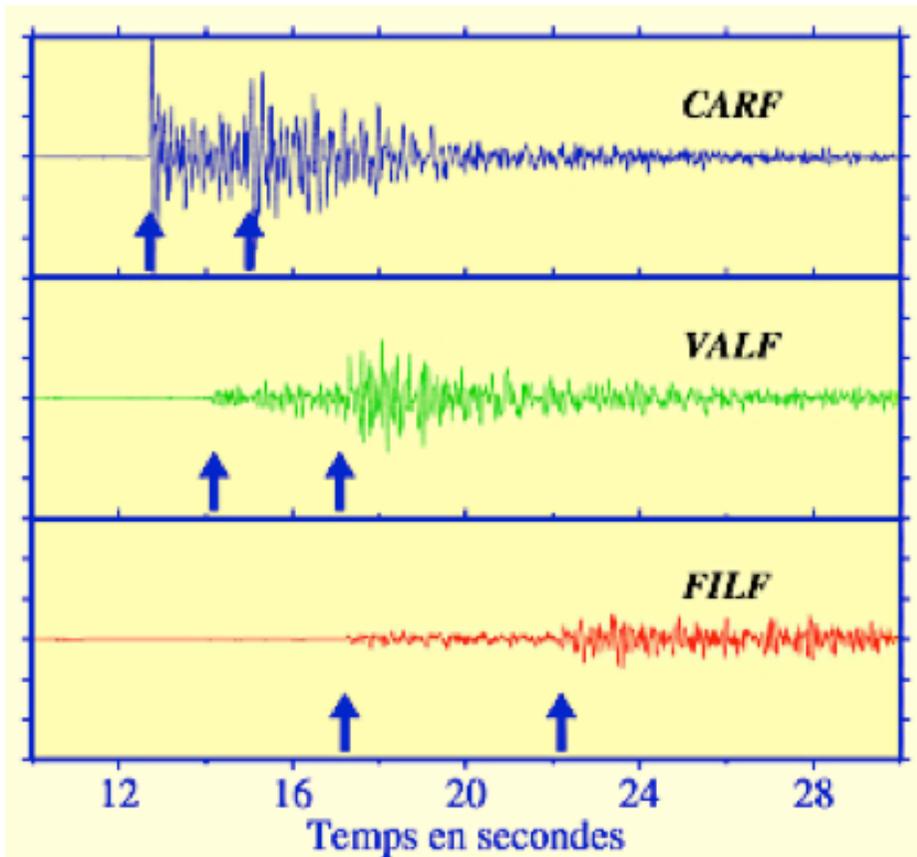


TD 1

Structure et dynamique du globe

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

Exercice 1



$$V = \frac{d}{t} \text{ donc } t = \frac{d}{V}$$

Soit d la distance du foyer à la station,

$$t_p = \frac{d}{V_p} \text{ et } t_s = \frac{d}{V_s}$$

$$t_s - t_p = \frac{d}{V_s} - \frac{d}{V_p} = d \left(\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p} \right)$$

$$t_s - t_p = d \left(\frac{V_p - V_s}{V_s V_p} \right)$$

$$\text{donc } d = \frac{(t_s - t_p) \cdot V_s V_p}{V_p - V_s}$$

Exercice 1

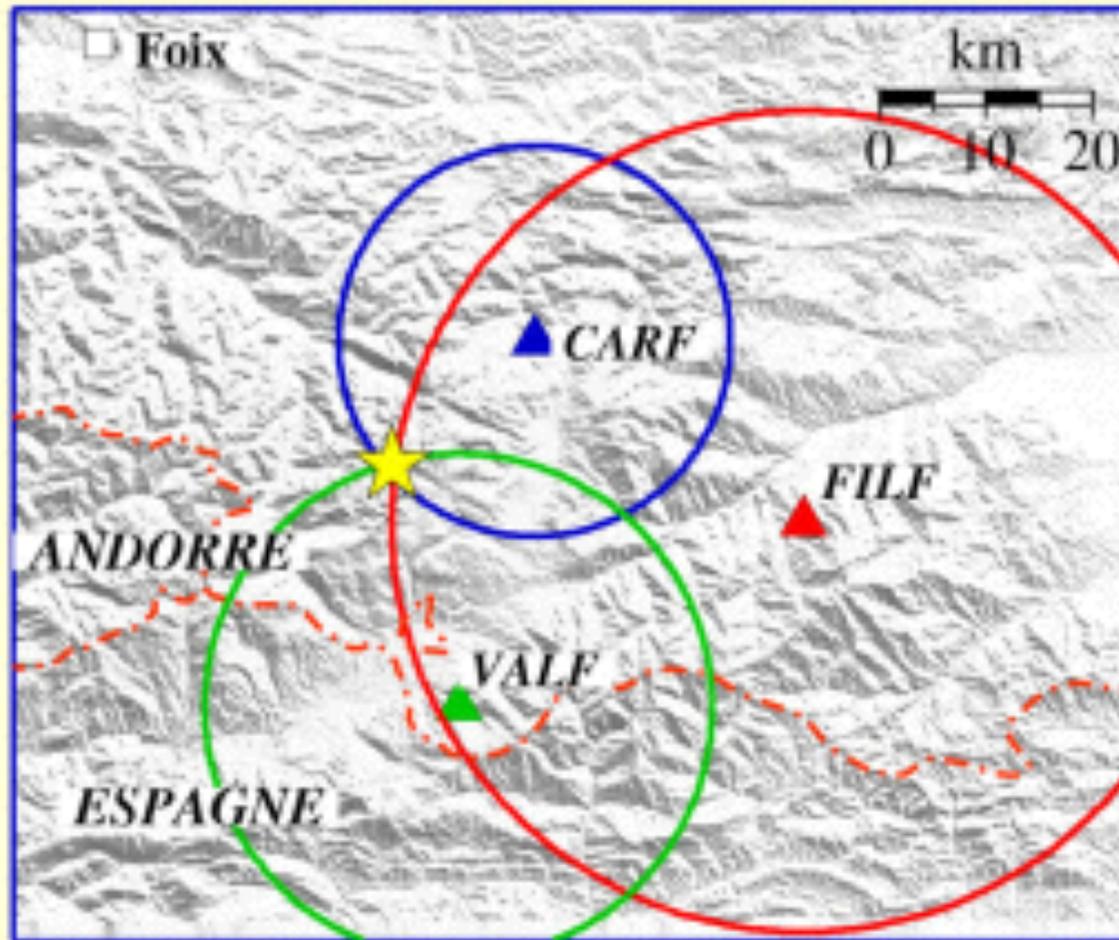
$$V_p = 6,3 \text{ km.s}^{-1} \text{ et } V_s = 3,7 \text{ km.s}^{-1}$$

$$\text{Station CARF : } t_s - t_p = 2,2 \text{ s } \text{ donc } d = 19,7 \text{ km}$$

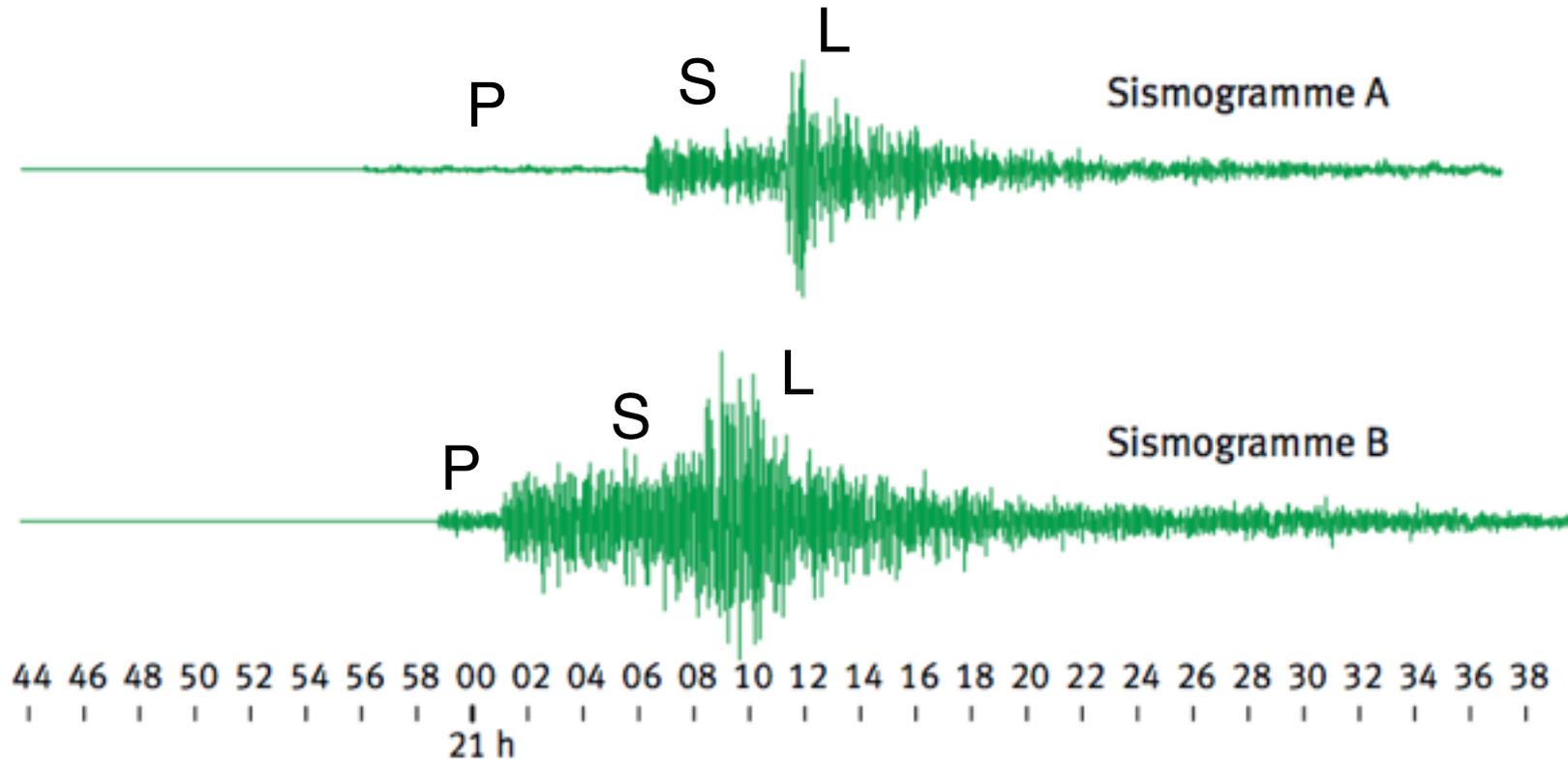
$$\text{Station VALF : } t_s - t_p = 2,5 \text{ s } \text{ donc } d = 22,4 \text{ km}$$

$$\text{Station FILF : } t_s - t_p = 4,4 \text{ s } \text{ donc } d = 39,4 \text{ km}$$

Exercice 1

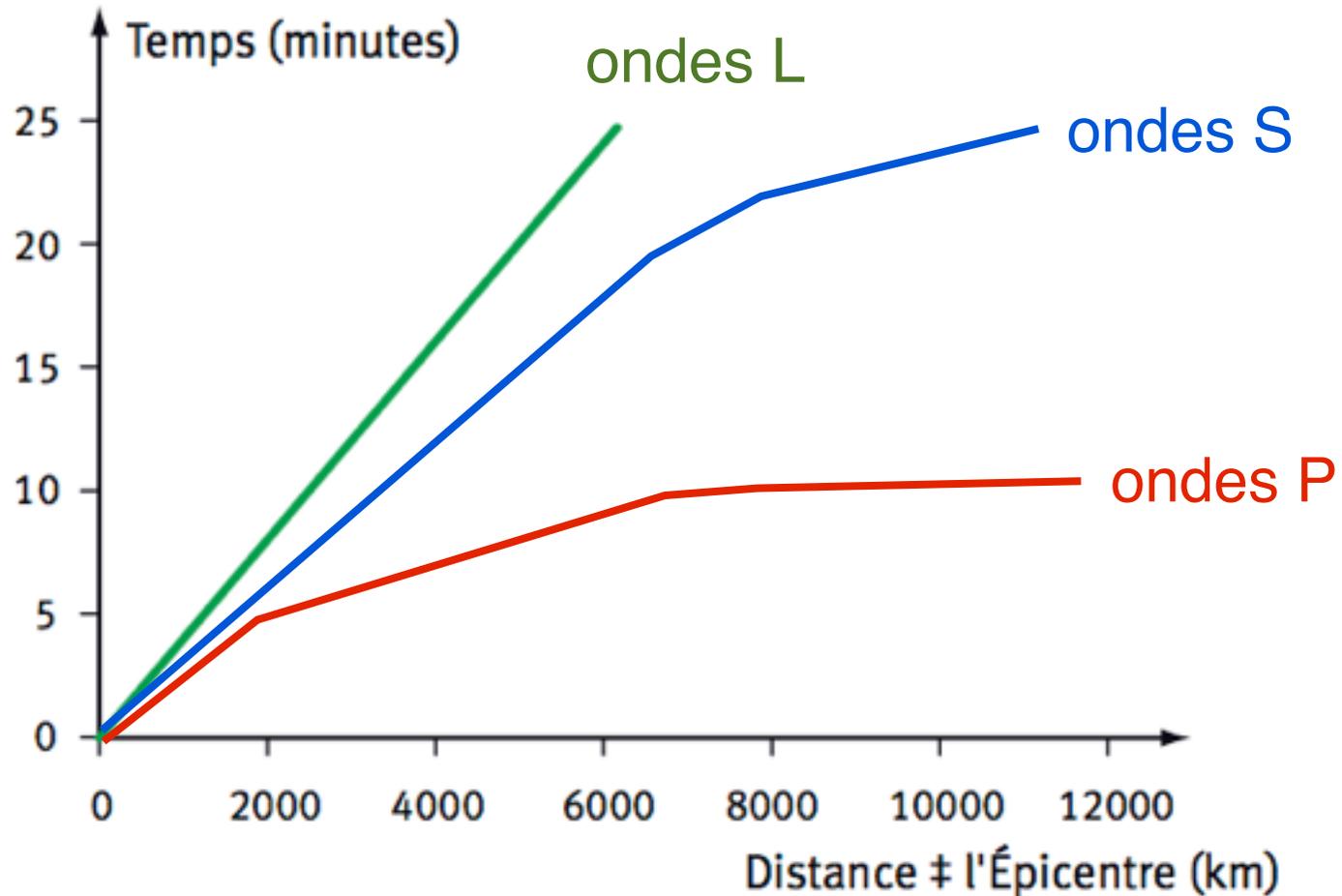


Exercice 2



Heure et vitesse d'arrivée	Station A Hawaï	Station B Australie	Station C
ondes P	20h57 => $v = 10 \text{ km.s}^{-1}$	20h59 => $v = 10 \text{ km.s}^{-1}$	20h50 => $v = 6,9 \text{ km.s}^{-1}$
ondes S	21h05 => $v = 5,8 \text{ km.s}^{-1}$	21h08 => $v = 5,9 \text{ km.s}^{-1}$	

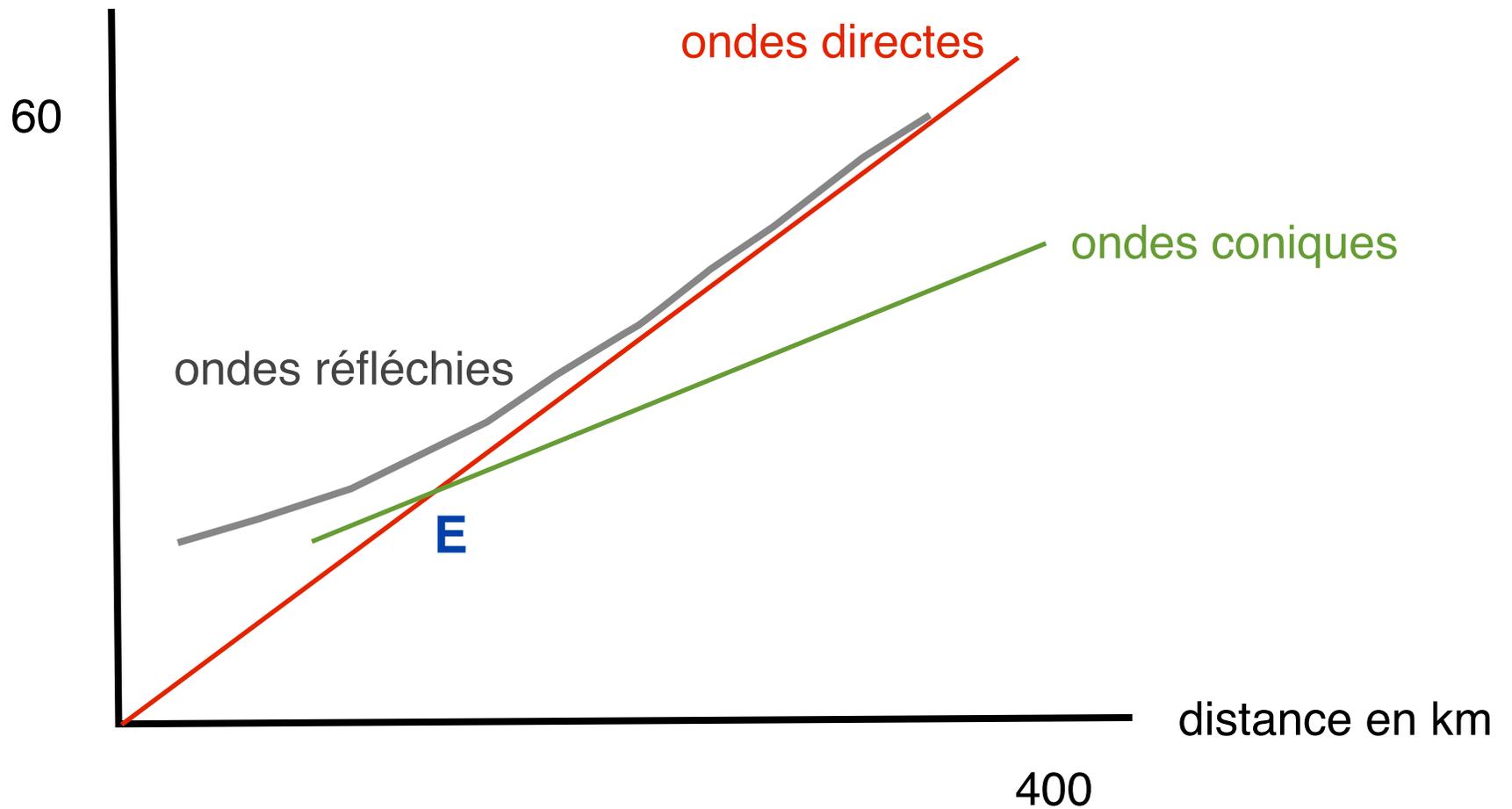
Exercice 2



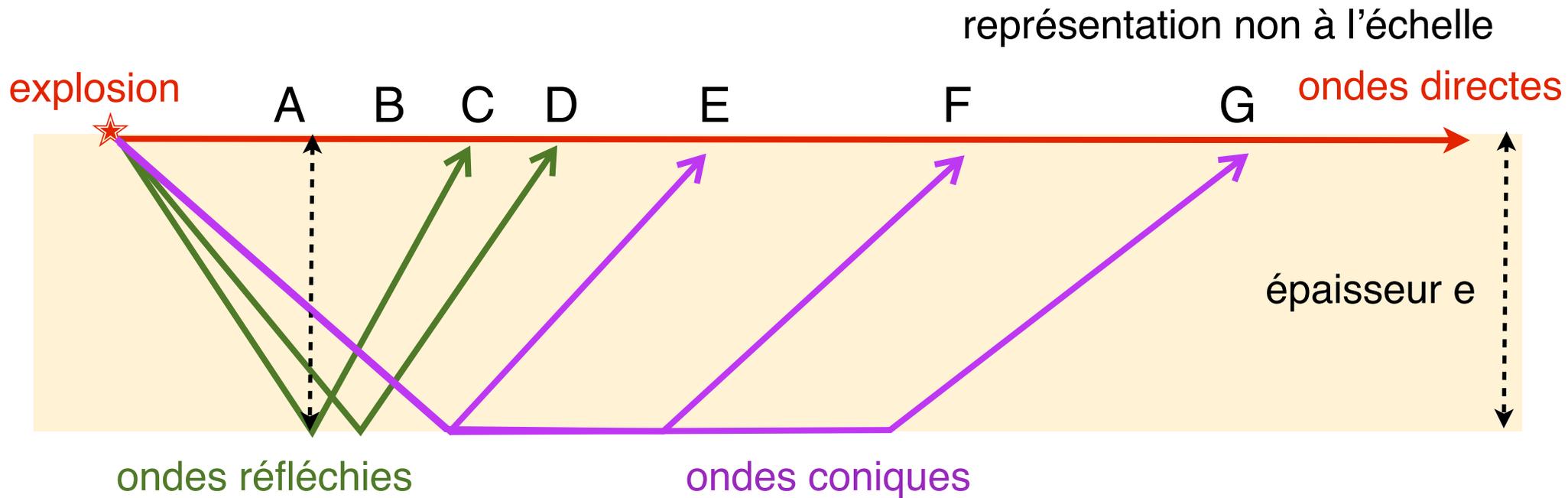
L correspond aux ondes de surface, à trajet linéaire, dans un milieu homogène. P et S traversent des milieux différents : trajet en profondeur => idées de couches de densités différentes ?

Exercice 3

temps d'arrivée en secondes



Exercice 3



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

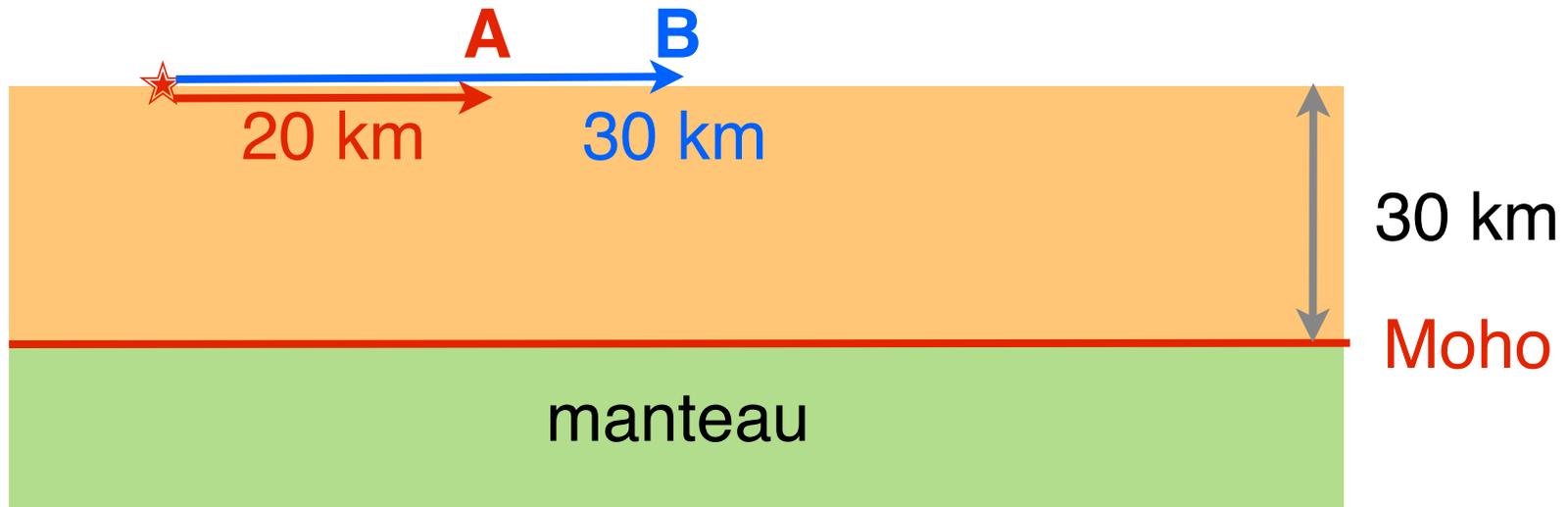
Quelques explications des stations

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 ?)

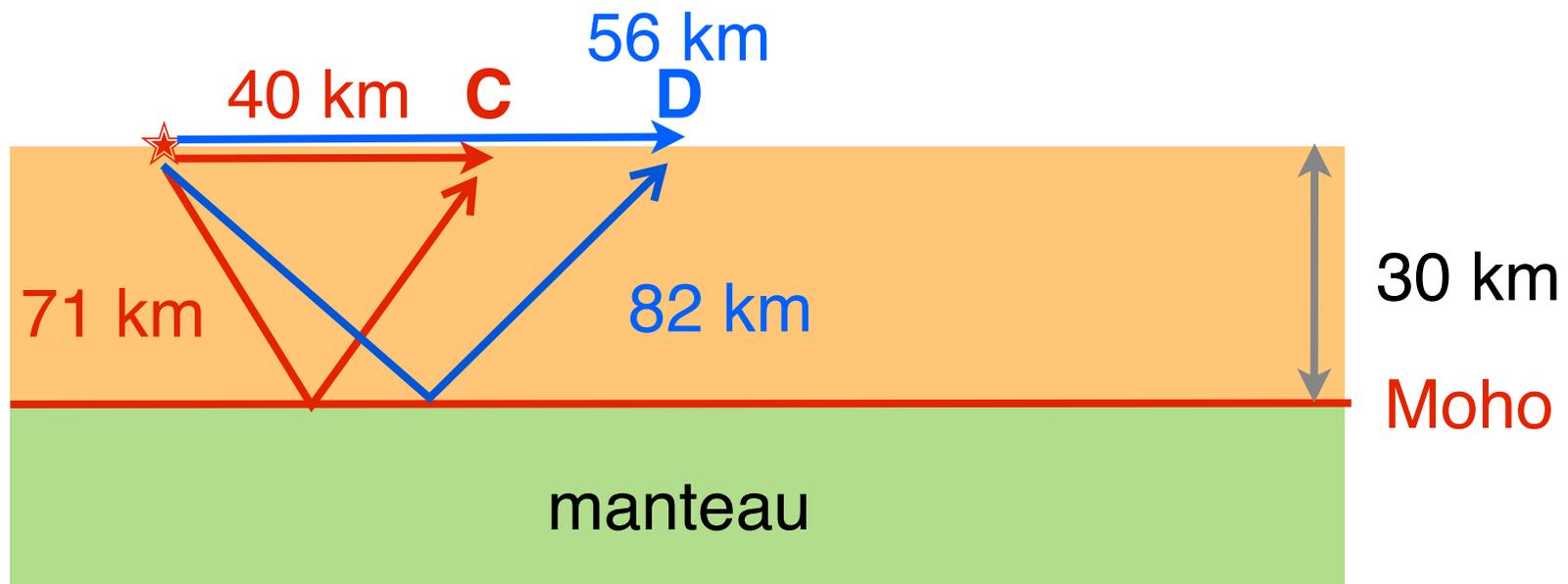
Quelques explications des stations

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 s. L'onde qui arrive ensuite est réfléchie : elle parcourt 71 km (Pythagore) soit 12,7 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 s.

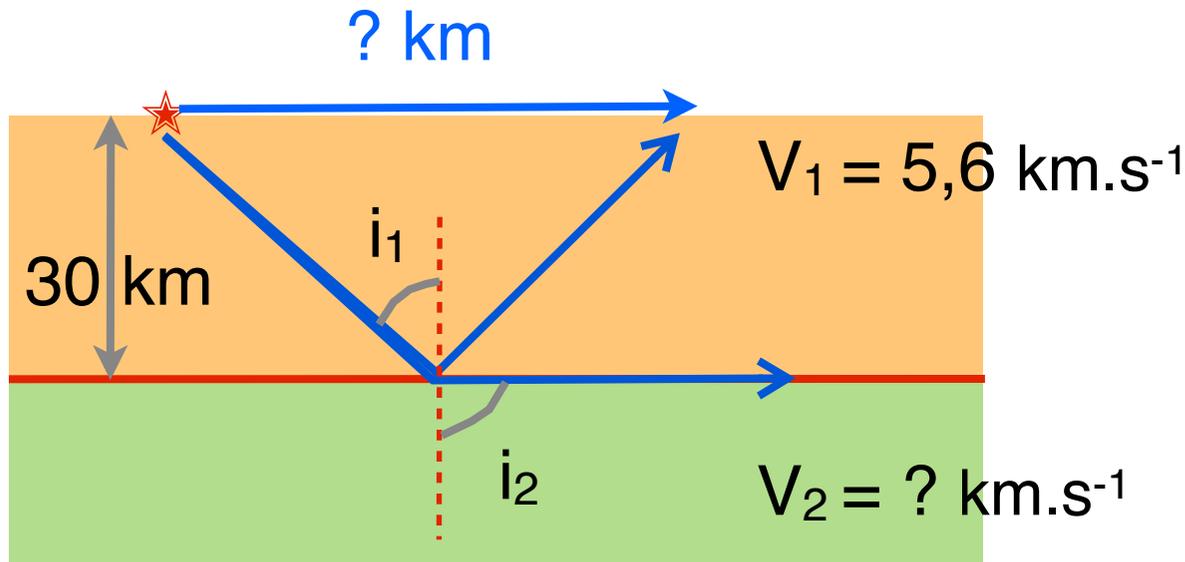


Quelques explications des stations

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 $i_1 = \arcsin (V_1/V_2)$

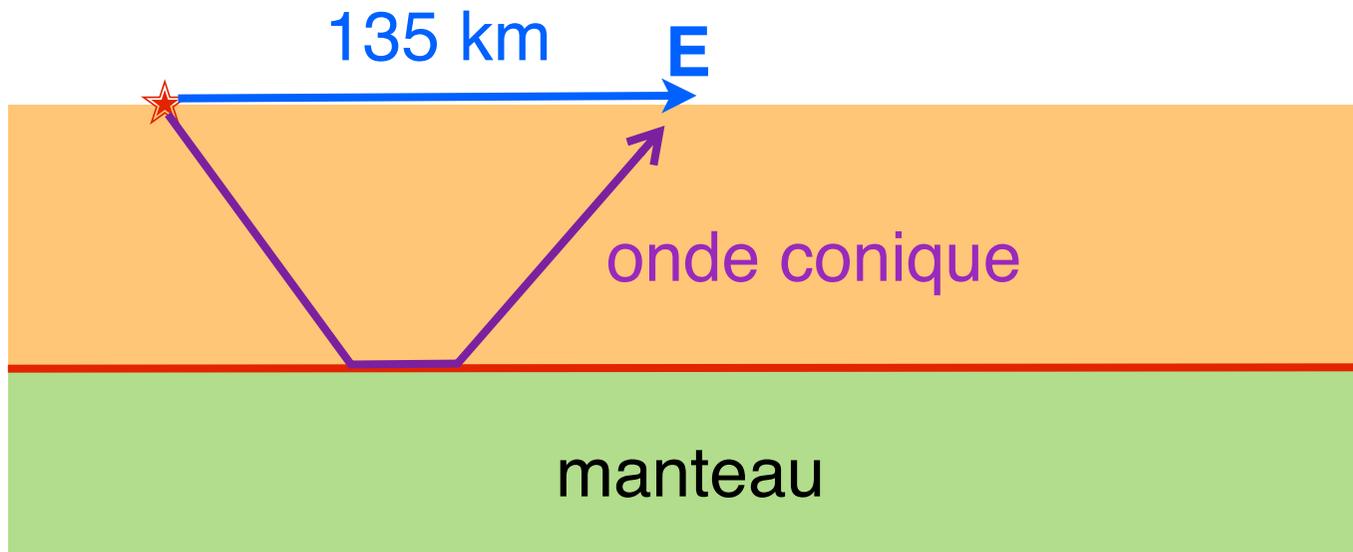
Il faut connaître V_2 pour savoir à partir de quelle distance on voit apparaître des ondes coniques.

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.

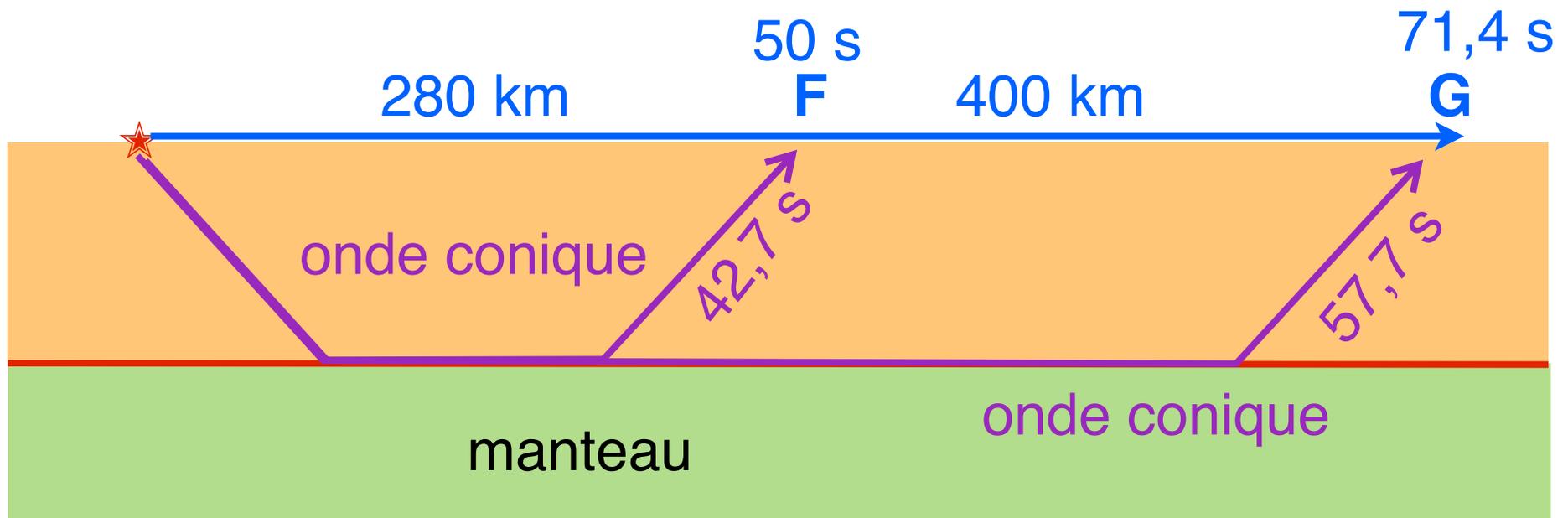


Quelques explications des stations

Stations F et G

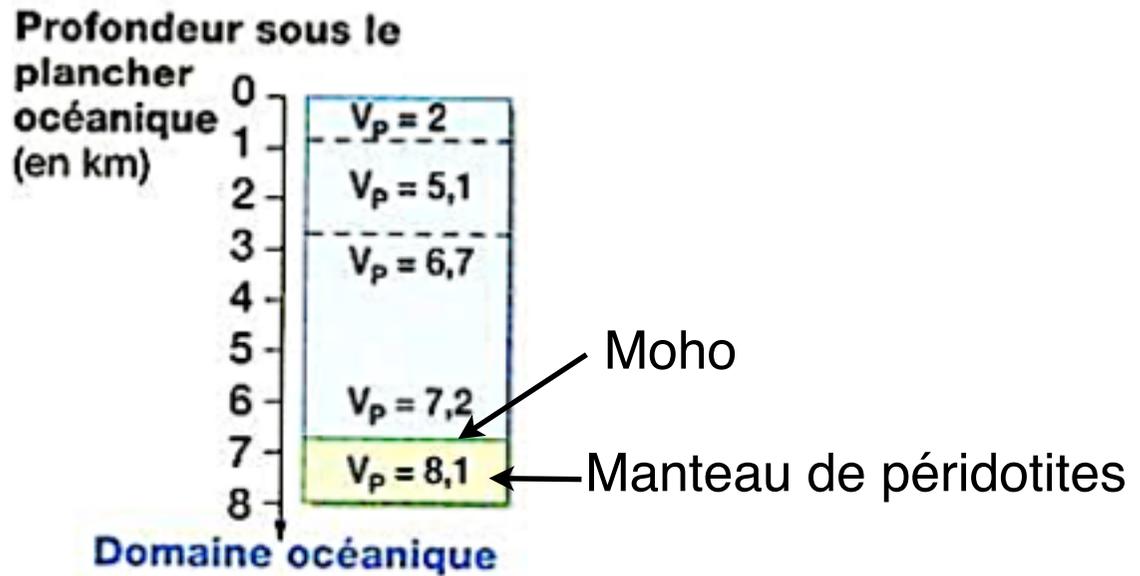
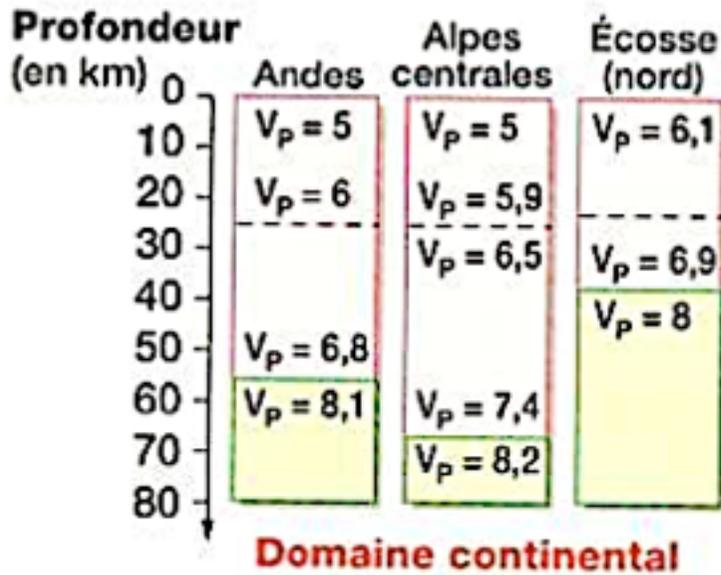
L'onde directe et l'onde réfléchiée ont le même train d'onde.

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

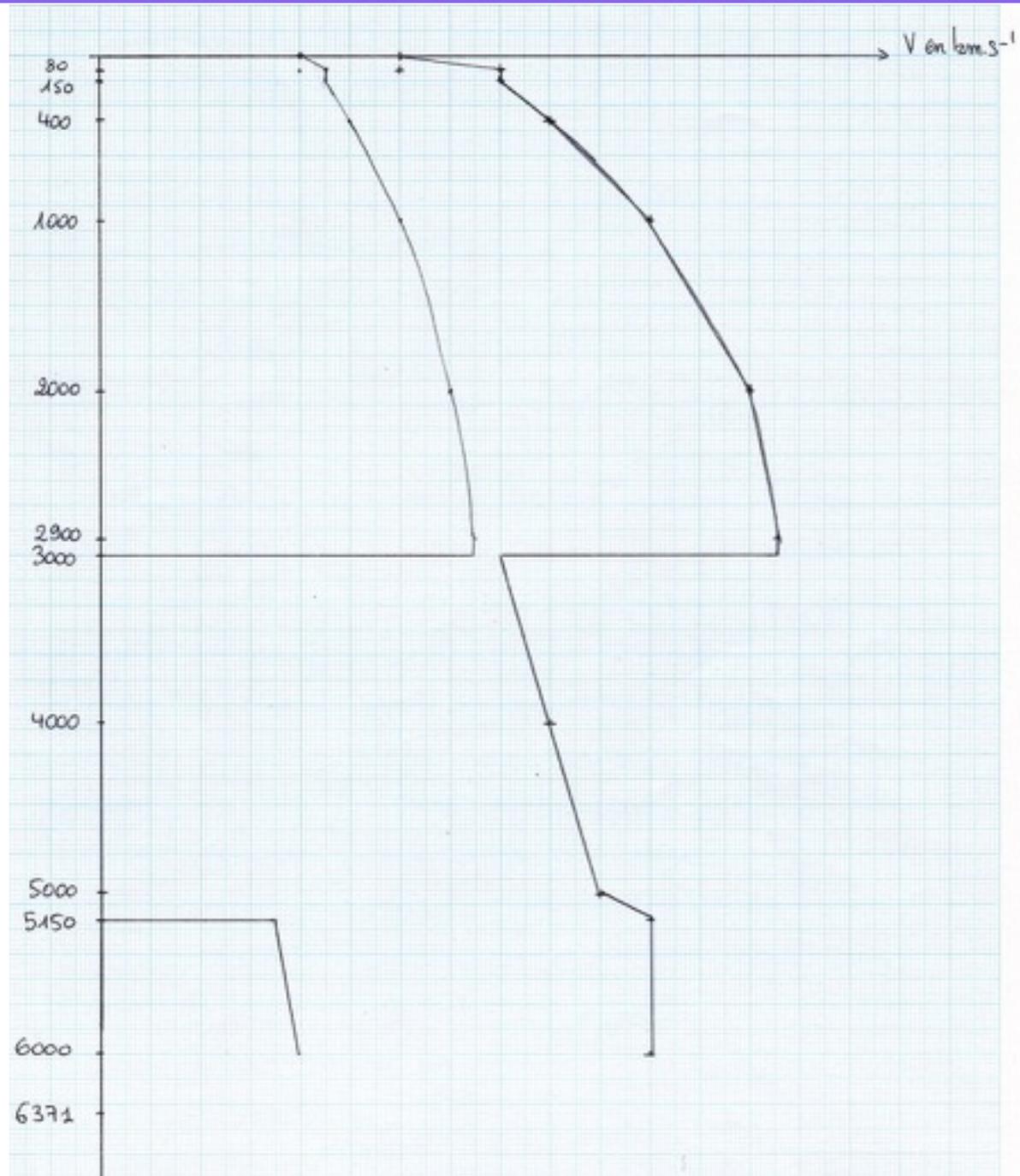


Pour calculer V_2 , on utilise le fait que la seule différence entre les stations F et G est de 120 km avec un délai de 15 s $\Rightarrow V_2 = 8 \text{ km.s}^{-1}$.

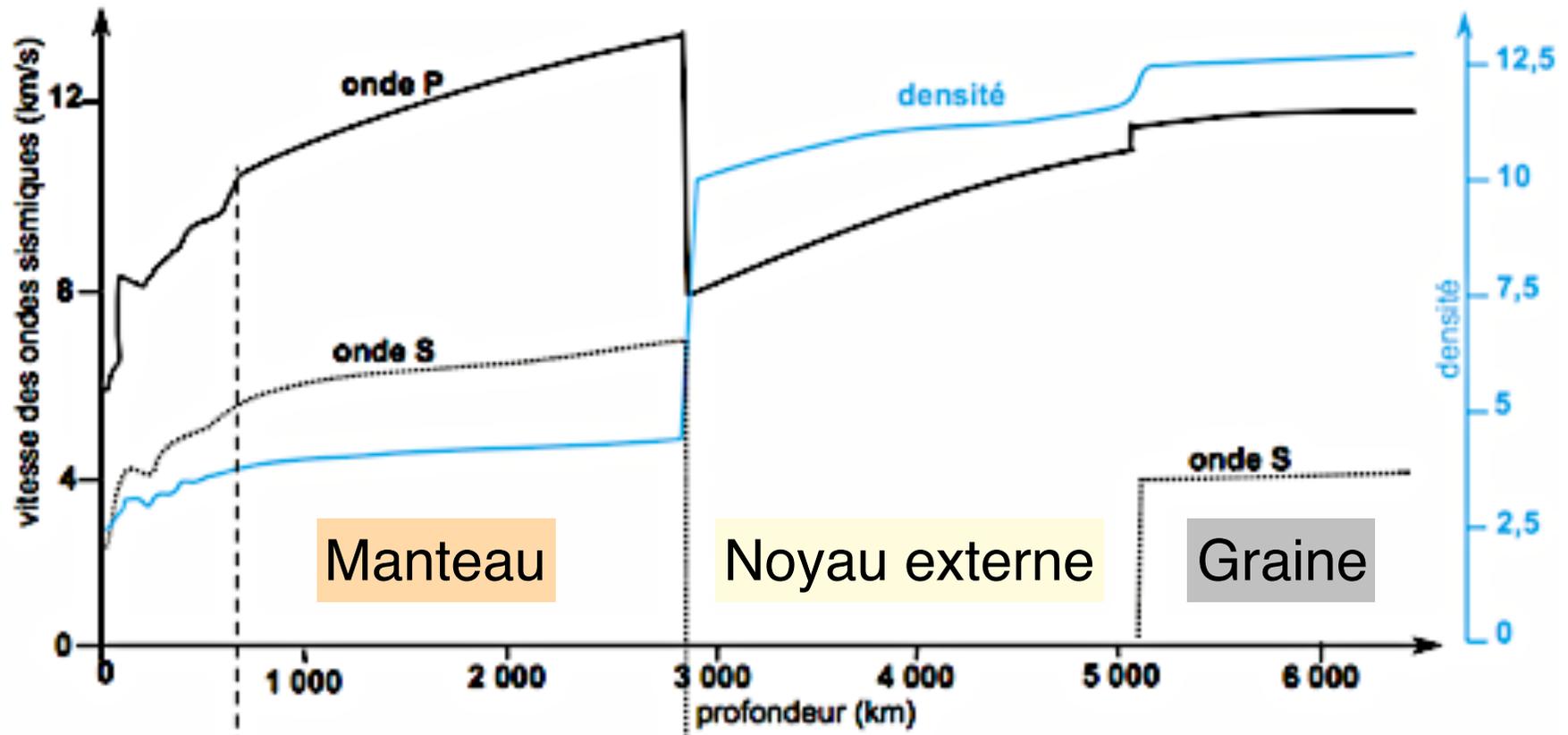
Exercice 4



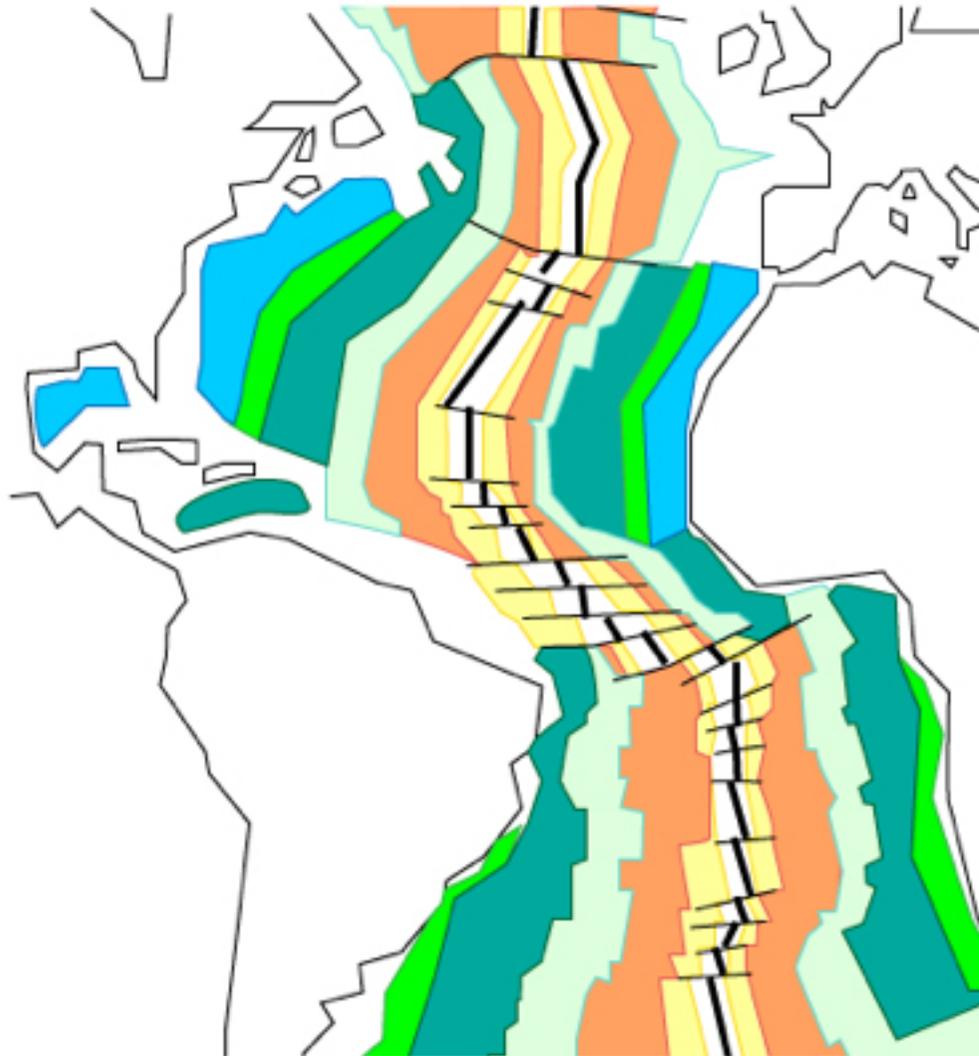
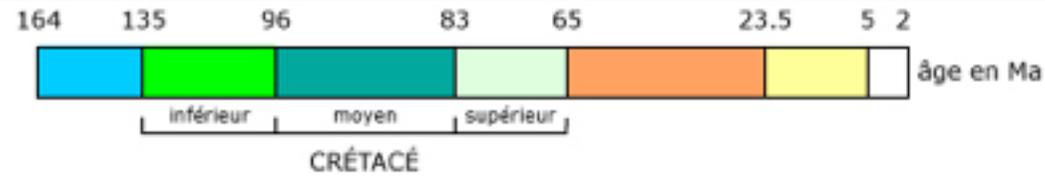
Exercice 5 : modèle PREM



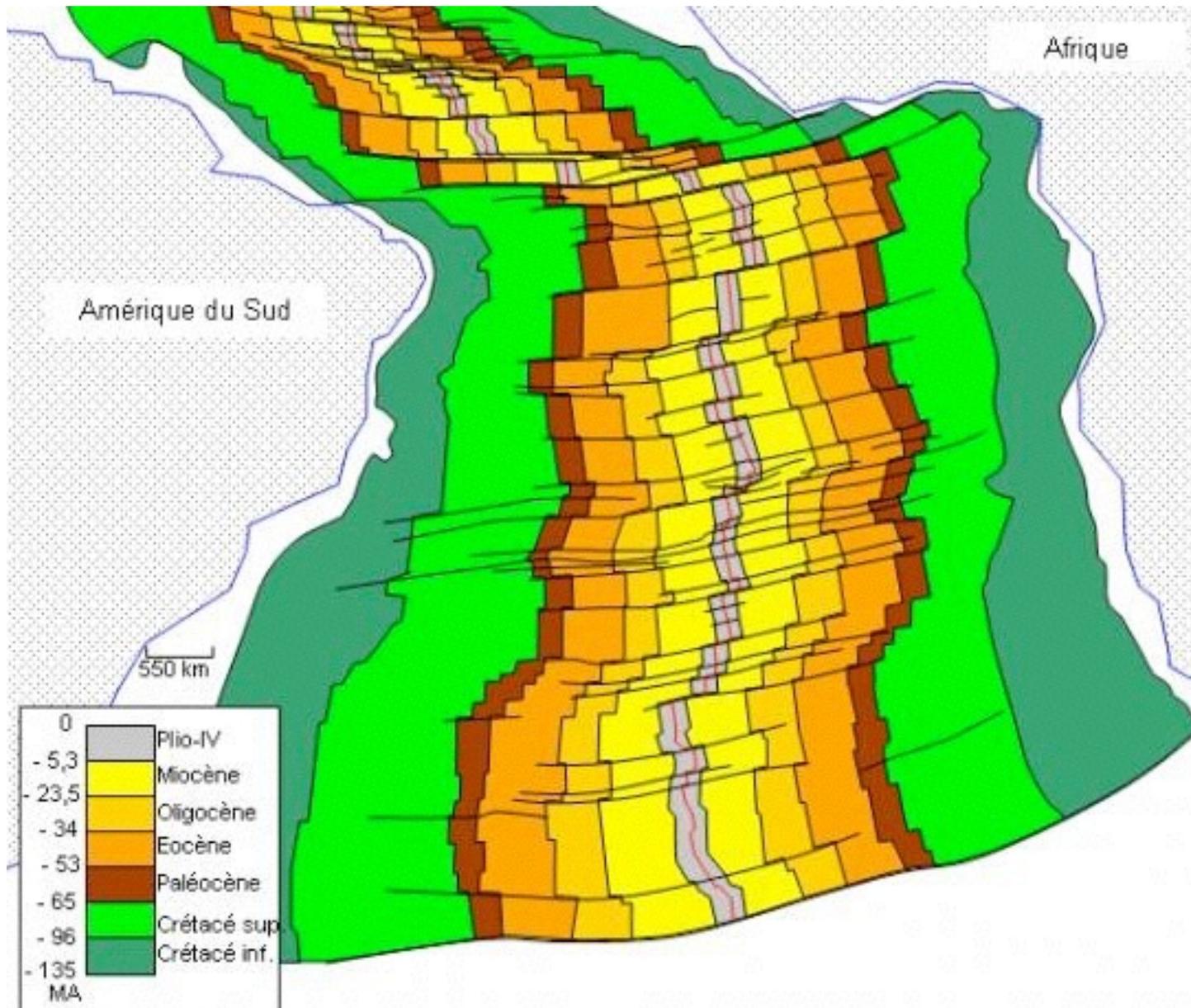
Modèle PREM



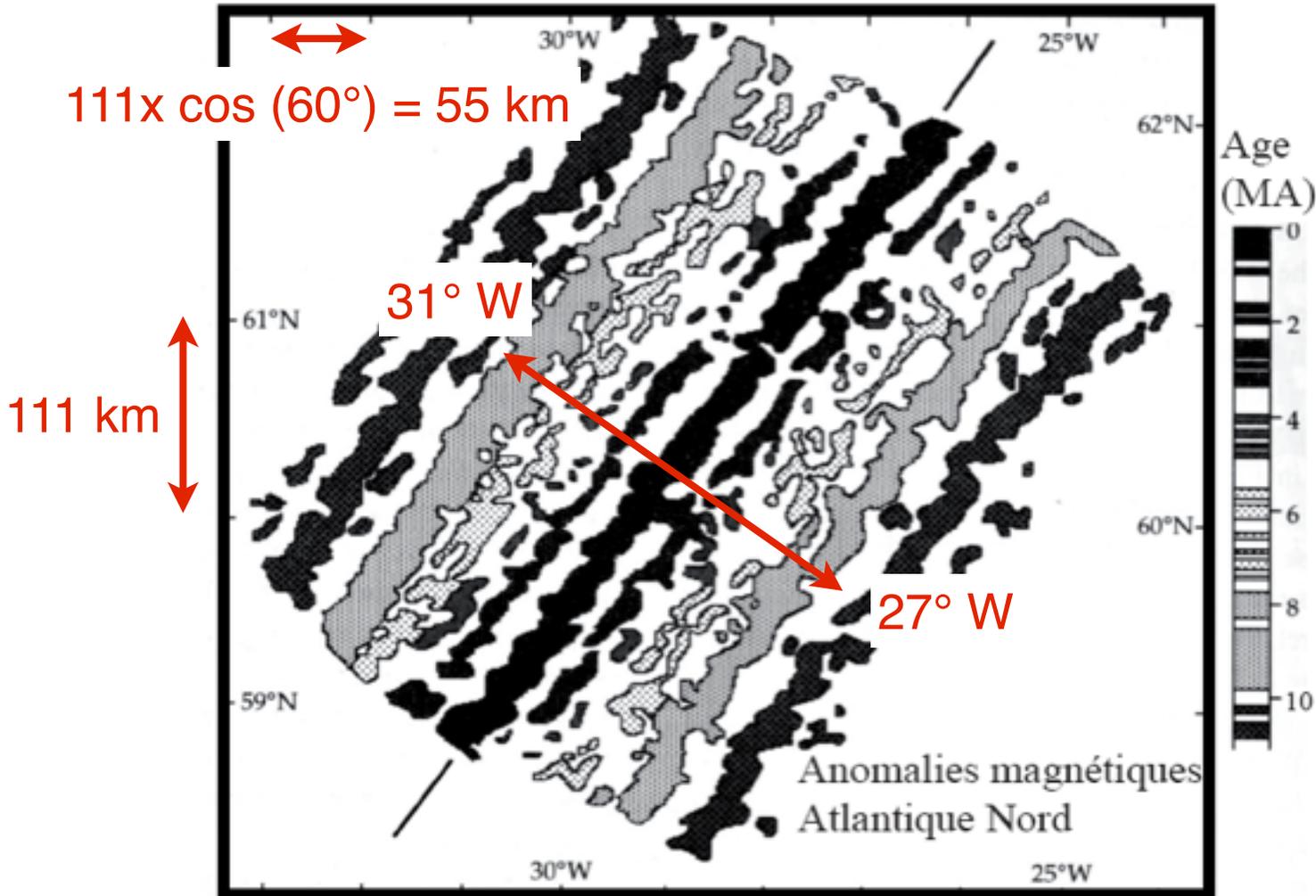
Exercice 6 - Carte des fonds océaniques



Carte des fonds océaniques

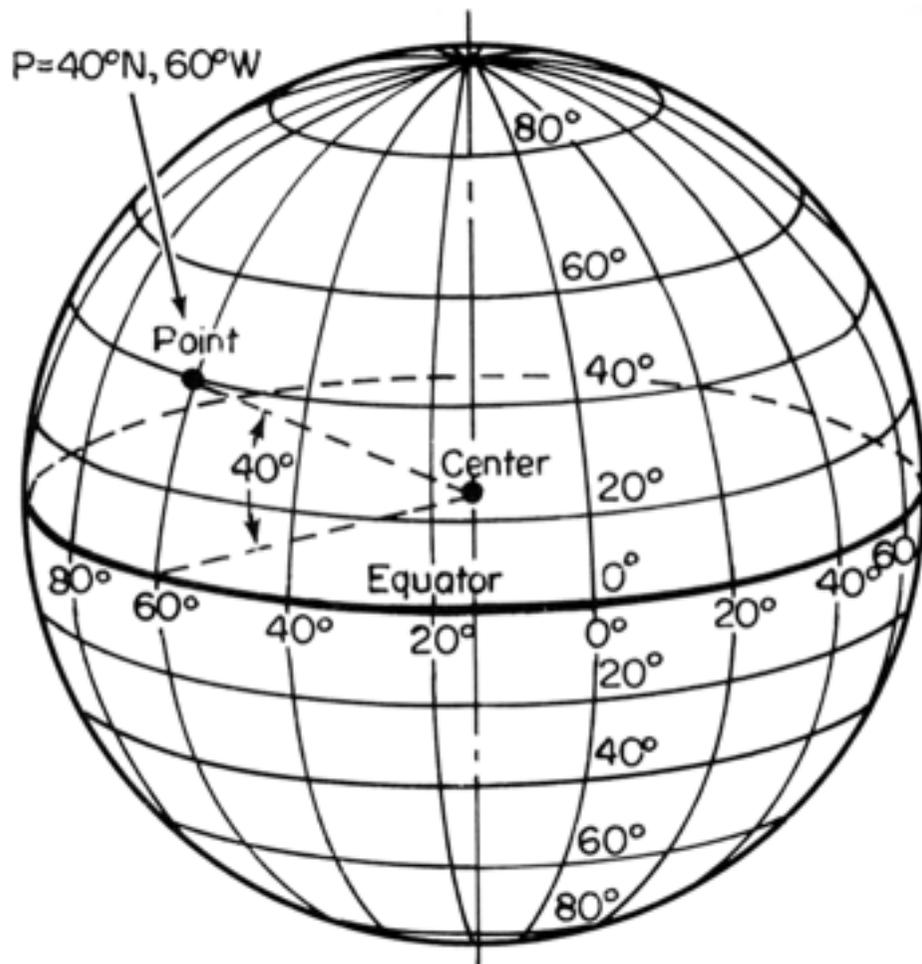


Vitesse d'expansion de l'Atlantique



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 $40\,000 \text{ km} / 360^\circ = 111 \text{ km}$

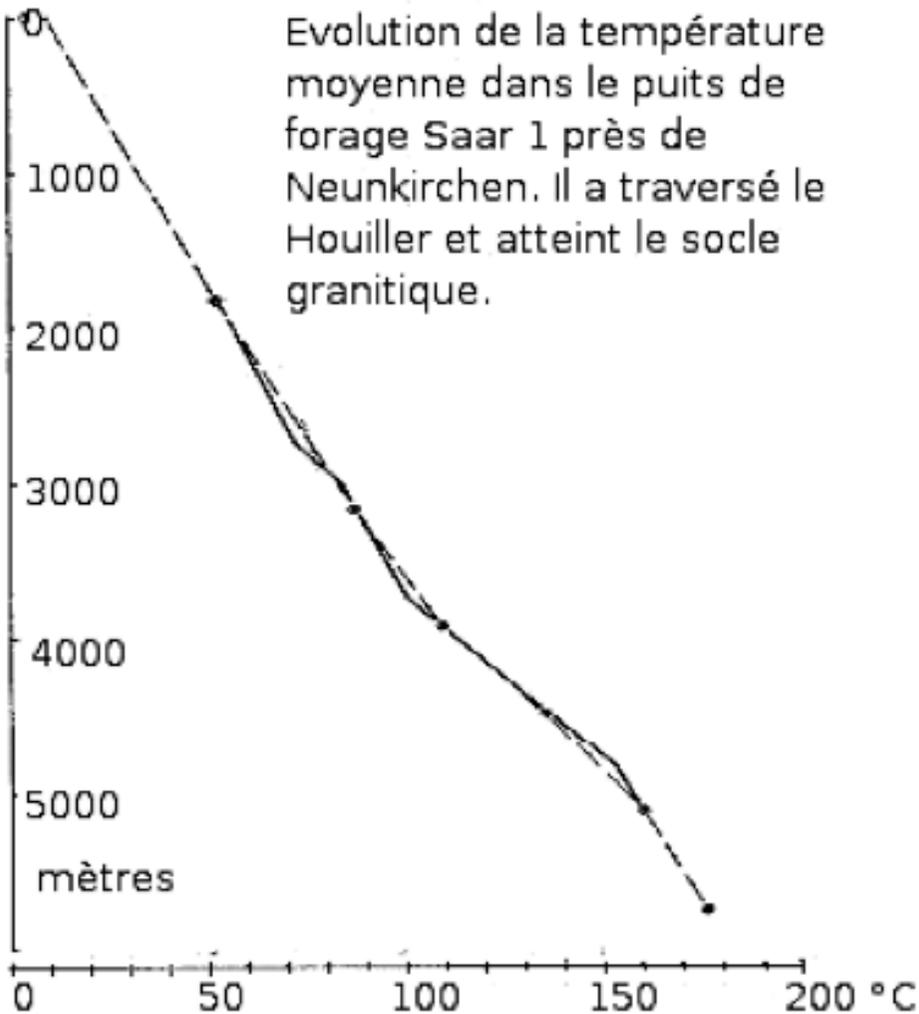
Sur une ligne horizontale (parallèle) Les degrés de longitude n'ont pas la même longueur selon le parallèle puisque le tour de la Terre n'est pas identique à l'équateur ou au pôle !
Le périmètre à la latitude l vaut $40\,000 \times \cos l$.

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

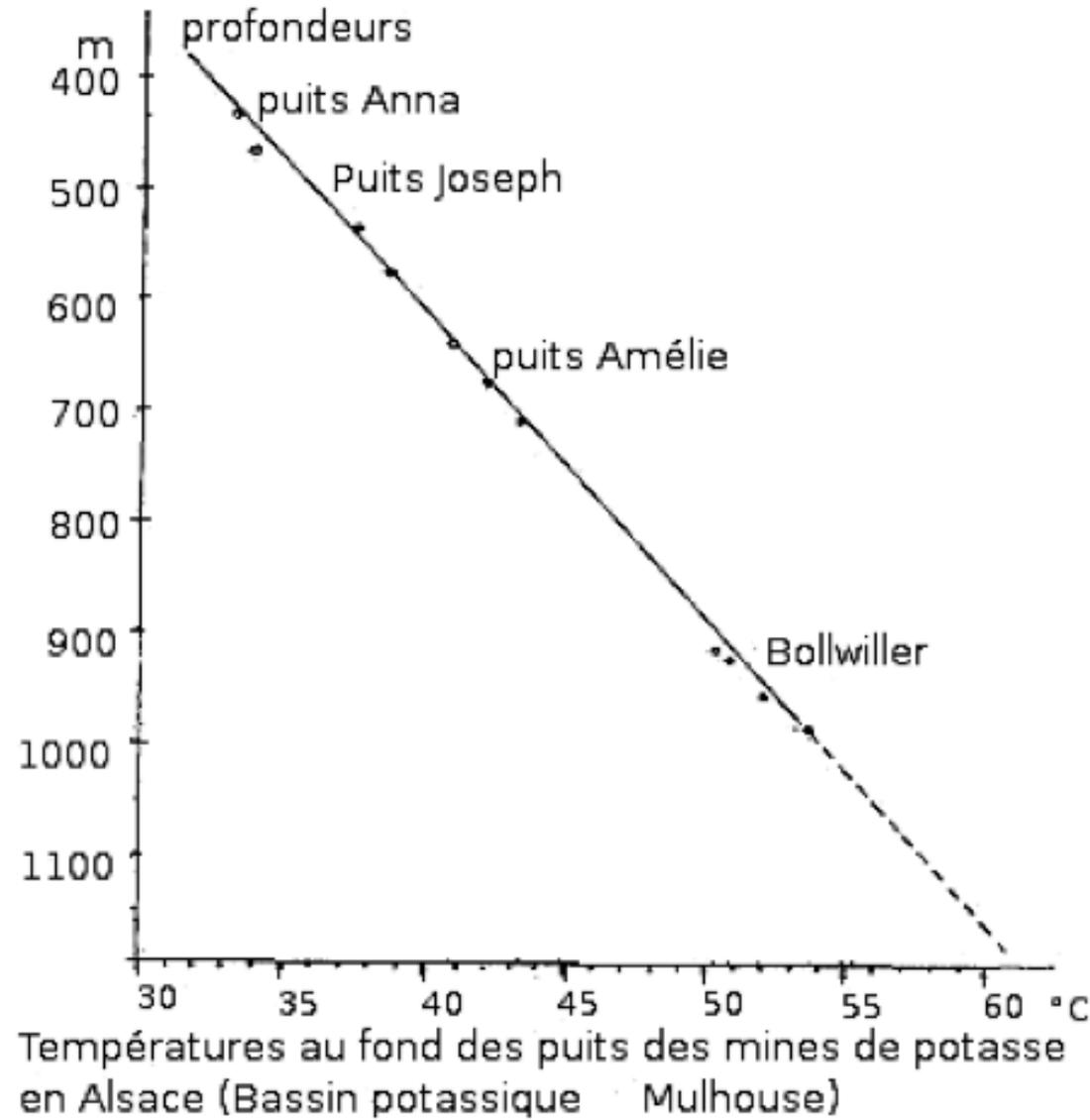
2. Construction du gradient géothermique

Exercice 7

Evolution de la température moyenne dans le puits de forage Saar 1 près de Neunkirchen. Il a traversé le Houiller et atteint le socle granitique.

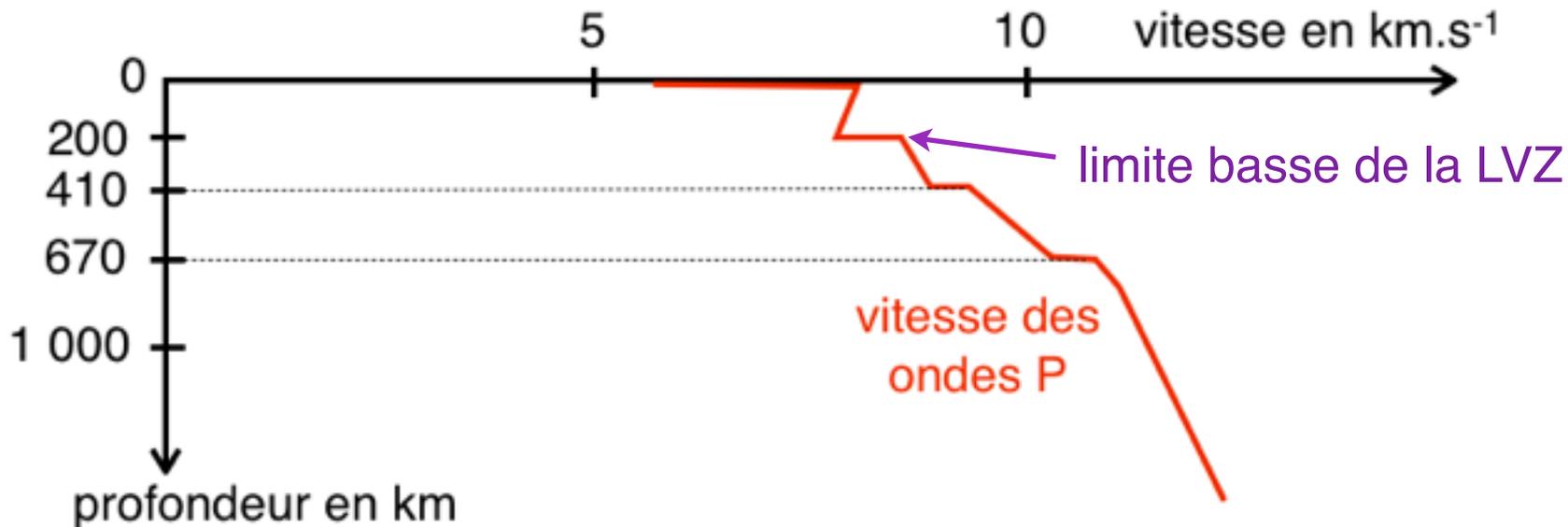


gradient de 30°C par km



gradient de 55°C par km

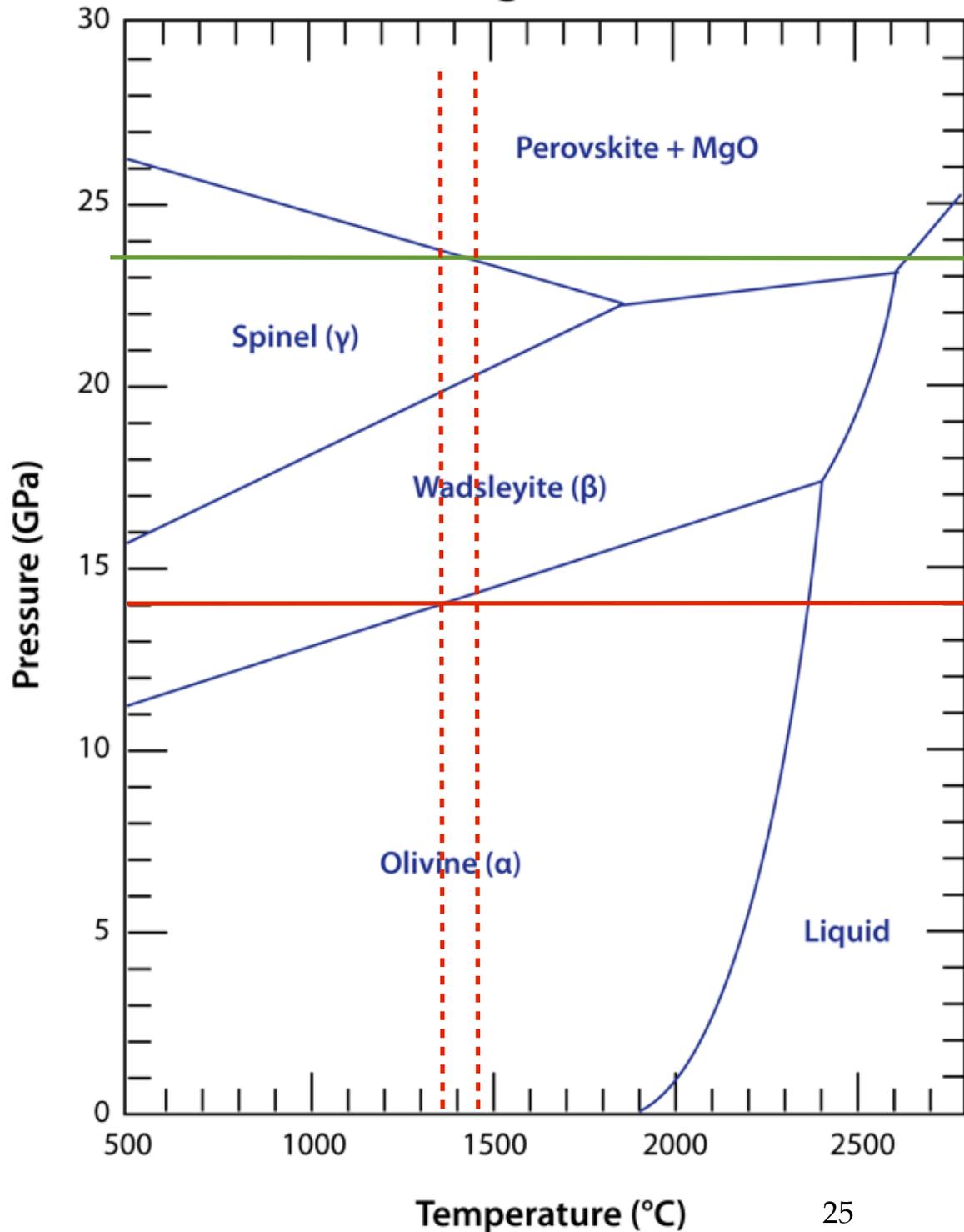
Exercice 8 - Gradient géothermique



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.

Mg₂SiO₄



23,5 GPa soit 660 km : 1 480°C

14 GPa soit 410 km : 1 380 °C

=> gradient = 0,4°C. 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 $\frac{T_{z1}}{T_{z2}} = \left(\frac{\rho_{z1}}{\rho_{z2}}\right)^{\gamma}$

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

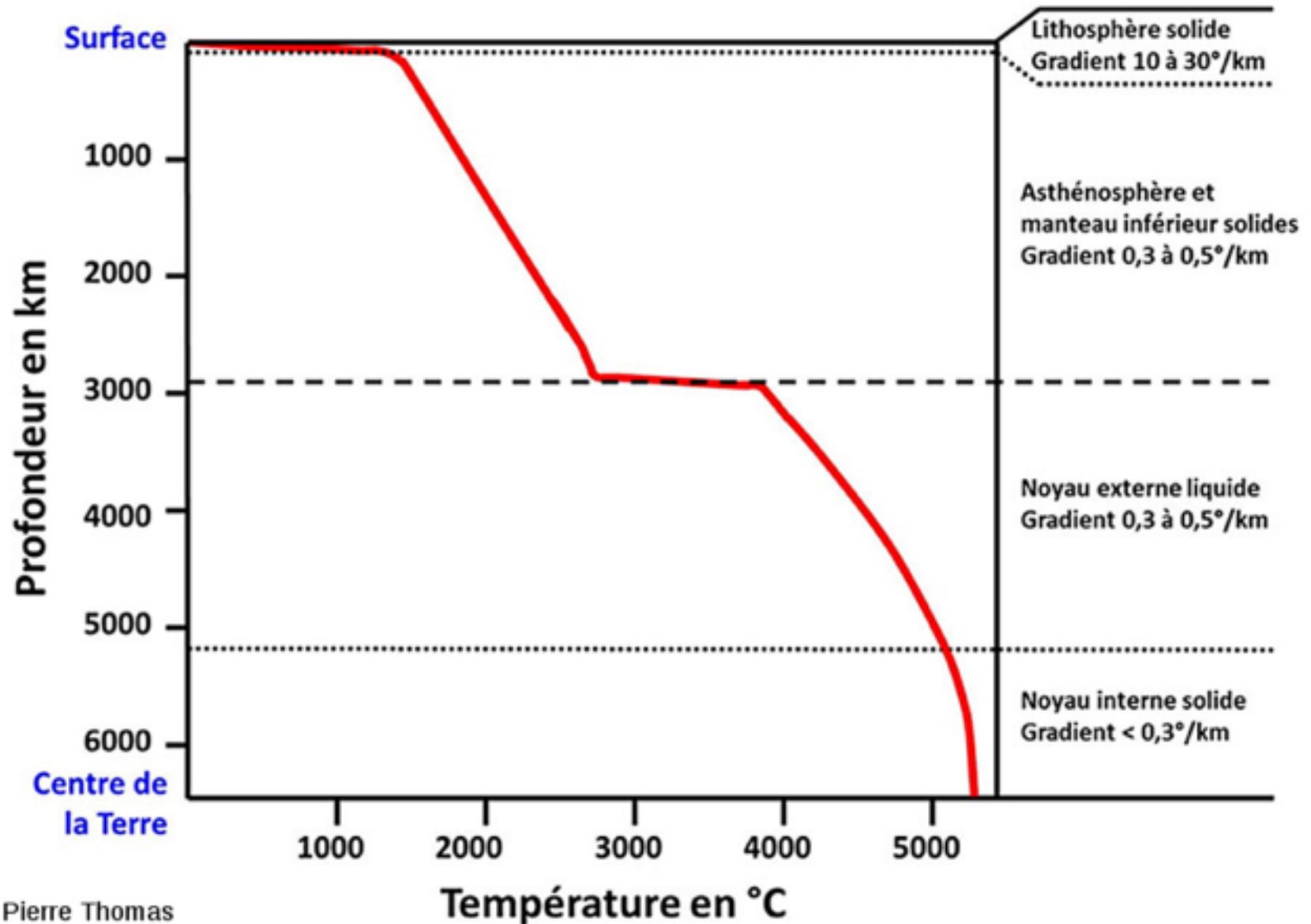
$$\Rightarrow \text{gradient} = 0,58 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$$

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

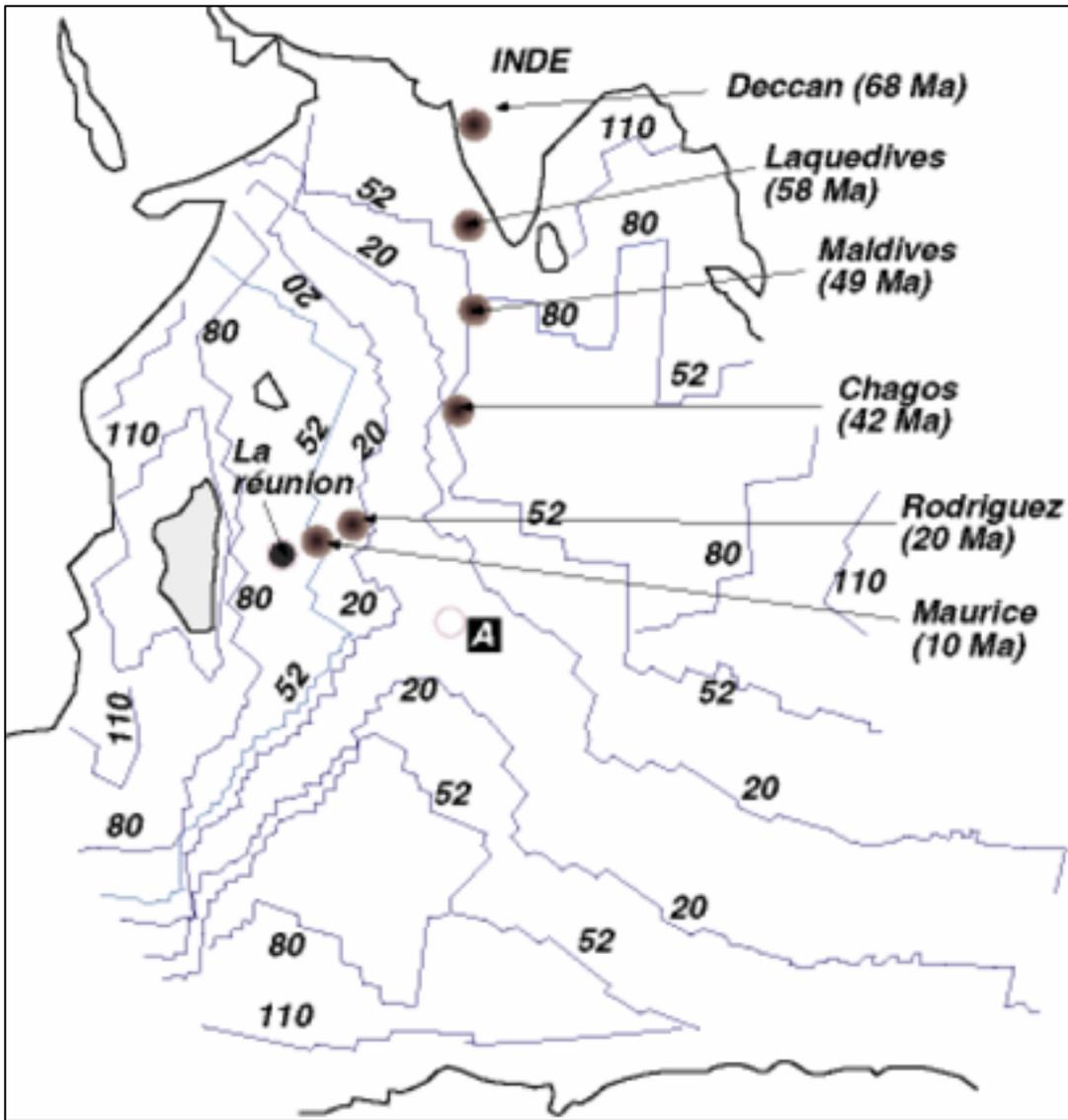
Le gradient géothermique



Pierre Thomas

3. La dynamique des enveloppes terrestres

Exercice 9 - Mouvements des plaques

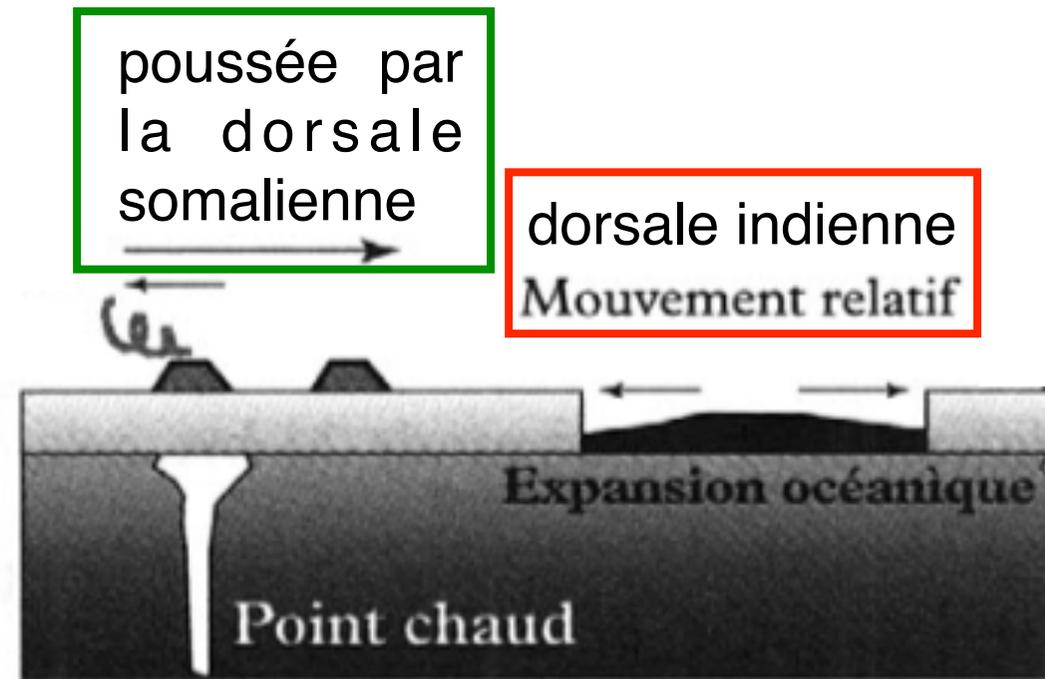
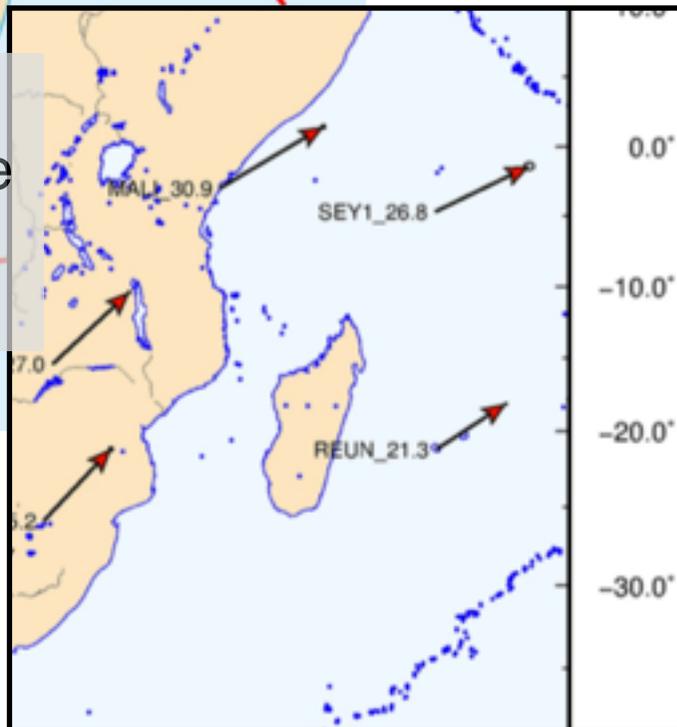


De Chagos au Deccan : 29° de latitude (quasi vertical). Or 1° de latitude mesure $40000 \text{ km} / 360^\circ = 111,11 \text{ km}$. Donc il y a 3200 km entre Chagos et Deccan pour $68-42 = 26 \text{ MA} \Rightarrow$ vitesse de 12 cm/an .

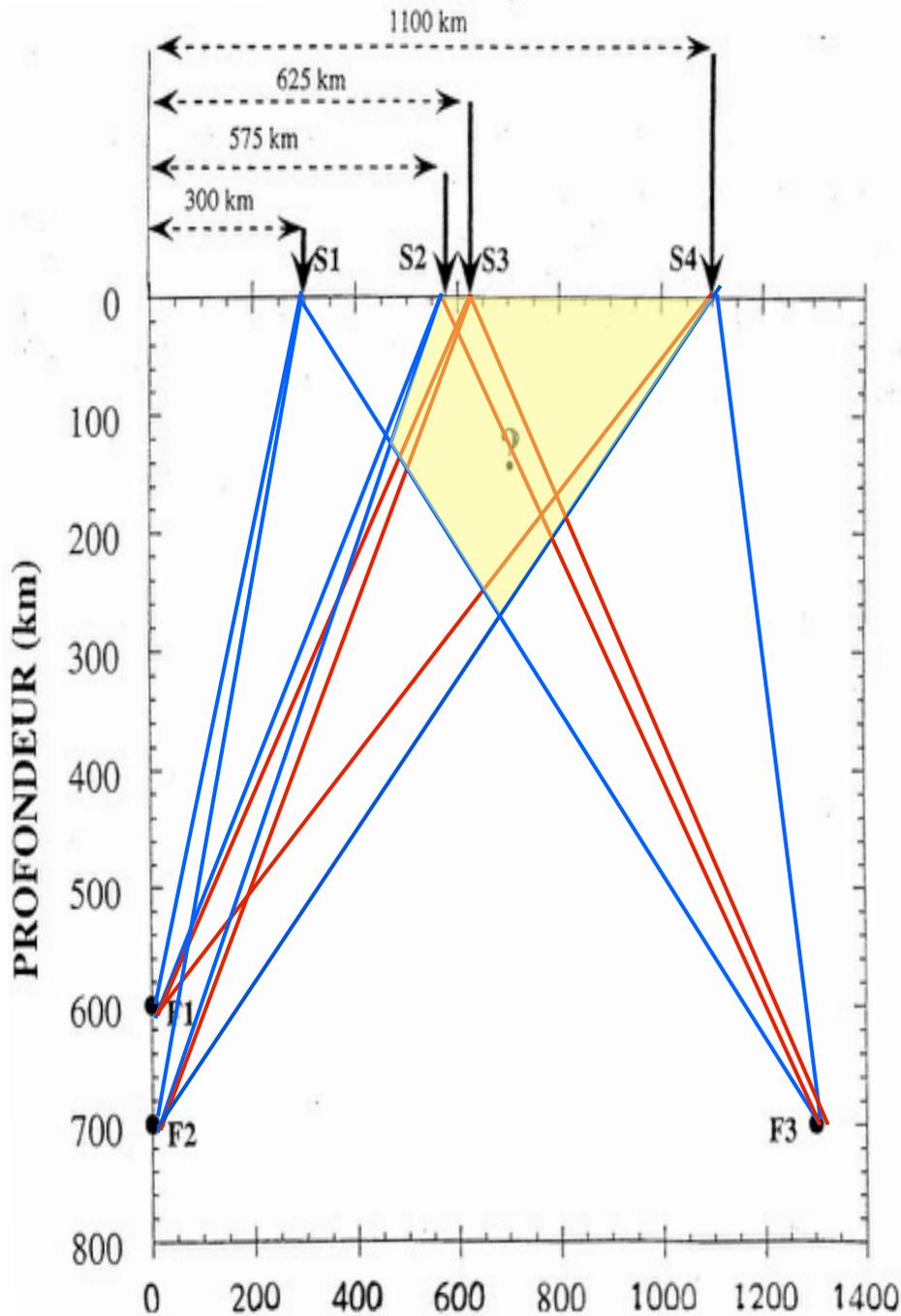
De la Réunion à Rodriguez, presque horizontal : 8° de longitude à environ 20° de latitude. Donc la distance vaut $8 \times 111,11 \cos 20^\circ$ soit 835 km en $20 \text{ MA} \Rightarrow$ vitesse de 4 cm/an .

Exercice 9 - Mouvements des plaques

La dorsale somalienne est apparue il y a 20 MA. Des études cinématiques par GPS montrent un mouvement absolu des plaques vers l'est. Il y a donc un déplacement global des plaques et de la dorsale indienne vers l'ENE.



Exercice 10 - 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

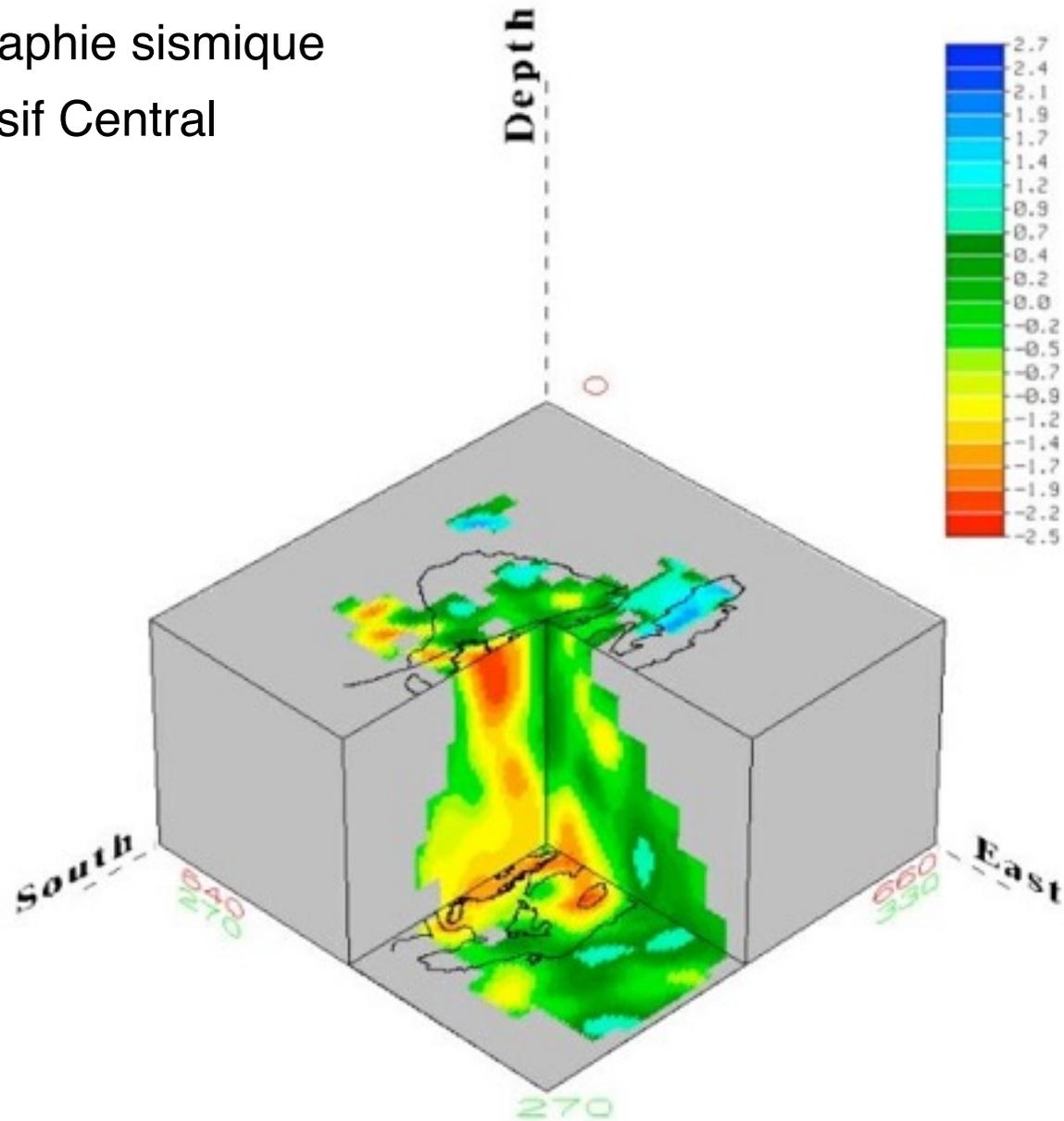
par le calcul, on a $x = 7 \text{ km.s}^{-1}$.

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.

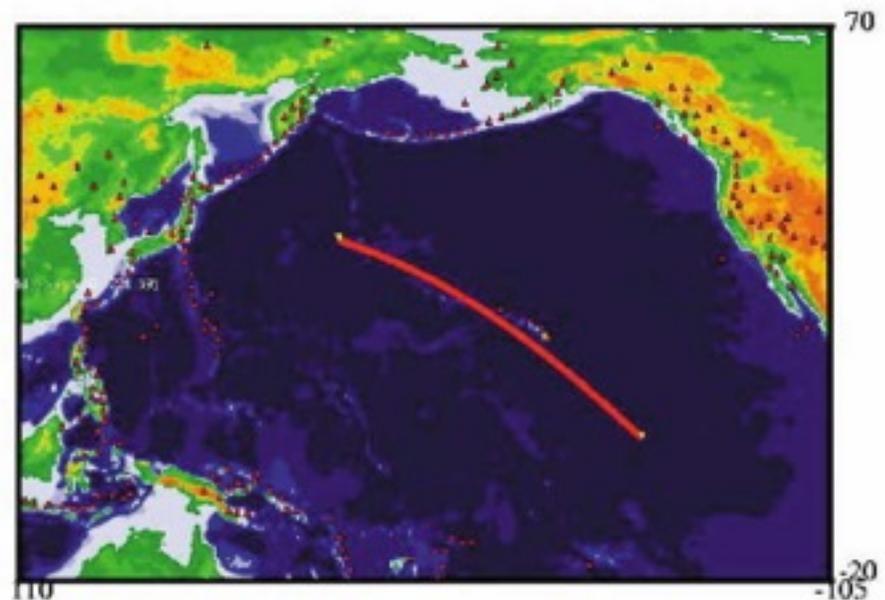
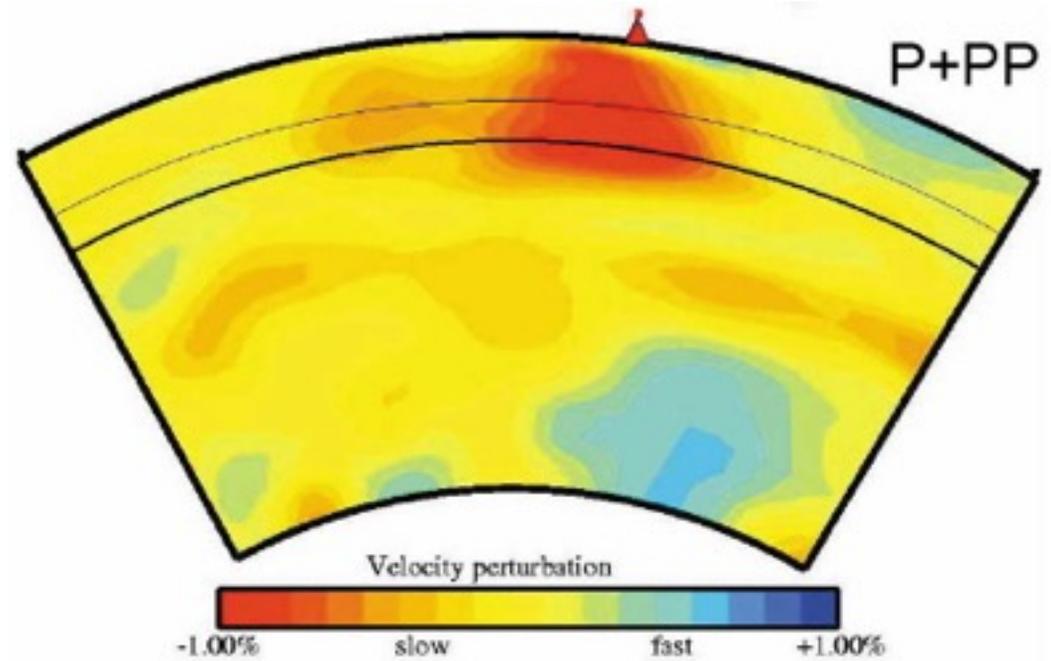
Exercice 11 - Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique
sous le Massif Central



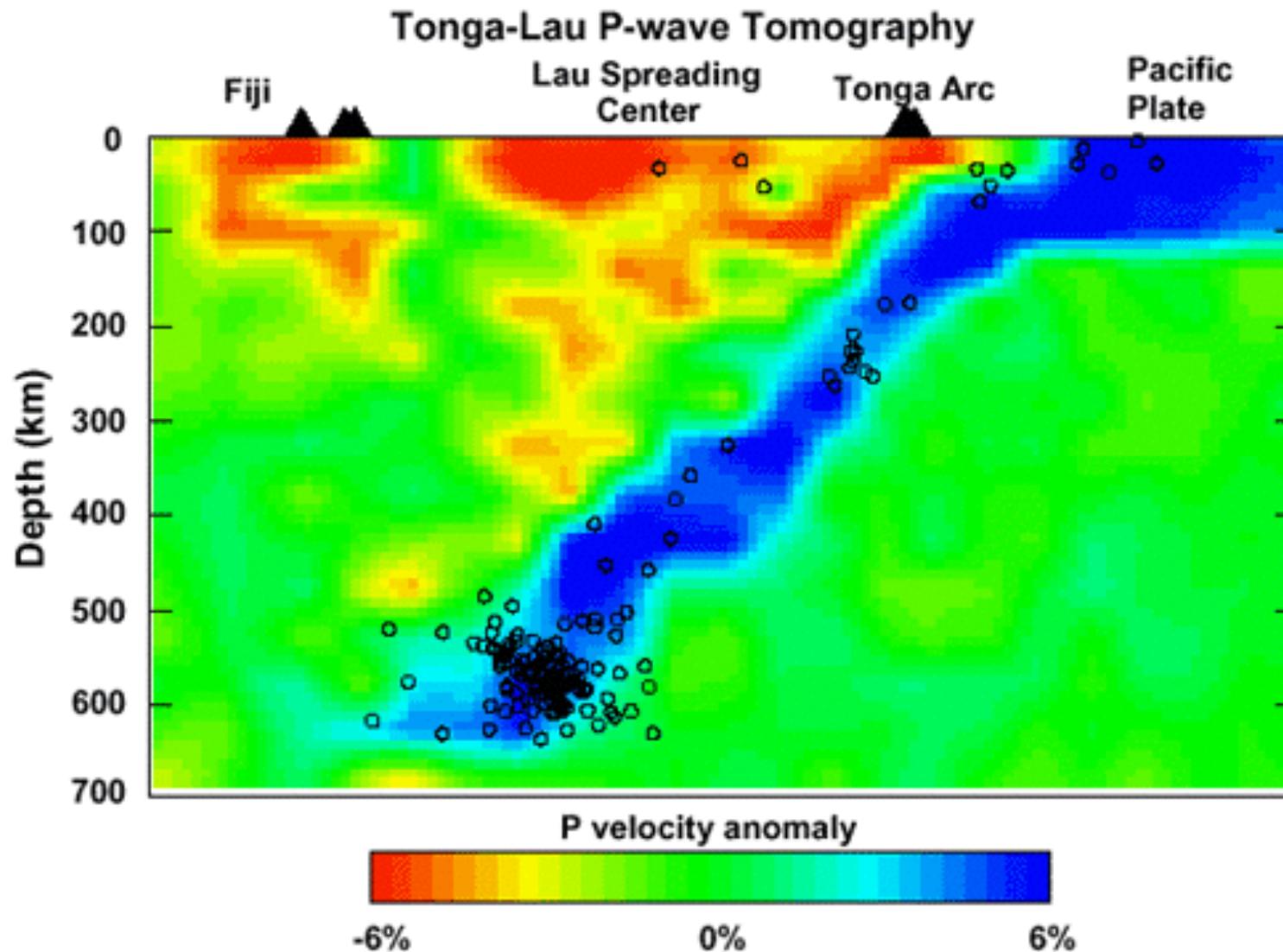
Exercice 11 - Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique
sous l'archipel d'Hawaï



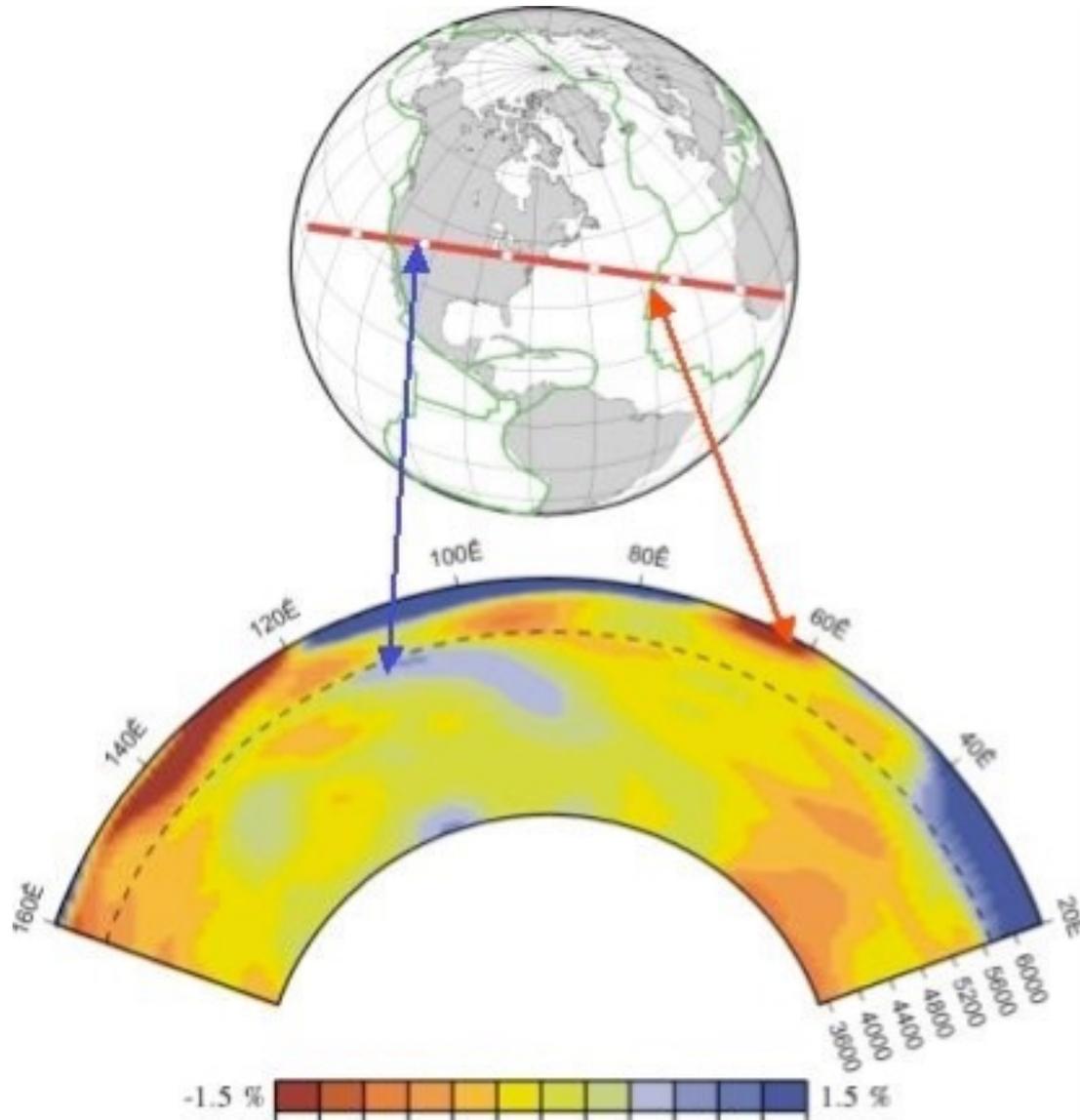
Exercice 11 - Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique au niveau de la fosse des Mariannes



Exercice 11 - Images de tomographie sismique

Image de tomographie sismique sous l'Atlantique



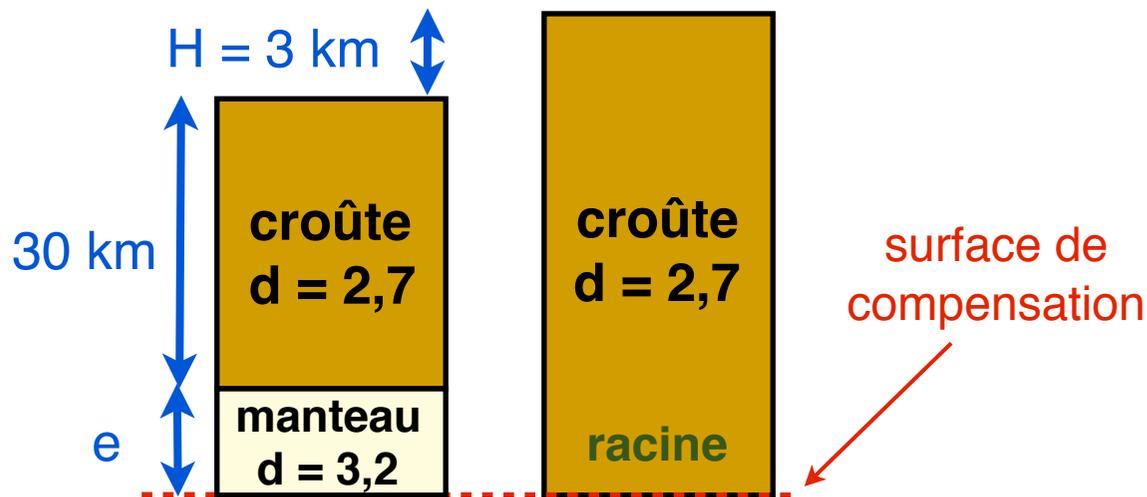
Isostasie

Exercice 13

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 14

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 15

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 asthénosphérique => remontée de 0,2 km

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