

Chapitre 4

APPROCHE DE LA STRUCTURE & DYNAMIQUE INTERNE DU GLOBE TERRESTRE

INTRODUCTIONRappels / définitions

géodynamique = dynamique de « geos », la Terre

interne : liée à l'énergie initiale issue de sa formation : dissipée et auto-entretenu ? => manifestations de surface : volcanisme, séismes vis-à-vis de la Terre profonde sous nos pieds

> 50% de l'**énergie** interne de la **terre** provient de la désintégration d'éléments radioactifs à période longue ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K : l'uranium 238, le thorium 232 ou le potassium 40 (radioactivité globale de la **Terre** : 76%).

La structure interne du globe désigne la répartition en enveloppes successives concentriques de la Terre de la surface vers son centre à près de 6400 km : croûtes, manteaux et noyaux, selon le modèle actuel, qui s'efforce de décrire leurs composition/ propriétés / comportements au cours des temps géologiques. Ces couches sont délimitées par des discontinuités (frontière entre 2 formations rocheuses aux propriétés ou de nature différentes), repérables grâce à la sismologie (voir cycle 4 du collège) qui a permis de déterminer l'état de la matière à des profondeurs inaccessibles.

roche = assemblage d'espèces chimiques (minéraux) arrangés en cristaux (à arrangement, agencement géométrique) ou pâte

=> représentez la structure de la Terre selon vous : votre schéma doit expliquer l'origine de la lave émise par les volcans.

Accroche du chapitre

La vision d'Aristote (IV^{ème} S av. J.-C) s'inscrit dans la théorie des 4 éléments : La Terre est exclusivement formée de l'élément terre ; entourée d'eau, puis d'air et enfin d'une couche de feu. Au delà, c'est le monde des astres et de l'éternité. La partie superficielle du globe contient des cavités internes et des canaux. Le vent (ou souffle interne), sortant des cavités, provoque des tremblements de terre.

Lorsqu'il est broyé en petites particules, il prend feu et donne des volcans.

le coeur de la Terre fascine : l'exploration humaine du coeur de la Terre est sujette aux rêves et fantasmes, comme dans le roman Voyage au centre de la Terre de Jules Verne.

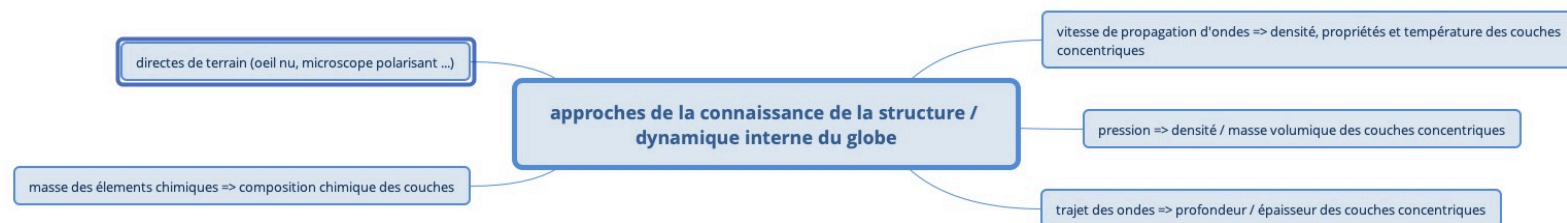
1665 (année de 1^{ère} observation de cellule par Robert Hooke) mais aussi représentations d'Athanasius Kircher du monde de surface (carte mondiale) et en profondeur: il est jésuite allemand du XVII^èS :

les éruptions de surface s'expliquent par un foyer profond qui leur ai relié par un système de conduits

Les mineurs y côtoient quotidiennement le phénomène d'élévation de la température qui dès le XVIII^è siècle influera sur les hypothèses d'un globe au coeur en fusion.

COMMENT L'HUMAIN A CARACTÉRISÉ LA STRUCTURE ET DYNAMIQUE DE SURFACE ET PROFONDE DE LA TERRE AU COURS DU TEMPS ?

rappel : notion d'écarts (anomalies) significatifs = fondamental en Géologie = base des interprétations pour décrire, comprendre la structure du globe (anomalies sismiques, thermiques)



I / APPROCHES DIRECTES

A/ de surface : prélèvements forages

interprétation : la distribution bimodale des altitudes s'oppose à la théorie de la contraction thermique de la Terre (Eduard Suess) pour expliquer les reliefs.

Elle se traduirait par des affaissements et des soulèvements aléatoires de la croûte terrestre.

L'analyse statistique des reliefs devrait révéler une distribution des altitudes de nature «moyenne», gaussienne et unimodale (courbe verte pointillée).

Or non !

Wegener poursuit : « La statistique des surfaces terrestres de même altitude met en lumière le fait curieux que l'écorce présente 2 niveaux prédominants entre lesquels les surfaces d'altitude moyenne sont minoritaires. De ces 2 altitudes, la plus élevée correspond aux aires continentales, la plus basse aux domaines abyssaux. Il suffit pour s'en rendre compte de diviser la surface du globe en km² et de les classer par rang d'altitude. En portant sur les abscisses les surfaces et les altitudes en ordonnées, on obtient une courbe connue sous le nom de courbe hypsographique »

La composition de la croûte terrestre est assez bien connue par l'étude des roches qui forment la surface terrestre et aussi par de nombreux forages. Notre connaissance du manteau et du noyau est, cependant, plus limitée car on ne peut forer au-delà de -15km aujourd'hui. Malgré tous les efforts déployés à cet effet, aucun forage n'a encore traversé le MOHO. comment fore t-on ?

[HTTPS://WWW.YOUTUBE.COM/WATCH?V=MINMZUKS0JM](https://www.youtube.com/watch?v=MINMZUKS0JM)

Les mesures de température réalisées dans les mines ou forages montrent que la température interne de la Terre croît avec la profondeur : le gradient géothermique (augmentation de la température avec les km) en °C.km⁻¹ est fonction des zones géographiques, environ 30°C.km⁻¹ dans la croûte continentale.

L'étude de la vitesse des ondes propagées dans le globe et des mesures de laboratoire permettent de déterminer l'évolution de cette température dans les différentes enveloppes (croûtes, manteaux, noyaux) (valeur du gradient > dans la lithosphère (10 à 30°C.km⁻¹) à l'asthénosphère (0,3°C.km⁻¹)

1956 : au Gouffre Berger, dans le massif du Vercors (Isère) la profondeur symbolique de -1 000 m est atteinte pour la 1ère fois

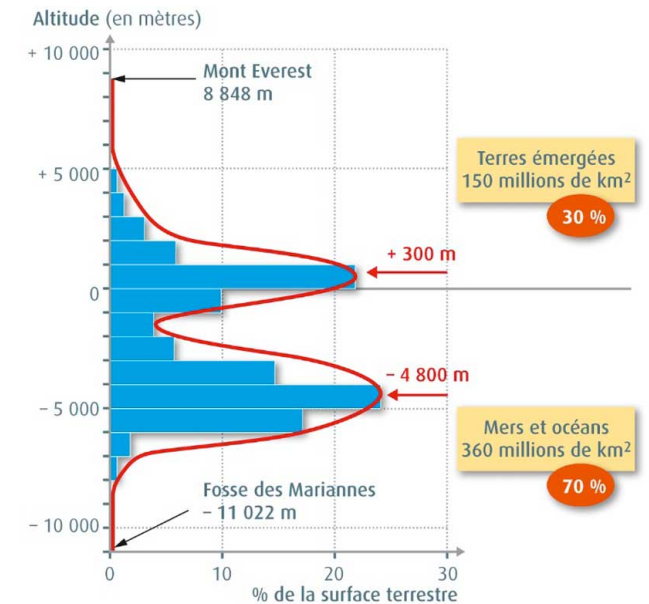
2005 : la profondeur des -2 000 m est dépassée par des spéléologues à Krubera-Voronja (ex gouffre Voronja), dans le Caucase occidental (Abkhazie).

Par ailleurs, la variété des terrains explorés dans les mines est beaucoup plus importante que les étendues de roches sédimentaires parcourues par les spéléologues et les terrains exploités sont bien plus anciens. Toutefois, même les mines les plus profondes du monde (-3 500m pour la Tau Tona d'Afrique du Sud en 2002) ne font qu'effleurer l'écorce terrestre.

La simple exploration humaine ne suffit pas à la connaissance du contenu profond du globe.

Au-delà de -2 km, l'exploration indirecte est nécessaire : les forages les plus profonds atteignent quasiment -13 km (record : -12, 376 par Exxon, 2012, forage pétrolier russe)

B/ au labo sur échantillons macroscopiques et lames minces au MP (LPNA/LPA) : estimation de masse volumique (densité) par application du principe d'Archimède, barre de roches/ capteurs piézométriques et Audacity composition chimique et structure/texture à l'oeil nu (connaissance de l'histoire des roches de leur origine à leur observation : "faire parler les roches") + voir livre p 196-197 (attention ils ont inversé plagioclase et olivine !)



- Différents critères de reconnaissance sont utilisés pour identifier des minéraux en LPNA ou LPA.
- Chaque critère n'est pas systématique d'un minéral à l'autre.

Fiche méthode 2

		En LPNA	
Couleur	Incolore	<p>Forme : géométrique angulaire. Aspect : limpide, parfois quelques craquelures.</p>	
		<p>Aspect : incolore à gris pâle, « poussiéreux ».</p>	
		<p>Aspect : incolore à jaune très pâle. Clivage : fissures à 90°, parfois visibles.</p>	
		<p>Forme : globulaire. Aspect : grisâtre, très craquelé.</p>	
		<p>Forme : lamellaire et allongée. Clivage : bien net, fines fissures dans le sens de la longueur.</p>	
	Beige à brun	<p>Forme : rectangulaire. Clivage : fines fissures parallèles dans le sens de la longueur. <i>Peut contenir des inclusions de zircons transparents, entourés d'une auréole noire</i></p>	

		En LPA	Nom
		<p>Teintes de polarisation : blanc, gris, noir. Extinction : roulante (passe du blanc au noir en tournant la platine).w</p>	<p>Quartz SiO_2</p>
		<p>Mâcles : blanches et noires de type « code barre », dites polysynthétiques.</p>	<p>Plagioclase (feldspath) De $(\text{Si}_3\text{AlO}_8)_n\text{Na}$ à $(\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_6)_n\text{Ca}$</p>
		<p>Teintes de polarisation : gris à jaune orangé. Extinction : droite ou oblique.</p>	<p>Pyroxène $(\text{Mg, Fe, Al})\text{Ca}(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$</p>
		<p>Teintes de polarisation : vives (jaune, rose, vert, bleu). Extinction : droite.</p>	<p>Olivine $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$</p>
		<p>Teintes de polarisation : vives (jaune, rose, bleu, vert). Extinction : droite.</p>	<p>Muscovite (mica blanc) $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH, F})_2]\text{K Al}_2$</p>
		<p>Teintes de polarisation : rose à vert. Extinction : droite.</p>	<p>Biotite (mica noir) $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{OH, F})_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})$</p>

à l'œil nu : la taille des minéraux d'une roche magmatique indique les conditions de refroidissement : rapide pour la structure microlithique, lente pour la texture microlithique voire grenue (en grain comme le granite)
 une couleur sombre indique une roche volcanique, à trou issu d'un dégazage, ce qui réduit la masse volumique

II / APPROCHES INDIRECTES

A/ sismique artificielle sonore réflexion / réfraction et analyse de séismes naturels de terrain par sismogrammes de sismographes de stations pour la

À l'aide des enregistrements de plusieurs sismographes (enregistreurs des stations sismiques), on détermine expérimentalement à la suite d'un séisme la position de son épicentre le plus précisément possible. Les vibrations qui se propagent ensuite à travers tout le globe sont pareillement enregistrées.

Ces



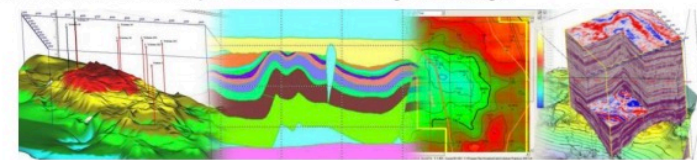
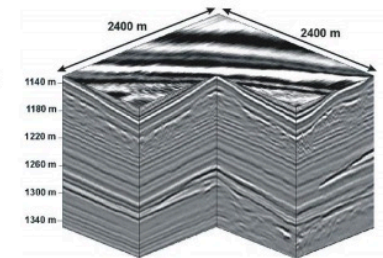
1. Introduction

TRAITEMENT

Le traitement des données sismiques 3D permet de restituer une vision du sous-sol en volume (bloc 3D).

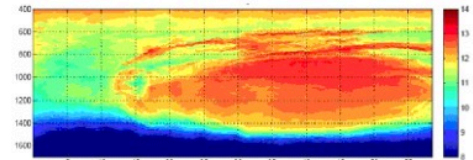
INTERPRÉTATION

- Étude des structures, cartographie des couches géologiques, des failles.
- Estimation des propriétés physiques des couches géologiques (amplitude, AVO, fréquences, vitesses...)
- Intégration de données de prélèvement, carottage ou forage.

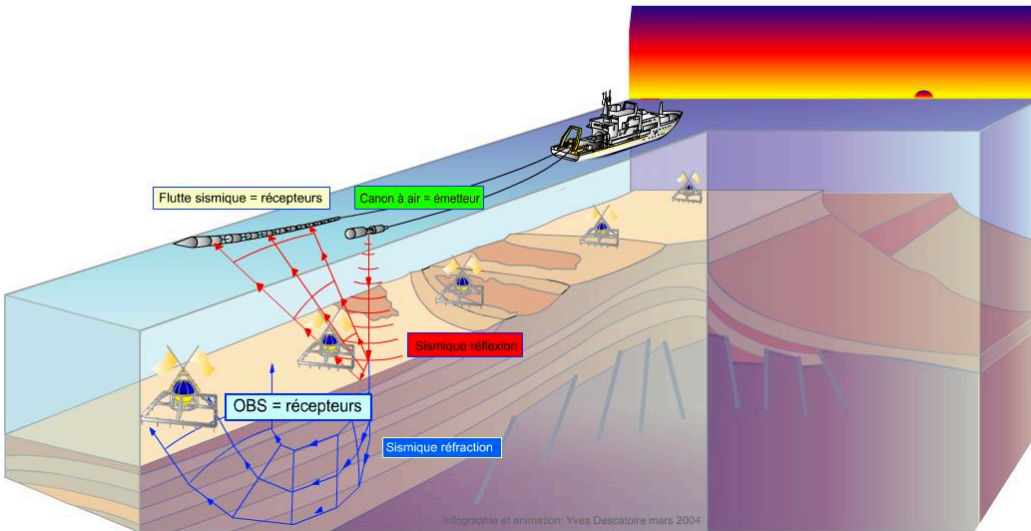


QUELQUES APPLICATIONS

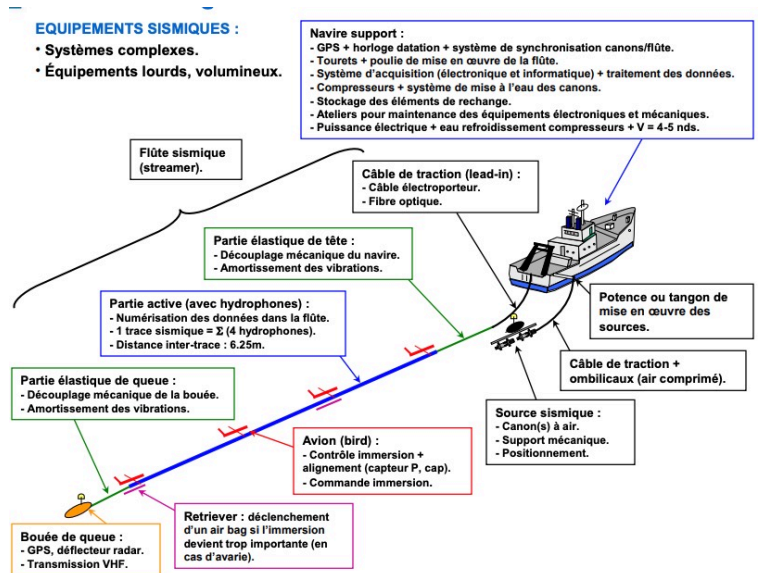
- Exploration de la **croûte océanique** (quelques mètres → plusieurs kilomètres de profondeur).
- Compréhension du mouvement des continents, de l'évolution des systèmes sédimentaires...
- Étude du fonctionnement des failles actives et la genèse de séismes.
- Exploration des ressources minérales et énergétiques.
- Étude des phénomènes de mélange des masses d'eaux océaniques.



Section verticale de la température obtenue en combinant des données XBT et des données sismiques colonne d'eau. (Campagne GO, Golfe de Cadix, Papenberg et al. 2010).



phénomènes ondulatoires sont soumis aux lois physiques de Snell-Descartes d'optique telles que



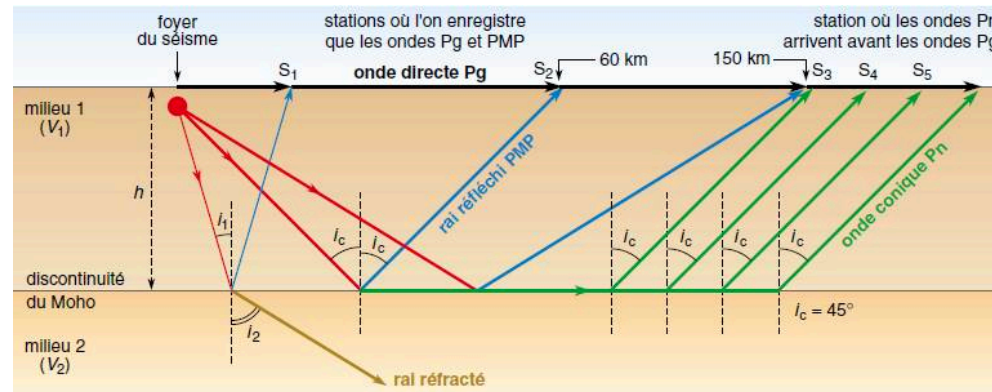
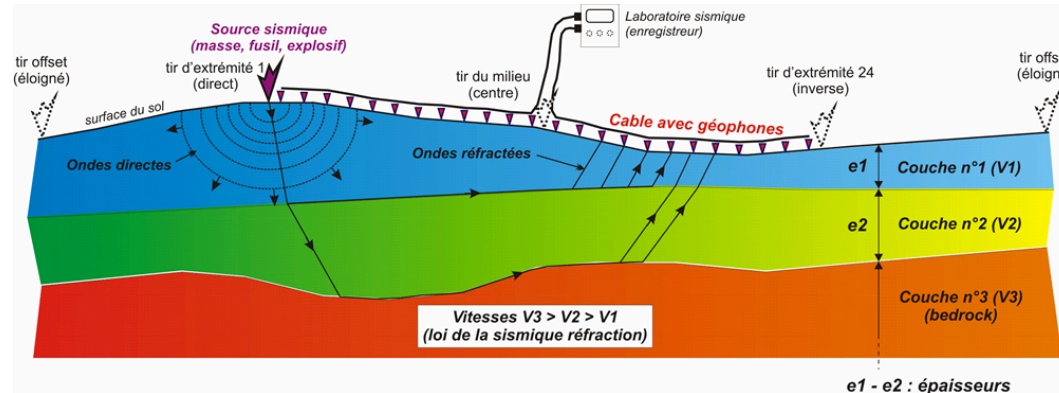
Ils correspondent à une brutale libération d'énergie dans le globe provoquant des secousses dans toutes les

la réflexion ou la réfraction : les ondes sismiques se "comportent" comme des rayons lumineux. Ainsi, elles ne se déplacent pas toutes à la même vitesse suivant le milieu qu'elles traversent.

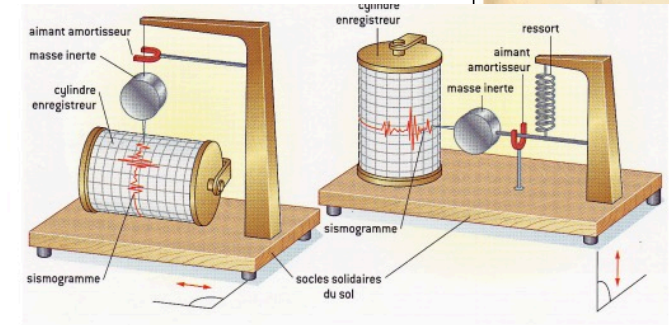
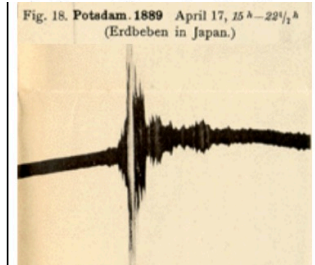
Ainsi, la composition et température profonde avec l'application de ces lois sont accessibles : les discontinuités et hétérogénéités des matériaux traversés sont trouvés : ce sont des variations de propriétés mécaniques (état des roches) et/ou de nature de roches

Le logiciel ondes P et la modélisation laser (voir AP # 5)

Des canons à air (= source sismique) de navires d'exploration marine enregistrant des données sismiques avec des hydrophones tractés et placement de sismomètres déposés au fond de l'océan (Belin p 124). Ces canons à air génèrent une onde sonore qui se propage dans l'eau et dans le sous-sol. Les couches géologiques du sous-sol sont caractérisées par une densité associée à une vitesse estimée à partir du temps double. Au niveau de chaque interface entre 2 couches successives : une partie de l'énergie de l'onde incidente est réfléchiée vers la surface et



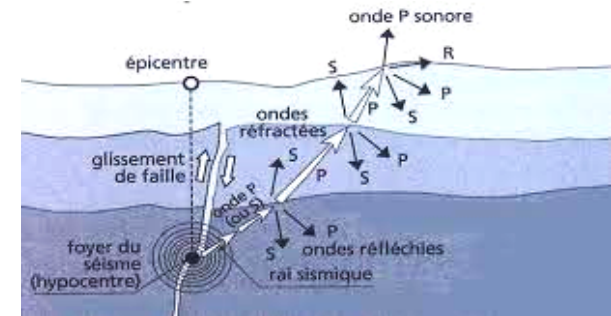
a) En 1889, on enregistre à Potsdam (banlieue de Berlin) un séisme sur les sismographes les plus modernes de l'époque. Très rapidement, on apprend que cet enregistrement correspond à un séisme violent qui s'est produit au Japon : A partir des sismogrammes on va petit à petit pouvoir analyser les ondes, puis la structure interne de la Terre



une partie de l'énergie est transmise dans les couches plus profondes. Les signaux réfléchis sur les couches du sous-sol sont reçus au niveau des hydrophones (capteurs de pression) de la flûte sismique (long câble remorqué derrière le navire), puis enregistrés (temps doubles).

Les études sismiques ont pu mettre en évidence dans la 1ère partie du XXè S que les enveloppes et notamment le manteau n'étaient pas homogènes puisque les vitesses de propagation d'ondes changent

1909 : Andrija Mohorovicic météorologue croate, pionnier de la sismologie, étudie divers sismogrammes d'un même séisme près de Zagreb : C : à partir d'une certaine distance du foyer, des ondes P (Pn) arrivent en avance par rapport à un 2è train d'ondes Pg et d'autres PmP, arrivant en retard par rapport aux Pg : interprétation ; changement de matériau entre au-dessus de cette limite et en-dessous

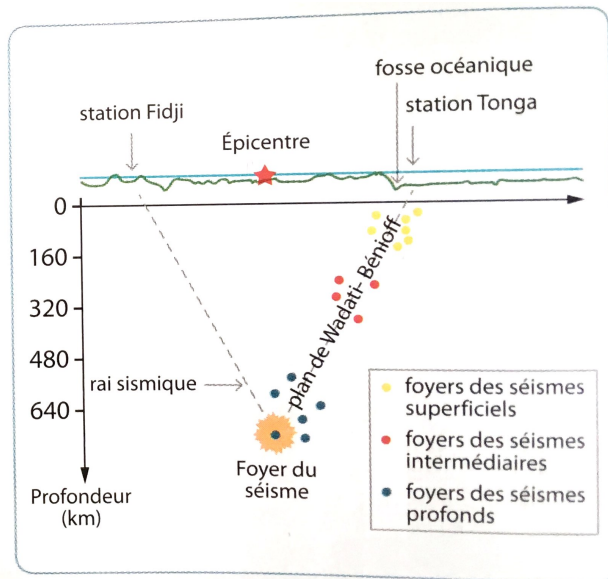


voir calcul de la profondeur du MOHO dans le chapitre 3

Comment le sait-on ?

⇒ par des méthodes complémentaires pour une auscultation thermique du manteau

La majorité des hypocentres à la surface de la Terre sont entre -5 et -100 km.



1935 : le sismologue japonais Kiyoo Wadati met en évidence l'existence d'hypocentres profonds jusqu'à - 700 km au niveau des fosses océaniques (subductions).

1949 : Hugo Benioff, sismologue américain, montrent que ces séismes sont orientés selon un plan incliné nommé ensuite plan de Wadati-Benioff. Benioff émet ensuite l'hypothèse que le fond océanique est entraîné dans le manteau.

1964 : 3 américains Jack Oliver, Bryan Isacks et Lynn Sykes examinent l'activité sismique au niveau de la fosse des Tonga (pacifique Sud). Ils enregistrent les ondes sismiques produites par un séisme profond dont l'épicentre se trouve à égale distance des stations Fidji et Tonga : les ondes P parviennent 2 secondes plus tard à la station Tonga que Fidji.

La structure interne de la Terre, ainsi que l'état et la densité de la matière, ont donc été déduits de l'analyse du comportement des ondes sismiques. Les ondes P se propagent dans les solides, les liquides et les gaz, alors que les ondes S ne se propagent que dans les solides. On sait aussi que la vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

4a : Propose une explication au décalage temporel pour l'arrivée des ondes entre les 2 stations.

Si les ondes arrivent plus vite au niveau de la station des Tonga c'est peut être qu'elles ont rencontré un matériel plus rigide.

4b : Propose une expérience pour vérifier la validité de ton hypothèse (tu as, entre autres, à ta disposition des capteurs permettant d'enregistrer les ondes sismiques). Appelle le professeur pour vérifier ton protocole et obtenir le matériel.

Il faut tester l'influence de la température d'un matériel sur la vitesse de propagation des ondes sismiques. Pour cela on prendra de la paraffine très froide (donc rigide) et de la paraffine chaude (donc ductile) et on mesurera le temps mis par les ondes de compression pour parcourir une certaine distance puis on en déduira la vitesse des ondes dans les 2 cas.

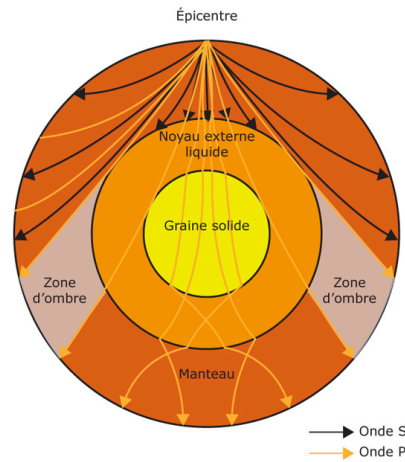
Vitesses d'ondes P et S

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4\mu}{\rho}}$$

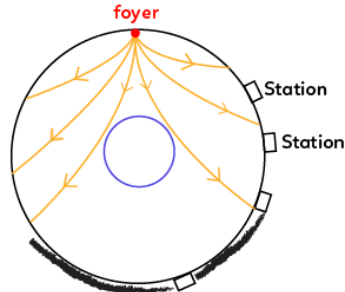
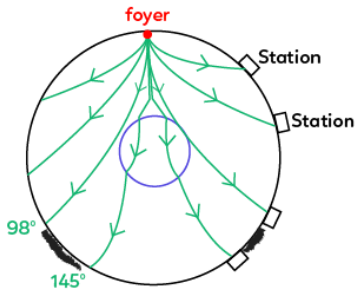
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

où K : module de compressibilité
 μ : module de cisaillement
 ρ : densité

$$V_p > V_s$$

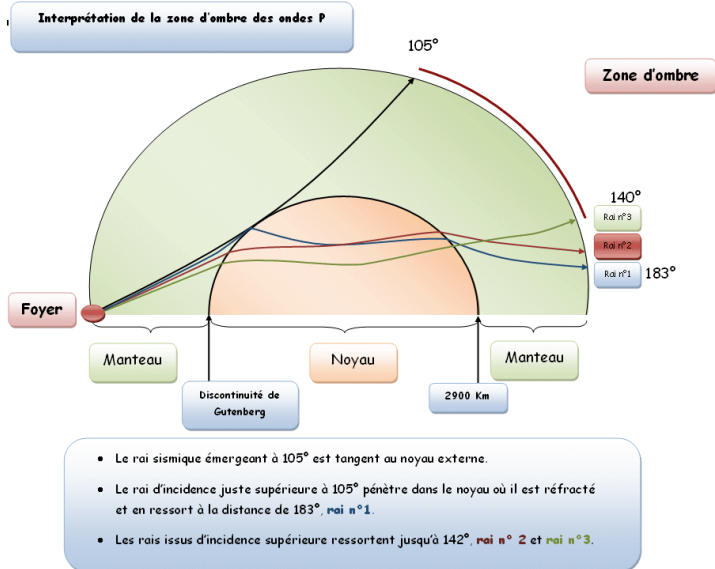


→ Onde S
 → Onde P



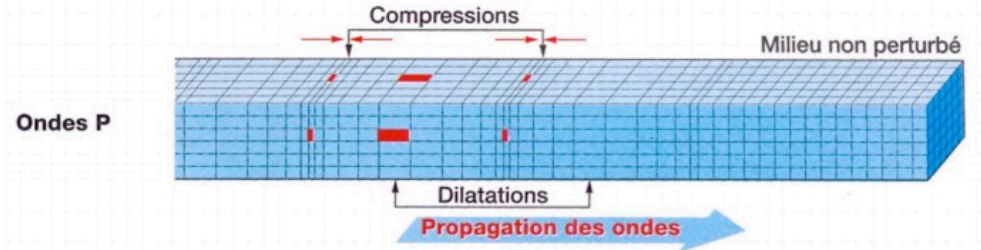
→ : rais de l'onde P = zone d'ombre → : rais de l'onde S

modélisation analogique et zone d'ombre :



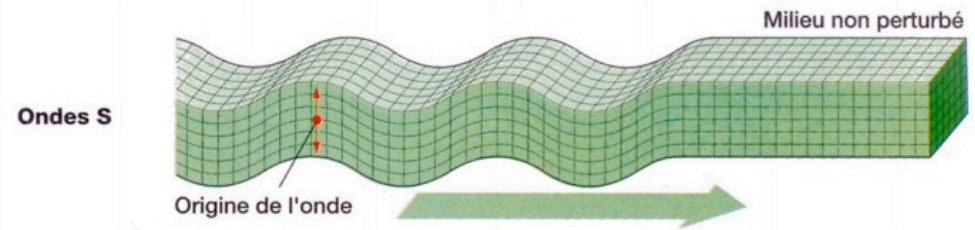
• Ondes P ou ondes Premières

Ondes longitudinales dites de compression/décompression. Les particules sont déplacées parallèlement à la direction de propagation des ondes. Elles se transmettent dans les milieux liquides et solides.



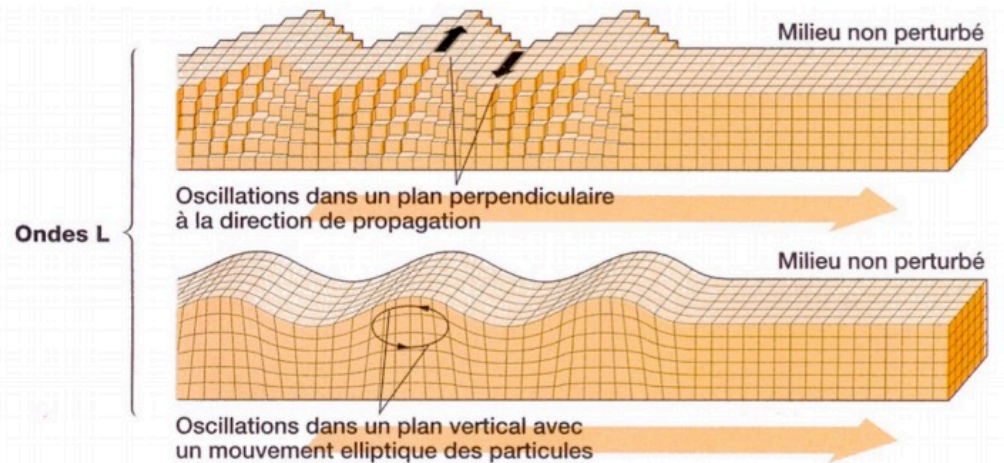
• Ondes S ou ondes Secondes

Ondes transversales dites de cisaillement : les particules sont déplacées dans la direction perpendiculaire à la propagation. Elles ne se propagent pas dans les liquides. Leur vitesse est moins rapide que les ondes P.



• Ondes L ou ondes Longues

Elles se propagent en surface, elles ont une amplitude plus forte que les deux précédentes.



1936 : Histoire des Sciences : Inge Lehmann : le noyau contient une graine solide interne car des ondes P indirectes sont enregistrées dans la zone d'ombre, issues selon elle d'une réflexion de surface de ce noyau solide. cette interprétation n'est accueillie avec enthousiasme par la communauté scientifique et le rayon de la graine est estimé par Gutenberg en 1938 et Jeffreys en 1939 entre 1200 -1250 km (actuel : admis : 1221)

rappel : notion de modèle analogique : on substitue au réel des objets extraits du réel (car problème d'accès au réel, difficultés techniques ...) : un modèle se critique, améliore, il prévoit, simule, remplace, permet des mesures, des extrapolations. Il représente le réel sans l'être (attention aux changements d'échelle), propositions des forces ...

existence d'une **étude du magnétisme**

Sous l'effet de sa rotation et des mouvements internes des métaux en fusion de son noyau, la Terre se comporte comme une sorte de dynamo, dont résulte un champ magnétique. Celui-ci est peu important par rapport aux aimants industriels, mais est suffisant pour dévier l'aiguille d'une boussole et protéger en partie la surface terrestre de rayons cosmiques, comme ceux des vents solaires, qui perturberaient sinon les appareils électroniques.

Ce champ varie dans le temps. Dans la vie de la Terre, il s'est même inversé des centaines de fois, pour des raisons encore méconnues, mais qui occupent une recherche active. Celle-ci n'a pas pour le moment permis de mettre en évidence un effet dynamo dans une sphère en rotation lente, mais a montré la formation de colonnes de convection à certaines températures selon la viscosité des fluides et la vitesse de rotation. Ces mouvements sont apparemment compatibles avec ce que nous connaissons du champ électromagnétique terrestre.

physique vers - 30 km entre croûte et manteau

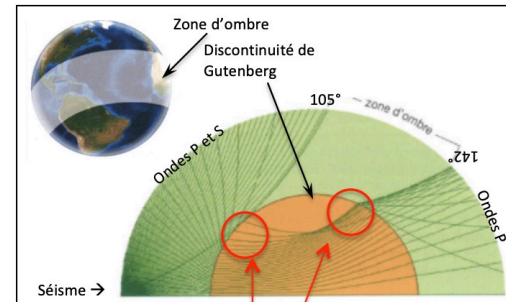
à étude Tectoglob3D de P. Cosentino :
<https://www.youtube.com/watch?v=qcFp88S8V4A>

B/ tomographie sismique (1981) : consiste en l'interprétation d'écarts (anomalies positives ou négatives) de vitesses d'ondes propagées, par rapport au modèle PREM de prévision des vitesses d'ondes : ces anomalies sont vues comme des variations positives/négatives de densité donc de température (+ modèle IASP 91 de 1991)

1/ la vitesse des ondes P et S est fonction des masses volumiques μ , d'une constante K, d la densité du matériau

2/ on a des collectes d'informations sismiques à différentes profondeurs

<https://scolawebtv.crdp-versailles.fr/?id=32366>



c) Mais en 1906 Gutenberg avait remarqué que lorsque les stations d'enregistrement sont situées entre 11500 km et 14500 km (105° et 142° de distance angulaire) de l'épicentre, on observe **une zone d'ombre** sismique caractérisée par une réception des ondes P et S anormale.

Au-delà de cette zone, les ondes qui réapparaissent sont plus lentes.

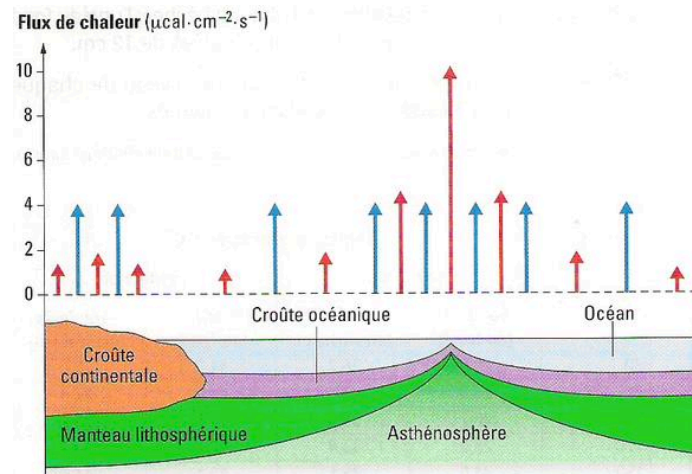
Interprétation : Cela met en évidence l'existence d'une **discontinuité** (rupture dans la continuité des matériaux) à 2900 Km de profondeur : la **discontinuité de Gutenberg**

Les ondes P subissent **une double réfraction** qui dévie les ondes et crée la zone d'ombre. La disparition des ondes S indique que le milieu est liquide.

La terre apparaît désormais constituée de 3 couches concentriques : **croûte** (Sial), **manteau** (Sima), **noyau** dont au moins la partie externe est liquide. Toute la Terre est donc bien solide jusqu'à 2900 Km de profondeur.

La **discontinuité de Lehmann**, située vers 5 100 km entre le noyau externe et la graine (solide) a été découverte en 1936 par Inge Lehmann.

d) En 1909, le croate Andrija Mohorovicic travaille sur un jeu complet de sismogrammes après le séisme de Zagreb (doc 2 page 113) : il remarque que des ondes arrivent aux stations d'enregistrements entre les ondes P et les ondes S : ce sont des ondes P !



La tomographie sismique. La durée du trajet d'ondes sismiques de l'épicentre aux stations d'enregistrement est comparée avec une valeur calculée à partir du modèle de la structure interne du globe. Une hétérogénéité locale de température peut faire varier la vitesse des ondes et donc la durée des trajets. Les écarts de vitesse par rapport au modèle théorique (exprimés en pourcentage) traduisent des variations profondes de la température.

la tomographie est donc un moyen d'analyse de données sismiques pour réaliser des cartes de l'état physique de la péridotite du manteau, notamment donc de sa température par extrapolation d'anomalies négative / positives de vitesses

le delta t, écart de temps entre perturbation au marteau et fin de traversée d'une barre de roche X obtenu par EXAO avec capture par 2 capteurs piézométriques (voir AP # 5), connaissant la longueur de la barre permet de calculer la vitesse de propagation des ondes de vibration créées dans le matériau de la barre ($v = d/t$), corrélé à une nature de roche mais aussi une température mesurable par une sonde

à droite : le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski & Anderson, 1981), établi à partir de la vitesse des matériaux

L'étude de la propagation des ondes sismiques à travers le manteau et le noyau indique la pression qui y règne, mais pas la température.

En laboratoire, on essaye donc de reconstituer les conditions de pression – en utilisant des presses à enclumes de diamant – et de température – par chauffage laser – qui règnent dans le noyau. À la frontière entre le noyau liquide et le noyau solide, la pression est de 3,3 Mbars, et la température devrait être proche de la température de fusion du fer à cette pression. Mais quelle est cette température de fusion ? Dans ces conditions extrêmes, il est difficile de déterminer si un échantillon de fer est liquide ou solide. On a utilisé la source de rayons X de l'ESRF pour déterminer la structure de l'échantillon, qui indique s'il est liquide ou solide => on a trouvé que la température de fusion entre noyau solide / liquide est de 6 230 °K, avec une incertitude de 500°K (environ 5957°C +/- 287°C), valeur compatible avec les prévisions théoriques.

Voyons les cellules à enclume de diamant de plus près.

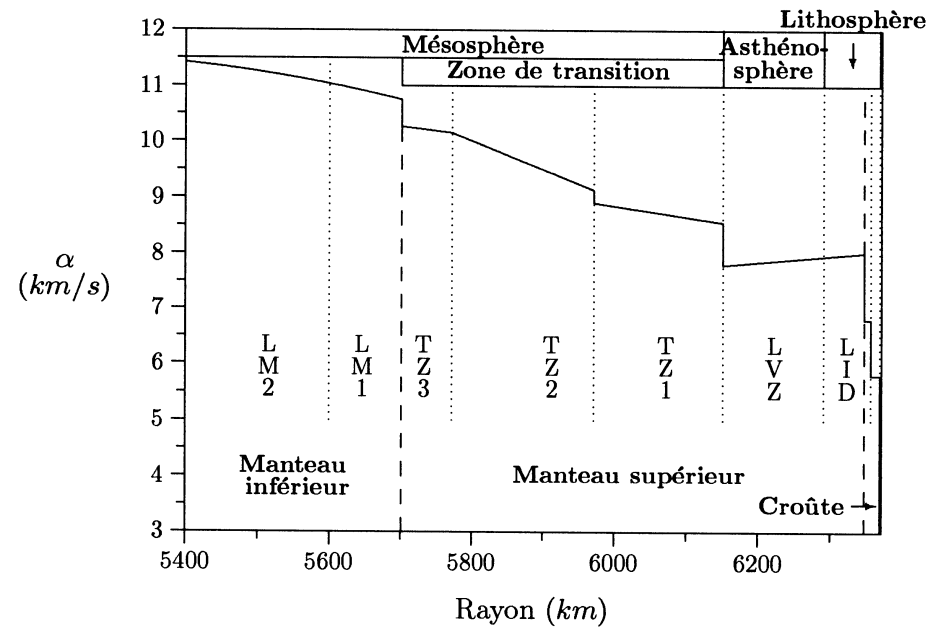
C/ au laboratoire

1/ cellules à enclumes de diamant : objectif : reconstituer les conditions (P,T) pour comprendre l'état de la matière en profondeur (manteaux, noyaux)

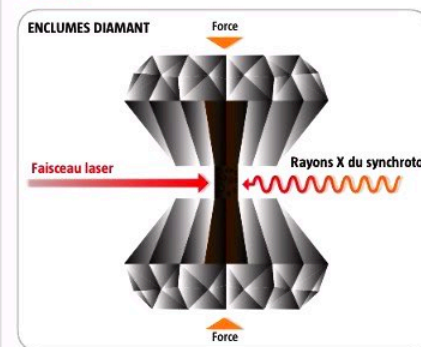
[HTTP://PHILIPPE.COSENTINO.FREE.FR/PRODUCTIONS/ENCLUMES/](http://philippe.cosentino.free.fr/productions/enclumes/)

Définition et intérêts : = instrument fondamental pour l'étude expérimentale des matériaux du manteau / noyau terrestre. Le domaine (P,T) accessible par cette technique couvre pratiquement tout le domaine de à l'intérieur de la Terre et des planètes telluriques : pression jusqu'à 500 GPa (5 millions d'atmosphères) et température jusqu'à 5 000 K. La transparence du diamant sur une large bande de longueur d'onde, de l'infrarouge aux rayons X et gamma permet de mesurer in-situ les propriétés des matériaux (changements subis par les matériaux à HTHP) donc de suivre le comportement des roches et minéraux et de préciser :

- 1/ les changements de densité en fonction de la pression et de la température,
- 2/ les changements de phases des minéraux (état 3D des cristaux)
- 3/ les variations des propriétés élastiques et de vitesses de propagation des



Doc. 3 La détermination de la température du noyau.



Extrapolées jusqu'à 3,3 millions d'atmosphères, les mesures donnent une température de fusion du fer de 6 000 ± 500 °C.

Les scientifiques ont réussi à déterminer la température de fusion du fer à une pression de 2 millions d'atmosphères (200 Gigapascals). De minuscules grains de fer, de la taille de grains de poussière (quelques microns), ont été comprimés entre deux pointes de diamants, créant ainsi une pression atteignant 2 millions d'atmosphères. Un faisceau laser a permis de chauffer les échantillons à plusieurs milliers de degrés. Grâce à un faisceau ultra fin de rayons X, les chercheurs ont pu déterminer par diffraction l'état de l'échantillon, solide ou en fusion, jusqu'à des valeurs de 4 800 °C et 2,2 millions d'atmosphères. Cette technique n'avait pas encore été employée car elle est difficile à mettre en œuvre pour des échantillons si petits.

ondes acoustiques en fonction de la pression et de la température

• **4/ les phénomènes de fusion à haute pression**

Principe : il repose sur un principe physique simple : pour atteindre des pressions élevées il faut appliquer une force importante sur une surface la plus réduite possible ($F = P/S$). Le diamant présente des caractéristiques de résistance à la compression exceptionnelles. A la fin des années 1950 un américain a eu l'idée d'utiliser des diamants comme enclumes dans un montage. L'échantillon à étudier sous pression est placé dans un trou (de 50 à 300 μm de diamètre) percé dans une feuille de d'acier (joint) de quelques dixièmes de millimètres d'épaisseur serré entre 2 diamants taillés et présentant une surface plane (la tablette) d'un diamètre variant de 10 à 700 μm (voire plus). Pour être poussés en opposition, ces diamants sont placés respectivement sur un cylindre et un piston coulissant l'un dans l'autre. Le piston est poussé à l'aide d'un système mécanique qui la plupart du temps consiste en un système de levier et de vis manœuvré à la main. Il existe des systèmes pneumatiques plus sophistiqués permettant des mouvements contrôlés et fins de coulissage du piston dans le cylindre. Le choix du milieu de transmission de la pression est crucial. Pour que la pression soit la plus hydrostatique possible (même valeur en tous points du milieu), l'idéal est un liquide ou solide mou. **Les éclats de rubis servent à mesurer la pression à laquelle est soumise l'échantillon, dopés avec des ions Cr^{3+} émettant une fluorescence quand éclairés par un laser. C'est ensuite analysé par un spectromètre : le spectre montre 2 raies de fluorescence qui se décalent avec la pression. Le décalage est calibré en fonction de la pression. On voit les 2 diamants, le joint circulaire, l'échantillon entouré d'un milieu transmetteur de pression et un éclat de rubis.**

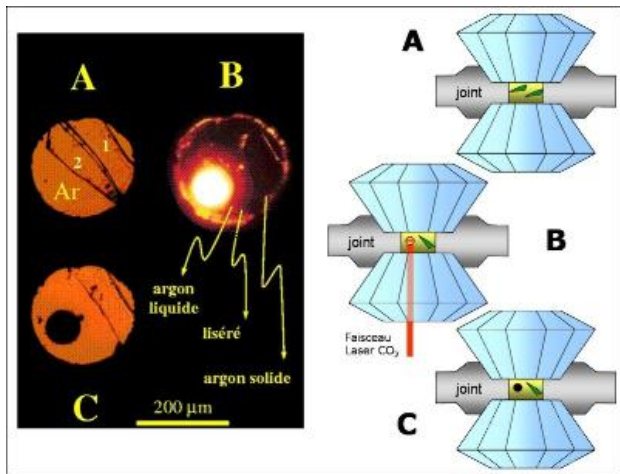
Pour recréer les conditions régnant dans le manteau terrestre en laboratoire, de très petits morceaux d'oxyde de fer magnétique peuvent être placés entre les pointes de 2 diamants pressés l'un contre l'autre, afin de produire des pressions atteignant 90 GPa. Un faisceau laser infrarouge peut alors chauffer l'échantillon jusqu'à 1.000 °C.

[HTTPS://WWW.YOUTUBE.COM/WATCH?TIME_CONTINUE=6&V=VO4kZFHPWBU](https://www.youtube.com/watch?time_continue=6&v=VO4kZFHPWBU)

Les domaines d'application de la technique de la cellule à enclumes de diamant sont variés, depuis la physique des matériaux sous conditions extrêmes jusqu'à la géophysique en passant par la biologie ! La technique a donc beaucoup évolué pour permettre de comprimer en chauffant ou en refroidissant des matériaux solides ou liquides (magmas, minéraux, molécules organiques, éléments ...). Un géotherme permet de voir qu'une grande partie des conditions de pression et de température caractéristiques de la Terre sont accessibles à cette technique.

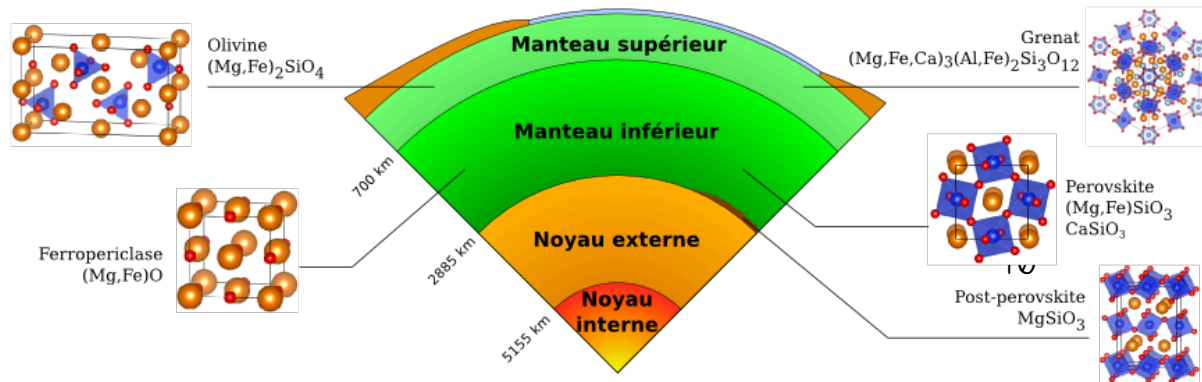
Un exemple visuel simple : la fusion de l'olivine à haute pression

Déterminer la température de fusion d'un minéral ou roche est essentiel pour comprendre les phénomènes magmatiques. A pression ambiante, l'expérience est facile mais plus difficile à HP (Haute Pression). La cellule à enclumes de diamant permet de réaliser des expériences de fusion et cela jusqu'à des pressions de dizaines de GPa. APr exemple, dans le cas des cristaux d'olivine. 2 cristaux (1 et 2) sont comprimés avec de l'argon Ar comme milieu de transmission de la pression. Le faisceau d'un laser IR de puissance est focalisé sur l'un des échantillons au travers de l'un des diamants. On augmente la puissance du laser jusqu'à induire la fusion (aux environs de 2 500 K) qui se matérialise dans cette expérience par la formation d'une boule d'olivine fondue. En coupant le laser instantanément la température de l'échantillon redescend à la température ambiante en une fraction de seconde conduisant à une trempe du liquide en verre.



formation d'une boule

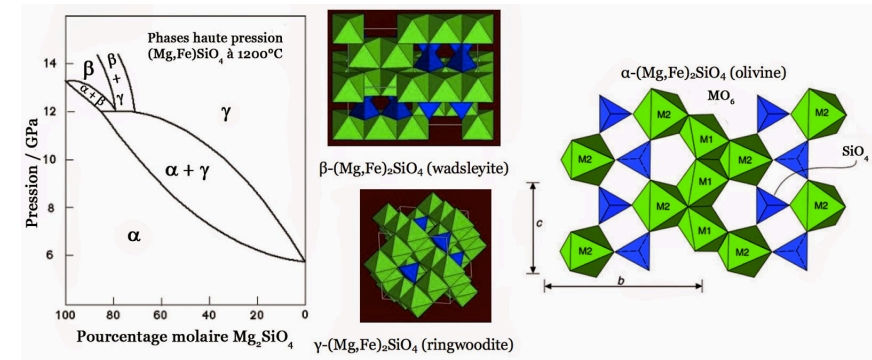
d'olivine fondue. En coupant le



Expérience de fusion à haute pression de l'olivine Mg_2SiO_4 en cellule à enclumes de diamant. Les images de gauche sont prises au travers des diamants.

Droits réservés - © 2004 Philippe Gillet

A : 2 cristaux d'olivine (1 et 2) de 15 mm d'épaisseur sont comprimés dans de l'argon à 15 GPa. B : Le faisceau d'un laser IR de puissance est focalisé sur l'un des échantillons (le 2) au travers de l'un des diamants et forme une bille d'olivine fondue. La température est de l'ordre de 2 500 K. C : lors de la coupure du faisceau laser la température redescend à la température ambiante en une fraction de seconde conduisant à une trempe du liquide en verre. Les schémas de droite montrent les différentes étapes de l'expérience en coupe.



Équations d'états des minéraux

Les expériences de compression en cellule à enclumes de diamant ont été réalisées à température ambiante. V_0 est le volume du minéral à pression et température ambiantes. A partir de cette courbe on déduit la valeur du module d'incompressibilité et sa dérivée (K_T et K'_T).

Juillet 2016 : par une nouvelle technique utilisant un laser de grande puissance, capable en même temps de chauffer et comprimer du fer, des géophysiciens ont approché les conditions régnant dans le noyau. De quoi mieux comprendre notre planète, avec sa tectonique des plaques et son champ magnétique. Mais l'équipement servira aussi pour simuler le cœur des superterres

Une équipe internationale de physiciens japonais, britanniques et français vient de publier dans les PNAS les résultats de travaux qui auraient sans aucun doute plu à Percy Williams Bridgman, l'un des pionniers de la physique des hautes pressions. Inventeur d'une technique permettant de soumettre des échantillons de matière à des pressions dépassant 100.000 atmosphères, ce scientifique américain a eu l'idée des cellules à enclumes. Elles ont permis de réaliser des expériences sur l'état de la matière à grande profondeur, au cœur de la Terre ou de planètes géantes comme Jupiter.

1952 : Les plus célèbres cellules à enclumes sont celles de son élève Francis Birch qui, a démontré que le manteau de la Terre est principalement composé de silicates, et que notre planète dispose aussi d'un noyau externe liquide et d'un noyau interne solide, tous 2 à fer. Pour cela, il a comparé les données provenant de l'analyse des ondes sismiques se propageant à l'intérieur de la Terre à celles déduites de l'étude des ondes élastiques similaires parcourant en laboratoire des matériaux soumis aux hautes pressions et températures.

Le prix Nobel de physique 1946 Percy Williams Bridgman (1882-1961) a ouvert la voie à l'étude de la matière à haute pression à l'intérieur des planètes. Il a eu comme étudiants Robert Oppenheimer, le grand géophysicien Francis Birch et le futur prix Nobel de physique John Hasbrouck van Vleck. Il est considéré comme l'un des théoriciens les plus influents de l'opérationnalisme en épistémologie. © Fondation Nobel

Le cœur de la Terre, clé de sa géodynamique et de son champ magnétique

Les cellules à enclumes de diamant, et les rayons X produits par des synchrotrons des physiciens ont tenté de préciser depuis >20 ans la température et l'état du fer à l'interface entre la graine, la partie solide du noyau de la Terre, et sa partie externe, qui est liquide.

C'est une question d'importance en particulier parce que la chaleur libérée par la cristallisation du noyau entretient les mouvements turbulents à l'origine du champ magnétique terrestre par effet de dynamo autoexcitée reproductible en laboratoire (expérience VKS). Plus généralement, le transfert de chaleur noyau / manteau intervient dans les mouvements de convection à l'origine de la tectonique des plaques et du volcanisme. Là aussi, pour mieux comprendre ces phénomènes, il faut mieux connaître l'état et la température du fer dans le noyau.

Que devient le fer à 4.150°K et $1,7 \times 10^6$ atmosphères (pression) ?

Les données obtenues ces dernières années étaient contradictoires avec les travaux théoriques dans la prédiction de la structure cristalline du fer et de sa courbe de fusion aux pressions typiques du noyau. On a donc du changer de stratégie pour avancer sur le sujet : la compression dynamique.

Les échantillons de fer étaient à la fois comprimés et chauffés par une onde de choc produite à l'aide de lasers de puissance. L'état du fer dans ces expériences se reflète dans la diffraction des rayons X qui traversent les échantillons. Ainsi, les géophysiciens ont réussi à étudier du fer hautement comprimé pendant 1 nanoseconde dans sa phase cristallisée dite « hcp » (hexagonal closed packed, empilement atomique hexagonal compact) à des pressions supérieures à $1,7 \times 10^6$ atmosphères et des températures de 4.150 K (3877°C). La performance est de bon augure car les études avec cette technique vont se poursuivre et elles devraient donner non seulement des renseignements supplémentaires sur notre planète mais aussi sur le cœur des superterres. La compression générée dans un échantillon par les cellules permet ensuite au MO d'observer l'évolution du matériau : cisaillements minéralogiques lents et inexorables, par exemple sur une péronite à 256Pa, 1400°C

2/ analyse d'échantillons de météorites : idem par application du principe d'origine commune du système solaire

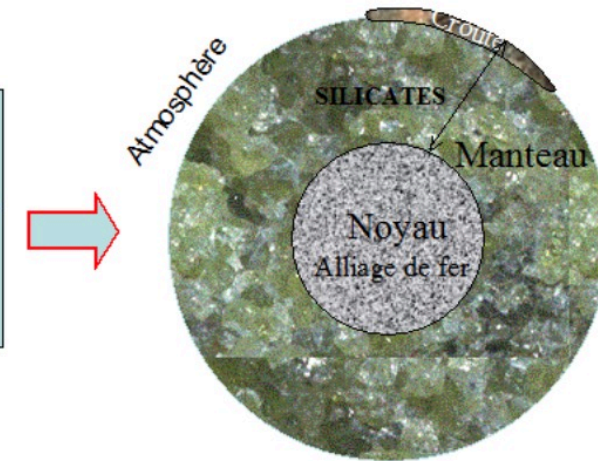
La formation des météorites se comprend en remontant à la formation de la Terre par accréation (agglomération de planétésimaux, ébauches de planètes) dont les météorites primitives, ou chondrites, constituent la mémoire. Les différentes couches se sont ensuite mises plus ou moins progressivement en place sous l'influence de divers paramètres (densité, nature des roches) des différentes phases constituant les matériaux premiers, et les affinités chimiques des éléments pour les diverses phases minérales, c'est-à-dire la différenciation chimique : les éléments légers sont en surface, les lourds au centre.

Afin de comprendre comment les couches successives de la Terre se sont progressivement différenciées, il est utile de connaître la composition exacte du matériau primitif qui lui a donné

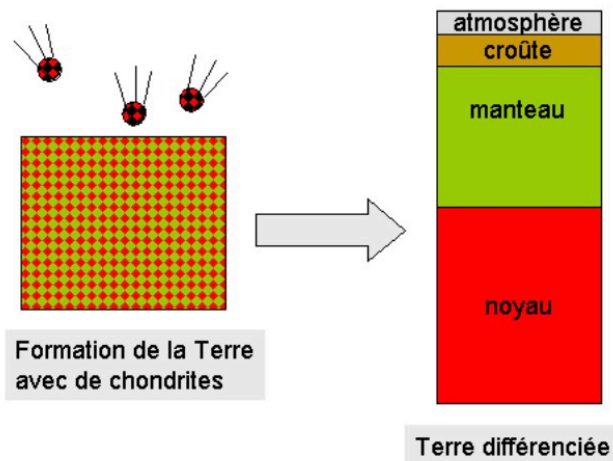
Chondrites



Terre



Moteur de la différenciation : contraste de densité, affinités chimiques, fusion partielle.



naissance. Ses éléments indispensables sont le fer, le nickel et les silicates. On retrouve ces éléments (et plusieurs autres) dans les chondrites, à petites zones sphériques de silicates solidifiés après fusion, les chondres, dont le nom est à l'origine de l'appellation de ces météorites. Certaines d'entre elles, comme la chondrite Allende, contiennent un mélange de fer métallique et d'oxyde de fer, ainsi qu'une grande quantité de carbone. D'autres, comme la chondrite d'Indarch, du fer métallique et de l'enstatite, un silicate de magnésium ($MgSiO_3$) extrêmement fréquent dans le manteau terrestre. Les météorites carbonées CI, plus primitives, montrent du fer totalement oxydé. Elles sont très proches par leur composition de la nébuleuse gazeuse qui donna naissance au système solaire et à la Terre il y a - 4,57 Ga. Parmi toutes ces chondrites, seules celles contenant 45 % d'enstatite présentent une composition chimique et isotopique en adéquation avec la densité et la nature profonde actuelle de la Terre (plusieurs couches de silicates légers et un noyau où ont migré les métaux plus lourds). Ces météorites ont une taille bien trop faible pour être différenciées : leurs éléments y sont restés répartis de façon relativement homogène. Une coupe de la météorite Gibeon, une sidérite octaédrite classée IV A, trouvée en Namibie en 1836. La belle structure de ses figures de Widmanstätten et son excellent état de conservation en font la météorite la plus utilisée en bijouterie. Pour les géologues, elle donne des indices sur l'aspect du noyau en fer et en nickel de la Terre : on pense en effet que ces météorites sont des vestiges des noyaux de petites planètes. Le fil à plomb est attiré vers le centre de notre planète par une mystérieuse force d'attraction. C'est elle

aussi qui empêche l'atmosphère de s'échapper dans l'espace et qui est responsable du poids des objets. Newton, au XVII^e S déjà, établit la loi d'attraction des corps. Un siècle plus tard, par une astucieuse expérience, Cavendish parvient à déterminer expérimentalement la constante d'attraction universelle G. Dès lors il devenait facile de calculer la masse de la Terre : 5975 milliards de milliards de tonnes soit environ 6×10^{24} kg. A partir de ces données, en divisant la masse de la Terre par son volume, on a pu établir la densité moyenne de notre planète qui s'élève à 5.52. Cette valeur est surprenante, car elle est beaucoup plus élevée que celle des roches qui nous sont familières. Cela implique que, pour obtenir une densité moyenne de 5.52, l'intérieur de notre globe doit être constitué d'un matériau beaucoup plus dense que les roches de la partie superficielle (croûte). Les météorites nous apportent une réponse à cette interrogation. La Terre est régulièrement bombardée par des

météorites. On sait qu'elles proviennent de l'intérieur du système solaire. A partir d'observations photographiques, on a pu reconstituer les orbites de quelques-unes d'entre elles avant leur entrée dans l'atmosphère. Elles parcourent des orbites elliptiques excentriques dont la partie haute se situe entre Mars et Jupiter, dans la région dite des Astéroïdes. Météorites pierreuses ou météorites métalliques, ce sont des matériaux de base du système solaire. Elles nous renseignent donc sur la composition des couches internes de notre propre planète. Les météorites pierreuses sont constituées principalement de minéraux ferro-magnésiens. Leur composition minéralogique et leurs propriétés physiques ressemblent beaucoup à celles des roches de profondeur qui sont accessibles à notre observation. Le manteau terrestre (entre - 7 à - 35 km jusqu'à -2900 km de profondeur) est probablement constitué d'un matériau semblable. Les météorites métalliques sont composées d'un alliage de fer et de nickel. Tous les résultats des mesures géophysiques amènent à croire que le noyau terrestre est métallique, constitué certainement d'un alliage identique à celui des météorites métalliques Fer + Nickel comme le suggère Birch en 1961.

[HTTPS://KASUKU.CH/WP-CONTENT/UPLOADS/2016/12/22.LES_METEORITES_MESSAGERES_DE_LESPACE.PDF](https://kasuku.ch/wp-content/uploads/2016/12/22.LES_METEORITES_MESSAGERES_DE_LESPACE.PDF)

la composition du noyau (Fe : 79%, Si 7%, Ni 5,0 4, autres 5%) a été déterminée par différentes approches : gravimétrie, météorites et propagation des ondes sismiques.

3/ modélisation des modes de transferts thermiques internes avec ou sans déplacement de matière

a/ conduction

définition : = transfert thermique cinétique par vibration atomique sans déplacement de matière, transmise de proche en proche, d'atome à atome, avec un gradient élevé et linéaire, prédominant dans la lithosphère mais aussi au niveau des « couches limites », telles que la couche D" à la base du noyau externe avec la fin du manteau et peut-être dans le manteau interne, donc présente à peu près partout dans la structure verticale du globe. Les roches étant peu conductrices (mesures l'attestant à disposition), elle n'est pas assez efficace pour dissiper la chaleur terrestre interne. Si c'était l'unique mode de transfert thermique terrestre, le flux géothermique serait homogène or il le n'est pas ⇒ Il ne peut donc expliquer seul les anomalies positives maximales aux dorsales par exemple ...

QUEL AUTRE MODE DE TRANSFERT THERMIQUE PEUT EXPLIQUER LES VARIATIONS DU FLUX GÉOTHERMIQUE MOYEN TERRESTRE AVEC LA PROFONDEUR ?

b/convection

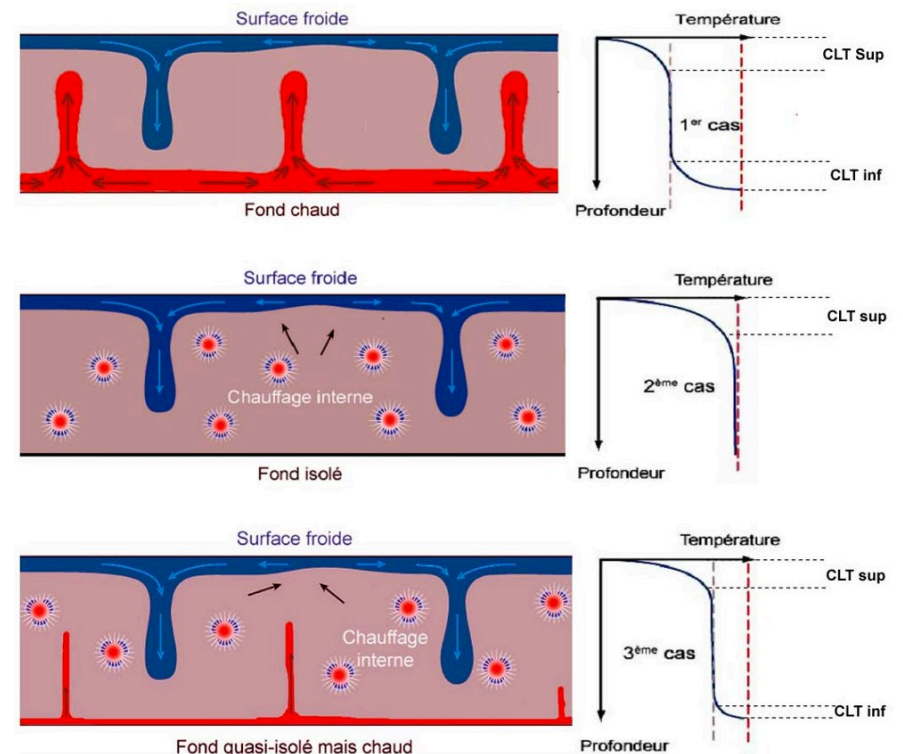
depuis 1968 : date de formulation de la théorie de la tectonique des plaques : convection = souvent vue comme moteur de leurs déplacements

Aujourd'hui, on considère la convection comme un moteur de la tectonique de plaques par lequel la machine Terre diffuse sa chaleur produite et contenue. 3 modèles déclinent actuellement les mécanismes hypothétiques explicatifs mis en jeu dans ce phénomène de convection.

mise en évidence de la convection par tomographies sismiques

convection = transfert thermique par des mouvements très lents à l'état solide dans le manteau (quelques cm.an⁻¹) alors que le noyau externe, liquide = à convection rapide (quelques mm.s⁻¹) :

les cellules de convection mantellique obtenues expérimentalement = visibles par tomographie (révélant les Δd) : les mouvements sont adiabatiques (sans échange de chaleur avec le milieu)



Critère de Seuil

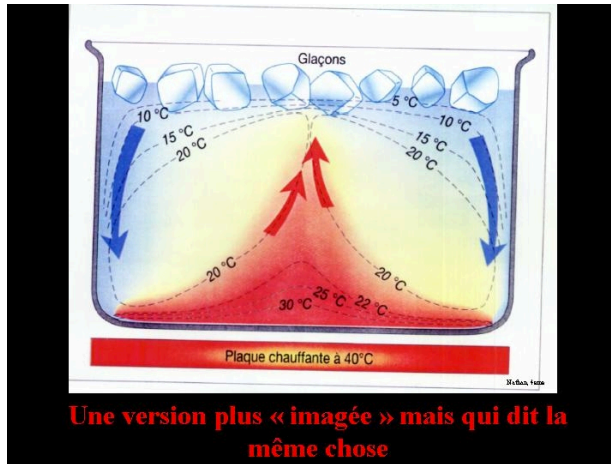
Pour que l'instabilité se déclenche, il faut que:

Pour un temps donnée (ou la diffusion est négligeable), la force motrice (force d'Archimède) > La force de résistance (force visqueuse), d'où

$$Ra = \frac{\alpha \cdot \Delta T \cdot g \cdot d^3}{\nu \cdot \kappa}$$

avec Ra est le nombre de **Rayleigh**, avec α le coefficient de dilatation thermique, g l'accélération de la gravité, ΔT une différence de température sur une hauteur d (dimension caractéristique du système), ν la viscosité et κ la diffusivité thermique

C'est un nombre sans dimension, un nombre critique !



crystallisateur : on chauffe par le bas et ça se refroidit par le haut => ça convecte. A l'inverse, si on refroidit par le bas et chauffe par le haut, rien (=> voir activité 3 AP # 6)

traversé) et le gradient thermique bien plus faible que par conduction (0,3°C.km⁻¹ pour le manteau et 0,55°C.km⁻¹ pour le noyau externe) : des transferts ascendants du fait d'une moindre densité d'un matériau chaud par rapport à un froid se refroidissent pour redescendre par densité formant des cellules (modélisation : casserole d'eau chauffée par le bas)

NB : importance des échelles de temps : le comportement des matériaux **à brève échelle** est tel que le manteau est rigide, non déformable, capable de propager des ondes sismiques et **à une échelle plus longue**, est déformable, peut fluer et faire l'objet de mouvements convectifs.

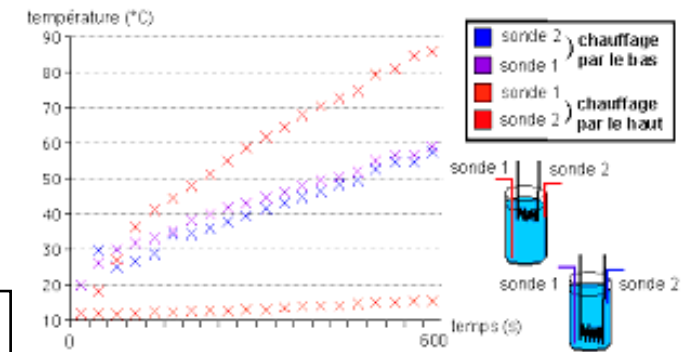
modélisation de la convection : sirop de menthe (colorant pour mieux visualiser les mouvements) + huile dans un

https://www.agroparistech.fr/IMG/pdf/fiche16_Tectonique_des_plaques_convection.pdf

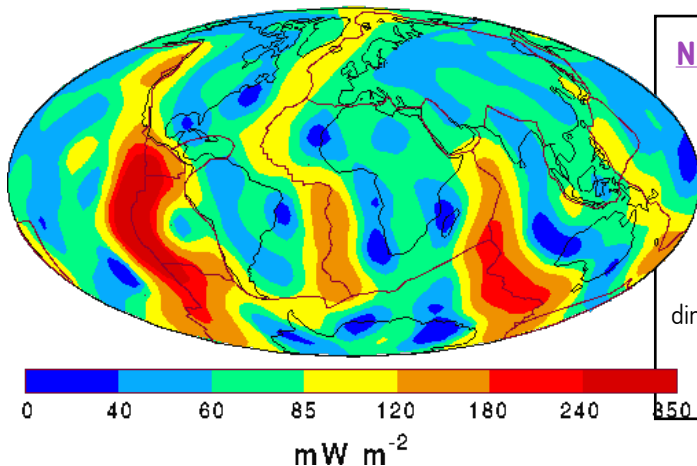
<http://www.svt.ac-versailles.fr/spip.php?article519>

<https://www.youtube.com/watch?v=kyWt3eoYnAI>

NB 2 : des transferts par rayonnements IR ne sont pas possibles donc ces 2 modes sont les seuls modes de transferts thermiques au sein du globe



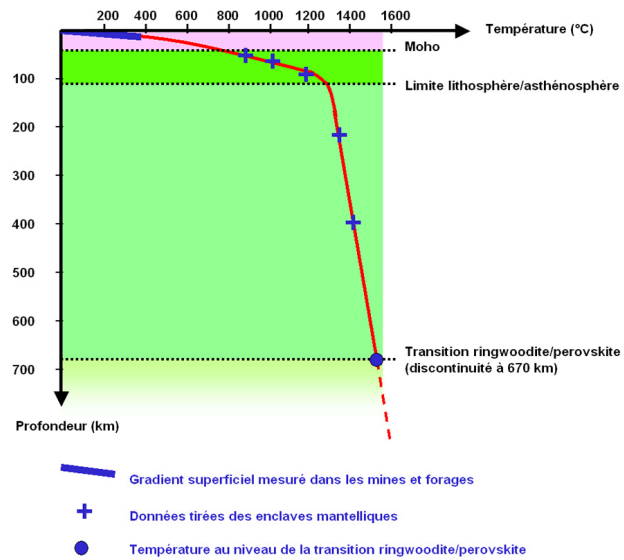
Flux de chaleur en surface



NB : pour aller plus loin : condition de réalisation de convection : le

nombre de Rayleigh : => exercice à distribuer et faire au tableau
 nombre de Rayleigh d'un fluide = grandeur physique = f(viscosité du fluide, $\Delta\theta$ base / sommet, temps t , dimension) : > **seuil de 10³**, **convection > conduction**.
Aux échelles de temps

L'intérieur de la Terre perd de la chaleur par sa surface. Cette chaleur correspondant à $44 \cdot 10^{12}$ W provient essentiellement de la désintégration des éléments radioactifs de très longue période contenus dans les roches (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K). Ces éléments radioactifs sont certes très concentrés dans la croûte continentale, mais vue sa faible masse, c'est le manteau qui produit le plus de chaleur. Le reste de la chaleur vient pour une partie de la cristallisation de la graine et pour une autre part du « refroidissement séculaire » du manteau.



géologiques : manteau = fluide dont la valeur critique (Ra) est : $10^6 < Ra < 10^8$, >> Ra limite précédent : le manteau convecte !

modélisation analogique avec 2 capteur thermique en surface de 2 béciers avec 2 capteurs en profondeur

existence d'un lien entre contexte géodynamique (point chaud, dorsale, subduction et collision et hétérogénéité thermique / notion de

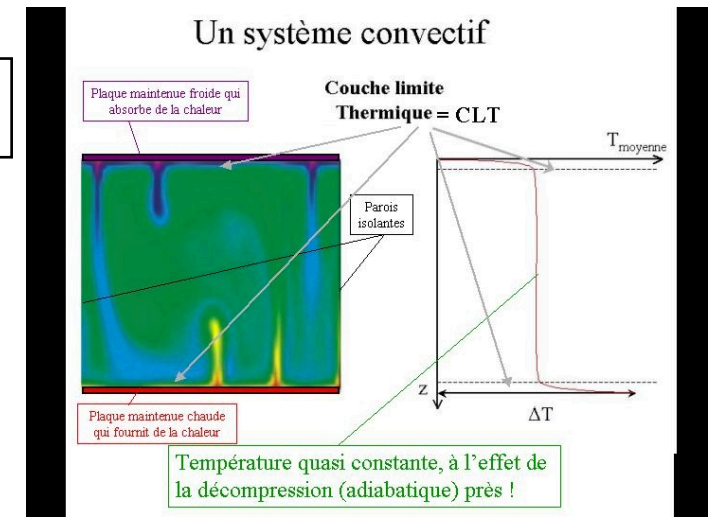
gradient géothermique variable : le froid descend, le chaud remonte)

nombre de Rayleigh : outil math : $Ra > 2 \times 10^4 \Rightarrow$ ça convecte !

interprétation du géotherme terrestre : \Rightarrow le gradient de température dépend des entrées / sorties de transferts thermiques dans un compartiment du globe

Finalement : le température augmente avec la profondeur. Le gradient géothermique est différent selon les enveloppes selon les modes de transferts thermiques. La conduction se produit dans les plaques (sans mouvement de matière) apparent). La convection se produit dans le manteau ductile, mode plus efficace que la conduction avec mouvement. La tomographie révèle des hétérogénéités mantelliques thermiques.

MODÈLE DE FICHE PERSONNELLE SUR LE CHAPITRE ..



Température quasi constante, à l'effet de la décompression (adiabatique) près !

APPROCHE & PRINCIPE	RESULTATS	INTERPRETATIONS
---------------------	-----------	-----------------

--	--	--

BILAN : TERRE = DIFFÉRENCIÉE, PLURISTRATIFIÉE

DÉRIVANT DES APPORTS DE TECHNIQUES DIVERSES ET COMPLÉMENTAIRES, LE MODÈLE ACTUEL DU GLOBE EN COUCHES CONCENTRIQUES DE PLUS EN PLUS DENSES EN PROFONDEUR INCLUT EN SURFACE LE MODELE DE MORVEL (2010-2012)

1/ LA CROÛTE TERRESTRE REPRÉSENTE ENVIRON 1,5 % DU VOLUME DE LA TERRE SOLIDE, 4,4 % DE SA MASSE ET 6,5 % DE LA MASSE SILICATÉE DE LA TERRE (LA TERRE SANS LE NOYAU MÉTALLIQUE).

- A/ LA CROÛTE CONTINENTALE EST SOLIDE, ESSENTIELLEMENT GRANITIQUE, SURMONTÉE PAR ENDRITS DE ROCHES SÉDIMENTAIRES, PLUS ÉPAISSE QUE LA CROÛTE OCÉANIQUE DE 30 KM À 100 KM SOUS LES MONTAGNES
- B/ LA CROÛTE OCÉANIQUE, SOLIDE ET SURTOUT COMPOSÉE DE ROCHES BASALTIQUES, RELATIVEMENT FINE (ENVIRON 6 KM), PLUS DENSE QUE LA CROÛTE CONTINENTALE
- 2/ LE MANTEAU, 84 % DU VOLUME TERRESTRE DE LA DISCONTINUITÉ DE MOHOROVICIC, TRANSITION CROÛTE/ MANTEAU, MOINS RIGIDE QUE LES AUTRES COUCHES, SANS ÊTRE LIQUIDE, COMPARABLE À LA VISCOSITÉ DE LA GLACE (QUI S'ÉCOULE DANS LES GLACIERS POUR L'EAU. IL RESTE SOLIDE. EN EFFET, AUX PROFONDEURS ÉLEVÉES DU MANTEAU, L'EFFET DE PRESSIION (MAINTENANT L'ÉTAT SOLIDE) EST PLUS IMPORTANT QUE L'EFFET DE TEMPÉRATURE (PROVOQUANT EXCEPTIONNELLEMENT LA FUSION PARTIELLE : SUBDUCTION, ACCRETION ,POINT CHAUD).QUAND LES EFFETS S'APPLIQUENT EN SENS INVERSE, LORS PAR EXEMPLE D'UNE REMONTÉE SUFFISAMMENT RAPIDE, LES MATÉRIAUX MANTELLIQUES REMONTENT (ET DONC SE DÉPRESSURISENT) PLUS VITE QUE NE LE PERMET L'ÉQUILIBRAGE THERMIQUE PAR DIFFUSION DE LA CHALEUR TRANSPORTÉE : C'EST CE QUE L'ON APPELLE UNE REMONTÉE ADIABATIQUE. AINSI, LE MATÉRIAU PEUT CROISER SON POINT DE FUSION COMMENÇANTE, ET COMMENCER À DONNER NAISSANCE À UN MAGMA PRIMAIRE (CAS DE L'APLOMB DES DORSALES À UNE PROFONDEUR D'ENVIRON 100 KM)
- A/ SUPÉRIEUR (DU MOHO À - 670 KM), MOINS VISQUEUX (PLUS DUCTILE) QUE LE MANTEAU INFÉRIEUR : LES CONTRAINTES PHYSIQUES QUI Y RÈGNENT LE RENDENT EN PARTIE PLASTIQUE. IL EST FORMÉ ESSENTIELLEMENT DE ROCHES TELLES QUE LA PÉRIDOTITE
- B/ INFÉRIEUR (MÉSOSPHERE) : - 670 À - 2900 KM, A PROPRIÉTÉS SOLIDES AUX ÉCHELLES DE TEMPS INFÉRIEURES À L'ANNÉE, ET PLASTIQUES AUX ÉCHELLES DE TEMPS SUPÉRIEURES AU SIÈCLE. DES CELLULES DE CONVECTION DU MANTEAU Y SONT DE LA MATIÈRE EN MOUVEMENT LENT. EN EFFET, LE MANTEAU EST LE SIÈGE DE COURANTS
- DE CONVECTION QUI TRANSFÈRENT LA MAJEURE PARTIE DE L'ÉNERGIE CALORIFIQUE DU NOYAU DE LA TERRE VERS LA SURFACE. CES COURANTS PROVOQUENT LA DÉRIVE DES CONTINENTS, MAIS LEURS CARACTÉRISTIQUES PRÉCISES (VITESSE, AMPLITUDE, LOCALISATION) SONT ENCORE MAL CONNUES

INTERFACE MANTEAU / NOYAU : ZONE D" À - 2900 KM

- 3/ LES NOYAUX

LE NOYAU, DONT L'EXISTENCE EST APPUYÉE PAR LA ZONE D'OMBRE, QU'ON DISTINGUE EN NOYAU EXTERNE ET INTERNE, REPRÉSENTE 15 % DU VOLUME TERRESTRE. LA DISCONTINUITÉ DE GUTENBERG (13) MARQUE LA TRANSITION ENTRE LE MANTEAU ET LE NOYAU

- A/ EXTERNE LIQUIDE

LE NOYAU EXTERNE (8) EST LIQUIDE. IL EST ESSENTIELLEMENT COMPOSÉ DE FER À 80-85 %, D'ENVIRON 10-12 % D'UN ÉLÉMENT LÉGER NON ENCORE DÉTERMINÉ PARI LE SOUFRE, L'OXYGÈNE, LE SILICIUM ET LE CARBONE (OU UN MÉLANGE DES QUATRE) 1,2, ET ENFIN DE L'ORDRE DE 5 % DE NICKEL. SA VISCOSITÉ EST ESTIMÉE ENTRE 1 ET 100 FOIS CELLE DE L'EAU, SA TEMPÉRATURE MOYENNE ATTEINT 4 000 DEGRÉS CELSIUS ET SA DENSITÉ 10.

CETTE ÉNORME QUANTITÉ DE MÉTAL EN FUSION EST BRASSÉE PAR CONVECTION. CETTE CONVECTION EST SURTOUT THERMIQUE (REFROIDISSEMENT SÉCULAIRE DE LA PLANÈTE), ET POUR UNE PLUS FAIBLE PARTIE DUE À LA COMPOSITION DU NOYAU (SÉPARATION, DÉMIXTION DES PHASES).

LES MOUVEMENTS DU NOYAU EXTERNE INTERAGISSENT AVEC LES MOUVEMENTS DE LA TERRE : PRINCIPALEMENT SA ROTATION QUOTIDIENNE, MAIS AUSSI À PLUS LONGUE ÉCHELLE DE TEMPS SA PRÉCESSION.

LA NATURE CONDUCTRICE DU FER PERMET LE DÉVELOPPEMENT DE COURANTS ÉLECTRIQUES VARIABLES QUI DONNENT NAISSANCE À DES CHAMPS MAGNÉTIQUES, LESQUELS RENFORCENT CES COURANTS, CRÉANT AINSI UN EFFET DYNAMO, EN S'ENTREtenant LES UNS LES AUTRES. AINSI EXPLIQUE-T-ON QUE LE NOYAU LIQUIDE EST À L'ORIGINE DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE. LA SOURCE D'ÉNERGIE NÉCESSAIRE À L'ENTRETIEN DE CETTE DYNAMO RÉSIDE TRÈS PROBABLEMENT DANS LA CHALEUR LATENTE DE CRISTALLISATION DE LA GRAINE

- B/ INTERNE SOLIDE (GRAINE)

BOULE SOLIDE ESSENTIELLEMENT MÉTALLIQUE (ENVIRON 80 % D'ALLIAGES DE FER ET 20 % DE NICKEL) ET CONSTITUÉE PAR CRISTALLISATION PROGRESSIVE DU NOYAU EXTERNE. LA PRESSION, QUI EST DE 3,5 MILLIONS DE BARS (350 GIGAPASCALS), LE MAINTIEN DANS UN ÉTAT SOLIDE MALGRÉ UNE TEMPÉRATURE SUPÉRIEURE À 6000 °C ET UNE DENSITÉ D'ENVIRON 13. LA DISCONTINUITÉ DE LEHMANN MARQUE LA TRANSITION ENTRE LE NOYAU EXTERNE ET LE NOYAU INTERNE.

LE NOYAU INTERNE EST TOUJOURS UN SUJET ACTIF DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE. DIFFÉRENTES OBSERVATIONS LAISSENT ENTENDRE QUE LE NOYAU INTERNE SERAIT EN MOUVEMENT. SA NATURE EXACTE RESTE SUJETTE À DISCUSSION.

EN SUIVANT LE PRINCIPE QUE DÈS QUE LA VITESSE D'UNE ONDE SISMIQUE CHANGE BRUTALEMENT ET DE FAÇON IMPORTANTE, CELA SIGNIFIE QU'IL Y A CHANGEMENT DE MILIEU, LES DIFFÉRENTES COUCHES SÉPARÉES PAR DES DISCONTINUITÉS ONT PU ÊTRE ÉTABLIES. AVEC L'ESSOR DE LA GÉOLOGIE, LES THÉORIES DOIVENT ÊTRE COHÉRENTES AVEC L'OBSERVATION ET LES MESURES GÉOPHYSIQUES.

LE PEU D'INFLUENCE DES MASSES MONTAGNEUSES SUR LA GRAVITÉ LOCALE TEND À PROUVER QUE LA TERRE N'EST PAS CREUSE, INVALIDANT LES HYPOTHÈSES ANTÉRIEURES. DÈS LE XVIII^E, LE LÉGER APLATISSEMENT DU GLOBE AUX PÔLES ET LA NATURE IGNÉE DE CERTAINES ROCHES FONT DIRE À GEORGES DE BUFFON QUE LA TERRE A ÉTÉ EN FUSION À SON ORIGINE.

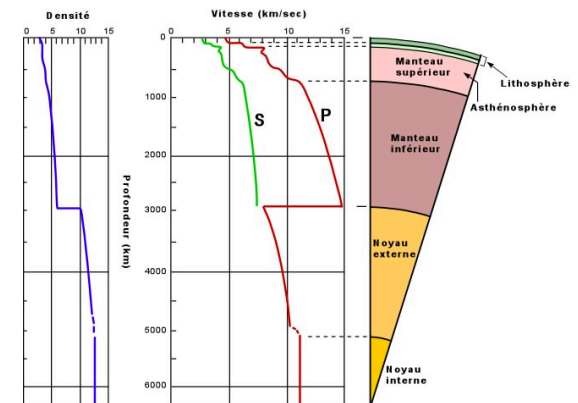
XIX^E S : LA MESURE DE L'AUGMENTATION RÉGULIÈRE DE LA TEMPÉRATURE AVEC LA PROFONDEUR DANS LES MINES (1 °C POUR 25 M) INCITE JOSEPH FOURIER ET LOUIS CORDIER À EXTRAPOLER ET DÉDUIRE QUE LE CENTRE DE NOTRE PLANÈTE EST EN FUSION À UNE TEMPÉRATURE DE PLUSIEURS MILLIERS DE DEGRÉS. L'ORIGINE DE CETTE TEMPÉRATURE EST ENCORE INCERTAINE : UN RESTE DE LA CHALEUR ORIGINELLE CONSERVÉE DANS UN GLOBE TERRESTRE EN COURS DE REFROIDISSEMENT ?, DES PHÉNOMÈNES PHYSIQUES OU CHIMIQUES EXOTHERMIQUES ?

DE PLUS, CETTE CHALEUR POURRAIT ÊTRE SUFFISAMMENT INTENSE POUR QUE TOUTE LA MATIÈRE INTERNE SOIT GAZEUSE AU-DELÀ D'UNE CERTAINE PROFONDEUR. POUR WILLIAM HOPKINS, LA VARIATION DU POINT DE FUSION DES ROCHES EN FONCTION DE LA PRESSION FAIT UNE NOUVELLE FOIS PENCHER LA BALANCE EN FAVEUR D'UN NOYAU SOLIDE. SELON LORD KELVIN, LE NIVEAU TRÈS FAIBLE DES MOUVEMENTS DU SOL LIÉS À LA MARÉE (ÉVALUÉ PAR COMPARAISON AVEC LA MESURE PRÉCISE DES MARÉES OCÉANIQUES) PLAIDE POUR UN GLOBE AUX PROPRIÉTÉS D'UN SOLIDE ÉLASTIQUE, ET NON PAS D'UN FLUIDE (MODÈLE À PARTIE CENTRALE RIGIDE POUR EXPLIQUER LA DÉFORMATION DUE AUX MARÉES (14 JOURS DE PÉRIODE)

XX^E S : LES DONNÉES EXPÉRIMENTALES ENTRAÎNENT UNE AVALANCHE DE DÉCOUVERTES

AU COURS DU XX^E SIÈCLE, LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE, GAGNANT EN PRÉCISION, PERMET DE FAIRE PLUSIEURS DÉCOUVERTES ESSENTIELLES.

1909 : ANDRIJA MOHOROVIČIĆ MET EN ÉVIDENCE L'INTERFACE ENTRE LA CROÛTE ET LE MANTEAU. CETTE DISCONTINUITÉ PORTE SON NOM, LE PLUS SOUVENT RACCOURCI EN MOHO .



1912 : BENO GUTENBERG PLACE L'INTERFACE MANTEAU / NOYAU À 2900 KM DE PROFONDEUR GRÂCE À L'ÉTUDE DES ONDES P, DONNANT SON NOM À LA DISCONTINUITÉ ENTRE LE MANTEAU INFÉRIEUR ET LE NOYAU EXTERNE.

1926 : HAROLD JEFFREYS ÉTABLIT LA FLUIDITÉ DU NOYAU MÉTALLIQUE.

1936 : INGE LEHMANN DÉCOUVRE LA GRAINE (OU NOYAU INTERNE). C'EST UNE PARTIE MÉTALLIQUE À L'INTÉRIEUR DU NOYAU À 5 150 KM DE PROFONDEUR ET 3,3 MILLIONS D'ATMOSPHÈRES DE PRESSION , LA TEMPÉRATURE EST PROBABLEMENT À PEU PRÈS CELLE QUI EST NÉCESSAIRE À LA FUSION DU FER À 330 GIGAPASCALS. MAIS SA SOLIDITÉ SERA ÉTABLIE PLUS TARD.

1923 À 1952 : D'AUTRES GÉOPHYSICIENS (ADAMS, WILLIAMSON, BULLEN, BIRCH) TRAVAILLENT SUR DES ÉQUATIONS PERMETTANT DE DÉTERMINER LA VARIATION DE LA DENSITÉ AVEC LA PROFONDEUR ET LA PRESSION QU'ELLE ENGENDRE.

PAR AILLEURS, L'ANALYSE DE LA COMPOSITION DES ROCHES TERRESTRES ET MÉTÉORITQUES, AINSI QUE LA MESURE DE LA DENSITÉ MOYENNE DU GLOBE (5,5) INFLUENT SUR PLUSIEURS MODÈLES OÙ UNE FINE CROÛTE LÉGÈRE DE SILICATES RECOUVRE UN NOYAU MÉTALLIQUE VOLUMINEUX PLUS DENSE

XXIÈ S : LA FRONTIÈRE DU TRÈS PROFOND

LA RECHERCHE ACTUELLE S'INTÉRESSE À UNE MEILLEURE CONNAISSANCE DU TRÈS PROFOND (NATURE ET PROPRIÉTÉS EXACTES DE LA GRAINE TERRESTRE). PAR EXEMPLE, SA TEMPÉRATURE.

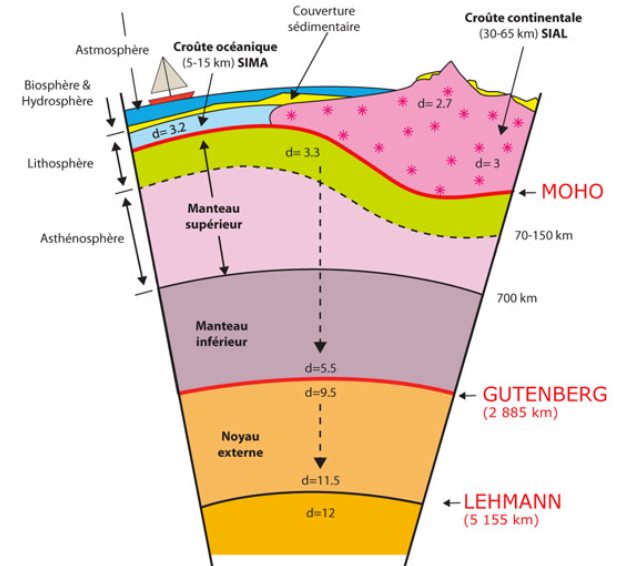
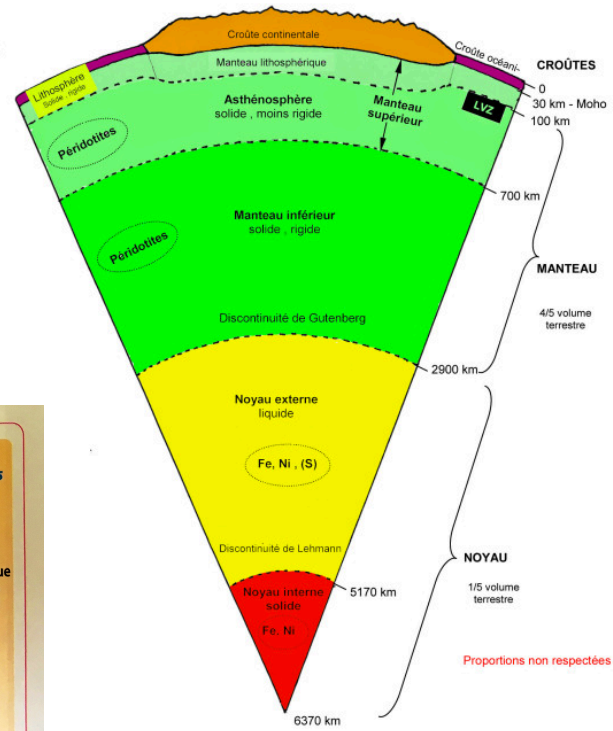
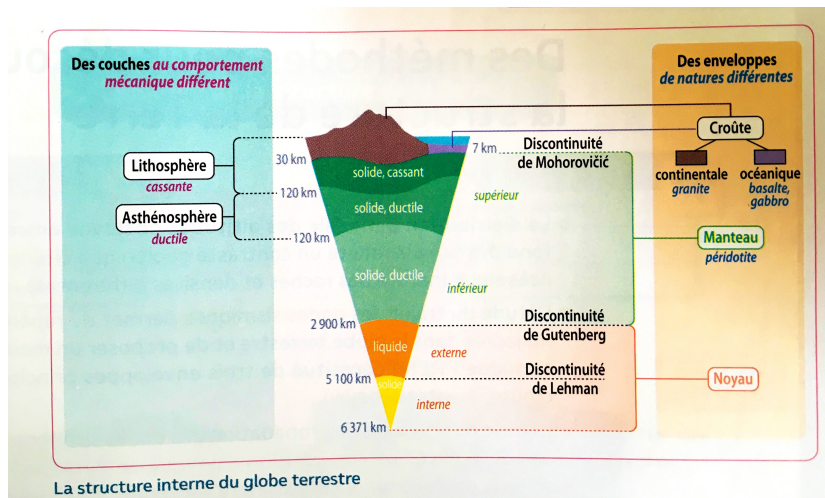
2013 : DES RÉSULTATS CONVERGENTS EXPLIQUENT LES ÉCARTS ANTÉRIEURS, SELON LESQUELS LA TEMPÉRATURE DU NOYAU ÉVOLUERAIT DE 3 800 °C À 5 500 °C SELON LA PROFONDEUR

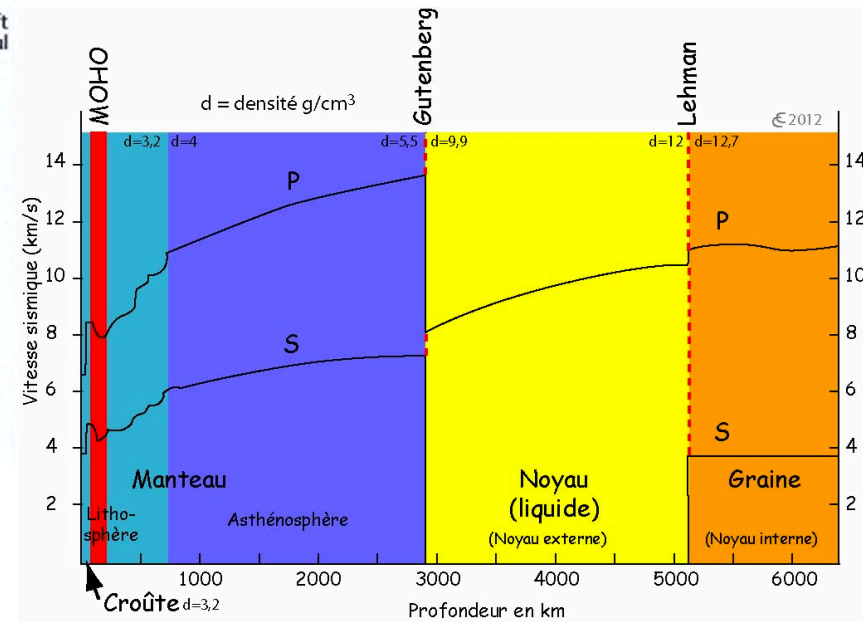
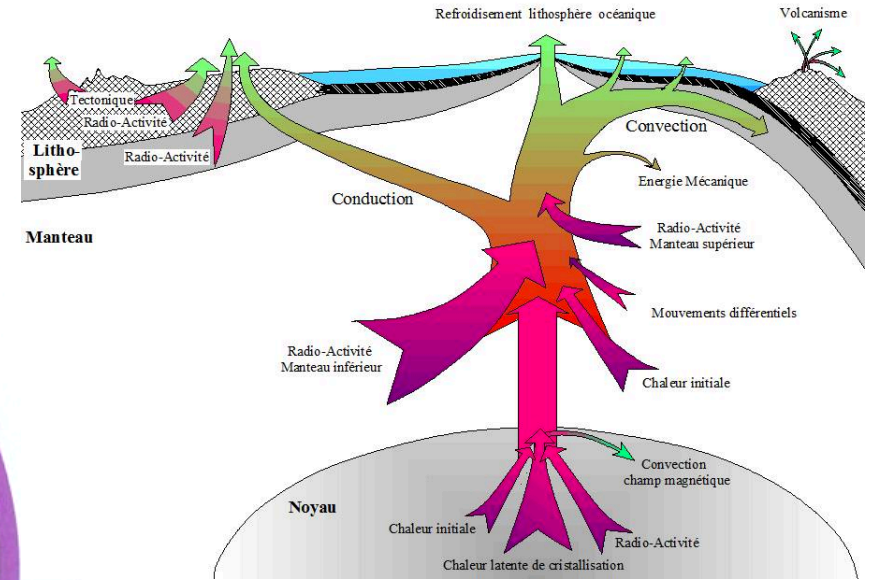
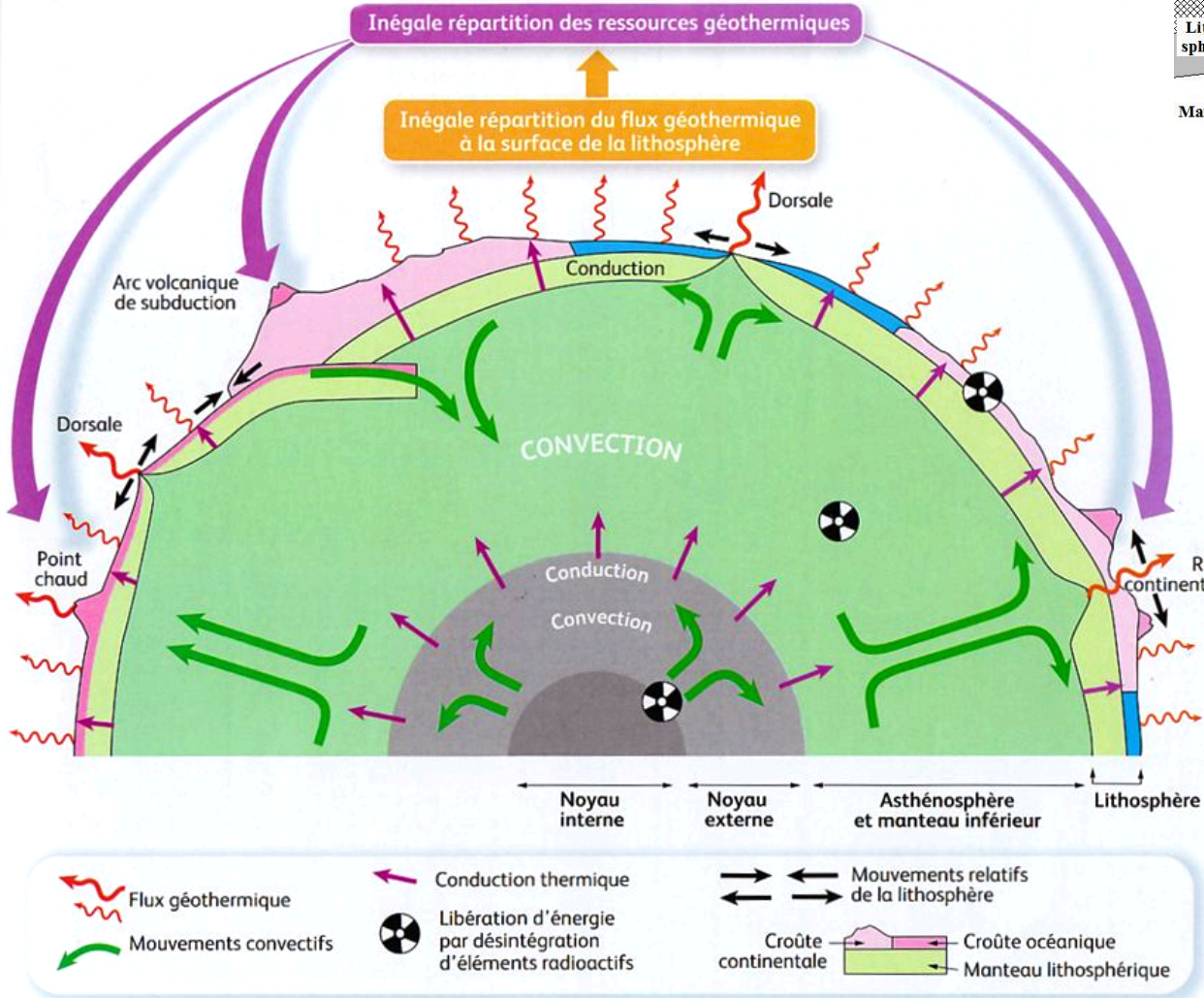
POUR RÉSUMER LES MÉTHODES :

- DIRECTES : FORAGES, FAILLES, AFFLEUREMENTS, ÉCHANTILLONS DE ROCHES, LAMES MINCES => COMPOSITION CHIMIQUE DES COUCHES
- INDIRECTES :
- SISMIQUE : VITESSE D'ONDES => DENSITÉ (MASSE VOLUMIQUE) => TEMPÉRATURES DES COUCHES
- PRESSE À ENCLUME DE DIAMANT : ÉTAT DU MATÉRIAU SELON LES PRESSIONS ET LES TEMPÉRATURES DES COUCHES

A PROPOS DU CHAMP MAGNÉTIQUE : [HTTP://PLANETE.GAIIA.FREE.FR/SCIENCES/GEOSCIENCES/GEOPHYSIQUE/INVERSION.HTML](http://planete.gaiia.free.fr/sciences/geosciences/geophysique/inversion.html)

°CELSIUS +273,15 = °K

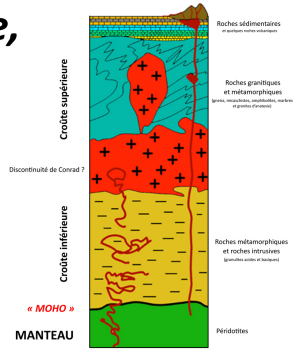




Modèle PREM de la Terre (1981)

Données sismologiques

Apports des météorites



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

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

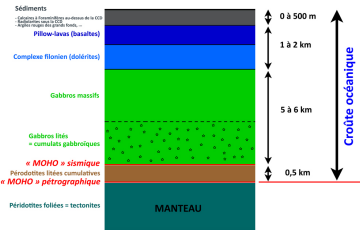
Manteau = « SiMa »
 Si : 21%
 Mg : 22,8%
 Fe : 6,26%
 Ca : 2,53%
 Al : 2,35%

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

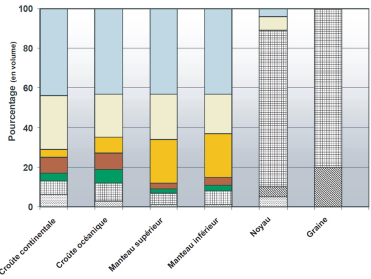
Noyau interne solide
 Fe : 80%
 Ni : 20%

Noyau externe liquide

Composition chimique, minéralogique et pétrographique



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

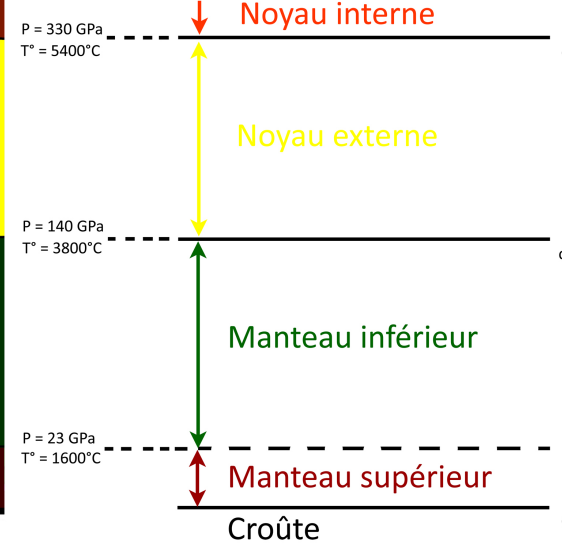
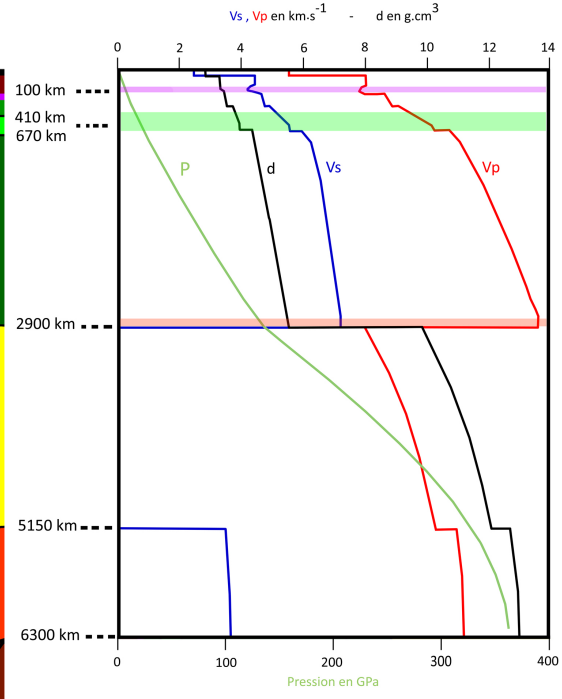


Lithosphère solide rigide (à comportement cassant)
 (épaisseur moyenne : 100 km soit les dimensions d'un département français)

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



Principales discontinuités

- Discontinuité de Lehmann (5150 km)**
 Discontinuité physique (changement d'état d'un alliage Fe-Ni)
 Inge Lehmann (1936)
- Discontinuité majeure de la Terre (2900 km)**
 Discontinuité majeure de la Terre
 Beno Gutenberg (1912)
 - changement d'état : noyau liquide / manteau solide
 - changement de composition chimique : alliage Fe-Ni / manteau silicaté
 - saut énorme de T* et de densité
- Discontinuité physique (minéralogique) (30 km)**
 Discontinuité physique (minéralogique)
 Andrija Mohorovicic (1909)