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

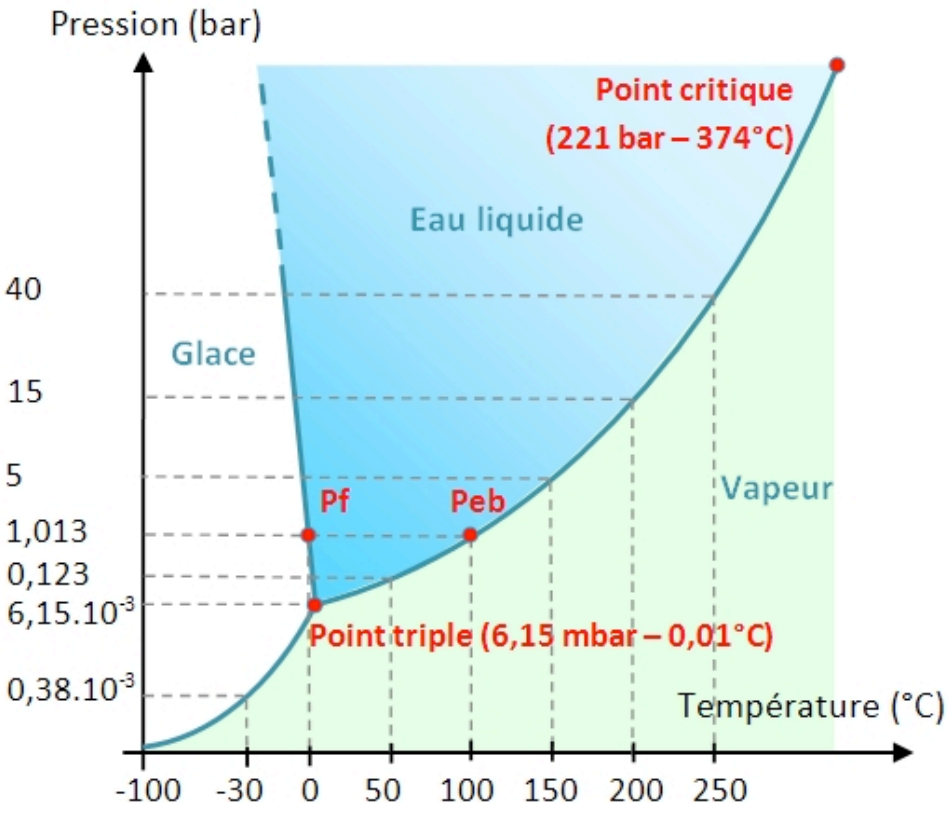
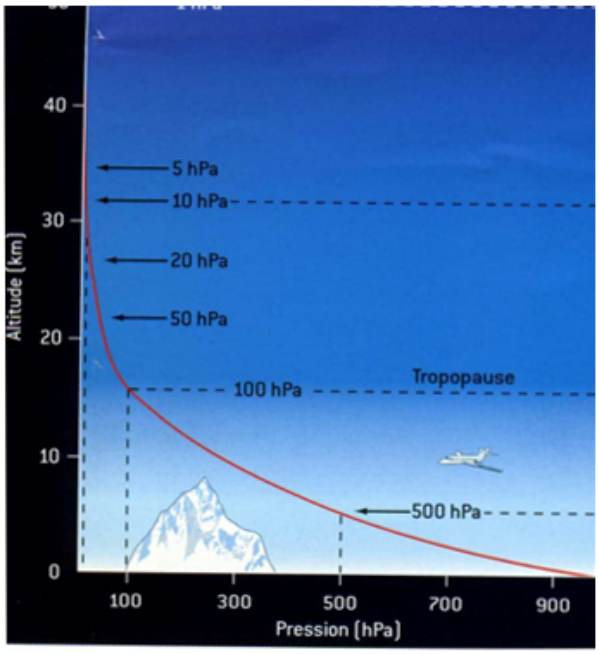


Figure 2 : composition de l'atmosphère et de l'eau de mer

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 % 0,046	1,8 %

Figure 3 : stratification de l'atmosphère

hors programme



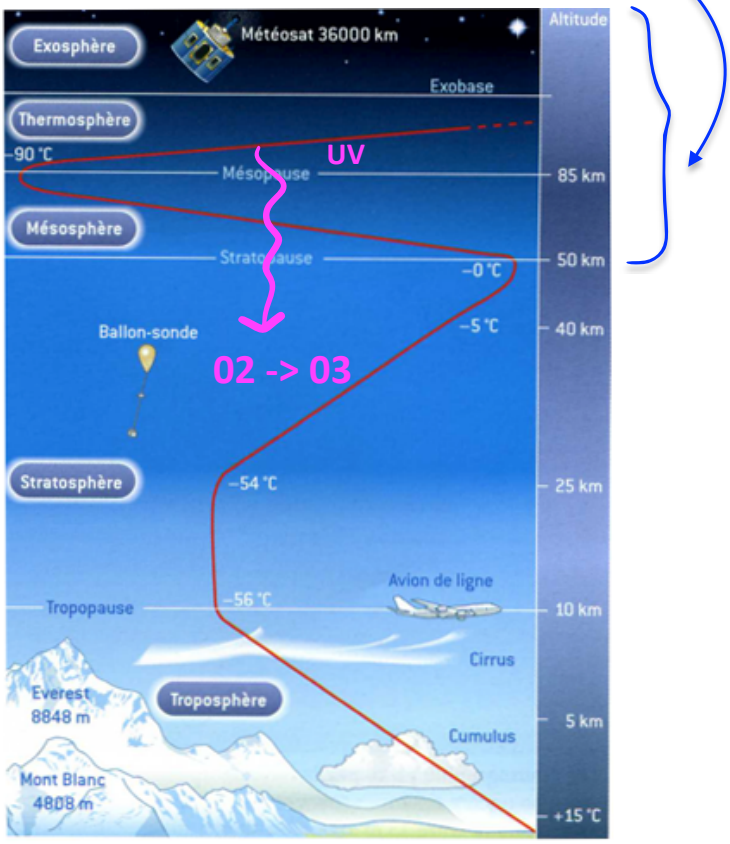
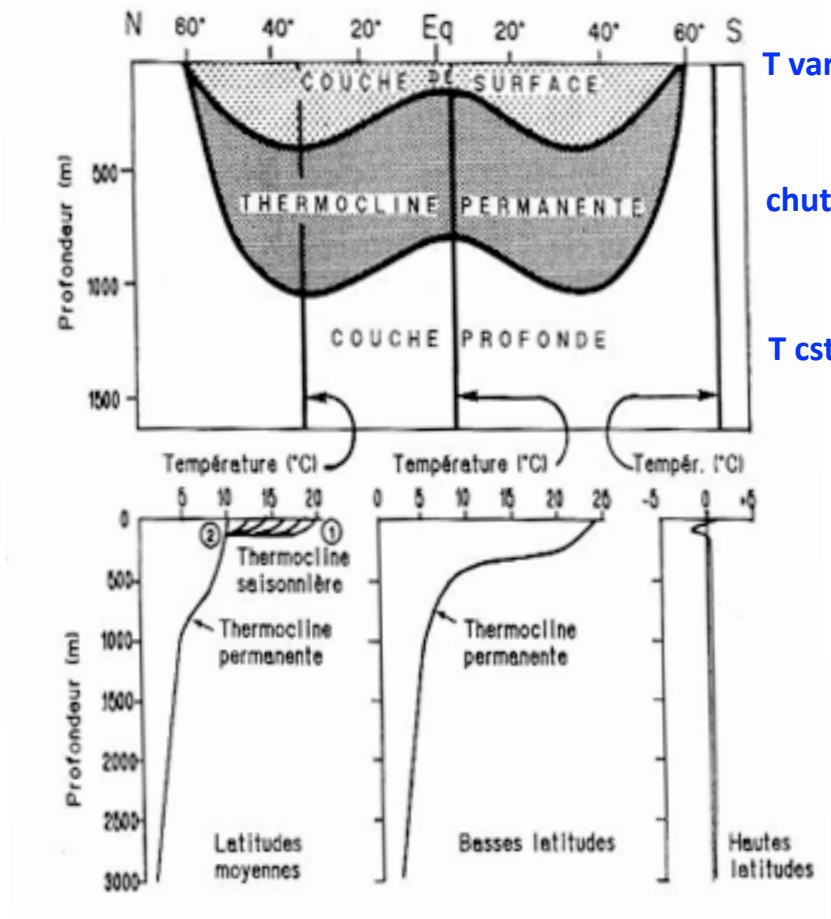


Figure 4 : profil de température et stratification de l'océan



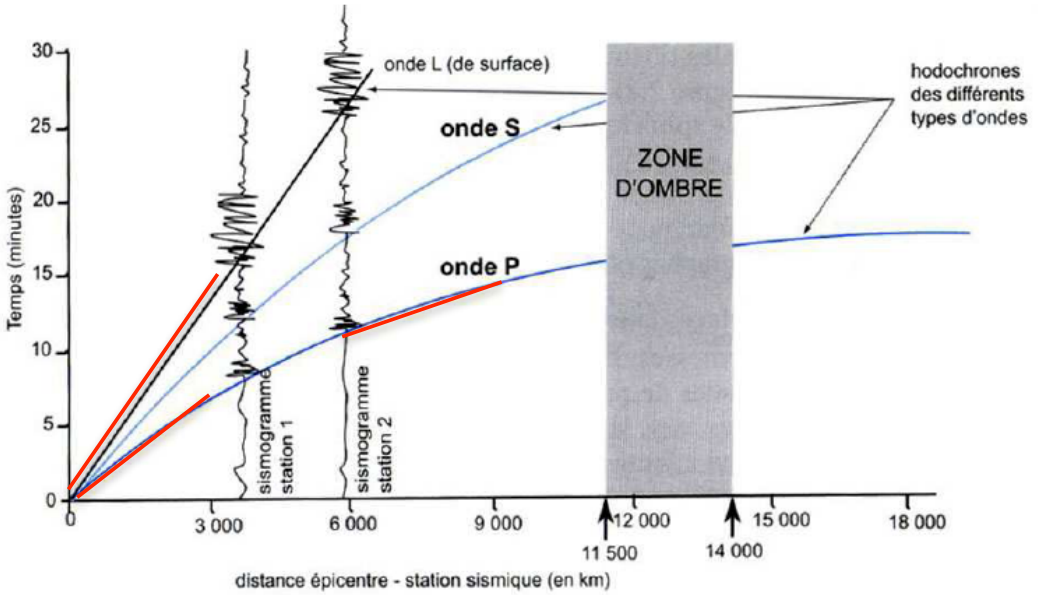
T variable

chute importante de T

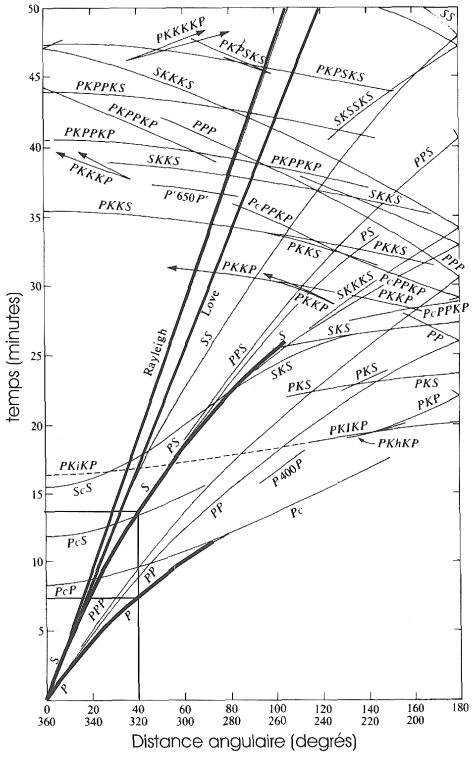
T cste : 4°C

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'arrivé 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 (à titre de document)

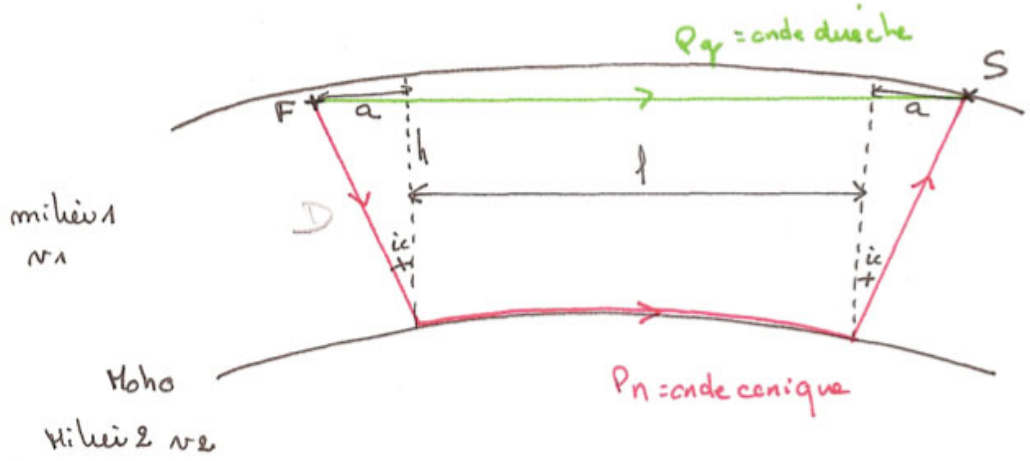
En étudiant les ondes sismiques P et S générées lors du séisme du 8 octobre 1909 en Croatie, le météorologue yougoslave Andrija Mohorovicic (1890-1936) propose l'hypothèse de l'existence d'une surface de discontinuité, située à une cinquantaine de kilomètres de profondeur.

Observations :

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

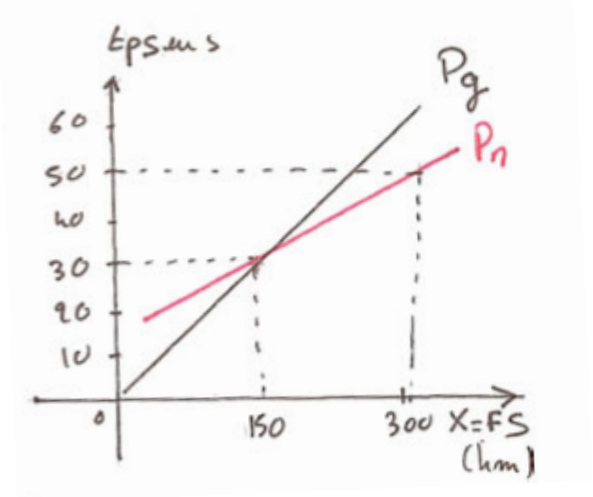
Nomenclature des ondes : Pg : ondes directes, PmP : ondes réfléchies sur le Moho, Pn = ondes coniques propagées à la surface du manteau

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

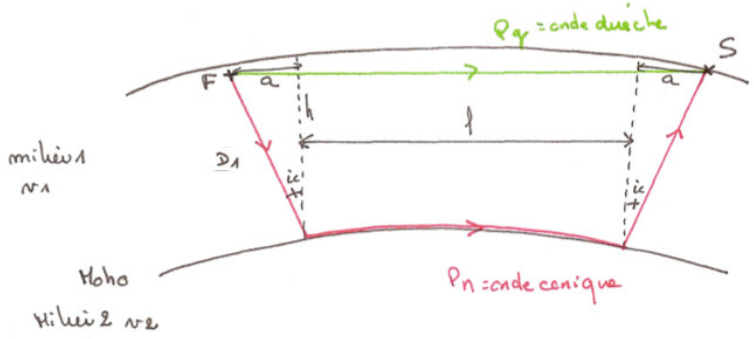


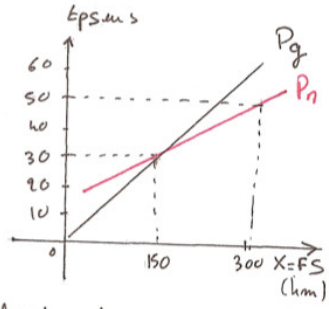
Il existe un point I correspondant au point d'incidence critique et à partir duquel il n'y a plus de rayon réfracté. On rappelle qu'au delà, on a une onde conique avec sin ic : v1/v2.
On considère que h est une approximation valable de la profondeur de la discontinuité supposée.

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



Calcul de la profondeur du Moho





Ondes Pn : $t = \frac{2D_1}{v_1} + \frac{l}{v_2}$ et $\sin ic = \frac{v_1}{v_2}$

On considère que prof Moho ≃ h

avec $l = X - 2a$

- Hodographe : $\begin{cases} 30 = \frac{2D_1}{v_1} + \frac{150 - 2a}{v_2} & ① \\ 50 = \frac{2D_1}{v_1} + \frac{310 - 2a}{v_2} & ② \end{cases}$

② - ① $\Rightarrow \frac{20 = 310 - 2a - 150 + 2a}{v_2} \Rightarrow v_2 = 8 \text{ km s}^{-1}$

v_1 connue = $5,5 \text{ km.s}^{-1}$

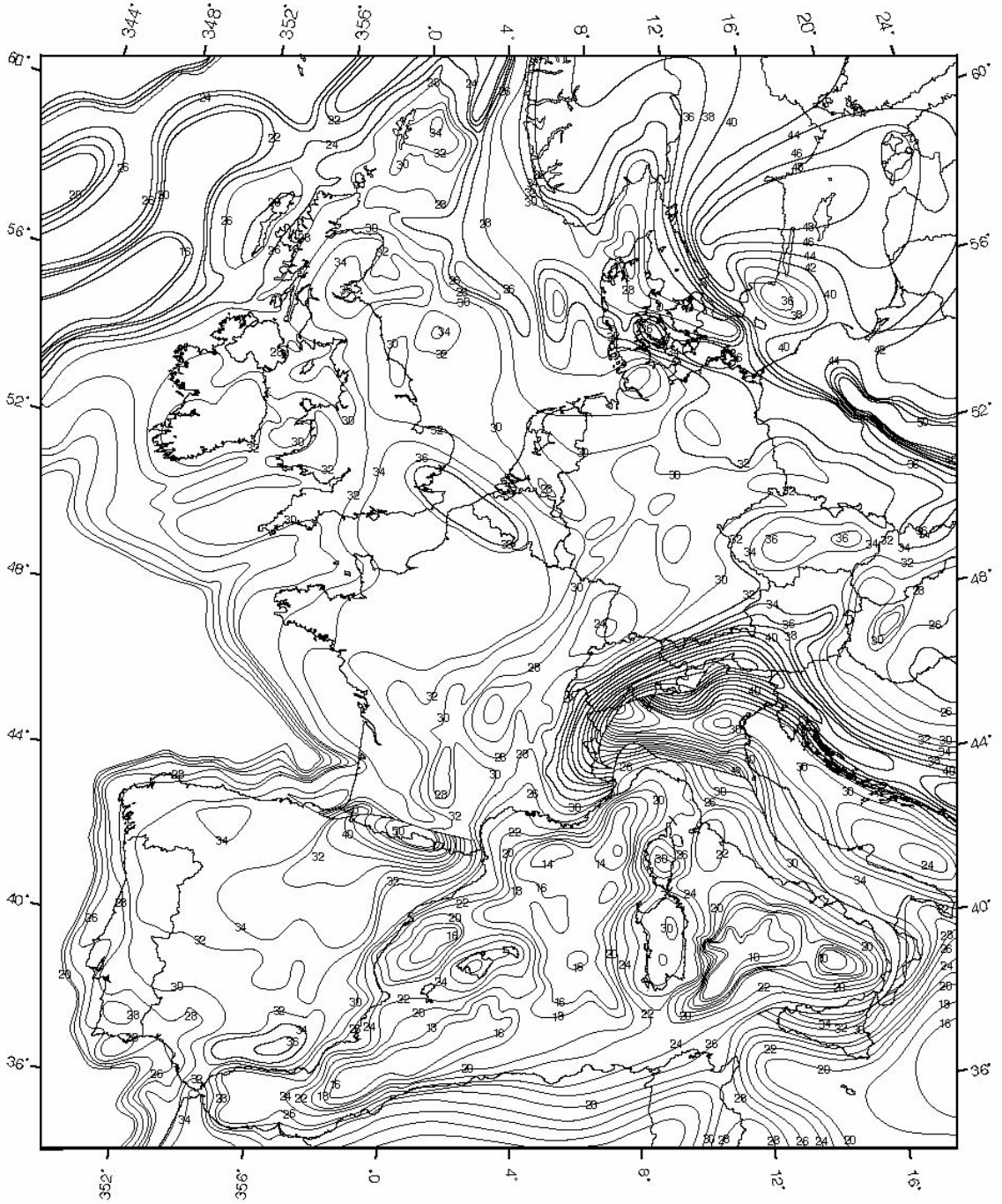
- Détermination de ic : $\sin ic = \frac{v_1}{v_2} \Rightarrow i_c = 44°$
- Détermination de a et h :

① $30 = \frac{2D_1}{v_1} + \frac{150 - 2a}{v_2}$ or $\sin ic = \frac{a}{D_1} \Rightarrow D_1 = \frac{a}{\sin ic} \Rightarrow 30 = \frac{2a}{\sin ic \, v_1} + \frac{150 - 2a}{v_2}$

$\Rightarrow a = 40 \text{ km}$

et $a/h = \tan ic \Rightarrow h = \frac{a}{\tan ic} = \frac{40}{0,9} = 44 \text{ km}$

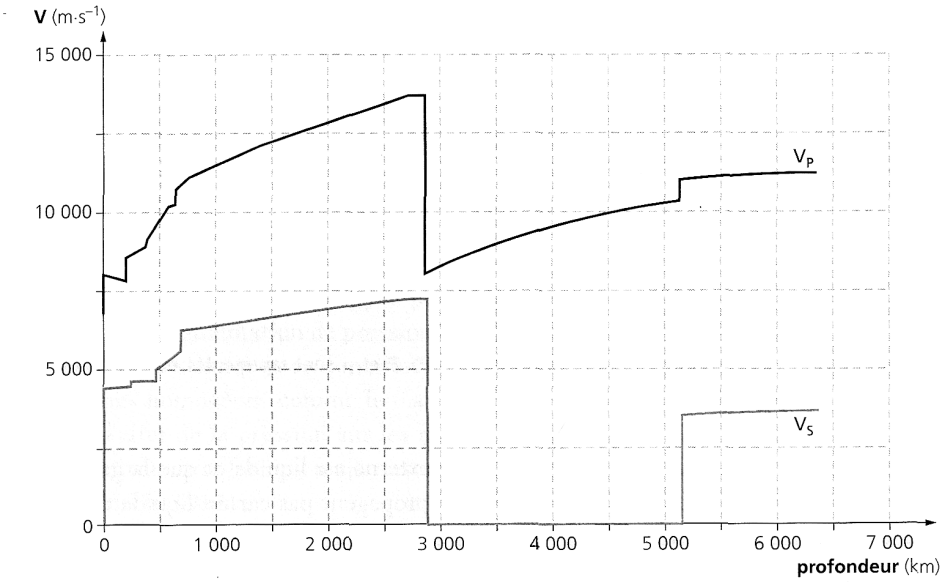
Figure 6b : carte des isobathes du Moho



Carte des isobathes réalisée par compilation de données issues de :Aljinovicet al. 1987; Ansorge et al. 1992; Argnani and Savelli 2001; Argnani and Torelli 2001; Arlitt et al. 1999; Blundell 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; Frasheri et al. 1996; Giese & Buness 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; Scarascia 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

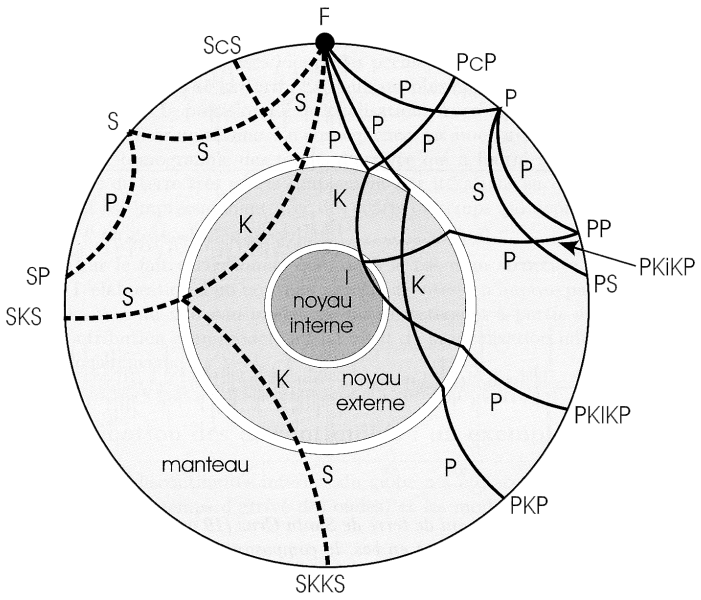
Pierre Dèzes, Peter A. Ziegler

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**



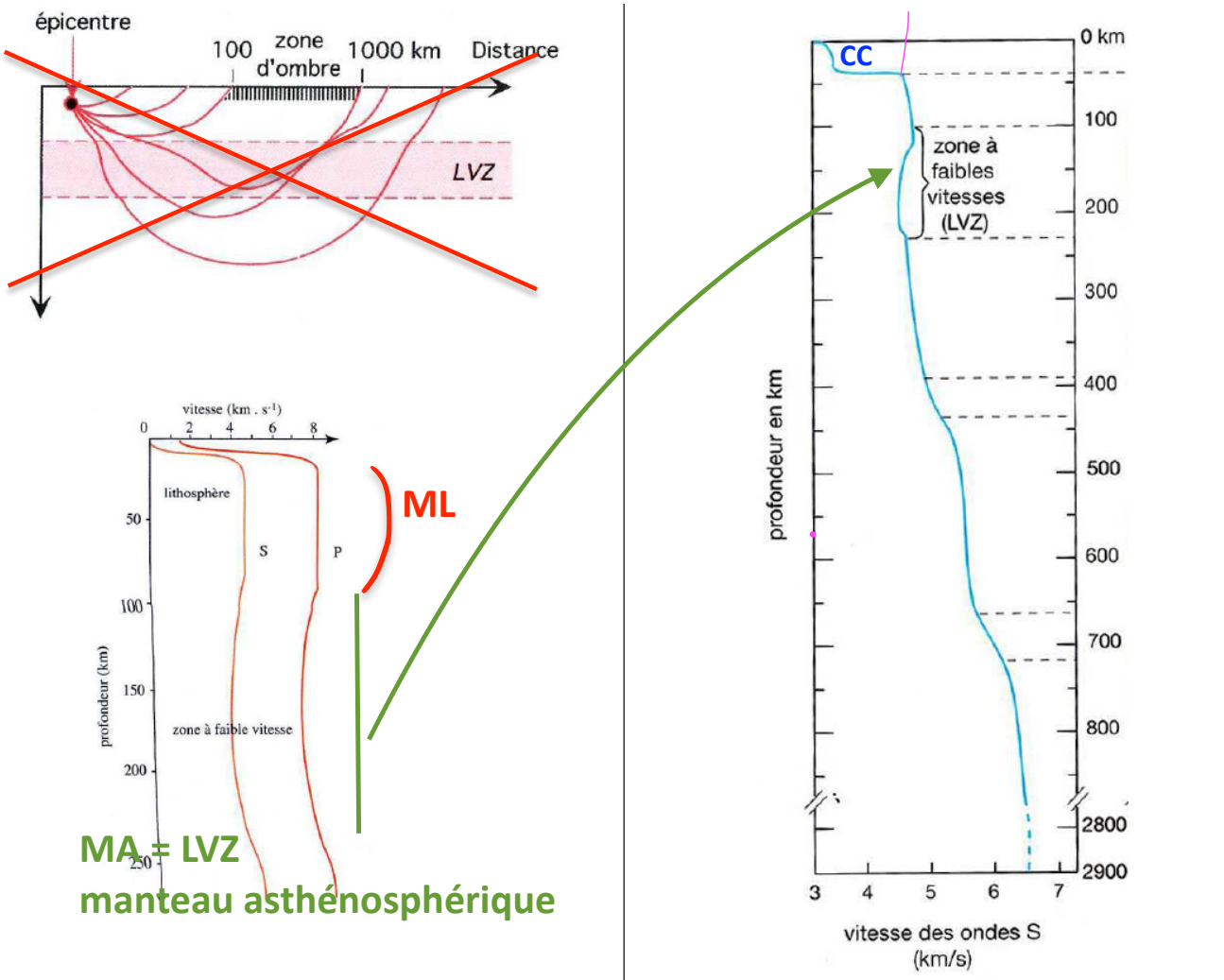
Que signifie :
- PKP?

-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))



sismique : au dessus de la LVZ, sismogène
mécanique : cassante, rigide
thermique : inf à 1300 degrés

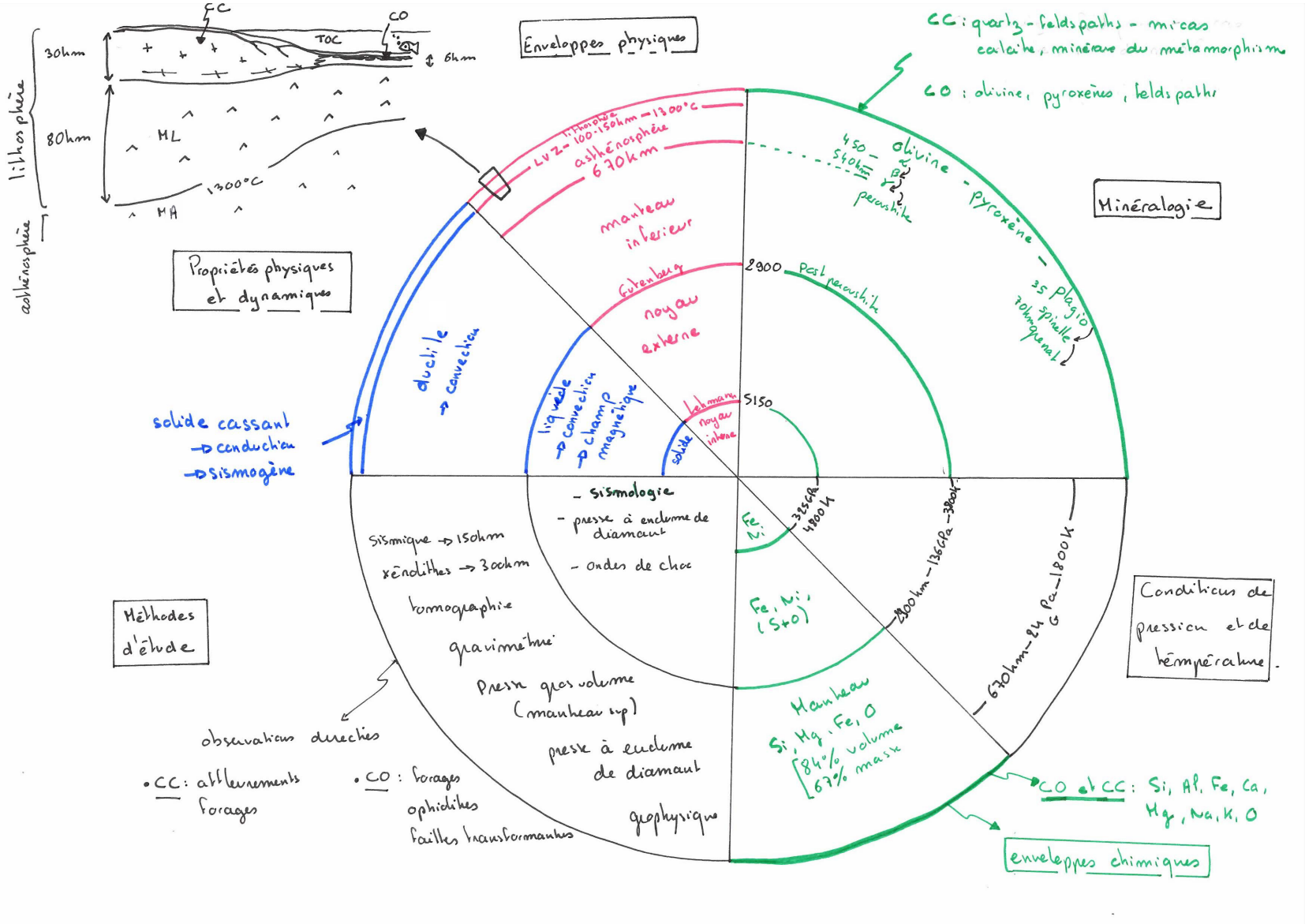
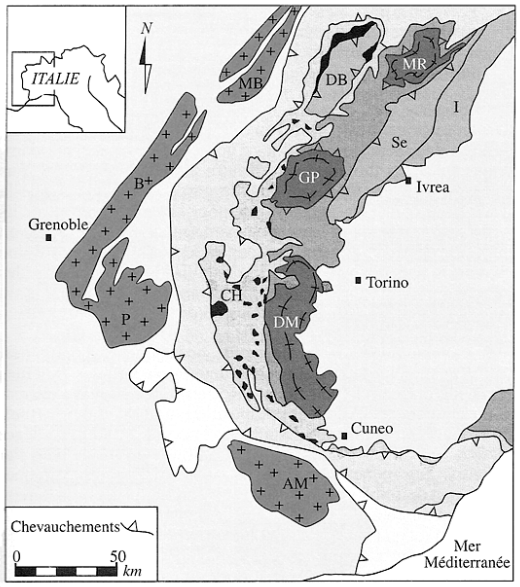


Figure 10 : modèle PREM
Preliminary Reference Earth Model

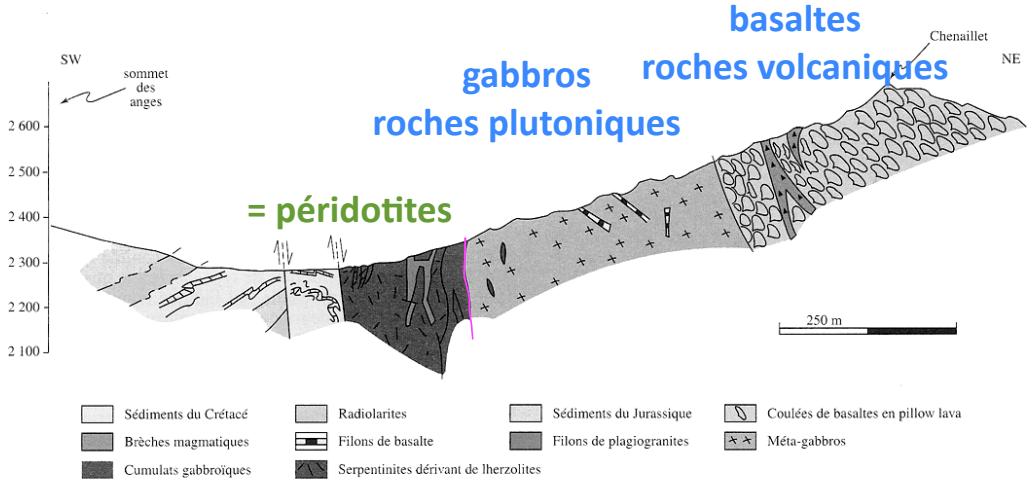
Figure 11 : le massif ophiolitique du Chenaillet (Hautes Alpes)
(in Caron et al., http://planet-terre.ens-lyon.fr



a b
Zone piémontaise externe : a-schistes lustrés, b-ophiolites (CH = Massif du Chenaillet)
Zone piémontaise interne (ophiolites et sédiments associés)
Massifs cristallins internes (DM = Dora Maira ; GP = Grand Paradiso ; MR = Monte Rosa)
Massifs cristallins externes (P = Pelvoux ; B = Belledonne ; MB = Mont Blanc ; AM : Argentera-Mercantour)
Unités austro et sud alpines (DB = Dent Blanche ; Se = Sesia ; I = Ivrée)
Flyschs
Unités briançonnaises
Zone Dauphinoise et sédiments tertiaires de la plaine du Pô

Ophiolites de la zone piémontaise dans les Alpes occidentales.

Basaltes en coussins au sommet du Chenaillet



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

Figure 12 : coupe dans le massif du Chenaillet

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

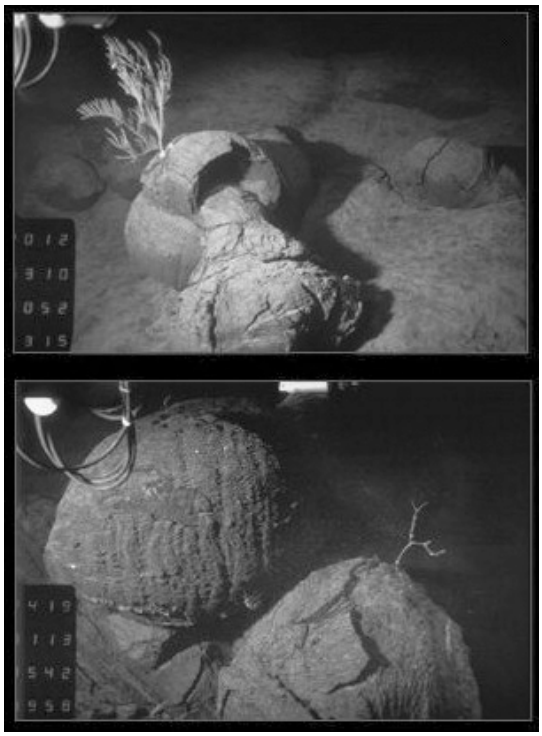
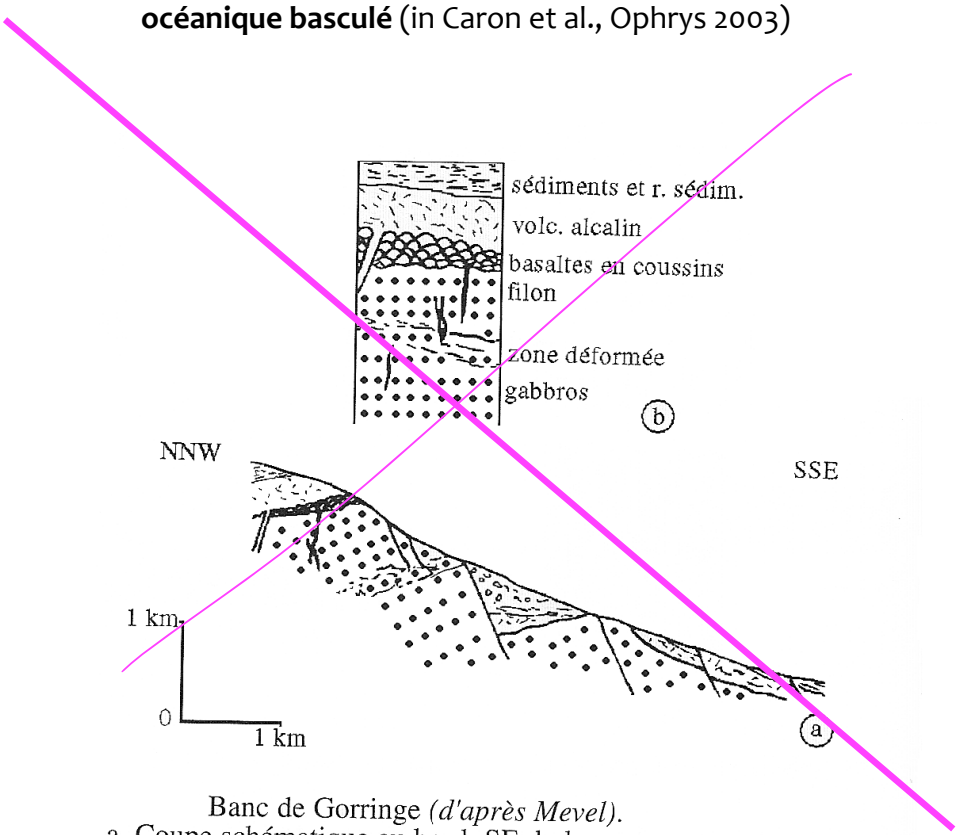


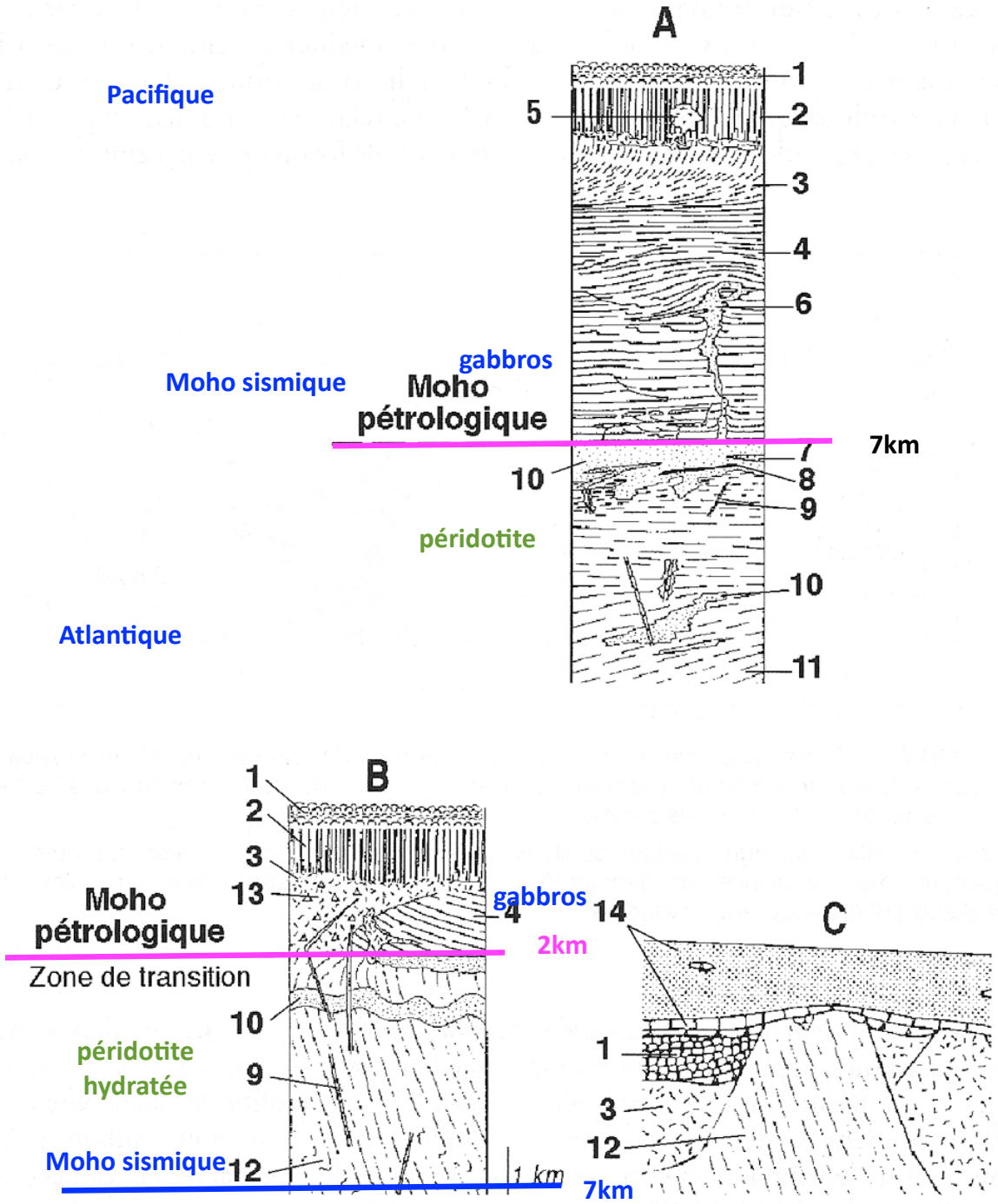


Figure 14 : le banc de Gorringe, un panneau de lithosphère océanique basculé (in Caron et al., Ophrys 2003)



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)



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

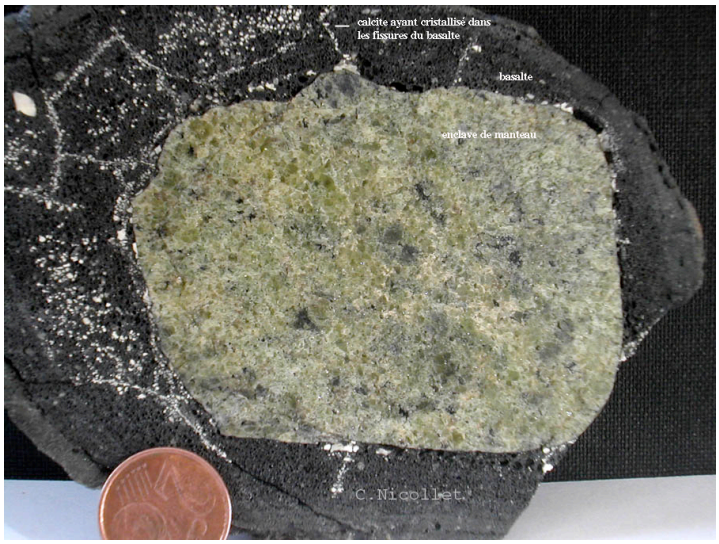


Figure 17 : diagramme de phase de la forstérite (Mg_2SiO_4) olivine magnésienne)
(in Dewaele et Sanloup, Belin, 2005)

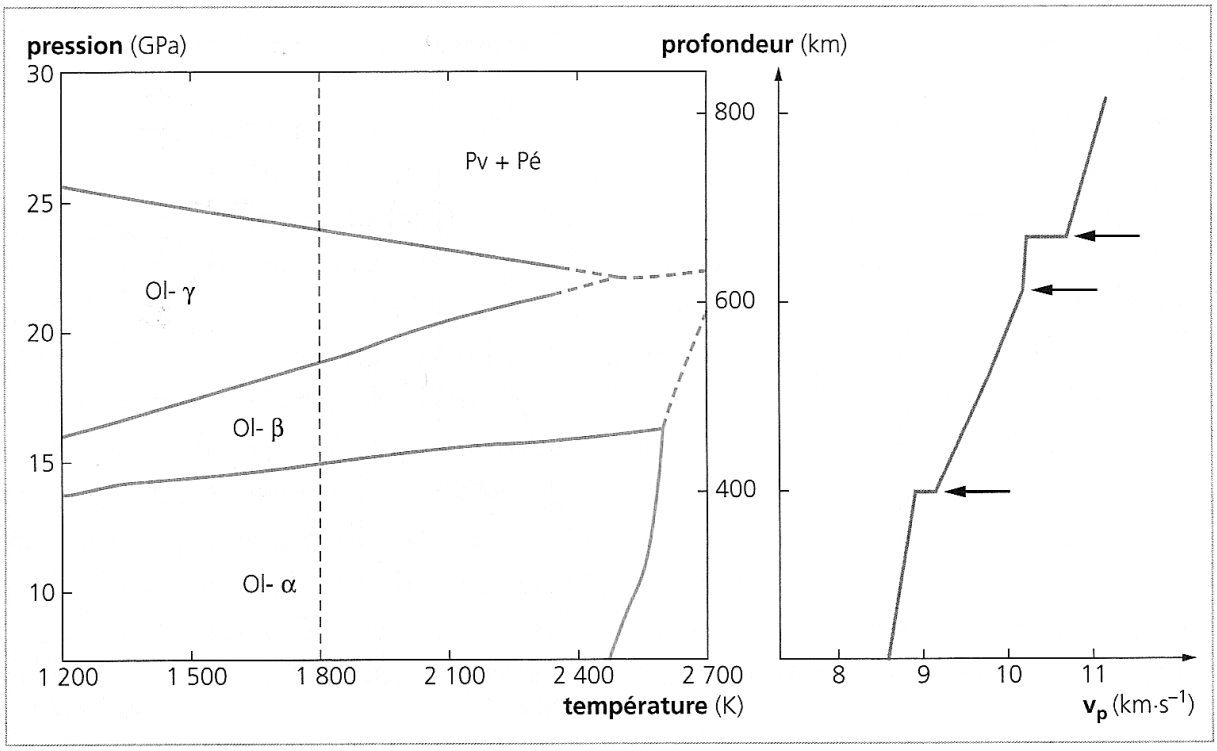
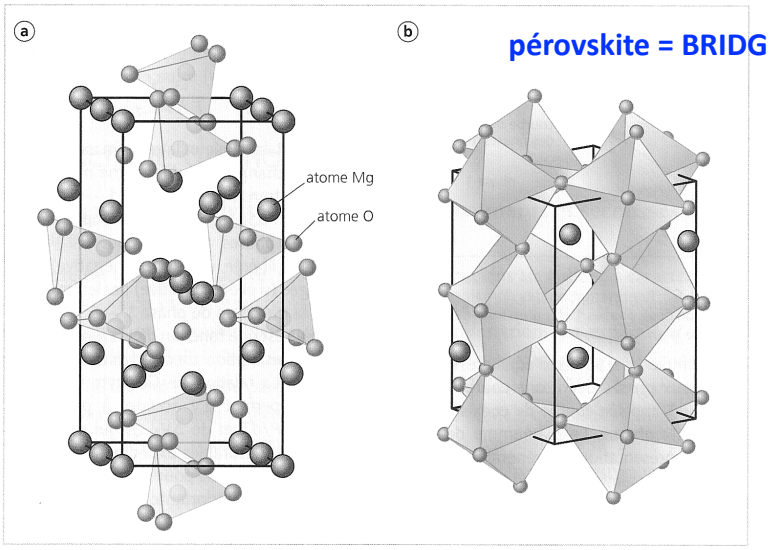


Diagramme de phase de la forstérite Mg_2SiO_4. **Le profil de vitesse sismique v_P du modèle PREM, en fonction de la profondeur correspondant à la pression, est donné pour comparaison. La ligne verticale indique la température de 1 800 K, température approximative du manteau à ces profondeurs. Ol-α : 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 MgSi03-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 ($a = 4,78$ Å, $b = 6,30$ Å, $c = 10,25$ Å 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 ($a = 4,78$ Å, $b = 4,93$ Å, $c = 6,91$ Å 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

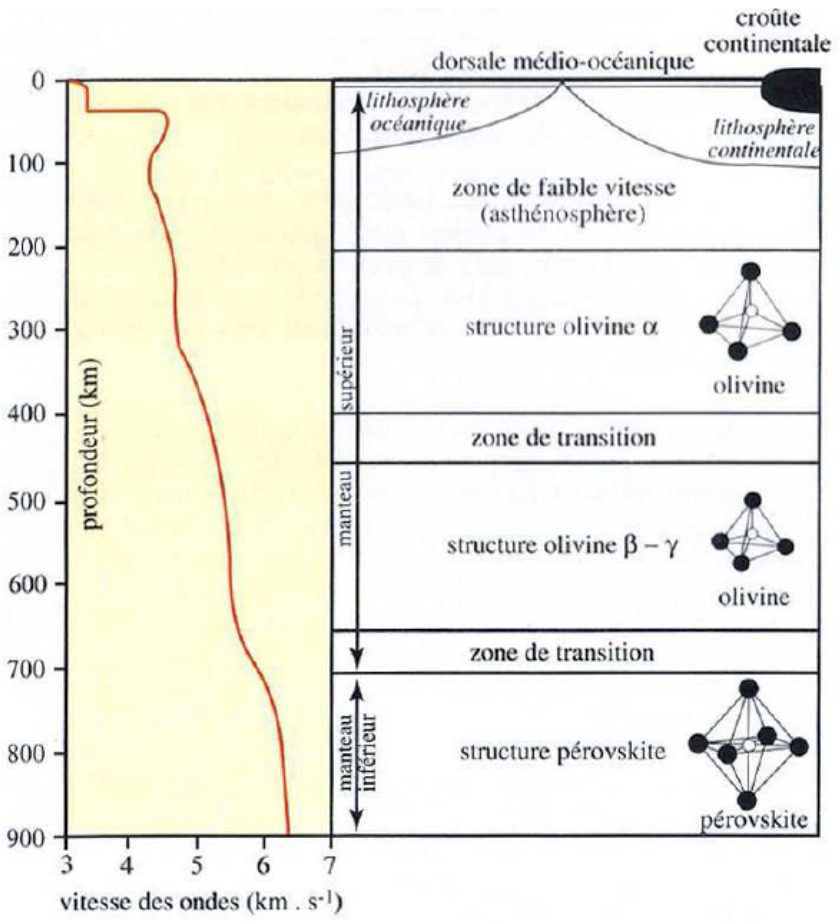


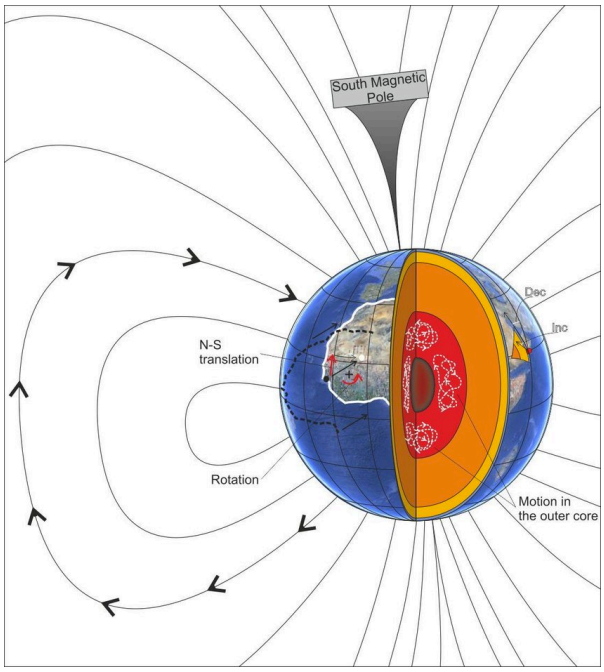
Figure 20 : comparaison des LO et LC

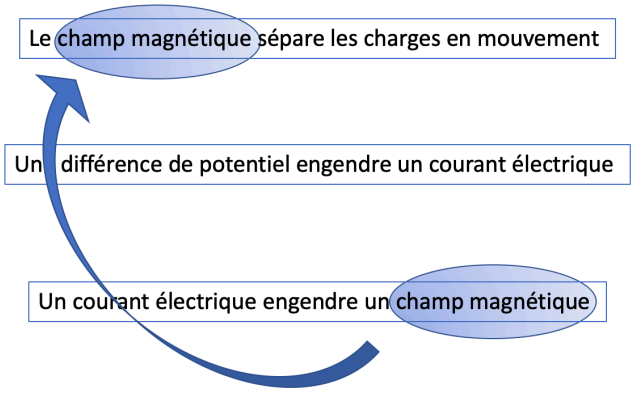
Type de lithosphère	Lithosphère continentale	Lithosphère océanique
Epaisseur de la croûte		
Densité moyenne de la croûte		
Roche dominante		
Agée/jeune		

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_2O_3	2	15	14	4		2-3
CaO	2,5	5	9	3		2-3
$Na_2O + K_2O$	1	6	2,5	1		1

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





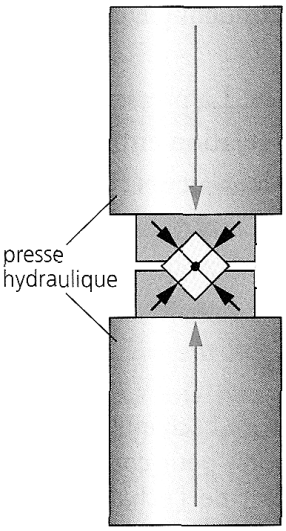
Thèse Sonette, 2012

Figure 23 : 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 ≤ 25Gpa et 600K < T < 2000K**
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.

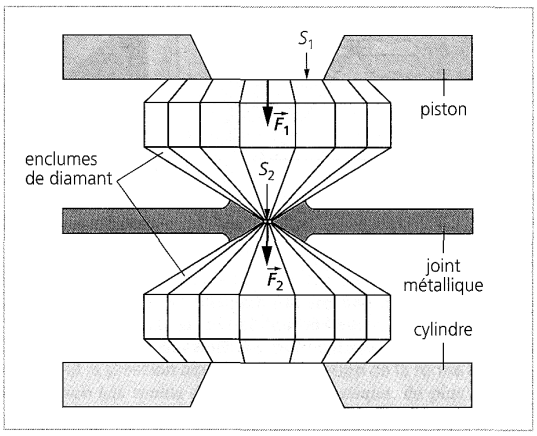


Schéma de principe d'une cellule à enclumes de diamant. **On applique une force $\vec{F_1}$ sur la surface arrière S_1 d'un des diamants, qui applique au niveau de sa tête de surface S_2 une force $\vec{F_2}$ sur l'échantillon, placé entre les deux diamants et inclus dans un joint métallique.**

➢ 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 qui 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.

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

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

Si le diamant transmet intégralement les forces :

$F1 = F2$

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

Pour avoir P2 = 100 Gpa, la force F1 à appliquer est $F1 = P2.S2 = 10^{11}.\ 8\ 10^{-9} = 800N$ *= 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**
Etude de gros échantillons *Pas d'accès optique direct* **Etude des roches du manteau supérieur**	*Etude de très petits échantillons* Accès optique direct : →chauffage par laser → mesures in situ **Etude des roches du manteau inférieur et du noyau externe**

