



TP AVG

19 mars 2022

Structure et composition chimique du globe

Diaporama et commentaire : Hendrik VREKEN







PRIVÉ



I- Évolution des idées sur la structure de la Terre au XIX^{ème} siècle



Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France

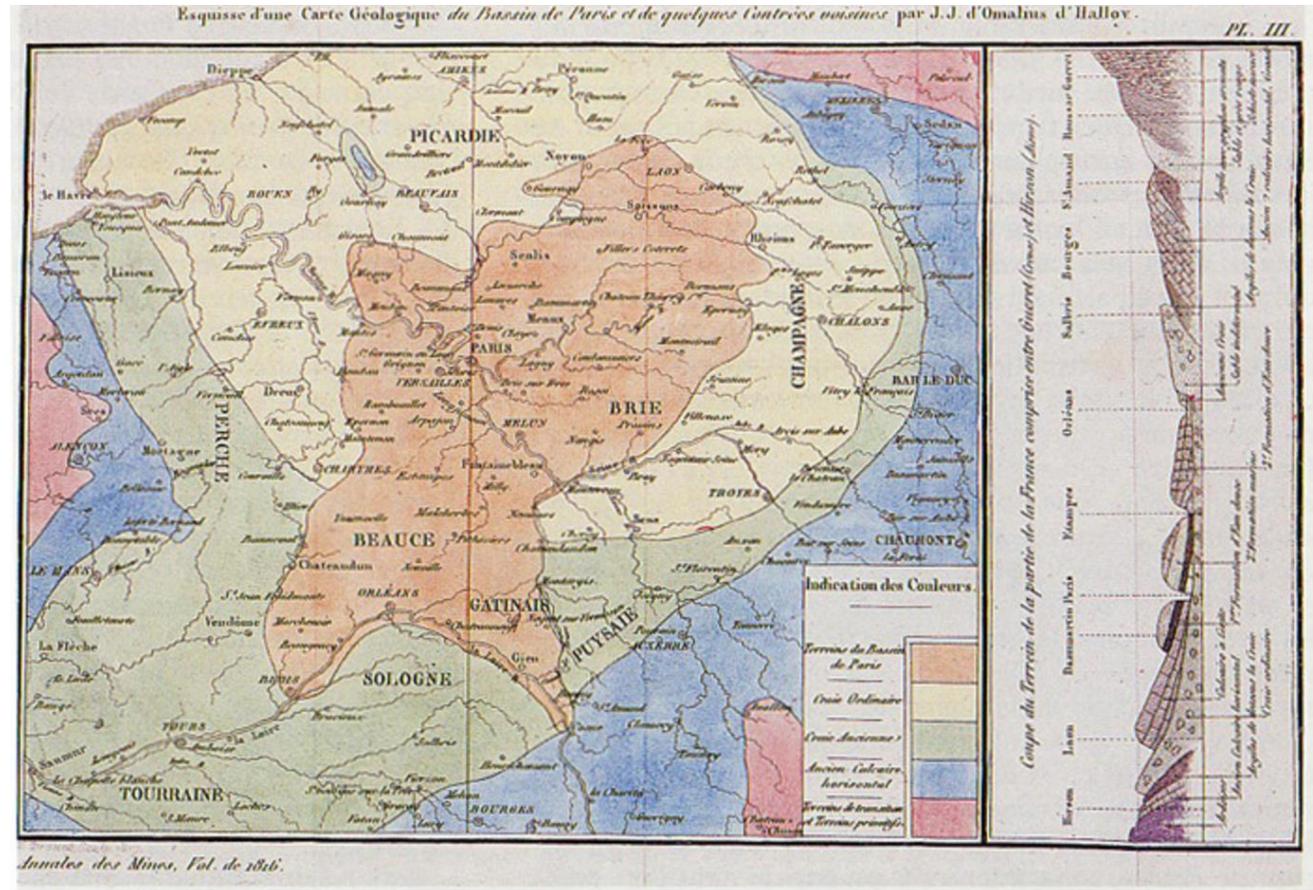


CARTE MINÉRALOGIQUE,
où l'on voit la Nature et la Situation des terrains qui traversent la France et l'Angleterre.
Drawée sur les Observations et pour un Mémoire de M. Guettard de l'Acad. des Sciences.
 Par Philippe Buache
 de la même Academie.
 1746

Explication des Caractères.

○ Amant.	□ Montagne Minérale froide.
○ Alun.	□ Montagne Porphyrique.
1 Antimoine.	□ Montagne ou Pierre calce.
♦ Ardoise.	□ Montagne argente.
2 Argent.	□ Craie ou Terre rouge.
3 Bâume solide comme le goud.	□ Gravelle.
4 Gallus ou Pierre à Feu.	□ Gravier.
5 Gallus transparent.	□ Grès.
6 Charbon de Terre.	□ Marbre.
7 Canabre.	□ Montagne Pierregriseuse.
8 Copulles ou Corps Minier Poudrier.	□ Montagne.
9 Cristal ou Diamant.	□ Nire ou Sulpêtre.
1 Cuivre.	○ Or.
2 Fer.	□ Pierre Blanche.
3 Fontaine Abundante.	□ Pierre Blanche des Pais à Gravier.
4 Fontaine Minérale chaude.	□ Pierre Bleie.
5 ou 6 Pierre Copuliere.	1 Pierre à Chand.

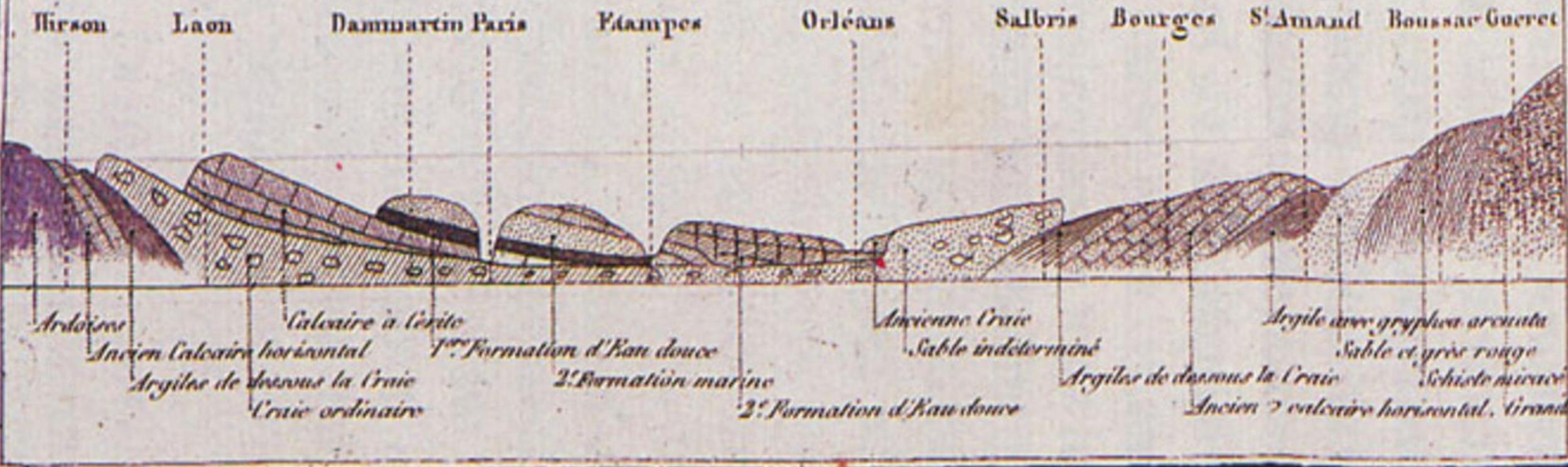
« Carte minéralogique sur la nature et la situation des terrains qui traversent la France et l'Angleterre » de Jean-Étienne Guettard (1746).



En 1816, J.B. d'Omalius d'Halloy publie une carte qui montre pour la première fois les auréoles du Jurassique (en bleu), du Crétacé (en vert) et du Tertiaire (en orange et jaune) du Bassin de Paris.

Elle comporte en marge la première coupe synthétique jamais publiée de ce bassin.

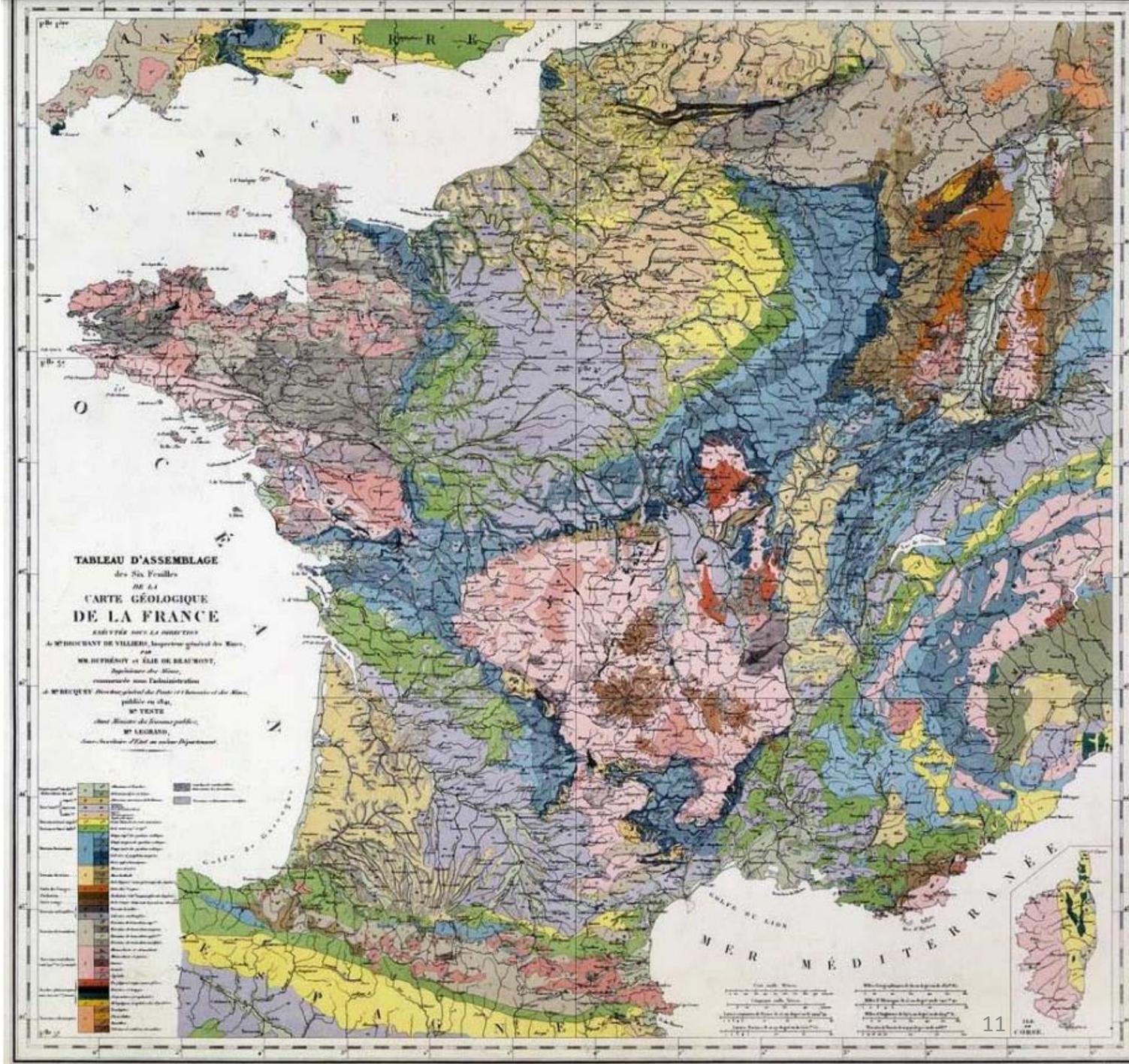
Coupe du Terrain de la partie de la France comprise entre Gueret (Creuse) et Hirson (Aisne).



On peut se demander pourquoi sur la coupe précédente, Omalius d'Halloy n'a pas mis en corrélation ce qu'il appelle « l'ancien calcaire horizontal » ou « les argiles de dessous la craie » qu'il représente à gauche et à droite de sa coupe... un peu comme si le principe de continuité latérale connu depuis Sténon (1638 - 1686) avait été oublié !

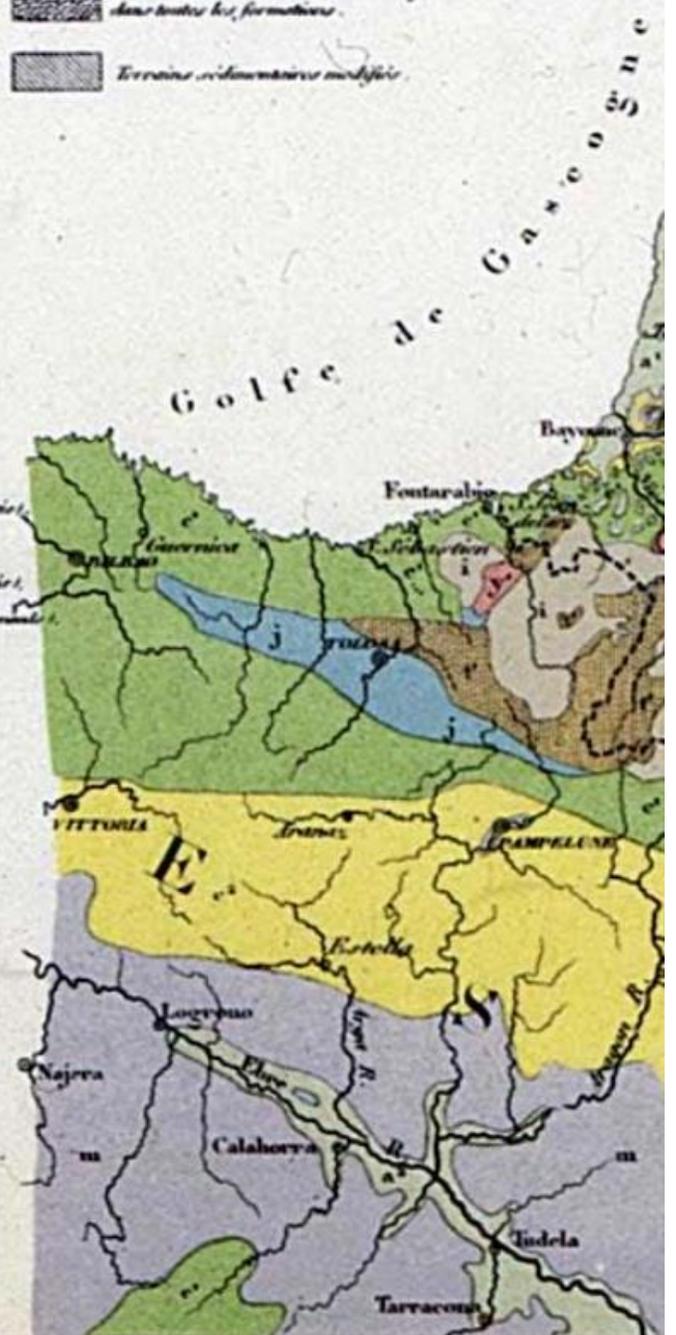
Première carte géologique de la France au 1/500 000^{ème}
publiée le 20 décembre 1841 par Armand Dufrénoy
(1792-1857) et Léonce Elie de Beaumont (1798-1874)

Extrait de Jean Gaudant – « Les cent-cinquante ans de la
première carte géologique de France »
Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, Comité
français d'histoire de la Géologie, 1991, 3^{ème} série (tome 5), pp.
79-83



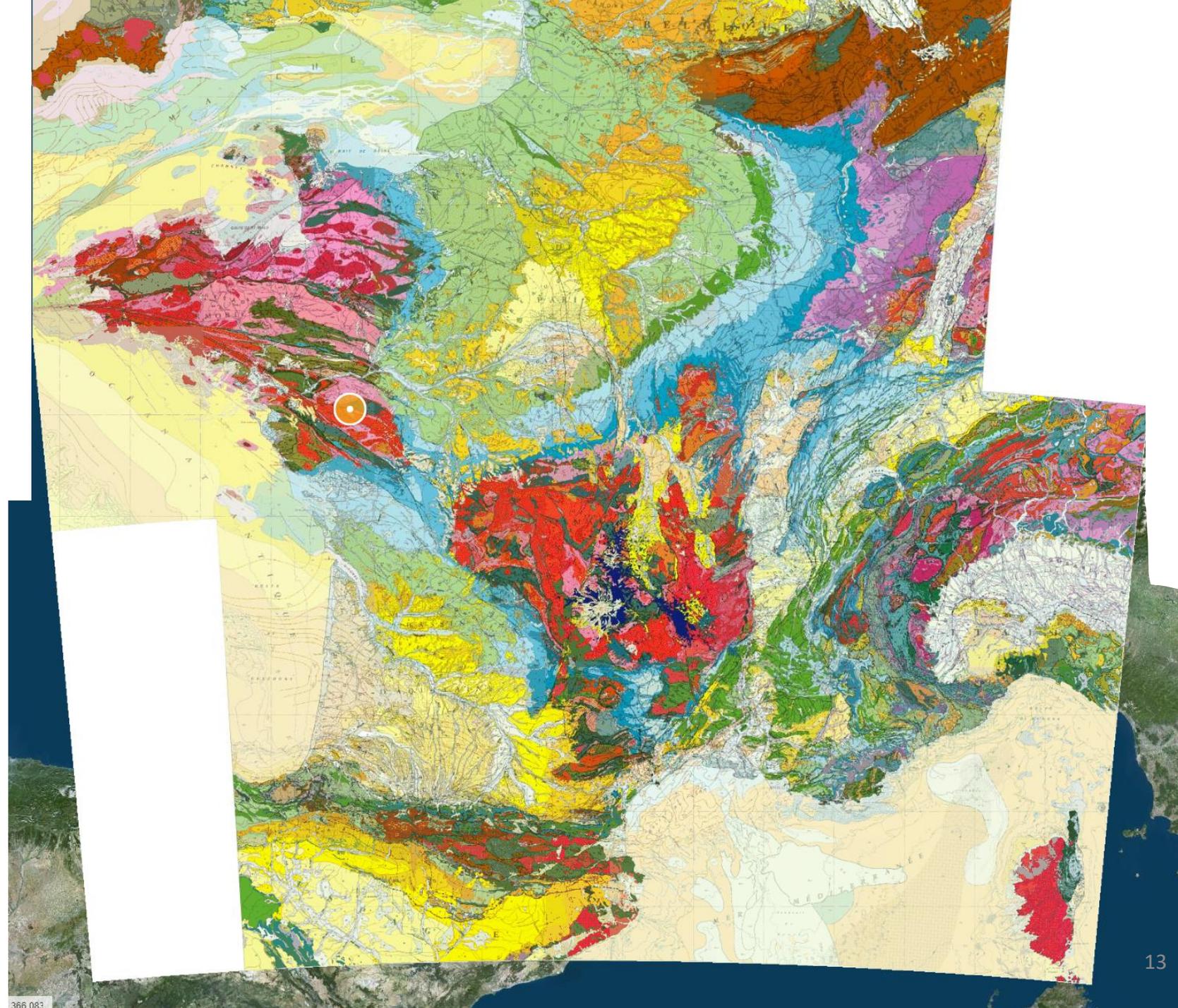
Dépôts post ^{rs} aux dér ^{tes} dislocations du sol	a	a ²	Alluvions et Tourbes.
	a'	a'	Diluvium alpin et Léon.
Terr ^{te} tert ^{re}	supér ^{re}	p	Alluvions au niveau de la Péninsule. Falduna. Sables. Sables de l'embouchure. Sables. Sables grossiers. Sables fins.
	moyens	m	
	infér ^{re}	e	
Terrain crétacé supér ^{re}	e ²	e ²	Crête blanche et crête marneuse.
Terrain crétacé infér ^{re}	e'	e'	Grès vert sup ^{er} et inf ^{er} .
Terrain jurassique	j	j ³	Étage sup ^{er} du système volidique.
		j ²	Étage moyen du système volidique.
		j ¹	Étage infér ^{re} du système volidique.
		j ₁	Calcaire à pyrophyllite arguise.
		j ₂	Grès infra-basaltique.
Terrain du trias	t	t ²	Marnes irisées.
		t ¹	Muschelkalk.
		t'	Grès bigarré (nom grégeois des Anglais).
Grès des Vosges	v	v	Grès des Vosges.
Zechstein	z	z	Zechstein (cal ^{caire} moyen infér ^{re} des Anglais).
Grès rouge	r	r	Grès rouge (Batholitho-lypé des Allemands).
Terrain carbonifère	c	c	Terrain houiller.
		h	Calcaire carbonifère.
Terrains de transition	i	i ²	Terrains de transition sup ^{er} .
		i ¹	Terrains de transition infér ^{re} .
		i	Terrains de transition modifié.
		i ₁	Micaschiste et schiste.
Terrains cristallisés	y	y ₁	Micaschiste et gneiss.
		y ₂	Gneiss.
		y ₃	Granite.
		y ₄	Syénite.
		y ₅	Porphyres rouges quartzifères.
Roches plutoniques	x	x ₁	Diorites et trappes.
		x ₂	Serpentines et ophiolites.
		x ₃	Métophyres et ophiolites des Pyrénées.
Terrains volcaniques	w	w ₁	Trachytes.
		w ₂	Phonolites.
		w ₃	Basaltes.
		w ₄	Tufsans à cratères et coniques.

 Couche de combustibles dans toutes les formations.
 Terrains sédimentaires modifiés.

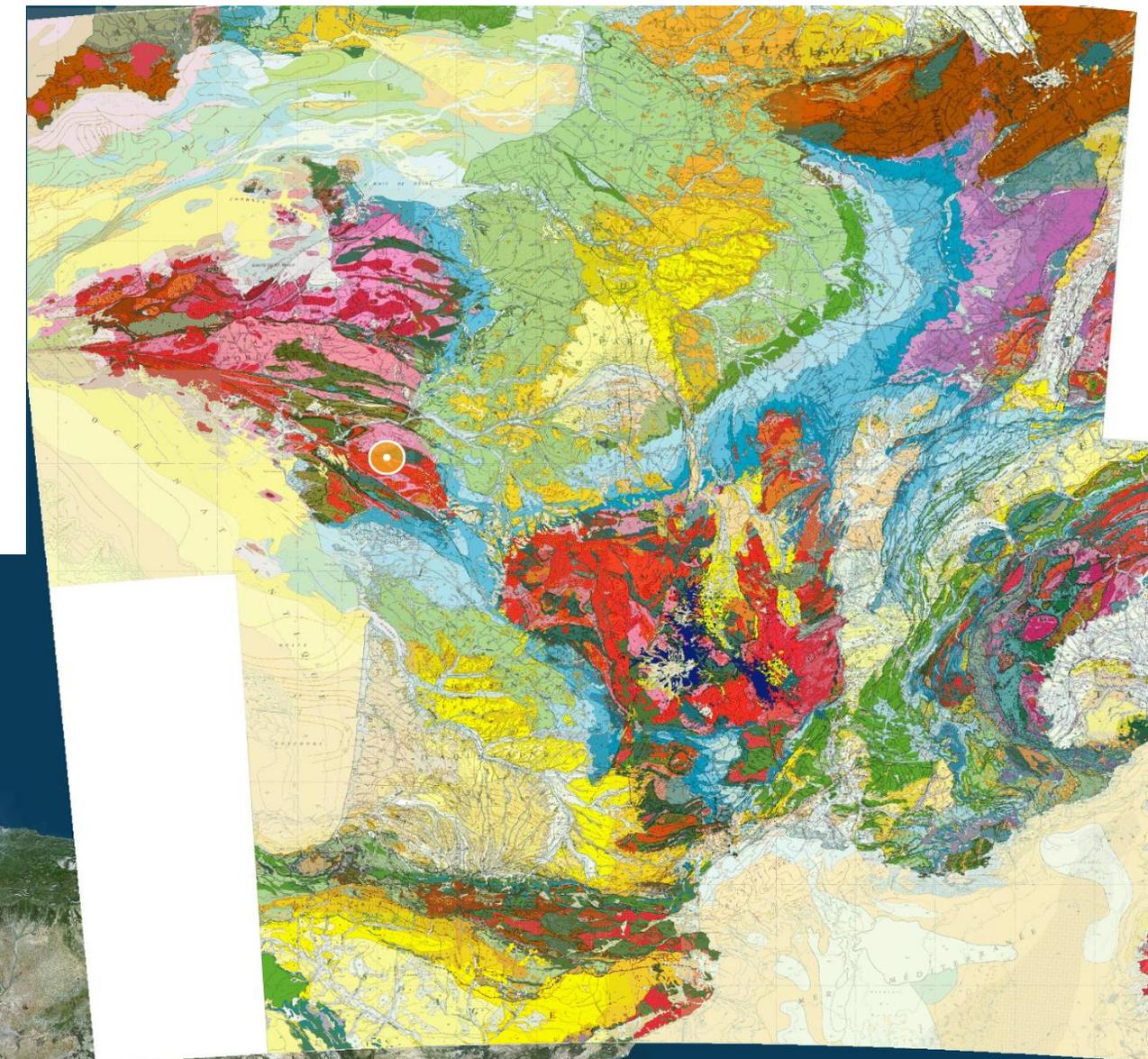
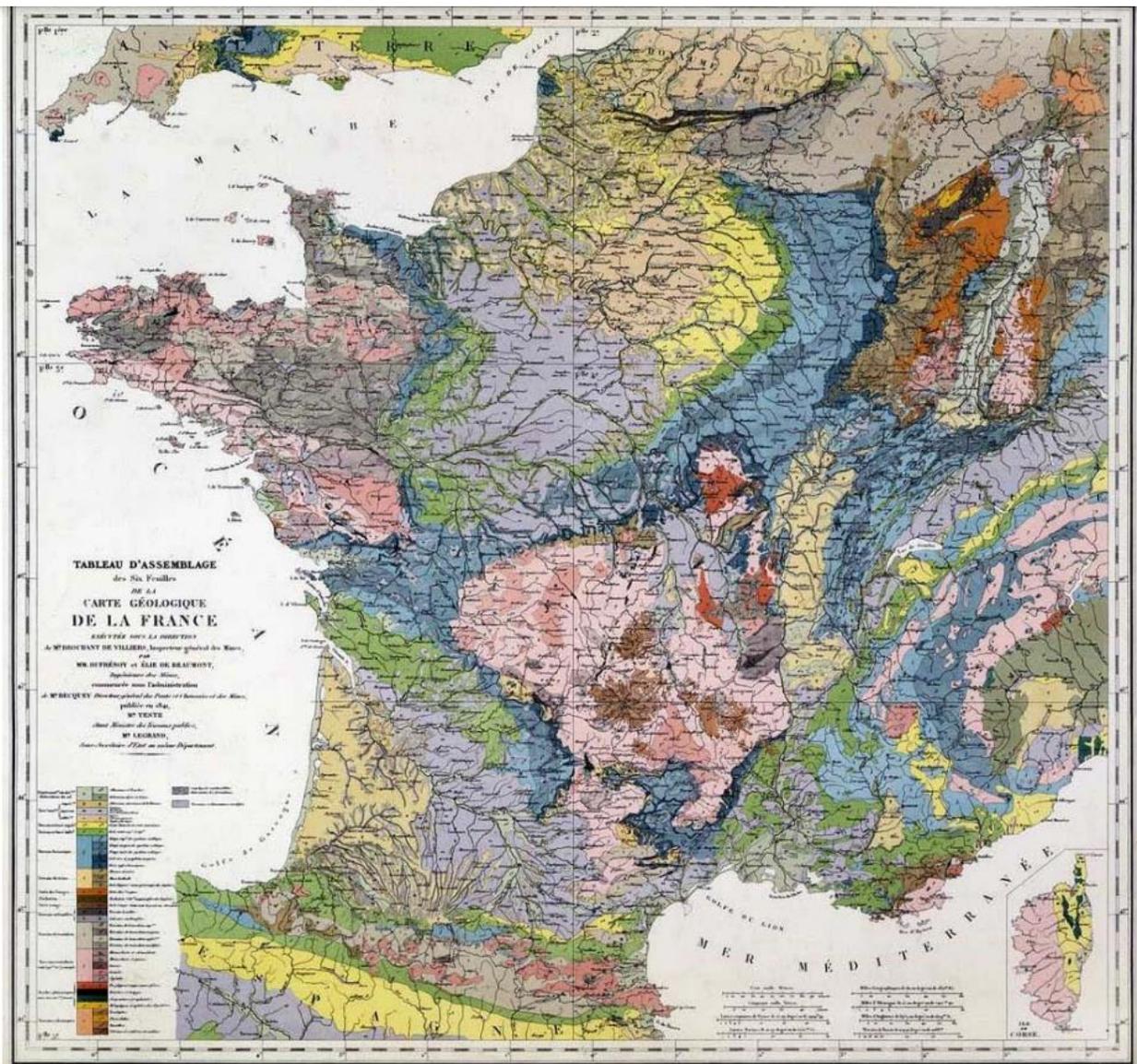


Pl. 5c

**Dernière carte géologique
de la France au 1/1 000 000^{ème}
publiée en 2003**



La comparaison des deux cartes montre combien le travail de Armand Dufrénoy et de Elie de Beaumont a été remarquable.



De l'étude de la carte géologique de 1841, on peut faire deux constatations importantes :

- 1- Le granite n'affleure pas dans les bassins sédimentaires : Bassin Parisien, Bassin Aquitain, Bassin du Sud-Est. En revanche, il affleure abondamment dans les massifs (Massif Armoricain, Massif Central et Vosges) et les chaînes de montagnes (Alpes et Pyrénées).
- 2- Mais les affleurements de granite sont plus importants dans les massifs que dans les Alpes et les Pyrénées.

Même si à cette époque, on n'a aucune datation absolue (!), on sait au moins une chose.

Le Massif Armoricain et le Massif Central sont des massifs anciens **anté-carbonifères** et les Alpes et les Pyrénées, des chaînes récentes.

Si l'on tient compte du facteur « temps », si essentiel en géologie : massifs **anciens**, chaînes **récentes**, on peut alors faire le raisonnement suivant qui a été le raisonnement suivi par les géologues de l'époque (voir diapositive 16).

- Avec le temps, un relief jeune, vigoureux (Les Alpes par exemple avec des pics, des aiguilles...) va s'éroder, son altitude va diminuer et à la longue, il va se transformer en un massif ancien aux formes douces, mollassones (avec des collines, des plateaux comme on peut en observer aujourd'hui dans les Massifs Armoricain et Central...). Et parallèlement, selon la deuxième observation, les affleurements de granite vont y devenir de plus en plus importants.

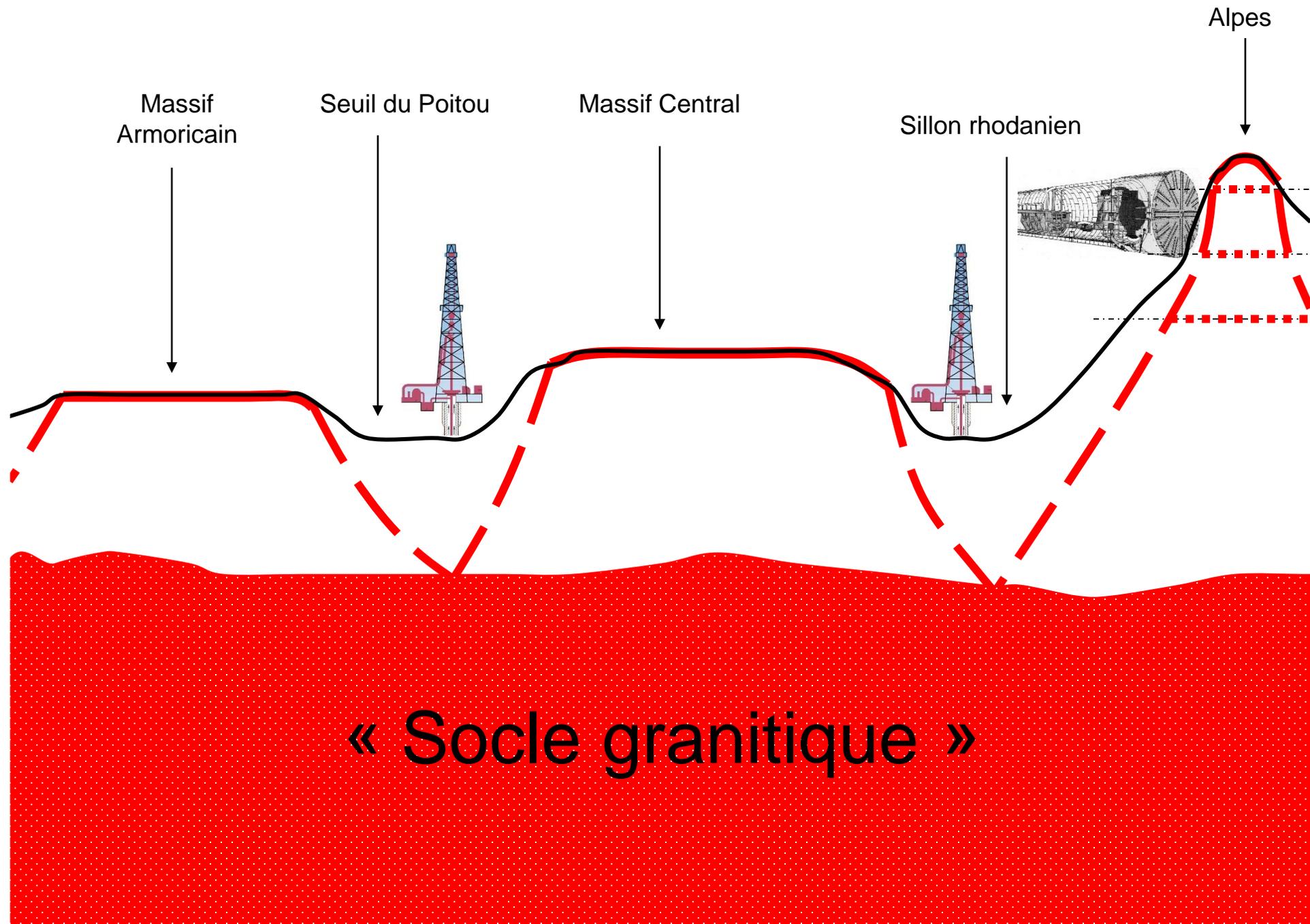
On constate alors que le granite forme le cœur des Alpes (on a comme un cône, un chapeau pointu qui s'élargit vers le bas). Et il n'y a aucune raison pour qu'il n'en soit pas de même pour le Massif Central et le Massif Armoricain. Le granite se prolongerait donc sous les bassins sédimentaires. À une certaine profondeur, il n'y aurait plus que du granite !

Les mêmes observations peuvent être faites sur tous les autres continents, on peut généraliser !

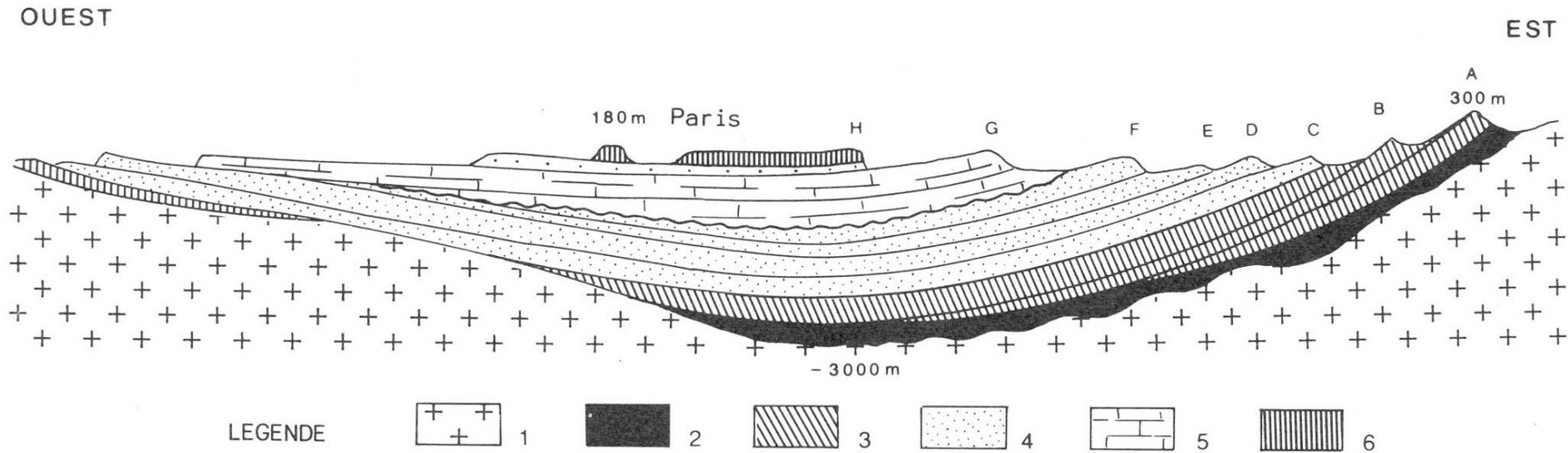
Conclusion : Le granite constituerait donc la base, le soubassement, le « socle » des continents.

⇒ **La notion de croûte continentale granitique est admise dès le milieu du XIXème siècle.**

Vérifications ultérieures par les forages dans le Bassin Parisien, le Bassin Aquitain et le creusement du tunnel du Mont-Blanc (voir diapositives 17 et 18 suivantes).



Coupe schématique des formations sédimentaires dans le bassin de Paris



A - Vosges gréseuses ; B - Côte du Muschelkalk ; C - Côte du Lias ; D - Côte de Moselle : Dogger ;
 E - Côte de Meuse : Callovien-Oxfordien ; F - Côte des Bars : Jurassique sup. ; G - Côte de
 Champagne : Crétacé ; H - Côte de l'Ile-de-France : Paléogène.

1. Socle granitique ; 2. Permien ; 3. Trias ; 4. Jurassique ; 5. Crétacé ; 6. Tertiaire

Le tunnel routier du Mont-Blanc

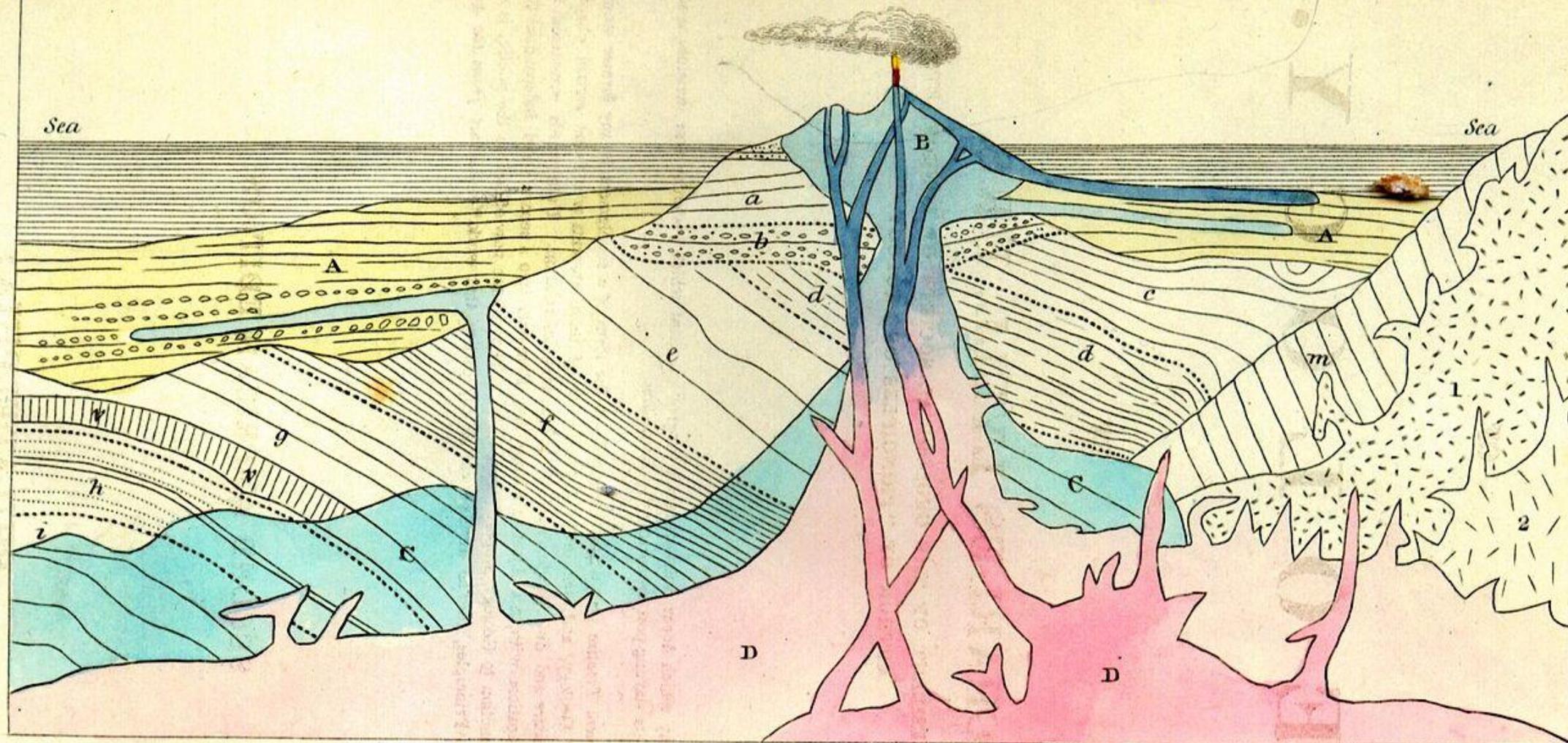
Réalisé de 1959 à 1963, long de 12 km environ, le tunnel routier du Mont-Blanc réunit presque en ligne droite Chamonix (La Creusaz) à Courmayeur.

Le tracé recoupe, sous 2490 m de roche à l'Aiguille du Midi et 2145 m à l'Aiguille de Toule (frontière), les formations suivantes :

- sur les trois premiers kilomètres, une série de micaschistes et de gneiss,
- **sur les sept kilomètres qui suivent, une variété de granite appelé protogine,**
- sur les deux derniers kilomètres, des sédiments du Jurassique inférieur (Lias) constitués de calcaires et de marnes.

Qu'est-ce qu'il y aurait maintenant sous cette croûte granitique ?

Frontispice du livre de Charles Lyell "Principes de la Géologie" – 3 volumes parus entre 1830 et 1833



IDEAL SECTION of part of the Earth's crust explaining the theory of the contemporaneous origin of the four great classes of rocks:— see Chap. I.

A Aqueous

B Volcanic.

C Metamorphic.
(Gneiss, mica-schist, &c.)

D Plutonic.
(Granite, &c.)

All the rocks older than A.B.C.D. are left uncoloured.

Et on arrive alors à cette image de la structure de la croûte continentale !

L'intérêt de cette représentation due à Charles Lyell (1830) est qu'elle montre, outre le fait que le socle continental est bien granitique :

1- l'existence des 4 grandes classes de roches :

- sédimentaires,
- métamorphiques,
- volcaniques,
- plutoniques.

2- que les roches sédimentaires, déposées horizontalement au fond des océans, peuvent être plissées puis métamorphosées.

3- que le granite se forme à partir de magma, que c'est donc une roche magmatique, plutonique.

En revanche, elle ne montre pas clairement la deuxième origine possible du granite par migmatisation des roches métamorphiques ni une possible transformation des roches sédimentaires en roches métamorphiques par métamorphisme de contact.

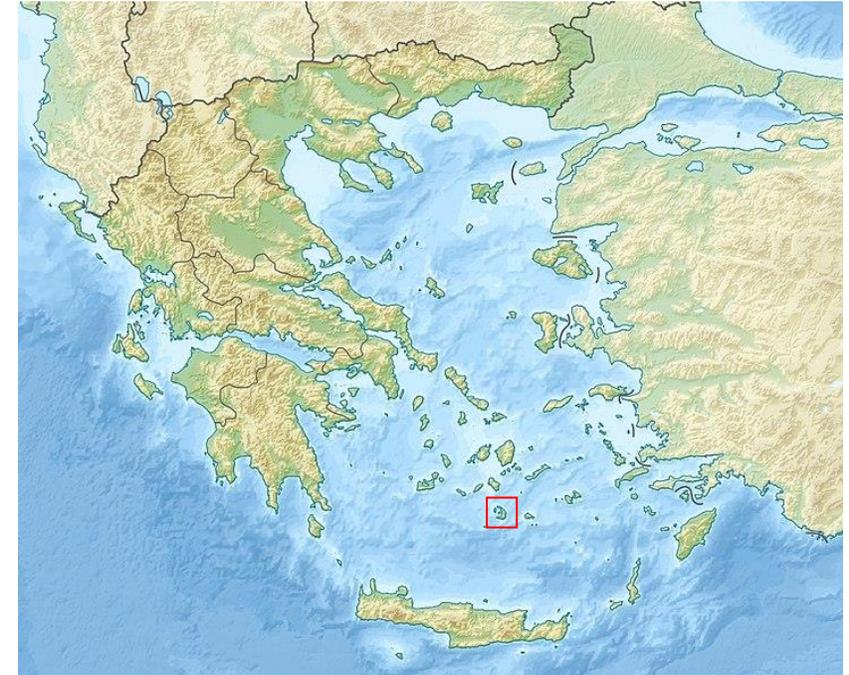
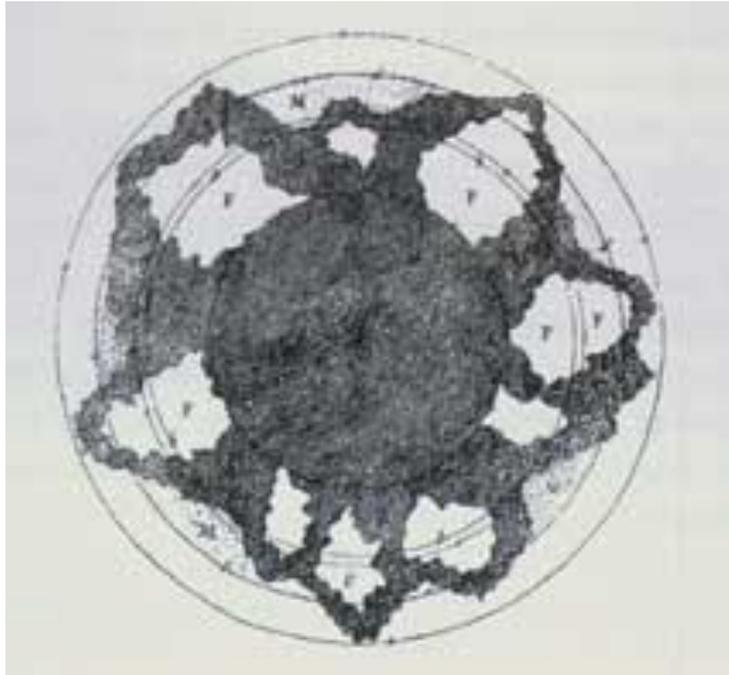
Sans entrer dans les détails, cette double origine possible du granite a longtemps été un point de conflit entre partisans du Neptunisme et partisans du Plutonisme. Au milieu du XIXème siècle, l'origine magmatique du granite est pratiquement admise par tous.

Et C. Lyell représente bien sous le granite une couche de magma granitique !!!!!!!!!!!

Sous le socle granitique, il y aurait donc du magma et cette hypothèse n'est pas nouvelle !

Dès 1740, **Moro** (1667-1740), abbé à Venise, avait été particulièrement impressionné par la surrection d'une île nouvelle : Nea Kameni qui s'est construite progressivement entre 1707 et 1711 au centre de l'archipel grec de Santorin et il pensait que les soulèvements de la croûte (ici du cône volcanique) étaient la conséquence du remplissage de cavités internes par des substances ignées.

Il émet aussi l'hypothèse que **tous les reliefs ont une origine volcanique**. En effet, lors de cette éruption, il a pu observer parmi les cendres des blocs de roches calcaires renfermant des coquilles d'huitres et de Crustacés. Il en déduit qu'ils ont été ramenés à la surface par l'éruption. Or, de tels fossiles marins ont été également observés dans les Alpes. Les Alpes auraient une origine volcanique.



Georges-Louis Leclerc, Comte de Buffon (1707-1788)

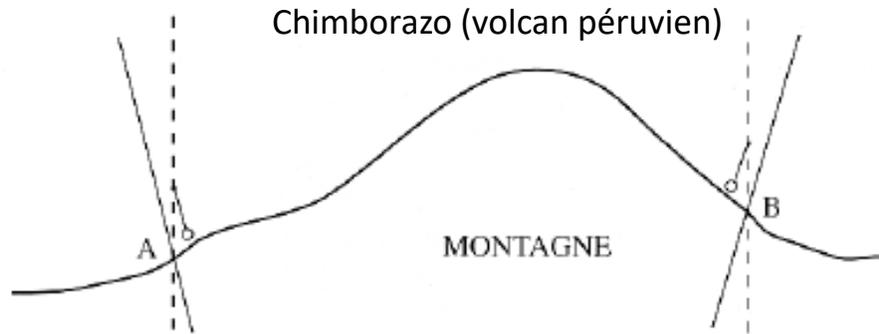
Suite aux travaux de Newton, puis aux expéditions françaises en Laponie (1736-1737) et au Pérou (1736-1743), il affirme que **la Terre est pleine** en s'appuyant sur la direction que prend un fil à plomb au voisinage d'une montagne.

Il avance également qu'**elle a été entièrement fondue au début de son histoire** en donnant trois arguments :

Premier argument : la forme aplatie de la Terre n'a pu être acquise que si elle a été, à un moment donné de son histoire, malléable donc en fusion.

Deuxième argument : les mesures de température dans les mines montrent que la Terre possède une chaleur interne propre.

Troisième argument : les roches des régions montagneuses, le granite essentiellement, sont le résultat d'une fusion.

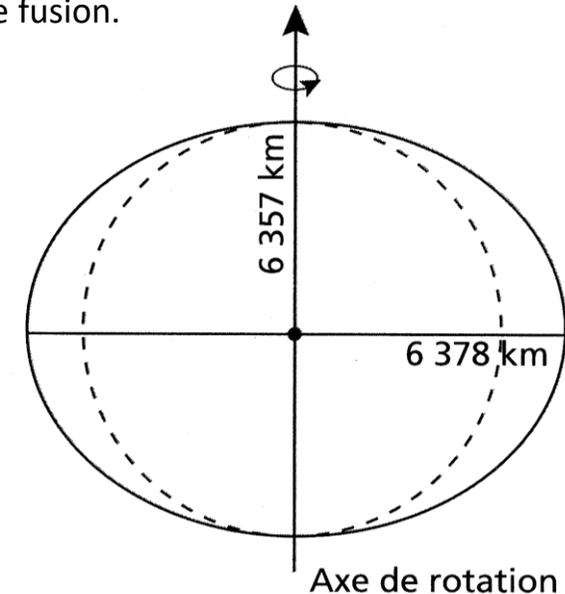


Pourquoi n'ont-ils pas utilisé le niveau à bulle déjà connu dès le XVII^{ème} siècle ?

La bulle étant prisonnière du capillaire ne peut se déplacer verticalement. Et sa masse étant négligeable, l'attraction exercée sur elle par le Chimborazo doit être pratiquement nulle.

Le niveau à bulle donne donc une horizontale parfaite. La verticale peut être ensuite donnée par le côté d'une équerre posée sur le niveau à bulle.

Elle n'est en tout cas pas donnée par le fil à plomb... qui est dévié !



La déviation de la verticale (travaux de Bouguer - 1744)

Aux stations A et B, les soi-disant « verticales » données par la direction du fil à plomb sont représentées par les lignes pleines. Elles ne sont pas verticales, c'est-à-dire ne passent pas par le centre de la Terre, tout simplement parce que la montagne, pleine de roches, possède une capacité d'attraction qui fait dévier le fil à plomb.

Si la Terre avait été entièrement creuse et la montagne pleine, cette dernière aurait représenté une masse importante par rapport à la masse totale de la Terre et la déviation du fil à plomb aurait été grande. Inversement, si la montagne avait été creuse et la Terre pleine, aucune déviation notable n'aurait été engendrée.

La forme aplatie de la Terre

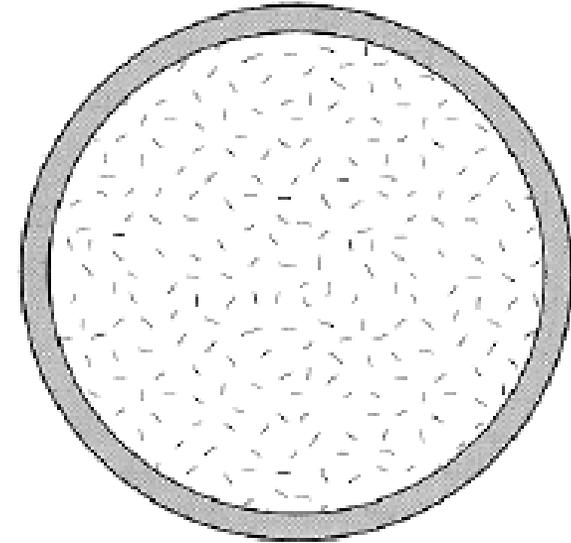
La forme aplatie de la Terre résulte de la force centrifuge développée par la rotation du globe terrestre sur lui-même. Plus importante à l'équateur qu'aux pôles, elle « chasse », elle éloigne en quelque sorte la matière du centre de la Terre au niveau de l'équateur et augmente en conséquence le rayon équatorial (R_e) de 20 km environ par rapport au rayon polaire (R_p).

Newton, en 1687, avait évalué cette différence avec une extraordinaire précision : $(R_e - R_p) / R_e = 1/231$ ce qui entraîne $R_e - R_p = 27$ km.

Cordier (1777-1861) observe en 1827 que la température dans les mines augmente de 1 degré tous les 25 mètres de descente. Si cette progression se poursuit, la température de l'eau bouillante est atteinte à 2,5 km de profondeur (ce qui est confirmé, le croît-on à l'époque, par les sources d'eau chaude) et dès 50 km de profondeur, on atteindrait une température voisine de 1600°C, température à laquelle toutes les roches de la surface sont fondues.

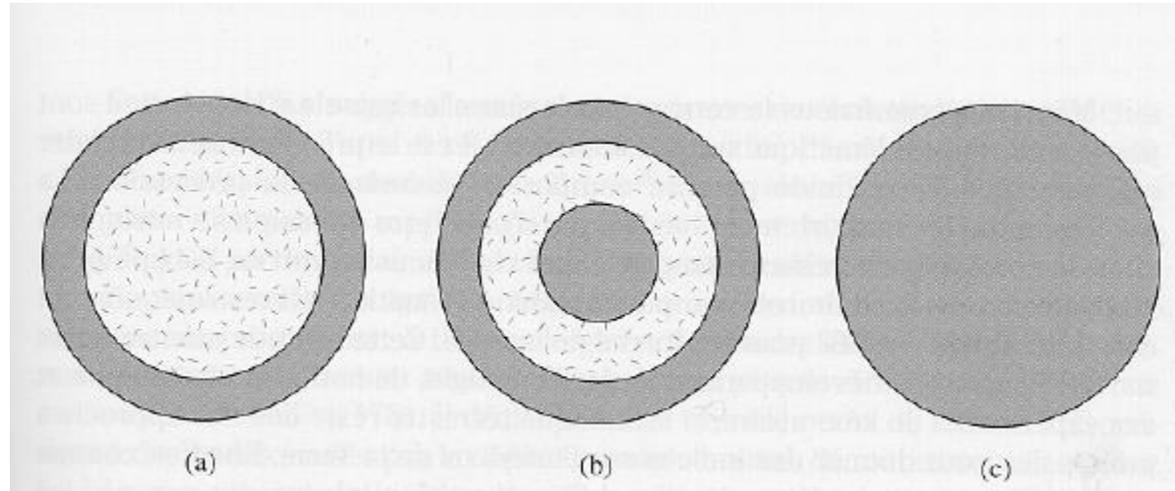
Le globe serait donc constitué d'une énorme masse en fusion recouverte d'une mince écorce solide !

L'idée est séduisante car elle permet d'expliquer les volcans (communications directes entre la surface et la masse fondue sous-jacente), les tremblements de terre (conséquences des mouvements internes du magma qui bouillonne), mais aussi la formation des montagnes et des océans (la Terre en se refroidissant se contracte et se ride comme une vieille pomme, les plis étant à l'origine des montagnes et les creux, en se remplissant d'eau, des océans).



La Terre en fusion de Cordier

Hopkins (1793-1866) remarque en 1839 que les affirmations de Cordier sur la fusion interne ne sont pas justifiées car la température de fusion des roches dépend de la pression. Si une roche fond à 1000°C en surface, il lui faut une température bien plus élevée pour entrer en fusion à 100 km de profondeur, où la pression est bien plus importante. **Pour connaître l'état des roches internes, il faut donc savoir qui, de la température ou de la pression, a la plus grande influence**, et seules des expériences de laboratoire, impossibles à réaliser à l'époque, pourraient lever l'indétermination. Devant l'insuffisance et l'incertitude des données, Hopkins s'en tient à trois hypothèses remarquables.

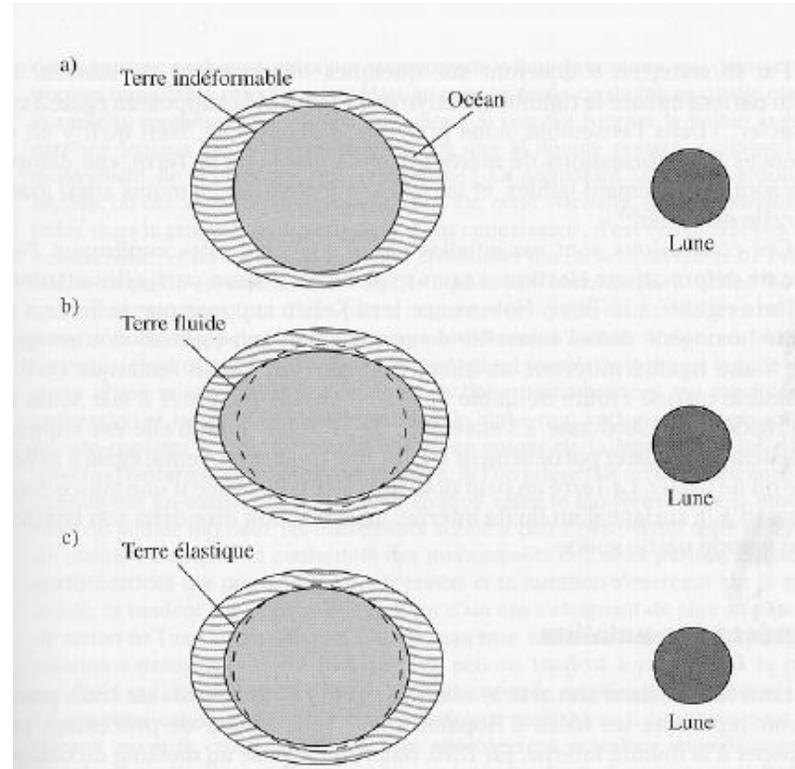


a) si la température s'accroît suffisamment avec la profondeur pour dépasser l'influence de la pression, le globe est en fusion sous une croûte dont on ne peut pas connaître directement l'épaisseur.

b) si l'influence de la pression augmente plus rapidement que celle de la température, la solidification a commencé au centre, et comme en même temps le refroidissement créait une croûte en surface, le globe est formé d'une enveloppe solide, d'une couche intermédiaire en fusion et d'un noyau solide.

c) si le refroidissement est complet, le globe est entièrement solide.

Lord Kelvin (1824-1907), en 1862, défend avec vigueur une Terre entièrement solide. Il argumente que si la Terre était en fusion, la masse fluide interne devrait subir **des marées importantes**, exactement comme les océans de la surface. Ces marées internes devraient déformer intensément la croûte, la soulever et l'abaisser alternativement, ce qui n'arrive pas.



a) Si la Terre est absolument indéformable, seule l'eau des océans est mise en mouvement par les forces de marées.

b) si la Terre est fluide, elle se déforme complètement sous l'influence des forces de marées et l'eau des océans ne fait que suivre les mouvements du sol : les marées océaniques n'existent plus.

c) si la Terre se comporte comme un solide élastique, les marées océaniques correspondent à la différence entre la déformation fluide des océans et la déformation élastique du sol.

Dans les années 1870, les géologues admettent pratiquement tous que l'intérieur du globe est chaud, solide mais ductile, que notre planète a les propriétés d'un solide élastique, voisines de celles de l'acier et non pas d'un fluide. Les seules parties en fusion seraient des réservoirs magmatiques situés sous les volcans et d'étendue limitée.

Expérience préliminaire :
une technique simple pour connaître la nature d'un matériau

On veut accrocher sur ce mur un miroir beaucoup plus grand.
Supportera-t-il le poids du miroir ?

On se pose donc le problème de sa constitution.
Est-il en parpaing, en bois, en brique, en placo... ?

Comment le savoir ?

Réponse : on cogne dessus!

On fait la manip sur un mur, une porte, une vitre, la paillasse de la salle de TP.

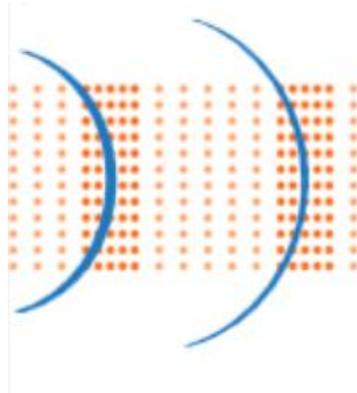
On entend des sons différents !



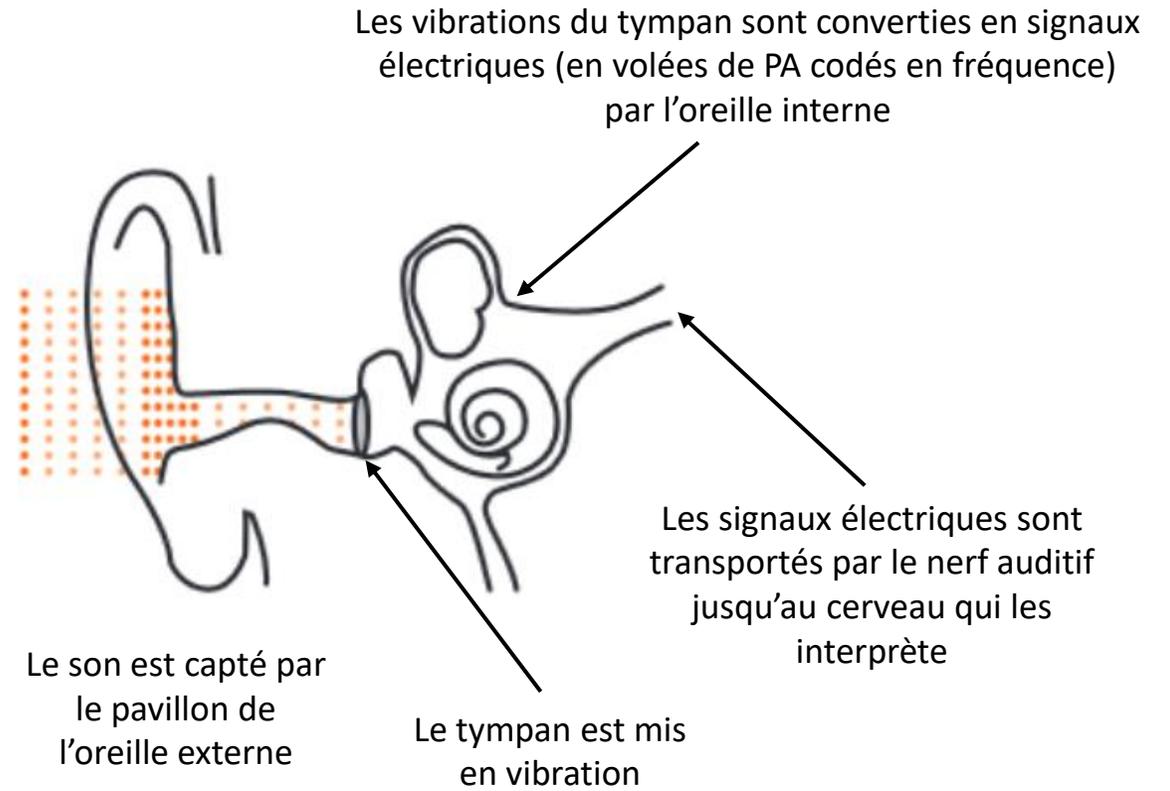
On cogne



Mise en vibration de la paroi
sous l'effet du choc



Vibrations de l'air =
ondes sonores



Pourquoi notre oreille capte-t-elle des sons différents ?

Caractéristiques des ondes sonores



[Fonctions sinusoidales \(univ-nantes.fr\)](http://univ-nantes.fr)

Pour identifier un matériau, il suffit donc de le faire ... vibrer !

Et dans la nature, qu'est-ce qui peut bien faire vibrer une roche ?

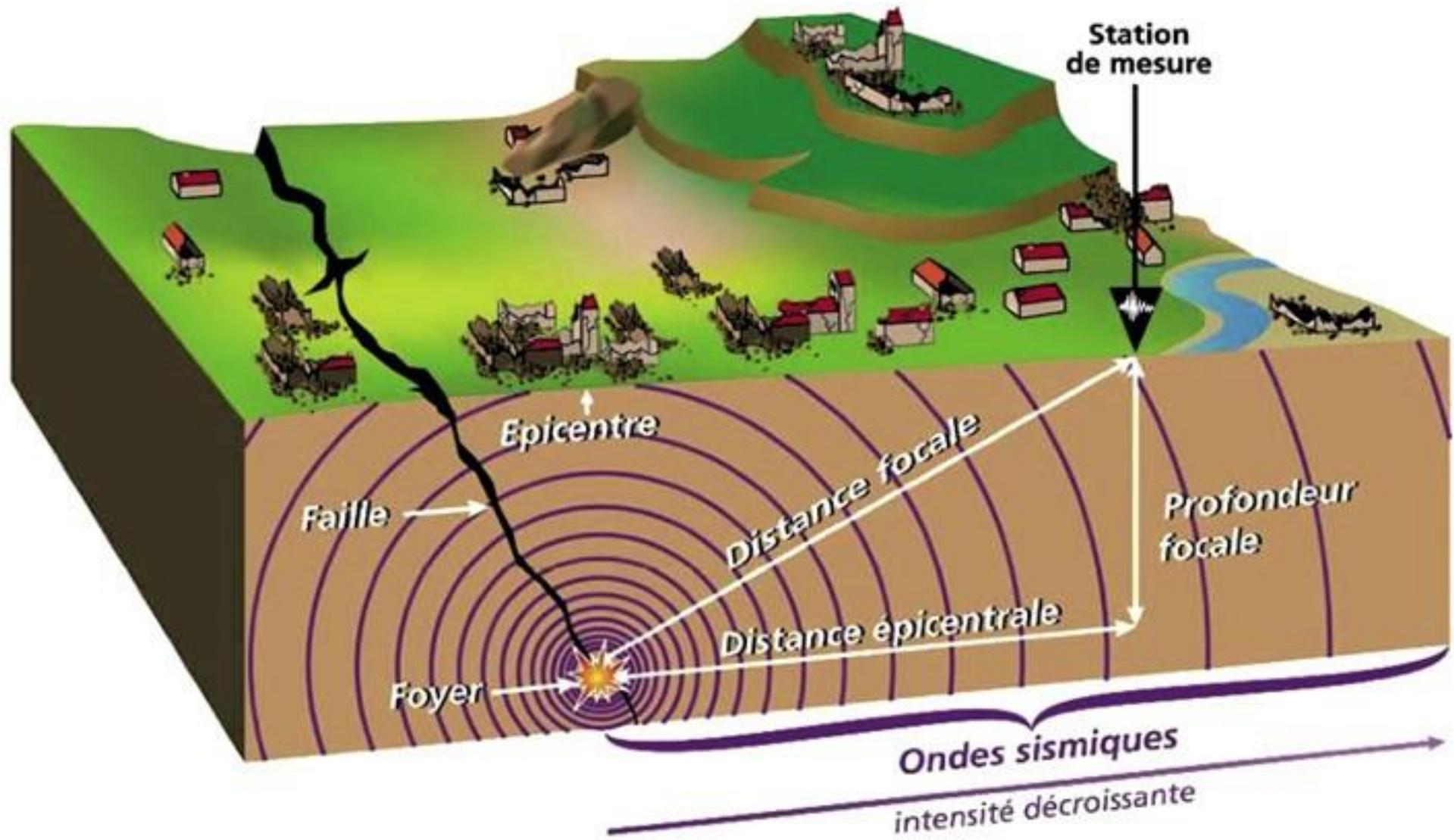
⇒ Un tremblement de terre, un séisme !

II- L'apport de la sismologie à la connaissance de la structure interne du globe

A- Généralités sur les séismes et les ondes sismiques

1- Qu'est-ce qu'un séisme ?

Causes des séismes





[Animation Flash - faille normale, faille inverse et faille transformante](#)

Expériences avec règle et élastique

Pendant des millions d'années, des roches peuvent être soumises à des forces, des contraintes en compression ou en distension, en élongation, et vont se déformer parce qu'à l'échelle des temps géologiques, elles ont un comportement plastique.

NB : On dit que les liquides et les solides ne sont pas compressibles. Oui à notre échelle, pas à l'échelle des temps géologiques !

La compressibilité isotherme des gaz est très élevée (10^{-5} à 10^{-6} Pa $^{-1}$), elle est faible pour les liquides (10^{-6} à 10^{-10} Pa $^{-1}$) et très faible pour les solides (10^{-10} à 10^{-12} Pa $^{-1}$).

En se déformant, les roches accumulent de l'énergie. On peut facilement le montrer par deux expériences analogiques :

- Si on soumet une règle en plastique à des forces de compression (on rapproche les deux mains), elle se plie et un petit caillou placé à l'une de ses extrémités est projeté si l'on retire une main (effet catapulte !).
- De même, si on étire un élastique (on le soumet à des forces de distension), il peut alors projeter un bout de papier (effet lance pierres !)

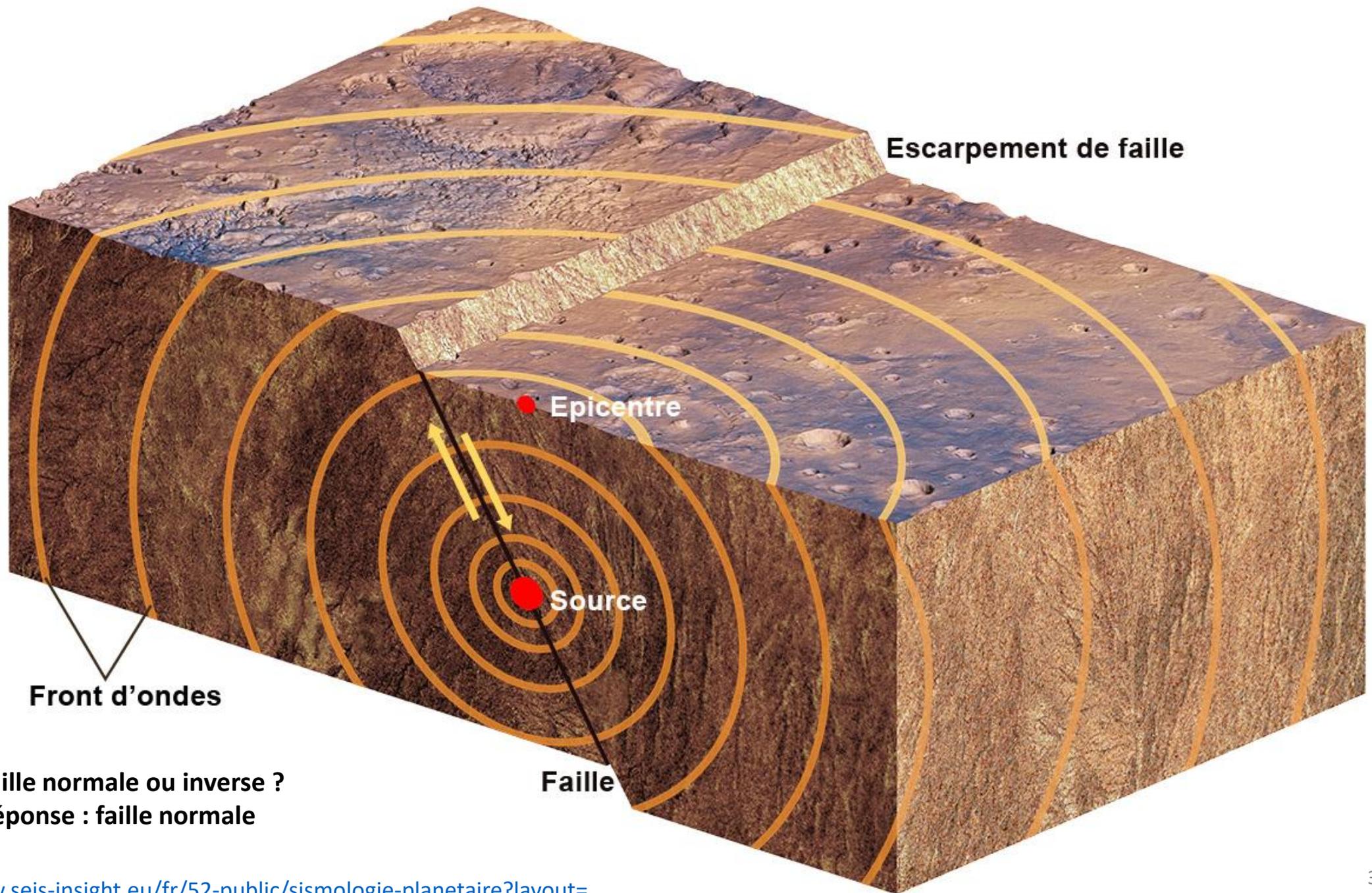
Mais ce comportement a des limites. La règle va casser, l'élastique aussi !

Il en est de même des roches. À un moment donné, comprimées ou étirées, elles se rompent. C'est le séisme !

Elles vont alors libérer instantanément, en quelques secondes, toute l'énergie qu'elles ont accumulée pendant des millions d'années sous la forme d'ondes sismiques.

Et ce sont ces ondes qu'on va enregistrer avec un **sismographe**.

Et le tracé obtenu sera un ... **sismogramme**.



Faille normale ou inverse ?
Réponse : faille normale

Autres techniques, autres moyens pour faire vibrer artificiellement le sol

En **prospection sismique terrestre**, on utilise :

– **les explosifs** qui fournissent un signal bref mais demandent un temps de manipulation, de préparation élevé.

NB : on peut aussi utiliser les tirs de carrière et dans un passé récent, entre les années 1960 et 1995, on a également exploité les explosions nucléaires aériennes ou souterraines (tirs français dans le Sahara, dans le Hoggar et en Polynésie).

– **les camions vibreurs** qui permettent d'émettre un signal large bande assez bien maîtrisé dans le sous sol,

– **les chutes de masses** mais de moins en moins à cause de leur faible maniabilité.

En **prospection sismique marine**, pour la recherche des gisements de pétrole off-shore par exemple, on utilise :

– **les canons à air.**



Camion vibreur et plaque vibrante d'une campagne de prospection sismique



**Un convoi de camions vibreurs sonde le sous-sol de la Limagne.
Le but : trouver des failles à exploiter pour la géothermie.**



Le camion « labo » et un capteur relié au sol. C'est du labo que sont commandées les vibrations et où sont réceptionnées les informations.



Dans le camion labo, deux personnes surveillent en permanence le bon fonctionnement des capteurs.

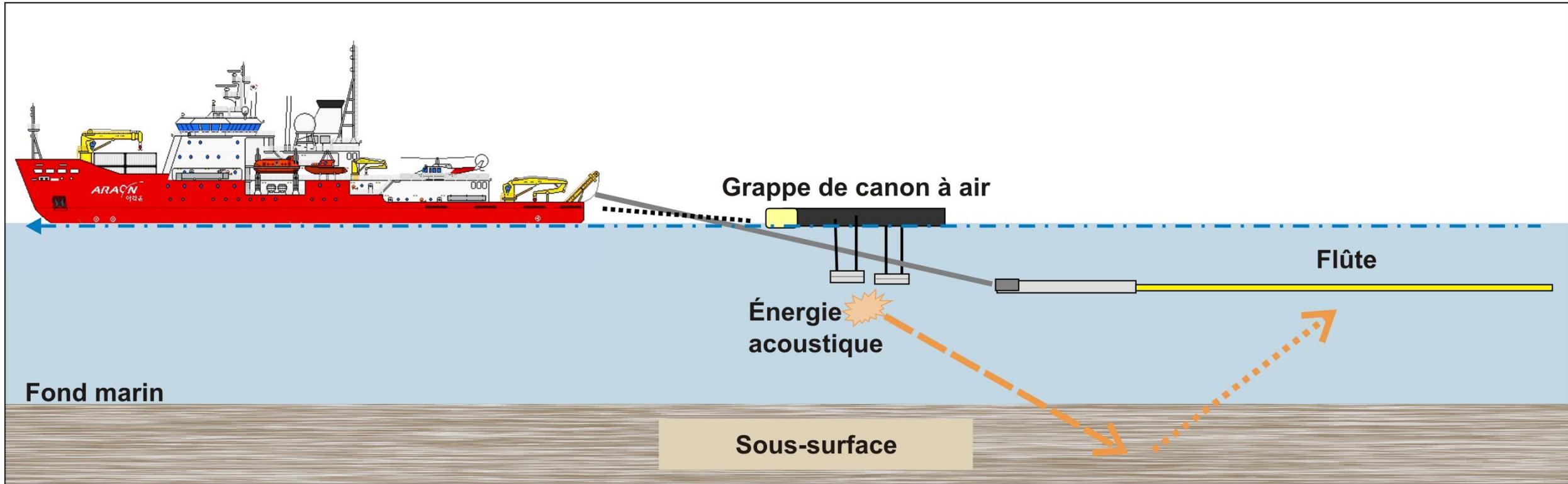


Les camions vont parcourir environ 100 kilomètres de pistes en trois à quatre semaines, de Volvic au Nord de Riom.

Derniers évènements en France métropolitaine

Date	UTC	Locale	
06/03/2020	14:38:08	15:38:08	Séisme de magnitude 0.8 , proche de Gap  Validé
06/03/2020	13:59:24	14:59:24	Séisme de magnitude 1.4 , proche de Gap  Validé
06/03/2020	13:32:05	14:32:05	Séisme de magnitude 1.4 , proche de Carros  Validé
06/03/2020	12:37:47	13:37:47	Tir de carrière de magnitude 1.7 , proche de Cournon-d'Auvergne  Validé
06/03/2020	12:24:34	13:24:34	Séisme de magnitude 1.5 , proche de Andorra la Vella  Validé
06/03/2020	11:47:51	12:47:51	Tir de carrière de magnitude 2.0 , proche de Calahorra  Validé
06/03/2020	11:46:41	12:46:41	Tir de carrière de magnitude 1.4 , proche de Obernai  Validé
06/03/2020	11:36:43	12:36:43	Séisme de magnitude 0.9 , proche de Billère  Validé
06/03/2020	11:33:24	12:33:24	Séisme de magnitude 1.1 , proche de Andorra la Vella  Validé
06/03/2020	11:24:33	12:24:33	Tir de carrière de magnitude 0.9 , proche de Pamiers  Validé

Des tirs de carrière sont bien exploités par le Réseau sismologique et géodésique français.



Pas à l'échelle

Des appareils appelés « **canons à air** » libèrent de l'air comprimé dans l'eau pour produire des ondes sismiques. Ces ondes progressent vers le fond marin et pénètrent dans le sédiment. Ces ondes sont ensuite réfléchies par la surface de chacune des couches de sédiments et du « socle » sous-jacent et reviennent à la surface où elles sont enregistrées par des appareils d'écoute appelés « **hydrophones** » disposés dans une **flûte**.

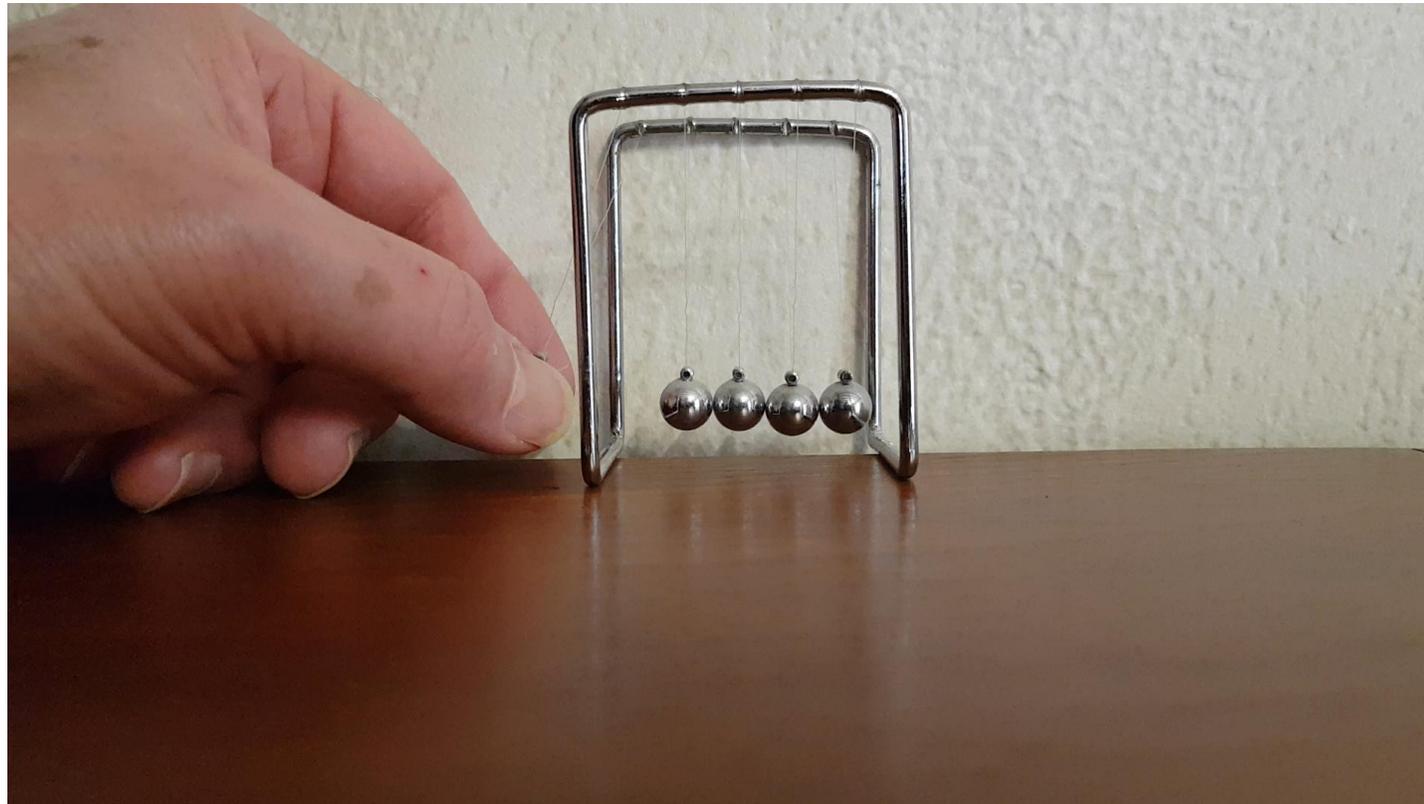
Lors des campagnes de relevés, la flûte de ce navire océanographique, l'Araon, longue de 1,5 kilomètre, est remorquée à 6 mètres sous la surface de l'eau et à une vitesse d'environ 8 km/h (5 nœuds).

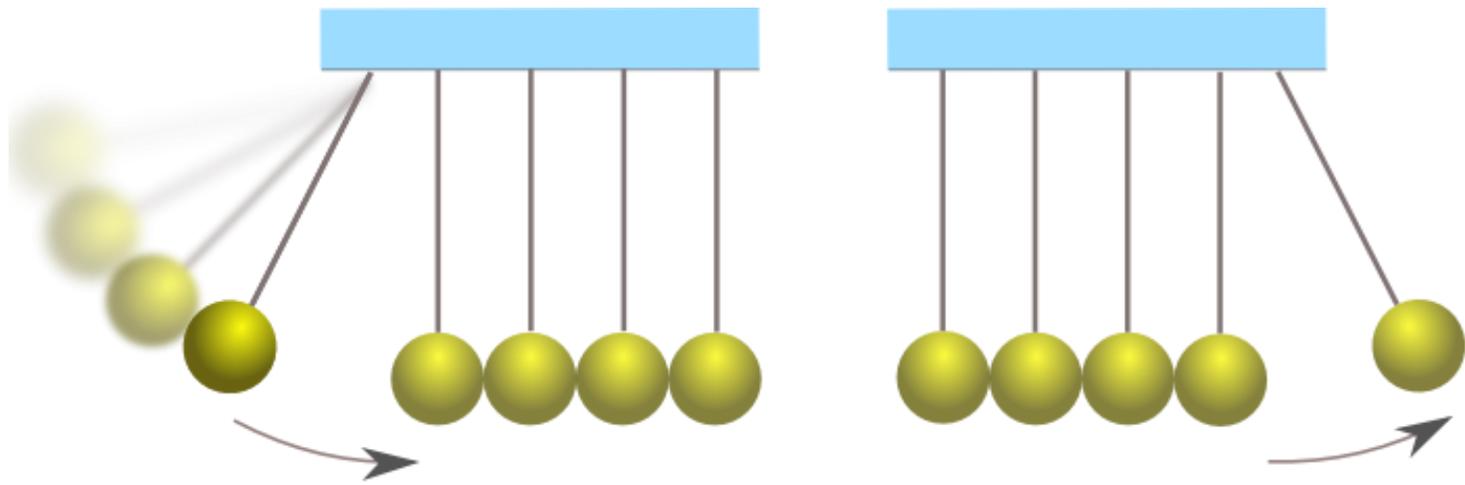
2- Une propriété fondamentale des ondes sismiques :
elles transportent de l'énergie au travers de la matière mais
pratiquement sans déplacement notable de cette matière

Par DemonDeLuxe (Dominique Toussaint) - Travail
personnel, CC BY-SA 3.0,
<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=1028855>



[Vidéo Animation](#)





Ondes qui vont se propager sans déplacement de matière

Des billes suspendues, comme des pendules !
Regardez !

On écarte la première bille. Elle monte, on lui fournit donc de l'énergie potentielle puisqu'elle est plus haute que les autres et comme l'a démontré Newton, si on la lâche, elle ne demande qu'à tomber !

On la lâche.

Observation : Qu'est-ce qui a bougé ? Uniquement la dernière bille de la file.

Autrement dit, l'énergie initiale de la première bille n'a été transmise qu'à la dernière de la file, les boules intermédiaires n'ont pratiquement pas bougé, ne se sont pas déplacées, il n'y a pas eu déplacement de matière.

En fait, c'est ça, la définition d'une onde mécanique et les ondes sismiques sont des ondes mécaniques.

C'est une perturbation qui transporte de l'énergie sans qu'il y ait transport de matière.

3- Comment les ondes sismiques vont-elles alors nous permettre de caractériser le milieu traversé ?

Les billes peuvent très bien représenter aussi, très très grossis il est vrai, des atomes ou des molécules !

Lorsque les billes sont bien collées, bien jointives donc lorsque les atomes sont bien côte à côte, on vient de le voir, l'onde se transmet très bien.

Maintenant, que va-t-il se passer si les billes, les atomes, sont un peu plus éloignés les uns des autres, de quelques dixièmes de mm par exemple.

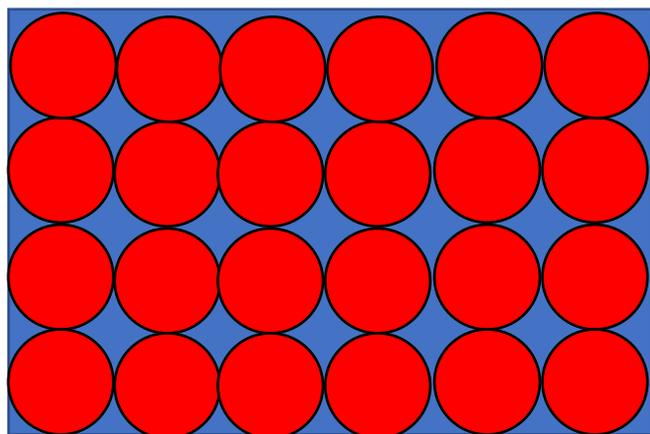
L'onde va se propager beaucoup moins vite. La première bille frappée va faire un léger mouvement de pendule avant de frapper la suivante donc perte de temps ! Elle va la frapper de plus un peu sur le dessus du fait de sa trajectoire parabolique. Le choc n'est pas vraiment frontal et donc il va y avoir aussi une déperdition d'énergie relativement importante. On poursuit le raisonnement avec les billes suivantes. Il est évident que cette onde ne va pas se propager à l'infini !

Et si les billes, les atomes sont encore plus éloignés ?

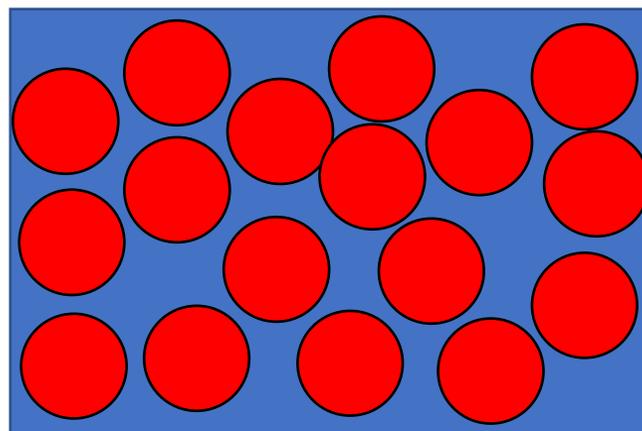
L'onde va se propager moins loin et peut même, à la limite, ne pas se propager du tout !

Les ondes sismiques tout comme les ondes sonores sont des ondes dites mécaniques. Elles ne se propagent que dans la matière. Elles ne se propagent pas dans le vide.

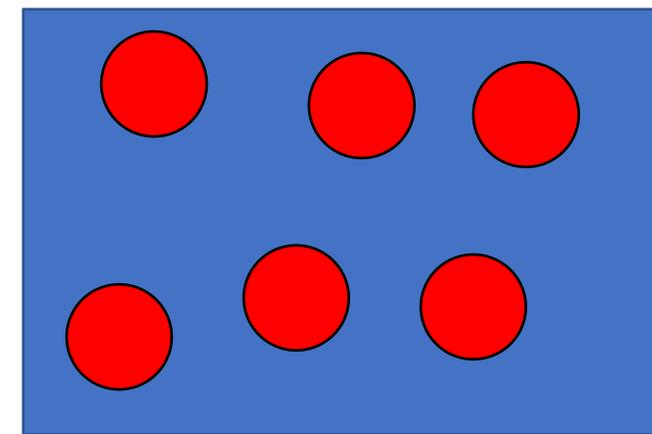
Cela les distingue des ondes électromagnétiques (ondes lumineuses) qui, elles, peuvent se propager dans le vide.



24 atomes / V



17 atomes / V



6 atomes / V

Conclusion de tout ça !

Regardez la diapositive précédente (diapositive 51) ! On va prendre les trois images du bas.

Dans quel milieu l'onde sismique va-t-elle se propager le mieux ?

Réponse : celui de gauche d'après ce qu'on vient de dire.

La vitesse de propagation des ondes sismiques va dépendre de la distance entre les atomes ... donc finalement du nombre d'atomes dans un volume donné, le volume représenté en bleu.

Mais les atomes ont une masse donc la vitesse va dépendre de la masse de matière dans un volume donné.

Et la masse de matière dans un volume donné, c'est quoi ?

C'est la masse volumique !

⇒ La vitesse de propagation des ondes sismiques dans un matériau, dans une roche par exemple, va dépendre de la masse volumique de ce matériau, de cette roche, de sa densité si vous voulez !

Manip 1

Mesure de la masse volumique de quelques roches

- Granite
- Péridotite
- Basalte
- Gabbro
- Calcaire
- Grès
- Schiste

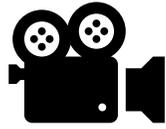
Exemple de vitesses sismiques (Vp, Vs) dans différentes roches

Nature de la roche	Vp en km.s ⁻¹	Vs en km.s ⁻¹	Masse volumique en g.cm ⁻³
péridotite	5,5 - 7	3,2 - 4	2,8 - 3,4
basalte	5 - 6	2,8 - 3,4	2,7 - 3,1
granite	4,5 - 6	2,5 - 3,3	2,5 - 2,7
calcaires	3,5 - 6	2 - 3,3	2,4 - 2,7
grès	3 - 4,5	1,2 - 2,8	2,1 - 2,4
craie	2,3 - 2,6	1,1 - 1,3	1,8 - 2,3
eau	1,45 - 1,5	0	1

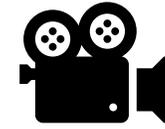
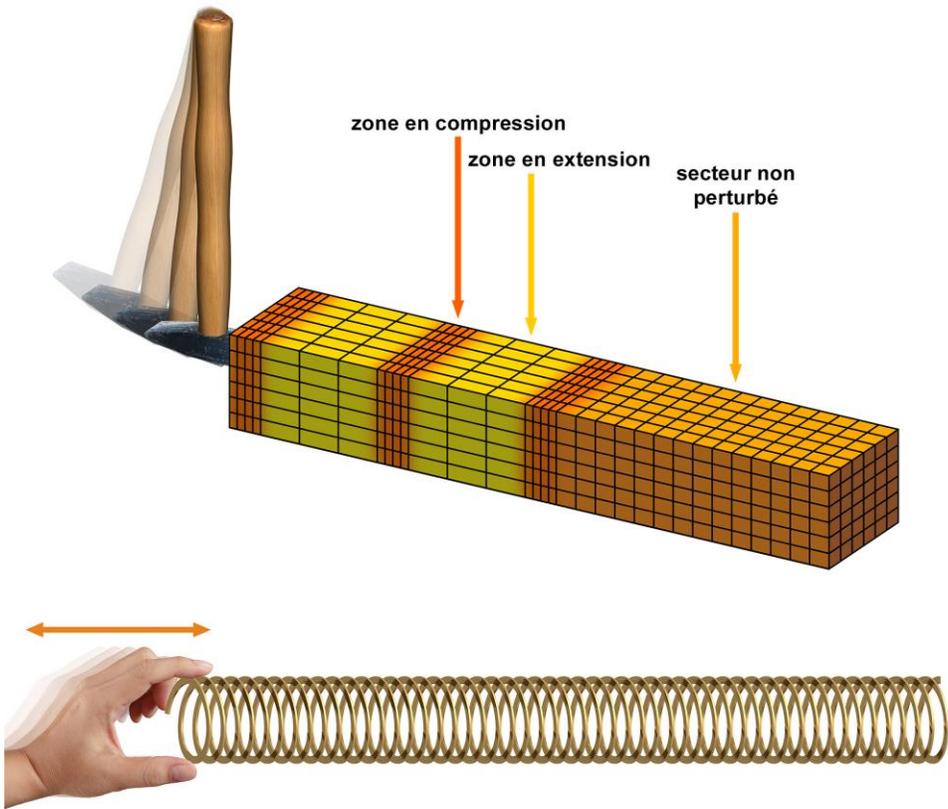
Deux questions à résoudre !

- Pourquoi des ondes P et des ondes S dans le tableau précédent ?
- Pourquoi une valeur nulle pour la vitesse des ondes S dans l'eau (dernière ligne du tableau) ?

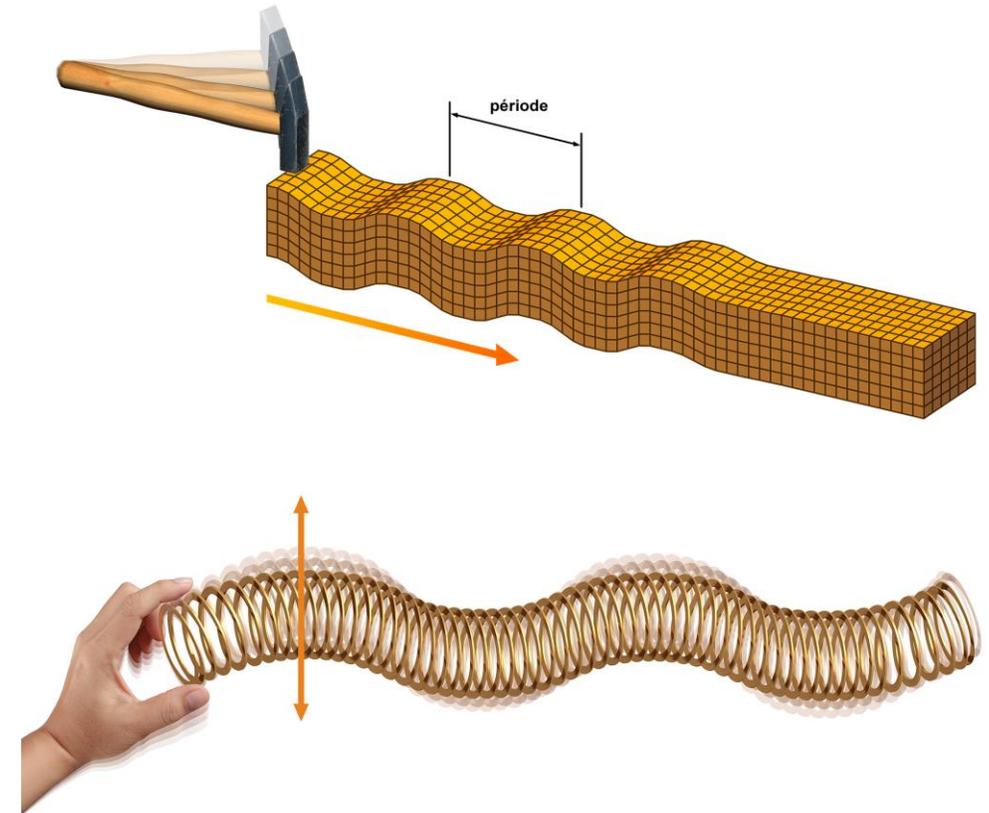
4- Un séisme génère toujours deux types d'ondes : P e S.
Pourquoi ?



[Onde longitudinale le long d'un ressort \(univ-nantes.fr\)](http://univ-nantes.fr)

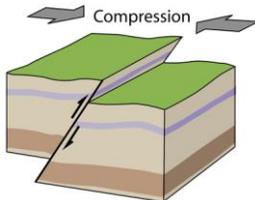


[Onde transversale sur un ondoscope \(univ-nantes.fr\)](http://univ-nantes.fr)

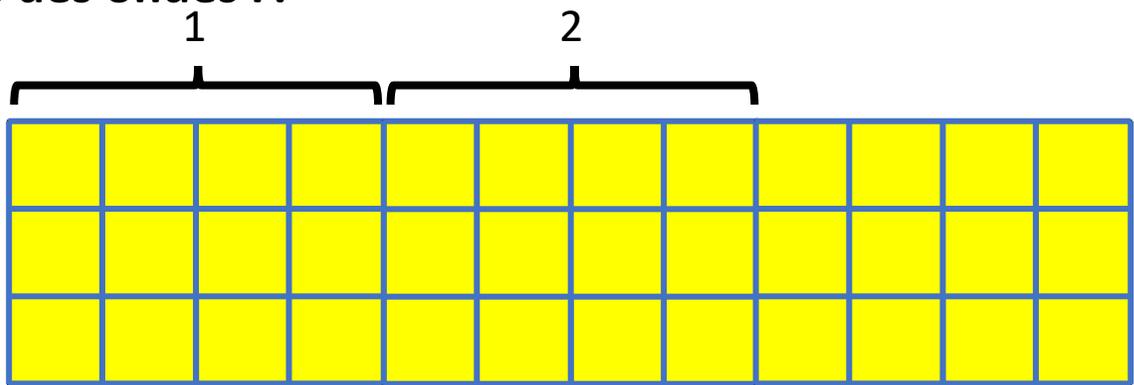


[Lien vers ondes.swf](#)

Un séisme engendre toujours des ondes P.

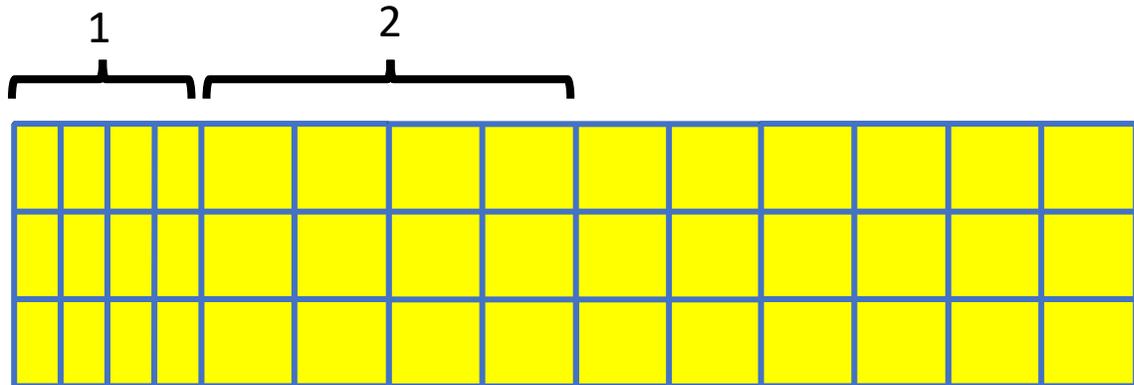


t_0



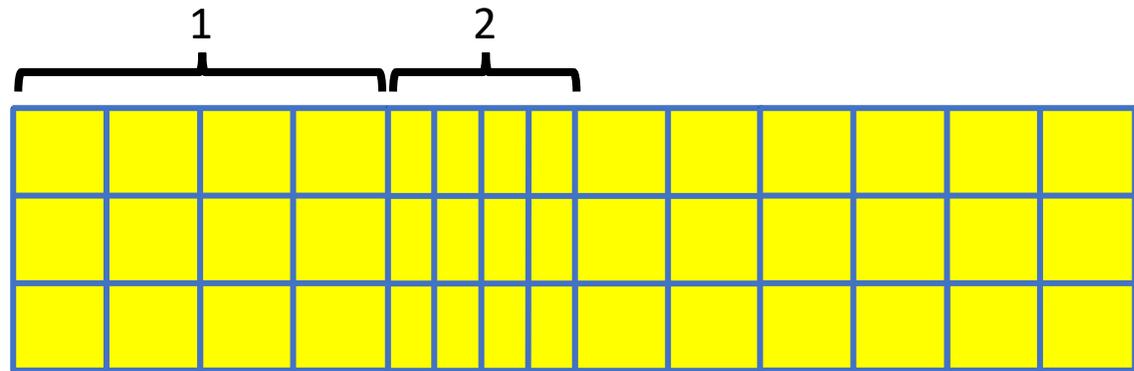
t_1

Compression de 1. La zone 1 est déformée **sans conservation de son volume.**

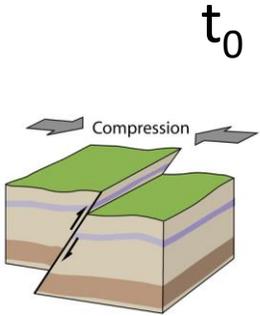


t_2

La zone 1 retrouve son volume et pousse alors sur la zone 2 qui lui est contigüe. Cette dernière se comprime à son tour puis se relâchera et ainsi de suite. **Les ondes P sont encore appelées ondes longitudinales ou ondes de compression.**



Un séisme engendre toujours des ondes S.



t_0



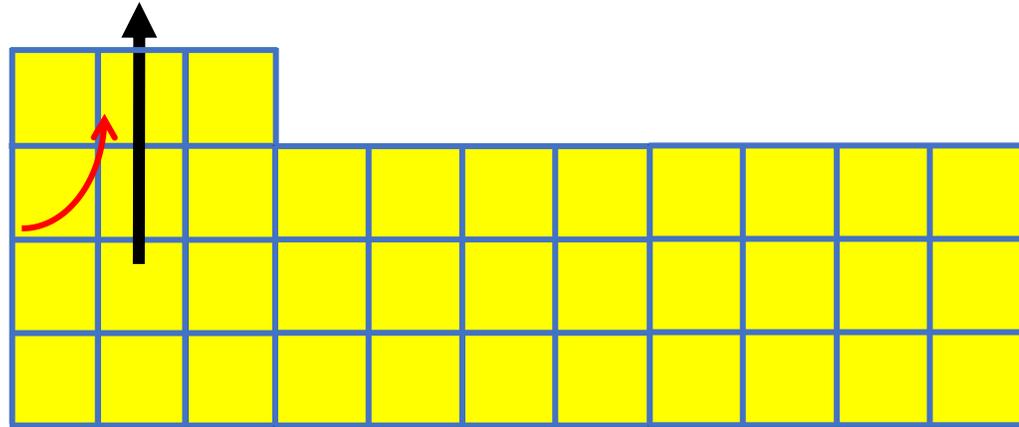
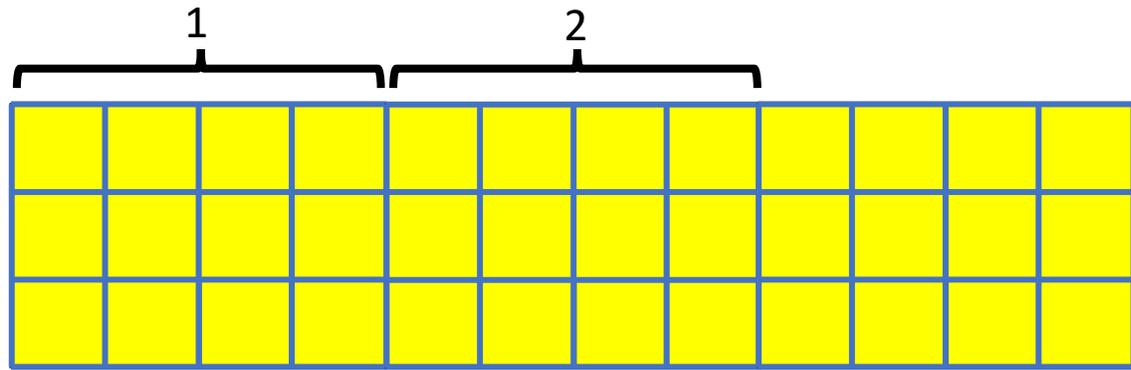
t_1

Compression de la zone 1 mais avec **conservation de son volume** ce qui implique un déplacement de matière vers le haut (ou vers le bas).

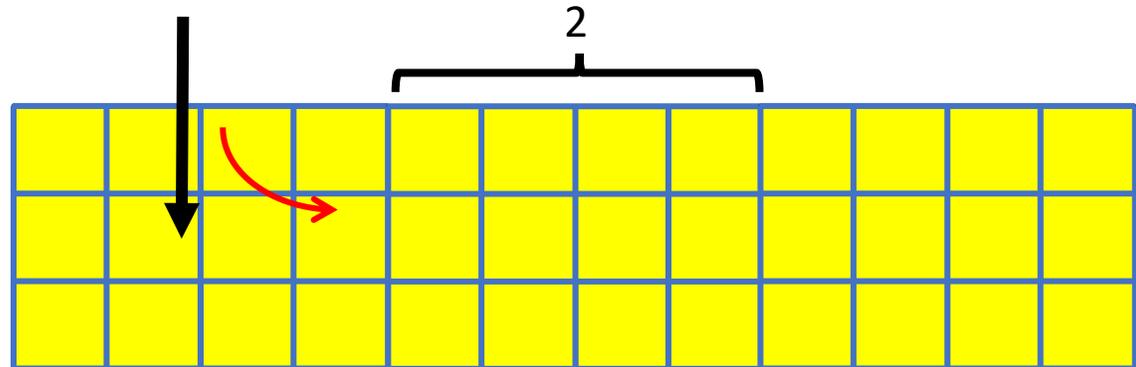
t_2

Immédiatement après, la zone 1 retrouve de nouveau ses dimensions initiales mais par déplacement de matière en sens inverse. De la matière de la zone 1 se déplace donc vers la droite. Elle va alors pousser sur la zone 2 à laquelle on va pouvoir appliquer le même raisonnement. Ce sont ces mouvements de matière alternativement vers le haut puis vers le bas (ou en sens inverse) et donc perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde P qui engendrent **des cisaillements**.

Les ondes S sont encore appelées **ondes transversales ou ondes de cisaillement**.



Ondes S de cisaillement



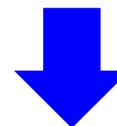
Intuitivement, les deux diapositives précédentes permettent de se rendre compte déjà que les ondes P vont se propager plus vite que les ondes S.

Propriété fondamentale des ondes S !!!!!!!!!

Du fait que la matière se déplace alternativement vers le haut puis vers le bas (ou en sens inverse) et perpendiculairement à la direction de propagation des ondes sismiques P, les ondes S engendrent des cisaillements et peuvent couper, comme une paire de ciseaux quand les deux lames se rapprochent l'une de l'autre.

Elles ne peuvent donc pas se propager dans les liquides puisque on ne peut pas couper, cisiller ces derniers.

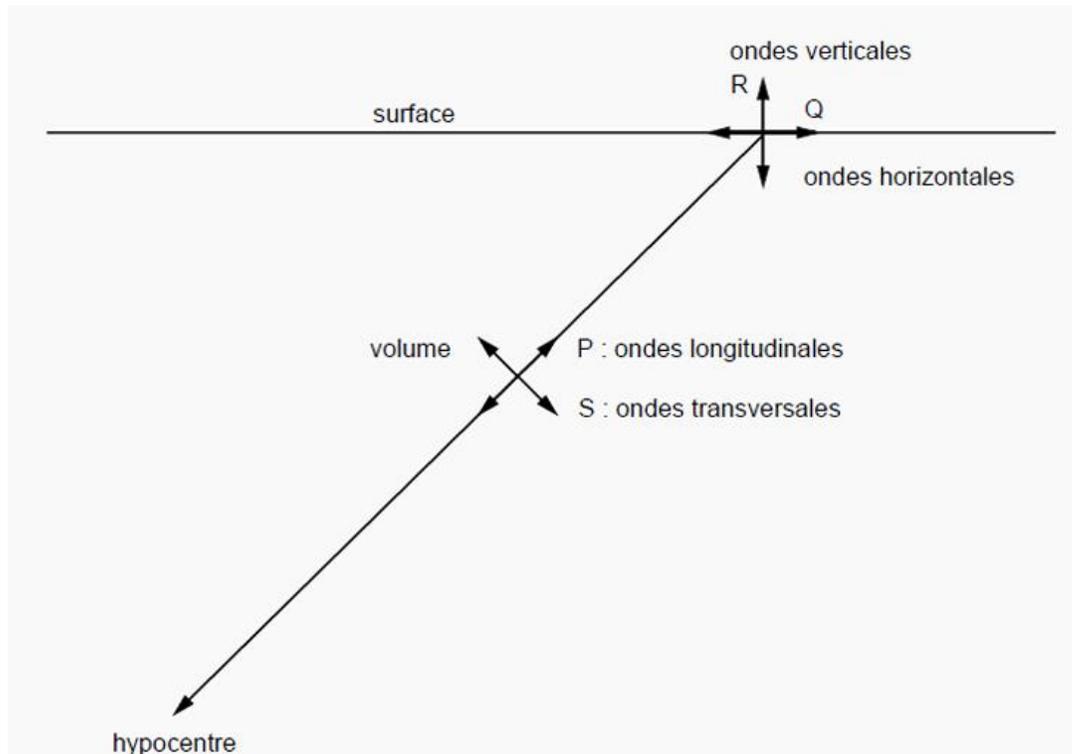
Nature de la roche	Vp en m.s ⁻¹	Vs en m.s ⁻¹	Masse volumique en g.cm ⁻³
péridotite	5500 - 7000	3200 - 4000	2,8 - 3,4
basalte	5000 - 6000	2800 - 3400	2,7 - 3,1
granite	4500 - 6000	2500 - 3300	2,5 - 2,7
calcaires	3500 - 6000	2000 - 3300	2,4 - 2,7
grès	3000 - 4500	1200 - 2800	2,1 - 2,4
craie	2300 - 2600	1100 - 1300	1,8 - 2,3
eau	1450 - 1500	0	1



Un liquide ne peut pas être cisailé.

Remarque : Un séisme engendre aussi des ondes R et Q.

Les **ondes P** ou **ondes longitudinales** ou **ondes de compression** qui s'accompagnent d'un changement de volume (compression et dilatation alternée) et les **ondes S** ou **ondes transversales** ou **ondes de cisaillement** qui s'accompagnent d'une distorsion dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation provoquant un cisaillement mais sans changement de volume sont des **ondes dites de volume** parce qu'elles se propagent dans les 3 directions de l'espace.



Lorsque ces ondes de volume arrivent à la surface, elles produisent des **ondes dites de surface** qui n'intéressent que le sol sur une profondeur extrêmement faible.

Parmi ces ondes de surface, on distingue :

- les ondes R ou ondes de Rayleigh

Ce sont des ondes pour lesquelles les points du sol décrivent des ellipses dans le plan vertical de propagation entraînant des compressions (tractions) ainsi que des cisaillements dans le sol

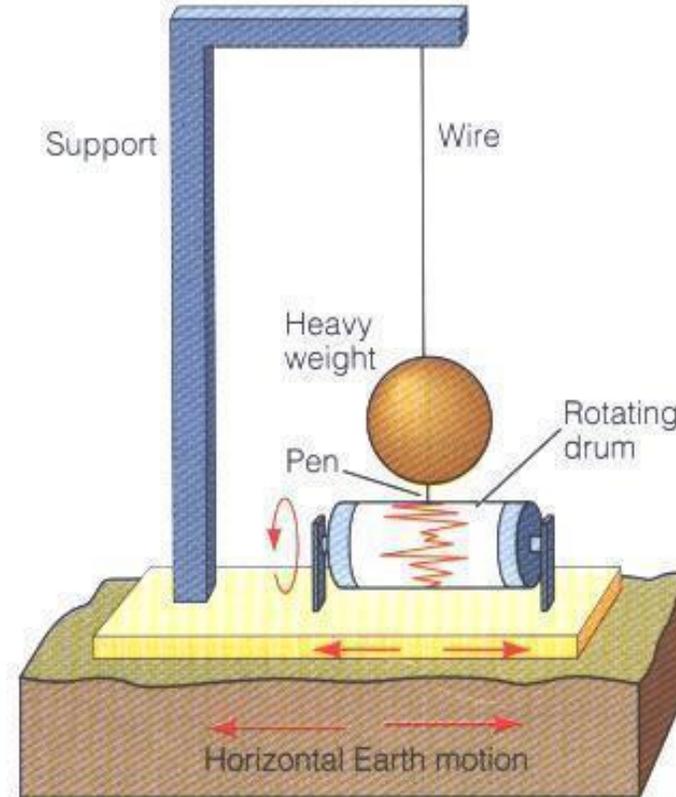
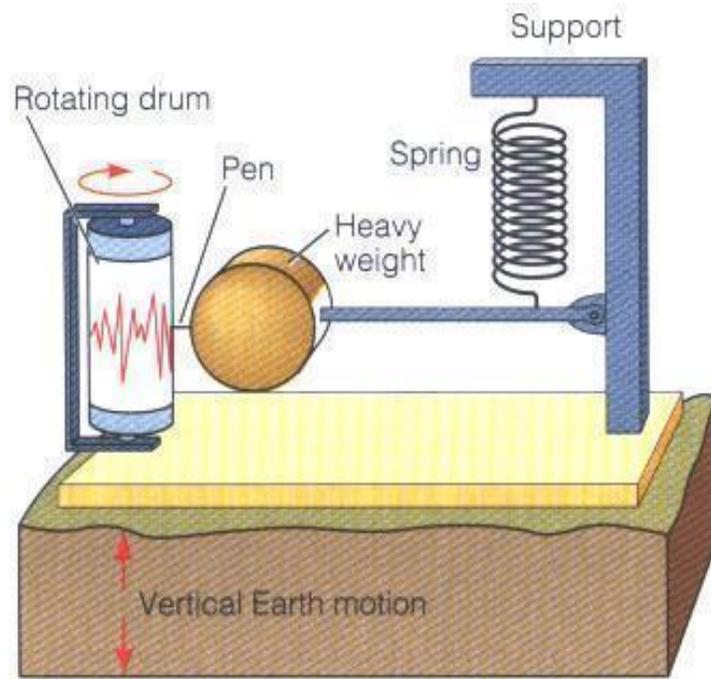
- les ondes Q ou ondes de Love

Ce sont des ondes pour lesquelles les points du sol se déplacent dans un plan tangent à la surface, perpendiculairement à la direction de propagation. Elles n'engendrent que des contraintes de cisaillement.

Mais ces ondes de surface n'ont aucun intérêt pour nous puisque nous voulons connaître la structure interne du globe. Nous n'en parlerons donc plus !

B- Enregistrement des séismes - Sismographes et sismogrammes

1- Les différents types de sismographes



Principe de fonctionnement d'un sismographe horizontal



[Lien vers video](#)

2- Toujours trois sismographes dans une station

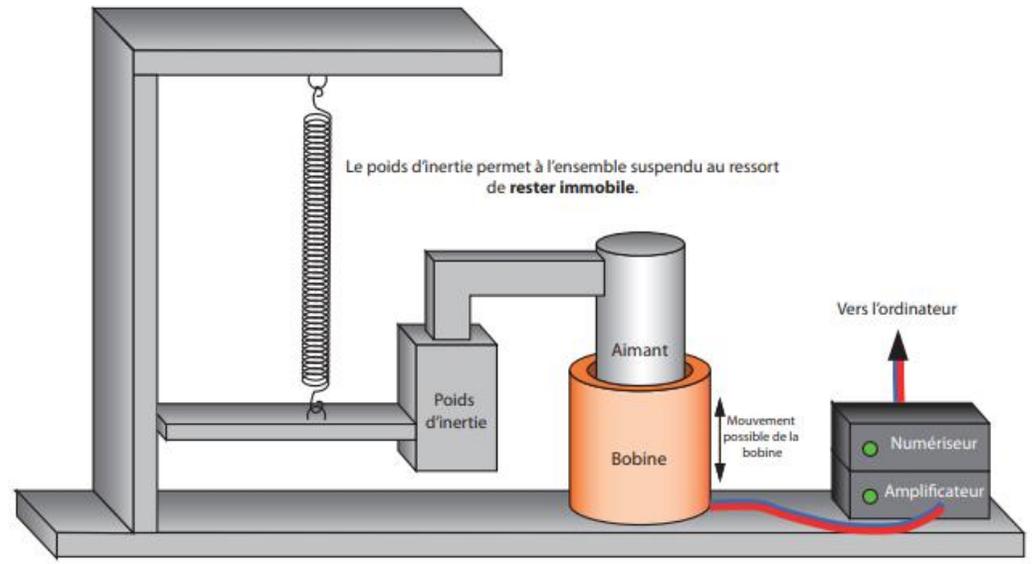
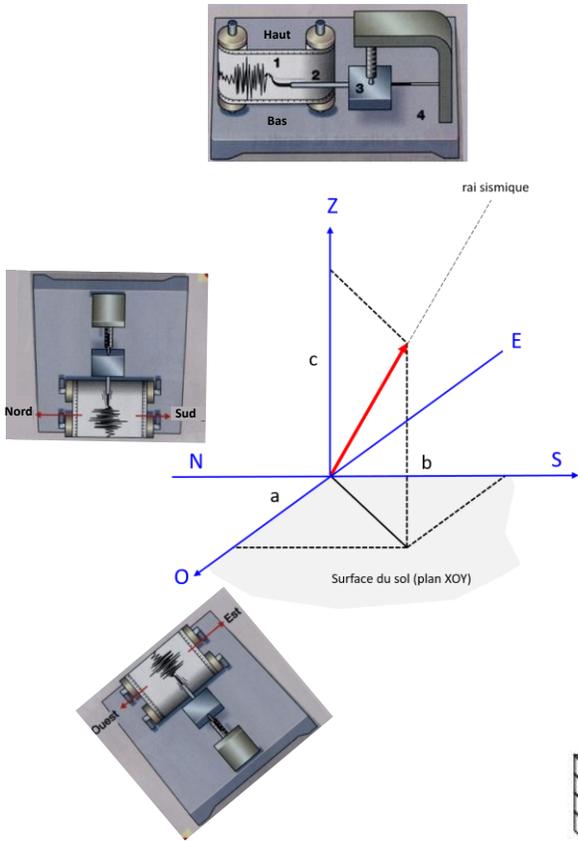
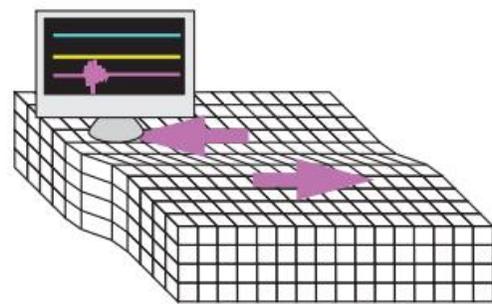
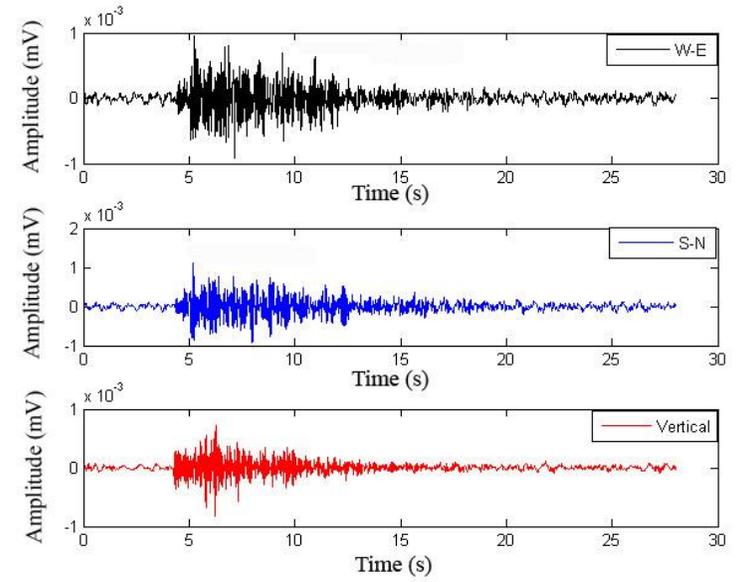
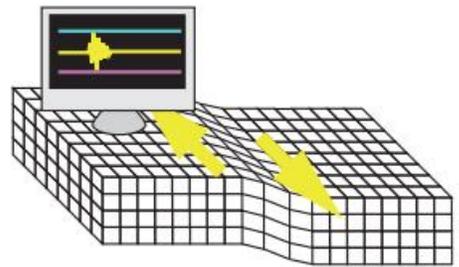


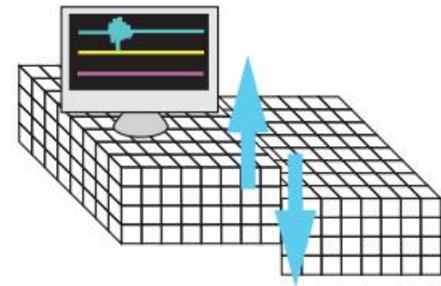
Schéma de fonctionnement d'un sismomètre à sensibilité verticale



Mouvement horizontal dans l'axe Est-Ouest



Mouvement horizontal dans l'axe Nord-Sud



Mouvement vertical

Les deux sismographes horizontaux orientés N-S et O-E vont enregistrer les déplacements horizontaux du sol.

Une comparaison rapide de l'amplitude des ondes sismiques enregistrées sur ces deux sismographes horizontaux permet d'avoir une idée de la direction de propagation des ondes. Sur la diapositive précédente, l'amplitude des ondes sismiques est légèrement plus grande selon l'axe O-E. Elles se propagent donc plutôt selon la direction ONO - ESE.

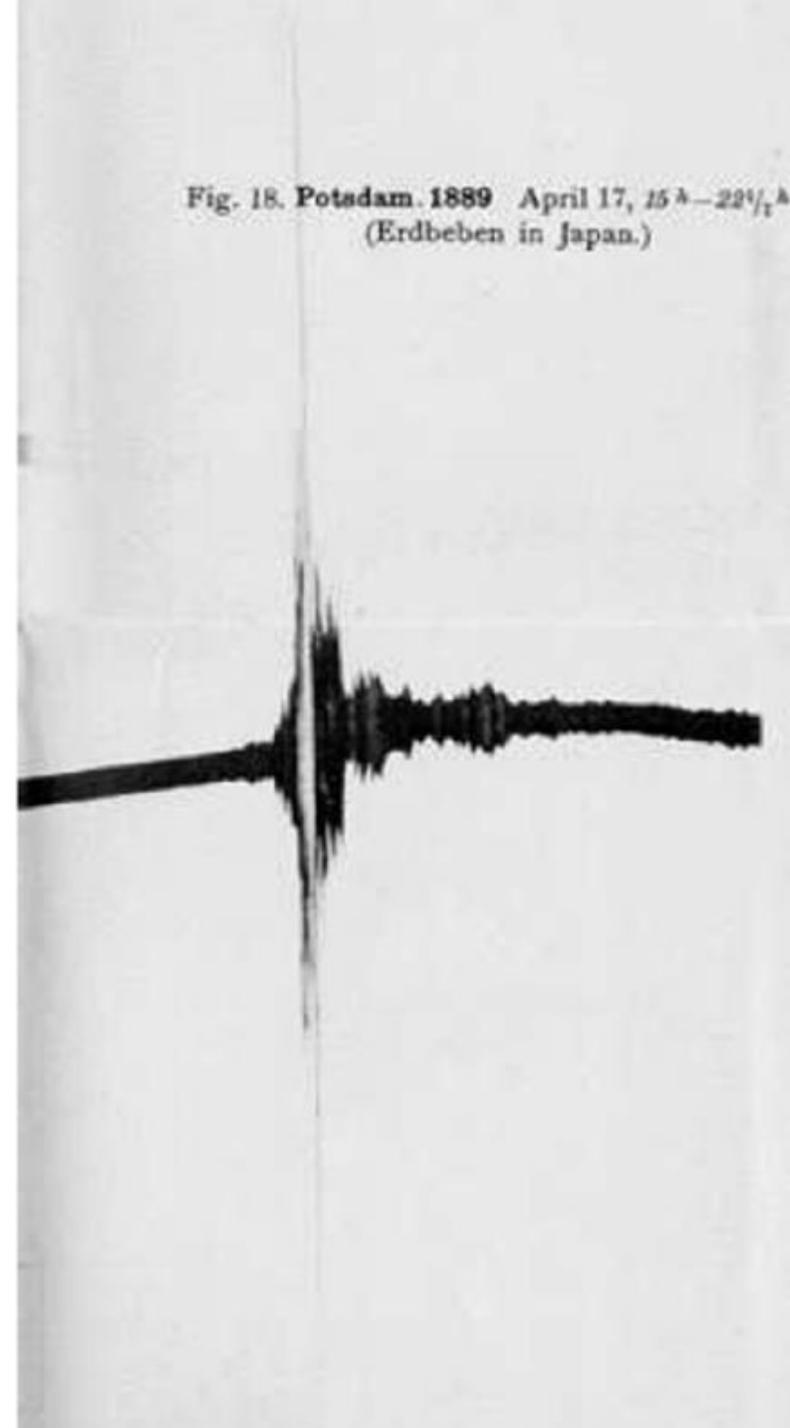
Le sismographe vertical enregistrera lui les déplacements verticaux du sol.

3- Les sismogrammes

Un enregistrement historique

Potsdam (près de Berlin) :

17/04/1889 : Premier enregistrement d'un séisme lointain - Foyer au Japon.



Réponse : Écart P-S = 22 s
Épicentre à 170 km

Bruit de fond

22 s

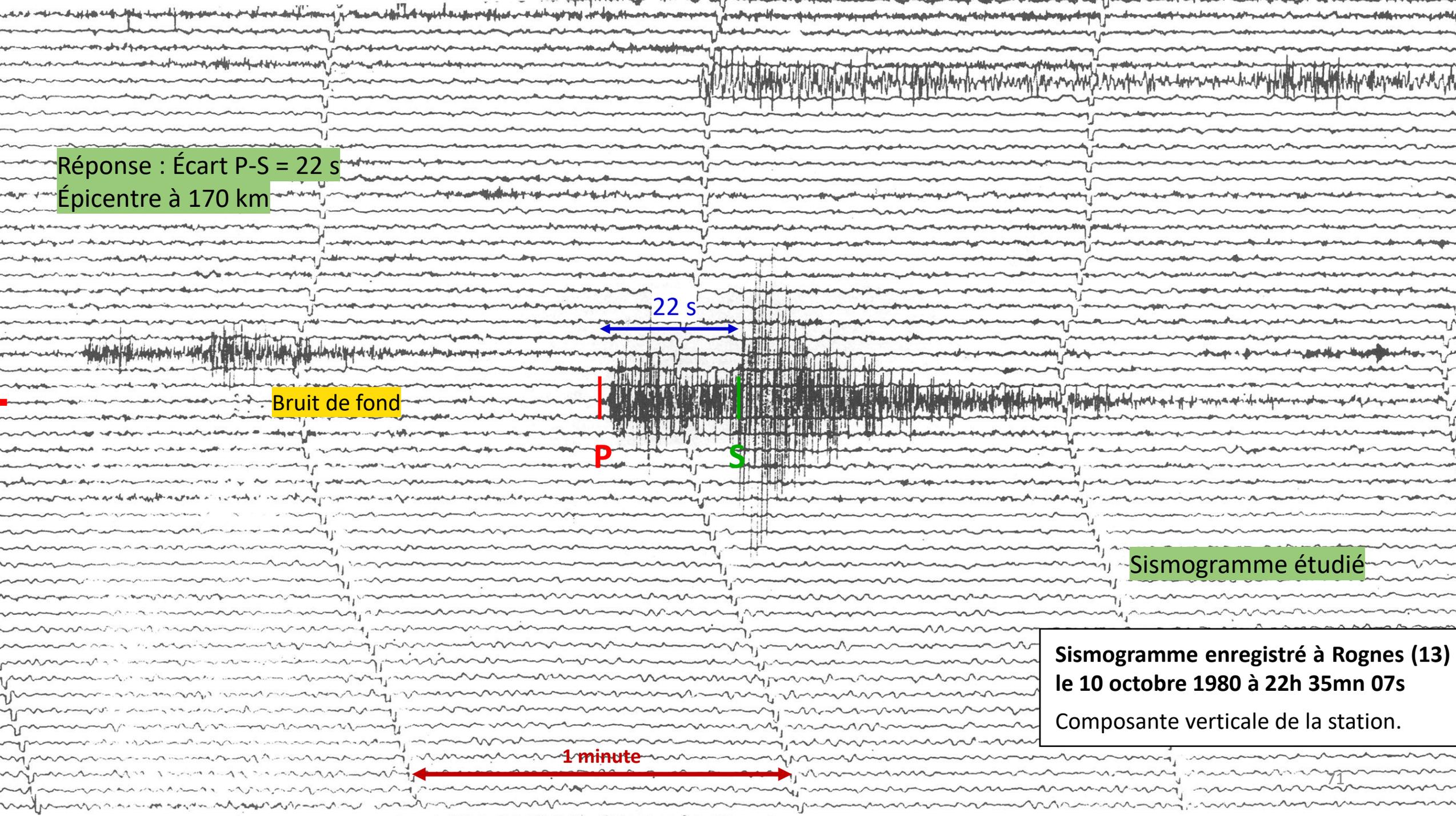
P

S

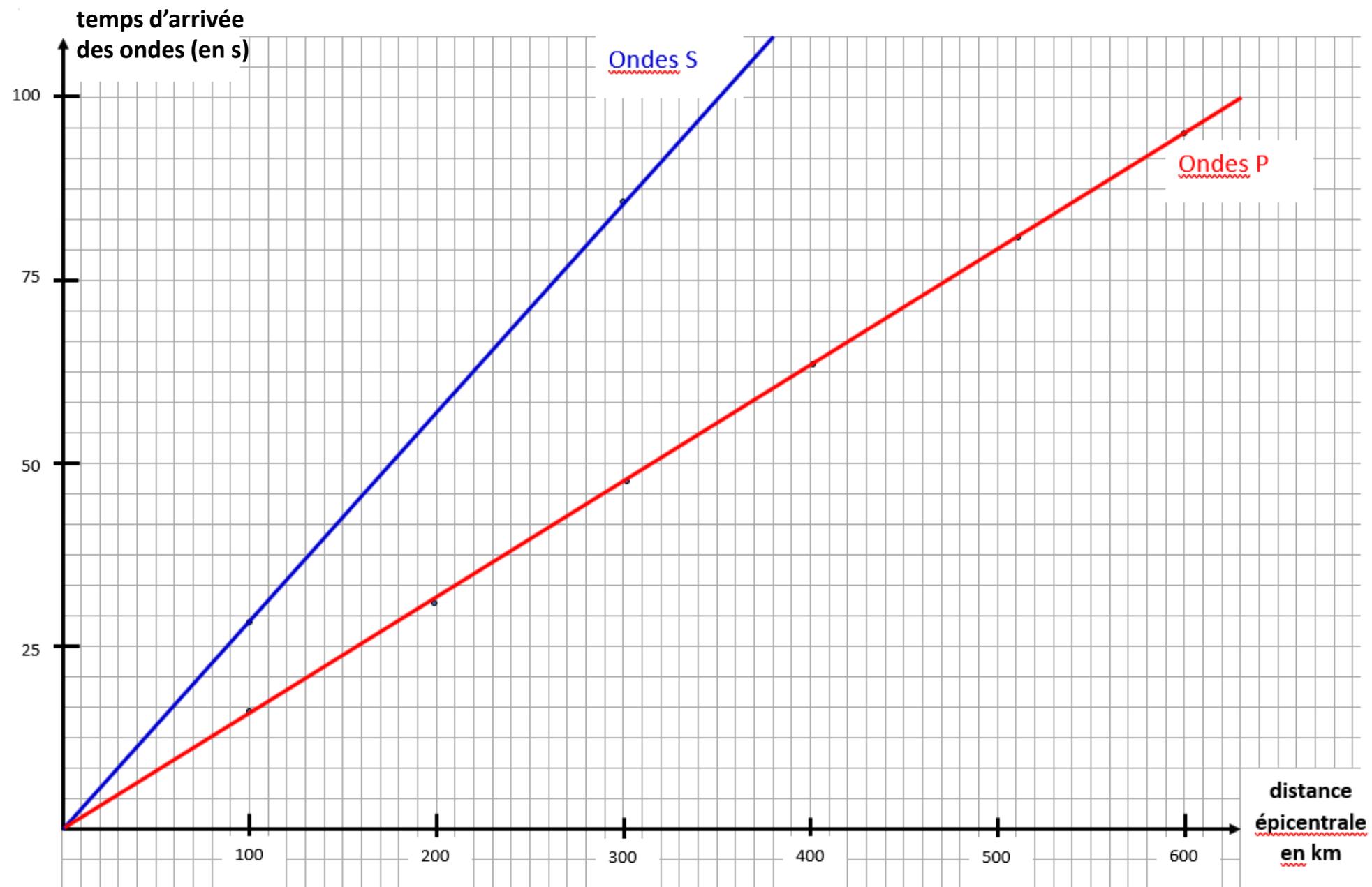
Sismogramme étudié

Sismogramme enregistré à Rognes (13)
le 10 octobre 1980 à 22h 35mn 07s
Composante verticale de la station.

1 minute



4- Intérêt de la détermination de l'intervalle P-S Construction et apport des hodochrones



Comment construit-on un hodochrone ? Voir diapositive suivante

Supposons que les ondes P se propagent à une vitesse $V_p = 6 \text{ km/s}$ et que les ondes S se propagent deux fois moins vite $V_s = 3 \text{ km/s}$ pour que les calculs mentaux soient plus simples !

Si la station 1 est à une distance de 6 km du foyer, les ondes P vont arriver 1s après le séisme et les ondes S 2s après le séisme. On aura donc un écart P-S de 1s entre le temps d'arrivée des ondes P et celui des ondes S.

À la station 1, avant l'arrivée des ondes P, on va enregistrer le bruit de fond qui peut être dû au vent, à la mer, aux voitures qui circulent... Puis on enregistre les ondes P pendant le seconde suivante. Arrivent alors les ondes S qui vont ensuite « s'éteindre » progressivement.

écart P-S = 1s

À la station 2 située à une distance de 12 km, les ondes P vont arriver 2s après le séisme et les ondes S 4s après le séisme.

écart P-S = 2s

Et en 3, à une distance de 36 km du foyer, les ondes P arriveront 6s après le séisme et les ondes S 12s après.

écart P-S = 6s

Que constate-t-on ?

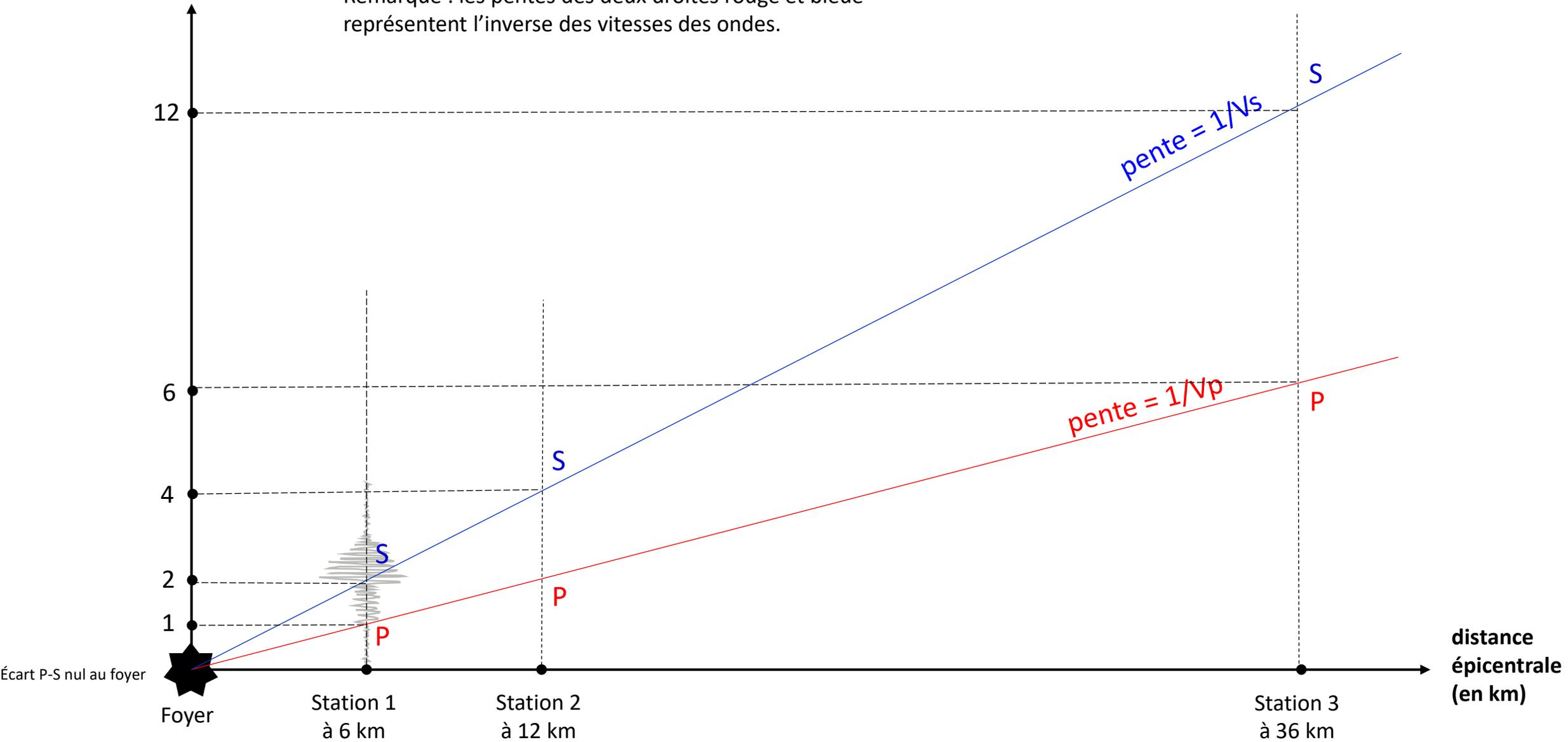
Plus la station est éloignée de l'épicentre du séisme et plus l'écart P-S est important.

On a donc là un moyen de déterminer la distance de la station à l'épicentre.

⇒ La détermination de l'écart entre l'arrivée des ondes P et celle des ondes S (on dit intervalle ou écart P-S) va donc permettre une mesure de la distance séparant la station d'enregistrement de l'épicentre ou « distance épacentrale ».

temps d'arrivée
des ondes (en s)

Remarque : les pentes des deux droites rouge et bleue
représentent l'inverse des vitesses des ondes.



On obtient deux droites qui passent par l'origine, lieu et moment du séisme. Les deux droites sont les hodochrones des ondes P et S.

Une droite passant par l'origine répond à l'équation : $y = ax$.

La pente « a » est égale à : y/x

y représente un temps (axe des ordonnées) et x une distance (axe des abscisses). La pente « a » est donc l'expression du rapport : temps / distance.

Or la vitesse est le rapport : distance / temps. On en déduit que la pente « a » des hodochrones est l'inverse de la vitesse.

La pente de la droite rouge est donc $1/V_p$ et la pente de la droite bleue $1/V_s$.

Arrivée des ondes P à une station située à la distance d : d/V_p

Arrivée des ondes S à la même station : d/V_s

$$\text{Écart P-S} = d/V_s - d/V_p = d \cdot (1/V_s - 1/V_p)$$

Et on constate alors que cet écart P-S ne dépend bien que de **d** et **des vitesses des ondes P et S**.

Or, ces ondes P et S se propagent dans le même milieu. Et si ce milieu est la croûte continentale granitique, on a alors :

$V_p = 6,3 \text{ km/s}$ et $V_s = 3,5 \text{ km/s}$ dans le granite.

$$\text{Écart P-S} = d \cdot [(1/3,5) - (1/6,3)]$$

$$\text{Écart P-S} = d \cdot 1/8 = d/8 \Rightarrow d = 8 \cdot (\text{écart P-S})$$

Sur l'abaque qui suit (diapositive suivante), on peut vérifier facilement cette relation.

Écart P-S = $d/8$

Pour un écart de 10 s, $d = 80$ km

Pour un écart de 90 s, $d = 720$ km.

d (km)	Écart P-S (s)								
0	0	160	20,000	320	40,000	480	60,000	640	80,000
10	1,250	170	21,250	330	41,250	490	61,250	650	81,250
20	2,500	180	22,500	340	42,500	500	62,500	660	82,500
30	3,750	190	23,750	350	43,750	510	63,750	670	83,750
40	5,000	200	25,000	360	45,000	520	65,000	680	85,000
50	6,250	210	26,250	370	46,250	530	66,250	690	86,250
60	7,500	220	27,500	380	47,500	540	67,500	700	87,500
70	8,750	230	28,750	390	48,750	550	68,750	710	88,750
80	10,000	240	30,000	400	50,000	560	70,000	720	90,000
90	11,250	250	31,250	410	51,250	570	71,250	730	91,250
100	12,500	260	32,500	420	52,500	580	72,500	740	92,500
110	13,750	270	33,750	430	53,750	590	73,750	750	93,750
120	15,000	280	35,000	440	55,000	600	75,000	760	95,000
130	16,250	290	36,250	450	56,250	610	76,250	770	96,250
140	17,500	300	37,500	460	57,500	620	77,500	780	97,500
150	18,750	310	38,750	470	58,750	630	78,750	790	98,750

Abaque donnant la distance (d) de la station d'enregistrement à l'épicentre du séisme en fonction de l'écart P-S

Manip 2

Localisation de l'épicentre d'un séisme

Exercice

3 stations situées dans le Sud de la France ont enregistré un même séisme (document 1).

1°/ En utilisant la relation : $d = \text{écart (P-S)} \cdot 8$ ou l'abaque joint au document 1, déterminer la distance séparant chacune de ces 3 stations de l'épicentre du séisme.

Remplir la troisième colonne du document 1.

2°/ Sur la carte Michelin (document 2), localiser l'épicentre du séisme.

NB : l'échelle figure en bas à gauche de la carte.

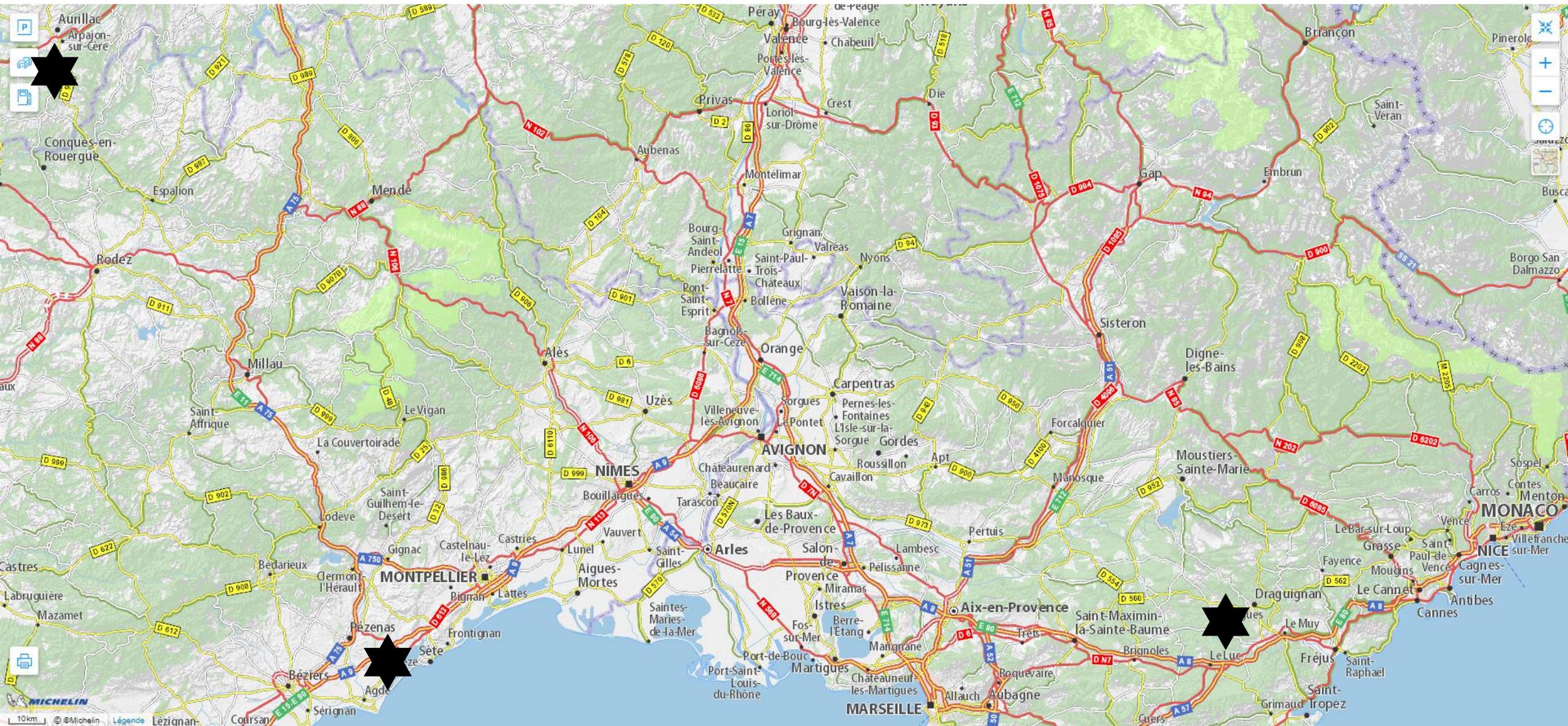
Correction en rouge

Document 1

Nom de la station	Ecart P-S (en s)	Distance de la station à l'épicentre (en km)
Draguignan (DRGF)	13,7	109,6
Sète (SPVF)	33,6	268,8
Aurillac (ACDF)	46	368

d (km)	Écart P-S (s)	d (km)	Écart P-S (s)	d (km)	Écart P-S (s)
0	0	160	20,000	320	40,000
10	1,250	170	21,250	330	41,250
20	2,500	180	22,500	340	42,500
30	3,750	190	23,750	350	43,750
40	5,000	200	25,000	360	45,000
50	6,250	210	26,250	370	46,250
60	7,500	220	27,500	380	47,500
70	8,750	230	28,750	390	48,750
80	10,000	240	30,000	400	50,000
90	11,250	250	31,250	410	51,250
100	12,500	260	32,500	420	52,500
110	13,750	270	33,750	430	53,750
120	15,000	280	35,000	440	55,000
130	16,250	290	36,250	450	56,250
140	17,500	300	37,500	460	57,500
150	18,750	310	38,750	470	58,750

Document 2



Échelle :  50 km

Lien vers Google Earth Pro



Première station

On va à **Ajouter** → **Repère**.

Une mire clignotante apparaît. On la déplace sur la première station Draguignan → **OK**

NB : Pour grossir la carte, déplacer le curseur en haut à droite.

Dans la fenêtre qui s'ouvre, taper dans la ligne « nom » le nom de la station : Draguignan.

Dans le cadre dessous, aller dans « style, couleur ». Choisir la couleur pour le libellé et pour l'icône, autant que possible la même !!

Ne pas oublier de valider par « OK » à la fois pour le libellé et pour l'icône.

Puis aller dans **Outils** → **Règle**.

Dans la fenêtre qui s'ouvre, cliquer sur « cercle ».

Placer la mire blanche qui apparaît sur la ville de Draguignan. Puis l'écartier en faisant glisser la souris. Un cercle s'inscrit dont le rayon s'affiche dans la fenêtre. Ajuster le rayon à la valeur calculée : 109,6 km. Puis valider en cliquant sur « enregistrer ».

Dans la nouvelle fenêtre qui s'affiche, donner un nom au tracé: par exemple « cercle de centre Draguignan ».

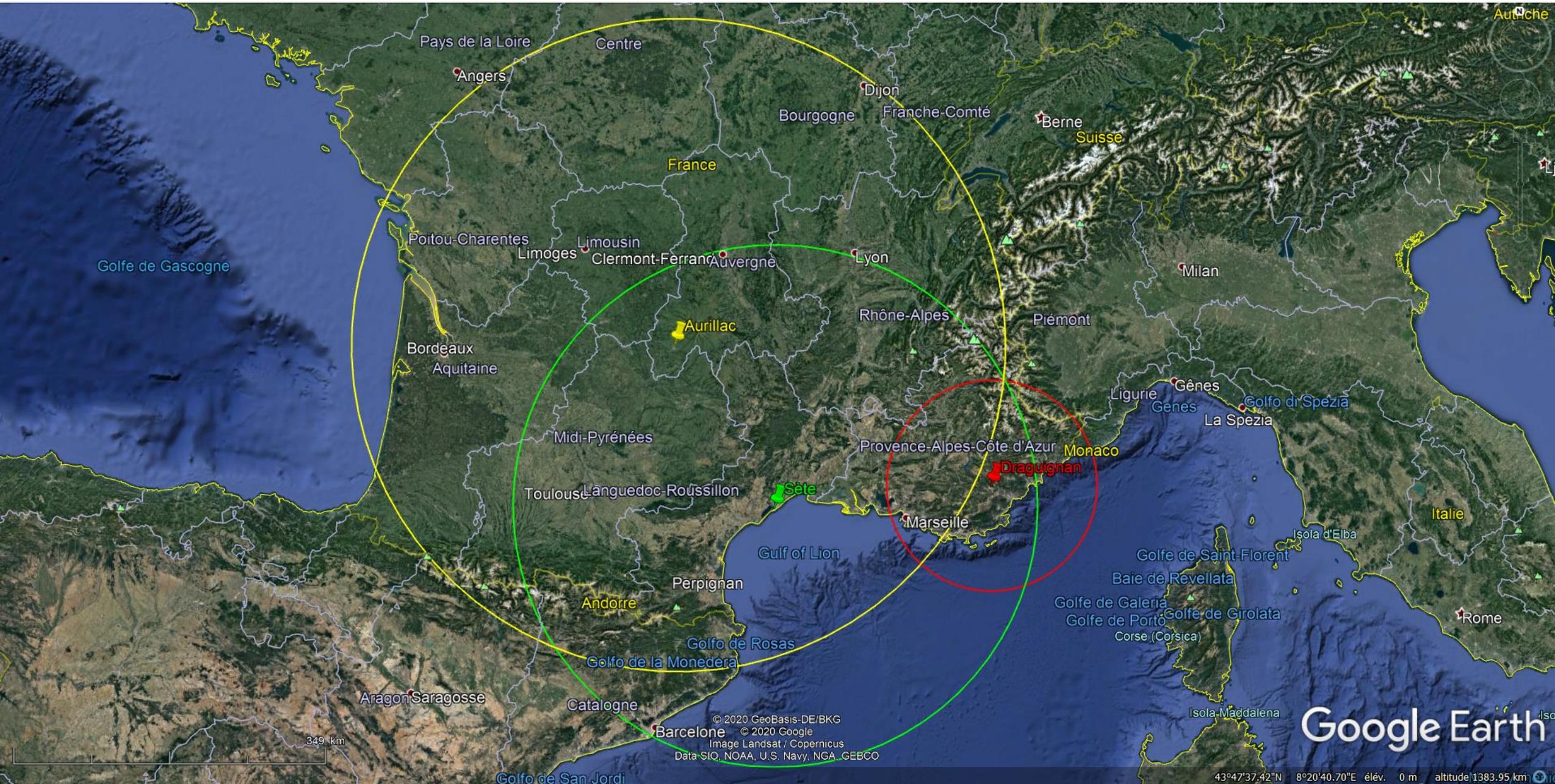
Puis dans « style, couleur », choisir la même couleur que plus haut.

Et fermer la fenêtre en cliquant sur OK.

On renouvelle l'opération pour les deux autres stations.

L'intersection des trois cercles permet la localisation du séisme.

Il a eu lieu sur la frontière franco-italienne, dans le Massif de l'Argentera, près de Villaggio Primavera.



© 2020 GeoBasis-DE/BKG
© 2020 Google
Image Landsat / Copernicus
Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO

Google Earth

43°47'37.42"N 8°20'40.70"E élév. 0 m altitude 1383.95 km

C- Apports des séismes proches

1- Mise en évidence du « Moho »
Détermination de sa profondeur
Signification du « Moho »

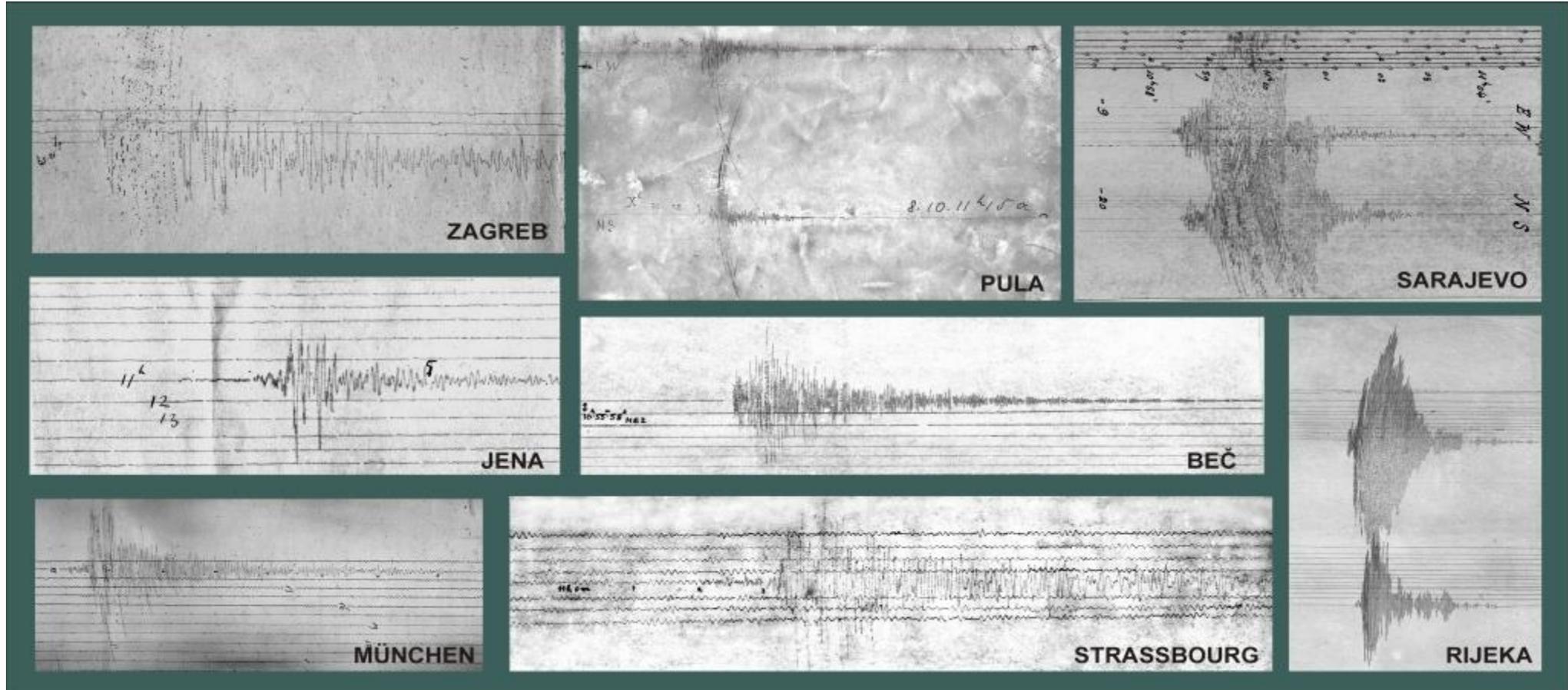
« Au début du siècle, la Yougoslavie crée son observatoire sismologique à Zagreb. Il est dirigé par André Mohorovicic, un fils de forgeron croate. Ce remarquable géophysicien et organisateur hors pair installe 89 stations sismologiques réparties à travers tout le pays, dont les informations sont journalièrement centralisées dans son laboratoire.

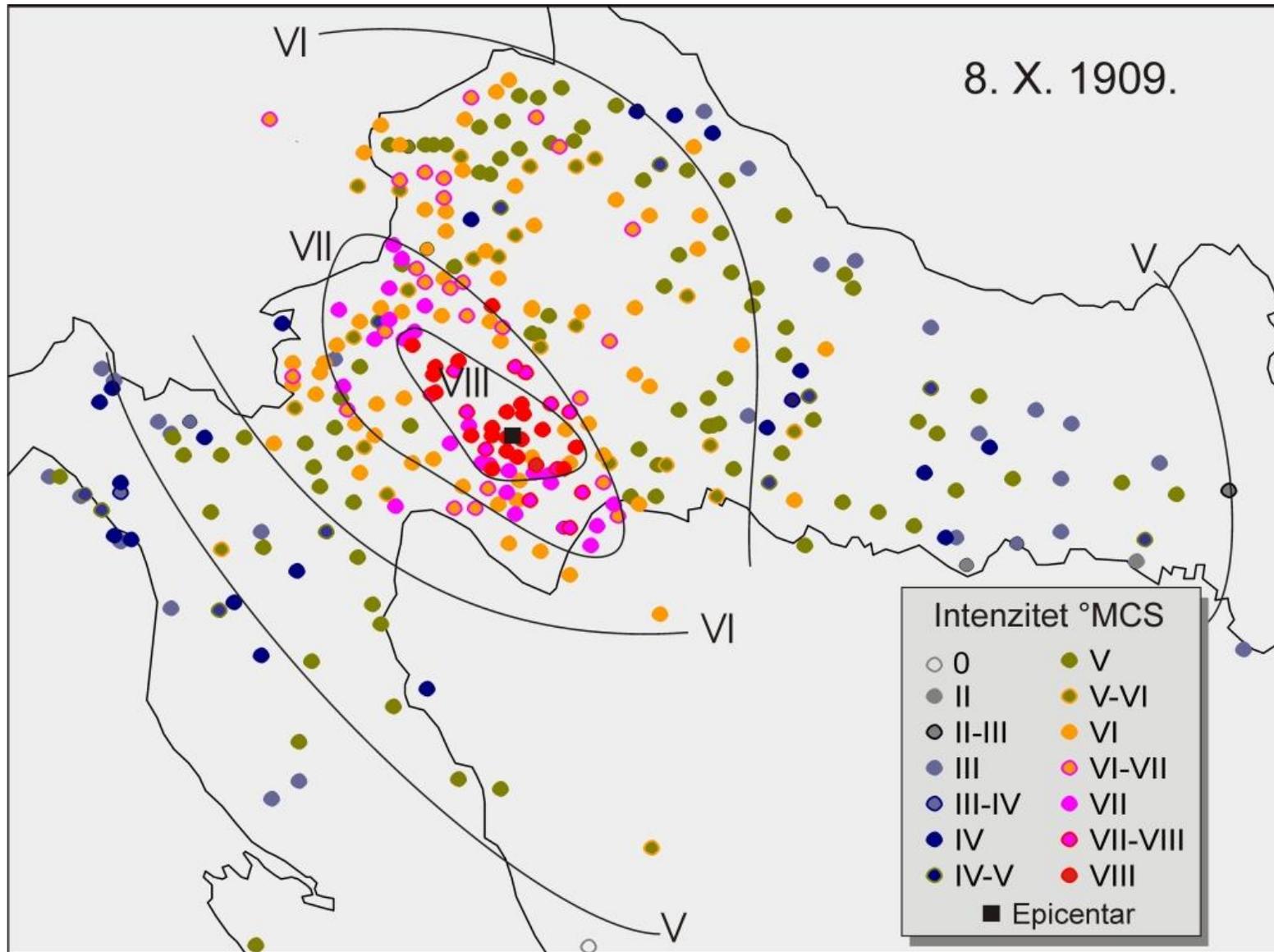
Le 8 octobre 1909, il observe les sismogrammes de ses instruments quand tout à coup les stylets zigzaguent : voici les ondes P, puis les ondes S puis ... **de nouveau, des ondes P et de nouveau des ondes S ! Les ondes se sont dédoublées.** Ses appareils sont pourtant parfaitement réglés, vérifiés chaque jour. Le séisme est identifié, il a eu lieu sous la ville croate de Popusko, au Sud de Zagreb, à 40 kilomètres de profondeur.

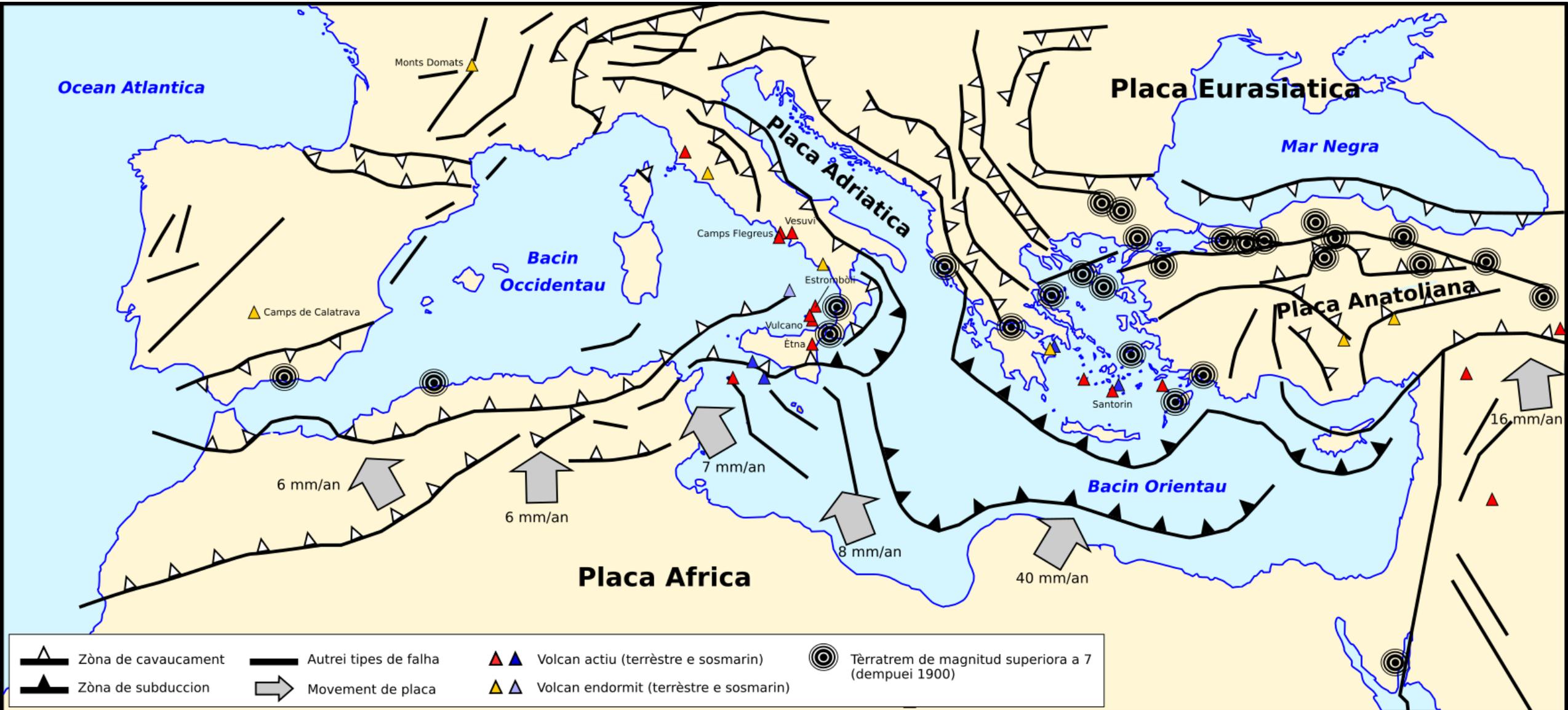
d'après « La Terre, une planète vivante » de Maurice KRAFT.

Mais pourquoi cet « écho », pourquoi cette répétition des ondes P et des ondes S ?

Sismogrammes enregistrés lors du séisme du 8 octobre 1909







Source : Nicolas Eynaud - Esquèma generau de la tectonica dei placas en Mar Mediterranèa

La Croatie est une région très sismique.

Cette forte sismicité s'explique aujourd'hui par la tectonique des Plaques que ne connaissait pas Mohorovicic.

Comme le montre la diapositive précédente, la petite plaque Adriatica plonge vers le Nord sous la plaque eurasiatique et vers le Sud sous une plaque Apennins - Bassin Algéro-Provençal en expansion.

Elle est donc destinée à disparaître... avec bien sûr, au fond du golfe de l'Adriatique, la Serenissima, Venise, à moins que Chissa !

Les ondes sismiques, bien que de nature différente de celle des ondes lumineuses – les premières sont des ondes mécaniques qui ne se propagent que grâce à de la matière, les secondes sont des ondes électro-magnétiques qui peuvent se propager dans le vide –, possèdent les mêmes propriétés que les ondes lumineuses, à savoir entre autres :

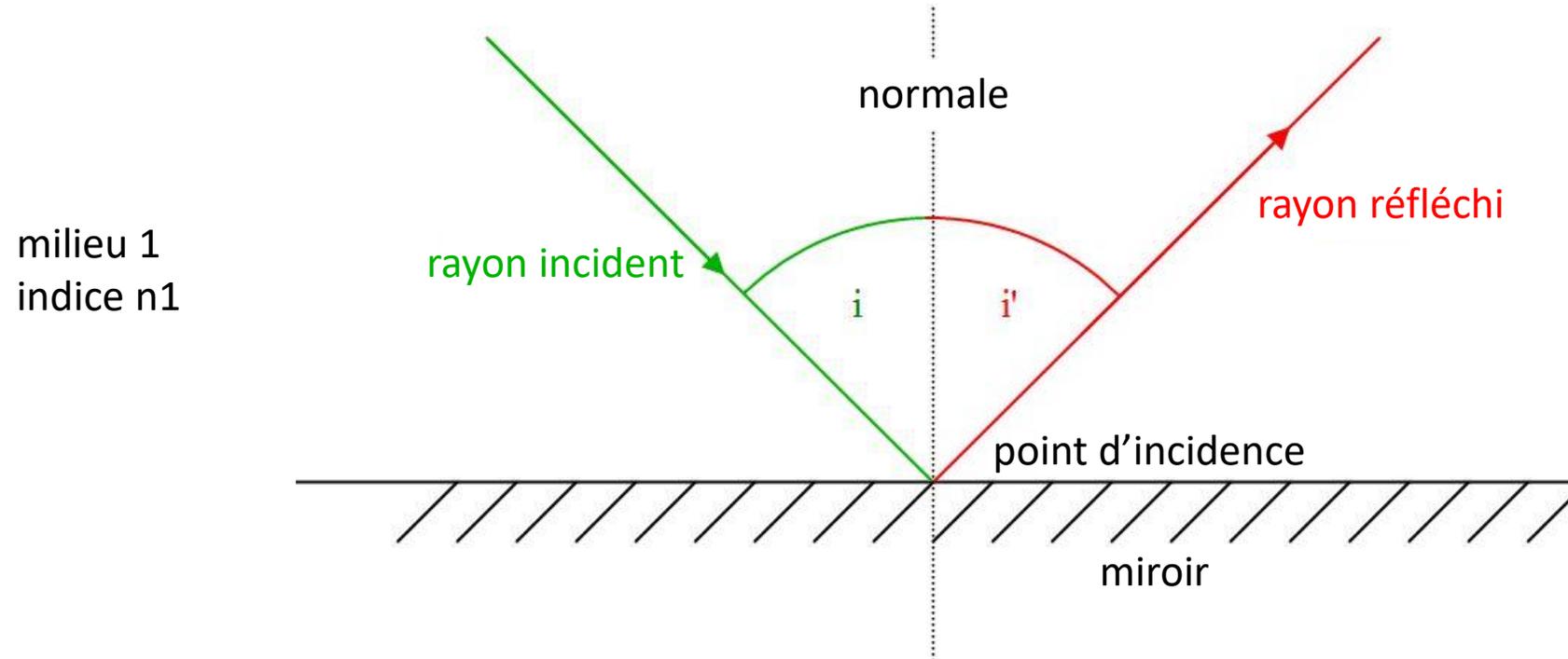
- la réflexion
- et la réfraction.

Manip 3

Propriétés des ondes lumineuses



[Miroir plan \(univ-nantes.fr\)](http://univ-nantes.fr)



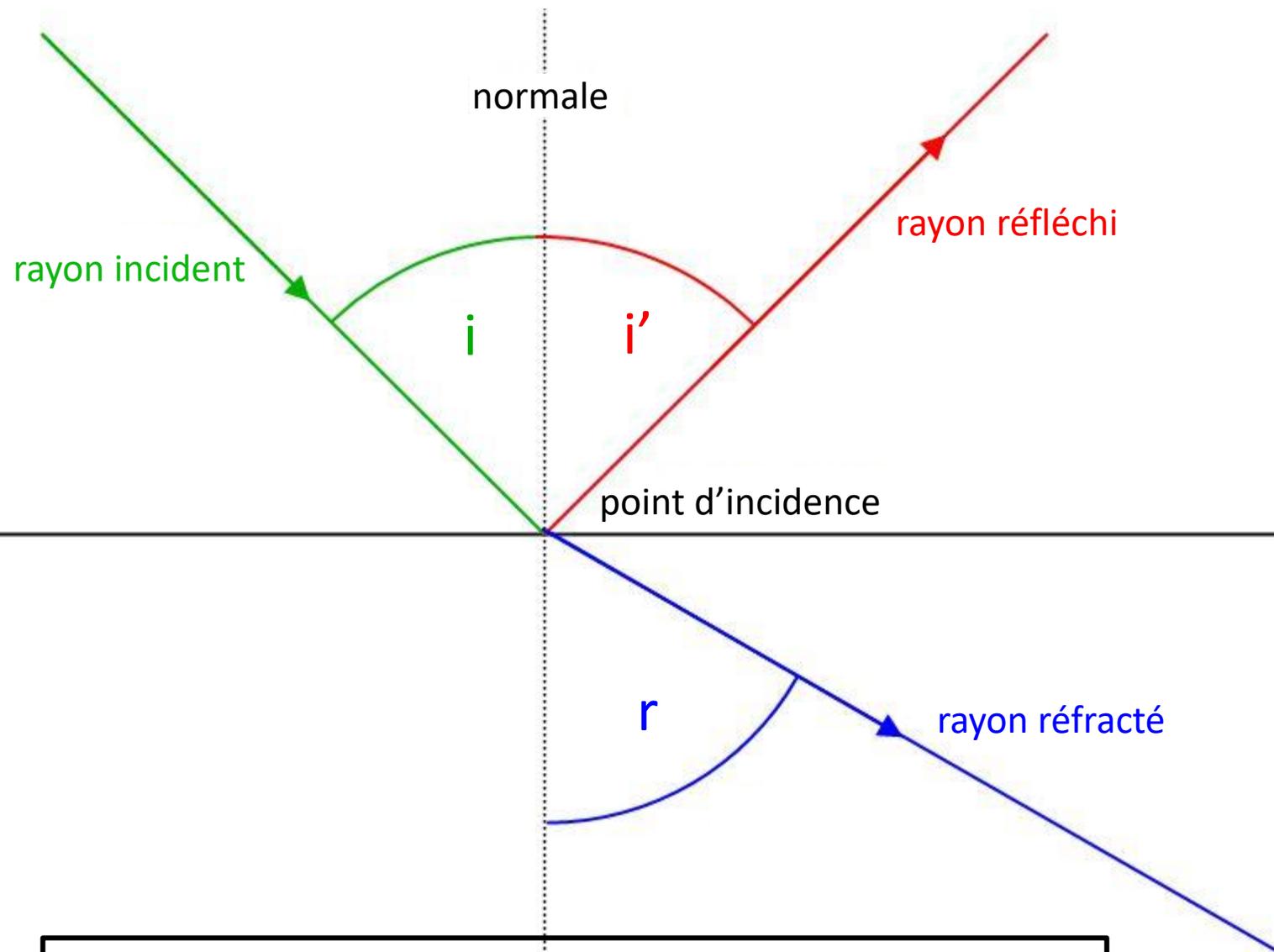
n de l'air = 1
n du verre = 1,5
n de l'eau = 1,33

milieu 1
indice n1
densité d1

avec $n1 > n2$
ou
 $d1 < d2$

dioptre

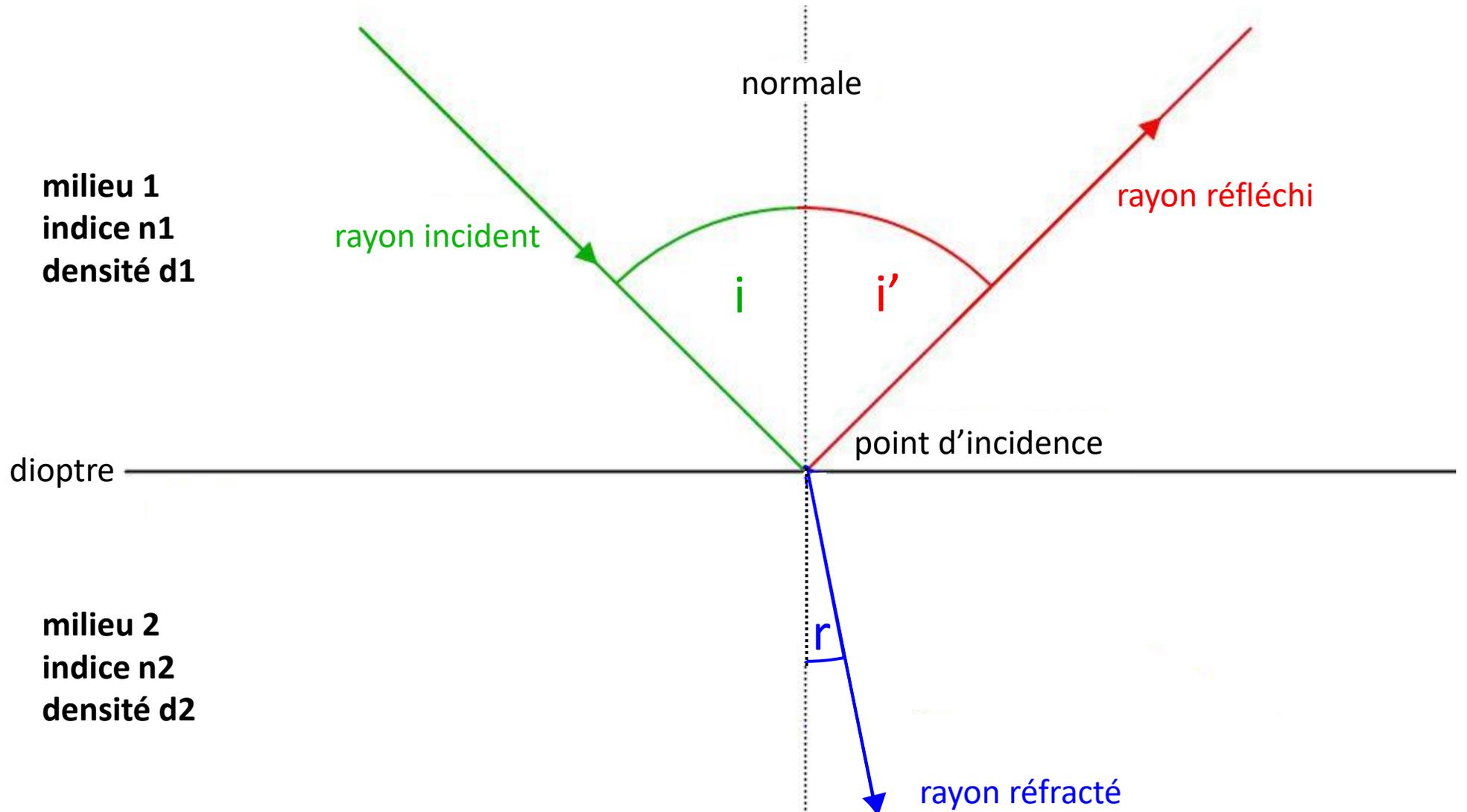
milieu 2
indice n2
densité d2



Deuxième loi de Snell - Descartes
 $n1 \times \sin i = n2 \times \sin r$

Pour les roches qui ne sont pas des milieux transparents !!!!!
la deuxième loi de Snell - Descartes devient :
 $\sin i / d1 = \sin r / d2$ (d pour densité)

avec $n_1 < n_2$
ou
 $d_1 > d_2$



Deuxième loi de Snell - Descartes
 $n_1 \times \sin i = n_2 \times \sin r$



Pour les roches qui ne sont pas des milieux transparents !!!!!
la deuxième loi de Snell - Descartes devient :
 $\sin i / d_1 = \sin r / d_2$ d pour densité

Pour la réfraction, retenez que lorsque des ondes sismiques passent d'un milieu moins dense dans un milieu plus dense, les rais sismiques s'éloignent de la normale au point d'incidence.

Inversement, quand les ondes sismiques passent d'un milieu plus dense dans un milieu moins dense, les rais sismiques se rapprochent de la normale au point d'incidence.



http://www.sciences.univ-nantes.fr/sites/genevieve_tulloue/optiqueGeo/dioptres/dioptre_plan.php

http://www.sciences.univ-nantes.fr/sites/genevieve_tulloue/optiqueGeo/dioptres/dioptre_spherique.php

EXPÉRIENCE :

On procède à la mise à feu, à quelques dizaines de mètres de profondeur, d'une charge de dynamite. On considère donc que ce « séisme » expérimental est superficiel.

Le temps d'arrivée **des ondes P** est enregistré à différentes distances du lieu de l'explosion.

Les résultats sont les suivants.

Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	280 km	42,7 s et 50 s
E	400 km	57,7 s et 71,4 s

1°/ Déterminer la vitesse de propagation des ondes P qui parviennent aux stations A et B.

2°/ Conclure sur la nature du milieu qu'elles traversent.

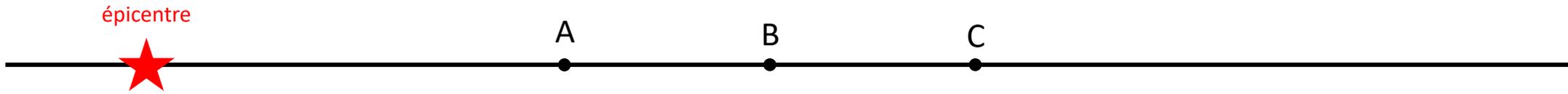
La station C reçoit deux séries d'ondes P.

3°/ Les ondes sismiques ayant les mêmes propriétés que les ondes lumineuses et les deux séries d'ondes P ayant circulé dans le même milieu, *expliquer alors l'obtention de deux trains d'ondes P en C.*

Vous représenterez sur le document 1 le trajet suivi par ces deux séries d'ondes P depuis le site de tir jusqu'en C.

Soit M le point du « miroir » où les ondes P du deuxième train sont renvoyées vers la surface.

4°/ Calculer alors la profondeur de cette surface réfléchissante. On supposera qu'elle est parallèle au sol .



Correction 1°/ et 2°/

1°/ Les stations A et B ne reçoivent qu'un seul train d'ondes P. Elles se sont propagées en ligne directe.

Les ondes P arrivant en A se sont déplacées à la vitesse de : $20 \text{ km} / 3,6 \text{ s} = 5,5 \text{ km/s}$

Les ondes P arrivant en B se sont déplacées à la vitesse de : $30 \text{ km} / 5,3 \text{ s} = 5,5 \text{ km/s}$

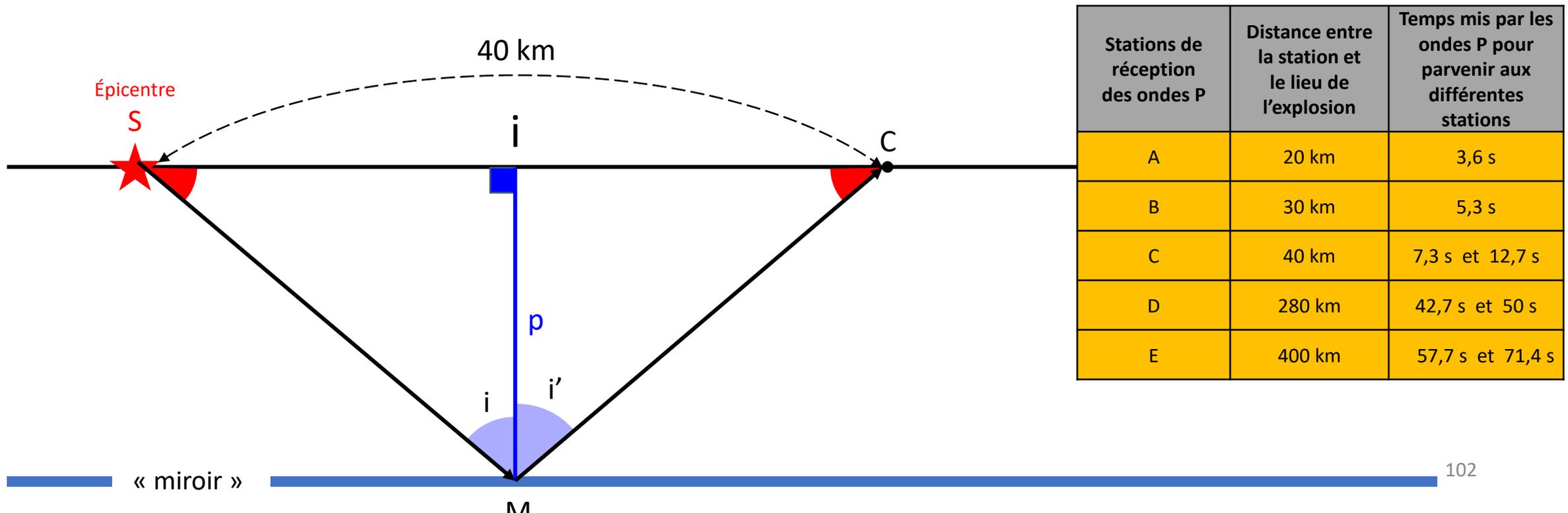
2°/ Elles se sont donc propagées dans le même milieu qui est la croûte de nature granitique.

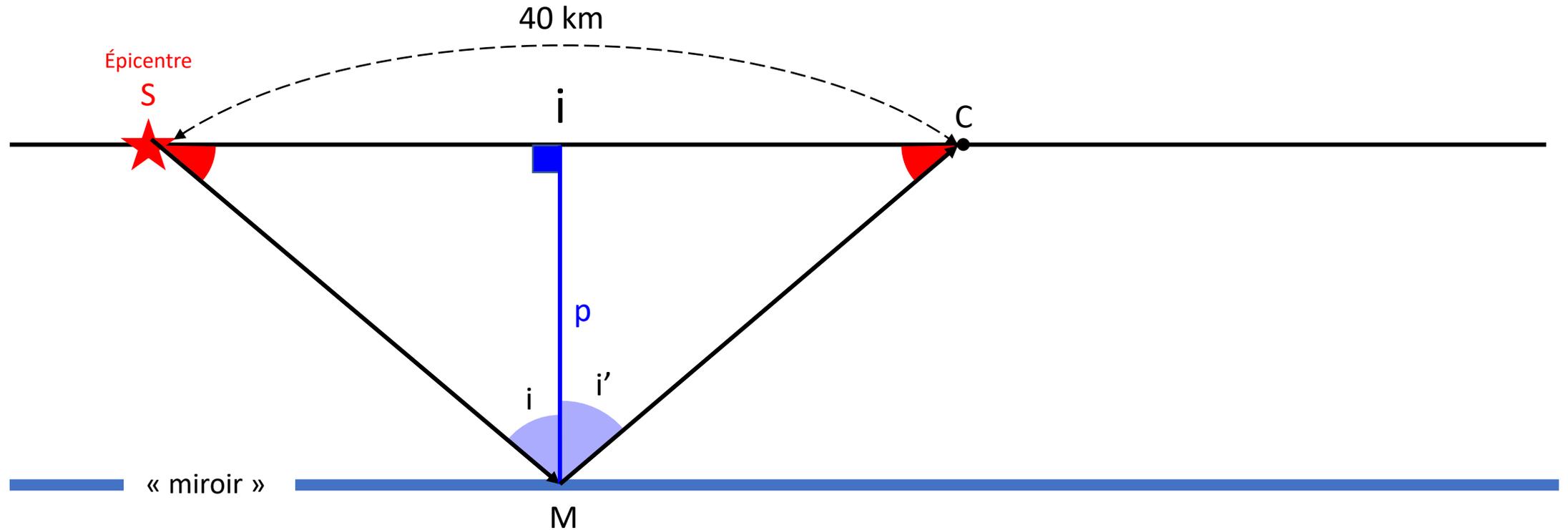
Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	280 km	42,7 s et 50 s
E	400 km	57,7 s et 71,4 s

Correction 3°/ et 4°/

3°/ La station C reçoit deux trains d'ondes P. On peut remarquer que le premier train d'ondes P arrive deux fois plus tard (à 7,3 s) que le train d'ondes P arrivé en A (3,6 s) situé deux fois moins loin de l'épicentre. Ce premier train d'ondes P est donc constitué lui aussi d'ondes P directes qui se sont propagées dans la croûte granitique toujours à la vitesse de 5,5 km/s.

4°/ Si l'on admet que les ondes P du deuxième train qui arrivent en C 12,7 s après le séisme se sont également déplacées dans la croûte granitique donc à la vitesse de 5,5 km/s, leur retard ne peut s'expliquer que par le fait qu'elles ont parcouru un trajet plus long. Seule la réflexion peut rendre compte de ce dédoublement.





Par construction, les triangles SIM et CIM sont égaux et rectangles en I.

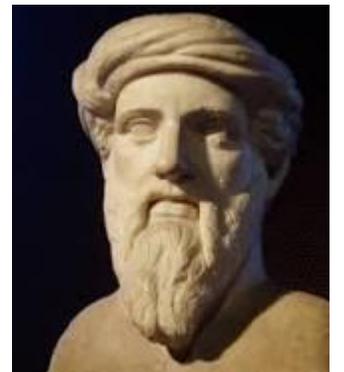
Par application du théorème de Pythagore : $SM^2 = SI^2 + IM^2 \Rightarrow SM^2 = 20^2 + p^2$

Pour parcourir la distance SMC, les ondes P ont mis 12,7 s. Comme $SM = MC$, pour parcourir SM, elles ont mis : $12,7/2 = 6,35$ s

Comme de plus elles se sont propagées à la vitesse de 5,5 km/s, on en déduit : $SM = 6,35 \text{ s} \times 5,5 \text{ km/s} = 34,9 \text{ km}$ d'où l'on tire :

$$34,9^2 = 400 + p^2$$

$$\text{et } p = 28,6 \text{ km}$$



Pythagore

À la profondeur de 28,6 km, il existe donc une surface agissant comme un miroir c'est-à-dire capable de réfléchir les ondes P.

A ce miroir, on a donné depuis le nom de « Discontinuité de Mohorovicic » ou tout simplement « Moho ».

Remarque : Sous la Croatie, le « Moho » a été localisé à 54 km de profondeur.

Mais le « Moho » est bien plus qu'un simple miroir réfléchissant !

En D et en E, stations situées respectivement à 280 et 400 kilomètres de l'épicentre, les sismologues constatent toujours l'arrivée d'un troisième train d'ondes P.

Remarque : dans le tableau, seuls les deux premiers trains d'ondes (= les plus rapides) ont été représentés.

5°/ Entourer en rouge dans le tableau, et pour les stations D et E, le temps de propagation correspondant aux ondes P directes. Quelle « anomalie » constatez-vous ?

6°/ En faisant appel à une autre propriété des ondes lumineuses que celle évoquée précédemment, proposer alors un troisième trajet possible pour les ondes P les plus rapides enregistrées en D et E et au-delà !

Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	280 km	42,7 s et 50 s
E	400 km	57,7 s et 71,4 s

5°/ À la station D située à 280 km de l'épicentre soit 7 fois plus loin que la station C, les ondes directes doivent arriver à $7 \times 7,3 \text{ s} = 51,2 \text{ s}$ après le séisme.

Et à la station E située 10 fois plus loin que la station C, les ondes directes doivent arriver à $10 \times 7,3 \text{ s} = 73 \text{ s}$ après le séisme.

C'est ce que l'on observe à peu près. En D arrivent en effet des ondes P à 50 s et en E, des ondes P à 71,4 s. Ce sont nos ondes P directes.

Mais elles n'arrivent pas les premières, ce qui est un comble puisqu'elles parcourent le chemin le plus court qui soit !!!!

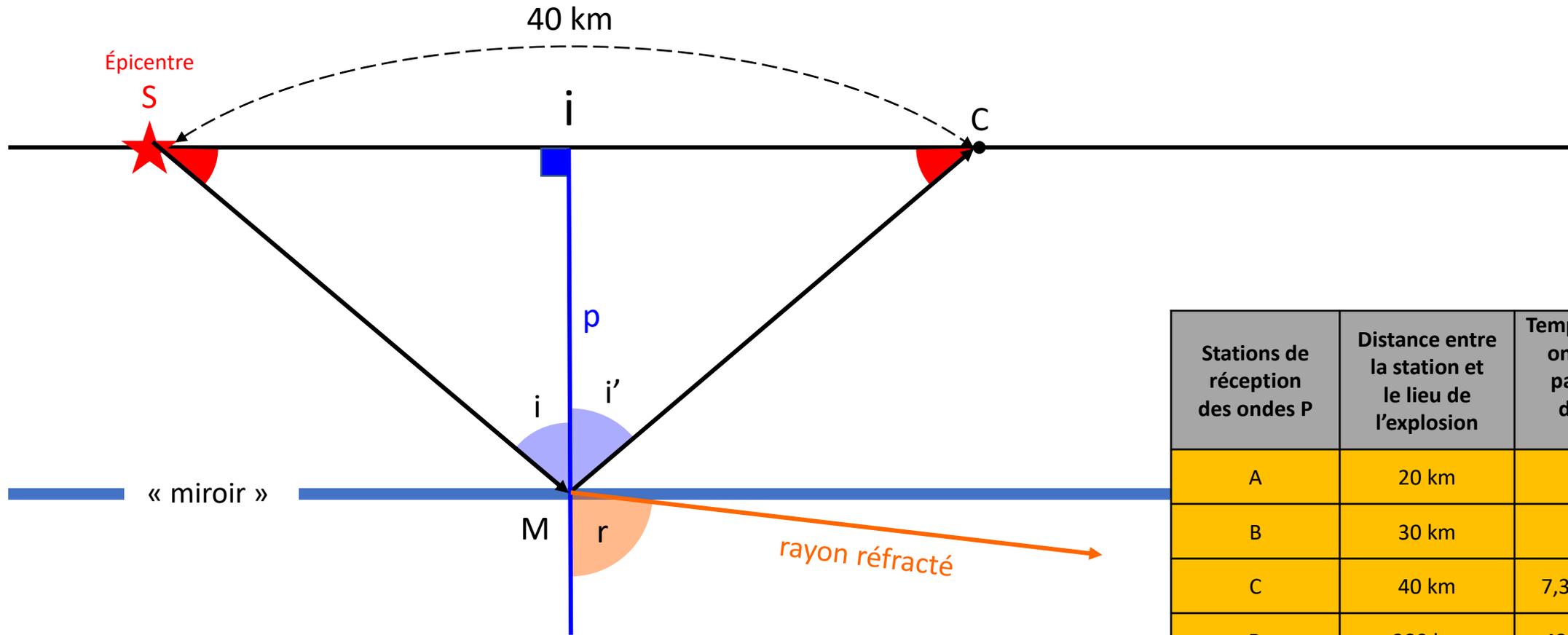
6°/ Il faut donc admettre que les ondes P les plus précoces enregistrées en D et E ont gagné de la vitesse et qu'elles n'ont pu le faire, d'après ce que l'on sait de la vitesse de propagation des ondes sismiques en fonction de la densité des roches, qu'en se propageant dans un milieu plus dense obligatoirement situé sous la croûte granitique, sous le miroir, sous le « Moho ».

Et pour que les ondes sismiques les plus rapides qui parviennent en D et E franchissent le « Moho », on est alors obligé de faire appel à la deuxième propriété des ondes sismiques, à savoir la réfraction.

Et comme les ondes sismiques vont passer au niveau du « Moho » d'un milieu moins dense dans un milieu plus dense, les rais doivent s'écarter de la normale au point d'incidence (voir diapositive 97).

Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	280 km	42,7 s et 50 s
E	400 km	57,7 s et 71,4 s

Problème !



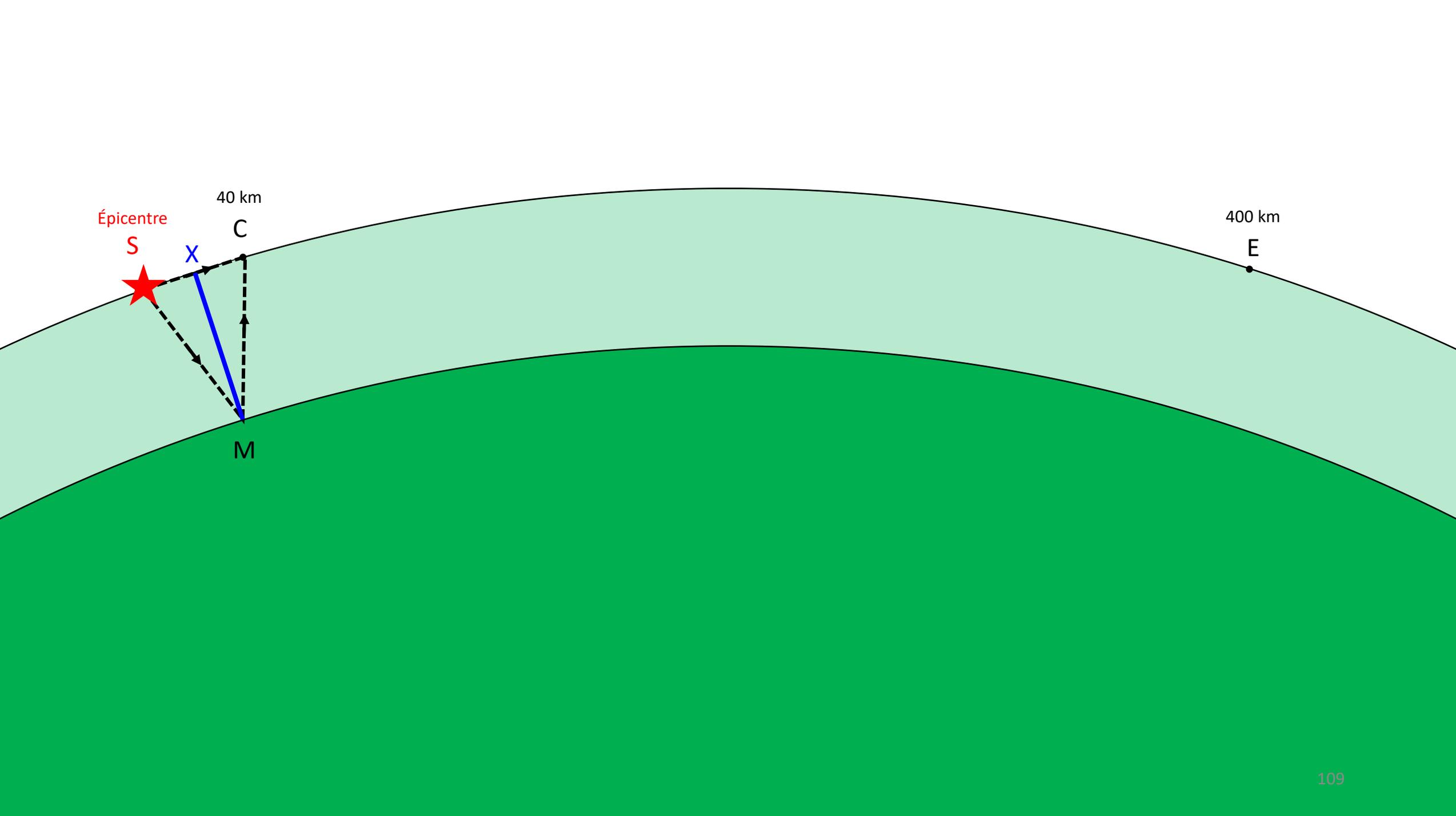
Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	280 km	42,7 s et 50 s
E	400 km	57,7 s et 71,4 s

Mais il n'atteindra jamais les stations D et E , ce rai réfracté !!!!!

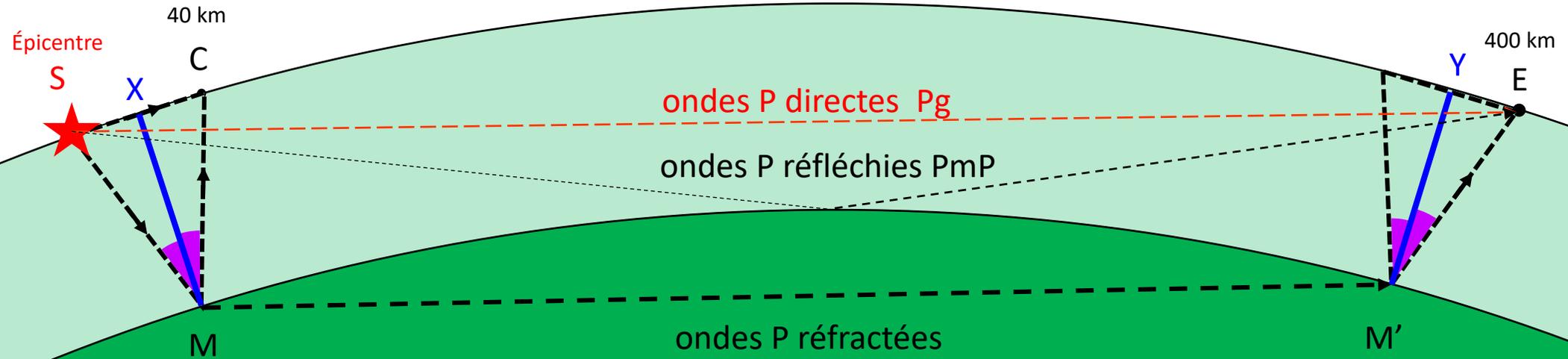
Mais si ! Car il ne faut pas oublier que la Terre est ronde !



http://www.sciences.univ-nantes.fr/sites/genevieve_tulloue/optiqueGeo/dioptres/dioptre_spherique.php



Correction de la construction



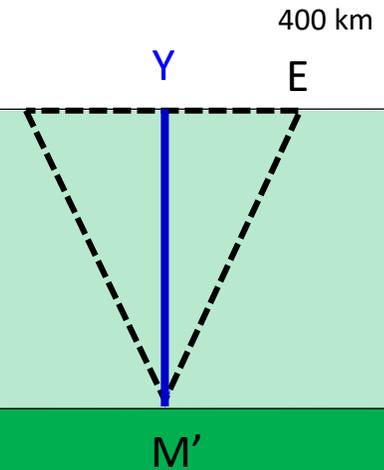
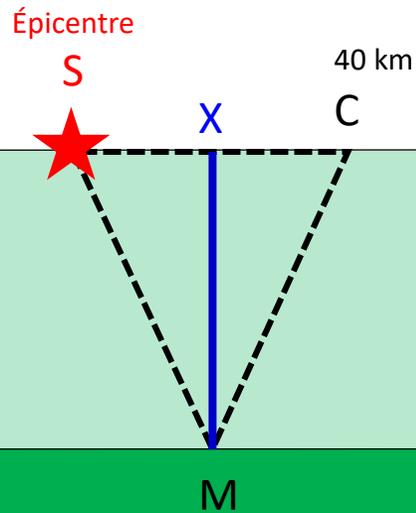
Les ondes P directes sont notées par convention : **P_g** car elles se propagent dans la croûte granitique (« g » pour granite).
Les ondes P réfléchies par le « Moho » sont notées **P_mP** (« m » pour « Moho »).
Nous appellerons les ondes réfractées dans le manteau simplement **P**.

7°/ En considérant planes la surface de la Terre et le « Moho » et en supposant que la distance totale parcourue dans la croûte granitique par les ondes P les plus rapides atteignant E est égale à celle des ondes P réfléchies parvenant à la station C, **calculer la vitesse de propagation de cette troisième catégorie d'ondes P sous le « Moho ».**

8°/ Conclure sur la signification exacte du « Moho ».

Correction 7°/

Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	280 km	42,7 s et 50 s
E	400 km	57,7 s et 71,4 s



Temps mis par les ondes P les plus rapides pour faire le trajet SMM'E : 57,7 s

⇒ Temps mis pour parcourir SM + M'E = temps mis pour parcourir SM + MC soit 12,7 s.

On en déduit que le temps mis par les ondes P les plus rapides pour parcourir MM' est égal à :

$$57,7 \text{ s} - 12,7 \text{ s} = 45 \text{ s}$$

$$MM' = XY \text{ donc } MM' = SE - SX - YE = 400 - 40 = 360 \text{ km}$$



Vitesse des ondes P sous le « Moho » :

$$360 \text{ km} : 45 \text{ s} = 8 \text{ km/s}$$

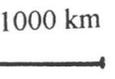
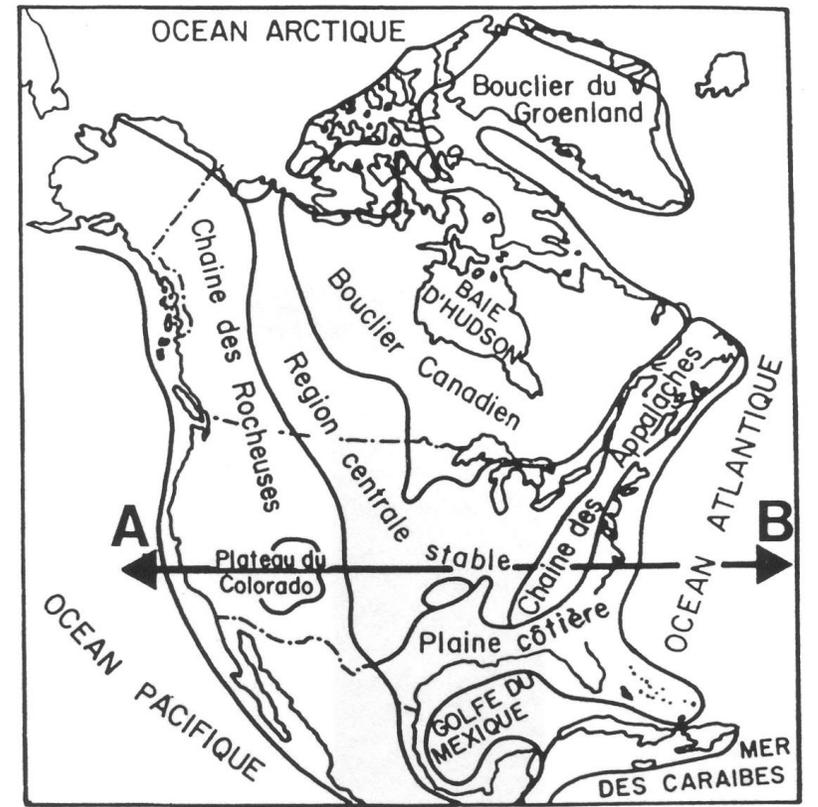
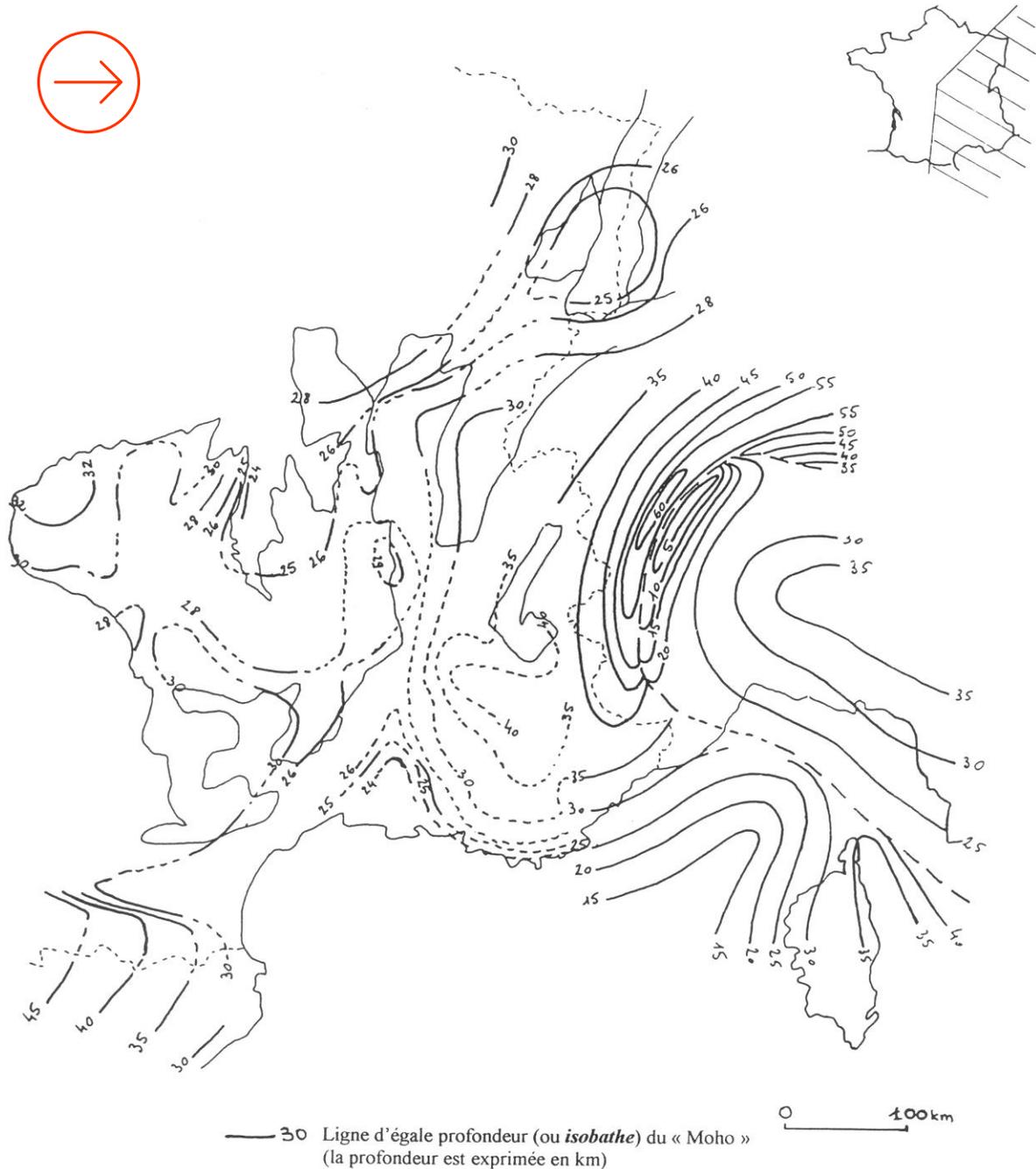
Correction 8°/

Signification du « Moho »

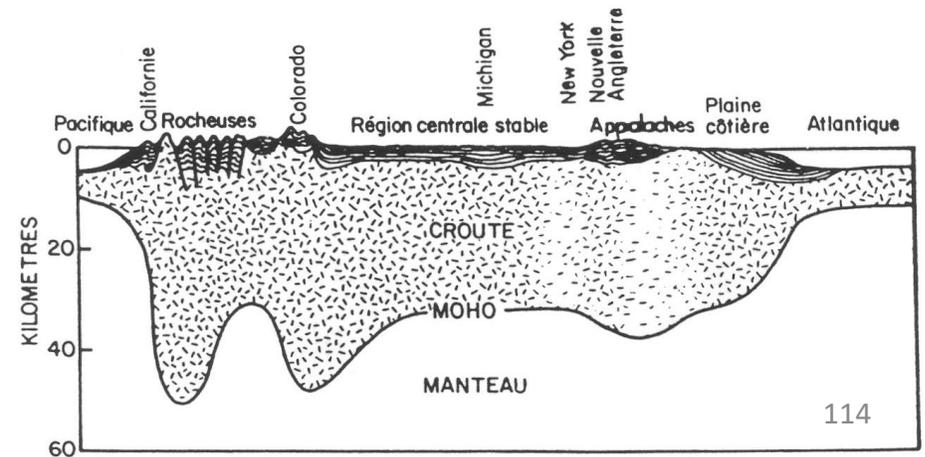
La discontinuité de Mohorovicic ou « Moho » n'est donc pas qu'un simple « miroir » réfléchissant situé à la base de la croûte continentale granitique.

C'est une frontière remarquable qui sépare deux milieux aux propriétés physiques et chimiques complètement différentes :

- d'une part, la croûte granitique composée essentiellement de granite ou de roches voisines (gneiss, migmatites,...) de chimisme acide c'est-à-dire riche en silice et où les ondes P se propagent à une vitesse voisine de 5 - 6 km/s ce qui indique une densité voisine de 2,7 qui est celle du granite,
- et d'autre part, le manteau composé lui, de péridotite de chimisme basique c'est-à-dire pauvre en silice et où les ondes P se propagent à une vitesse de l'ordre de 8 km/s ce qui indique une densité plus importante, voisine de 3,3.



Coupe selon AB



La diapositive précédente montre que le « Moho » est situé sous les massifs anciens comme le Massif Central à une profondeur moyenne de 30 km.

Il en est de même sous les grandes plaines centrales des États-Unis.

Mais sous les Alpes ou les Rocheuses, chaînes récentes, on le trouve à 50 - 60 km de profondeur. En Croatie, dans la région de Zagreb, Mohorovicic l'avait placé à 54 km de profondeur.

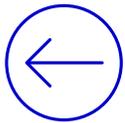
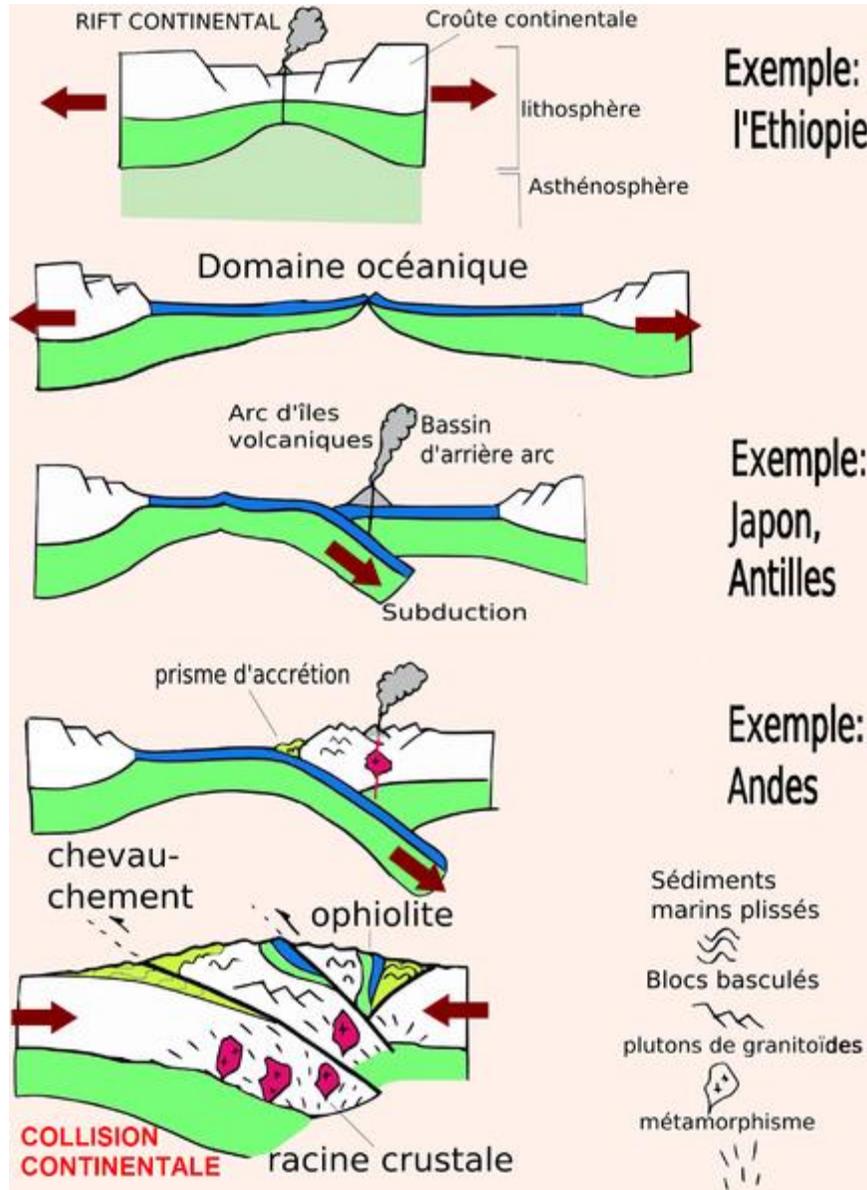
Comment peut-on expliquer cette observation ?

Rappel : diapositive suivante

La formation des chaînes de montagnes s'explique aujourd'hui (et pour faire vite !) par la subduction d'une lithosphère ou plaque océanique sous une lithosphère ou plaque continentale (schémas 3 et 4).

Mais la plupart du temps, la plaque qui subducte porte un continent. Et suite à la subduction totale de la partie océanique de la plaque subduite, la partie continentale peut être entraînée elle-aussi dans la subduction (schéma 5). Mais cette subduction n'ira jamais bien loin car on vient de le voir, la croûte granitique a une densité de 2,7 inférieure à celle du manteau égale à 3,3. Un peu comme un morceau de bois (densité 0,8) que l'on tente d'enfoncer dans de l'eau (densité 1), cette croûte granitique ne demande qu'à remonter. Elle va finalement se « placer » sous la croûte qui vient la chevaucher.

Au niveau de la racine d'une chaîne de montagnes, c'est donc un peu comme si l'on a deux croûtes granitiques qui se superposent. Chacune d'elles ayant une épaisseur de l'ordre de 30 km, on a bien une épaisseur totale de croûte de 60 km.



La diapositive suivante montre ce que va devenir une chaîne de montagnes avec le temps.

Le modèle utilise des cylindres de bois plongeant dans de l'eau. Ils sont empilés les uns sur les autres au milieu de la diapositive de façon à reconstituer la chaîne de montagnes et sa racine, comme on peut le voir sur la diapositive 114 sur la coupe en bas à droite faite au travers de l'Amérique du Nord.

Le bois a une densité voisine de 0,8 et l'eau une densité égale à 1. Le rapport des densités est donc de 0,8.

De même, une chaîne de montagnes constituée au niveau de sa racine de deux croûtes granitiques superposées a une densité de 2,7 et repose sur un manteau de densité 3,3. Le rapport des densités est ici de : $2,7 / 3,3 = 0,8$ donc égal au précédent d'où tout l'intérêt de cette expérience analogique.

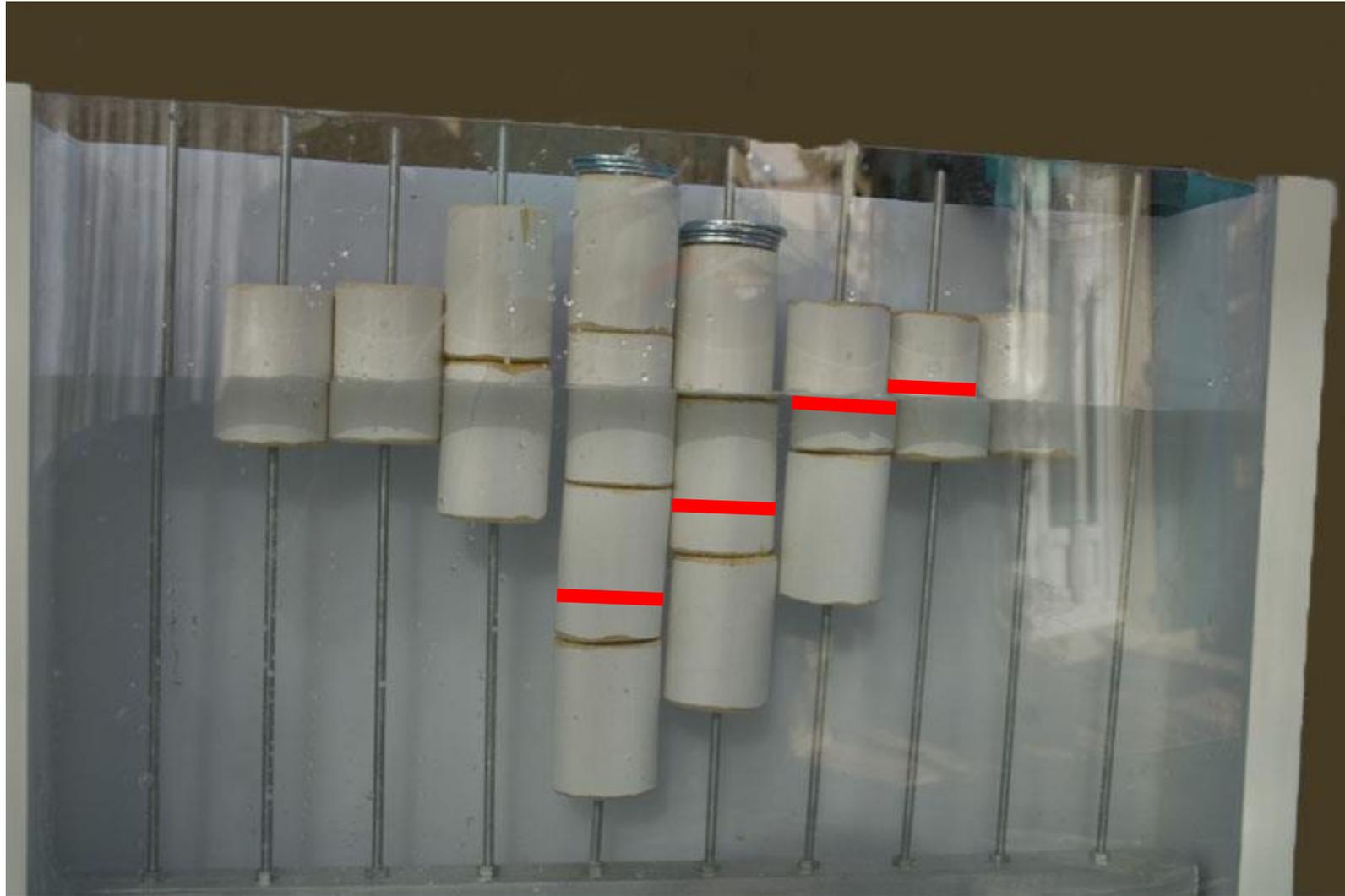
Qua va-t-il se passer quand la chaîne de montagnes va s'éroder ?

On va passer de 4 cylindres superposés à 3 puis 2 puis 1 ... On constate alors que la racine remonte et que des roches formées à grande profondeur dans une croûte (repère : marque rouge), à 20 - 30 km de profondeur par exemple, vont pouvoir se retrouver en surface quand la chaîne aura été complètement érodée.

On a donc bien là un moyen de connaître la composition de la croûte continentale profonde ... et sans forer !

À Sauveterre par exemple, on trouve des micaschistes à sillimanite et à disthène. On est donc au voisinage du point triple disthène - sillimanite - andalousite ce qui indique qu'ils se sont formés à environ 500°C et si l'on admet un gradient de température de 30° par km, à une profondeur de l'ordre de **15 km**.

Un point important à noter : Si la chaîne varisque armoricaine a eu une altitude de **6000 m (= 6 km)** il y a 300 Ma, ce sont donc près de **21 km de roches (15 + 6)** qui ont été déblayés par l'érosion au centre de la chaîne !!!!



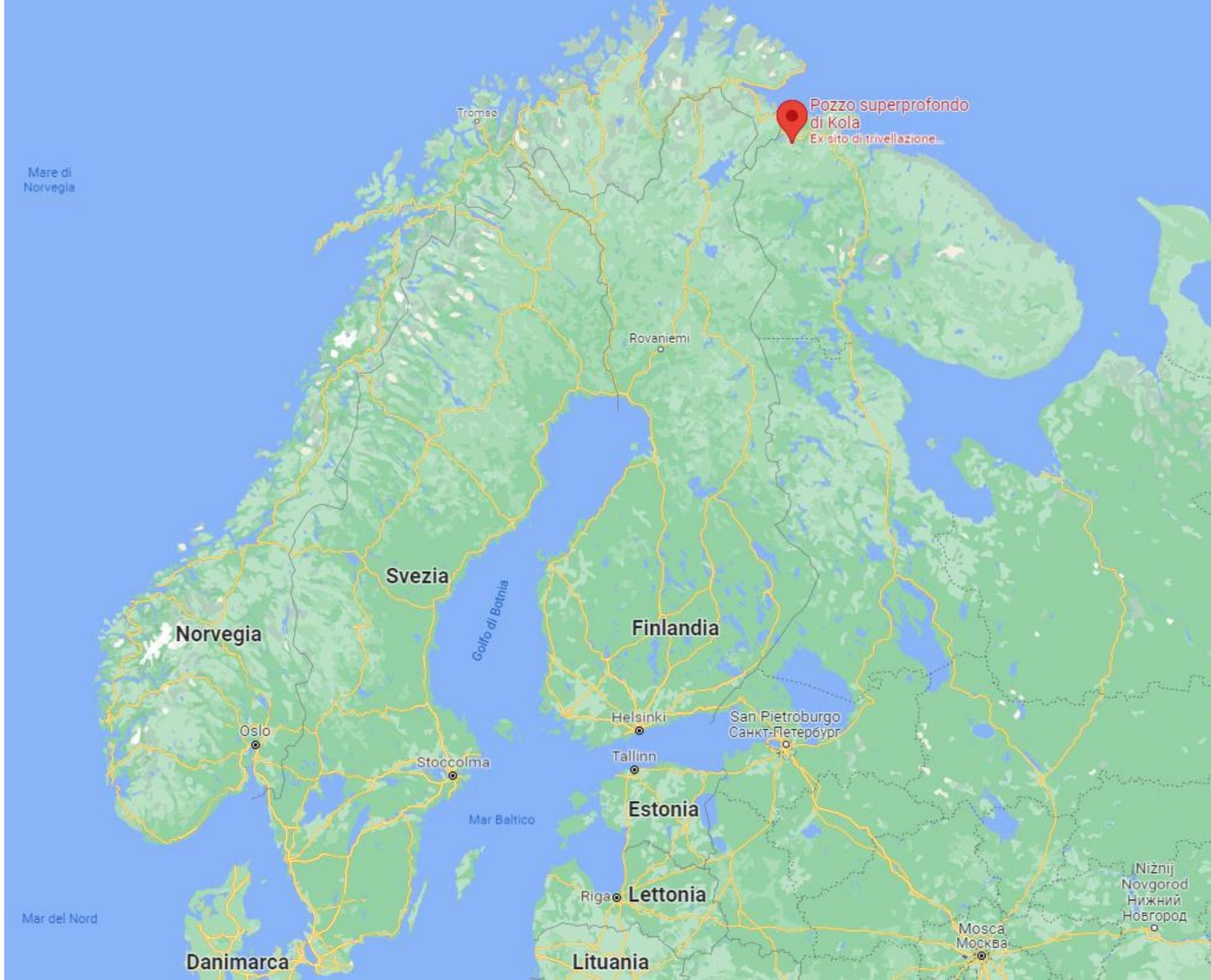
Synthèse : structure de la croûte continentale

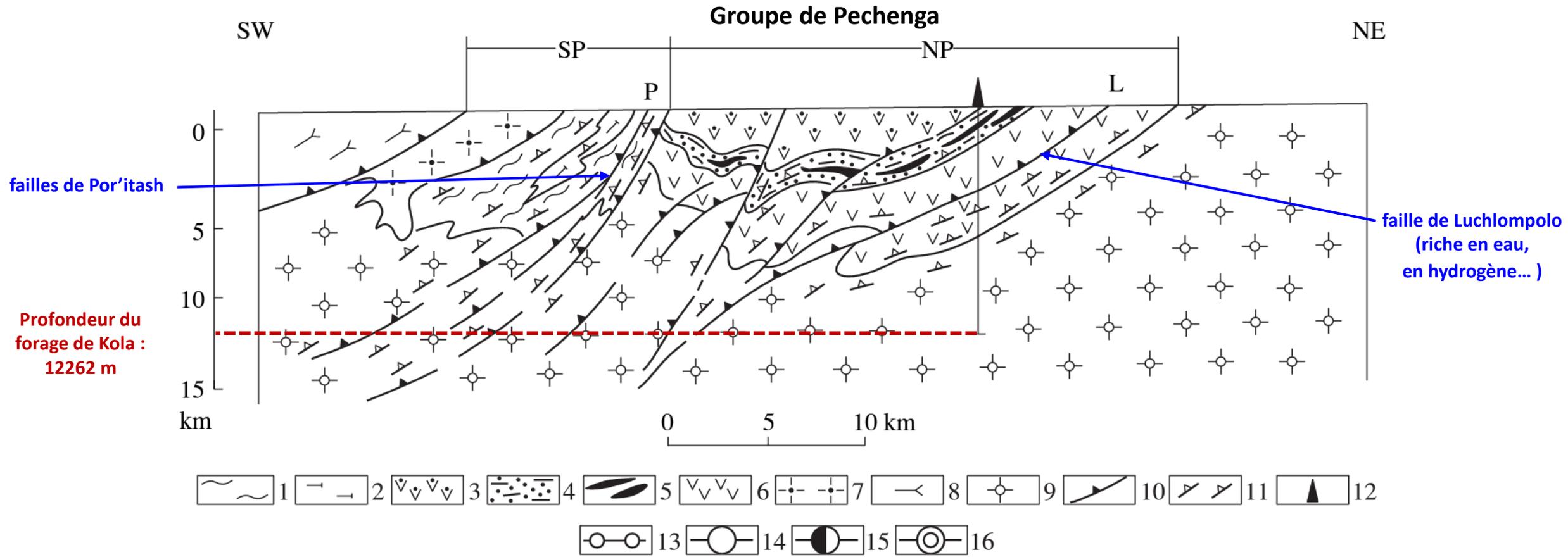
Forage de Kola - 12 262 mètres de profondeur



<https://actugeologique.fr/2019/02/le-forage-profond-de-kola/>







- Séries Sud de Pechenga (1-2)

- 1- Métabasaltes et schistes
- 2- Métaandésites

- Séries Nord de Pechenga (3 à 6)

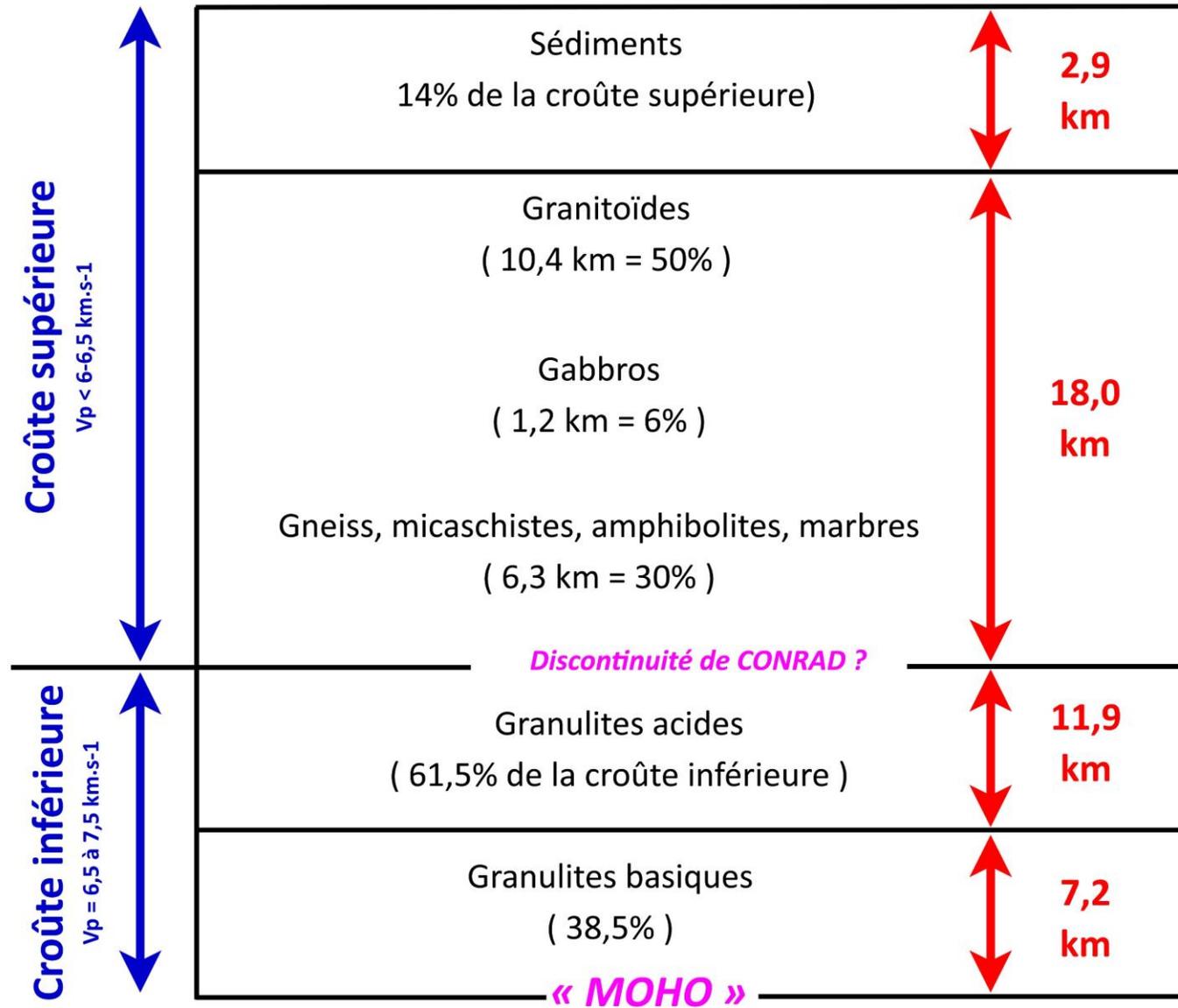
- 3- Métavolcanites de la Formation de Pilgjarvi
- 4- Métasédiments du membre productif
- 5- Intrusions mafiques et ultramafiques riches en Ni
- 6- Métavolcanites et métasédiments des Formations de Kolasioki, Kuetsjarvi et Almalahti

7- Granitoïdes protérozoïques

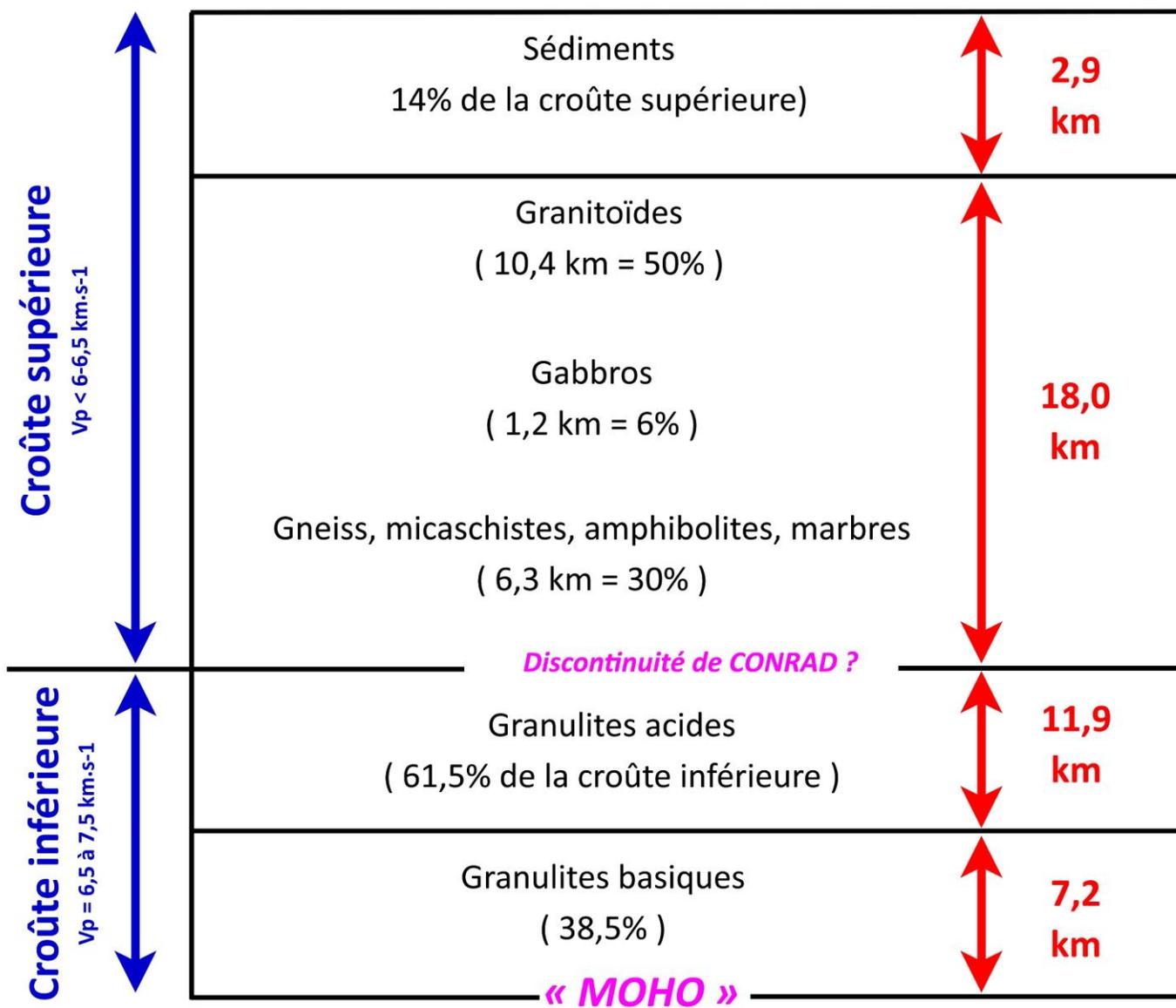
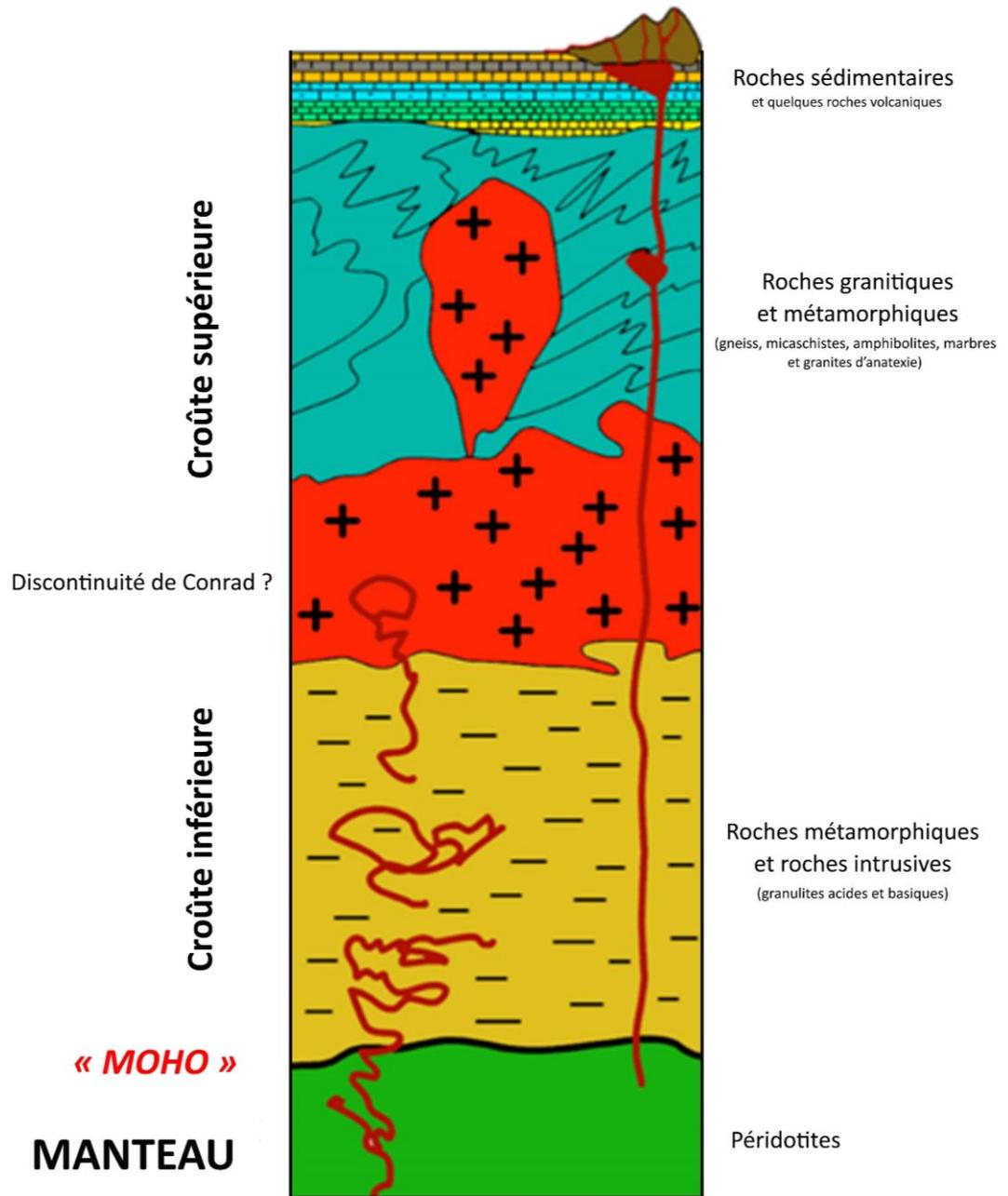
- 8- Gneiss et schistes des séries de Tundra
- 9- Gneiss, migmatites et amphibolites archéens des séries de Kola (âge : 2,9 Ga)
- 10- Failles
- 11- Roches cristallines schisteuses
- 12- Forage profond de Kola réalisé entre 1970 et 1989

- Faciès métamorphiques

- 13- Faciès Prehnite-Pumpellyite
- 14- Faciès Schistes verts
- 15- Faciès Amphibolite à épidote
- 16- Faciès Amphibolite



Reconstitution de la composition moyenne de la croûte continentale européenne d'après le profil EGT (European GeoTraverse) - Wedepohl (1995)

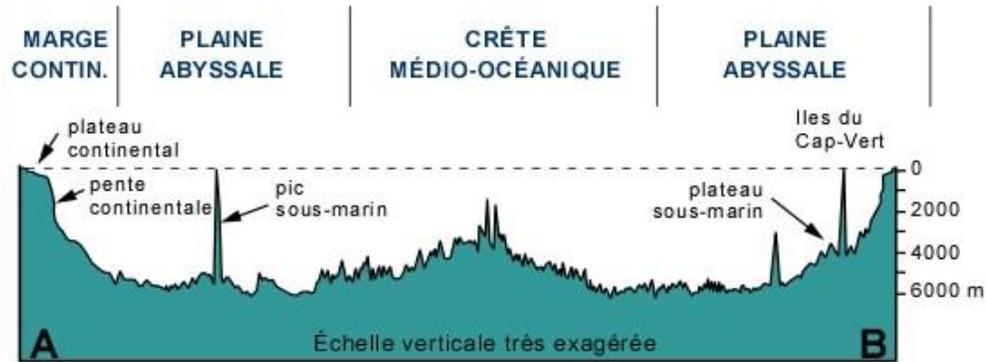
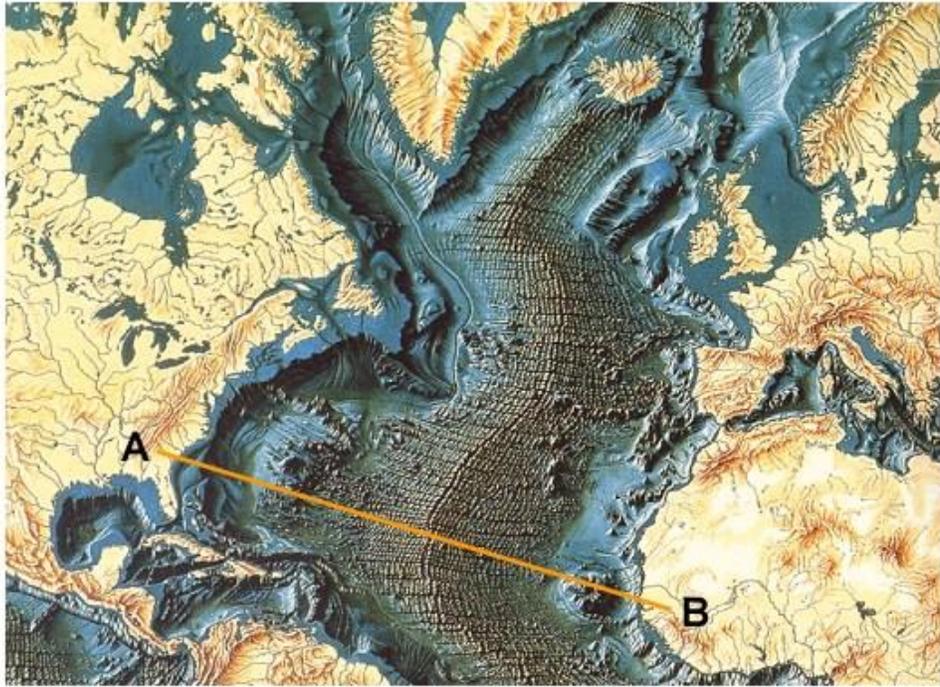


Reconstitution de la composition moyenne de la croûte continentale européenne d'après le profil EGT (European GeoTraverse) - Wedepohl (1995)

Synthèse : structure de la croûte océanique

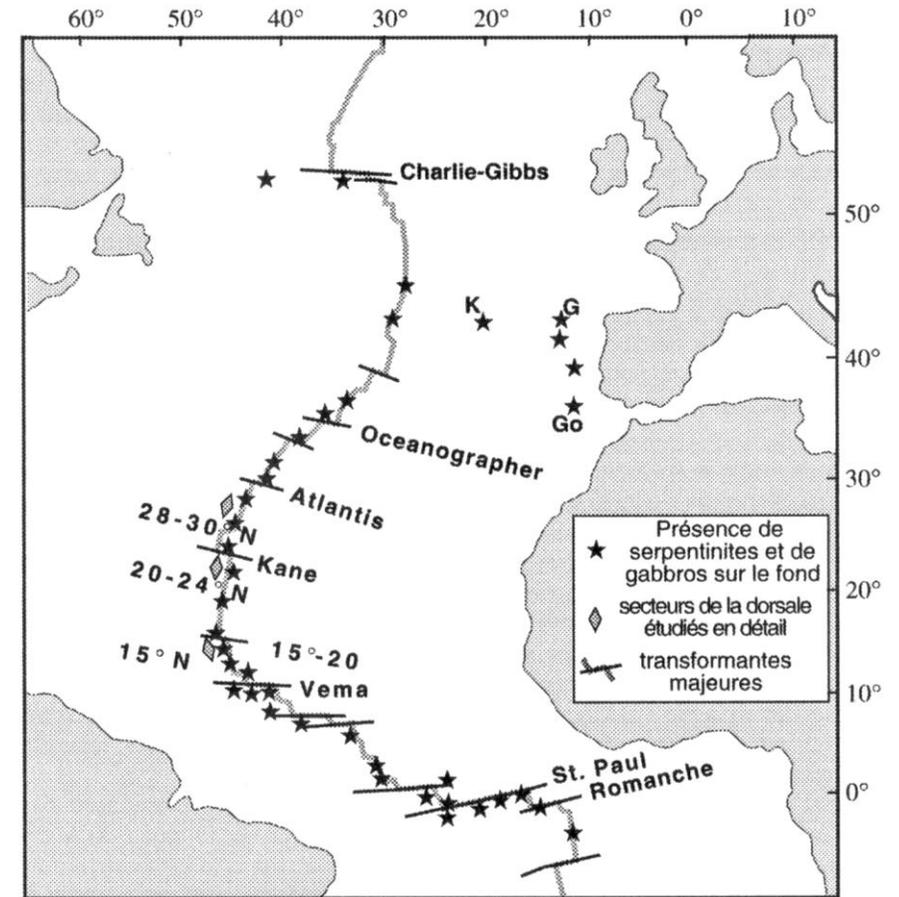
Historique des recherches océanographiques

- De 1872 à 1876, la célèbre frégate *HMS Challenger* écume tous les océans du globe, avec à son bord une équipe scientifique internationale.
 - 1899 - **Première carte bathymétrique de l'Océan mondial.**
 - **Mise en évidence de l'existence d'un relief allongé depuis l'Islande jusqu'à 50° de latitude Sud en plein milieu de l'Océan Atlantique.**
- Au début du XX^{ème} siècle, les premiers sondages acoustiques sont utilisés pour mesurer la profondeur des océans.
- À la fin de la Seconde Guerre mondiale, à la faveur de la lutte contre les sous-marins, la **géophysique océanique** se développe en recourant **aux moyens de l'acoustique et du magnétisme.**
- Le développement **des sonars multifaisceaux** permet, à partir de 1978, d'obtenir des cartes bathymétriques très précises. Confirmation d'une chaîne de montagnes, **la dorsale océanique**, qui court sur 65 000 kilomètres de long, sa crête culminant au moins à 2 500 m sous le niveau des océans, soit 3 km au dessus des grandes plaines abyssales. Chaque océan possède sa dorsale : médio-atlantique, est-pacifique, sud-ouest indienne et sud-est indienne. Elles sont toutes hachées par de grandes failles transversales.
- **Expédition FAMOUS (French and American Middle-Ocean Undersea Survey)**
En août 1974, la zone FAMOUS est explorée par 3 submersibles : le submersible français *Archimède*, l'*Alvin*, petit submersible américain, et enfin la *Cyana*, submersible français.
Observation de la vallée axiale de la ride médio-atlantique : large de 8 km, descendant en grandes marches vers son centre, à des profondeurs de 2 200 à 2 800 m.



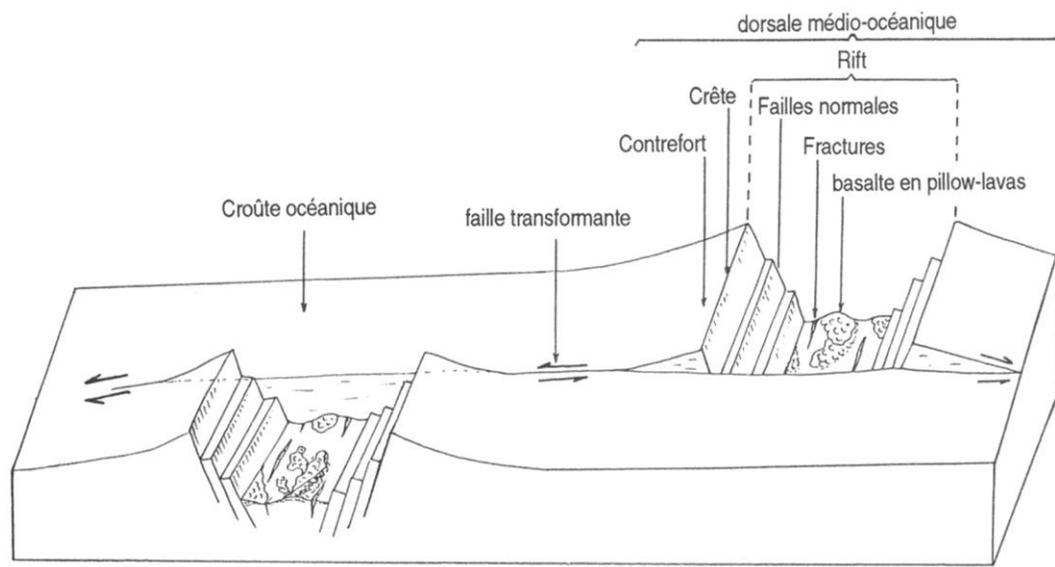
Ce profil à travers l'Atlantique-Nord va du Cap Hatteras (USA) au Cap Vert (Afrique); il montre les principaux éléments du relief des fonds océaniques. Il n'y manque que les fosses profondes (jusqu'à 11 000 m) qu'on retrouve au pourtour du Pacifique.

DOCUMENT 1 : Les grandes provinces de l'Atlantique Nord

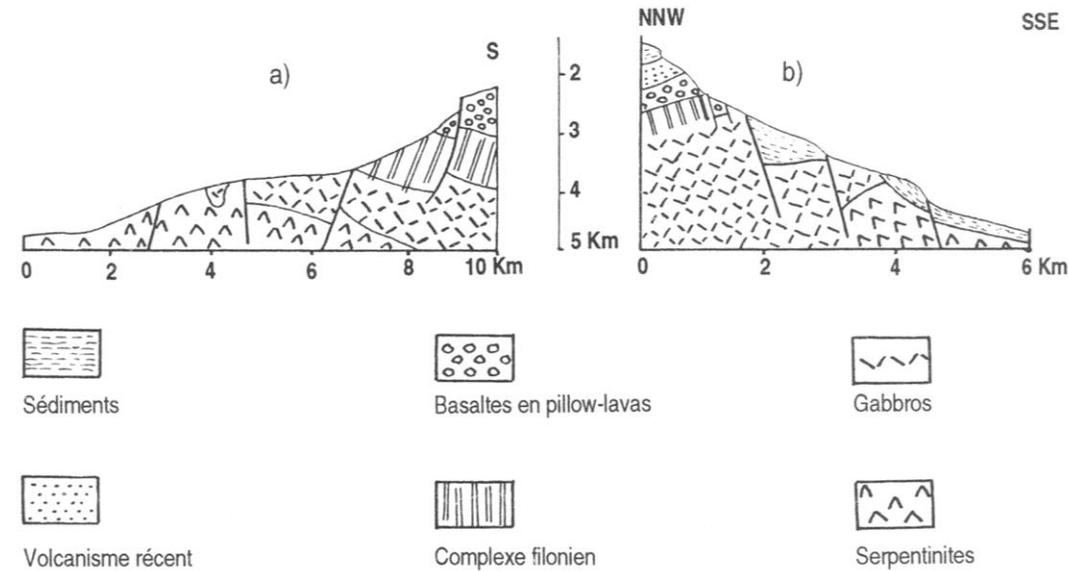


DOCUMENT 2 : Carte des lieux où ont été réalisés des dragages, forages ou prélèvements en submersible sur le fond de l'Atlantique

G = Banc de Gorringe

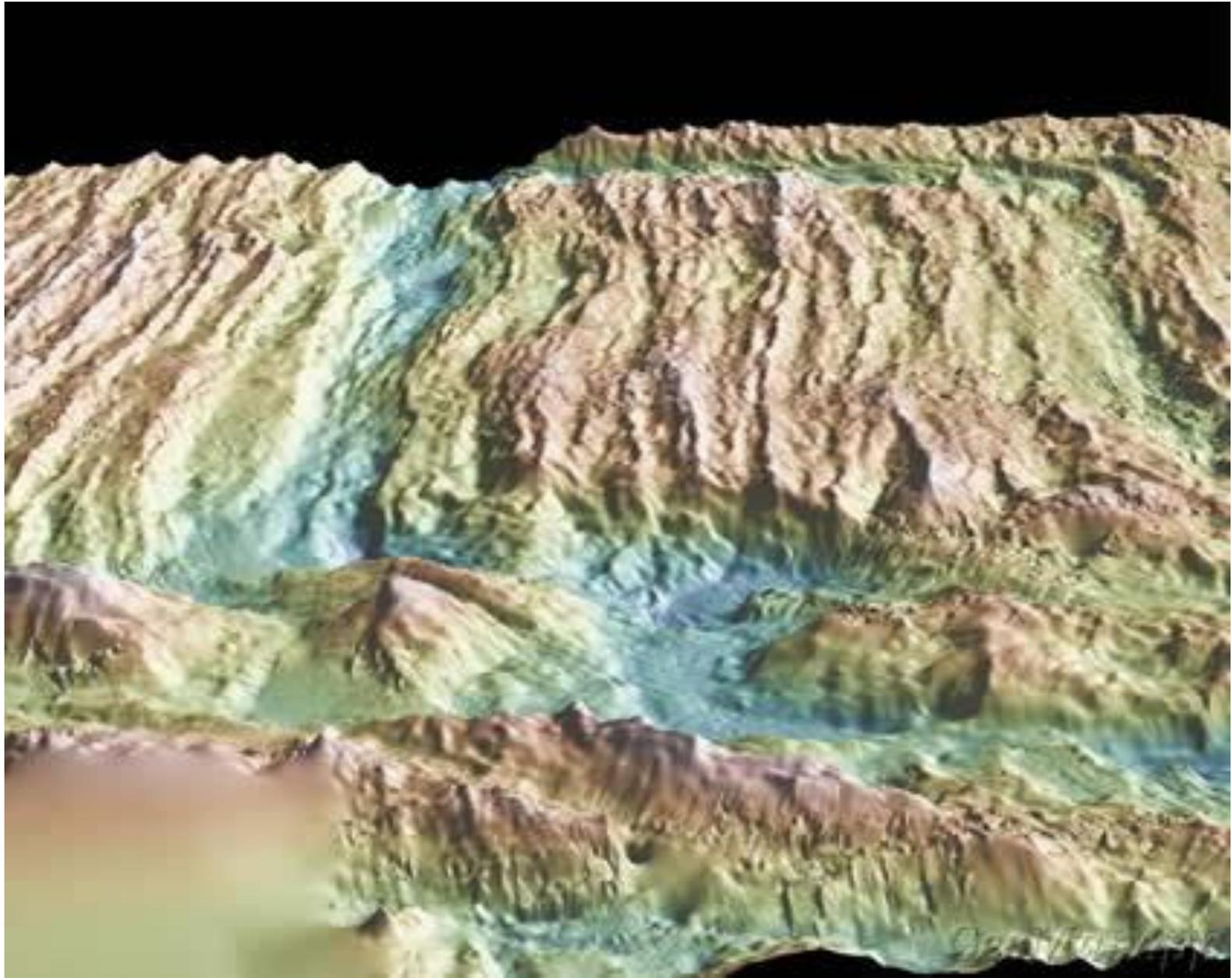


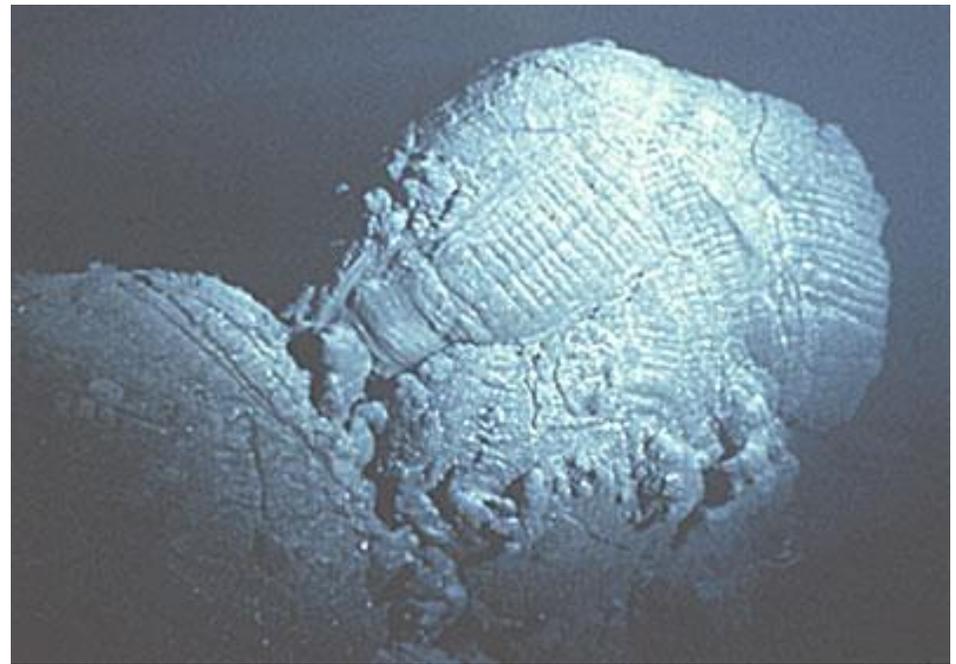
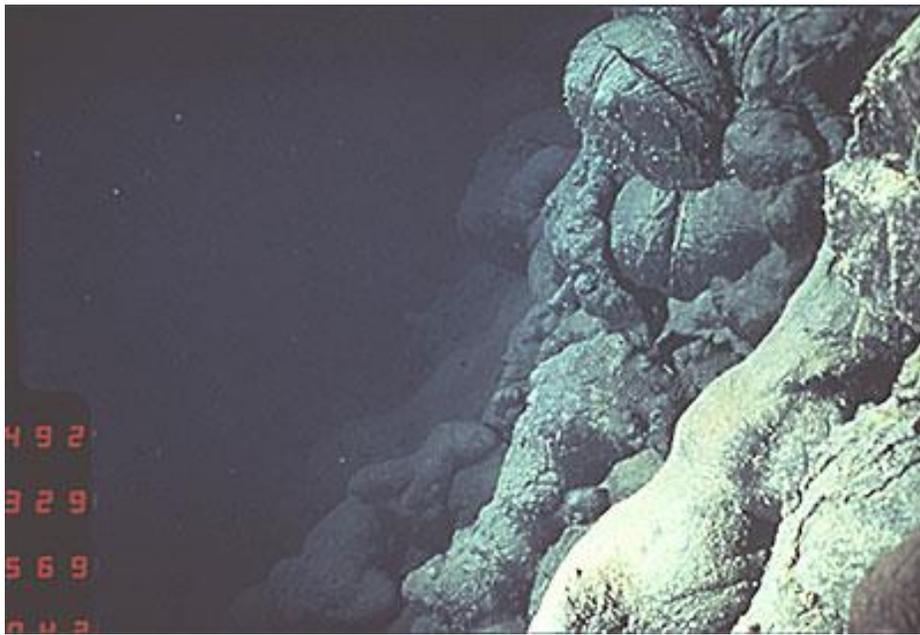
DOCUMENT 3 : Schéma de la dorsale médio-atlantique précisant les relations entre dorsale et faille transformante

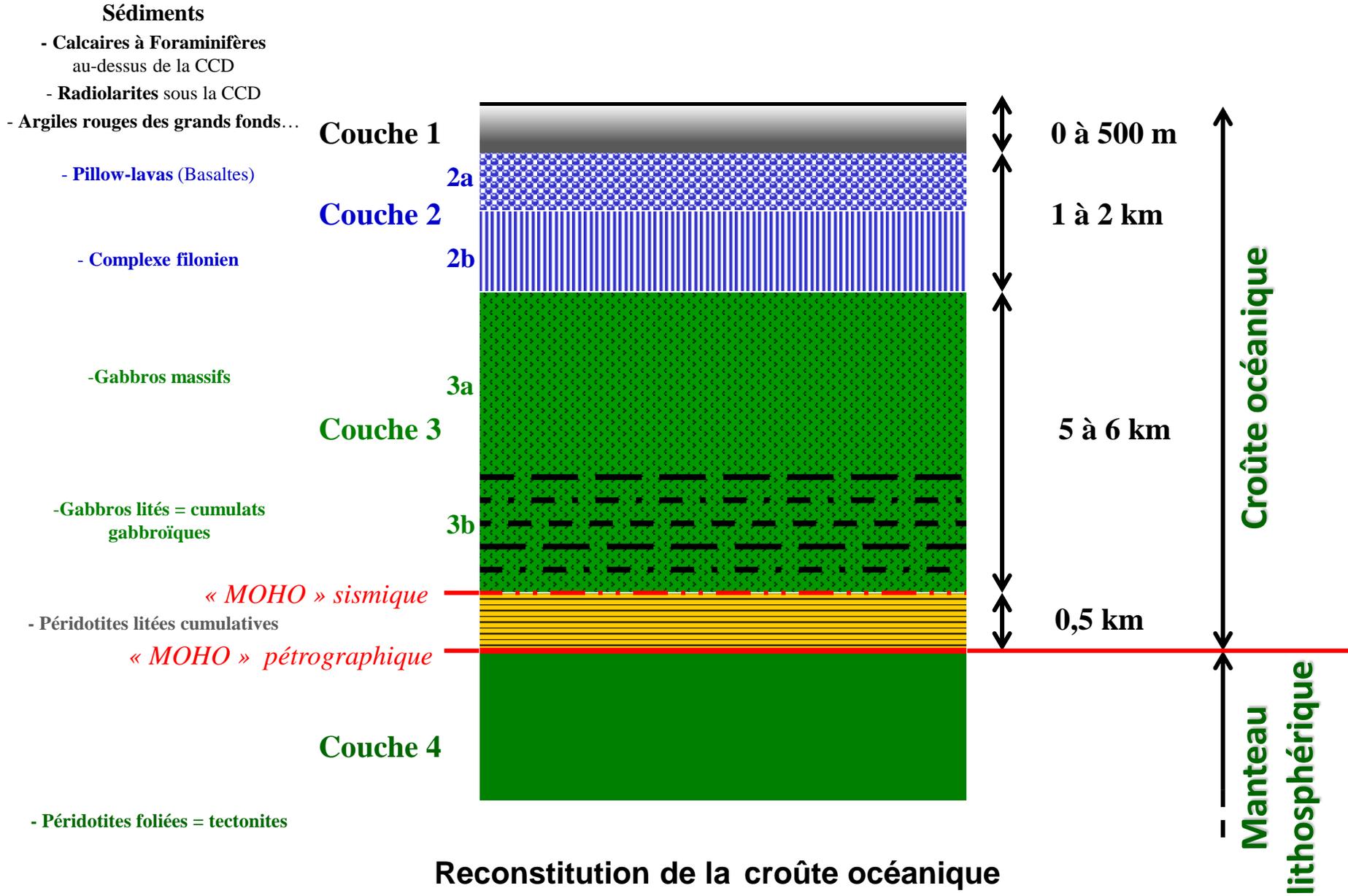


a. Faille Véma - Coupe géologique levée par sous-marin Nautilé; (d'après Auzende-1988).
 b. Banc de Goringe - Coupe géologique levée par sous-marin Cyana; (Campagne Cyagor).

DOCUMENT 4 : Coupes naturelles du fond de l'Atlantique



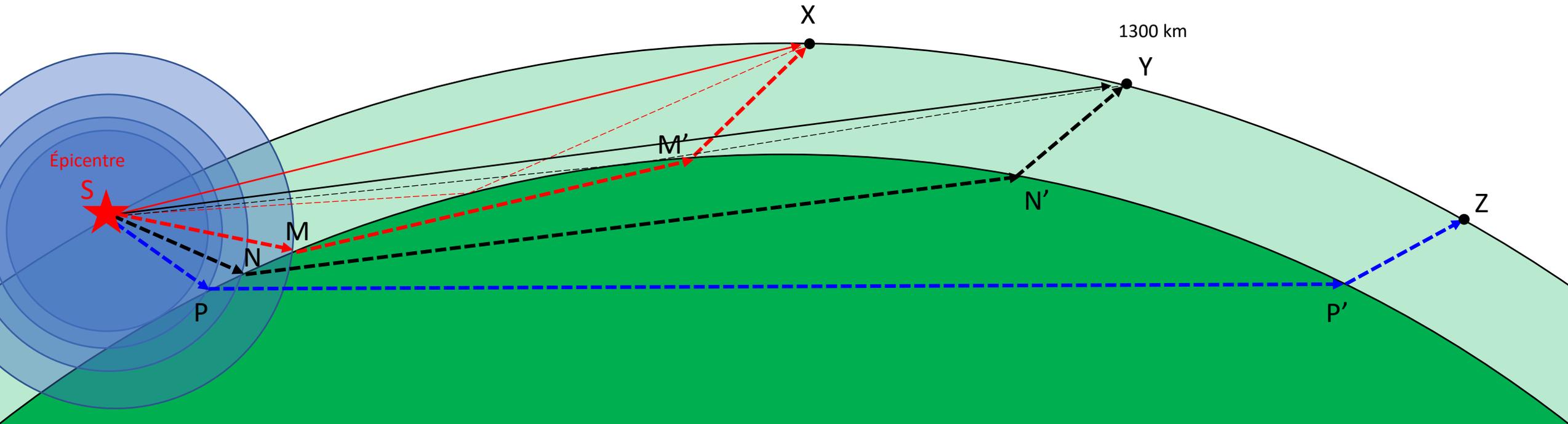




Reconstitution de la croûte océanique (Modèle de Penrose)

Le « Moho » ne réfléchit donc pas tout ! Et heureusement, sinon on ne pourrait pas accéder à la structure interne du globe.

Mais avant, on peut faire quelques remarques en étudiant la diapositive suivante.



Manteau

Première remarque !

En X, on reçoit bien les 3 types d'ondes P :

- les ondes P directes (trait rouge plein) qui se propagent dans la croûte granitique \Rightarrow ondes Pg
- les ondes P réfléchies par le Moho (trait rouge en pointillé) \Rightarrow ondes PmP
- et enfin les ondes P réfractées au niveau du « Moho » et qui se propagent dans le manteau (trait rouge en pointillé épais) \Rightarrow ondes P

Il en est de même en Y (les « ondes » par abus de langage, en fait, il s'agit de rais sont représentés en noir).

Mais en Z , seules les dernières arrivent !

Il y a donc une limite à l'enregistrement des ondes P directes et des ondes P réfléchies par le « Moho ».

On peut calculer rapidement et simplement cette distance limite (voir diapositive suivante).

L'épaisseur de la croûte a été exagérée sur le schéma ci-dessous !

Données :

Rayon de la Terre $R = 6300$ km

Profondeur du « Moho » $p = 30$ km

$$OA = R - p = 6270 \text{ km}$$

Dans le triangle OAS rectangle en A :

$$\cos \alpha = OA / OS = (R - p) / R$$

$$\cos \alpha = 6270 / 6300$$

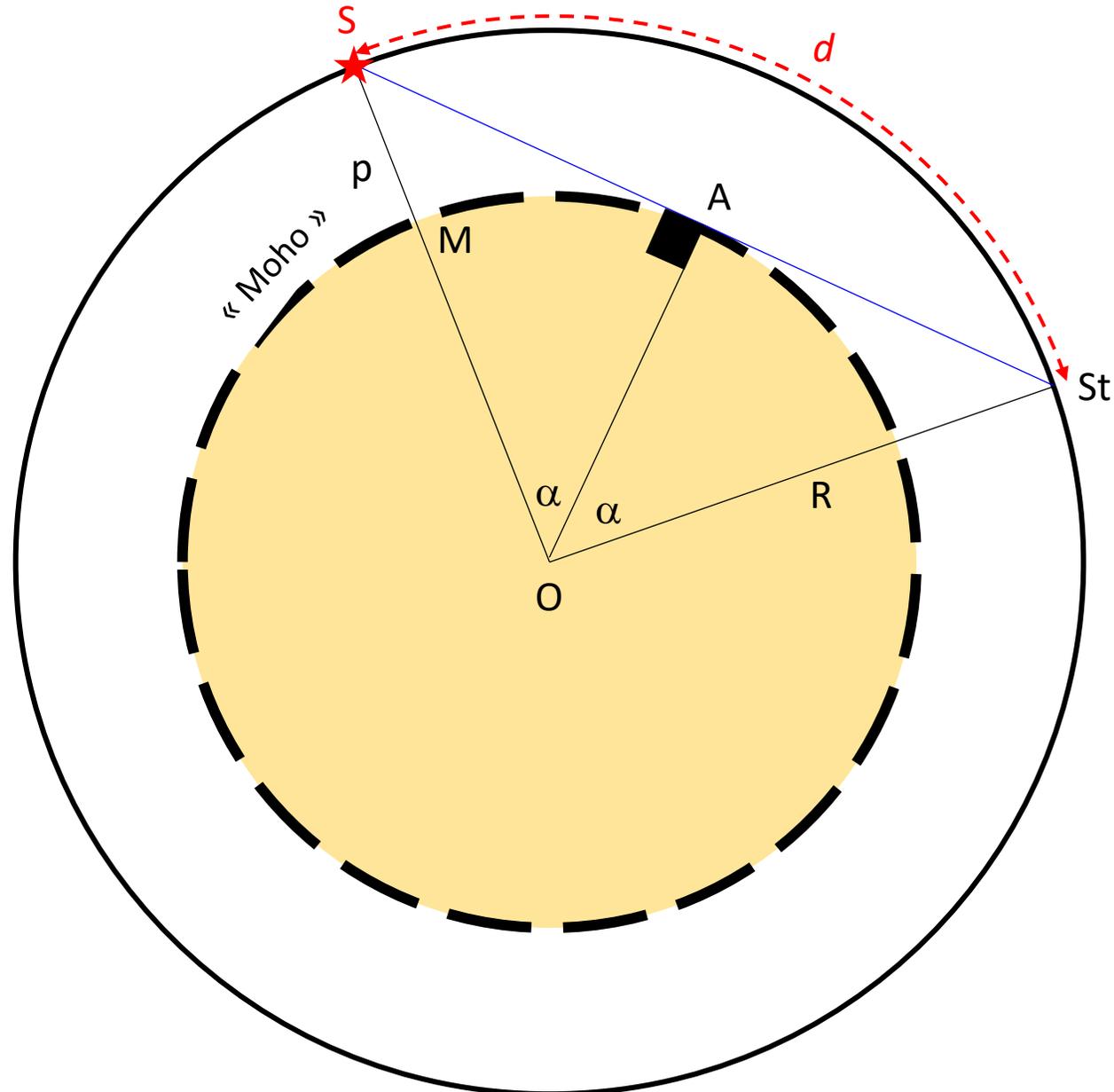
$$\Rightarrow \cos \alpha = 0,9952$$

$$\alpha = \sim 6^\circ$$

$$d = (2\pi R / 360^\circ) \cdot 2 \alpha = 1320 \text{ km}$$

Les ondes Pg et les ondes PmP ne seront donc plus enregistrées à partir d'une distance épacentrale de 1320 km.

Mais cette distance peut être aussi exprimée en °. On dira à partir d'une distance angulaire de 12° (2 α).



**Station
à partir de laquelle
on n'enregistrera plus
les ondes Pg
et les ondes PmP**

Deuxième remarque importante à faire !

On peut remarquer aussi que plus les ondes P qui se propagent dans le manteau vont loin et plus elles se sont propagées en profondeur dans ce manteau.

C'est évident ! C'est géométrique !

Ce sont donc ces ondes P que l'on va recueillir très loin de l'épicentre qui vont nous donner des renseignements sur la structure profonde de ce manteau.

D- Apports des séismes lointains

1- La véritable allure des rais sismiques dans le manteau

La diapositive suivante (diapositive 141) représente les hodochrones des ondes P et S que l'on a construit et commenté plus haut.

La diapositive qui suit (diapositive 142) représente également ces mêmes hodochrones mais pour des stations beaucoup plus éloignées de l'épicentre du séisme, il suffit de regarder les valeurs portées sur l'axe des abscisses.

En comparant ces deux graphiques, on constate que sur le second (diapositive 142), les hodochrones des ondes P et S ne sont pas rectilignes mais se courbent, s'infléchissent vers le bas pour les distances épacentrales les plus importantes. **Leur pente diminue.**

Or, rappel ! La pente d'un hodochrone est le rapport : $1/V$

Si la pente des deux hodochrones diminue, cela implique par conséquent que la vitesse des ondes P et S augmente quand on s'éloigne de l'épicentre.

⇒ **Plus la pente diminue et plus la vitesse augmente.**

Or, nous savons :

1- que **les ondes qui vont le plus loin sont en même temps celles qui se propagent le plus profondément.**

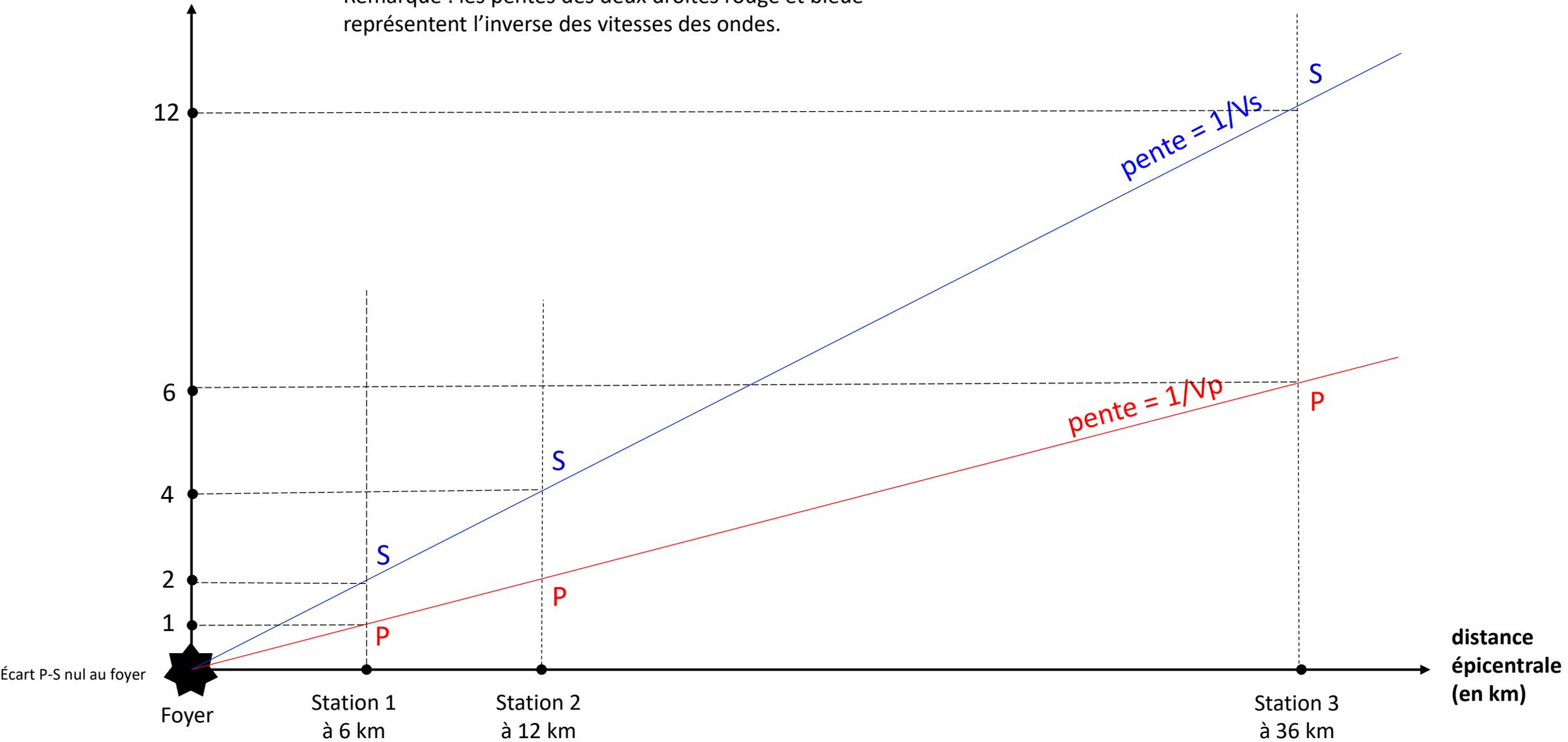
2- et on sait aussi que la vitesse des ondes sismiques est liée à la densité des roches traversées. Elle augmente avec la densité.

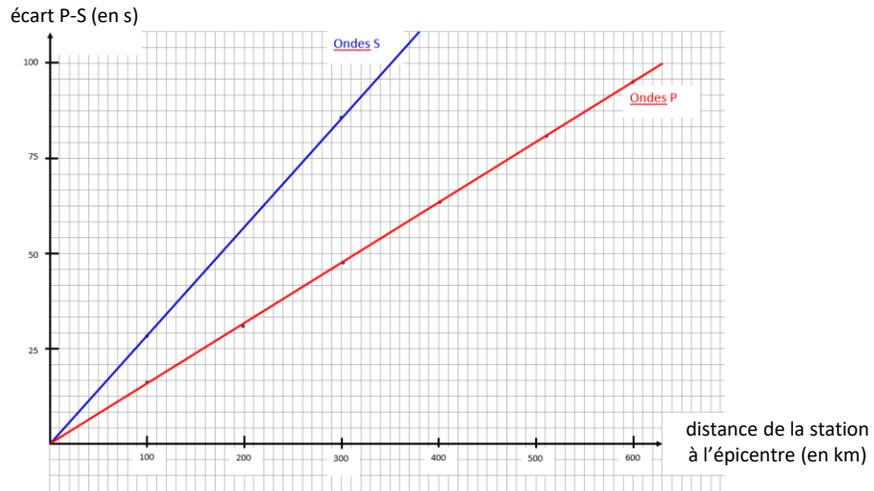
Conclusion : Il faut donc admettre que la densité des roches qui constituent le manteau augmente progressivement, régulièrement avec la profondeur et imaginer que le manteau est comme constitué d'une infinité de couches fines et superposées de plus en plus denses au fur et à mesure que l'on s'y enfonce.

Que vont alors faire les rayons incidents à chaque limite de couches ? Voir diapositive 143.

temps d'arrivée
des ondes (en s)

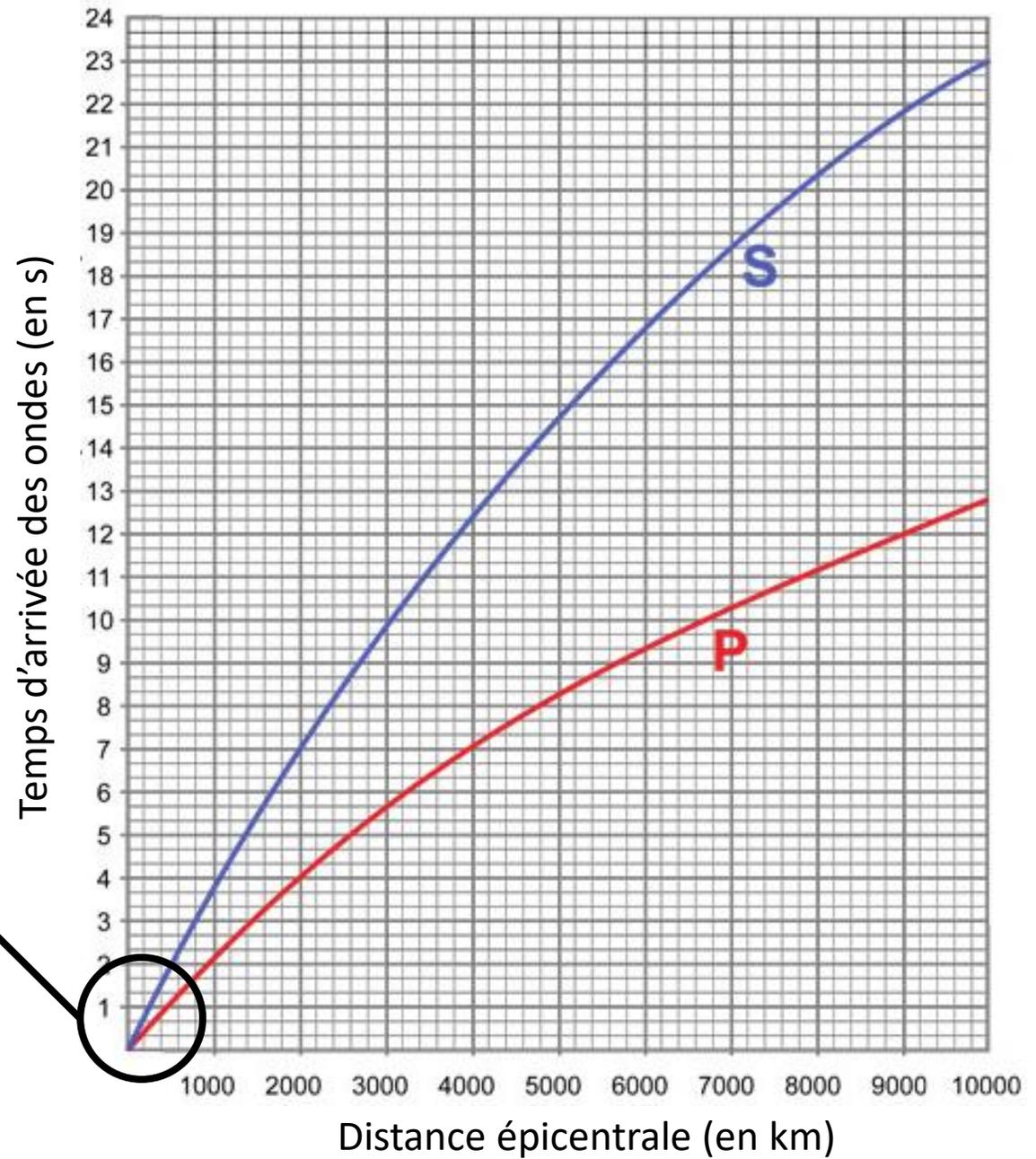
Remarque : les pentes des deux droites rouge et bleue
représentent l'inverse des vitesses des ondes.

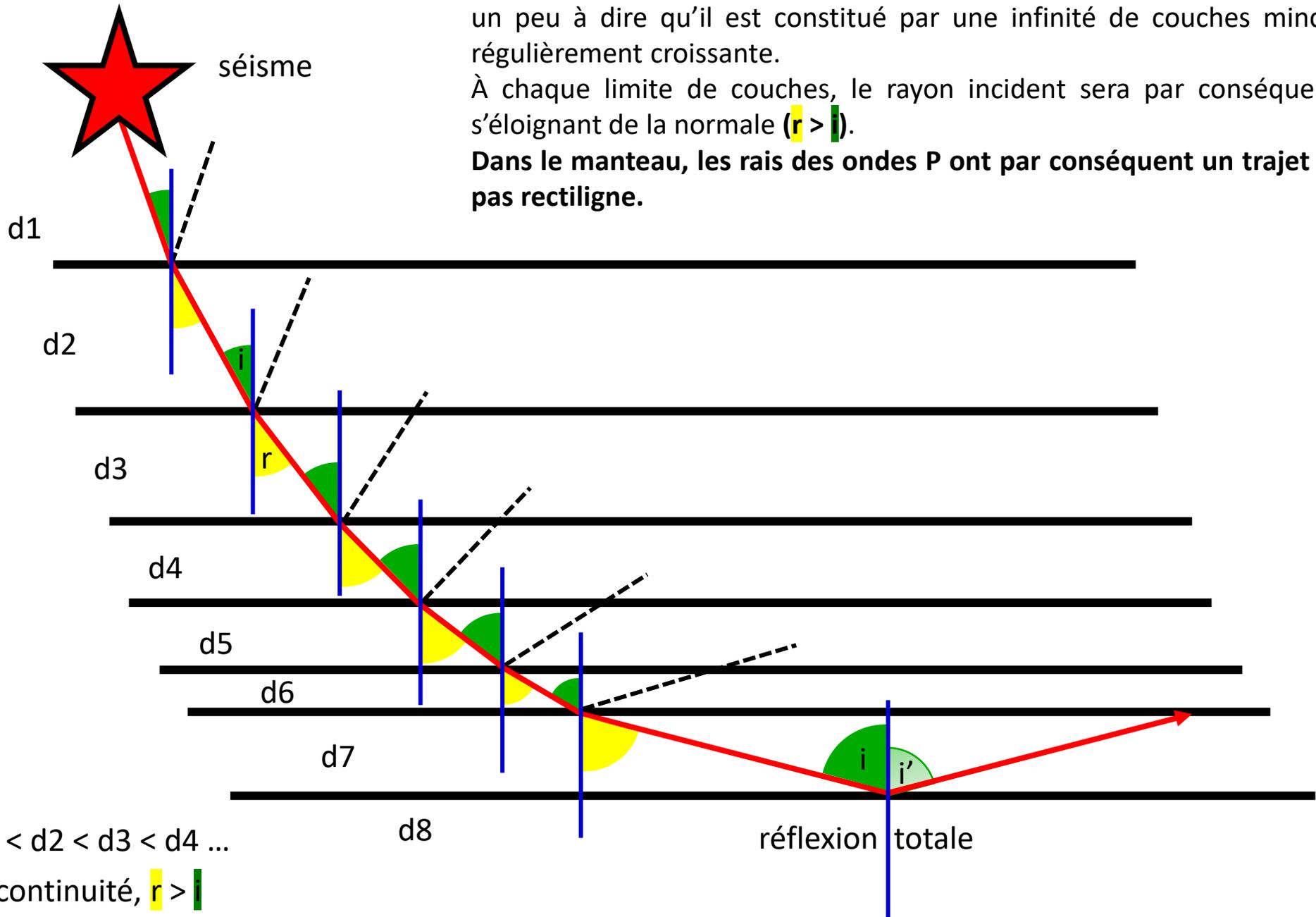




Hodochrone pour les séismes proches

Hodochrone pour les séismes lointains





Si la densité du manteau augmente régulièrement avec la profondeur, cela revient un peu à dire qu'il est constitué par une infinité de couches minces de densité régulièrement croissante.

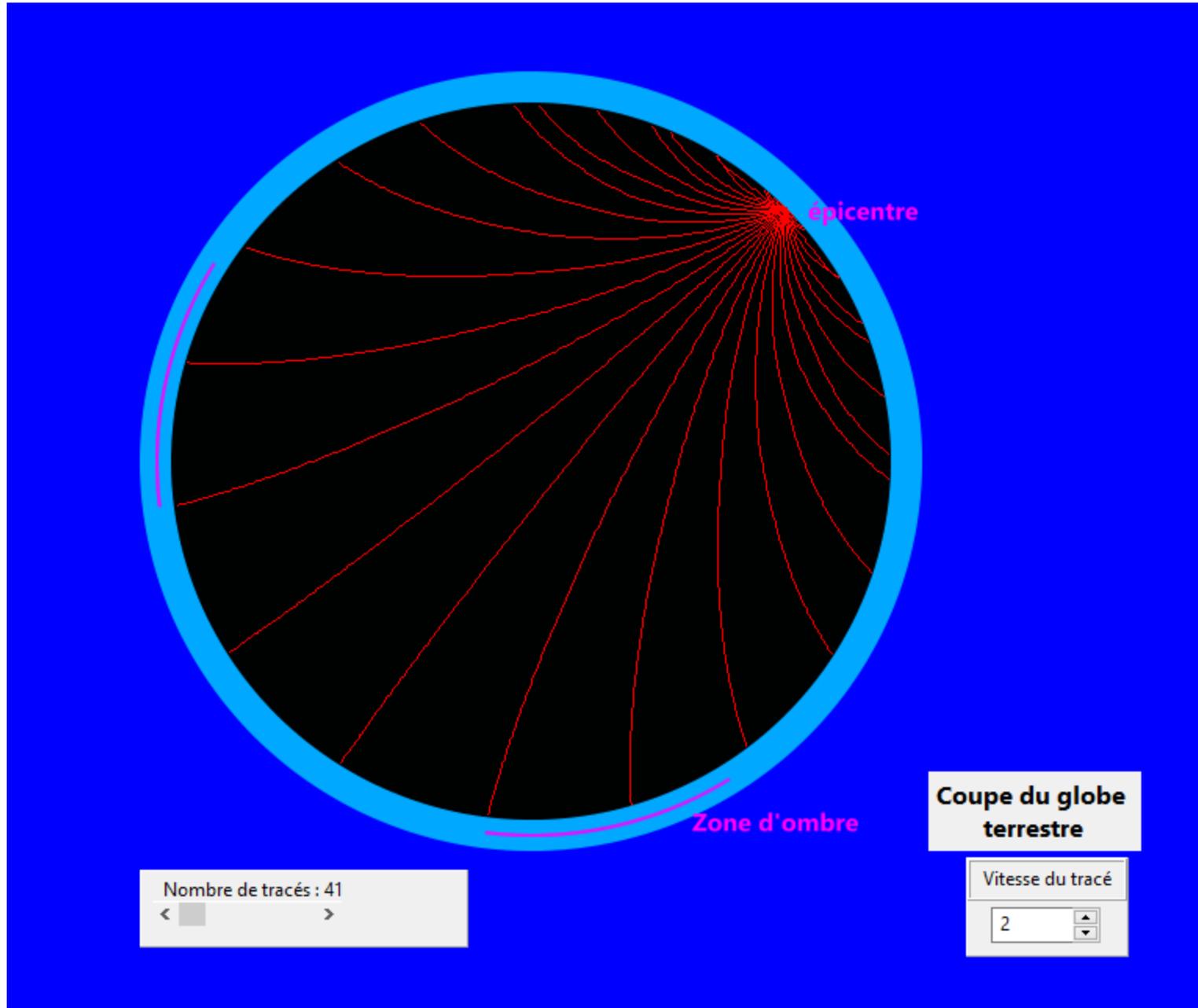
À chaque limite de couches, le rayon incident sera par conséquent réfracté en s'éloignant de la normale ($r > i$).

Dans le manteau, les rais des ondes P ont par conséquent un trajet courbe et non pas rectiligne.

densités : $d1 < d2 < d3 < d4 \dots$

À chaque discontinuité, $r > i$

Ondes P



2- Mise en évidence d'une « anomalie » dans le manteau profond

La diapositive suivante (diapositive 147) représente un hodochrone des ondes P se propageant dans le manteau mais les axes des abscisses et des ordonnées ont été inversés. On va donc le faire pivoter de 90° (diapositive 148).

On retrouve l'allure caractéristique de l'hodochrone et on constate alors qu'il se passe « quelque chose » un peu au-delà d'une distance angulaire de 100° .

Entre $100,8^\circ$ et $144,6^\circ$, on note en effet l'absence d'enregistrement des ondes P. C'est ce qu'on appelle la « zone d'ombre ».

À $100,8^\circ$, les ondes P arrivent environ 14 minutes après le séisme.

Celles qui parviennent à $144,6^\circ$, à l'autre limite de la « zone d'ombre », au lieu d'arriver vers 16 minutes après le séisme, valeur que l'on obtiendrait en prolongeant la courbe, ont pris du retard puisqu'elles y arrivent 19 à 20 minutes après le séisme.

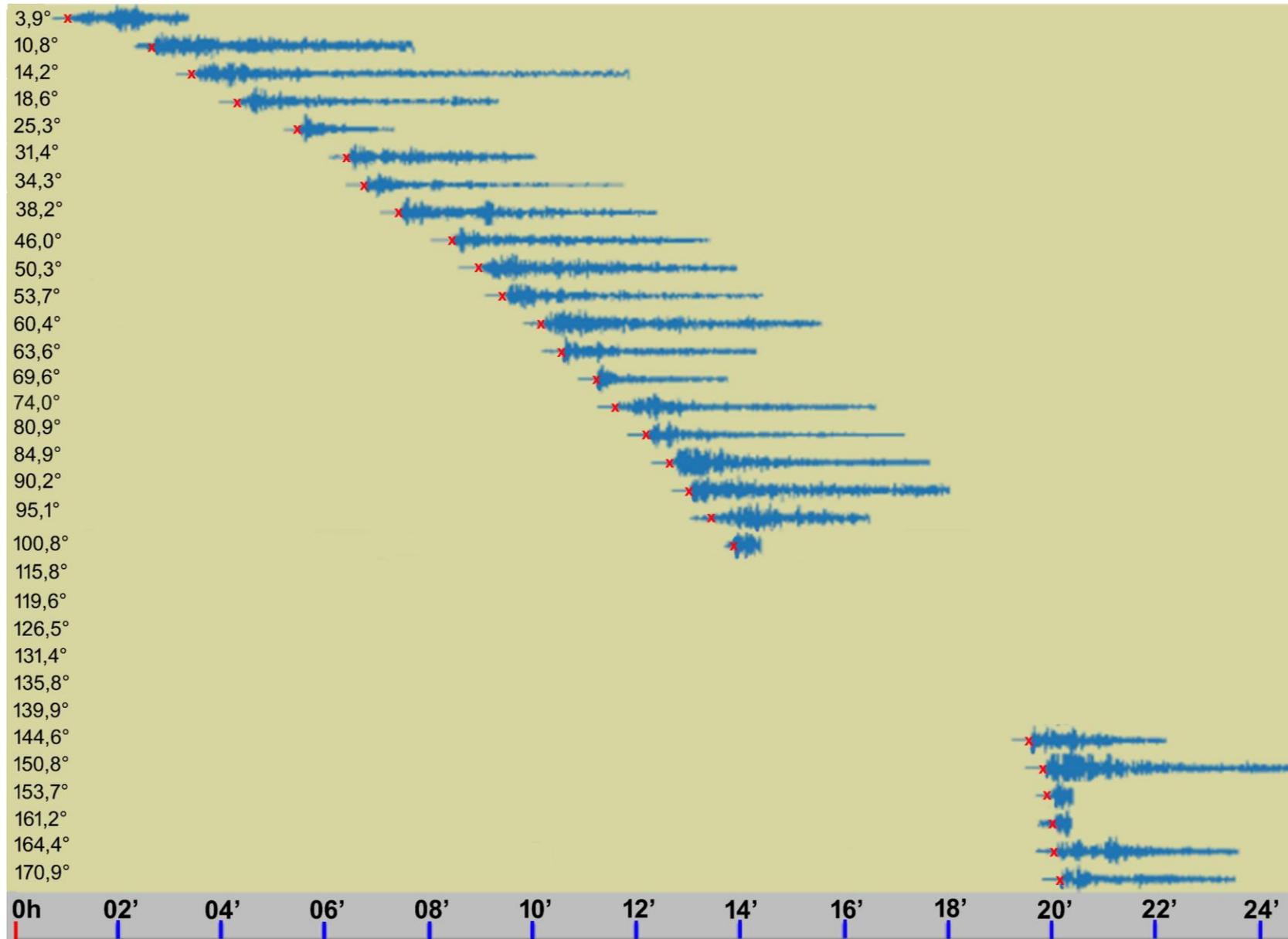
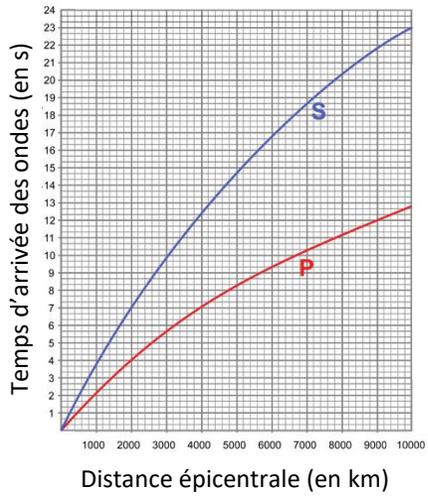
Le « saut de vitesse » est particulièrement net et important sur l'hodochrone.

Si les ondes P parvenant à $144,6^\circ$ arrivent avec un retard de 3 à 4 minutes, cela signifie qu'elles se sont propagées obligatoirement dans un milieu moins dense.

Il doit donc exister une nouvelle discontinuité séparant le manteau d'une autre entité moins dense que lui et dont il va falloir préciser la position.

Ces observations, vous les avez faites en utilisant le modèle analogique qui suit (diapositives 150 à 153) .

distance à l'épicentre mesurée en ° = distance angulaire

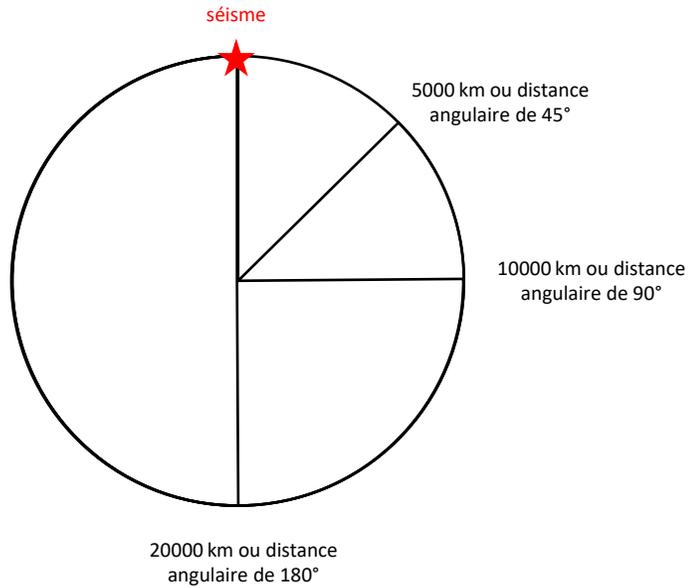


Moment du séisme

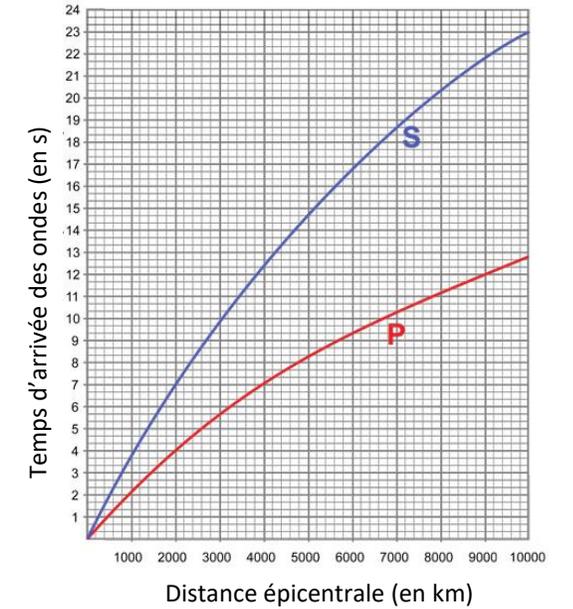
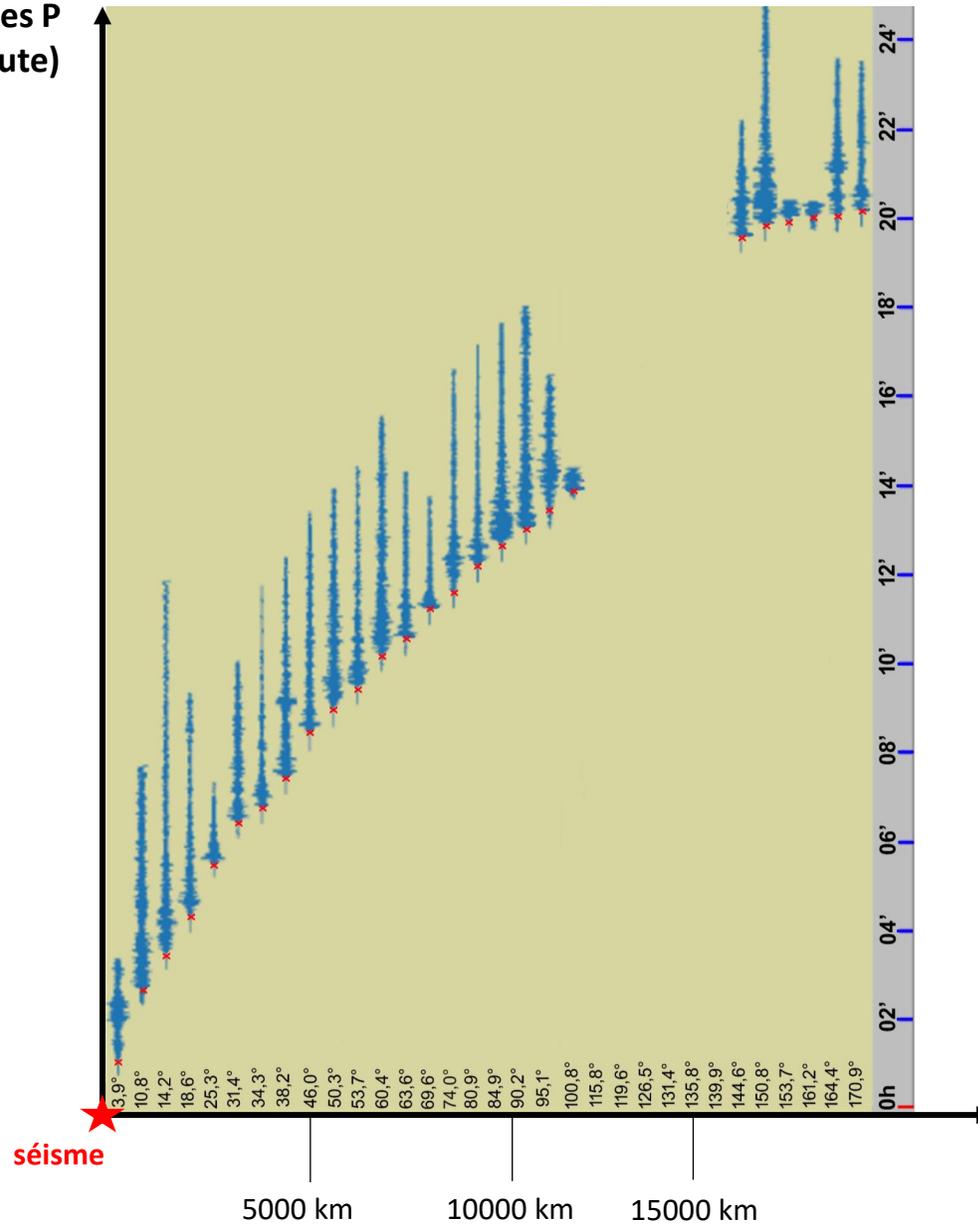
temps d'arrivée des ondes P (en minute)



temps d'arrivée
des ondes P
(en minute)



Circonférence de la Terre = 40000 km



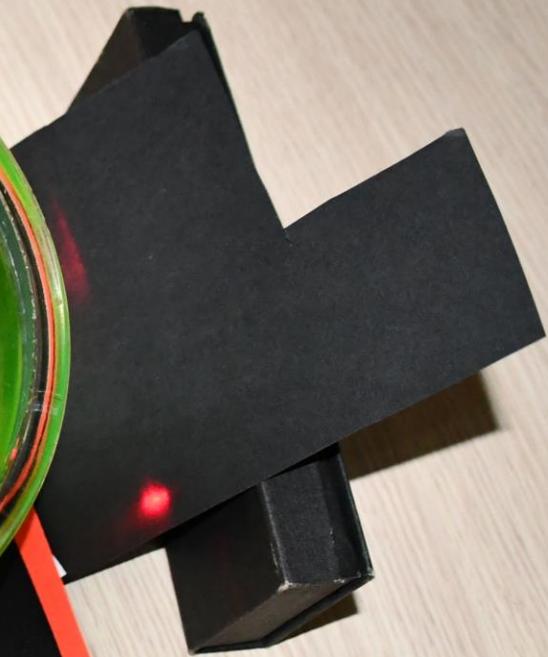
distance épicentrale
mesurée en °

Manip 4

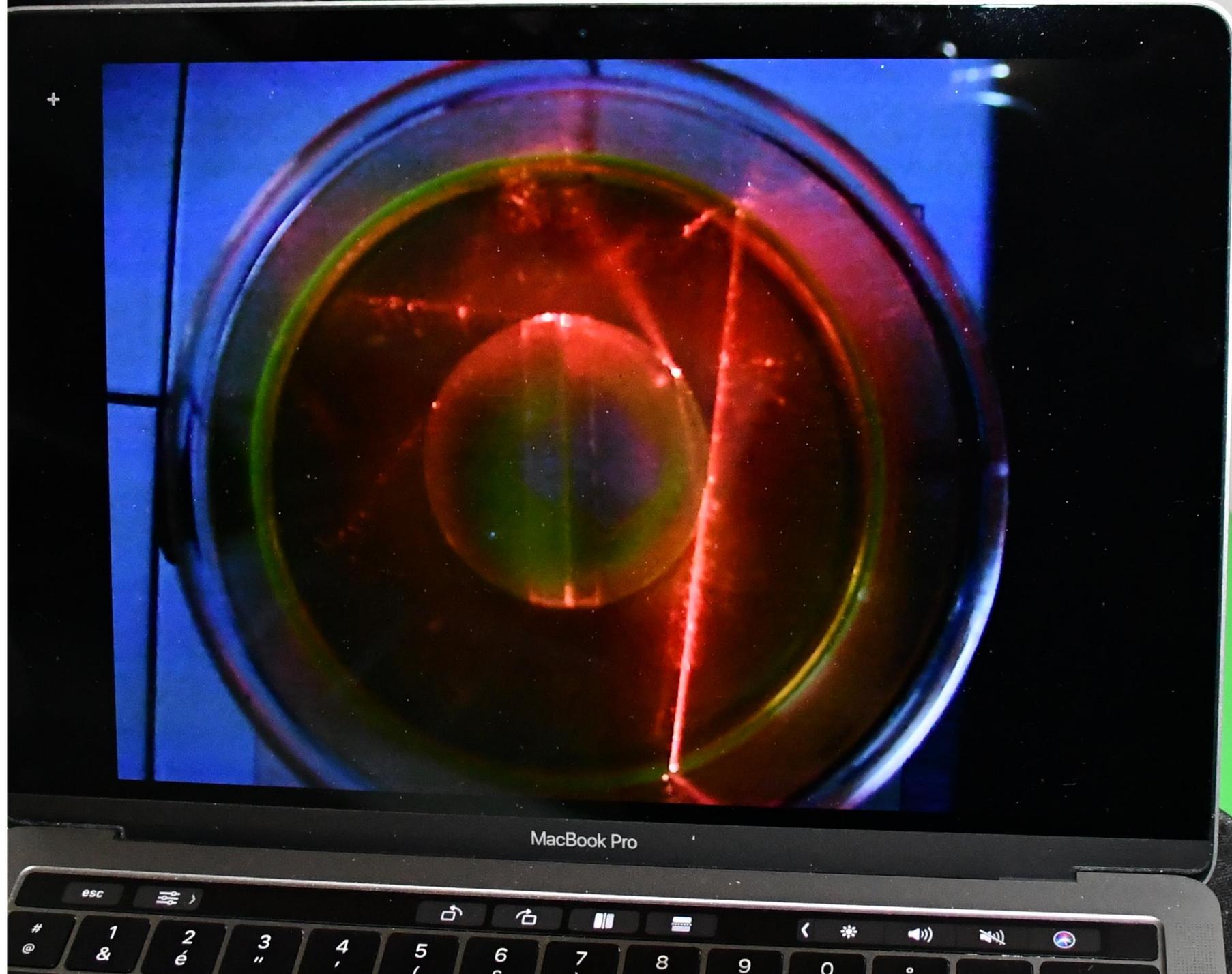
Mise en évidence du noyau
Expérience analogique



[Expérience analogique](#)





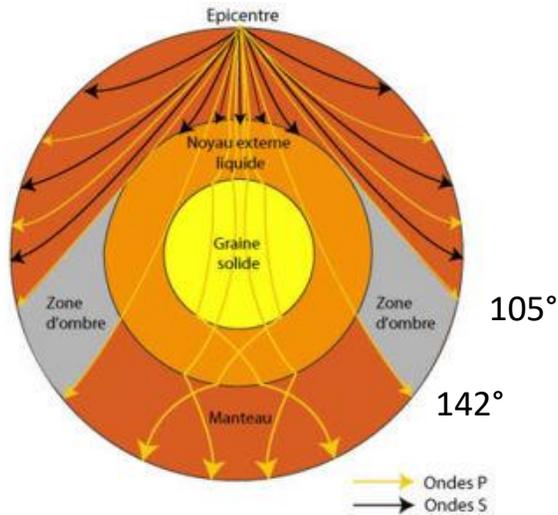


RENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR L'ÉTUDE DES SÉISMES LOINTAINS

Mise en évidence de la discontinuité de Gutenberg

A- La présence d'une « zone d'ombre »

La présence d'une zone d'ombre (ou de silence) dans la réception des ondes sismiques P entre 105° et 142° à partir d'un séisme donné est une des caractéristiques majeures de la planète.



Coupe du globe terrestre montrant la position de la « zone d'ombre »

Elle traduit la présence, en profondeur, du noyau externe liquide dans lequel le rebroussement des ondes réfractées est retardé et leur réémergence éloignée du foyer du séisme.

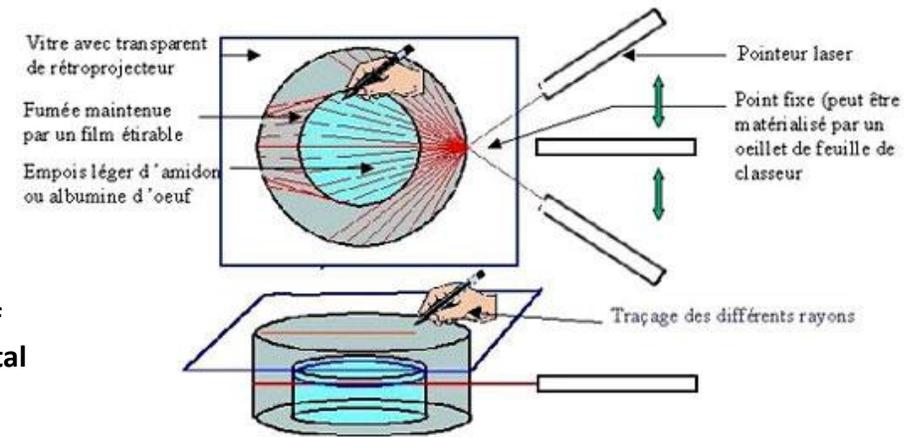
B- Expérience analogique

Protocole

Deux cristallisoirs de tailles différentes sont emboîtés l'un dans l'autre. Afin de visualiser le rayon d'un faisceau laser, un empois d'amidon très léger (ou une solution d'albumine d'œuf) est disposé dans celui du centre, et de la fumée (cigarette ou autre) dans le grand. Cette fumée est maintenue par une plaque en plexiglas transparent (que l'on peut percer pour injecter la fumée).

Le rayon laser est obtenu à partir d'un pointeur laser de conférence.

Le schéma ci-contre présente le protocole expérimental.



Dispositif expérimental

Résultats



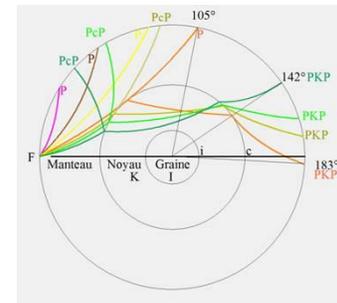
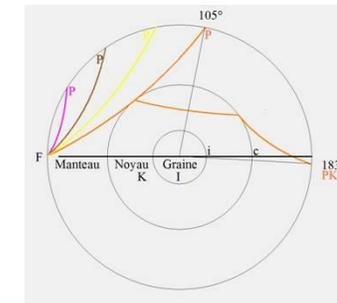
Mise en évidence d'un rayon direct



Un rayon tangentiel au cristallisoir central met bien en évidence la zone d'ombre



Mise en évidence d'un rayon réfracté



Trajet réel des rais sismiques à l'intérieur de la Terre

La discontinuité que l'on vient de mettre en évidence est **la discontinuité de Gutenberg**.

Elle sépare le manteau du noyau .

À son niveau, on quitte le manteau solide pour entrer dans le noyau dont le comportement est celui d'un liquide vis-à-vis des ondes S. Les sismologues ont en effet montré que les ondes S y sont arrêtées et l'on sait que ces dernières ne se propagent pas dans les liquides (voir diapositive 61).

La diapositive suivante explique ce qui se passe au niveau de cette discontinuité de Gutenberg.

Le dernier rai qui sort à 102° est tangent à la discontinuité.

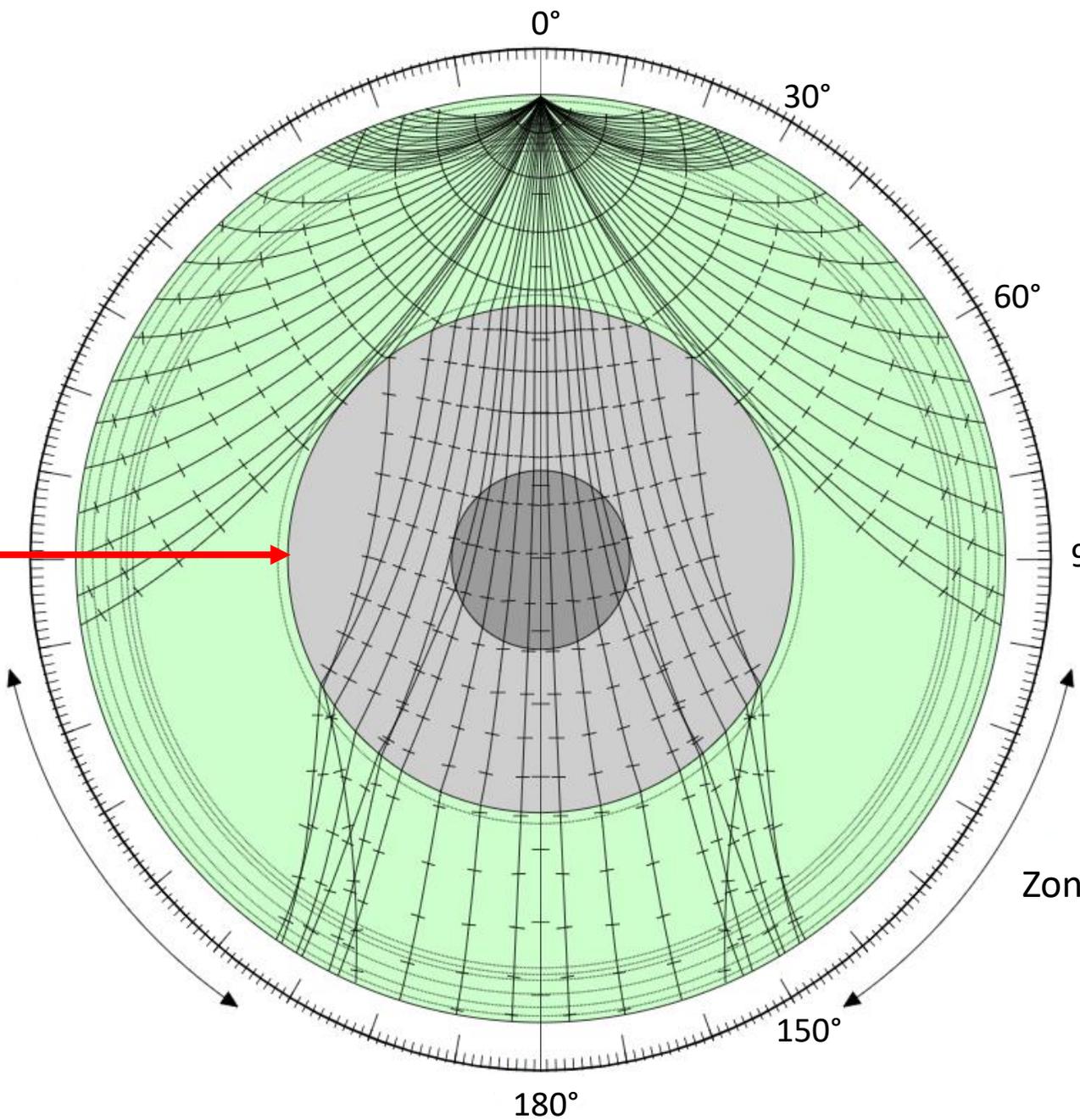
Le rai un peu plus abrupt pénètre dans le noyau en subissant une réfraction. Obligatoirement, le rayon réfracté va se rapprocher de la normale au point d'incidence puisque l'on passe d'un milieu plus dense, le manteau, dans un milieu moins dense, le noyau.

Puis il va parcourir le noyau où il va être ralenti puis subir une nouvelle réfraction en sortant du noyau. Mais là, le rayon réfracté va s'éloigner de la normale au point d'incidence puisque l'on passe cette fois-ci d'un milieu moins dense dans un milieu plus dense.

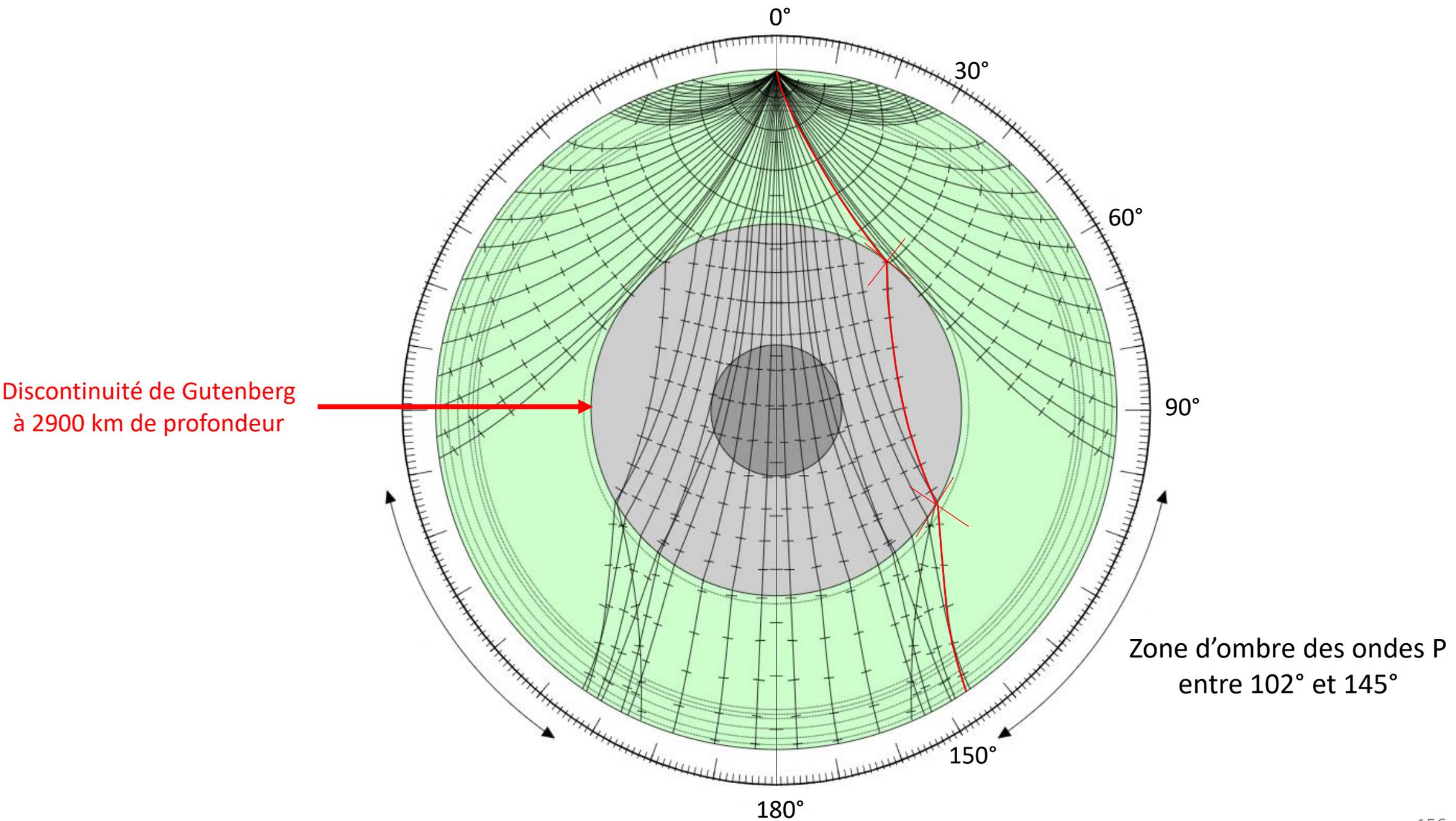
Il va sortir à 145° . Voir diapositive 156

Le logiciel « Ondes P » permet de localiser la discontinuité de Gutenberg à 2900 km de profondeur (diapositive 157).

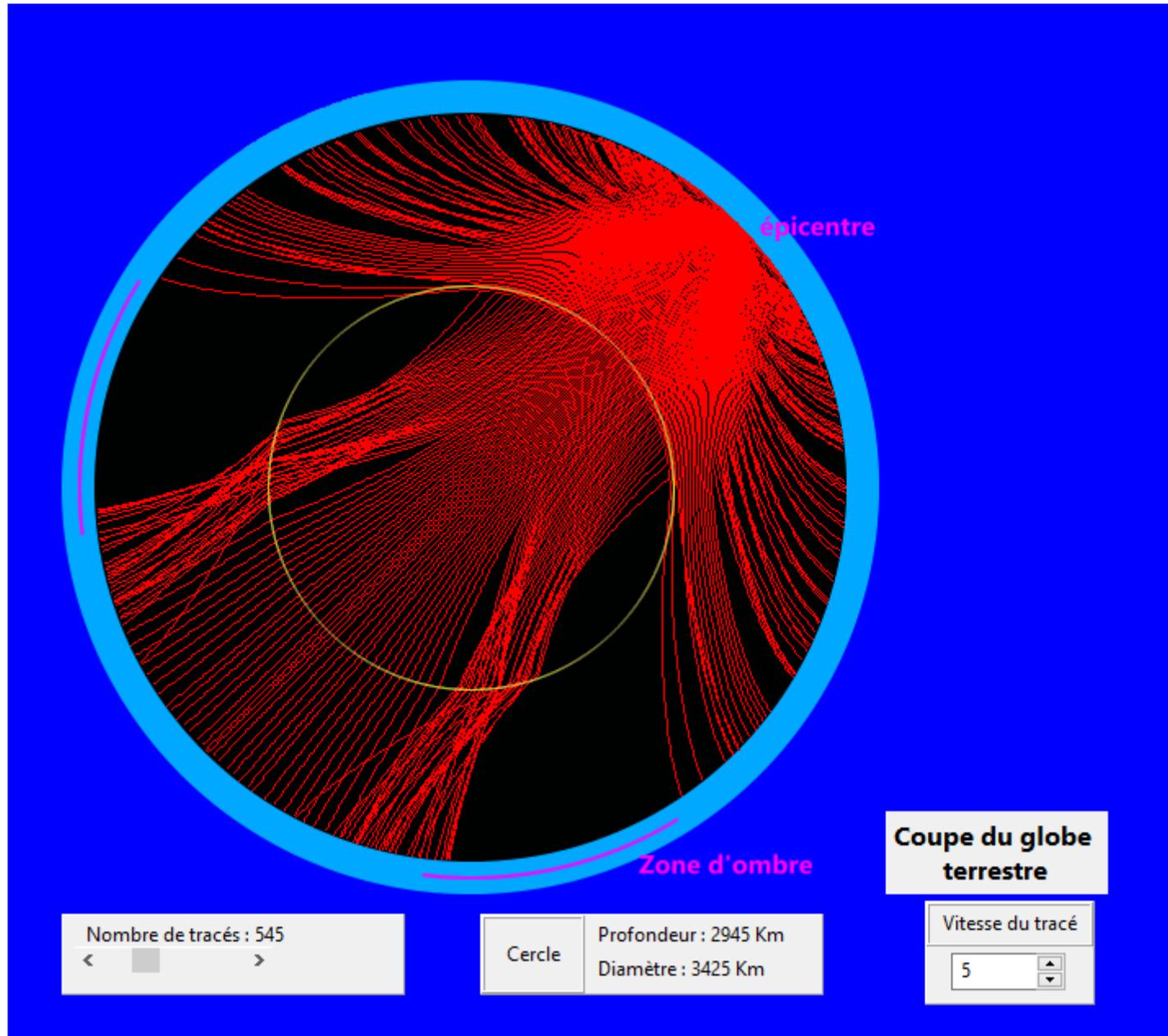
Discontinuité de Gutenberg
à 2900 km de profondeur



Zone d'ombre des ondes P
entre 102° et 145°



Ondes P



3- Mise en évidence de la graine Discontinuité de Lehman

Les deux diapositives suivantes présentent de nouveau le document de la diapositive 148 puis le même document mais complet !!!!!

Et l'on constate alors sur le document complet que la « zone d'ombre » reçoit en fait des ondes P !!!

Comment expliquer ces ondes P qui arrivent dans la « zone d'ombre » alors qu'elles ne le devraient pas ?

Tout d'abord, on peut avoir une idée de la vitesse des ondes P qui abordent la discontinuité de Gutenberg. En assimilant la courbe qu'elles parcourent dans le manteau à l'arc de cercle séparant l'épicentre de leur point d'émergence à 102° , leur vitesse très approximative est de :

Distance parcourue : $(40000 \text{ km} / 360^\circ) \times 102^\circ = 11300 \text{ km}$, tout ça en 14 minutes soit 840 s.

Vitesse des ondes P arrivant tangentiellement sur la discontinuité de Gutenberg : $11300 \text{ km} / 840 \text{ s} \approx 13 \text{ km/s}$.

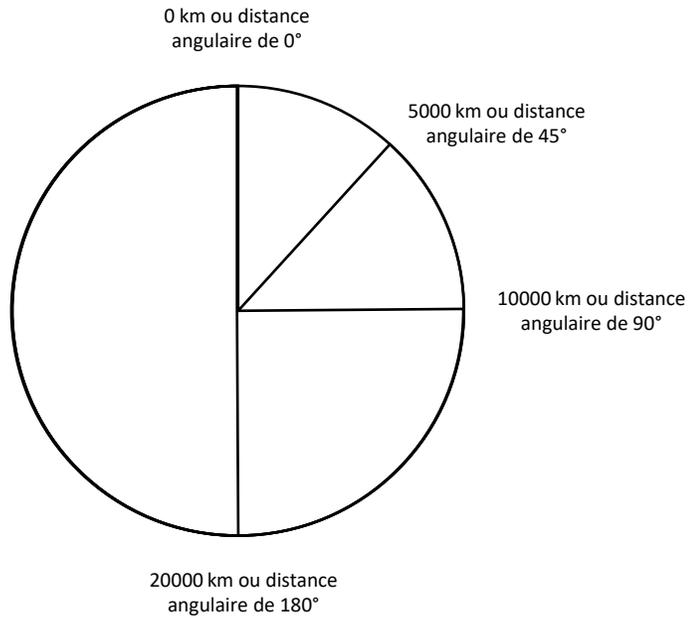
Celles parvenant par exemple à $115,8^\circ$ donc dans la « zone d'ombre » ont parcouru $(40000 \text{ km} / 360^\circ) \times 115,8^\circ = 12850 \text{ km}$ en 19 minutes soit 1140 s. Elles se sont donc déplacées à la vitesse de 11 km/s au lieu de 13 km/s.

Si elles ont été ralenties, c'est qu'elles se sont propagées dans le noyau dont on a dit qu'il avait un comportement de liquide sous la discontinuité de Gutenberg.

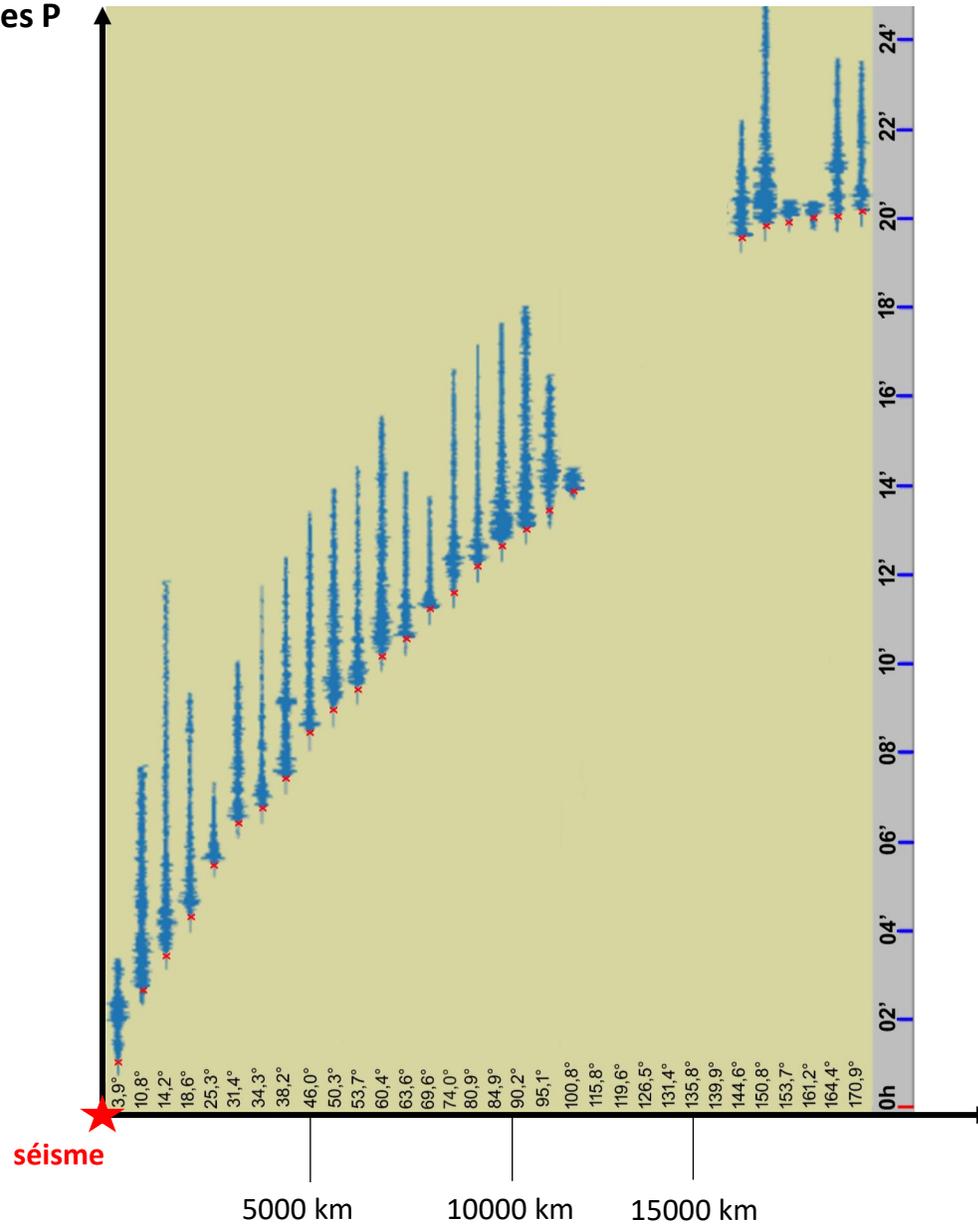
Mais si l'on veut qu'elles ressortent entre 102° et 145° , c'est géométrique, on est obligé de faire intervenir une réflexion pour les « renvoyer vers la surface » donc obligé d'admettre l'existence d'une nouvelle discontinuité dans le noyau (diapositive 162).



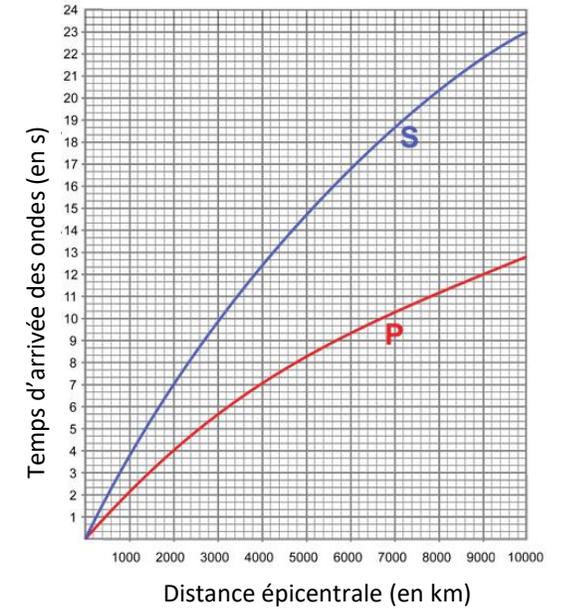
temps d'arrivée
des ondes P



Circonférence de la Terre = 40000 km

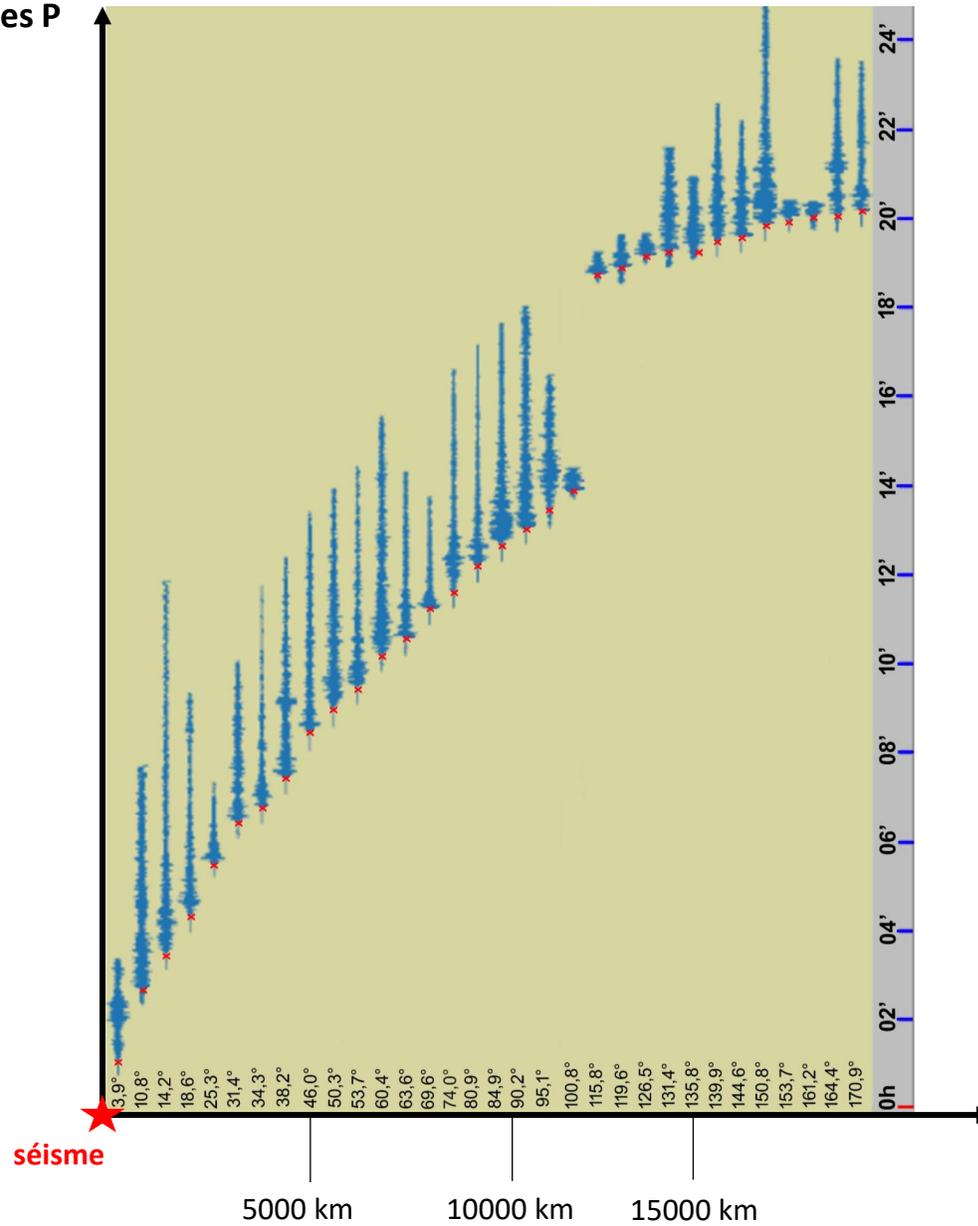
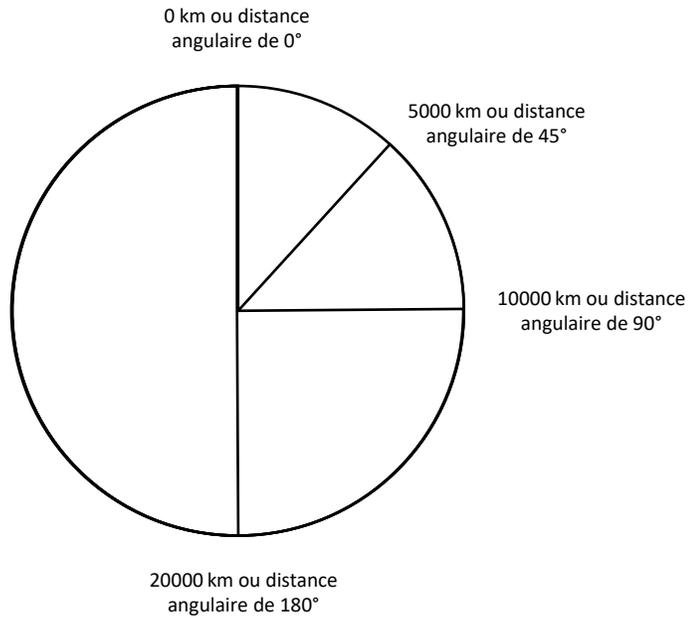


distance épicentrale
mesurée en °

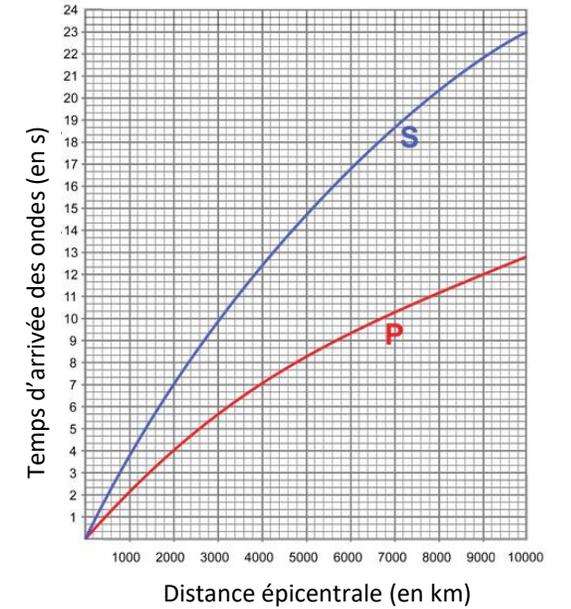


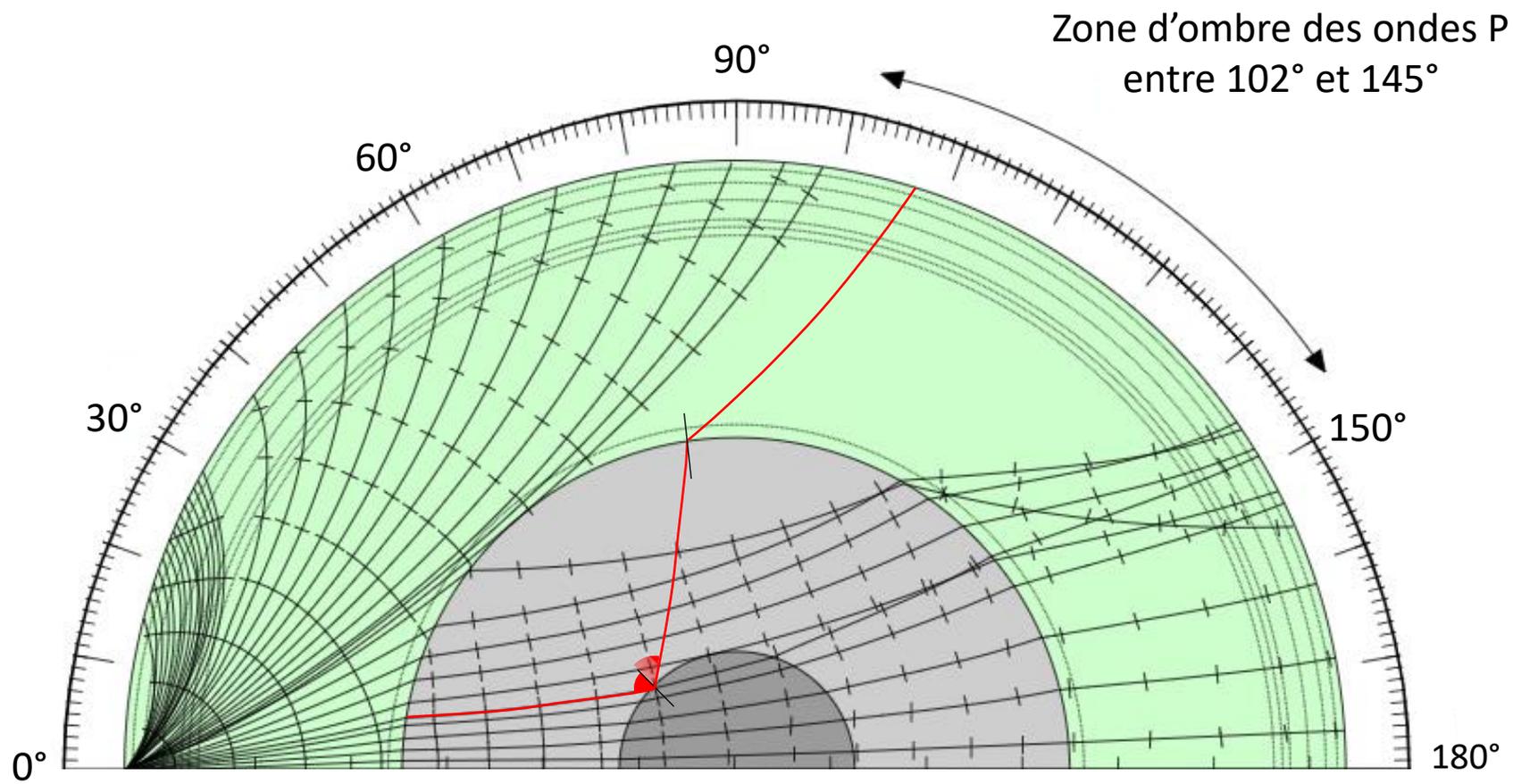


temps d'arrivée
des ondes P



distance épiscoptrale
mesurée en °



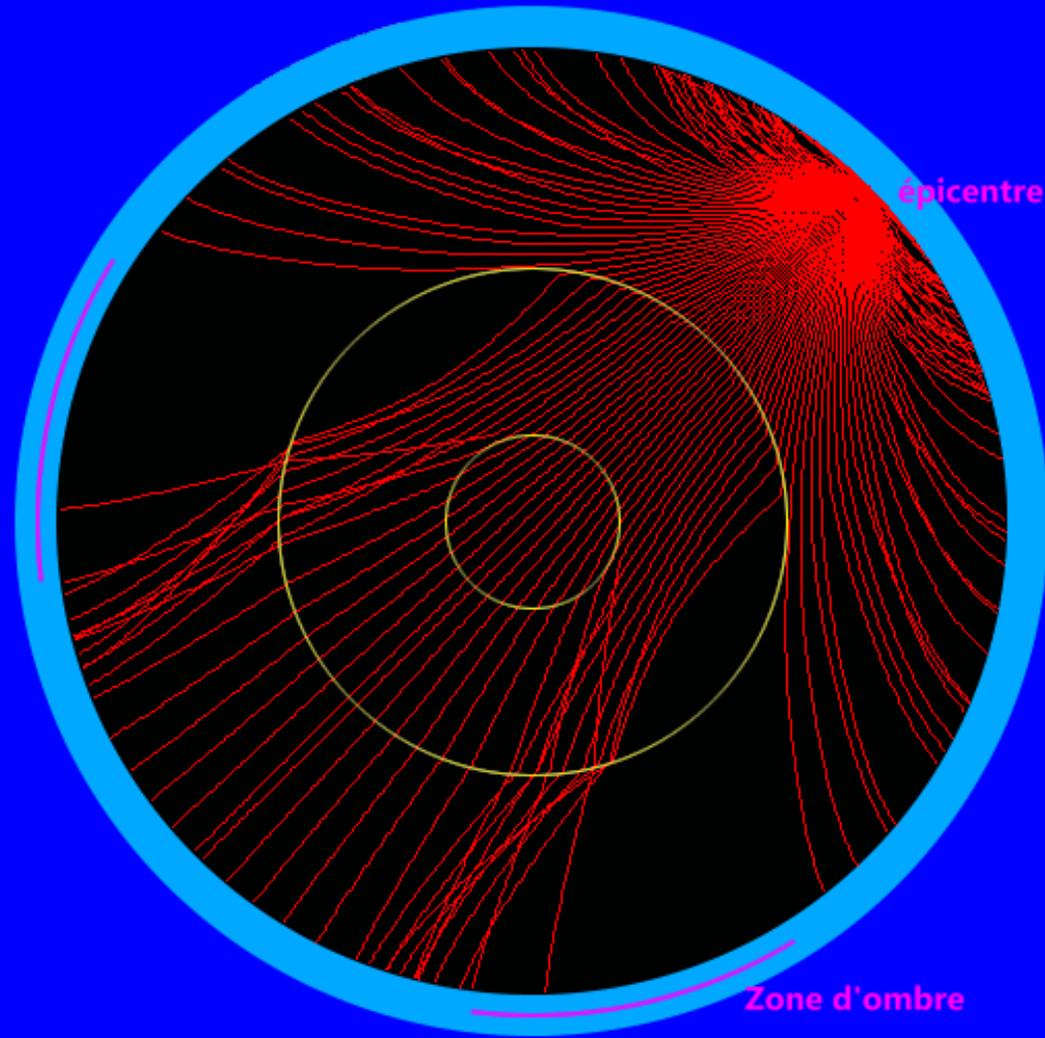


Cette nouvelle discontinuité est **la discontinuité de Lehman**. Elle divise le noyau en deux parties :

- le **noyau externe** dont nous avons vu qu'il avait un comportement de liquide vis-à-vis des ondes S,
- le **noyau interne ou « graine »** de nouveau solide comme le manteau.

Le logiciel « ondes P » permet de situer cette discontinuité à environ 5150 km de profondeur (voir diapositive suivante).

Ondes P

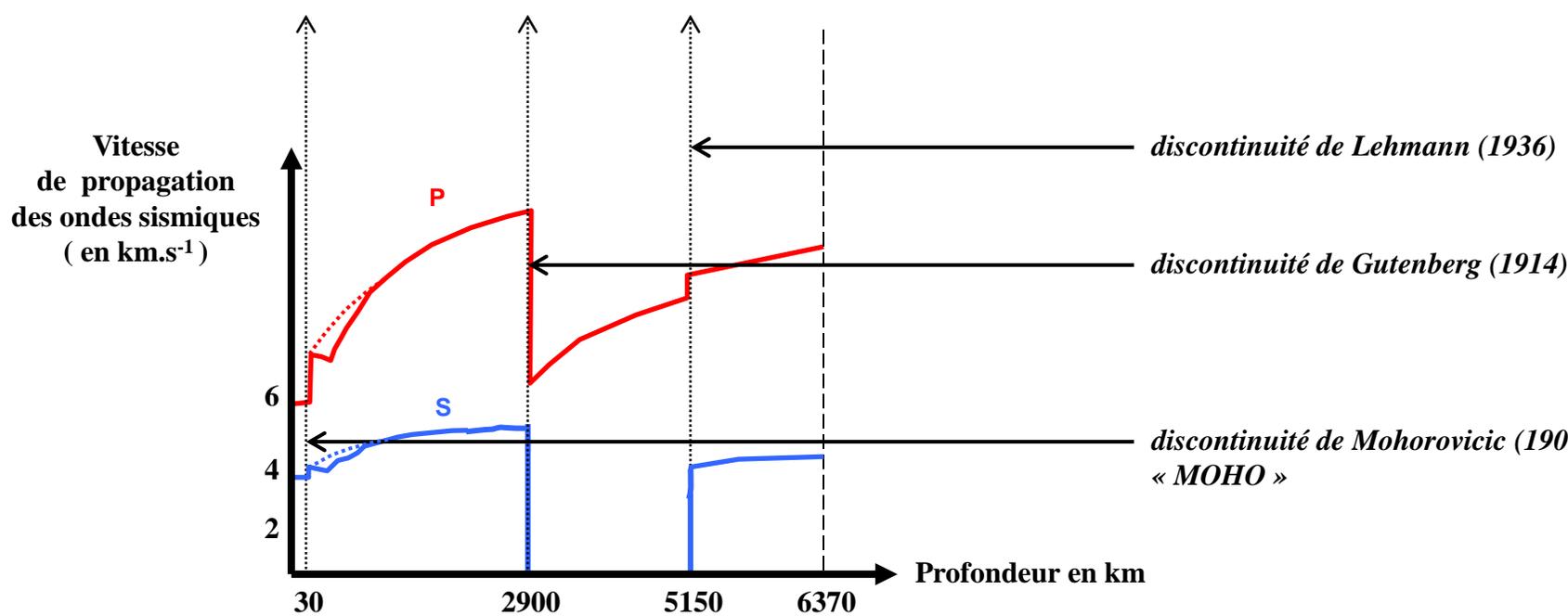
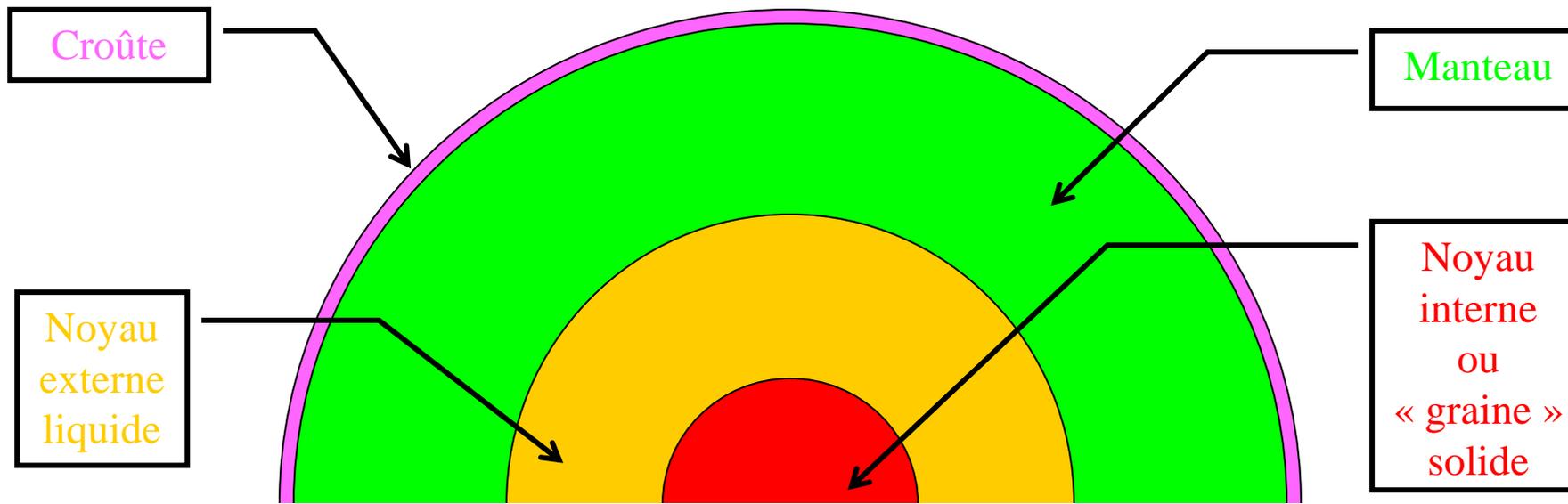


Nombre de tracés : 201
< █ >

Cercle
Profondeur : 5195 Km
Diamètre : 1175 Km

Coupe du globe terrestre
Vitesse du tracé
5

Synthèse



III- Composition chimique du globe

A- Expériences de laboratoire

La loi de Birch (1961)

La diapositive suivante représente les variations de vitesse des ondes P et S, de la densité et de la pression en fonction de la profondeur.

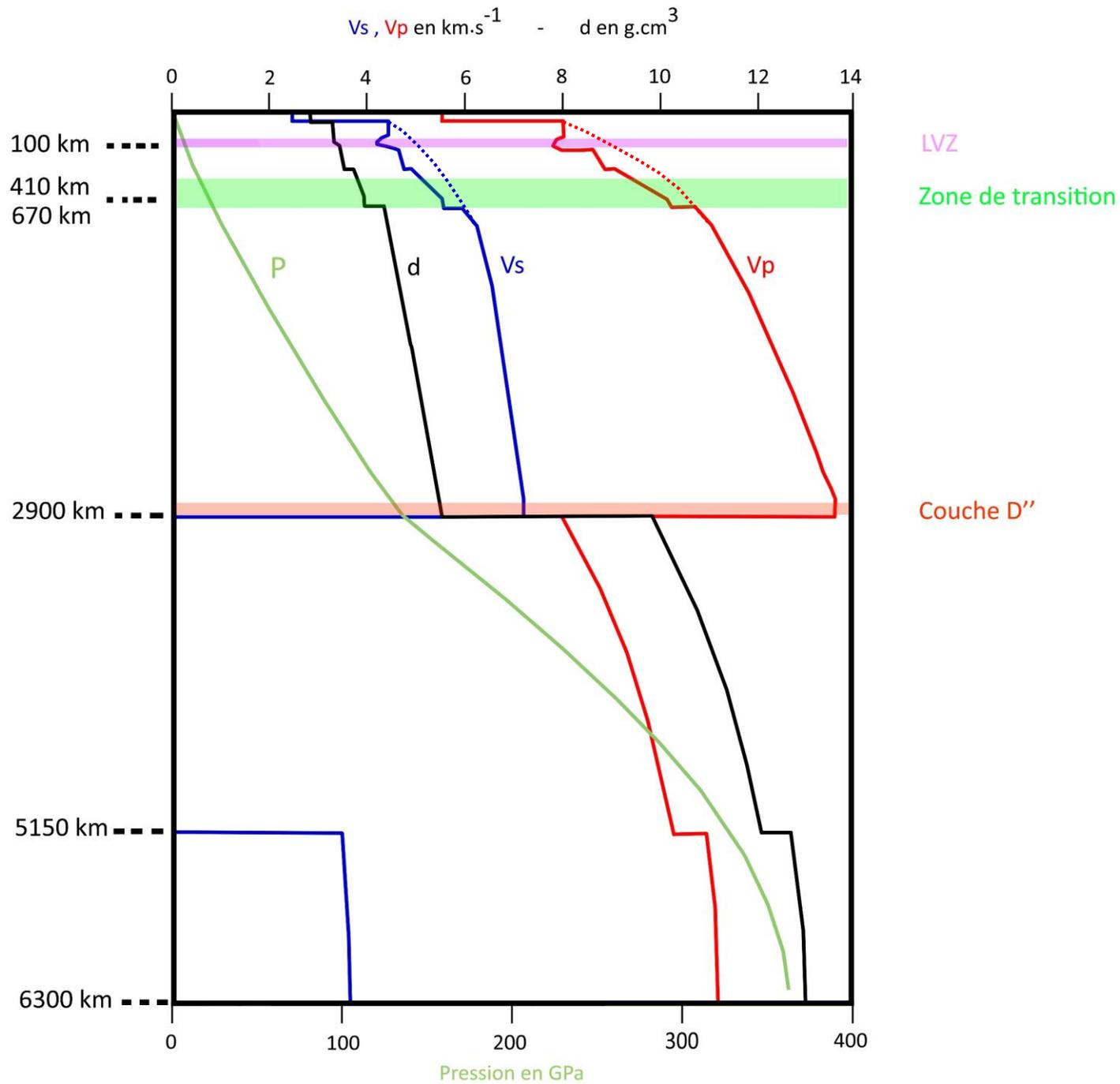
Ce document a pu être établi à partir de l'analyse détaillée d'hodochrones et d'expériences en laboratoire utilisant la cellule à enclumes de diamant (diapositive 173).

Dans le manteau, la densité augmente régulièrement de 3 à 5-6 ; de même, la vitesse des ondes P passe de 8 à presque 14 km/s.

Dans le noyau, la densité augmente également régulièrement, de 10 à 13 ; il en est de même aussi de la vitesse des ondes P qui passe de 8 à 11 km/s.

Remarque : Si on fait attention quand même, on constate qu'il y a un problème au niveau de la discontinuité de Gutenberg. Les courbes de densité et de vitesse se croisent !!!!!

En effet, alors que la vitesse des ondes P diminue de façon importante puisqu'on entre dans le noyau externe à comportement de liquide vis-à-vis des ondes S, la densité, elle, augmente de façon considérable : elle passe de 5 à 10, elle double pratiquement.



Qu'a fait F. BIRCH ? Diapositive 173

Il a procédé en deux temps :

1- il établit d'abord une relation entre la pression et la densité de différents matériaux. Il utilise pour cela une cellule à enclumes de diamant inventée par Williams Bridgman (1882-1961), Prix Nobel de physique en 1946.

Ce sont les segments de droite noirs sur le diagramme de la diapositive suivante.

On constate alors que la densité augmente avec la pression.

2- puis il reporte dans le même diagramme les domaines de pression et de vitesse des ondes P régnant respectivement dans le manteau et dans le noyau.

Ce sont les deux domaines coloriés en jaune.

Il recherche ensuite quels sont les éléments chimiques qui satisfont le mieux aux conditions régnant dans ces deux domaines (manteau et noyau) en termes de densité et de vitesse des ondes P.

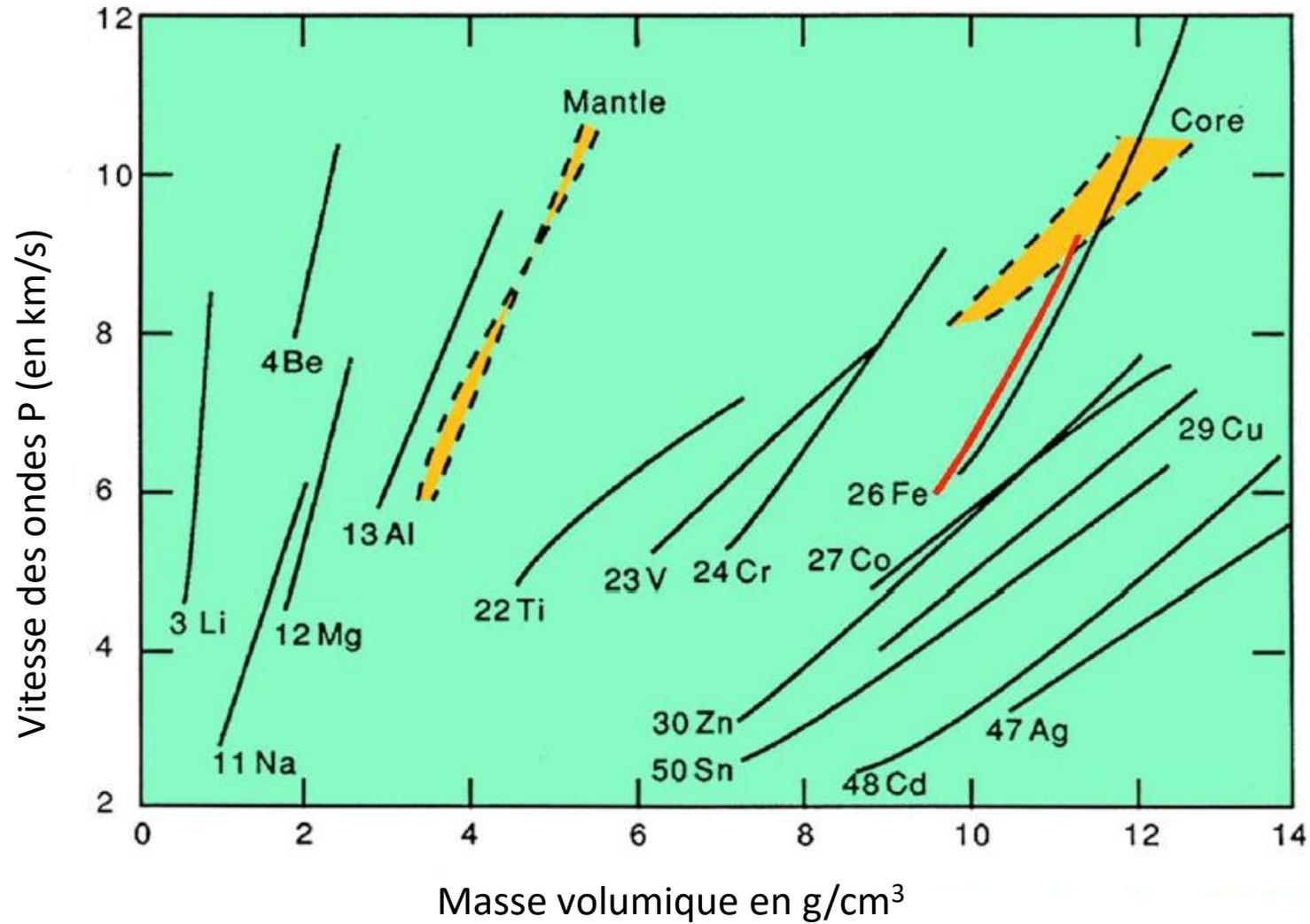
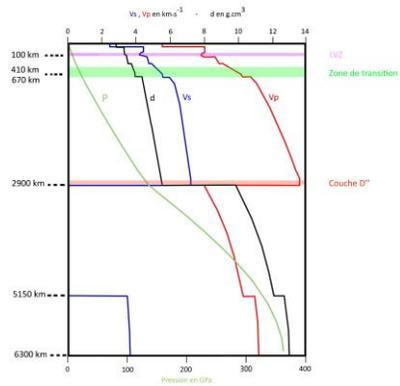
Quel est alors l'élément chimique qui correspond le mieux aux conditions du manteau : $d = 3$ à $5-6$ et $V_p = 8$ à 14 km/s ? C'est l'aluminium.

⇒ Il en déduit que le manteau serait riche en aluminium tout comme la croûte d'ailleurs d'où les anciennes qualifications de « SiAl » et de « Sima ».

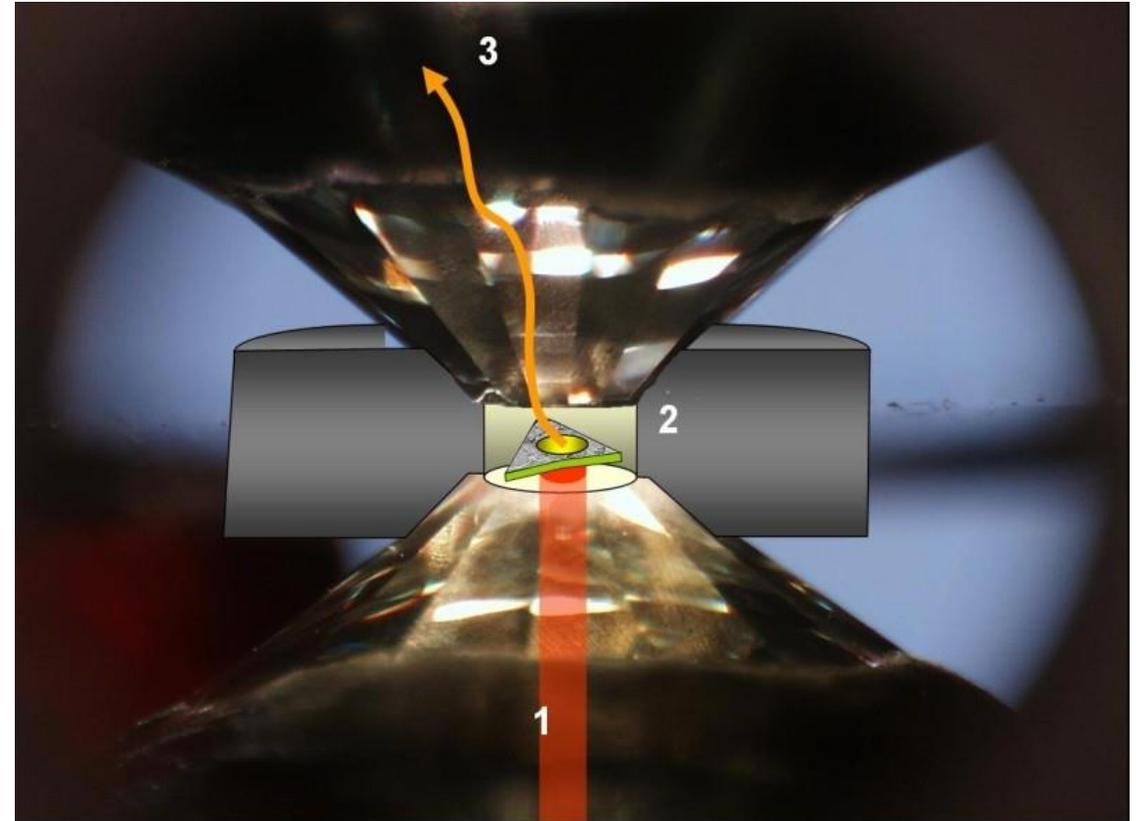
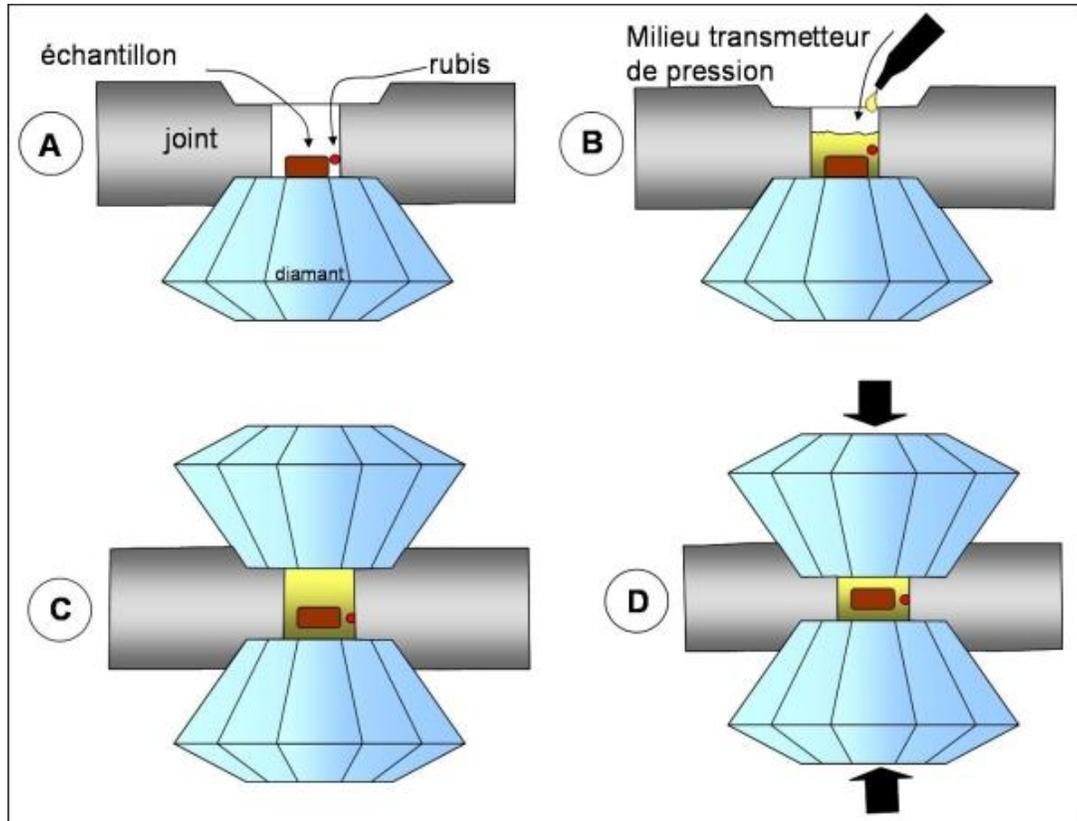
Quel est l'élément chimique qui correspond le mieux aux conditions du noyau : $d = 10$ à 13 et $V_p = 8$ à 11 km/s ? C'est le fer.

⇒ Le noyau serait riche en fer d'où l'ancienne appellation de NiFe.

Vitesse des ondes sismiques P en fonction de la masse volumique selon BIRCH (1963)



La cellule à enclumes de diamant



BIRCH utilise pour cela la cellule à enclumes de diamant inventée par son professeur Williams Bridgman (1882-1961), Prix Nobel de physique en 1946.

3000° C
Pressions de l'ordre de 40 GPa

Mégapresses
4700° C
425 GPa

B- Les apports des météorites





Pallasite (Achondrite - Sidérolithe de la limite Manteau-Noyau)



Sidérite (Achondrite métallique du Noyau)



Eucrite (Achondrite pierreuse de composition basaltique)



Chondrite

APPORTS DES MÉTÉORITES

Les météorites, vestiges de la formation de la Terre

Les météorites sont des astéroïdes qui tombent sur la Terre quand leur trajectoire elliptique recoupe celle de notre planète. Leur diamètre varie du micromètre à 700 km.

On en distingue deux types principaux :

1- Les **chondrites** : Elles tirent leur nom des nombreux petits globules vitreux ou **chondres** qu'elles renferment. Ces chondres sont à composition d'olivine, de pyroxène et de feldspath plagioclase et sont noyés dans une matrice cristalline de même nature mais enrichie en Fer et en Nickel. Ce sont de loin les plus nombreuses : **elles représentent 90 % des météorites.**

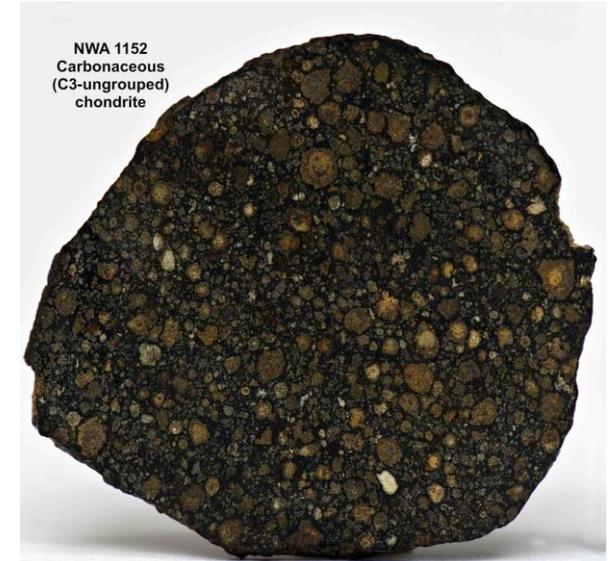
Deux faits importants sont à noter en ce qui les concerne :

- Toutes les chondrites qui ont été récoltées à la surface de la Terre ont été datées par radiochronologie à 4,55 milliards d'années ; elles ont donc le même âge radiométrique que la Terre, elles ont l'âge du début de la formation du Système Solaire.

- **Leur densité est voisine de 5,5, densité de la Terre.**

Leur composition chimique doit donc être la même que celle de la Terre globale c'est-à-dire de la Terre après avoir mélangé toutes ses enveloppes (croûte, manteau, noyau). Et cette composition chimique globale doit être aussi celle de toutes les autres planètes du Système solaire et du Soleil, aux éléments volatils près.

En conséquence, on peut conclure que tout le Système Solaire, né il y a 4,55 milliards d'années, avait une composition chimique chondritique et bien évidemment, il en était de même du nuage de poussières à partir duquel il s'est constitué.



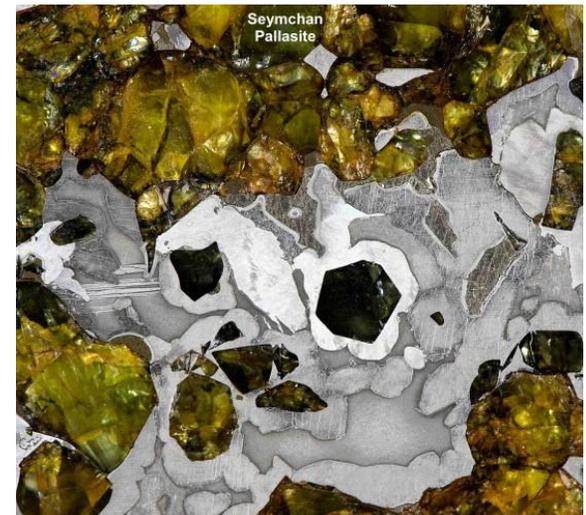
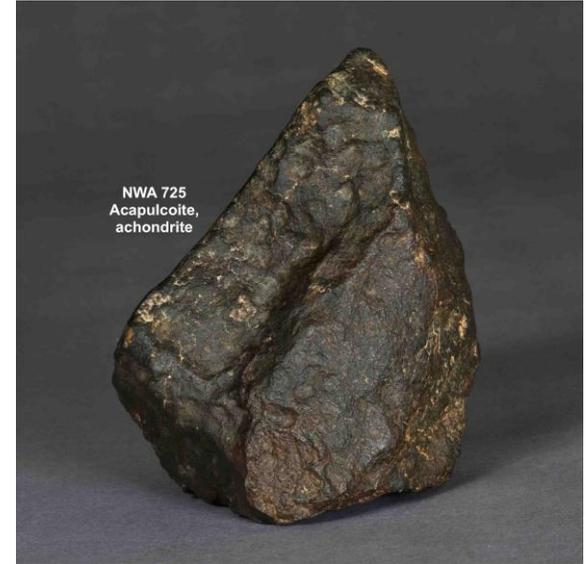
2- Les **achondrites** : Elles tirent leur nom de l'absence de chondres ! Elles forment les **10 % restants des météorites** et se répartissent elles-mêmes en trois types principaux :

- les **achondrites basaltiques** de composition voisine de celle du basalte et du gabbro de la croûte océanique et de densité de l'ordre de 3 ;
- les **achondrites péridotitiques** de composition identique à celle des péridotites du manteau, d'une densité moyenne comprise entre 4 et 6 ;
- et les **sidérites** faites d'un alliage de Fer et de Nickel, d'une densité de l'ordre de 11 .

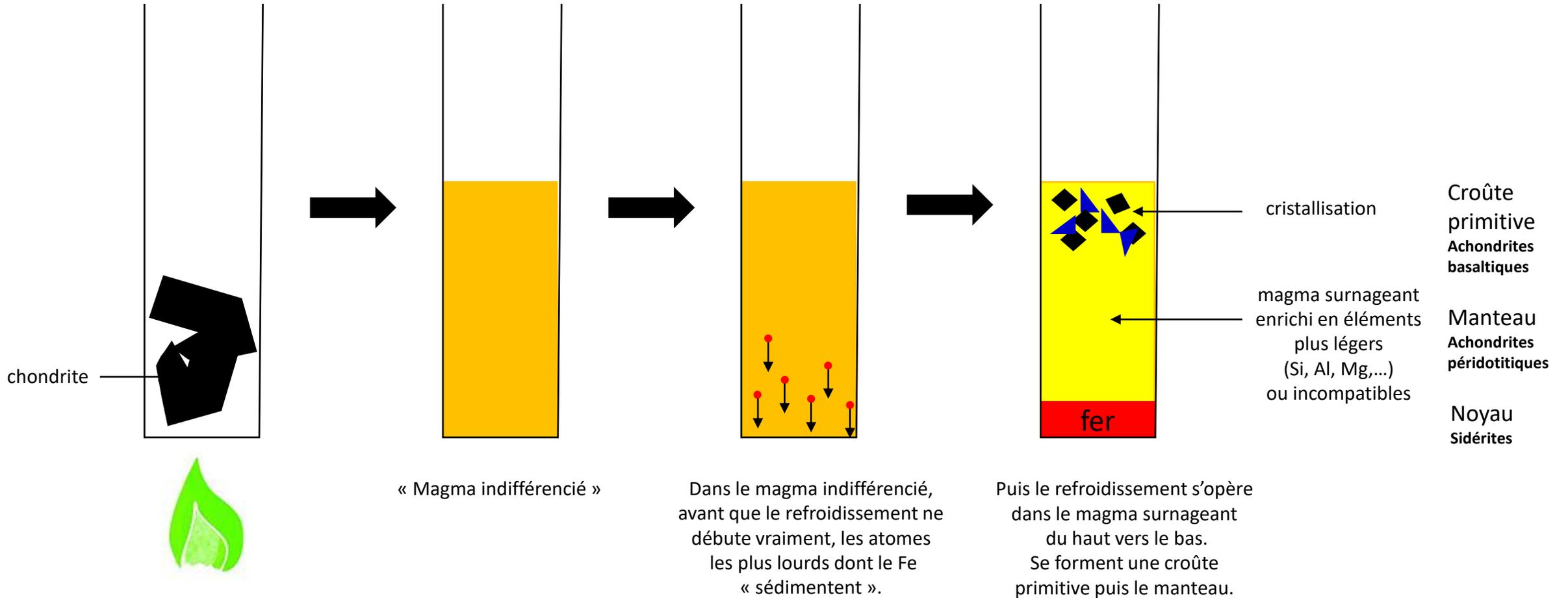
Deux faits importants sont également à noter en ce qui les concerne :

- La datation de ces achondrites donne un âge plus récent de **20 à 50 millions d'années par rapport à celui des chondrites**.
- D'autre part, on a montré expérimentalement (voir diapositive suivante) qu'après avoir porté à fusion une chondrite, celle-ci était capable de donner naissance à tous les types d'achondrites par différenciation (précipitation + refroidissement) : le Fer et le Nickel, denses, tombent au fond du creuset et les éléments silicatés plus légers se rassemblent au contraire en surface pour former les péridotites et les gabbros.

On pense donc aujourd'hui que les achondrites, plus jeunes que les chondrites et de composition variée, proviendraient de planétoïdes relativement gros qui, après être passés par un stade fondu, magmatique, se seraient différenciés très rapidement, en 20 à 50 millions d'années avant de se fragmenter ensuite en météorites.

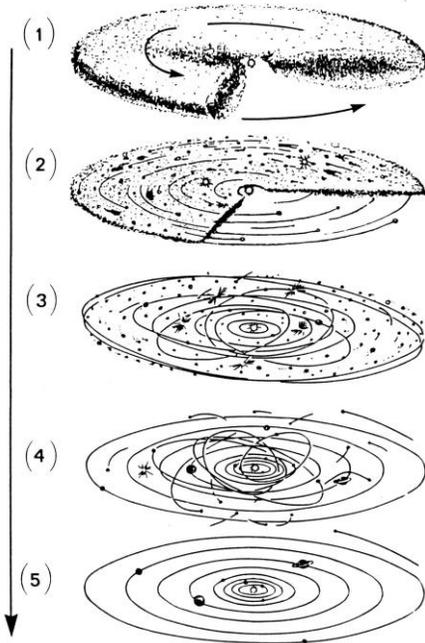


D'après « Histoire de la Terre », de C. Babin et S. Elmi - Armand Colin 1994



La formation du Système solaire

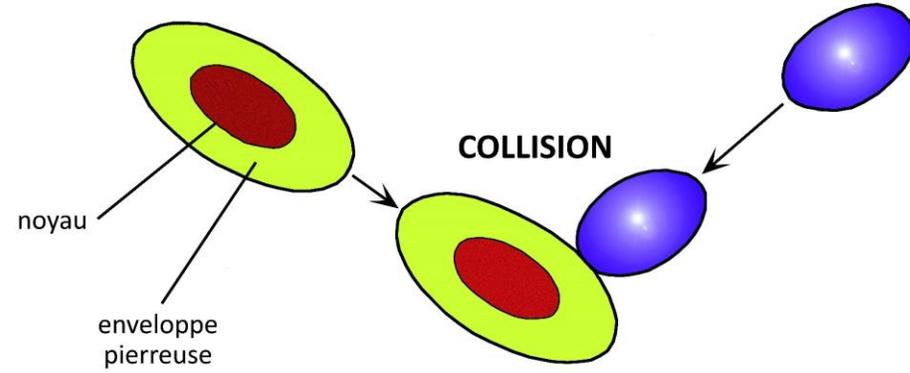
(extrait de « De la pierre à l'étoile »,
Allègre, Fayard)



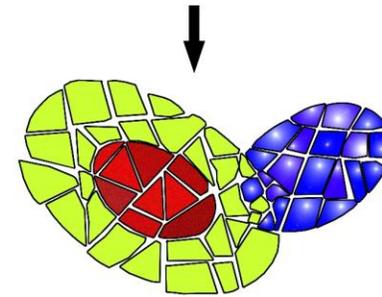
Ce schéma est l'illustration en cinq étapes de la théorie de l'école russe sur la formation des planètes. Les phases successives se déroulent de haut en bas. Les travaux américains, notamment ceux de Wetherill, ont donné une échelle de temps à ce schéma. Pour passer de (1) à (4), il faut 5 à 10 millions d'années ; de (4) à (5), de 50 à 100 millions d'années (d'après Levin, 1972).

astéroïde différencié

astéroïde non différencié



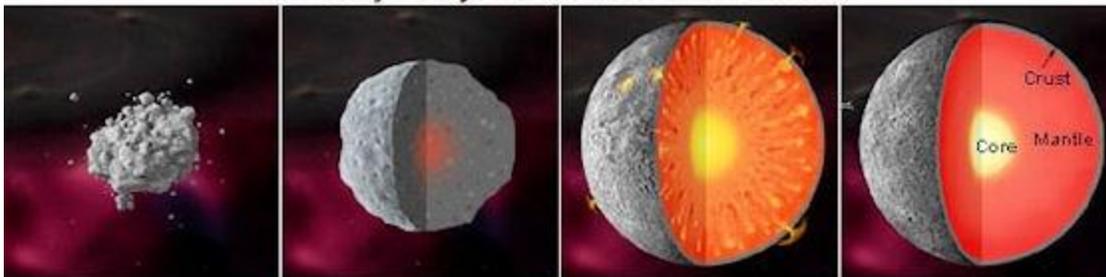
FRACTURATION



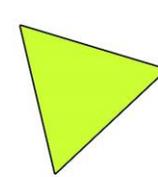
météorites (débris éjectés)



A Rocky Body Forms and Differentiates

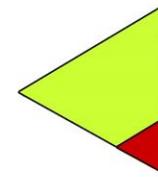


(From Smithsonian National Museum of Natural History - http://www.mnh.si.edu/earth/text/5_1_4_0.html)



pierreuse

(Eucrites à composition basaltique)



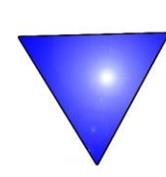
mixte

(sidérolithes comme les Pallasites)



métallique

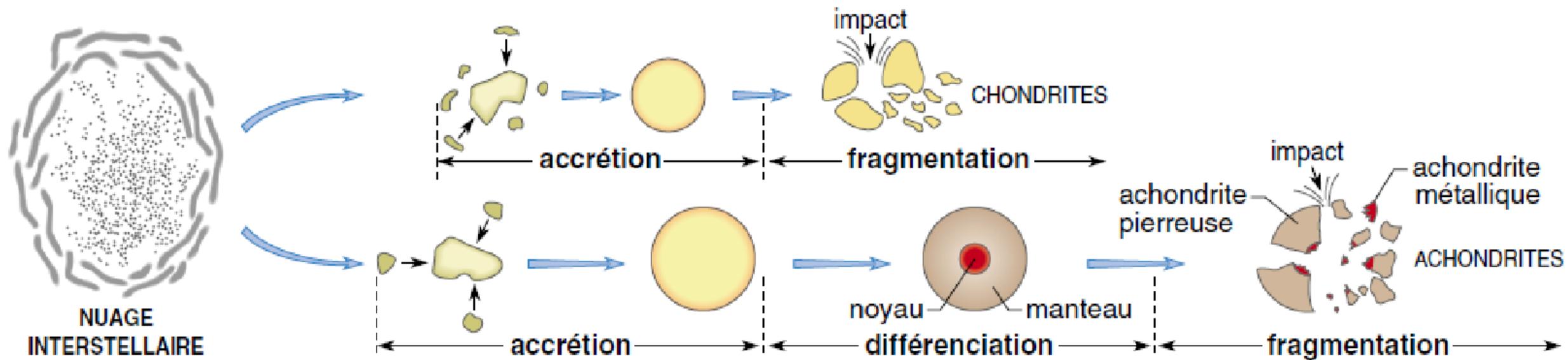
(sidérites)



ACHONDRITES

CHONDRITES 180

Différenciation des corps célestes à l'origine des météorites



Synthèse finale : structure du globe

Lithosphère

solide et rigide à comportement cassant
(Croûte + Manteau lithosphérique ML)

Asthénosphère

solide mais à comportement ductile
(Low Velocity Zone LVZ
+ Manteau asthénosphérique MA +
Zone de transition ZT)

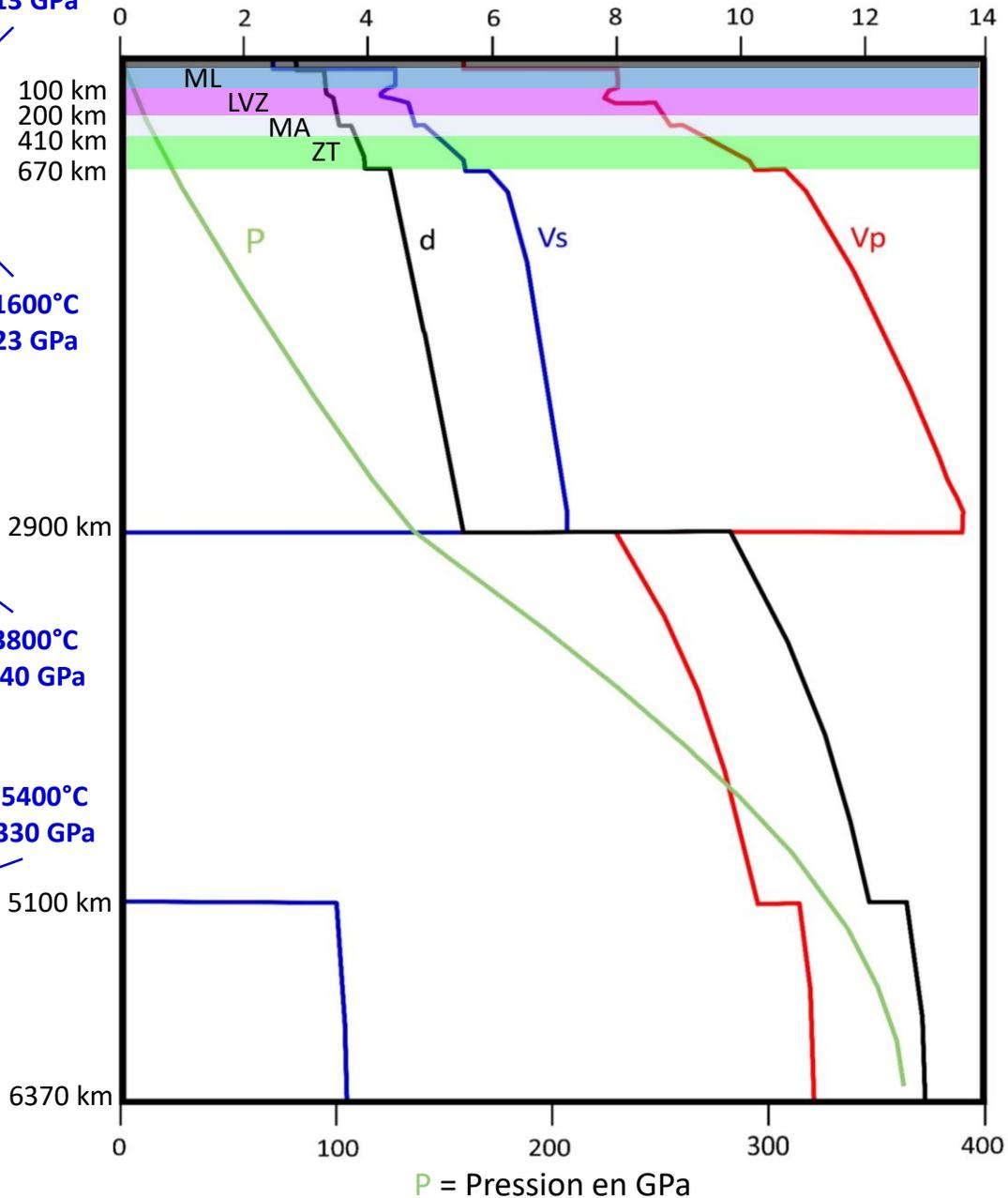
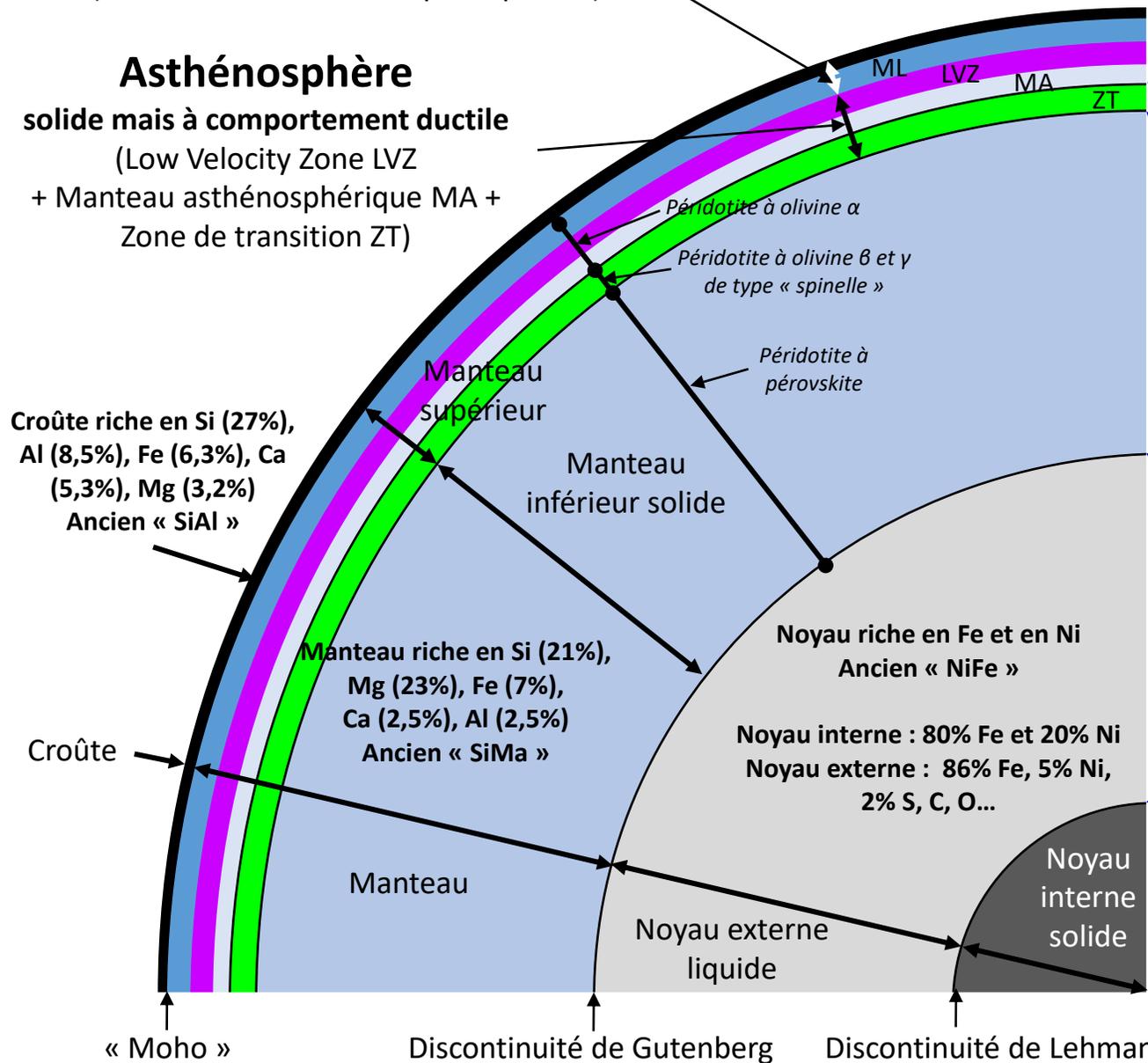
Vp et Vs en km/s - d en g/cm³

T = 1400°C
P = 13 GPa

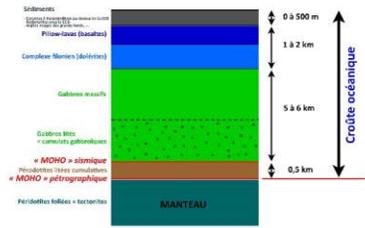
T = 1600°C
P = 23 GPa

T = 3800°C
P = 140 GPa

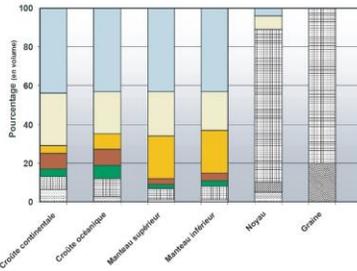
T = 5400°C
P = 330 GPa



Composition chimique, minéralogique et pétrographique



Croûte océanique de composition basaltique et gabbroïque (épaisseur : 8 à 10 km)



Croûte = « SiAl »
 Si : 26,7%
 Al : 8,4%
 Fe : 7%
 Ca : 5,3%
 Mg : 3,2%

Manteau = « SiMa »
 Si : 21%
 Mg : 22,8%
 Fe : 6,26%
 Ca : 2,53%
 Al : 2,35%

Noyau = « NiFe »
 Fe : 86%
 Ni : 5,2%
 S : 1,9%
 C, O ?

Noyau interne solide
 Fe : 80%
 Ni : 20%

Lithosphère solide rigide (à comportement cassant)
 (épaisseur moyenne : 100 km soit les dimensions d'un département français)

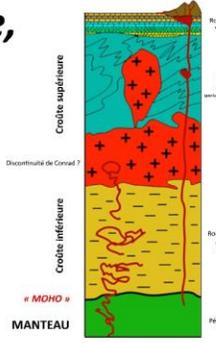
LVZ = Asthénosphère supérieure solide (à comportement très ductile, déformable)
 (épaisseur moyenne : 100 km)

Asthénosphère inférieure solide et ductile (mais moins que la LVZ)

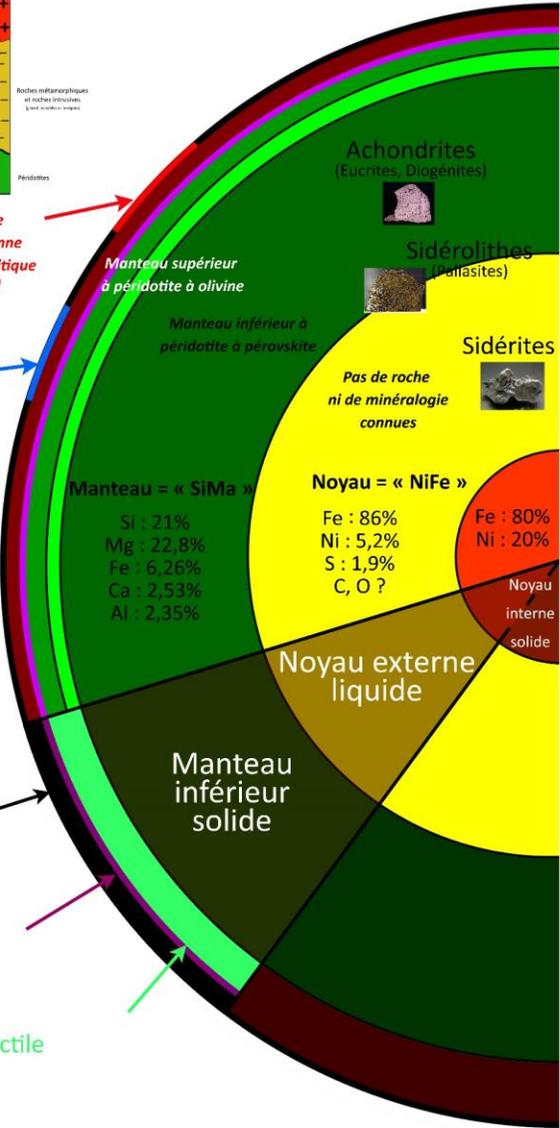
Comportement physique et mécanique des enveloppes de la Terre

Modèle PREM de la Terre (1981)

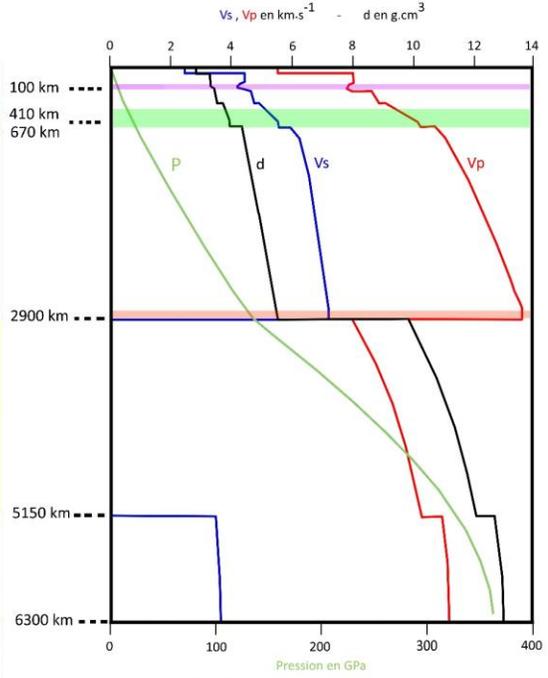
Apports des météorites



Croûte continentale de composition moyenne granitique et granodioritique (épaisseur : 30 à 35 km)



Données sismologiques



LVZ
 Zone de transition
 Couche D'

Principales discontinuités

Noyau interne
 P = 330 GPa
 T* = 5400°C
 Discontinuité de Lehmann (5150 km)
 Inge Lehmann (1936)
 Discontinuité physique (changement d'état d'un alliage Fe-Ni)

Noyau externe
 P = 140 GPa
 T* = 3800°C
 Discontinuité de Gutenberg (2900 km)
 Beno Gutenberg (1912)
 Discontinuité majeure de la Terre
 - changement d'état : noyau liquide / manteau solide
 - changement de composition chimique : alliage Fe-Ni / manteau silicaté
 - saut énorme de T* et de densité

Manteau inférieur
 P = 23 GPa
 T* = 1600°C
 Discontinuité de Mohorovicic (30 km)
 Andrija Mohorovicic (1909)
 Discontinuité chimique

Manteau supérieur

Croûte

La zone complexe du manteau supérieur comprise entre le « Moho » et la discontinuité située à 670 km sera étudiée lors du prochain TP sur la Tectonique des Plaques de même que la distinction entre lithosphère et asthénosphère.

FIN

