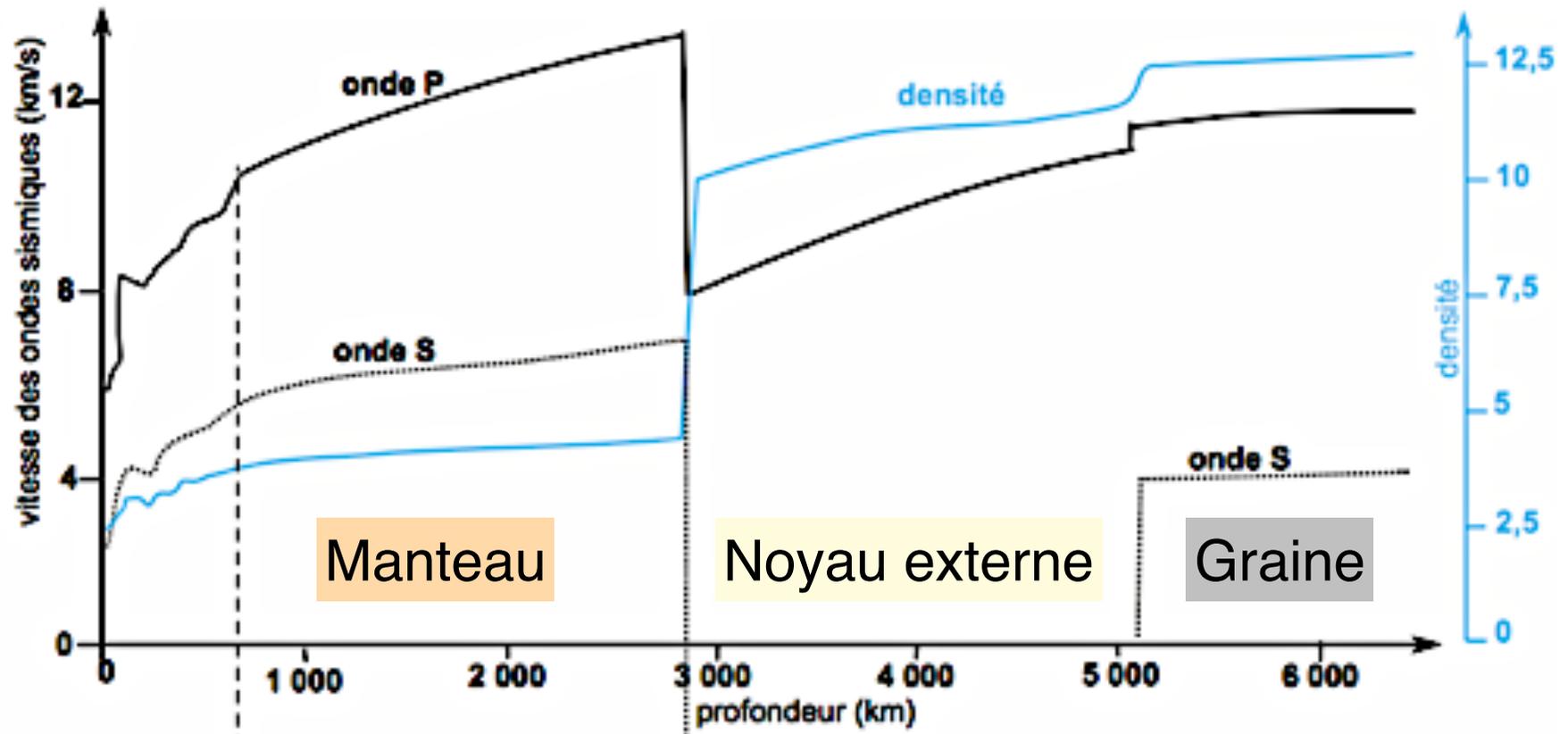
Profondeur sous le
plancher
océanique
(en km)



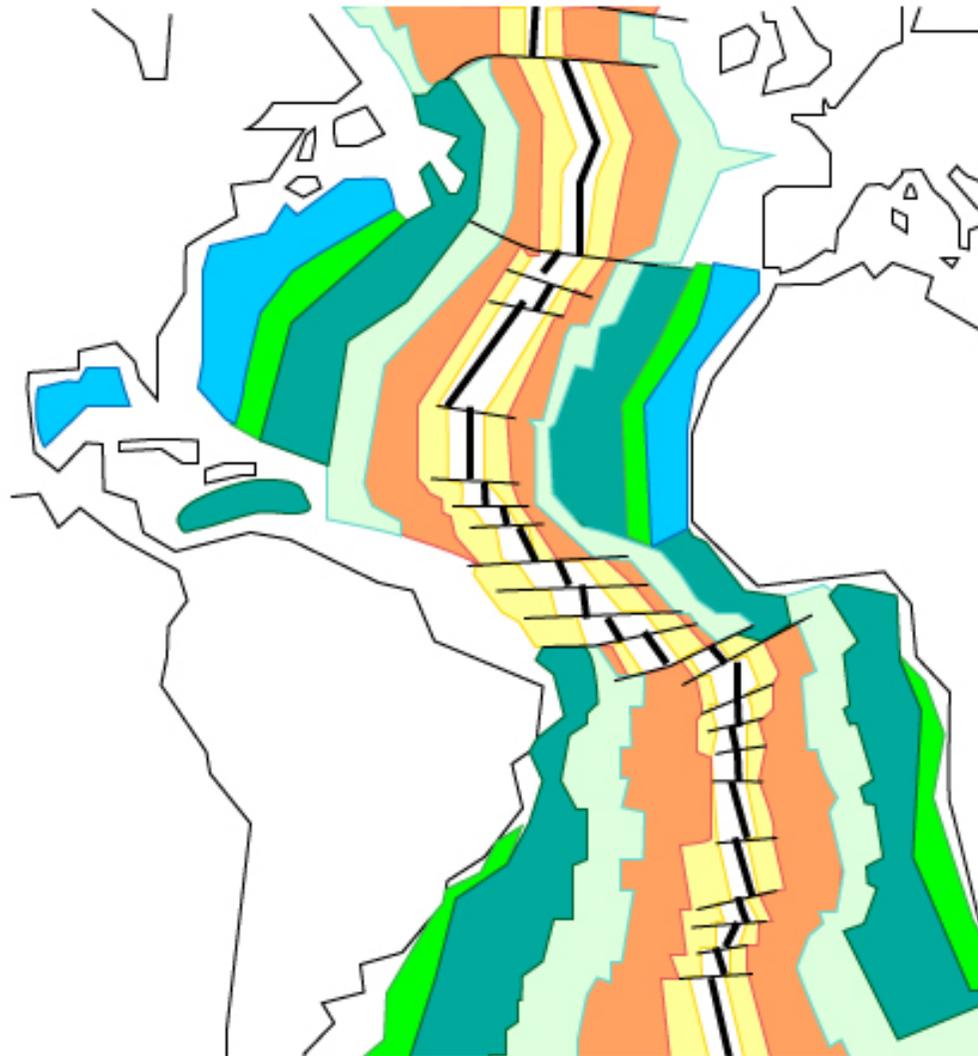
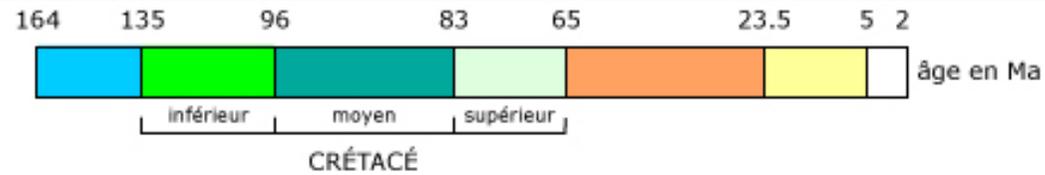
Exercice : modèle PREM



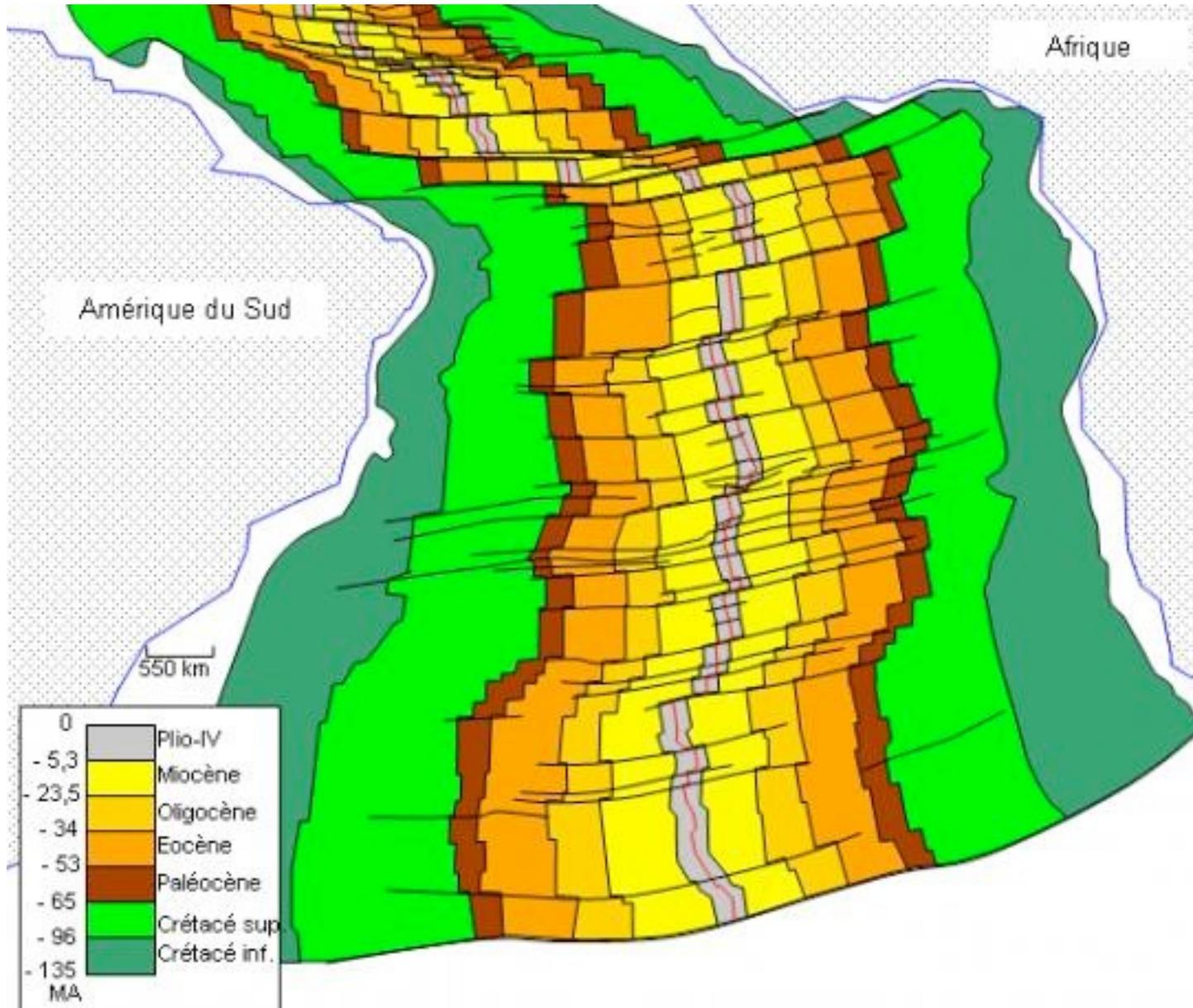
Modèle PREM



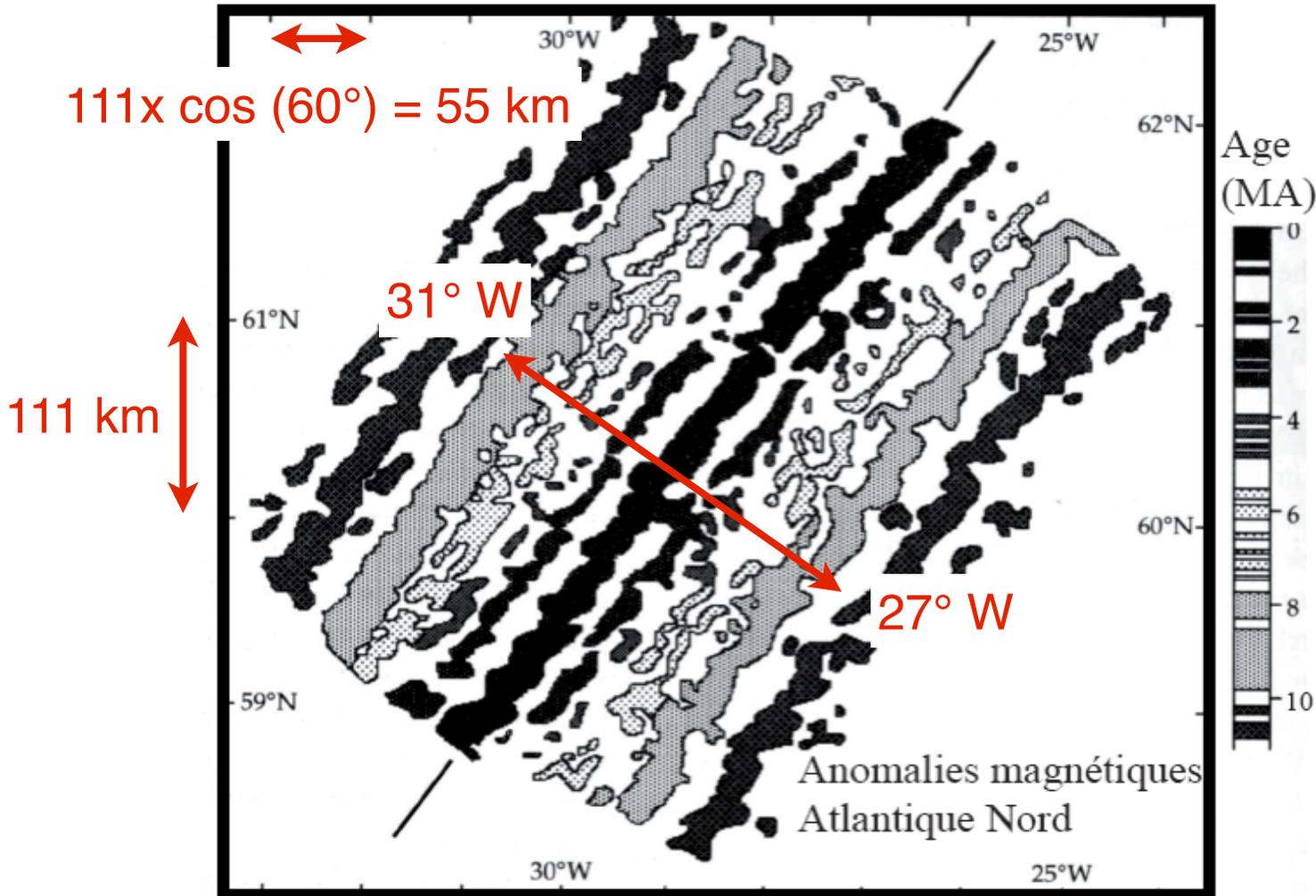
Carte des fonds océaniques



Carte des fonds océaniques

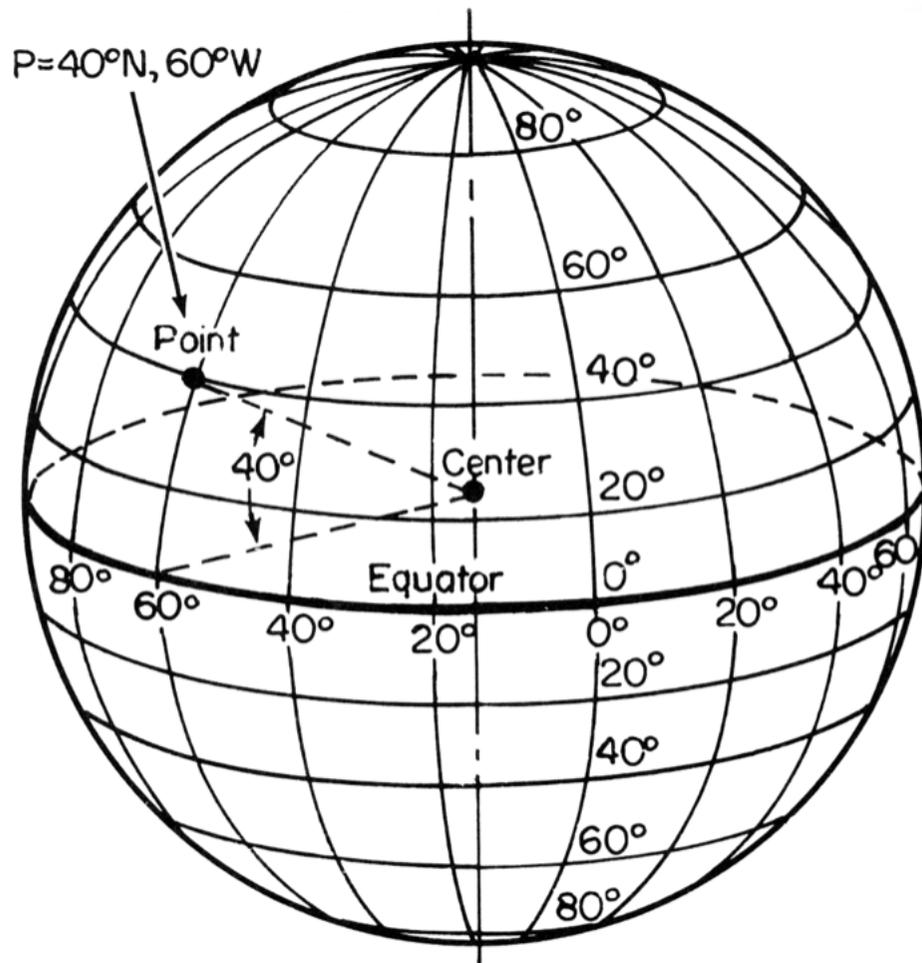


Vitesse d'expansion de l'Atlantique



Les échelles horizontales et verticales sont obtenues grâce aux latitudes et longitudes. Elles permettent de « mesurer » la production de lithosphère océanique pour 10 MA qui est de 220 km soit une vitesse d'expansion de 2 cm.an⁻¹.

Échelle en ° de latitude et longitude

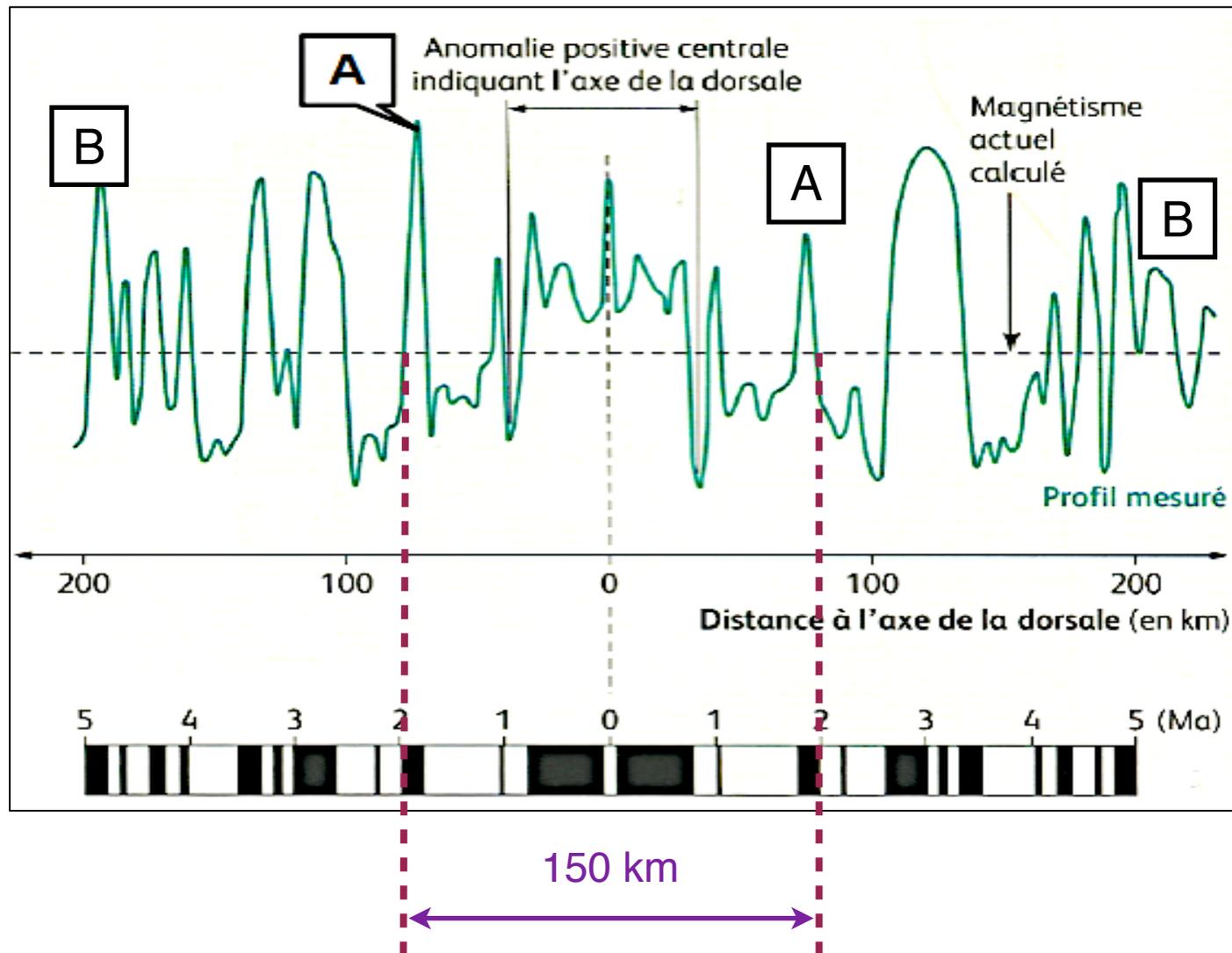


Sur une ligne verticale (méridien) pour chaque degré de latitude, vers le sud ou le nord, on parcourt $40\,000 \text{ km} / 360^\circ = 111 \text{ km}$

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

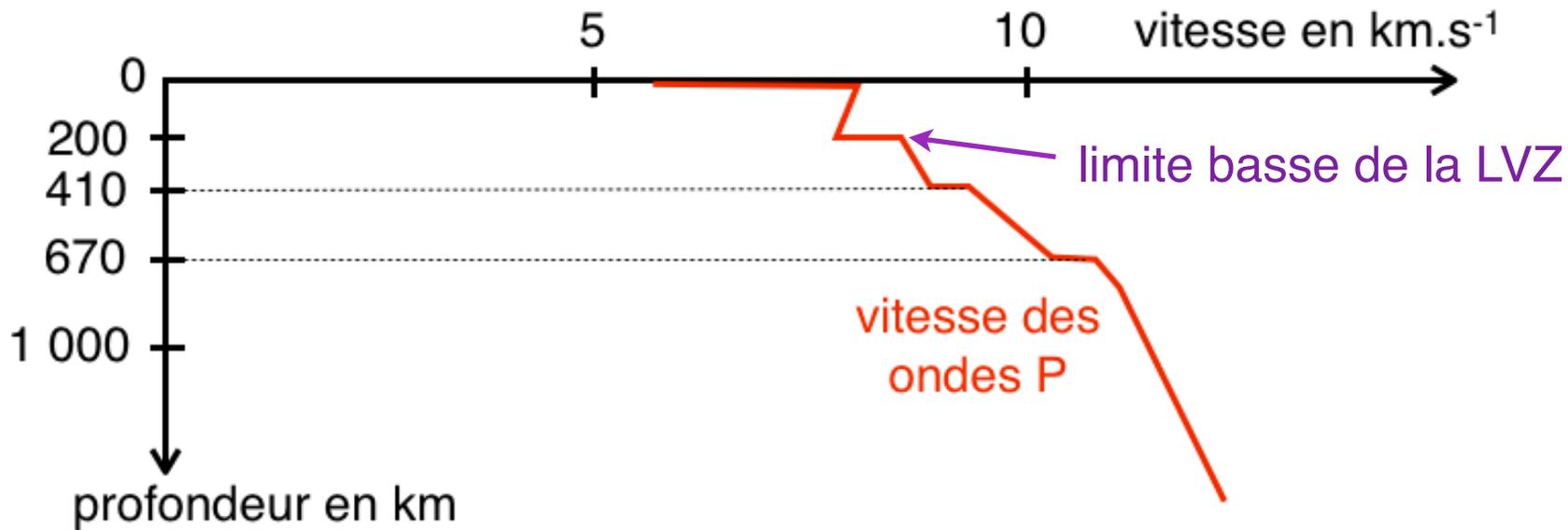


A : 150 km en 2 MA soit $v = 7,5$ cm/an

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

2. Construction du gradient géothermique

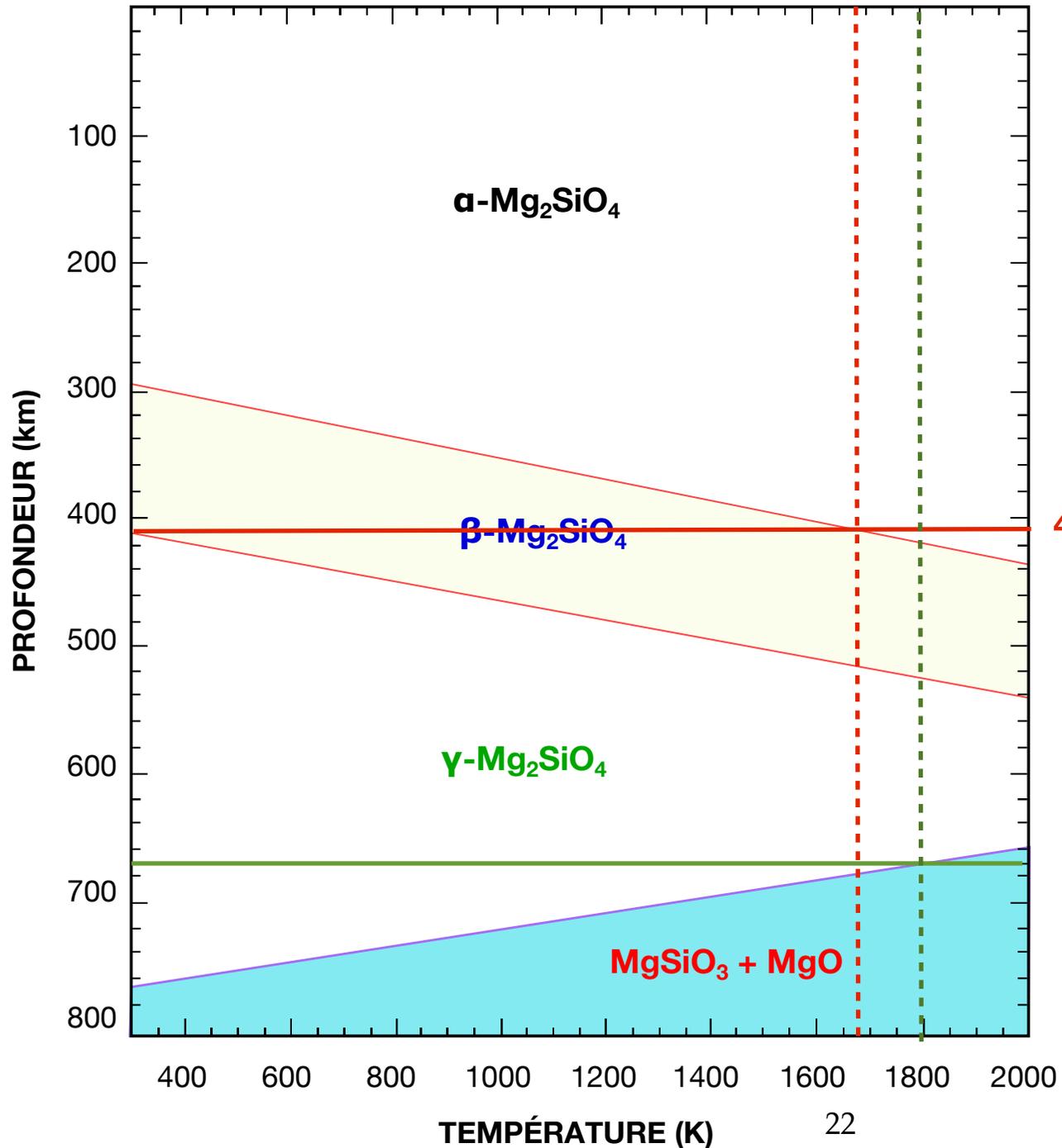
Gradient géothermique



À 410 km, la densité passe de 3,54 à 3,72 : passage de l'olivine α à β

À 670 km, la densité passe de 3,99 à 4,38 : passage de l'olivine γ 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⁻¹

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 $\frac{T_{z1}}{T_{z2}} = \left(\frac{\rho_{z1}}{\rho_{z2}}\right)^{\gamma}$

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

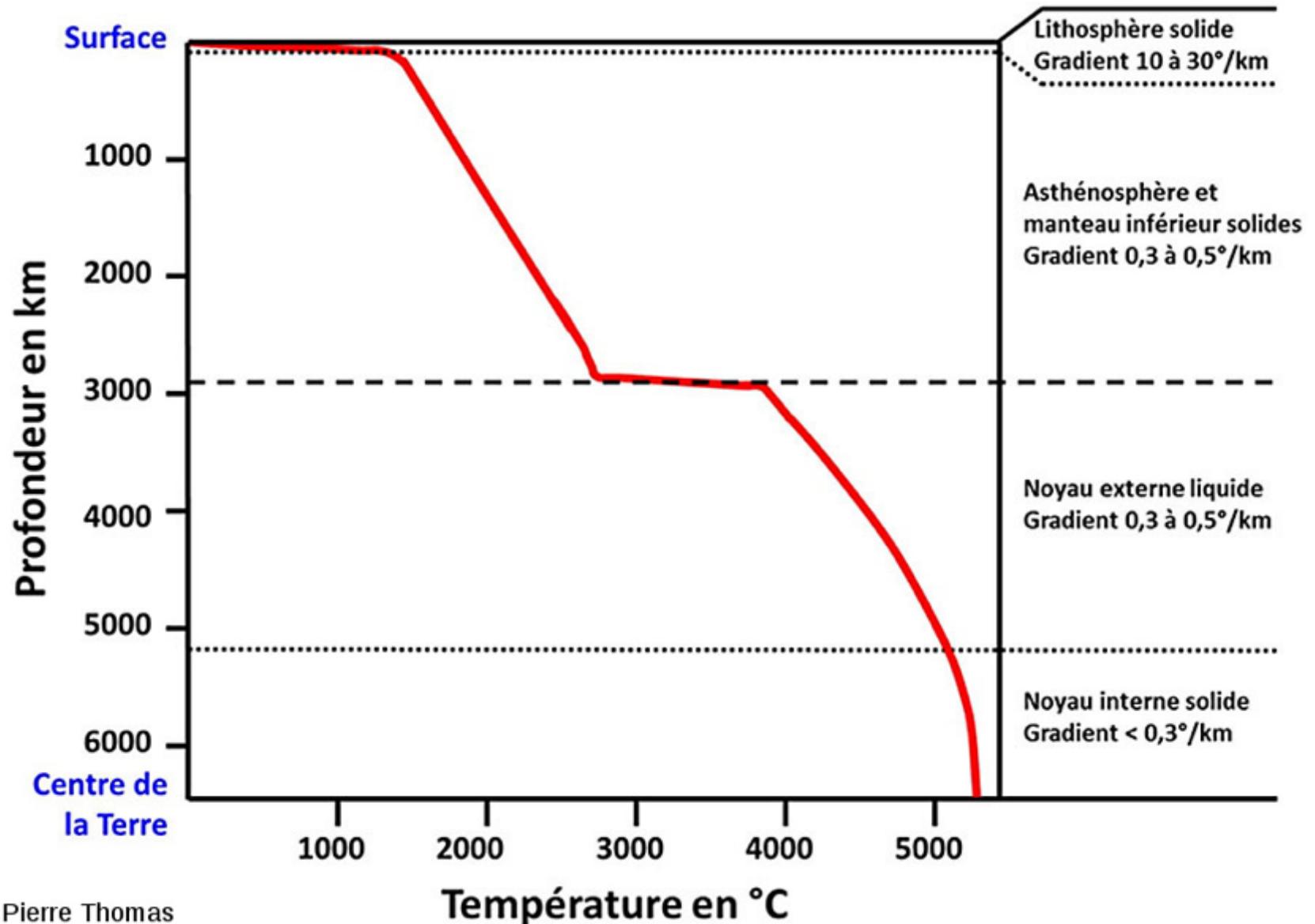
$$\Rightarrow \text{gradient} = 0,58 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$$

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

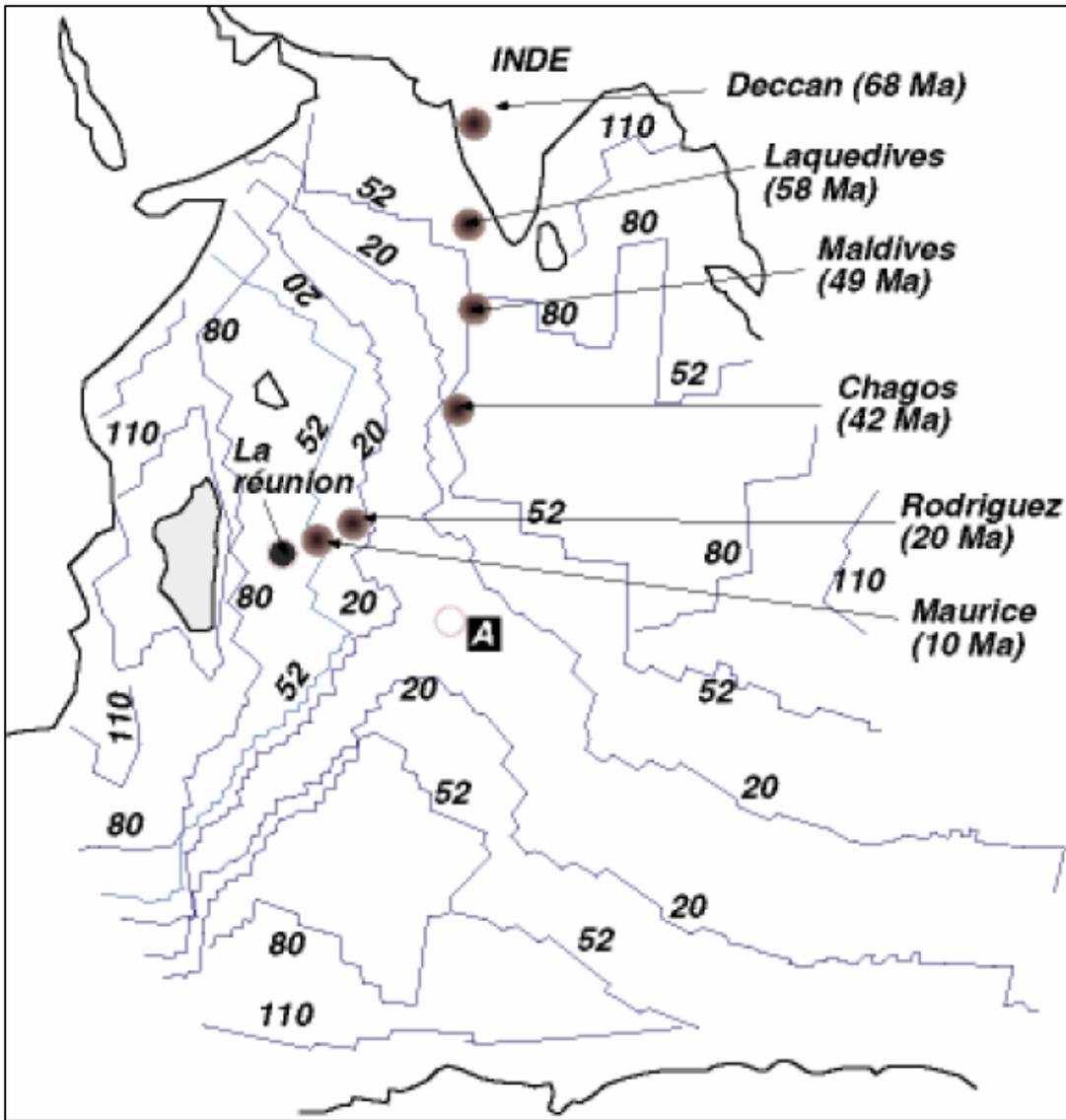


Pierre Thomas

planet-terre.ens-lyon

3. La dynamique des enveloppes terrestres

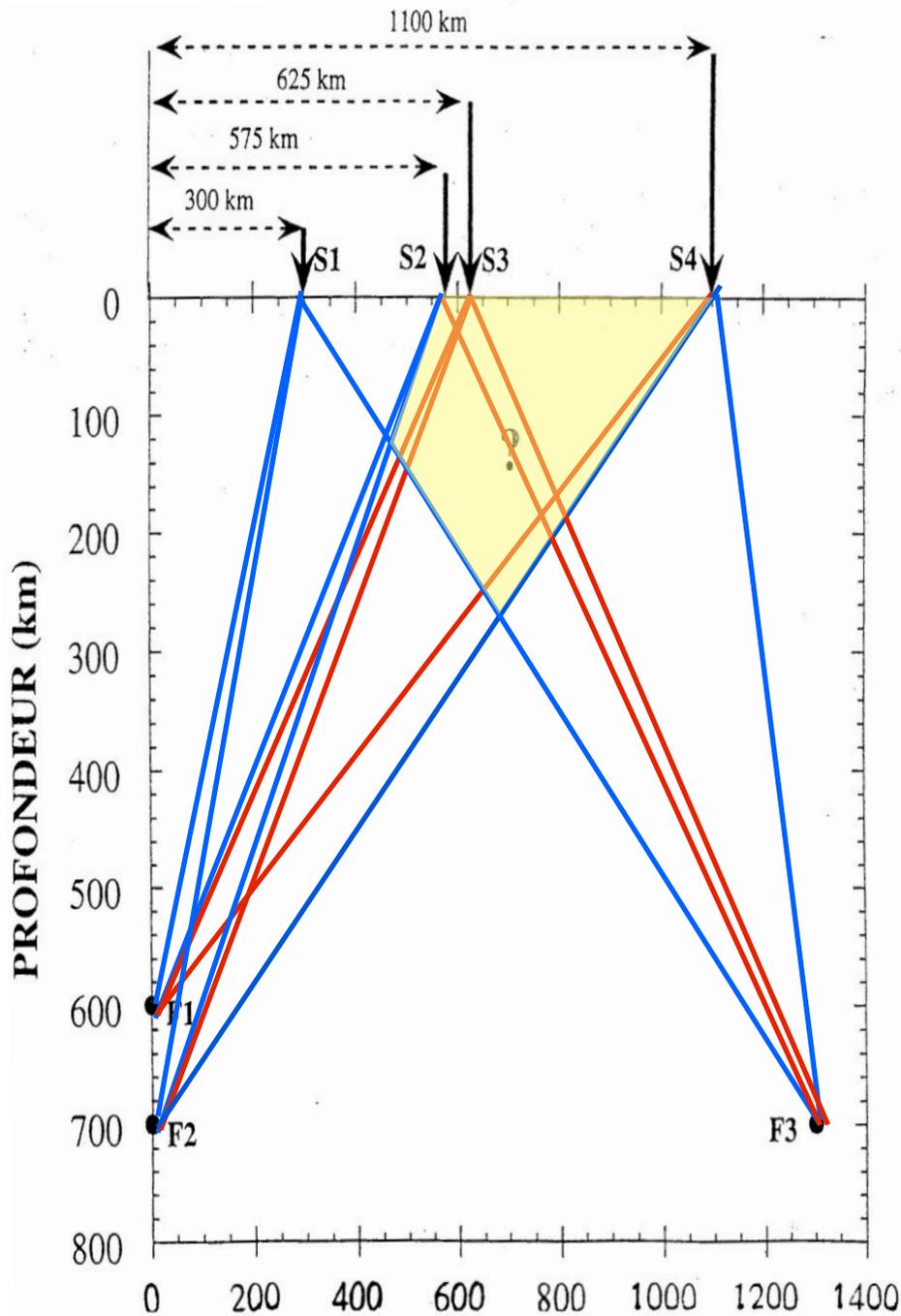
Mouvements des plaques



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

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

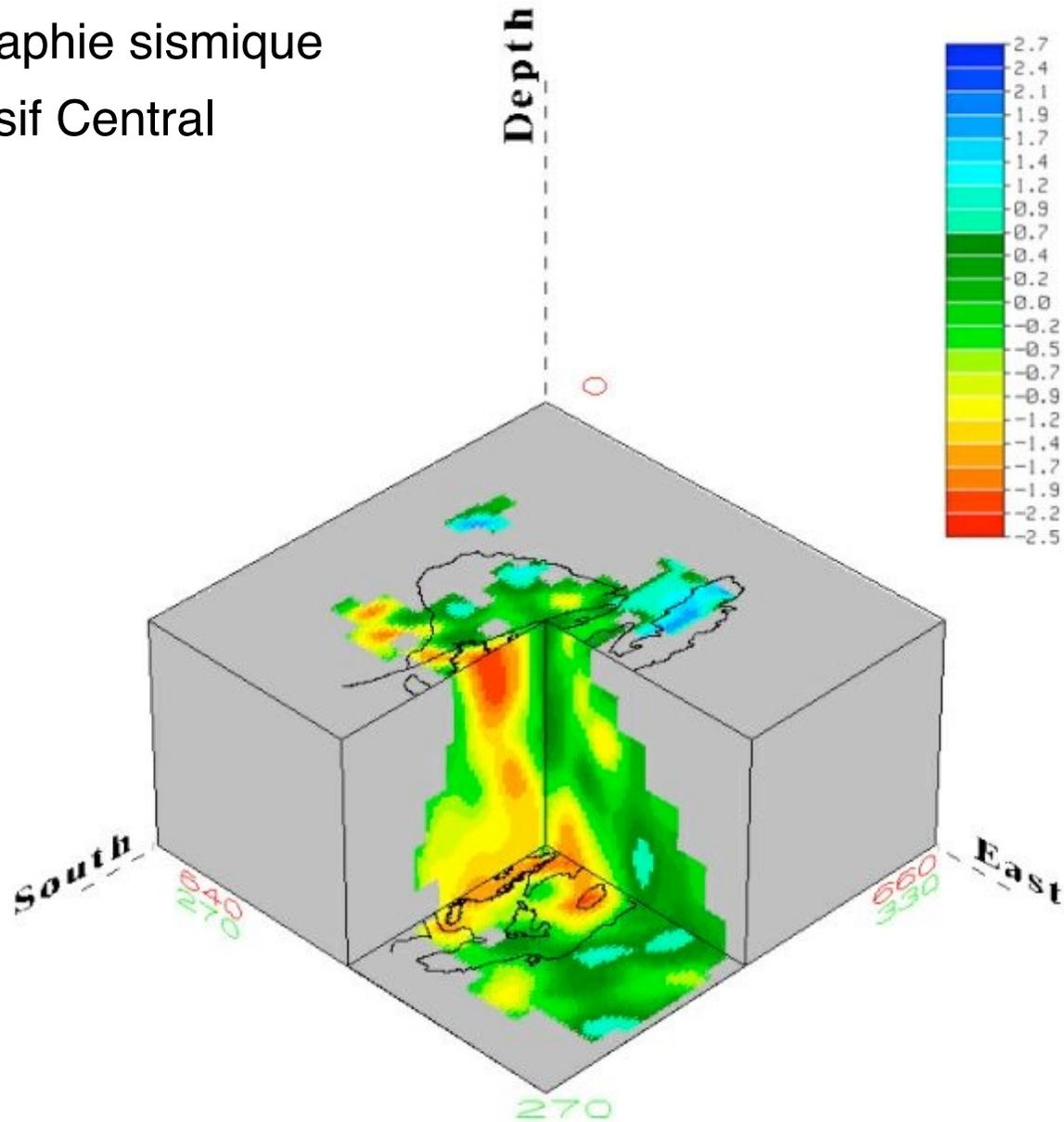
par le calcul, on a $x = 7 \text{ km.s}^{-1}$.

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

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

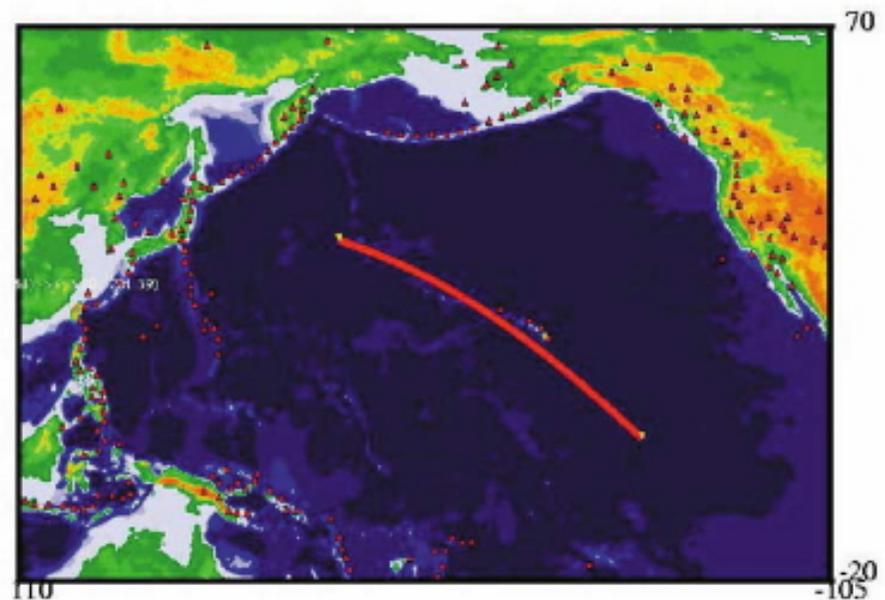
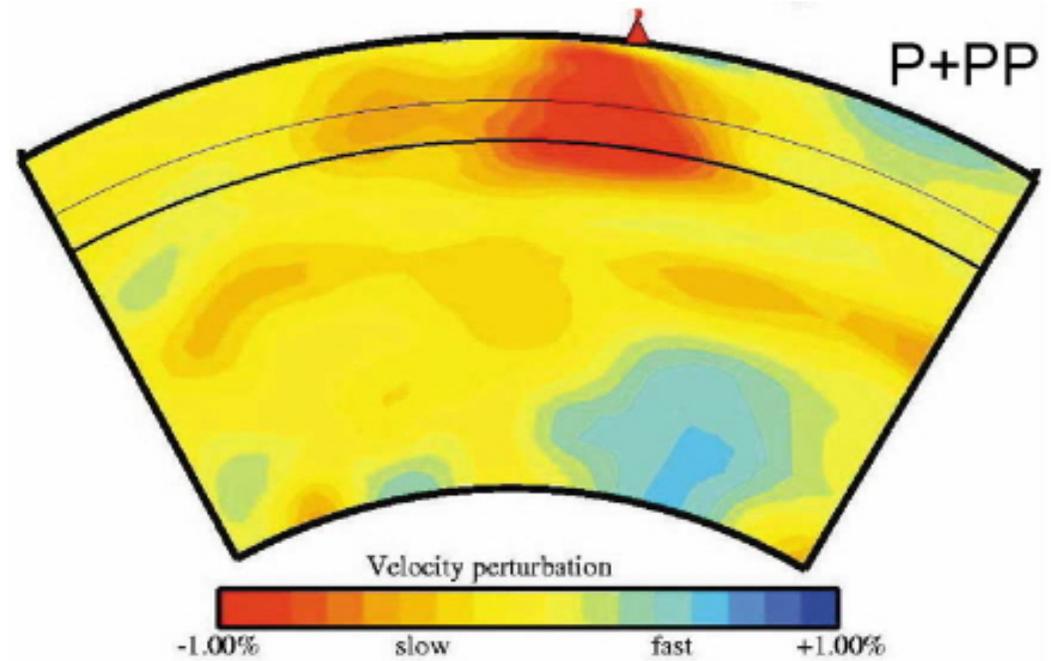
Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique
sous le Massif Central



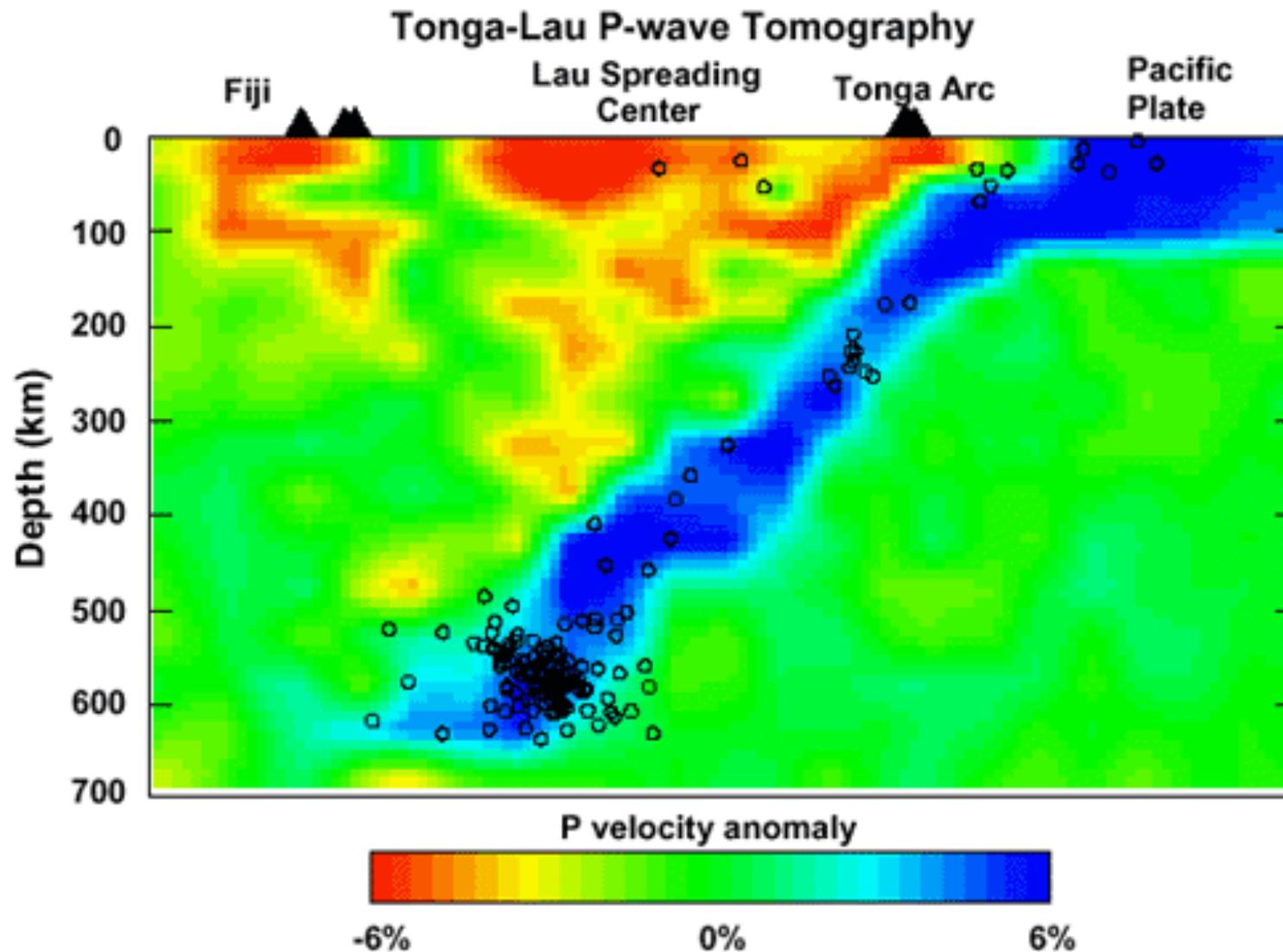
Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique
sous l'archipel d'Hawaï



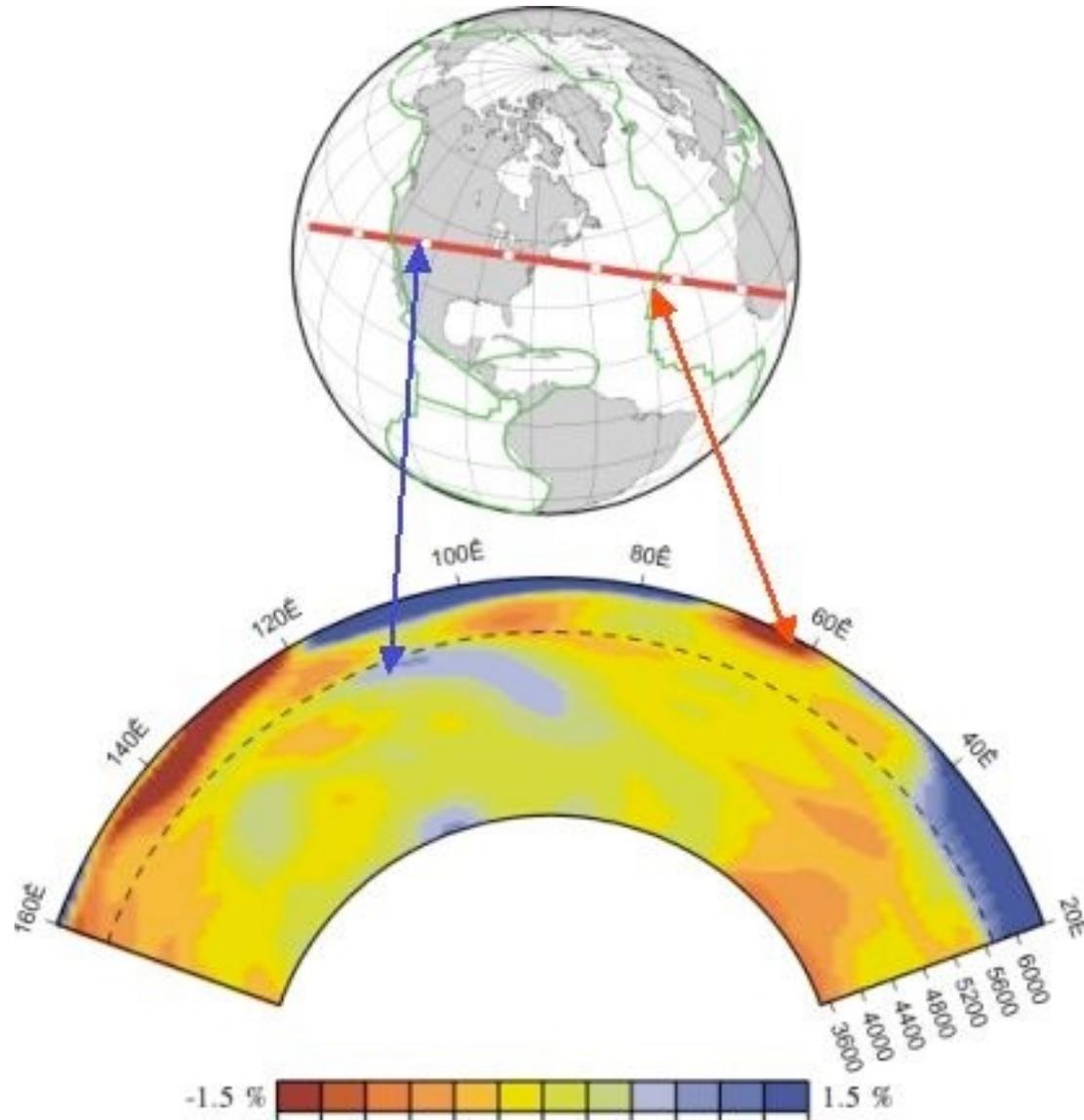
Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique au niveau de la fosse des Mariannes



Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique sous l'Atlantique



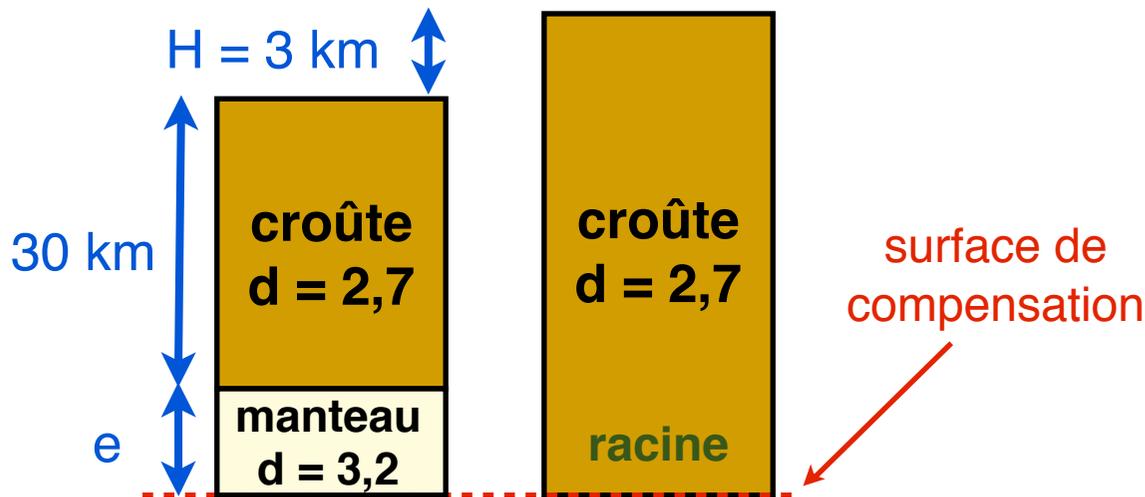
Isostasie

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 (noté H) de matériaux enlevés sont compensés par une remontée d'une hauteur h de manteau. D'après Airy, $H \times 2,8 = h \times 3,3$ donc $h = 1700$ m (pour $H = 2000$ m). La montagne a perdu 2 000 m mais est remontée de 1 700 m donc sa nouvelle altitude est 3 700m ($= 4000 - 2000 + 1700 = 4000 - H + h$).

2. Même calcul avec $H = 10\ 000$ m. D'après Airy, $H \times 2,8 = h \times 3,3$ donc $h = 8\ 480$ m pour $H = 10\ 000$ m. La montagne a perdu 10 000 m mais est remontée de 8 480 m donc sa nouvelle altitude est 2480 m ($= 4000 - 10000 + 8480$).

3. On veut une altitude finale de 0 m càd $4000 - H + h = 0$. Il faut perdre H tel que $H \times 2,8 = h \cdot 3,3$ avec $H - h = 4000$ donc $2,8H = 3,3(H - 4000)$ 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 => enfoncement 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 asthénosphérique => remontée de 0,2 km

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