

Anisotropie sismique et écoulement dans le manteau terrestre

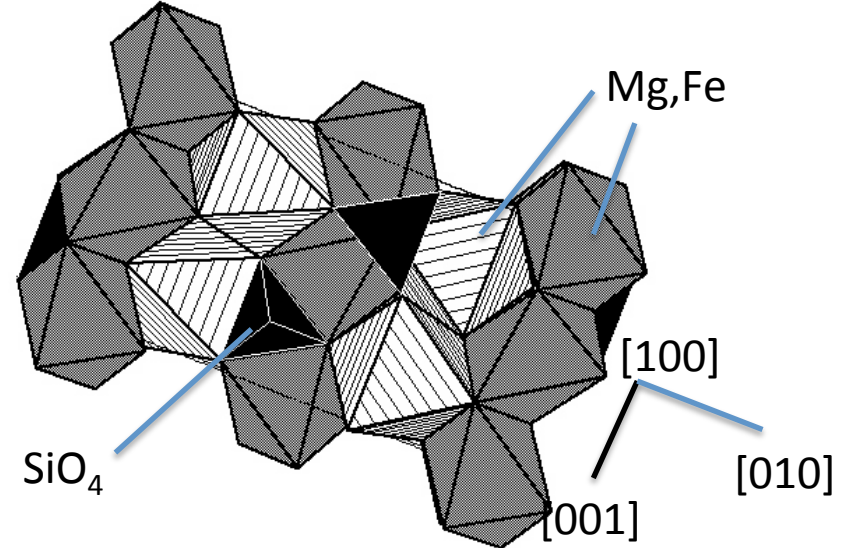
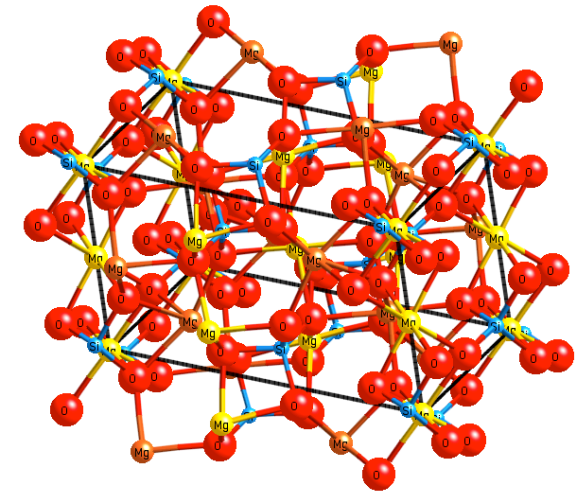
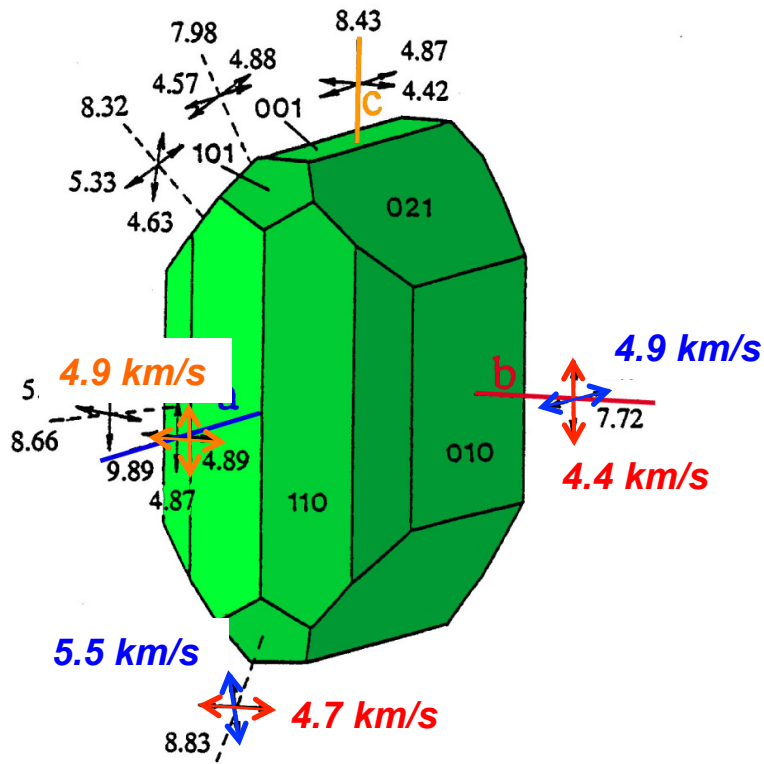
2- Le manteau supérieur 1e partie: observations sismologiques

Barbara Romanowicz

Chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre

Collège de France

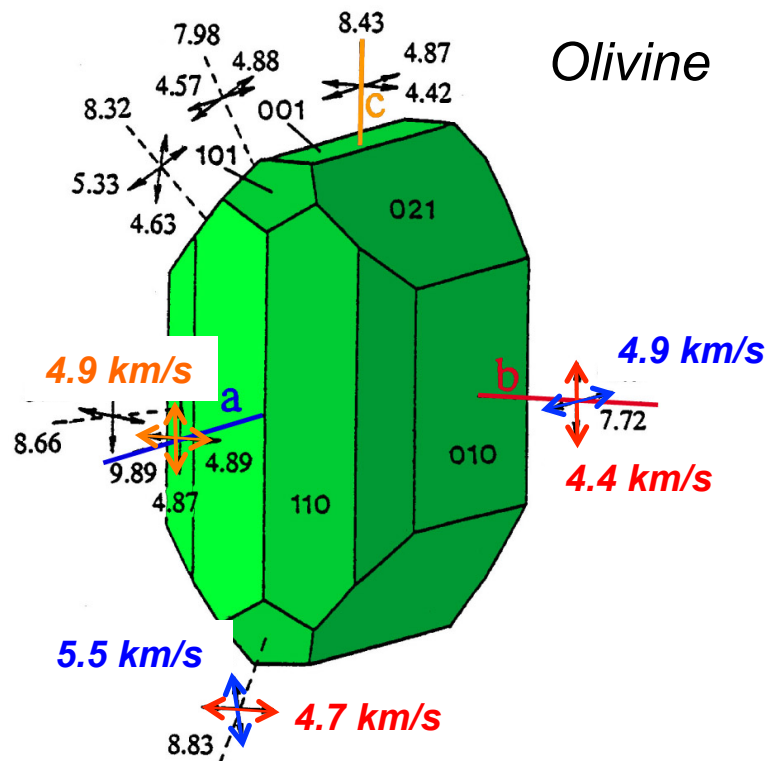
18 Octobre 2016



Pourquoi un cristal est-il anisotrope?

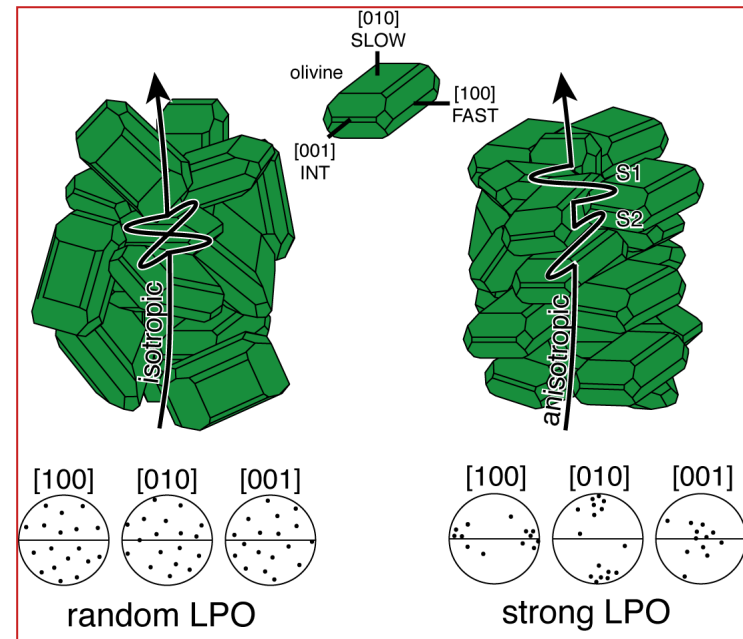
-> Organisation périodique des atomes avec \neq liaisons dans des directions \neq

Les symétries de la structure cristalline définissent l'anisotropie



Kumazawa & Anderson JGR (1969)

+



Dessin: Luc Mehl

Orientation anisotrope des cristaux -

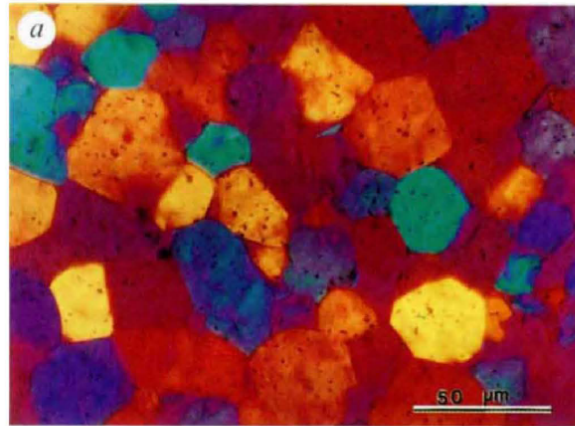
→ propriétés anisotropes à l'échelle de la roche (déformation polyphasée)

→ Anisotropie Intrinsèque

Déformation polyphasée: du granite à la mylonite

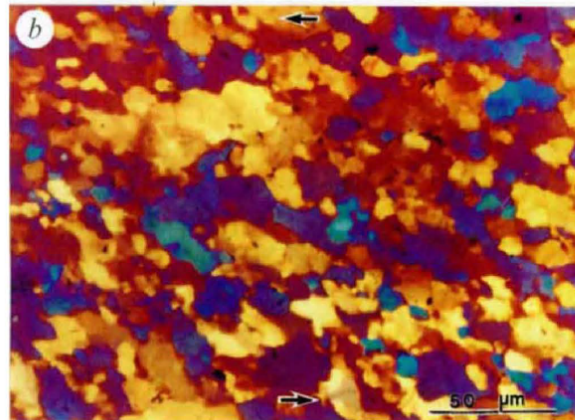


Olivine
synthétisée
en laboratoire



Etat initial à l'équilibre:
Taille de grains homogène

Micrographes
optiques avec
polarisations
différentes



Déformation à 150%

$T = 1573\text{K}$
 $P = 300\text{ MPa}$

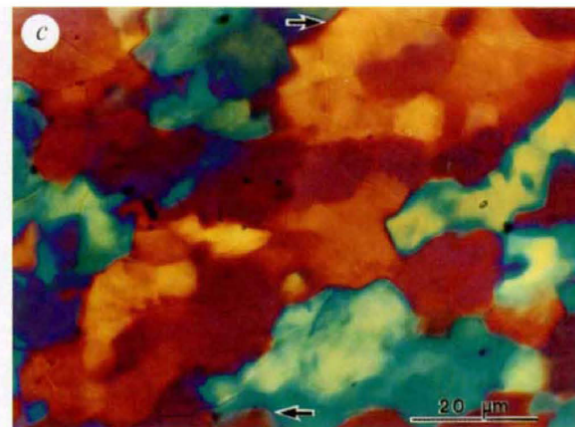


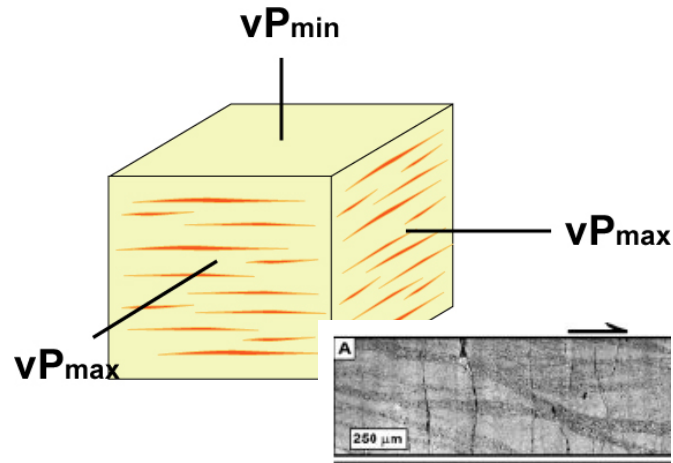
Image agrandie après
déformation mettant en évidence la
rotation des grains et la
migration des limites de grains

Zhang and Karato (1995)

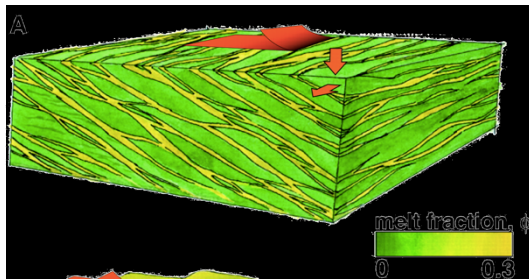


Empilement d'ardoises

L'anisotropie à grande échelle peut aussi être due à:

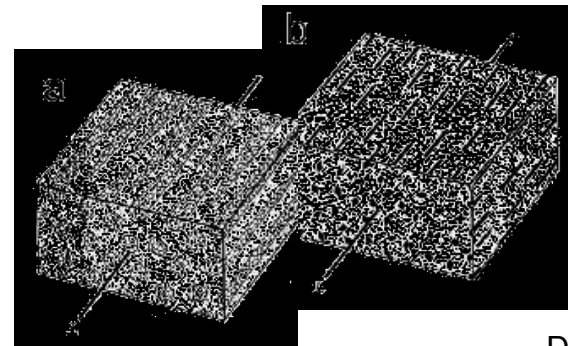


inclusions fluides



B. Holtzman

- *couches alternées de matériaux de propriétés mécaniques différentes:*
 - *sédiments*
 - *déformation dans les roches métamorphiques ou magmatiques*
 - ✓ *croûte, manteau*
- *alignement d'inclusions fluides (fusion partielle), dykes*
 - ✓ *croûte*
 - ✓ *manteau supérieur (subduction, rift...)*
 - ✓ *zone de transition, D''(?)...*



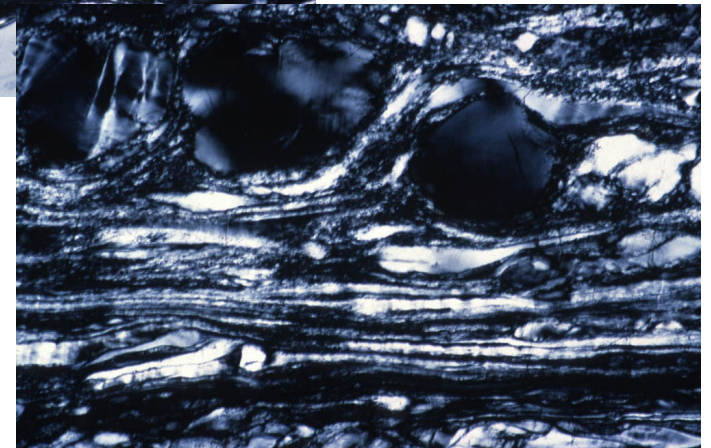
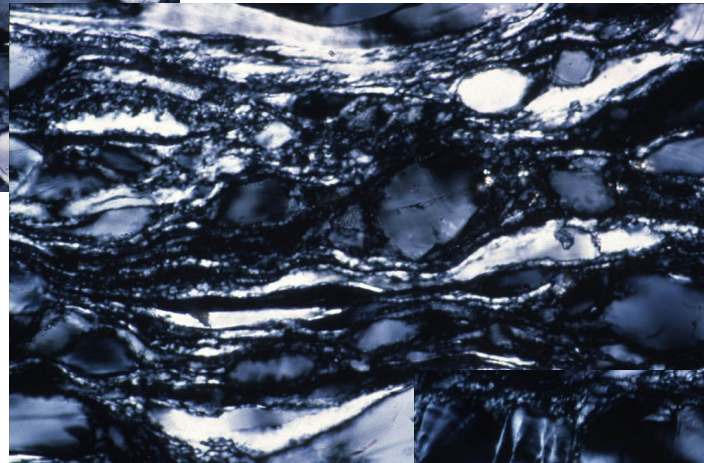
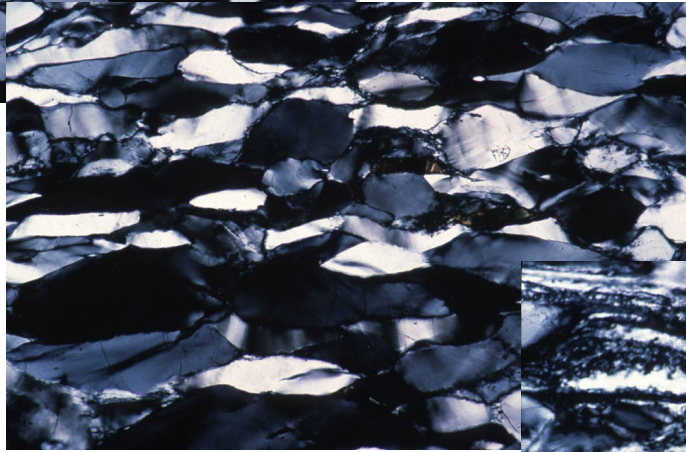
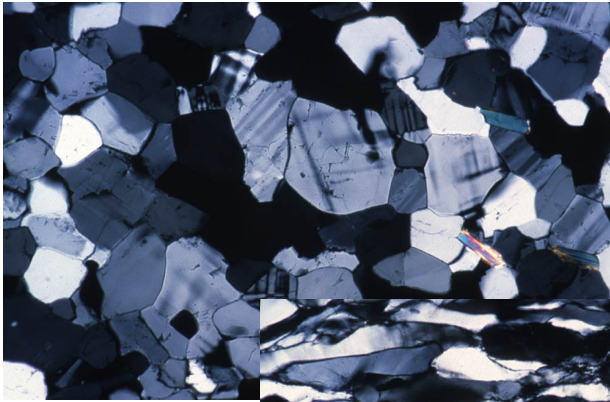
D. Henry

hétérogénéités solides

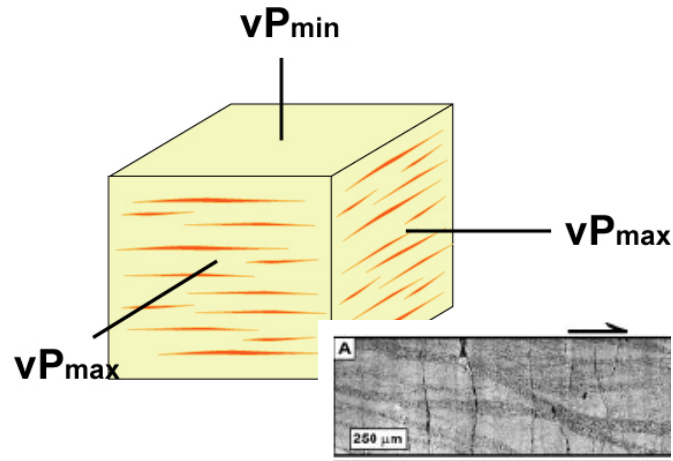
== Anisotropie extrinsèque

Développement de couches de composition différente par déformation d'une roche poly-minérale

Exemples dans la croûte:
Ceci produit de l'anisotropie si
les propriétés mécaniques des
minéraux sont différentes



L'anisotropie à grande échelle est due à:



- SPO (Shape Preferred Orientation):

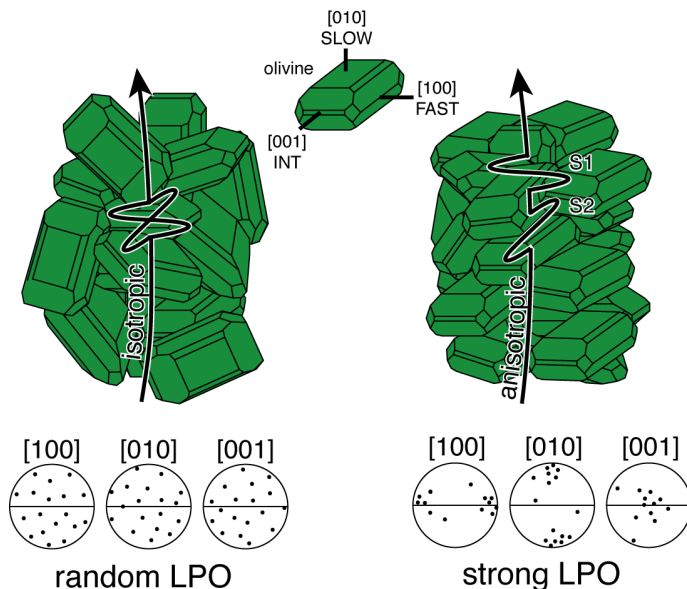
- Couches alternées de matériaux de propriétés mécaniques différentes:
 - sédiments
 - déformation dans les roches métamorphiques ou magmatiques
- alignement d'inclusions fluides (fusion partielle), dykes

Anisotropie extrinsèque

- CPO (Crystal or Lattice Preferred Orientation) des minéraux anisotropes:

- ✓ olivine dans le manteau supérieur
- ✓ fer dans la graine

Anisotropie intrinsèque



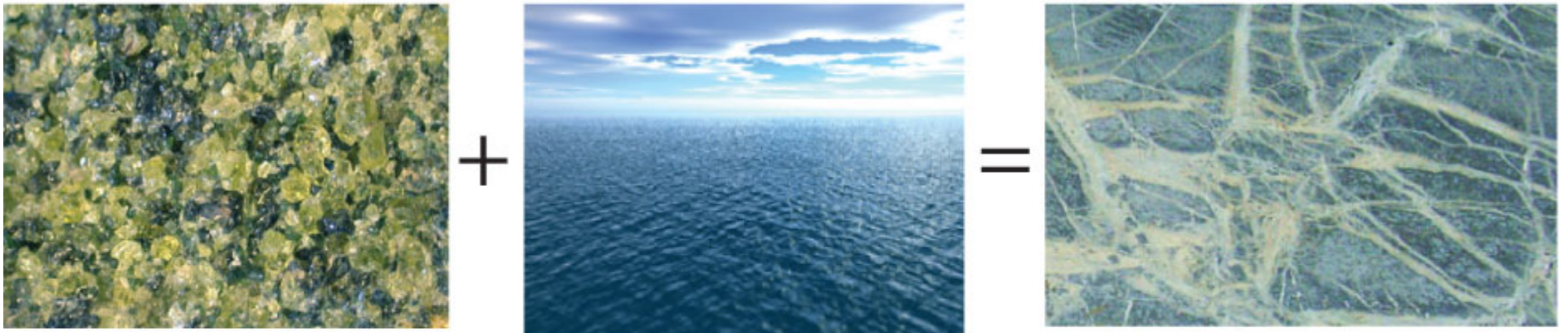
Dessin: Luc Mehl

La déformation joue un rôle essentiel dans le développement de l'anisotropie à grande échelle

*Péridotite
mantellique*

eau

Serpentine

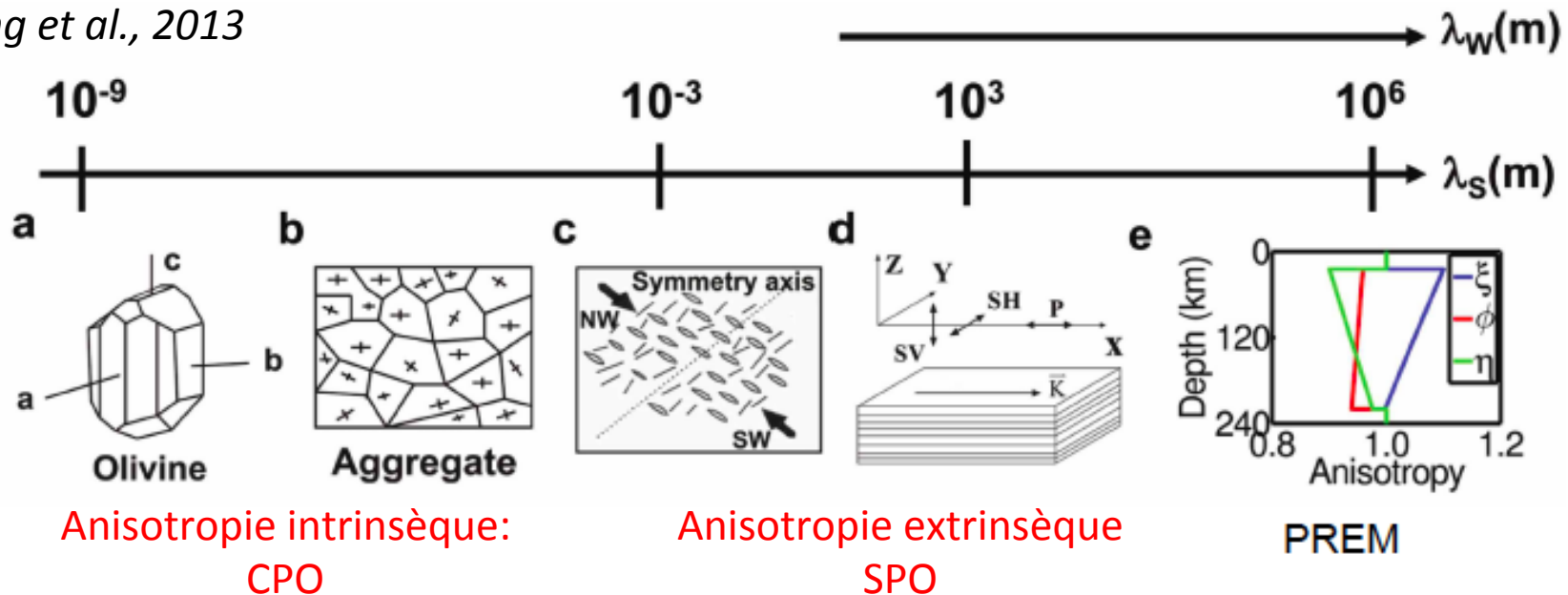


La serpentinite est beaucoup plus déformable et moins dense que la péridotite

Il existe une forme de serpentinite stable jusqu'à 650°C, soit >130 km de profondeur (Antigorite)

L' anisotropie sismique est présente à de nombreuses échelles !!

Wang et al., 2013



PREM: Anisotropie radiale -> 10%

λ_W Longueur d'onde échantillonnée par les ondes sismiques

λ_S Échelle spatiale des phénomènes qui causent l'anisotropie

➔ Observations sismiques :
il est difficile de distinguer les deux types d'anisotropie

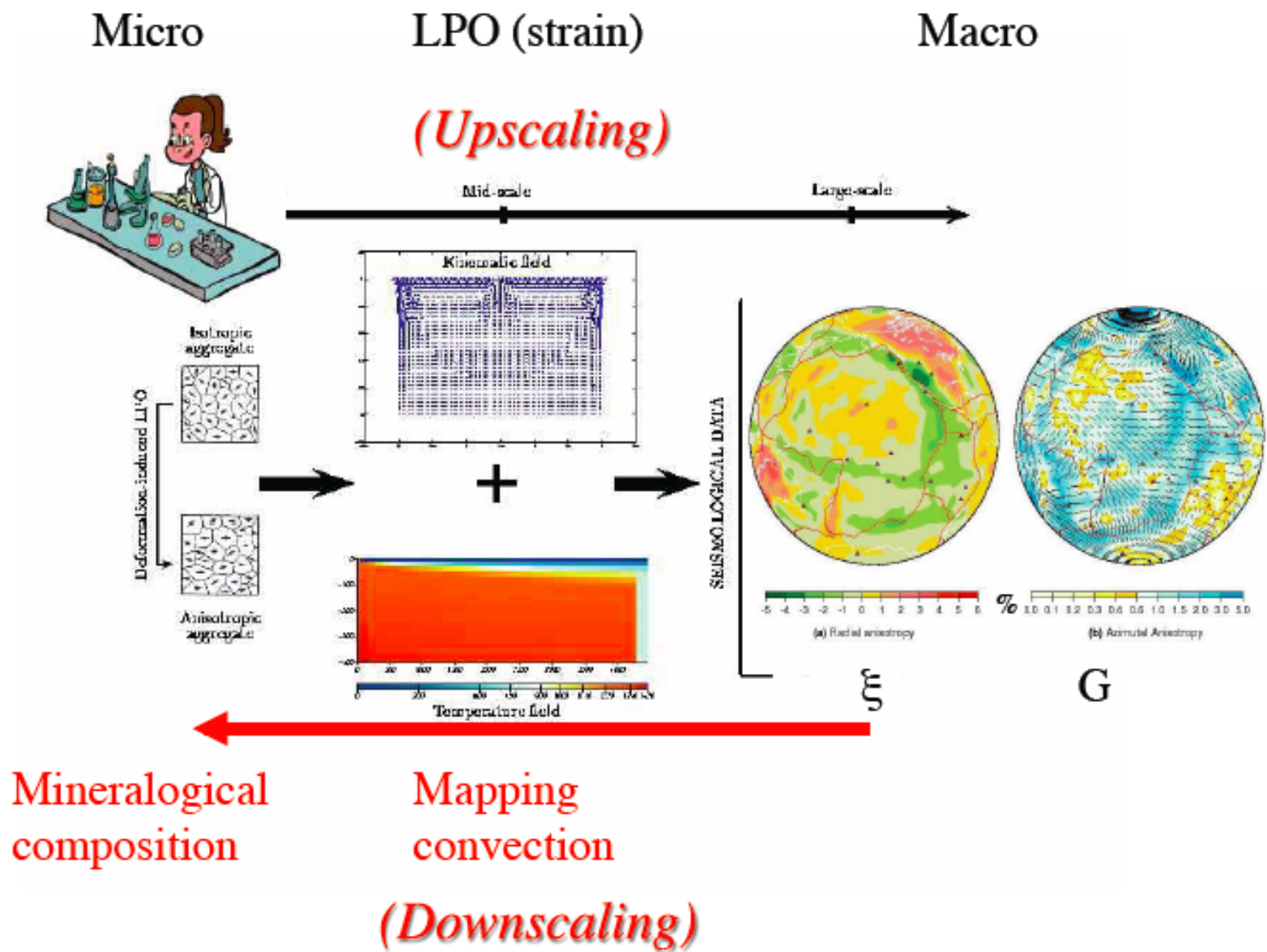


Figure: J.P. Montagner

Dans quelles régions de la terre observe-t-on de l'anisotropie sismique?

- En présence de déformation associée à un écoulement, les cristaux anisotropes s'alignent dans une direction particulière, donnant lieu à de l'anisotropie au niveau macroscopique => anisotropie intrinsèque.
- Une structure formée de couches de propriétés mécaniques différentes produit de l'anisotropie apparente => anisotropie extrinsèque
- A l'intérieur de la terre, on trouve de l'anisotropie:
 - Dans le manteau supérieur (olivine), surtout dans les premiers 300 km de profondeur
 - Dans le manteau profond (zone D''), derniers ~300 km au dessus de la limite noyau-manteau
 - Dans la graine solide (cristaux de fer anisotropes)

Elasticité: relation linéaire entre les contraintes et les déformations

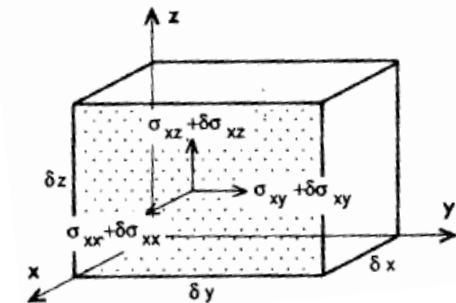
$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad i = 1, 2, 3; \quad j = 1, 2, 3$$

“Loi de Hooke”
Déformations $< 10^{-4}$

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^{k=3} \sum_{l=1}^{l=3} c_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad \text{pour } i = 1, 2, 3 \text{ et } j = 1, 2, 3$$

$$1) \quad \sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

Tenseur des contraintes

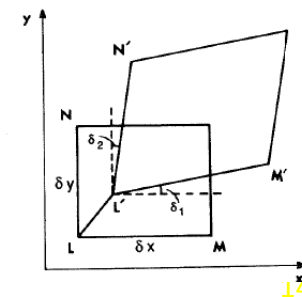


$$2) \quad \epsilon = \begin{bmatrix} \epsilon_{11} & \epsilon_{12} & \epsilon_{13} \\ \epsilon_{21} & \epsilon_{22} & \epsilon_{23} \\ \epsilon_{31} & \epsilon_{32} & \epsilon_{33} \end{bmatrix}$$

Tenseur des déformations:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

u_i Déplacements



c_{ijkl} est le **tenseur élastique**: 21 elements indépendants

Cas général: on introduit une notation simplifiée avec seulement deux indices (matrice 6 x 6 symétrique):

$$(C_{ij}) = \begin{bmatrix} C_{1111} & C_{1122} & C_{1133} & C_{1123} & C_{1113} & C_{1112} \\ C_{2211} & C_{2222} & C_{2233} & C_{2223} & C_{2213} & C_{2212} \\ C_{3311} & C_{3322} & C_{3333} & C_{3323} & C_{3313} & C_{3312} \\ C_{2311} & C_{2322} & C_{2333} & C_{2323} & C_{2313} & C_{2312} \\ C_{1311} & C_{1322} & C_{1333} & C_{1323} & C_{1313} & C_{1312} \\ C_{1211} & C_{1222} & C_{1233} & C_{1223} & C_{1213} & C_{1212} \end{bmatrix}$$

par exemple: $C_{11} = c_{1111}$; $C_{44} = c_{2323}$

Simplifications nécessaires!

- On ne peut résoudre les 21 éléments indépendants en chaque point de l'intérieur de la terre.
 - > on doit faire des hypothèses sur les mécanismes dominants qui causent l'anisotropie dans différentes parties de la terre.
 - > On doit exploiter les symétries à l'échelle locale ce qui réduit le nombre de paramètres à résoudre

Milieu isotrope

- ◆ Propriétés élastiques ne varient pas avec la direction de propagation ou de polarisation
- > il y a seulement 2 paramètres élastiques indépendants, λ and μ (paramètres de Lamé)

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad \text{ou:}$$

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} (\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}) + 2\mu \varepsilon_{ij}$$

À la place de (λ, μ) , de manière équivalente:

$$\left\{ \begin{array}{l} \mu = \text{Module de cisaillement} \\ \kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu = \text{Module d'incompressibilité} \\ \rho = \text{densité} \end{array} \right.$$

- Module d'incompressibilité:

$$\kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu = \frac{\text{pression (contrainte)}}{\text{compression(deformation)}}$$

= force par unité de surface nécessaire pour changer le volume sans changer la forme

$$\kappa = - \frac{P}{dv / v}$$

(si la pression P augmente, le volume v diminue)

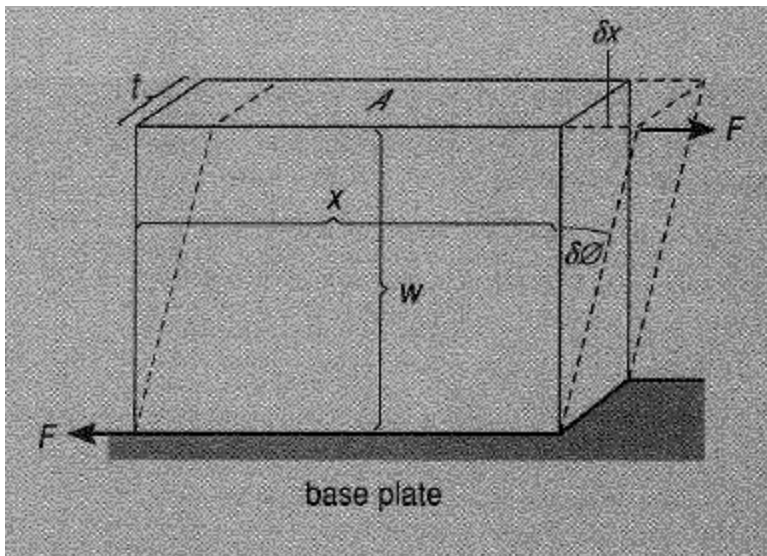
On y associe la vitesse
du son:
Bulk sound velocity:

$$V_{\phi} = \sqrt{\frac{\kappa}{\rho}}$$

- Module de cisaillement: μ

= rigidité

= Mesure la force nécessaire pour changer la forme d'un solide sans changer le volume



$$\mu = \frac{F / A}{d\theta} = \frac{F}{Ad\theta}$$

$\mu=0$ pour les liquides

- On y associe la vitesse de cisaillement:

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

- Equation des ondes dans un milieu isotrope:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sigma_{ij,j} + f_i$$

- Résolution fait apparaître 2 types d'ondes (P,S) avec des vitesses de propagation différentes:

$$\left\{ \begin{array}{l} V_P = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \\ V_S = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{array} \right.$$

$$V_\phi^2 = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2$$

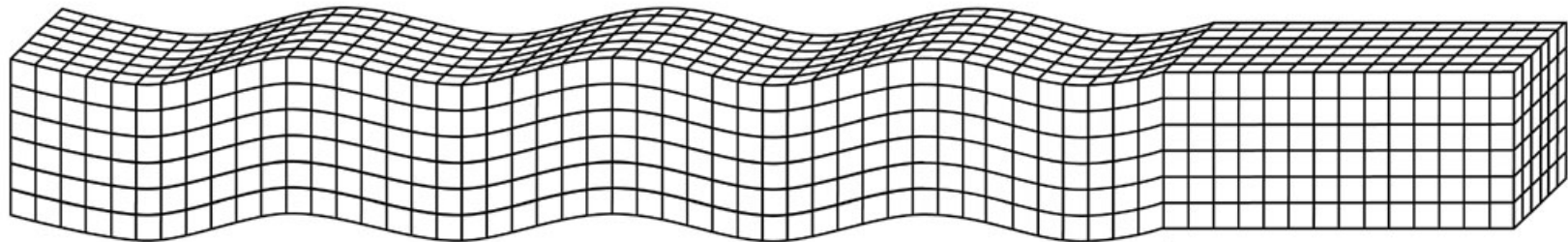
$V_s < V_p$ (en général)

Un milieu isotrope est décrit par la distribution spatiale de 3 paramètres: (ρ, λ, μ) ou (ρ, μ, κ) ou (ρ, V_ϕ, V_s) ou (ρ, V_p, V_s)

Polarisation des ondes P et S

Ondes S: mouvement des particules est perpendiculaire à la direction de propagation

1) **Ondes S: ondes de cisaillement**
Pas de changement de volume



Direction de propagation

$$V_S = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Ondes P: mouvement des particules est dans la direction de propagation

2) **Ondes P: ondes de compression:**
Changement de volume: compressions et dilatations le long de la direction de propagation

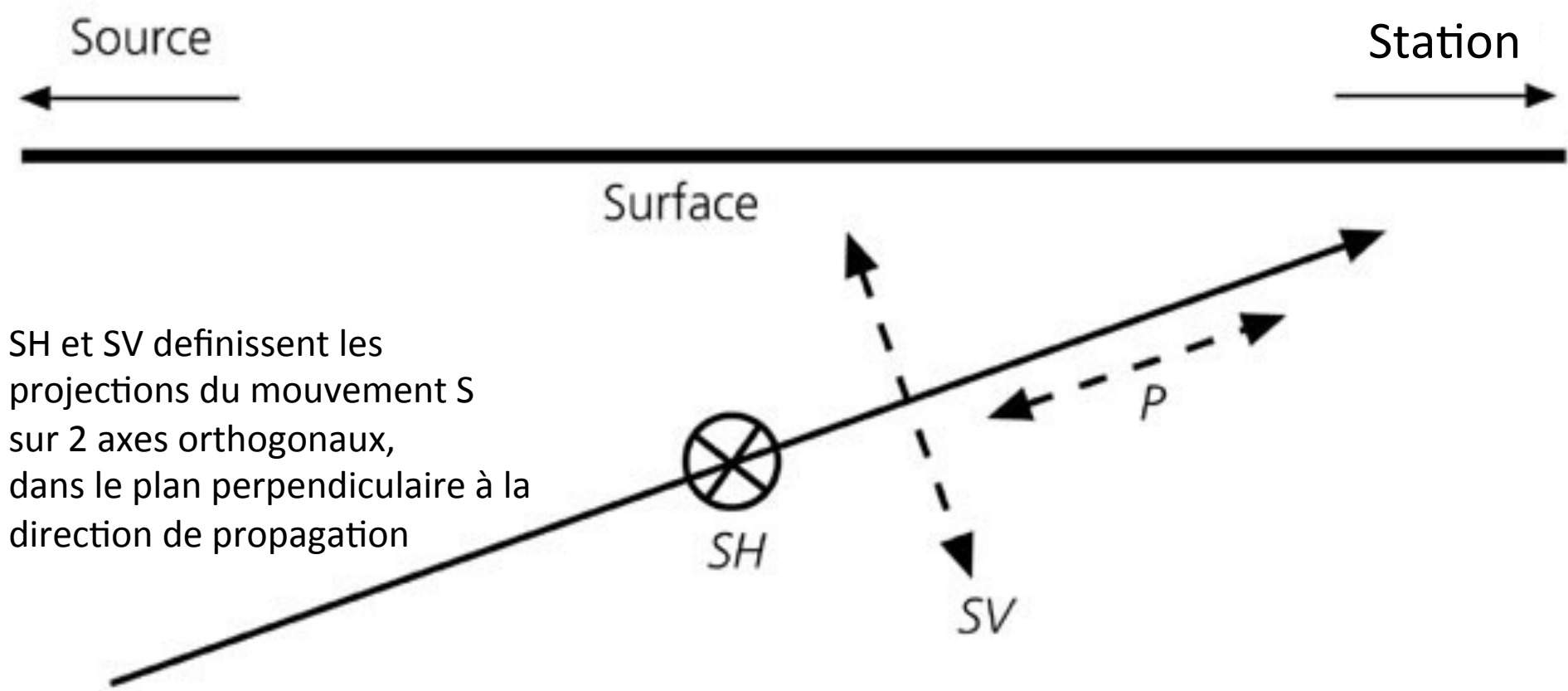
3) Les ondes P et les ondes S ont des vitesses de propagation différentes

Pas de rotation

e.g. ondes de son dans l'air

$$V_P = \alpha = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Figure 2.4-4: Displacements for P , SV , and SH .



SH et SV définissent les projections du mouvement S sur 2 axes orthogonaux, dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation

Direction de propagation
Dans le plan vertical contenant la source et la station

Ref: Stein and Wyession

Séisme crustal

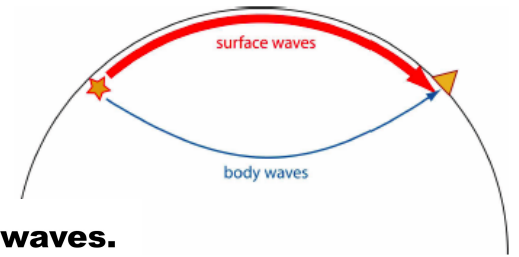
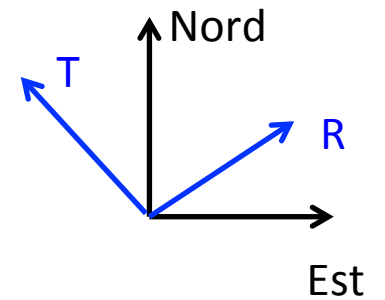
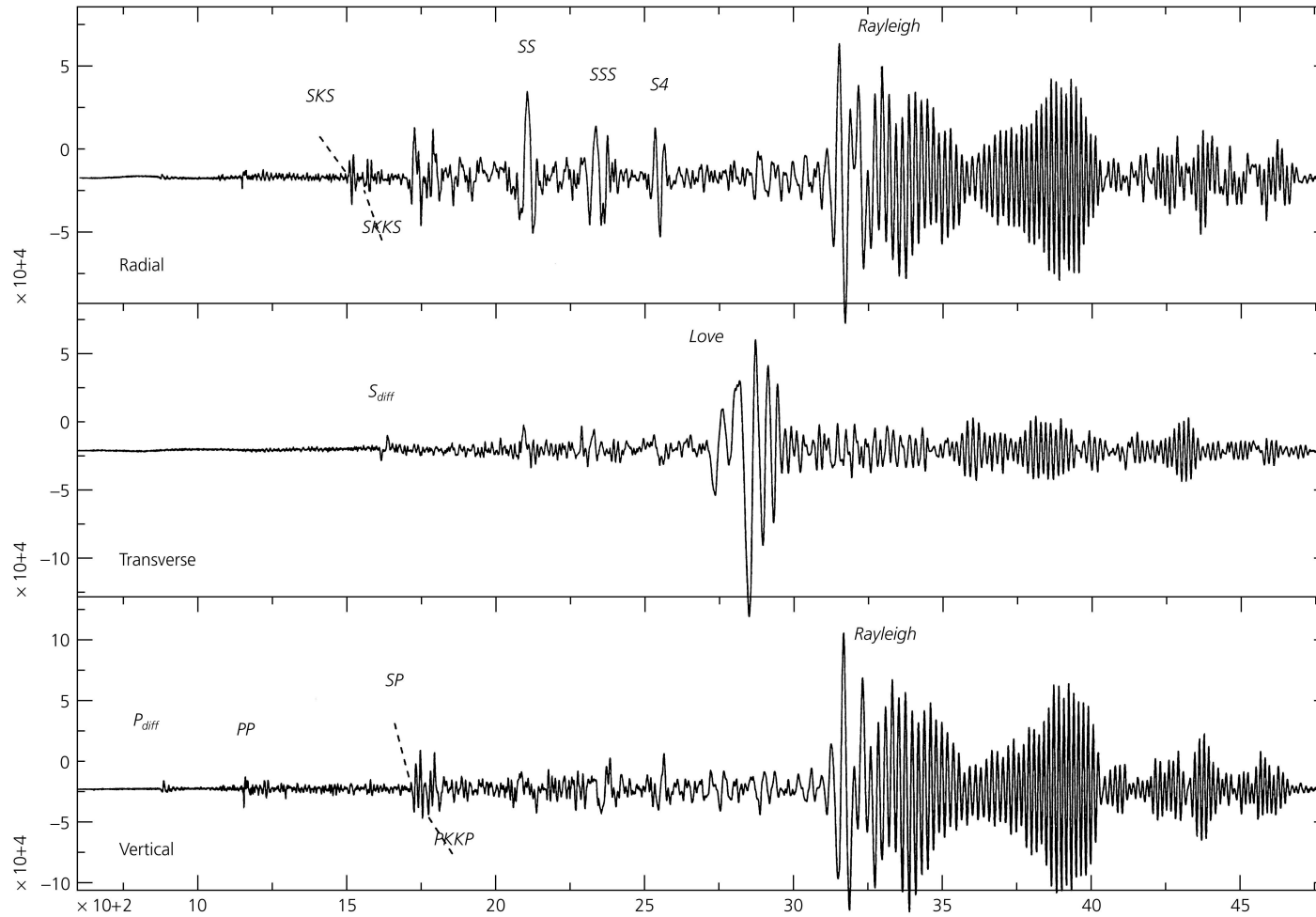


Figure 2.7-1: Seismograms recorded at a distance of 110°, showing surface waves.

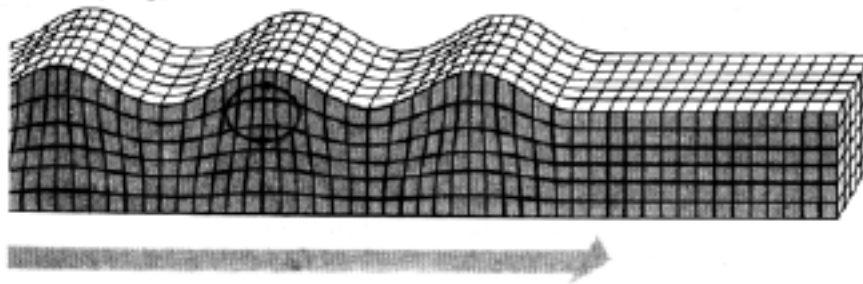


Plan horizontal à la station.

Ondes de surface dans un milieu isotrope

- Deux types:
 - Ondes de Rayleigh (R)
 - Ondes de Love (G)

(a) Rayleigh wave



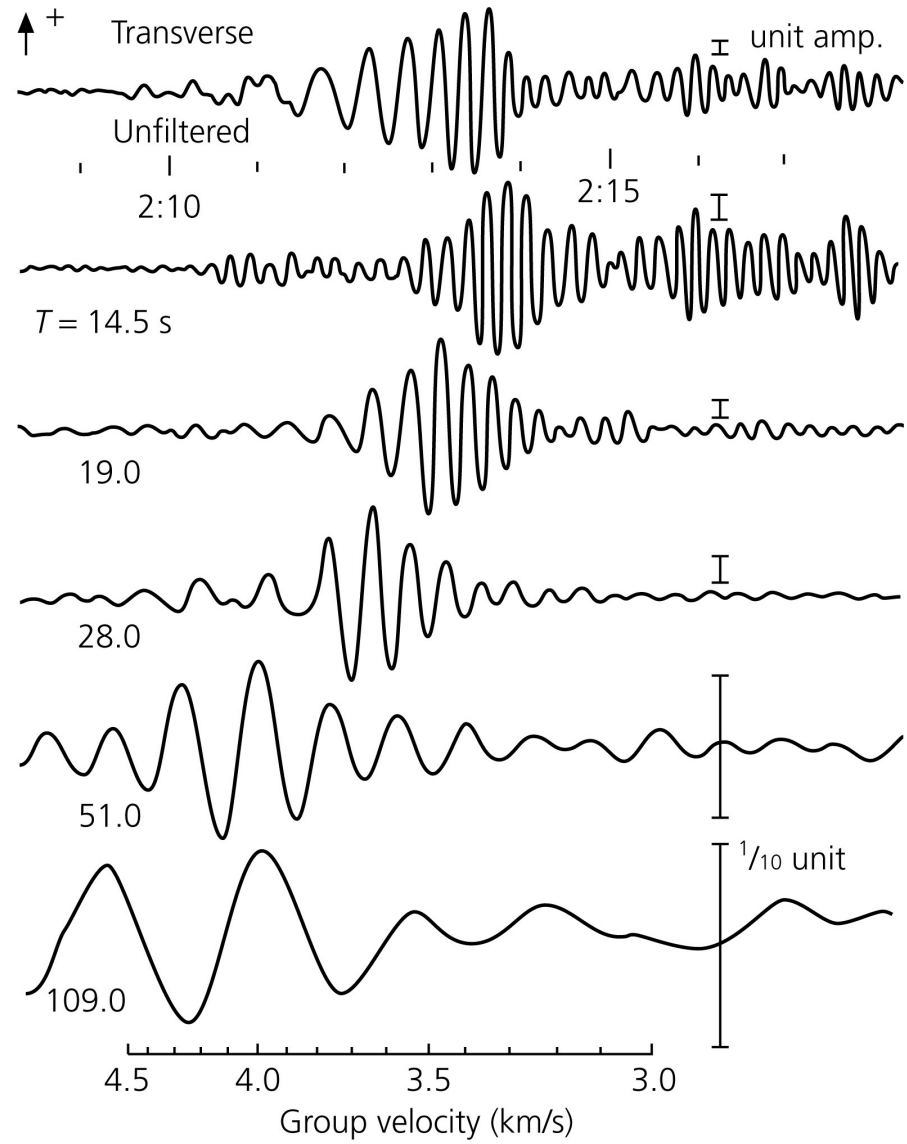
Mouvement des particules:
- elliptique retrograde dans
le plan vertical contenant
la direction de propagation

(b) Love wave



Mouvement des particules:
- horizontal, perpendiculaire
à la direction de propagation

Les ondes de surface sont "dispersives"



Seisme de Mongolie enregistré au Japon

Dans un milieu anisotrope...

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad \text{Loi de Hooke}$$

21 constantes élastiques indépendantes

$$C_{mn} = \begin{pmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1113} & c_{1112} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2213} & c_{2212} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3313} & c_{3312} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2313} & c_{2312} \\ c_{1311} & c_{1322} & c_{1333} & c_{1323} & c_{1313} & c_{1312} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1213} & c_{1212} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{pmatrix}$$

La vitesse varie avec la direction de propagation

Il y a 3 polarisations possibles: une quasi-onde-P et 2 quasi-ondes-S

Milieu anisotrope

- La vitesse de propagation (v_n) d'une onde sismique, définie par la direction (n) orthogonale au front d'onde est obtenue en résolvant l'équation de Christoffel :

$$C_{ijkl} n_i n_j a_l = \rho v_n^2 a_i$$

- où:
- | | |
|-----------------------------|--|
| $\vec{n} = (n_1, n_2, n_3)$ | Direction perpendiculaire au front d'onde ~ direction de propagation |
| $\vec{a} = (a_1, a_2, a_3)$ | Vecteur de polarisation de l'onde |

Ceci est un problème aux valeurs propres: $M\vec{a} = \lambda\vec{a}$

dont la solution donne:

3 valeurs propres ρv_n^2 et 3 vecteurs propres orthogonaux \vec{a}

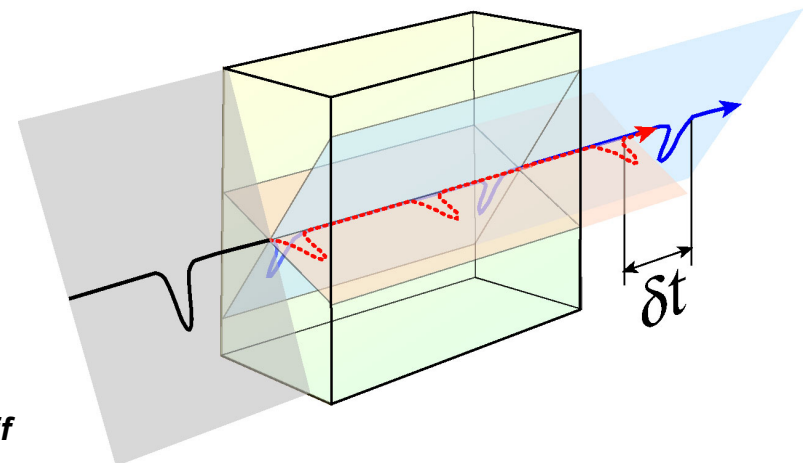
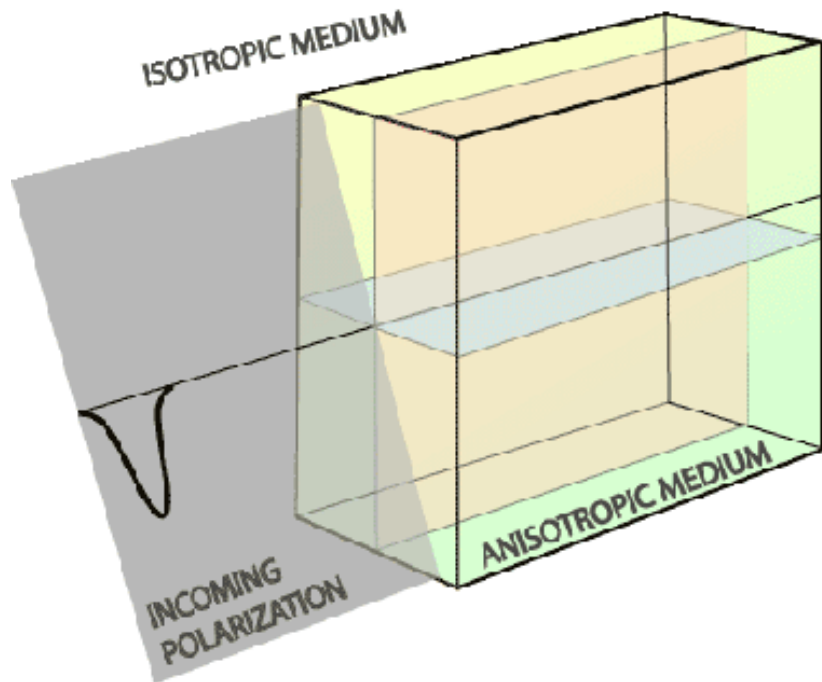
- => 3 vitesses: V_p et V_{S1}, V_{S2} :
 - Une "quasi" onde P et 2 "quasi" ondes S de polarisations orthogonales

Milieu anisotrope

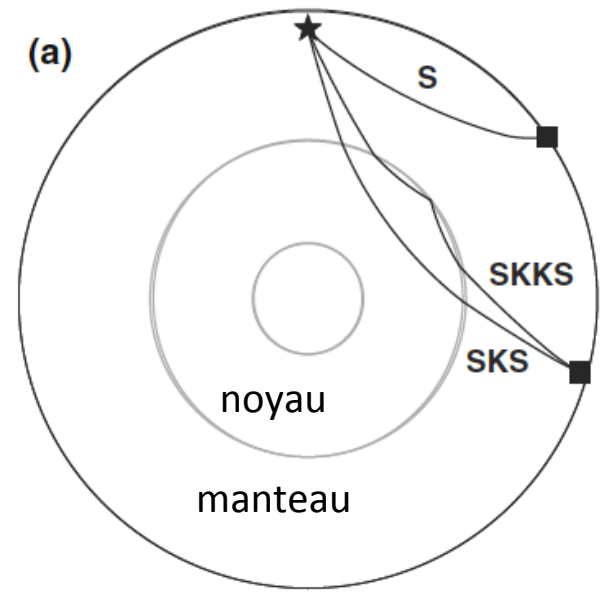
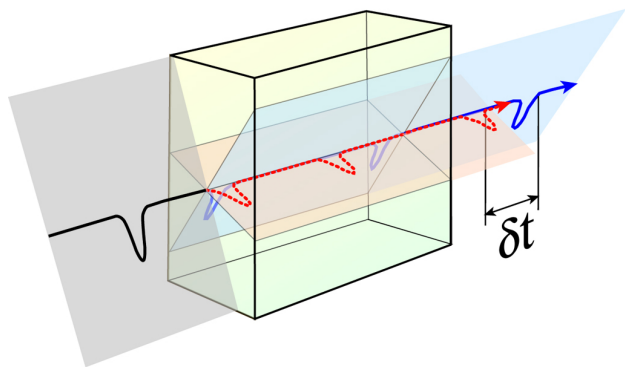
Les vitesses des ondes sismiques varient en fonction de:

- la direction de propagation
- la direction de polarisation (pour les ondes S)

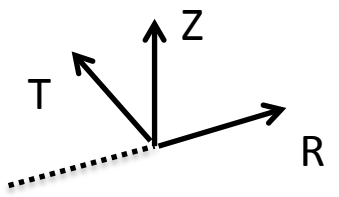
Biréfringence des ondes S



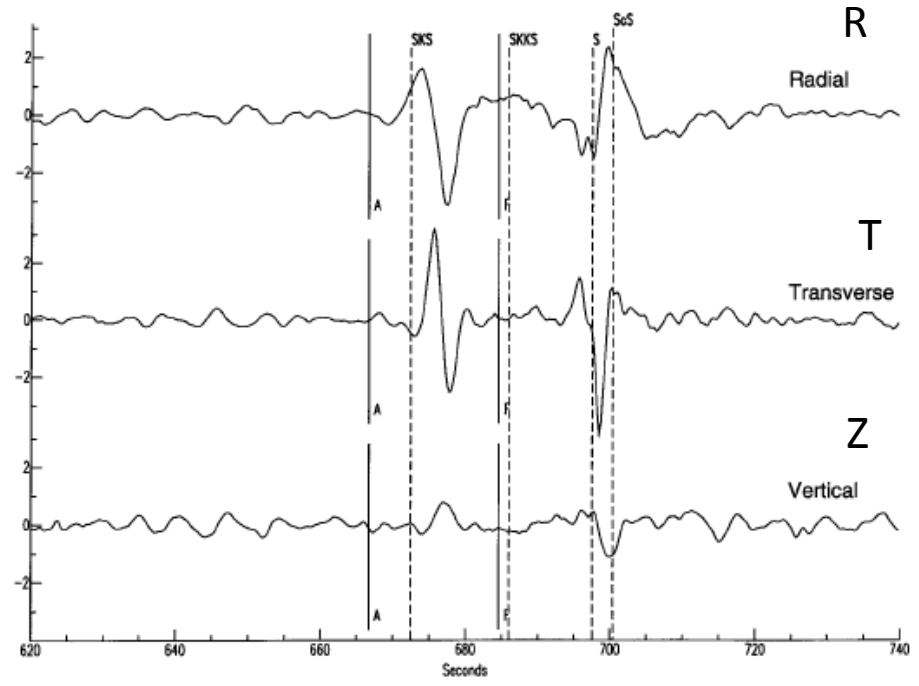
http://garnero.asu.edu/research_images/anis/garnero_splitting.gif



En réalité:

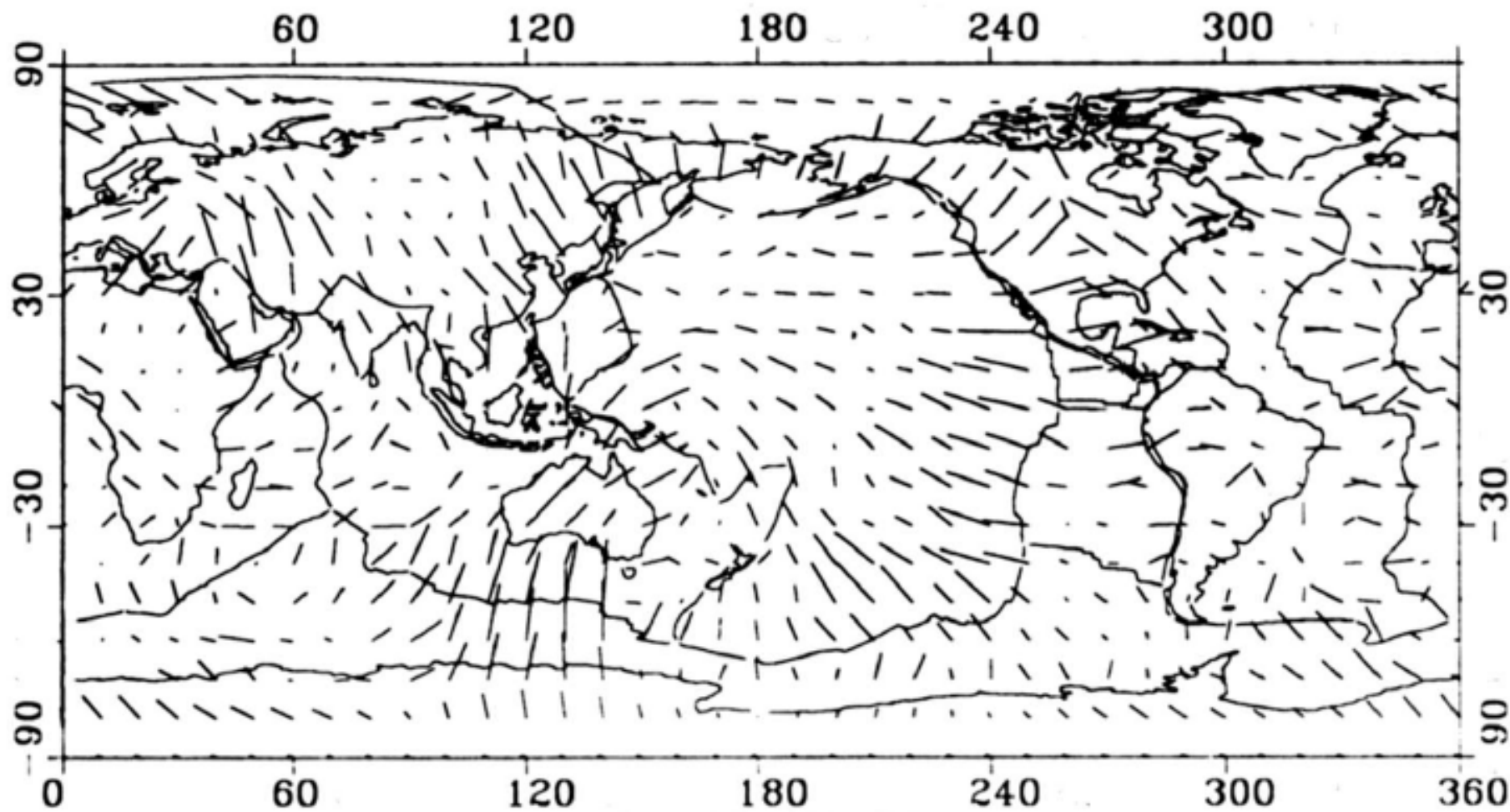


Z,R: Plan vertical
Contenant la
direction
de propagation



Dans un milieu
isotrope, l'onde SKS
est polarisée en "SV"
=> Observée uniquement
sur la composante
radiale, mais pas sur
la composante transversale

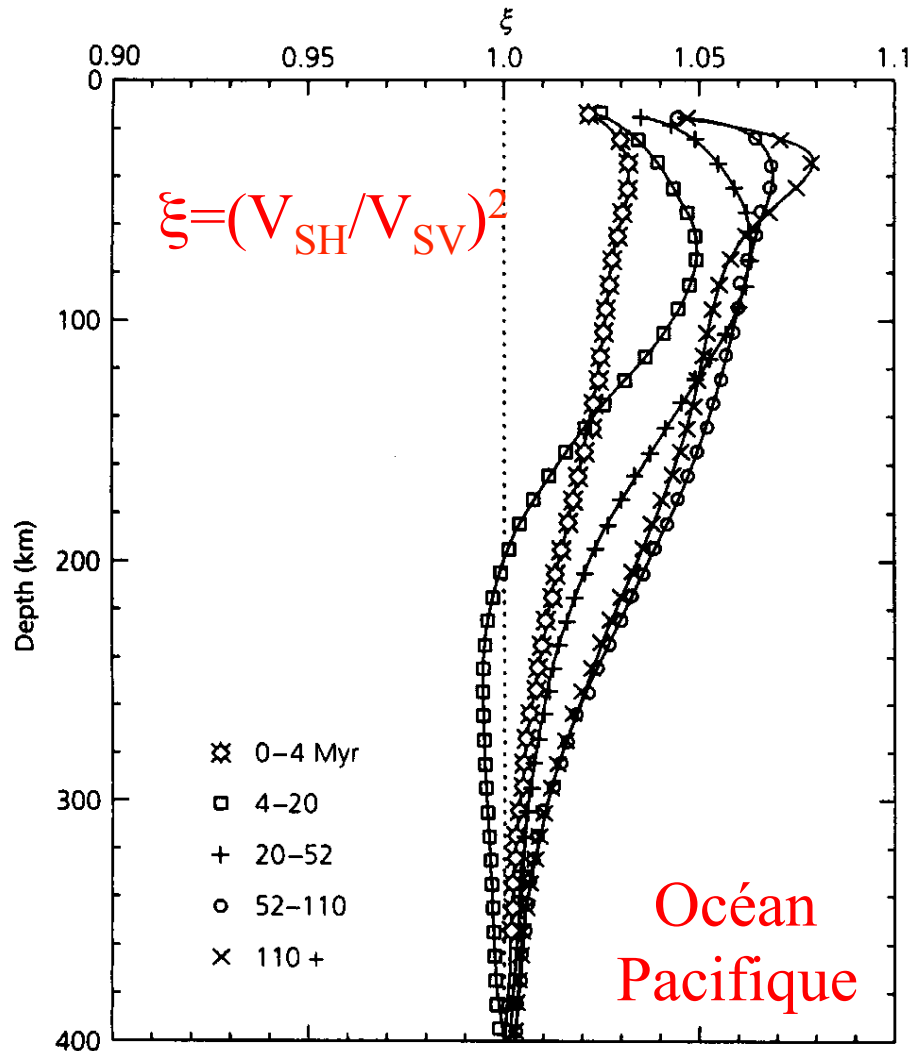
Anisotropie azimuthale des ondes de Rayleigh
dans le manteau supérieur



Profondeur ~ 100 km

Montagner and Tanimoto, 1990

Ondes de surface : incompatibilité entre les ondes de Love (SH) et de Rayleigh (SV)



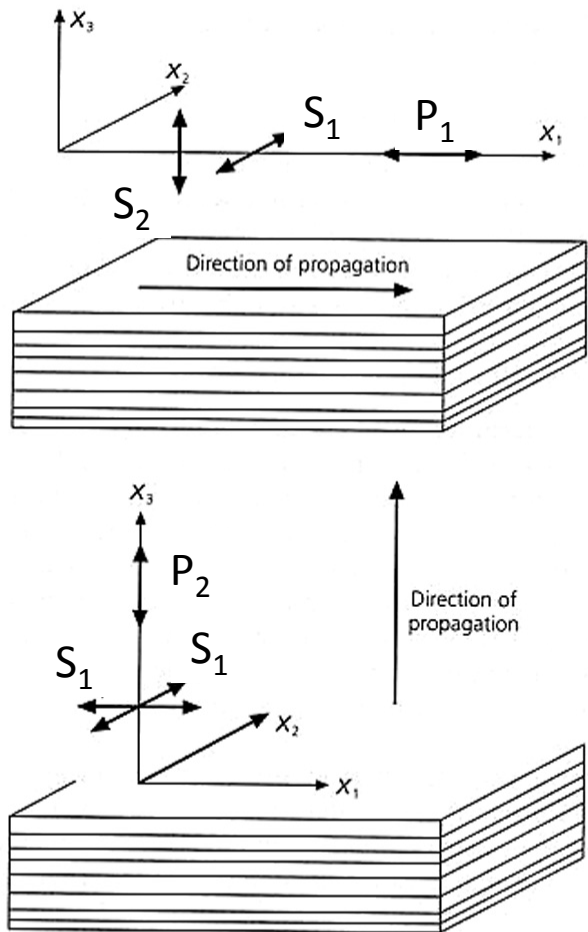
Nishimura & Forsyth, 1989

Ondes de Love se propagent à une vitesse plus grande que les ondes de Rayleigh

Le long du même trajet...

Anisotropie de polarization

Symétrie hexagonale-
 Exemple: Anisotropie (SPO) -
 couches horizontales : l'axe de symétrie est vertical



- ⇒ Anisotropie radiale
- ⇒ Anisotropie Transverse (VTA)

- ⇒ Tenseur élastique:
- ⇒ 5 éléments indépendants
- ⇒ A, C, F, L, N (Love, 1911)

$$\left[\begin{array}{l} L = C_{44} = C_{55} = \rho V_{sv}^2 \\ N = C_{66} = \rho V_{sh}^2 \\ C = C_{33} = \rho V_{pv}^2 \\ A = C_{11} = C_{22} = \rho V_{ph}^2 \\ F = C_{31} = C_{32} \end{array} \right.$$

$$\eta = F/(A-2L)$$

VTI = Vertical Transverse Isotropy
 = Anisotropie radiale

$$A = c_{11} = c_{22} = c_{1111} = c_{2222}$$

$$C = c_{33} = c_{3333}$$

$$F = c_{13} = c_{23} = c_{1133} = c_{2233}$$

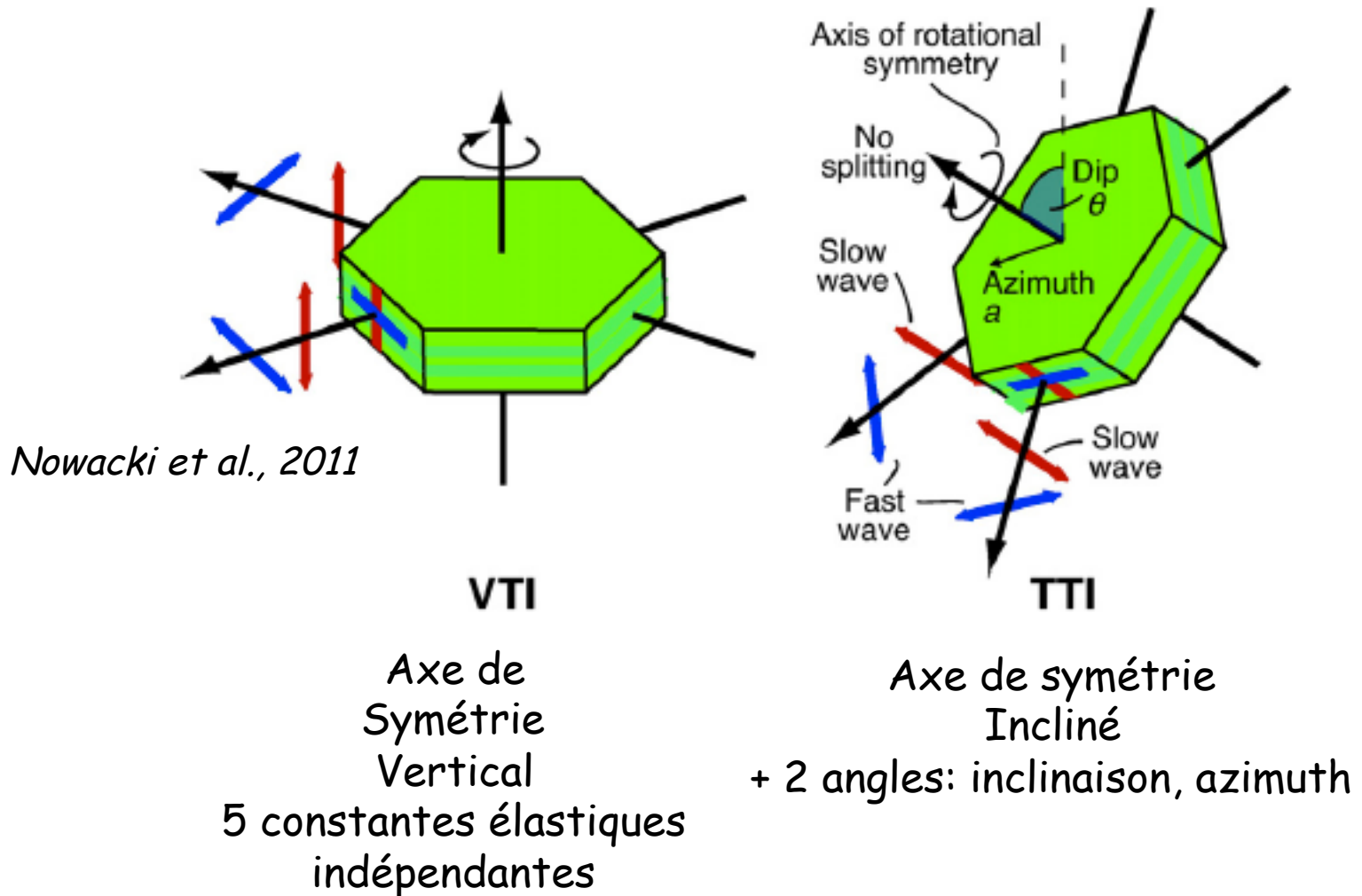
$$L = c_{44} = c_{55} = c_{2323} = c_{1313}$$

$$N = c_{66} = \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12}) = c_{1212} = \frac{1}{2}(c_{1111} - c_{1122})$$

$$\text{and } A - 2N = c_{12} = c_{21} = c_{11} - 2c_{66} = c_{1212} = c_{2211} = c_{1111} - 2c_{1212}$$

$$\begin{bmatrix}
 c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\
 c_{12} & c_{11} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\
 c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12})
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 A & A - 2N & F & 0 & 0 & 0 \\
 A - 2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\
 F & F & C & 0 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N
 \end{bmatrix}$$

Anisotropie radiale = Vertical Transverse Isotropy = VTI
 Tilted transverse isotropy = TTI



Axe de symétrie incliné (en particulier horizontal) => "anisotropie azimuthale" 34

Cas d'anisotropie plus général

- L'anisotropie observée est faible (quelques %) -> on applique la théorie des perturbations au premier ordre pour obtenir l'expression de la vitesse des ondes de volume et de surface en fonction de la direction de propagation
- La direction de propagation est définie par l'azimuth ψ en général compté à partir du Nord dans la direction inverse de celle des aiguilles d'une montre. On obtient une expression de la forme:

$$v(\vec{x}, \psi) = \sum_{n=0}^{n=4} (a_n \cos(n\psi) + b_n \sin(n\psi))$$

- a_n et b_n sont des constantes, combinaisons linéaires des 21 éléments du tenseur élastique.
 - **n pair**: pas de couplage entre SH et P,SV, ou entre modes sphériques et toroïdaux
 - **n impair**: ces termes expriment les couplages SH/ (P,SV)
- En général, on considère seulement les termes avec n pair:

$$v(\vec{x}, \psi) = \alpha_0 + \alpha_1 \cos(2\psi) + \alpha_2 \sin(2\psi) + \alpha_3 \cos(4\psi) + \alpha_4 \sin(4\psi)$$

$$v(\vec{x}, \psi) = \alpha_0 + \alpha_1 \cos(2\psi) + \alpha_2 \sin(2\psi) + \alpha_3 \cos(4\psi) + \alpha_4 \sin(4\psi)$$

- Dans cette expression, figurent seulement 13 éléments du tenseur élastique
- Par exemple, pour les ondes P:

$$\alpha_0 = \frac{1}{8\rho} (3\delta C_{1111} + 2\delta C_{1122} + 4\delta C_{1212} + 3\delta C_{2222})$$

$$\alpha_1 = \frac{1}{2\rho} (\delta C_{1111} - \delta C_{2222})$$

$$\alpha_2 = \frac{1}{\rho} (\delta C_{1112} + \delta C_{1222})$$

$$\alpha_3 = \frac{1}{8\rho} (\delta C_{1111} - 2\delta C_{1122} - 4\delta C_{1212} + 2\delta C_{2222})$$

$$\alpha_4 = \frac{1}{2\rho} (\delta C_{1112} - \delta C_{1222})$$

Pour les ondes de surface:

Constant term (0- Ψ azimuthal term: α_0):

$$A = \rho V_{PH}^2 = \frac{3}{8}(C_{11} + C_{22}) + \frac{1}{4}C_{12} + \frac{1}{2}C_{66}$$

$$C = \rho V_{PV}^2 = C_{33}$$

$$F = \frac{1}{2}(C_{13} + C_{23})$$

$$L = \rho V_{SV}^2 = \frac{1}{2}(C_{44} + C_{55})$$

$$N = \rho V_{SH}^2 = \frac{1}{8}(C_{11} + C_{22}) - \frac{1}{4}C_{12} + \frac{1}{2}C_{66}$$

Anisotropie de polarisation

2- Ψ azimuthal term:

$$\alpha_1 \cos 2\Psi$$

$$\alpha_2 \sin 2\Psi$$

$$B_c = \frac{1}{2}(C_{11} - C_{22}) \quad B_s = C_{16} + C_{26}$$

$$G_c = \frac{1}{2}(C_{55} - C_{44}) \quad G_s = C_{54}$$

$$H_c = \frac{1}{2}(C_{13} - C_{23}) \quad H_s = C_{36}$$

Anisotropie azimuthale

4- Ψ azimuthal term:

$$\alpha_3 \cos 4\Psi$$

$$\alpha_3 \cos 4\Psi$$

$$E_c = \frac{1}{8}(C_{11} + C_{22}) - \frac{1}{4}C_{12} - \frac{1}{2}C_{66} \quad E_s = \frac{1}{2}(C_{16} - C_{26})$$

Ondes de surface et anisotropie de polarisation d'axe vertical

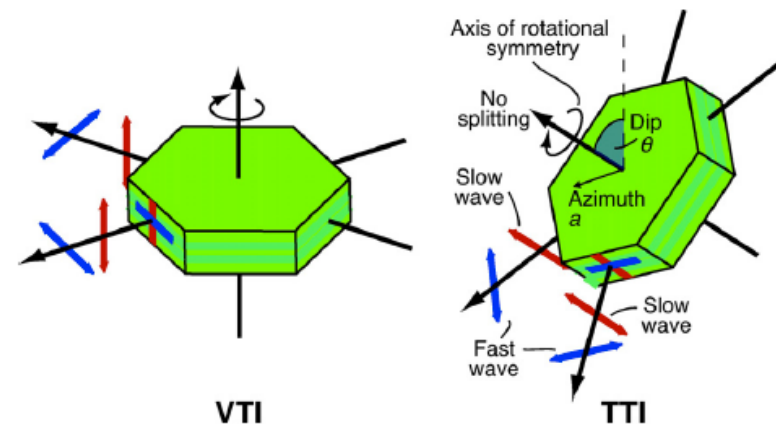
- 5 constantes élastiques indépendantes:
 - A, C, F, L, N (Love, 1911)
 - $L = \rho V_{sv}^2$
 - $N = \rho V_{sh}^2$
 - $A = \rho V_{ph}^2$
 - $C = \rho V_{pv}^2$
 - F représente la vitesse sismique dans une direction intermédiaire
- Les ondes de surface de longue période sont sensibles surtout à (L, N) , et un peu à $\eta = F/(A-2L)$
 - $\Rightarrow \xi = (V_{sh}/V_{sv})^2$ \Rightarrow on cherche à déterminer (V_{iso}, ξ) ou (L, N)
 - $\delta \ln \xi = \delta \xi / \xi = 2(\delta \ln V_{sh} - \delta \ln V_{sv})$

Ondes de surface et anisotropie azimuthale

- En général, on considère les observations d'ondes de Rayleigh sur la composante verticale et on néglige les termes en 4ψ
- Pour les termes en 2ψ , on cherche à déterminer G_c, G_s
- On utilise des relations de proportionnalité empiriques pour tenir compte de l'effet des coefficients (B_c, H_c).
- (G_c, G_s) nous donnent G (amplitude) et ψ_a (direction de l'axe rapide)

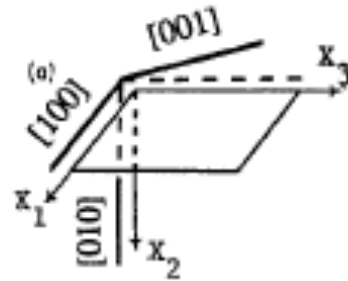
$$G_c \cos(2\psi) + G_s \sin(2\psi) = G \cos(2(\psi - \psi_a))$$

- En combinant les observations d'anisotropie radiale (L,N) i.e. VTI (Vertical Transverse Isotropy)
 - Ondes de Love et de Rayleigh
- ..et celles d'anisotropie azimuthale
 - Ondes de Rayleigh (principalement)
- Tilted transverse Isotropy (TTI) → tomographie vectorielle (Montagner and Nataf, 1988)
 - Sous l'hypothèse de l'anisotropie hexagonale

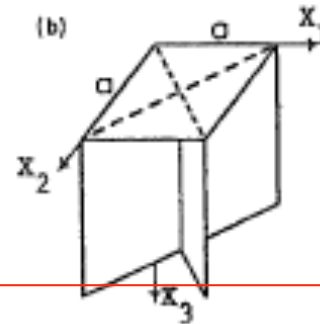


Exemples de symétries au niveau du cristal

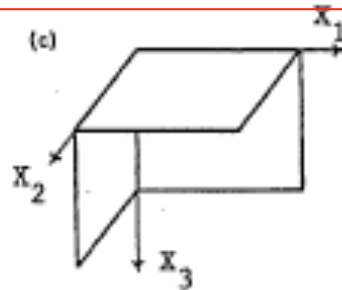
Monoclinique (13)



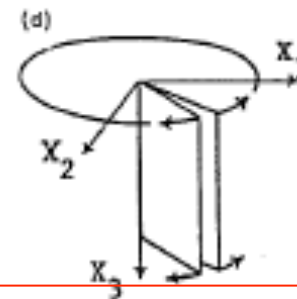
Tetragonale (6)



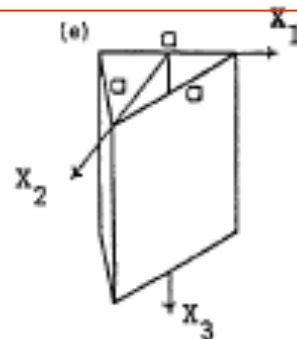
Orthorombique (9)
-> olivine



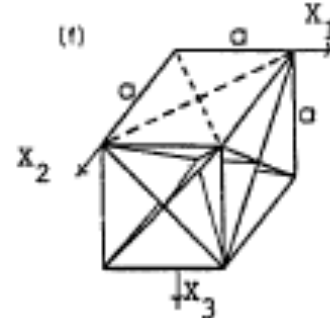
Hexagonale (5)
glace



Trigonal (7)



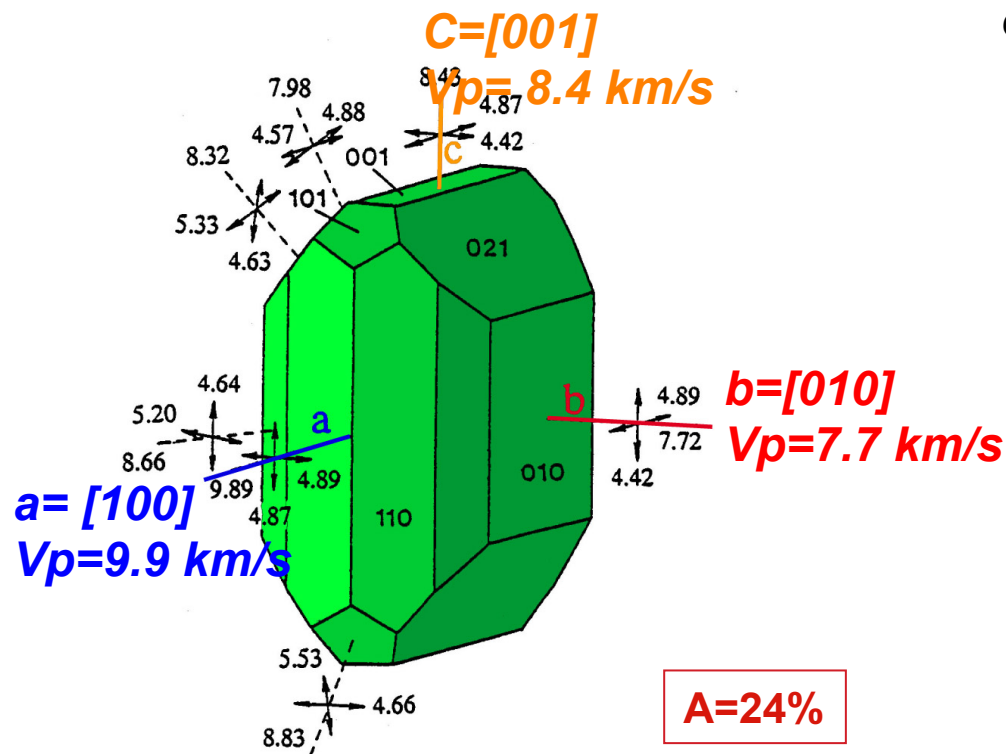
Cubique (3)
grenat



D'après Babuska and Cara (1991)

Anisotropie intrinsèque de l'olivine

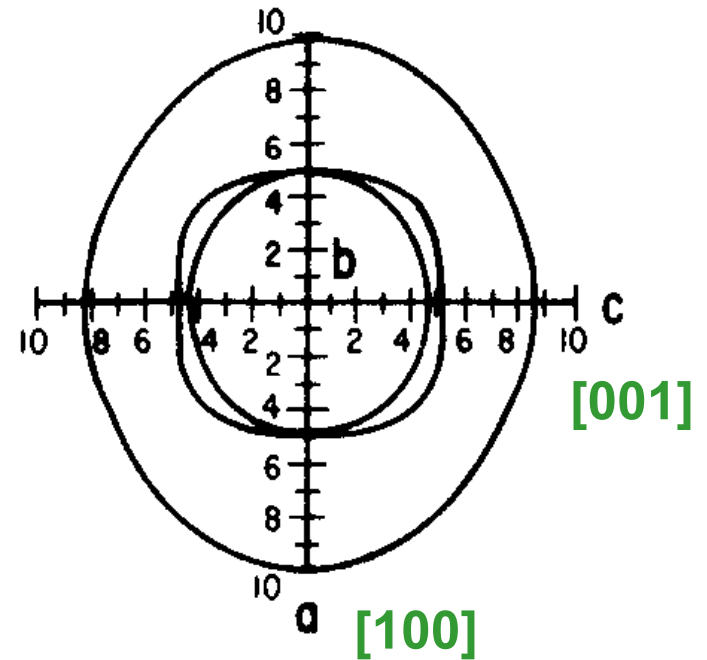
Olivine (60% du manteau supérieur)



A=24%

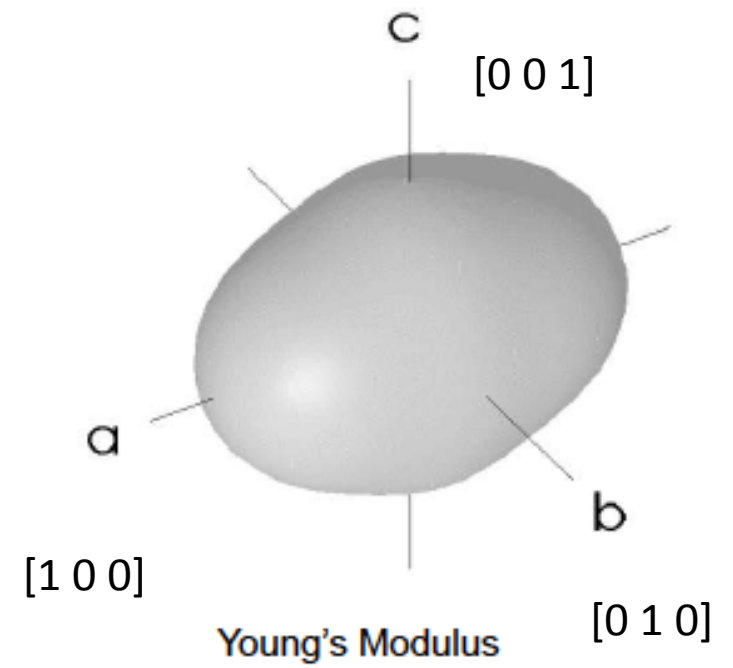
Kumazawa & Anderson JGR (1969)

Vitesses des ondes P et S dans le référentiel du cristal



OLIVINE

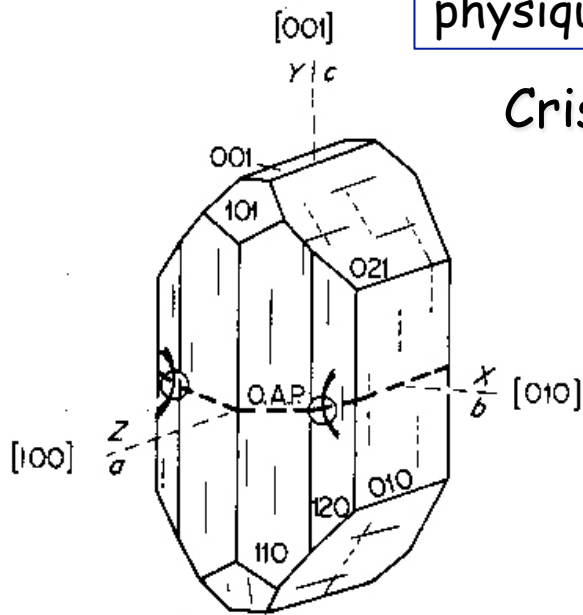
Nicolas & Christensen, AGU, 1987



Cristal d'olivine

Certains plans de glissement sont favorisés suivant les conditions physiques

Cristal d'olivine représenté le long de la direction [100]



(Mg,Fe)

() = plans
[] = directions

(Mg,Fe)₂SiO₄

SiO₄ tetraèdres
Liaisons covalentes
= fortes!

Cations: Mg, Fe
Liaisons ioniques
= faibles

[100]=4.98Å

[001]

5.99 Å

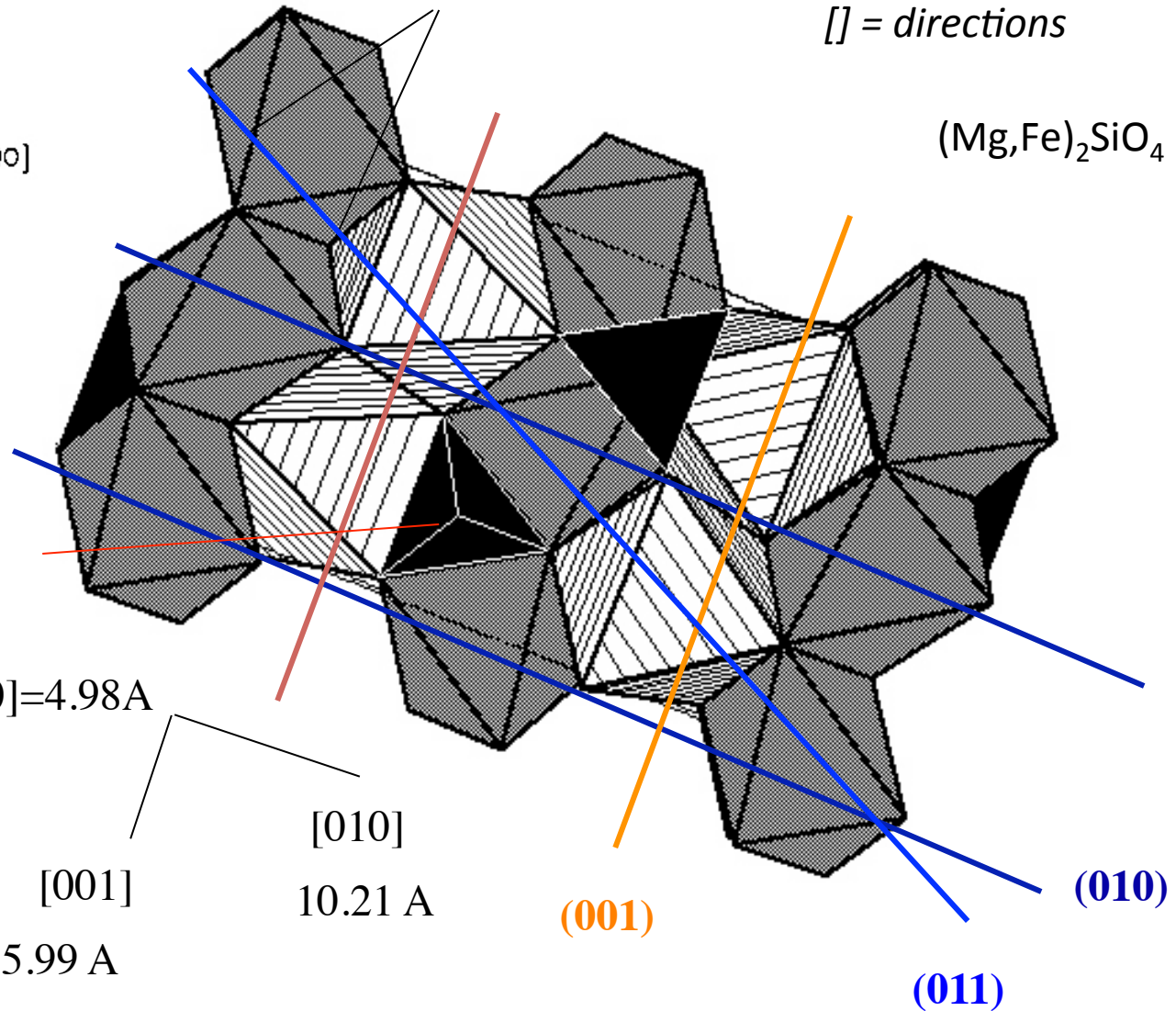
[010]

10.21 Å

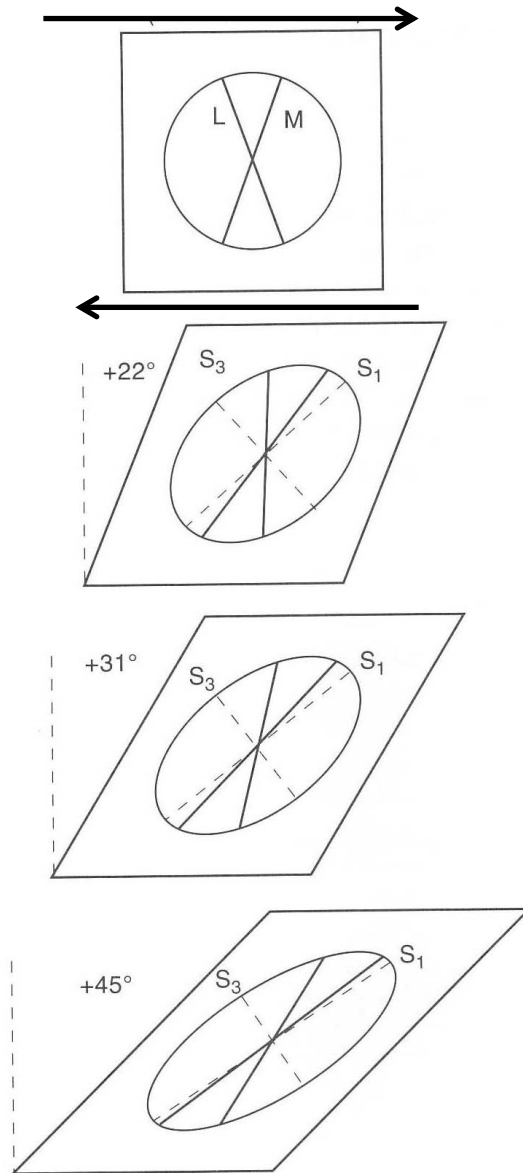
(001)

(011)

(010)



Cisaillement simple (pas de changement de volume)

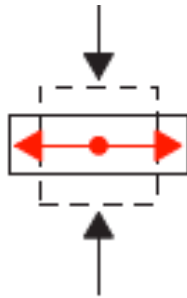


Ellipse (2D) ou ellipsoïde (3D)
de déformation

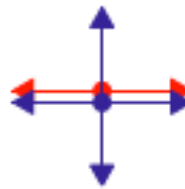
Déformation de l'olivine sèche - résultats expérimentaux

En rouge:
Grand axe
de l'ellipse de
déformation

Compression uniaxiale

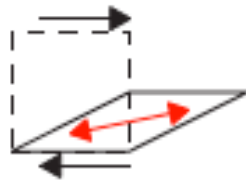


Slow axis
b-axis

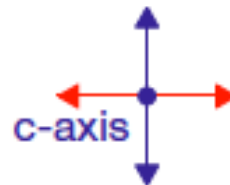


a-axis
c-axis fast plane

Cisaillement simple de
grande ampleur



Slow plane
b-axis

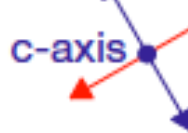


a-axis fast axis

Cisaillement simple de
petite ampleur



b-axis
Slow plane



a-axis fast axis

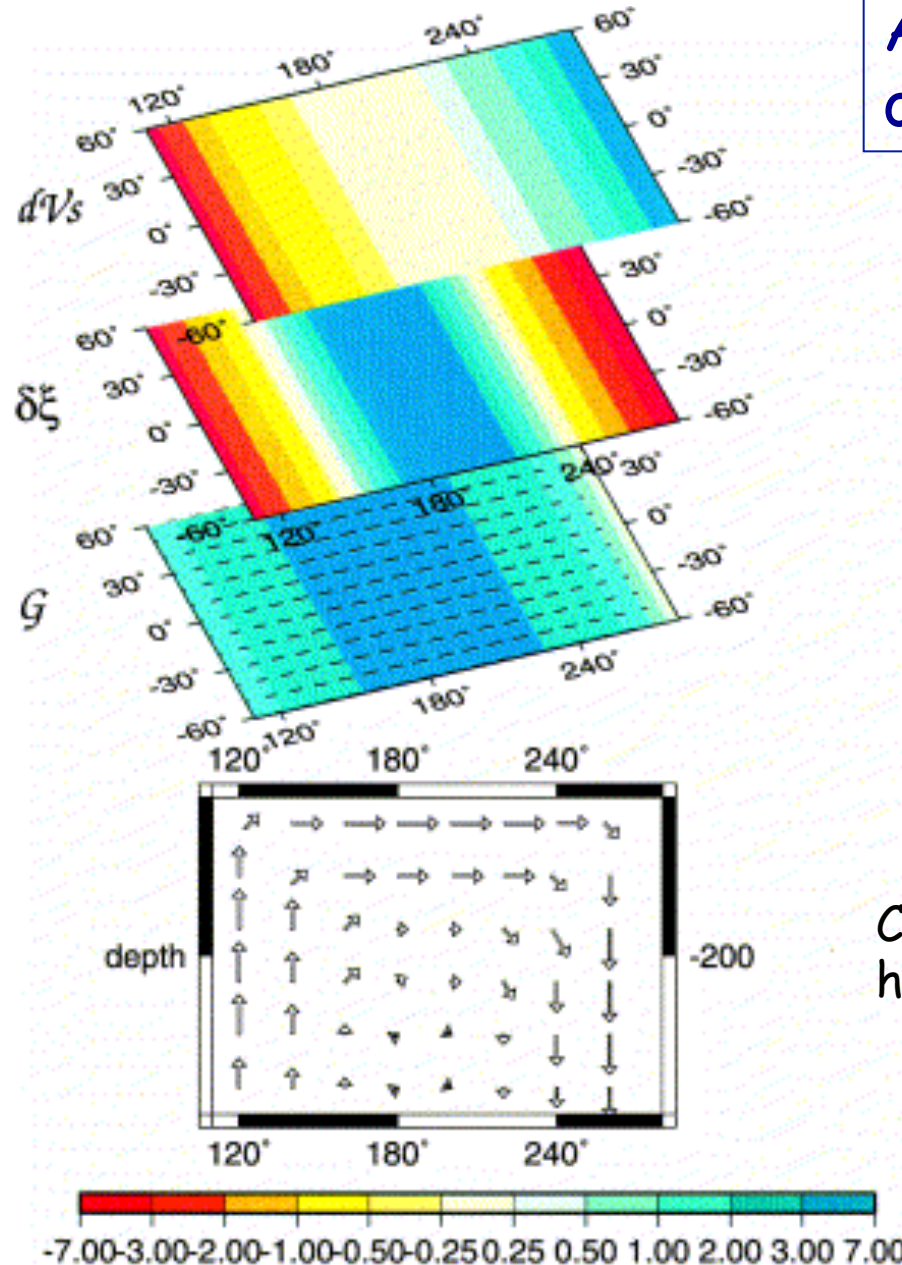
Anisotropie des ondes de surface

Anisotropie et ondes de surface

Variations isotropes de la vitesse de cisaillement

Anisotropie radiale

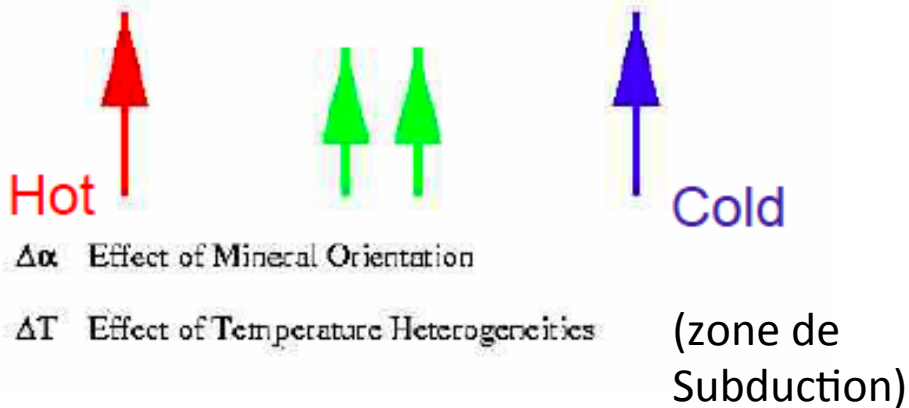
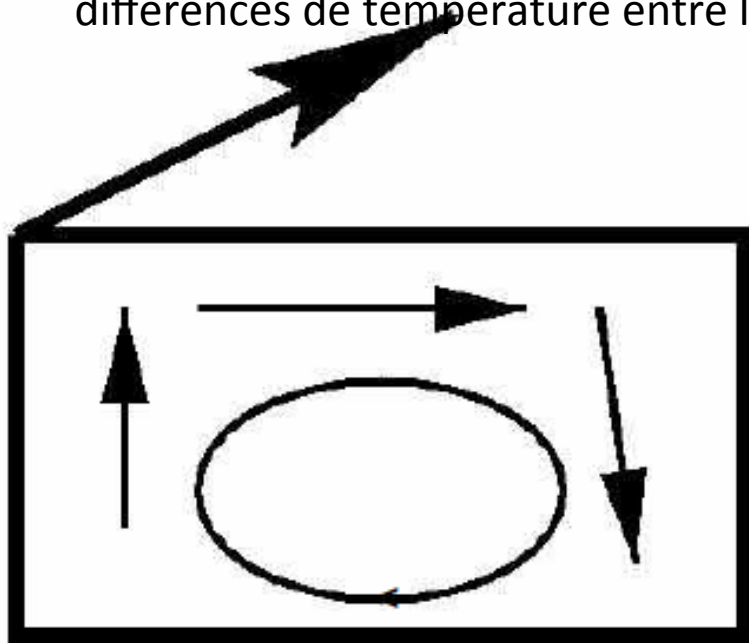
Anisotropie azimuthale



$$\xi = (V_{sh}/V_{sv})^2$$

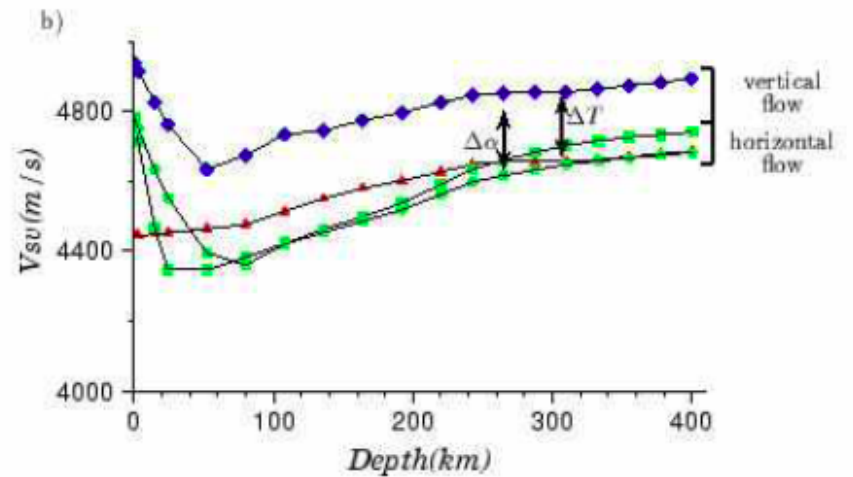
Cellule de convection hypothétique

L'anisotropie des ondes de surface n'est pas un effet de second ordre:
 Les différences de vitesses observées suivant des directions de propagation différentes, dues à l'anisotropie sont du même ordre de grandeur que celles produites par des différences de température entre les courants montants et descendants (~100-200°C)



Dorsale

Olivine (60%) + Opx (40%)



$\Delta\alpha$ = effet de l'anisotropie
 ΔT = effet de la température

$\Delta\alpha \sim \Delta T$

Dessin: Montagner et Guillot 2002