

Figure 1 : diagramme de phase de l'eau
<http://acces.ens-lyon.fr>

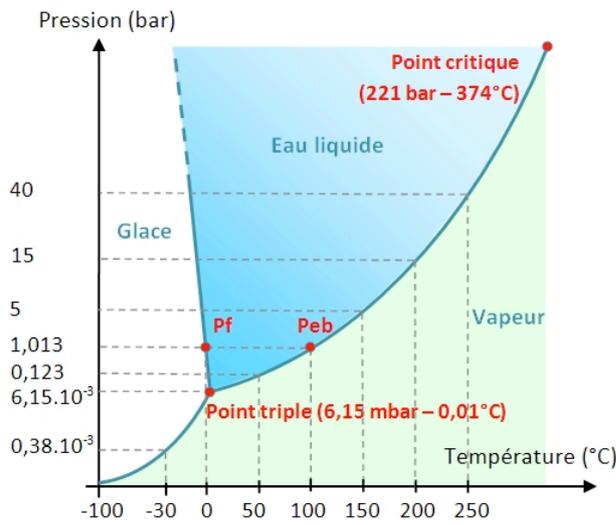


Figure 2 : composition de l'atmosphère et de l'eau de mer

Pourcentage en volume	Atmosphère	Eau de mer (salinité 35‰ à 10 °C)
Azote	78,08 %	62,1 %
Oxygène	20,95 %	34,4 %
Argon	0,93 %	1,7 %
Dioxyde de carbone	0,03 %	1,8 %

Figure 3 : stratification de l'atmosphère

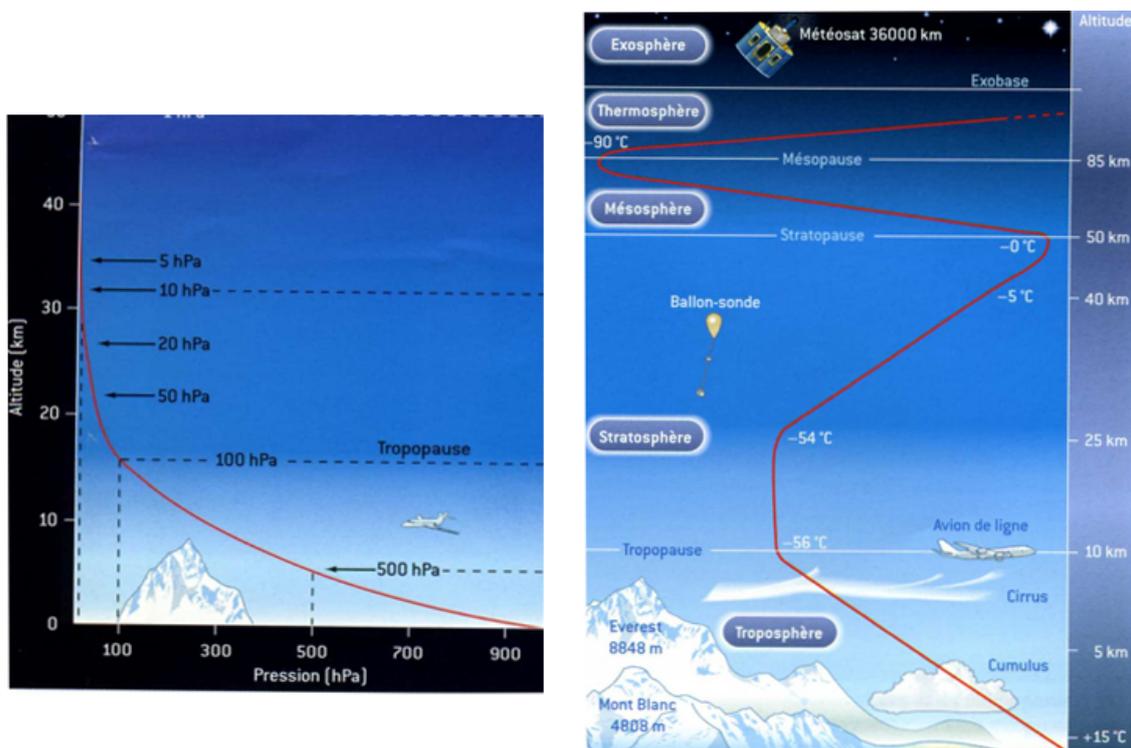


Figure 4 : profil de température et stratification de l'océan

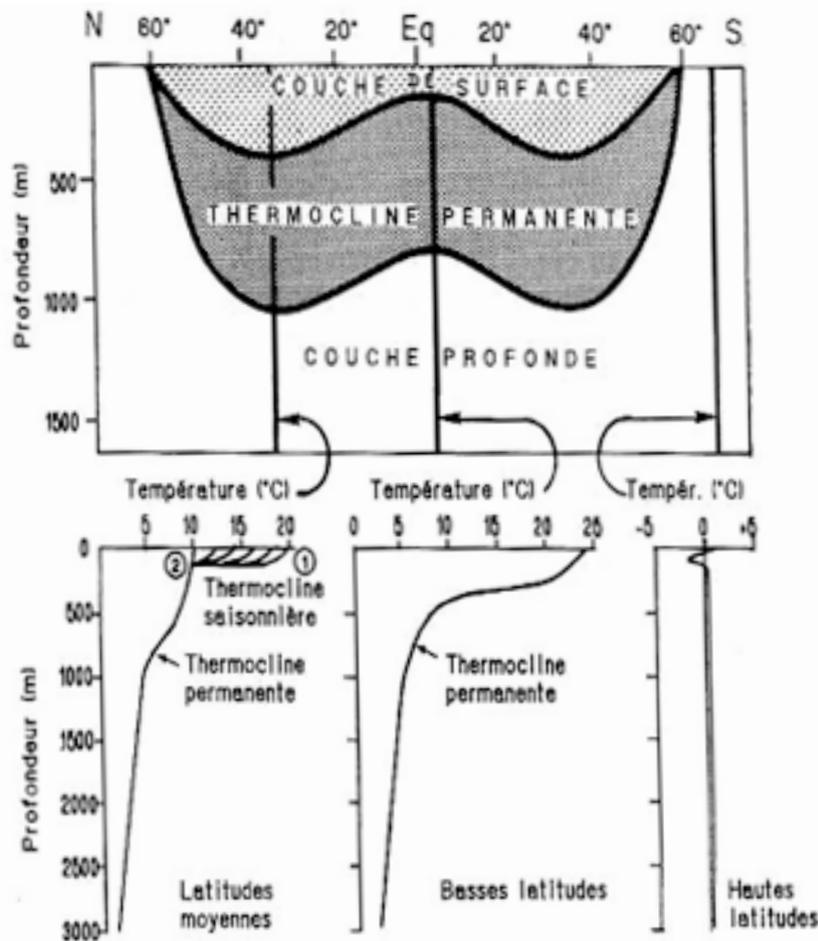
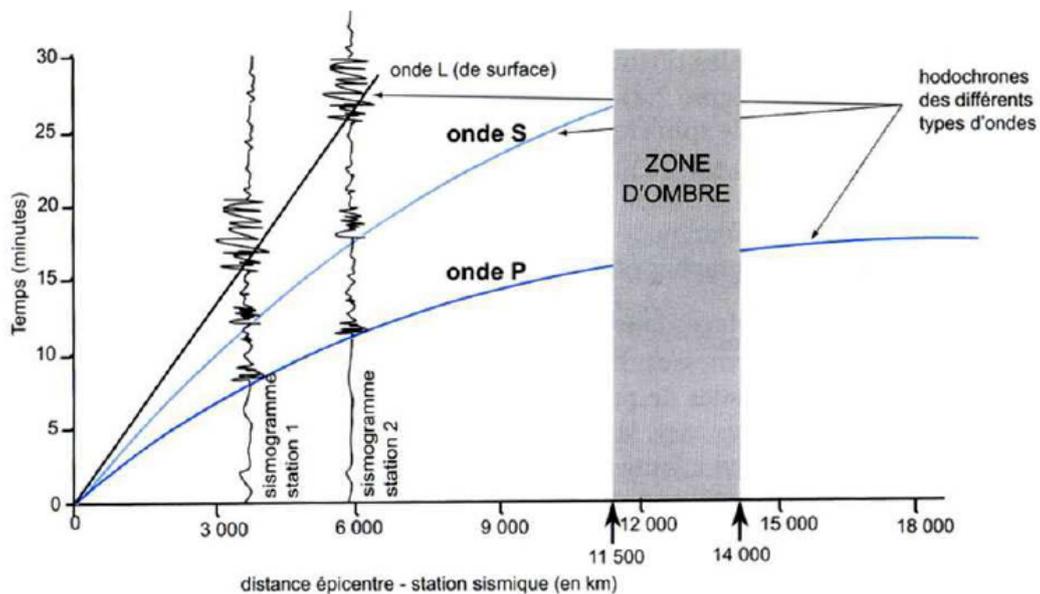
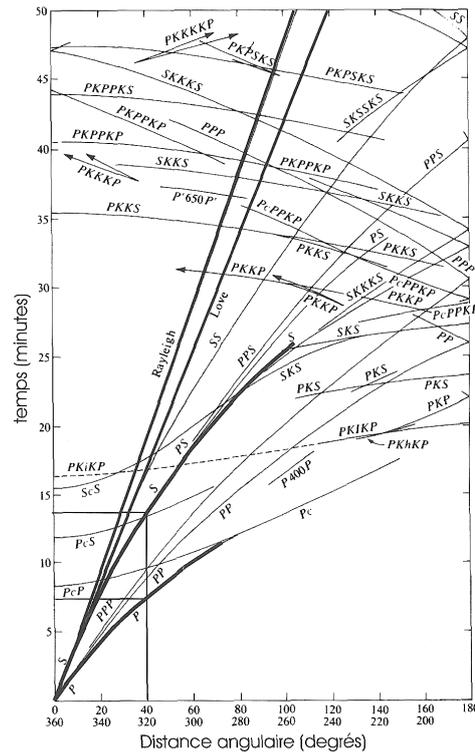


Figure 5 : hodochrones construits à partir d'un séisme superficiel
(in Peycru et al., Dunod 2008 / in Larroque et Virieux, GB, 2001)

Principe de construction d'un hodochrone



Hodochrone obtenu pour un séisme superficiel : interprétation et nomenclature figure 8



– Hodochrones construites à partir de la mesure du temps d'arrivée des différents types d'ondes à différentes stations sismologiques pour un foyer superficiel. Tout train d'onde est identifié et pointé à chaque station et l'interprétation que le sismologue donne suivant un trajet du rayon sismique résulte d'une connaissance a priori du milieu traversé. La nomenclature des trajets est définie dans la figure 3.52. Les ondes principales P, S et L sont en gras.

Figure 6a : détermination de la profondeur du Moho

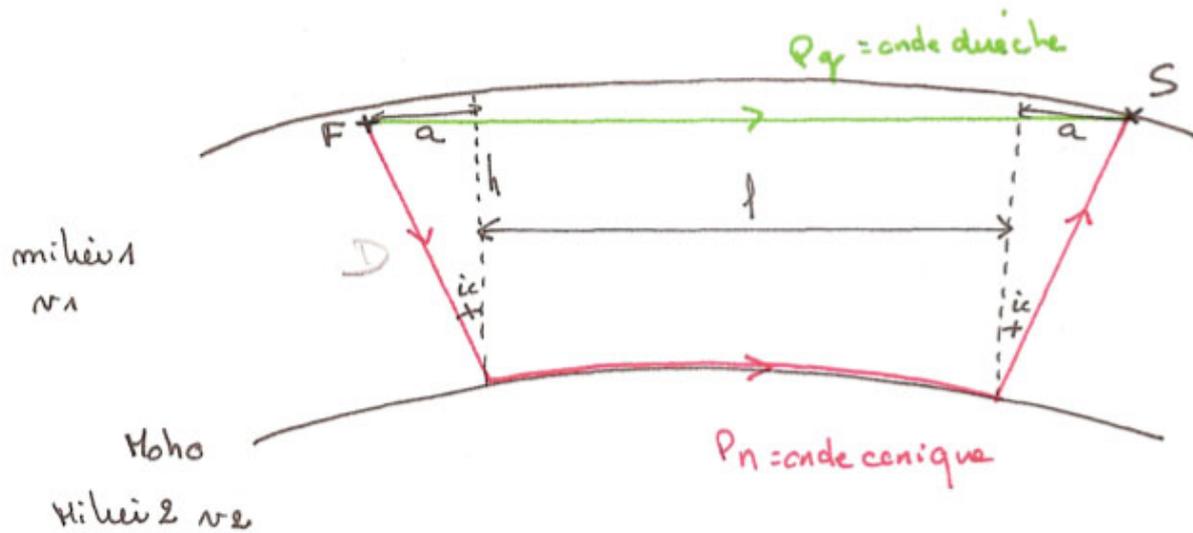
En étudiant les ondes sismiques P et S générées lors du séisme du 8 octobre 1909 en Croatie, le météorologue yougoslave Andrija Mohorovicic (1890-1936) propose l'hypothèse de l'existence d'une surface de discontinuité, située à une cinquantaine de kilomètres de profondeur.

Observations :

- à proximité du séisme ($<50\text{km}$), enregistrement d'un seul train d'ondes P,
- à partir d'une distance $600\text{km} > D > 50\text{km}$, enregistrement d'ondes P directes et réfléchies.

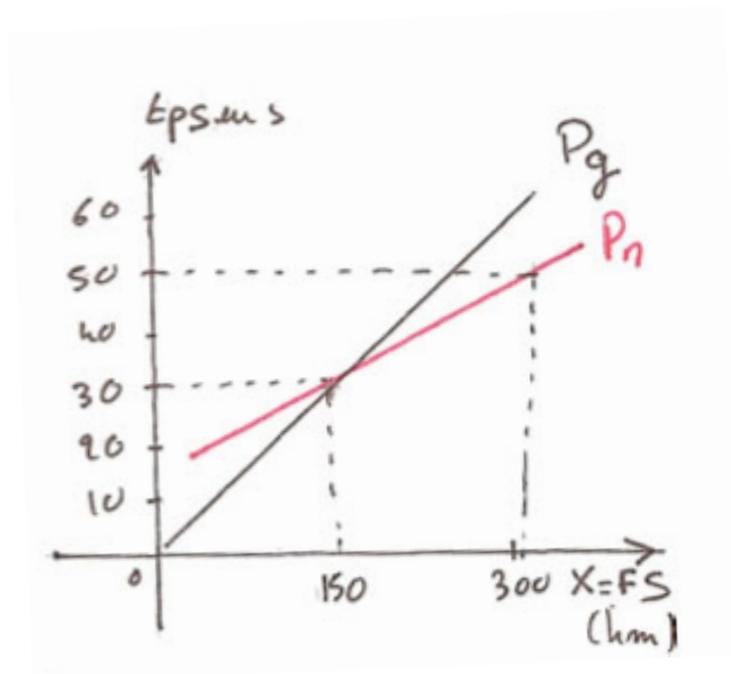
Nomenclature des ondes : Pg : ondes directes, PmP : ondes réfléchies sur le Moho, Pn = ondes coniques propagées à la surface du manteau

Hypothèse : présence en profondeur d'une surface de discontinuité, à l'origine des ondes P réfléchies. Cette surface sépare deux milieux de vitesses différentes :

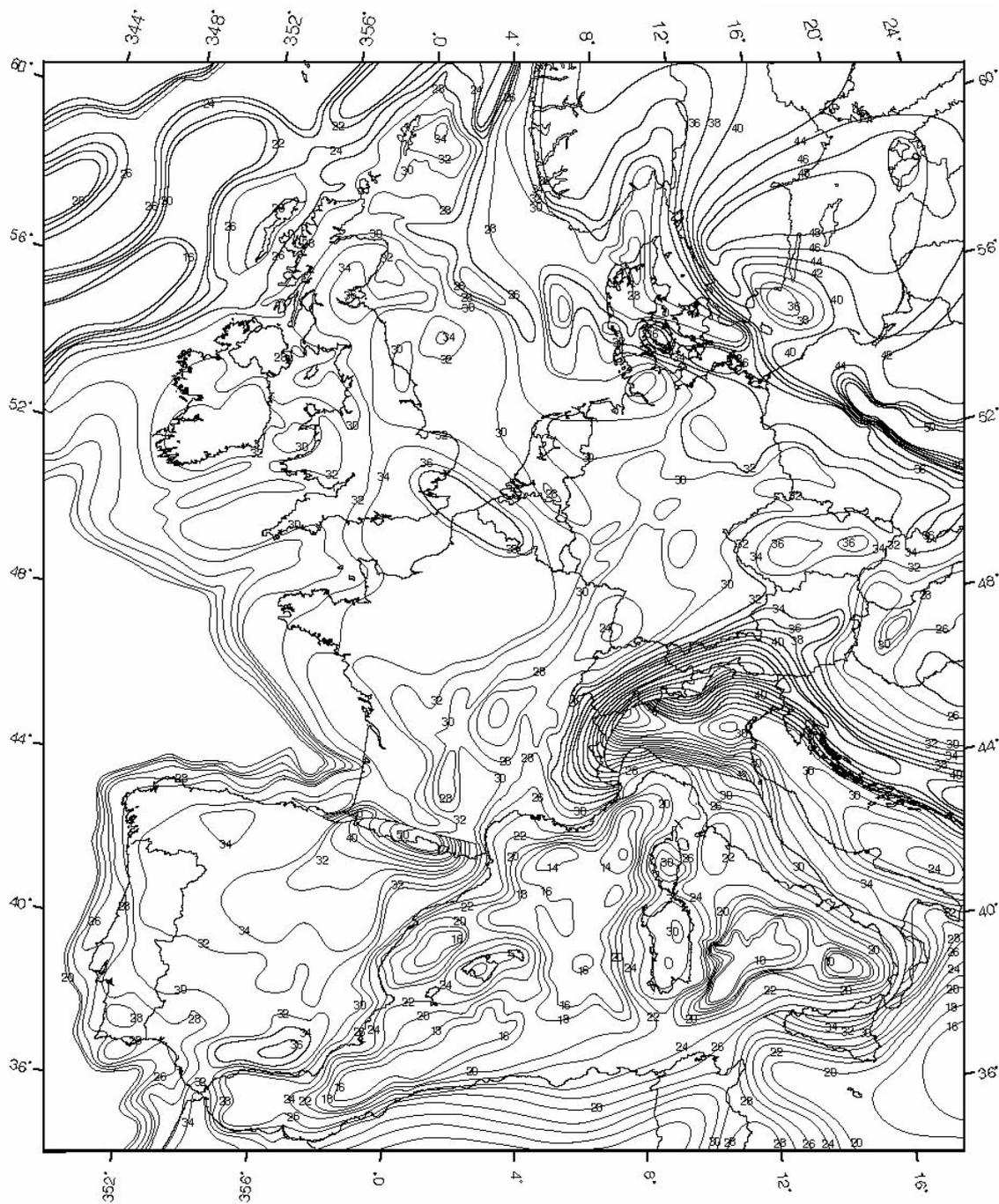


Il existe un point I correspondant au point d'incidence critique et à partir duquel il n'y a plus de rayon réfracté. On rappelle qu'au delà, on a une onde conique avec $\sin i_c : v_1/v_2$.
 On considère que h est une approximation valable de la profondeur de la discontinuité supposée.

On mesure les temps d'arrivée des ondes directes et réfléchies depuis l'épicentre : on obtient l'hodographe ci-dessous :



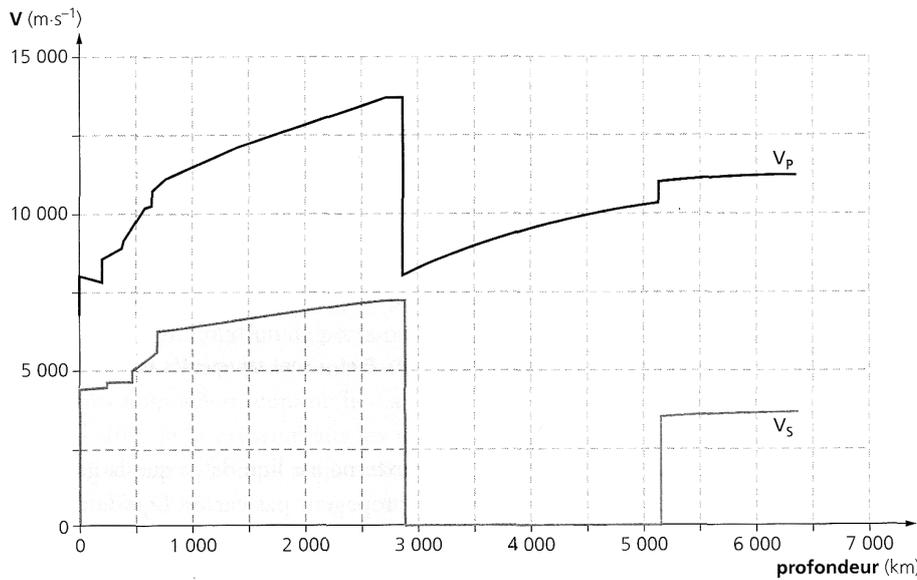
EXERCICE : à partir des données, calculer la profondeur du Moho.

Figure 6b : carte des isobathes du Moho

Carte des isobathes réalisée par compilation de données issues de : Aljinovic et al. 1987; Ansorge et al. 1992; Argnani and Savelli 2001; Argnani and Torelli 2001; Arlitt et al. 1999; Elundell et al. 1992; Bois et al. 1994; Carrara 2001; Chadwick & Pharaoh, 1998; Chamot-Rooke et al. 1999; Chantraine et al. 1996; Cloetingh & Lankreijer 2001; Deichmann et al. 2000; Frasieri et al. 1996; Giese & Bunes 1992; Hansen et al. 2000; Lekey 1999; Monaghan 2001; Morelli, 1998; Prodehl et al. 1995; Pfiffner et al. 1996; Rocca 2001; Rousset et al. 1993; Scarasdia et al. 1994; Slejko et al. 1987; Skoko et al. 1987; Thybo et al. 1998; Torné et al. 1996; Van Wees 2000; Waldhauser 1998; Zeyen et al. 1997; Ziegler 1990

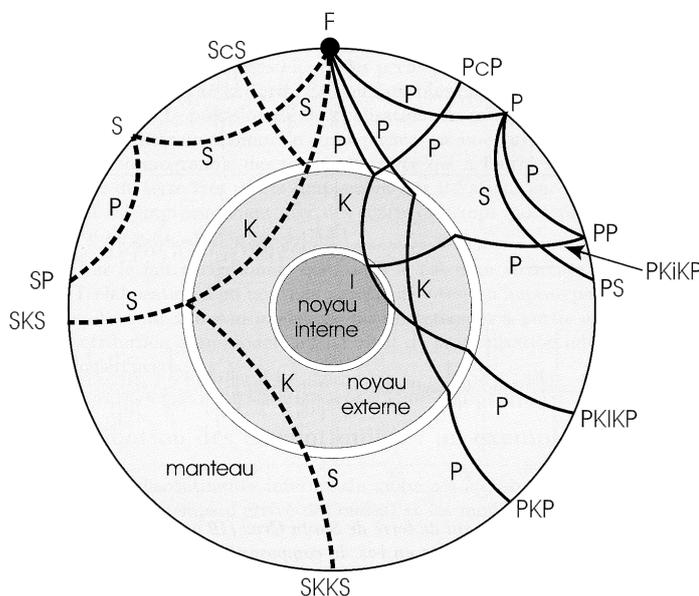
Pierre Dèzes, Peter A. Ziegler

Figure 7 : profils des vitesses des ondes sismiques P et S
 (in Dewaele et Sanloup, Belin, 2005) **Document à connaître parfaitement**



Profils de vitesse d'ondes sismiques. Les vitesses v_p et v_s sont représentées en fonction de la profondeur (modèle PREM).

Figure 8 : trajet des ondes sismiques à l'intérieur de la Terre
 (in Larroque et Virieux, GB, 2001) **Document classique à savoir interpréter**



Que signifie :

- PKP?

-PKIKP ?

- PKiKP?

Trajet des rayons sismiques à l'intérieur de la Terre. Les rayons sont désignés par une première lettre indiquant le type d'ondes (pour plus de commodité dans la lecture du schéma on a séparé arbitrairement les ondes P : en trait continu sur la partie droite et les ondes S : en trait pointillé sur la partie gauche). Les réflexions à la surface du globe sont indiquées par des répétitions de la lettre (PP, PPP), les réflexions à la surface noyau-manteau sont indiquées par la lettre c (PcP), la traversée du noyau externe est notée par la lettre K et celle du noyau interne par la lettre I (PKP, PKIKP), les réflexions à la surface du noyau interne sont notées par la lettre i (PKiKP). Les ondes P et S peuvent se convertir en S et P respectivement lors d'une réflexion ou réfraction sur une surface de discontinuité (SP). Les lettres SKS désignent une onde S qui se convertit en P à la frontière noyau-manteau (les ondes S ne traversent pas le noyau externe), puis traverse le noyau externe et se reconvertit en onde S à la sortie.

Figure 9 : mise en évidence de la LVZ
 (in Pomerol et al., Dunod 2005, Jy et al., Vuibert 2006))

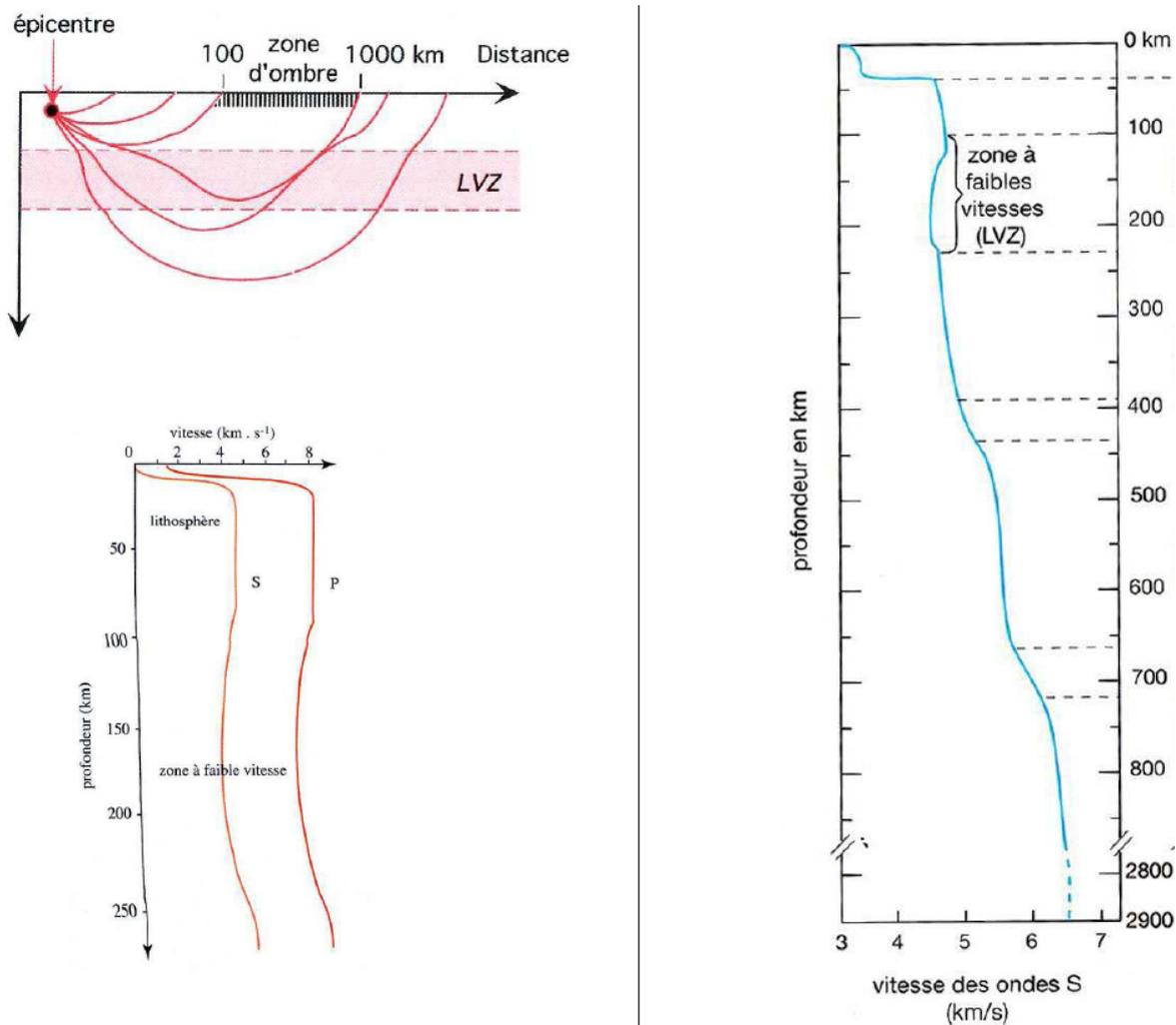


Figure 10 : modèle PREM
Preliminary Reference Earth Model

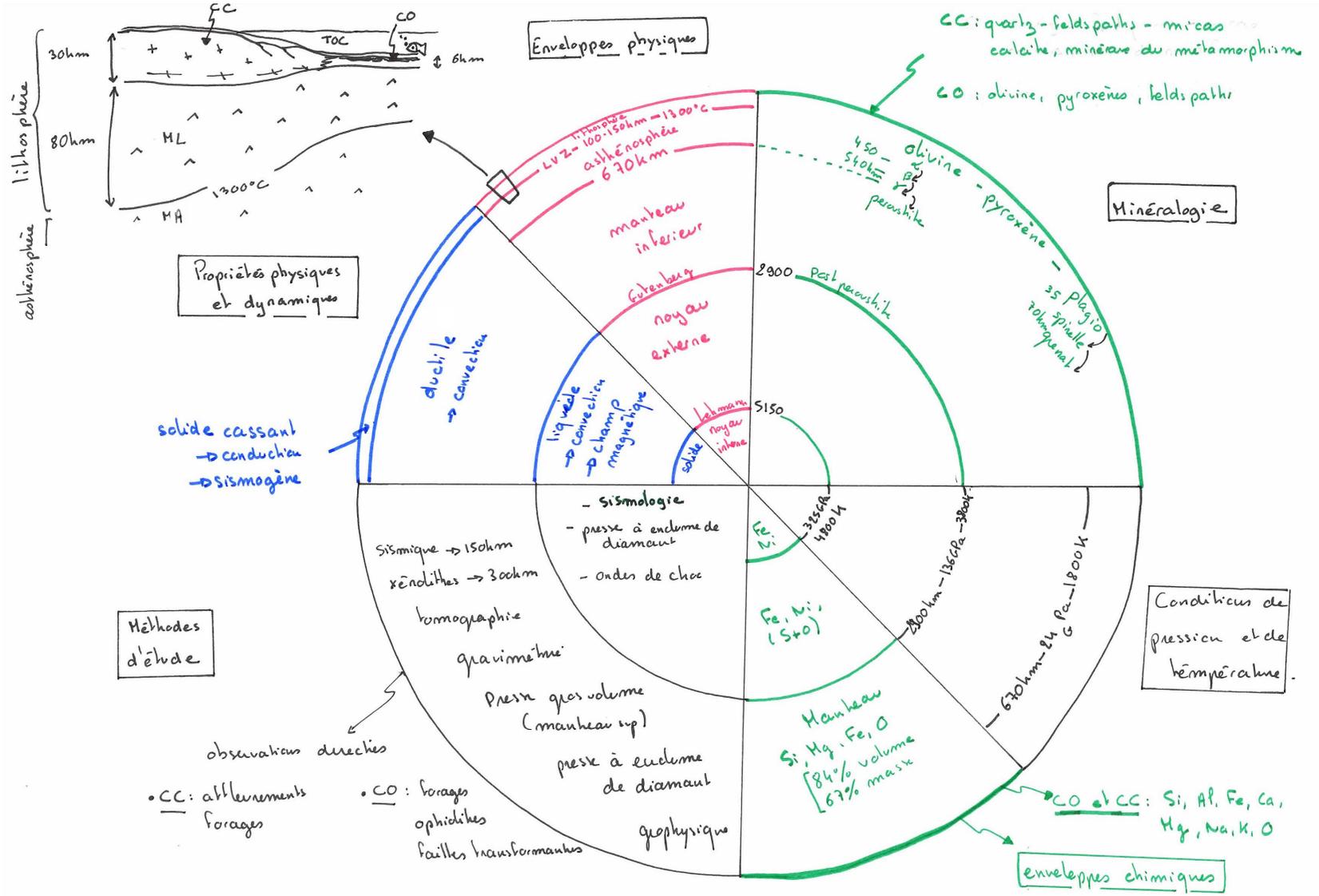
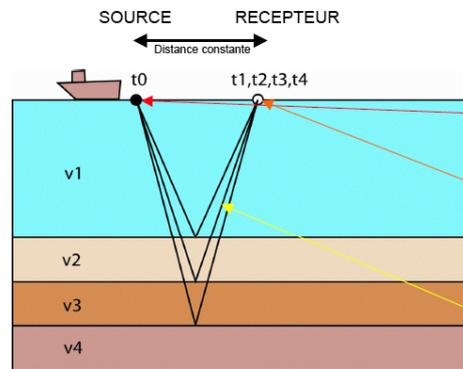


Figure 11 : sismique réflexion et sismique réfraction

Les méthodes d'acquisitions vous seront présentées au cours d'une conférence donnée par Elia d'Acremont, maître de conférence à l'UPMC.

Sismique réflexion (résolution élevée, faible profondeur)

- **Objectif** : obtenir une **image** de la croûte terrestre
 - **Méthode** : des ondes acoustiques sont émises (canon à air dans l'eau / camion vibreur sur terre) : on enregistre les ondes **réfléchies**. La **distance source - récepteur** est constante et très courte (permet de n'enregistrer que les ondes réfléchies). Le temps d'arrivée des ondes dépend :
 - de la vitesse des ondes dans les différents milieux traversés
 - de l'épaisseur de chaque couche traversée.
- Le temps renseigne donc sur la **géométrie des couches en profondeur** (nombre de discontinuités et distance entre les discontinuités)

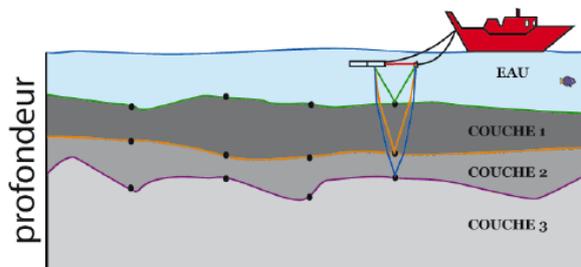


La source (un canon à air le plus souvent) émet une **onde acoustique** au temps t_0 .

On enregistre les réflexions de cette onde sur les différentes « couches ».

Les trajets des rais sismiques sont presque verticaux car la distance source-récepteur est faible, **ET CONSTANTE**.

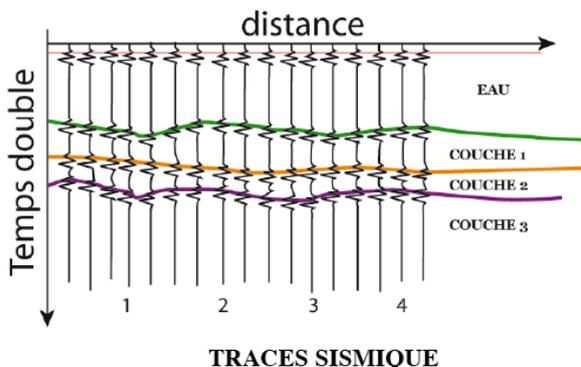
ON PARLE DONC AUSSI DE SISMIQUE VERTICALE



Acquisition
On enregistre les ondes P qui se réfléchissent avec un angle d'incidence sub-vertical sur les différents interfaces du sous-sol.

ONDE DIRECTE

ONDES REFLECHIES



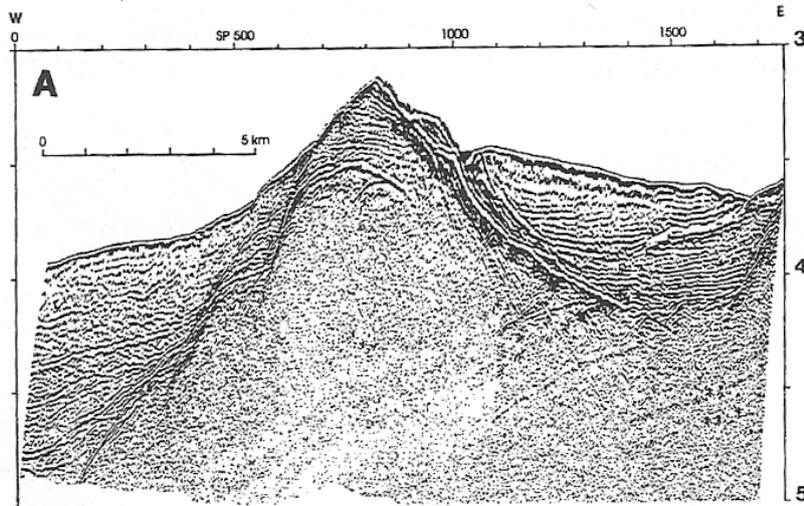
Représentation graphique
La sismique réflexion donne une image de la réflectivité du sous-sol en fonction du temps.

Interprétation
On visualise sur une section sismique la géométrie d'interfaces séparant deux milieux d'impédances acoustiques différentes.
Cette image est déformée par rapport à une coupe profondeur: il faut connaître les vitesses de propagation des ondes P dans le sous-sol, pour transformer la coupe temps en une coupe profondeur plus proche de la réalité géologique.

(D'après d'Acremont)

➤ Profil sismique obtenu : une image en temps double des couches

Exemple : profil sismique de la partie la plus profonde de la marge continentale de la Galice
(in Boilot et Coulon, GB, 1998)

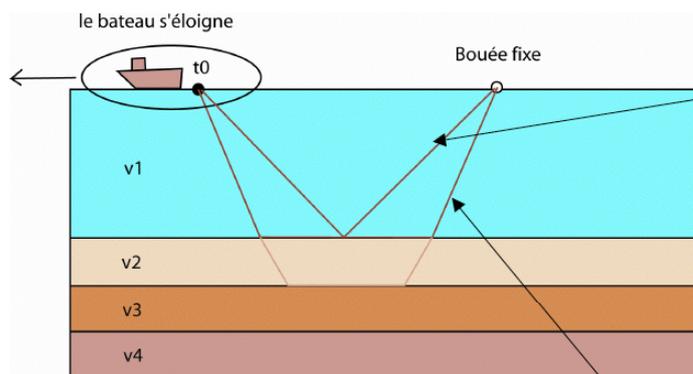


Identifiez sur le profil : les blocs basculés, les sédiments syn-rift et les sédiments post-rift.

Sismique réfraction (résolution moins élevée, plus grande profondeur)

➤ Objectif : préciser la **nature** de la croûte terrestre et obtenir la **géométrie** de la base de la croûte

➤ Méthode : des ondes acoustiques sont émises (canon à air dans l'eau / camion vibreur vibroseis sur terre) : on enregistre les ondes **réfractées (coniques)**. La **distance source - récepteur est variable et longue (on peut donc enregistrer les ondes réfractées)**



On enregistre toujours les ondes réfléchies

A partir d'une certaine distance on enregistre des ondes réfractées (ou coniques) qui se propagent le long des interfaces

(D'après d'Acromont)

Exemple de profil obtenu. : il permet de **déduire les vitesses** des ondes au niveau des interfaces.
On obtient donc un **modèle de vitesses**.

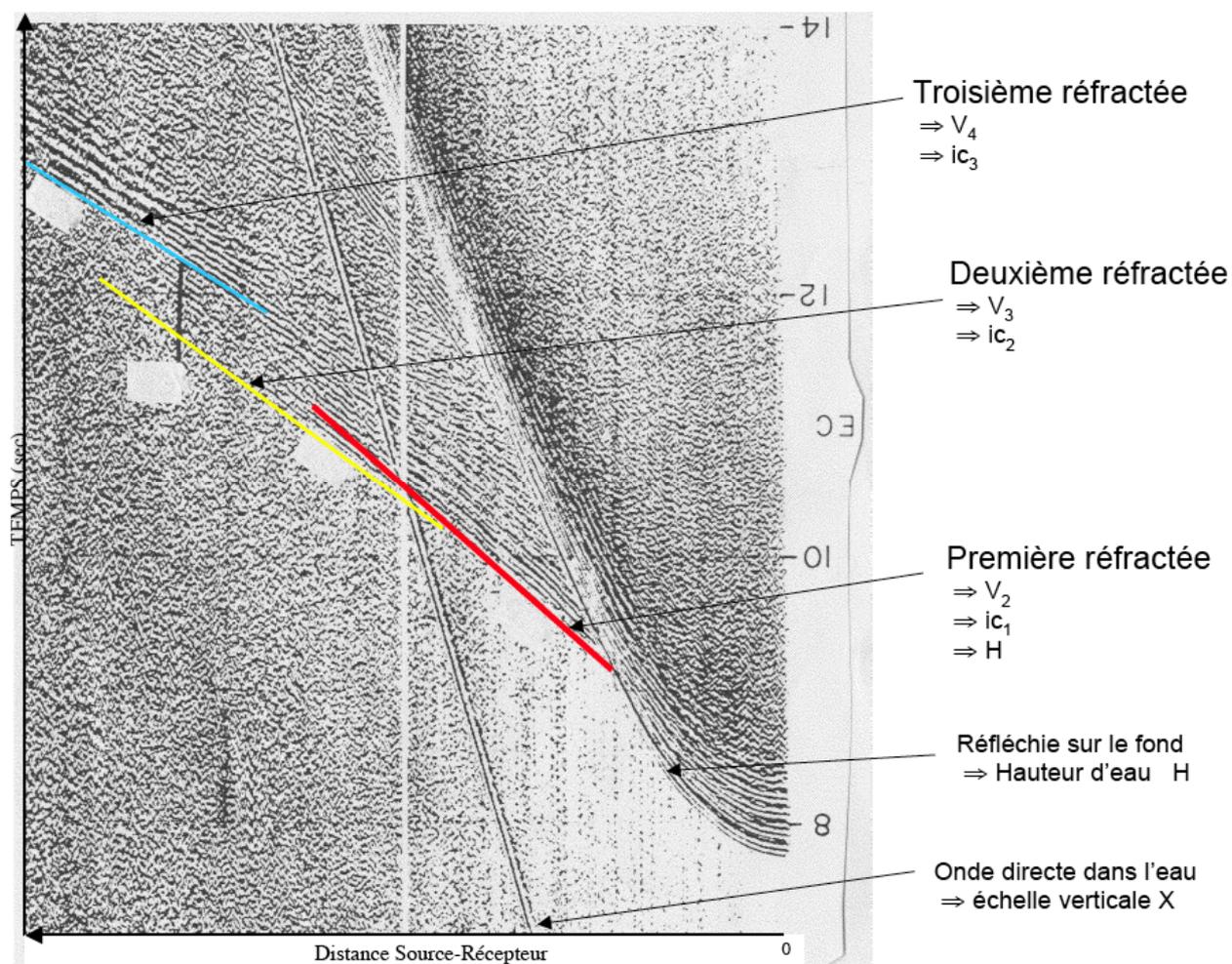
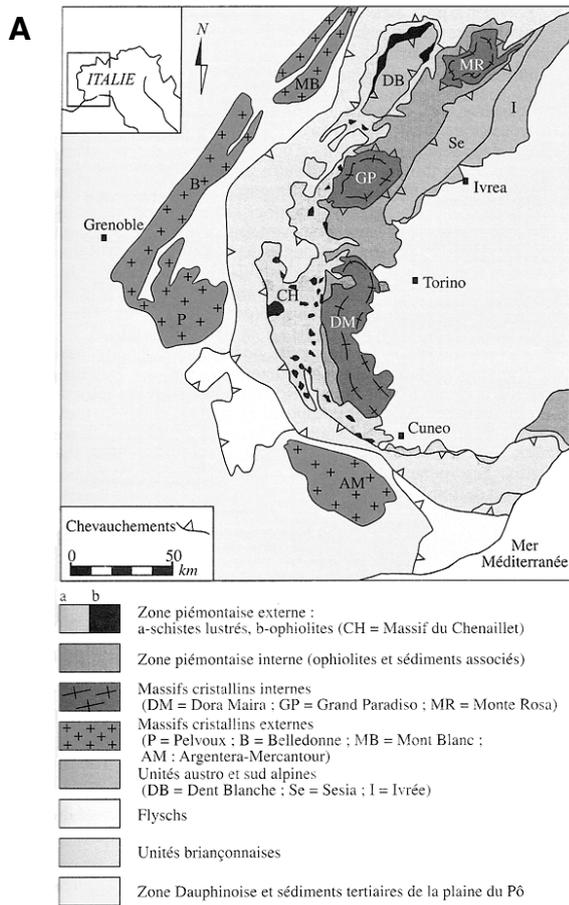


Figure 12 : le massif ophiolitique du Chenaillet (Hautes Alpes)

(in Caron et al., <http://planet-terre.ens-lyon.fr>)

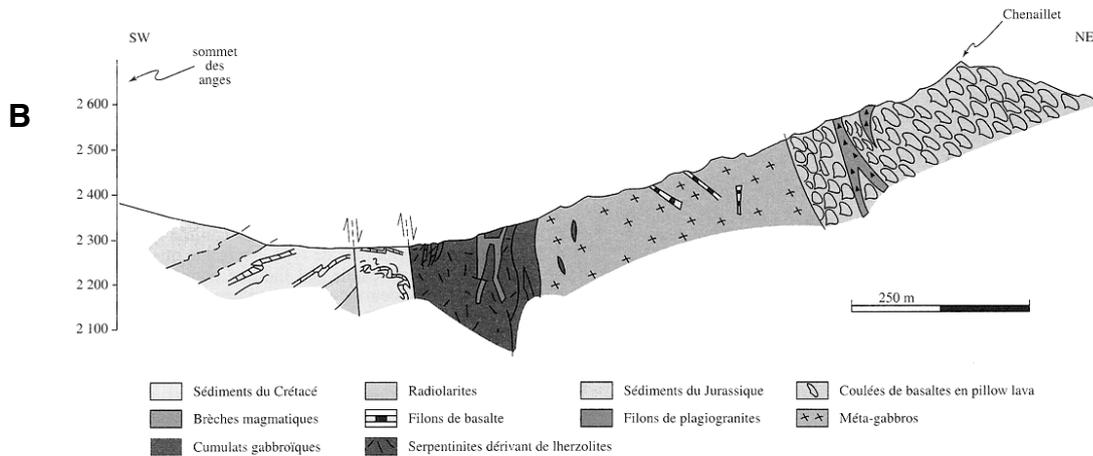
A : localisation du Chenaillet

B : coupe dans le massif du Chenaillet



Basaltes en coussins au sommet du Chenaillet

Ophiolites de la zone piémontaise dans les Alpes occidentales.

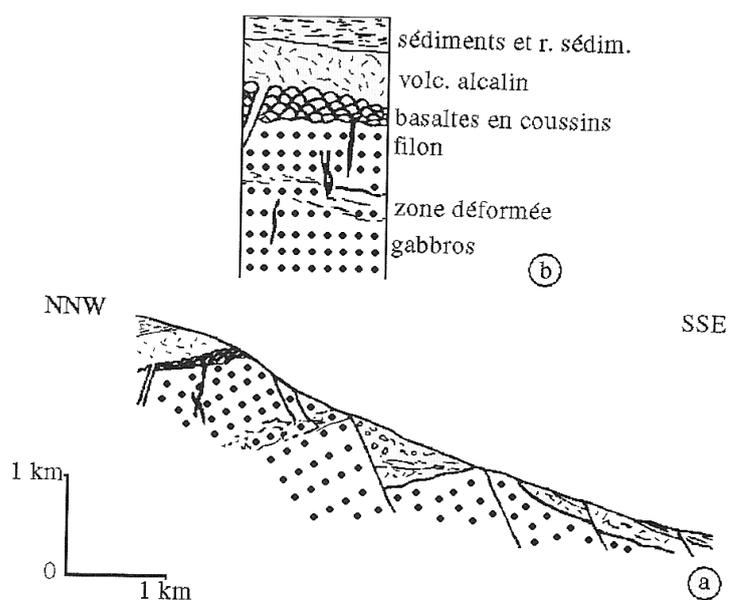


Coupe dans le massif ophiolitique du Chenaillet, vers Briançon (d'après Spalla, Ledru et Lardeaux).

**Figure 13 : basalte de type MORB
(MORB : Mid-Ocean Ridge basalt)**



**Figure 14 : le banc de Gorringe, un panneau de lithosphère
océanique basculé (in Caron et al., Ophrys 2003)**

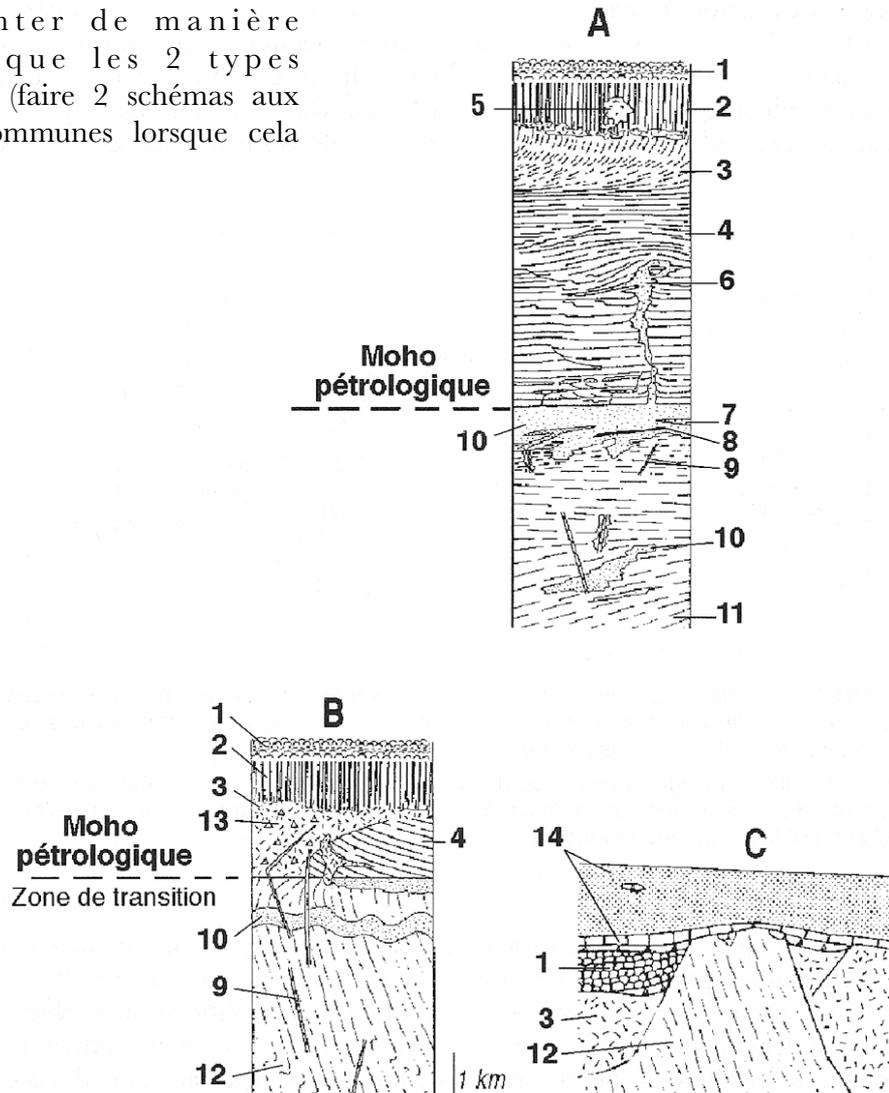


Banc de Gorringe (*d'après Mevel*).

- a. Coupe schématique au bord SE du banc.
b. Colonne schématique correspondant à la coupe a (les sédiments, les roches sédimentaires et le volcanisme alcalin correspondent à des événements ultérieurs).

Figure 15 : deux types d'ophiolites
(in Juteau et Mory, Dunod, 1999)

Représenter de manière schématique les 2 types d'ophiolites (faire 2 schémas aux légendes communes lorsque cela est possible)



Ophiolites de type HOT et ophiolites de type LOT.

- A) Log-type de l'ophiolite d'Oman (type harzburgitique, à croûte épaisse et continue).
 B) Log-type de l'ophiolite de Trinity (type lherzolitique, à croûte mince et continue).
 C) Log-type des ophiolites liguro-piémontaises (type lherzolitique à croûte discontinue).
 1. *Pillow-lavas* basaltiques. 2. Complexe filonien. 3. Gabbros supérieurs, isotropes ou foliés. 4. Gabbros lités. 5. Plagiogranites. 6. Intrusions wehrlitiques. 7. Sills gabbroïques. 8. Chromites podiformes. 9. Dykes gabbroïques. 10. Dunites résiduelles. 11. Harzburgites foliées. 12. Lherzolites foliées. Adapté de Boudier et Nicolas (1985), Nicolas (1989) et Lagabrielle (1987).

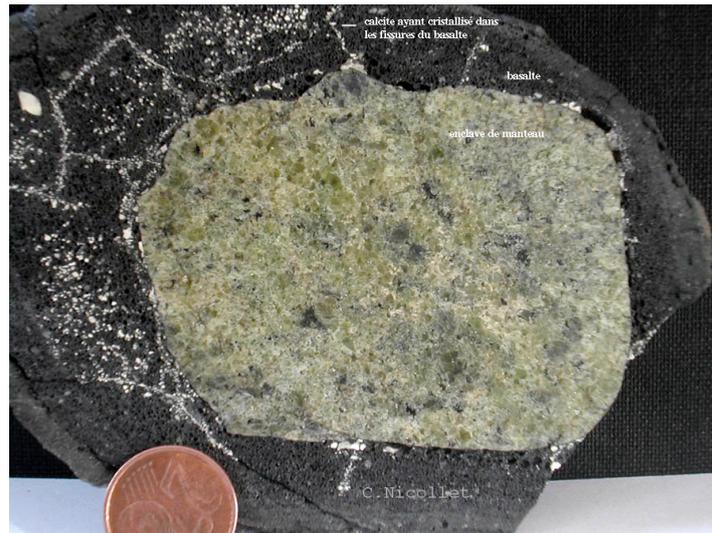
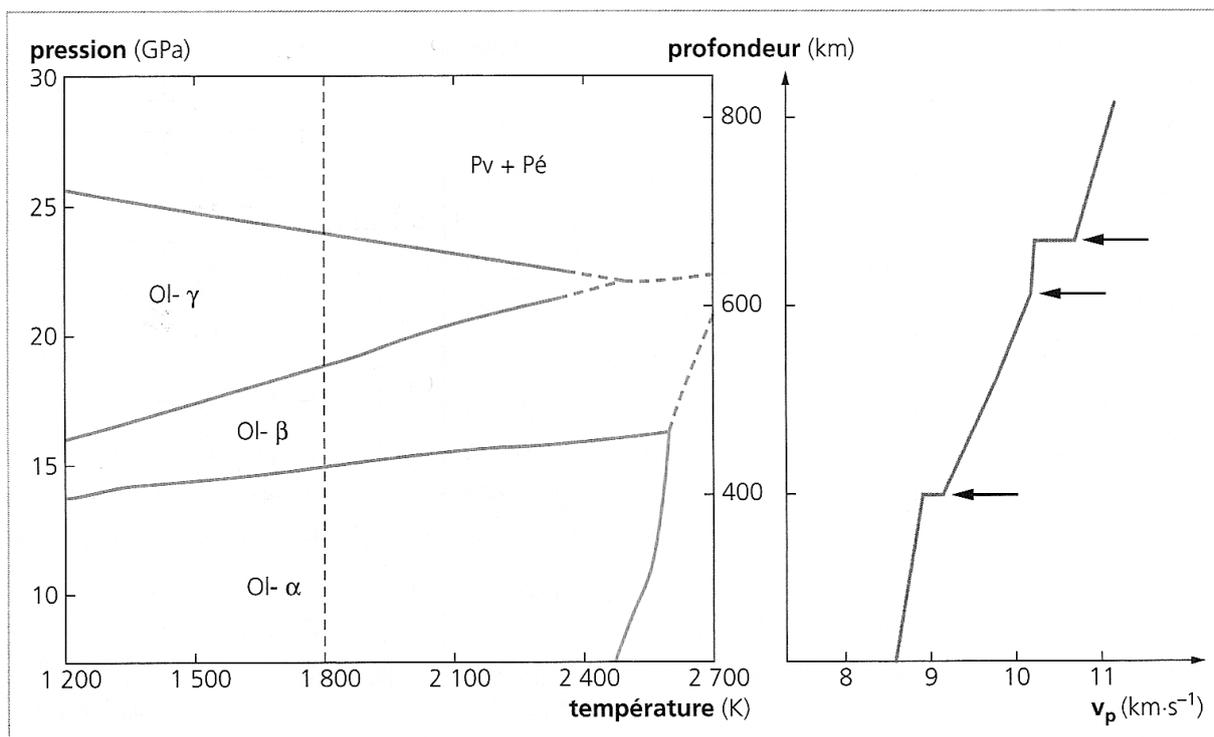
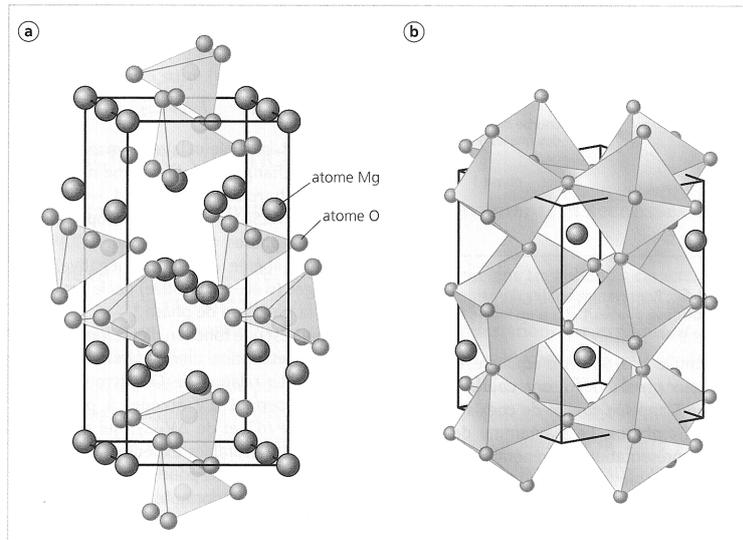
Figure 16 : enclave de manteau dans un basalte**Figure 17 : diagramme de phase de la forstérite (Mg_2SiO_4) olivine magnésienne**
(in Dewaele et Sanloup, Belin, 2005)

Diagramme de phase de la forstérite Mg_2SiO_4 . Le profil de vitesse sismique v_p du modèle PREM, en fonction de la profondeur correspondant à la pression, est donné pour comparaison. La ligne verticale indique la température de 1800 K, température approximative du manteau à ces profondeurs. Ol- α : Mg_2SiO_4 phase α , Ol- β : Mg_2SiO_4 phase β (structure spinelle modifiée), Ol- γ : Mg_2SiO_4 phase γ (structure spinelle), Pv : $MgSiO_3$ -pérovskite, Pé : périclase MgO. Flèches : principales discontinuités des vitesses sismiques. Inspiré de S.-H. Shim et coll., 2001, et J.-P. Poirier, 1991b.

Figure 18 : comparaison de la structure de la forstérite phase alpha et de la MgSiO3-pérovskite

(in Dewaele et Sanloup, Belin, 2005)



Deux minéraux majeurs du manteau. a. Structure cristalline de la forstérite phase α (pôle pur magnésien de l'olivine). Les grosses boules sont des atomes Mg, les petites boules des atomes O, les atomes Si (non représentés) sont au centre des tétraèdres. Tous les tétraèdres SiO_4 n'ont pas été matérialisés. La maille élémentaire, orthorhombique ($a = 4,78 \text{ \AA}$, $b = 6,30 \text{ \AA}$, $c = 10,25 \text{ \AA}$ à pression et température ambiantes) est matérialisée par les lignes. Image mise à disposition par L. Lemelle. b. Structure cristalline de la MgSiO_3 -pérovskite. Les grosses boules sont des atomes Mg, les petites boules des atomes O, les atomes Si (non représentés) sont au centre des octaèdres. La maille élémentaire, orthorhombique ($a = 4,78 \text{ \AA}$, $b = 4,93 \text{ \AA}$, $c = 6,91 \text{ \AA}$ à pression et température ambiantes) est matérialisée par les lignes. D'après Merkel, 2004.

Figure 19 : les transitions de phase de l'olivine coïncident avec les discontinuités majeures de vitesse des ondes sismiques

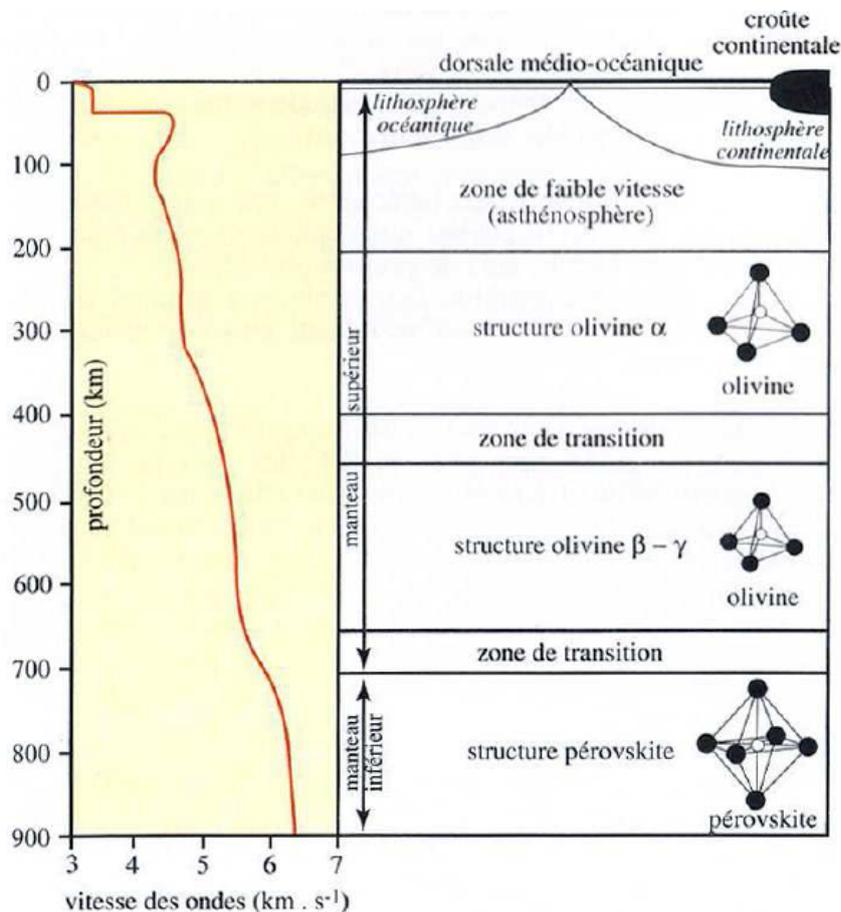


Figure 20 : comparaison des LO et LC

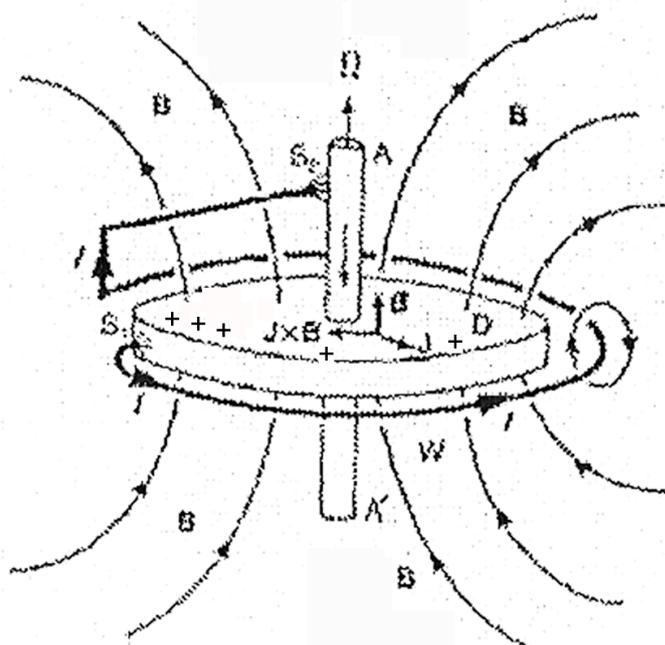
Type de lithosphère	Lithosphère continentale	Lithosphère océanique
Epaisseur de la croûte		
Densité moyenne de la croûte		
Roche dominante		
Agée/jeune		

Figure 21 : comparaison de la composition des chondrites et des différentes enveloppes de la Terre

(in Dercourt et al., Dunod 2006)

	Chondrite ordinaire	Croûte continentale	Croûte océanique	Manteau terrestre	Noyau terrestre	Moyenne de la Terre
SiO ₂	36	60	47	44		35-40
Fe (et FeS)	21	0	0	0	> 80	20-25
FeO	10	4	11	10		7-10
MgO	24	3	12	36		20-25
Al ₂ O ₃	2	15	14	4		2-3
CaO	2,5	5	9	3		2-3
Na ₂ O + K ₂ O	1	6	2,5	1		1

Figure 22 : le champ magnétique résulte d'un effet dynamo



Le champ magnétique sépare les charges en mouvement

Une différence de potentiel engendre un courant électrique

Un courant électrique engendre un champ magnétique

Un courant électrique produit de la chaleur

Méthodes d'étude des roches du manteau et du noyau : presses et cellule à enclume de diamant

Etude des roches du manteau supérieur : presses gros volume

➤ Principe

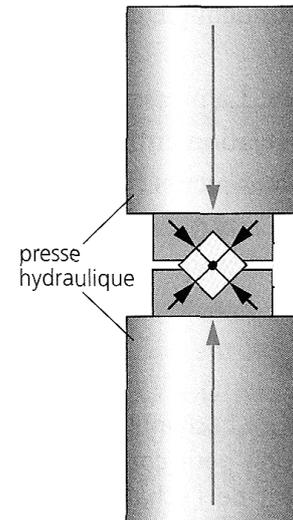
Ces presses sont utilisées depuis les années 1950. Elles permettent d'étudier de relativement gros échantillons (**1mm³ à 1 cm³**).

Le principe est de combiner :

- une presse hydraulique qui permet de générer une contrainte uniaxiale verticale
- un module de compression : il est formé de 6 pistons ou enclumes qui avancent vers l'échantillon et le compriment.

Cette combinaison permet de générer une contrainte égale sur tous les côtés de l'échantillon = contrainte **hydrostatique**.

A l'intérieur du module de compression, un four interne permet de chauffer l'échantillon (en général, une feuille de métal est insérée : elle chauffe l'échantillon par effet Joule grâce à la circulation d'un courant électrique). La température est mesurée en continu au cours des expériences.



➤ Domaines de P et T couverts

Domaine de pression : **0 à 30GPa**

Domaine de température : **273 à 3000K**

Or dans le **manteau supérieur** : **$P \leq 25\text{GPa}$ et $600\text{K} < T < 2000\text{K}$**

Le domaine de pression et température accessibles en utilisant les presses gros volume recouvre totalement celui du manteau supérieur.

➤ Inconvénients de la méthode

La presse gros volume ne permet pas d'accès optique direct (comme dans le cas de la cellule à enclume de diamant) → les mesures *in situ* ne sont donc pas possibles. D'autre part, du fait de leur masse (plusieurs tonnes), cette presse ne peut être déplacée dans différents appareils de mesure.

Etude des roches du manteau profond et du noyau externe: cellule à enclume de diamant

➤ Principe

La cellule à enclume de diamant a été inventée en 1959 : mais elle a été largement améliorée au cours des années 1970-1980.

L'appareil est de petite taille (quelques centaines de grammes) et est composé d'un **piston**, d'un **cylindre** et d'une **enclume** formée de deux **diamants**. Chaque diamant possède une tête dont la surface est comprise entre 10^{-4} mm² et 1mm². Les 2 diamants sont fixés face à face, l'un sur le cylindre, l'autre sur le piston. L'échantillon étudié est placé dans le trou d'un joint métallique, entre les deux têtes de diamants. Il est entouré d'un milieu transmetteur de pression : la contrainte uniaxiale est ainsi transformée en contrainte hydrostatique.

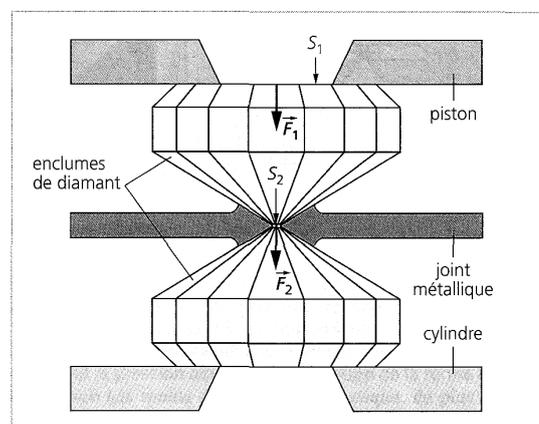


Schéma de principe d'une cellule à enclumes de diamant. On applique une force \vec{F}_1 sur la surface arrière S_1 d'un des diamants, qui applique au niveau de sa tête de surface S_2 une force \vec{F}_2 sur l'échantillon, placé entre les deux diamants et inclus dans un joint métallique.

➤ Intérêts de cette technique :

→ Le **diamant se déforme peu** : il transmet ainsi quasiment intégralement la contrainte appliquée à l'échantillon.

→ D'autre part, plus la tête du diamant est petite, plus la **pression** atteinte dans l'échantillon est **élevée** (de même pour une personne, la pression appliquée au sol par un talon aiguille est plus élevée que pour un talon plat et large).

Quelle force doit appliquer l'expérimentateur pour atteindre une pression de 100 GPa (± pression qui règne à 2000km de profondeur) ?

Soit S1 la surface arrière du diamant et S2 la surface de la tête.

$$S1 = \pi (2mm)^2 = 1,3 \cdot 10^{-5} m^2$$

$$S2 = \pi (50\mu m)^2 = 8 \cdot 10^{-9} m^2$$

Si le diamant transmet intégralement les forces :

$$F1 = F2$$

$$P1 \cdot S1 = P2 \cdot S2 \rightarrow P2 = P1 \cdot (S1 / S2)$$

Pour avoir P2 = 100 GPa, la force F1 à appliquer est F1 = P2.S2 = 10¹¹ . 8 10⁻⁹ = 800N = le poids d'un homme de 80kg.

En réalité la force à appliquer est plus élevée : le diamant ne transmet pas intégralement les forces exercées.

→ L'échantillon peut être **chauffé** directement par un **laser infrarouge** : le diamant n'absorbant pas le rayonnement infrarouge, seul l'échantillon est chauffé.

→ Le diamant étant transparent à une très large gamme de rayonnements électromagnétiques, des **mesures in situ** peuvent être réalisées :

- observations au microscope ou à la loupe
- mesures spectroscopiques
- utilisation de rayons X (diffraction)

➤ Domaines de P et T couverts

Pression maximale : **300GPa**

Température maximale : 4000K pour des pressions inférieures à 200GPa.

Or au sommet de la graine : P = 330 GPa et T = 4800K

Le domaine de pression et température accessibles en utilisant les cellules à enclume de diamant recouvre totalement celui du **manteau inférieur** et partiellement celui du **noyau externe**.

Bilan : domaines de pression et température couverts par les différentes techniques :

Presse gros volume	Enclume de diamant
<p>Etude de gros échantillons</p> <p><i>Pas d'accès optique direct</i></p> <p>Etude des roches du manteau supérieur</p>	<p><i>Etude de très petits échantillons</i></p> <p>Accès optique direct : → chauffage par laser → mesures in situ</p> <p>Etude des roches du manteau inférieur et du noyau externe</p>

