

1 - Imagerie profonde: tomographie sismique.

1.1 Généralités

Point de départ pour le train direct: les 3 composantes du déplacement peuvent se mettre sous la forme:

$$u_j(\mathbf{r}, t) = \sum_n \int_0^\infty A_{jn}(\omega) e^{i\omega(t - \frac{\Delta}{c_n}) + i\Psi_{0n}} d\omega \quad (1)$$

où A_{jn} est l'amplitude de la composante j de l'harmonique n qui peut être trouvée à partir des expressions définies dans la partie précédente. en fonction des composantes du tenseur des moments sismiques. Δ est la distance épacentrale entre source et station et c_n est la vitesse de phase de l'harmonique n .

Le but de la Tomographie est de trouver les modèles tridimensionnels hétérogènes permettant d'expliquer les sismogrammes.

Ce qui signifie expliquer aussi bien la phase que l'amplitude. En fait, les tomographies dérivées de la phase (ou temps de propagation) sont plus robustes que celles qui utilisent l'amplitude (à cause du principe de Fermat). En effet la modélisation de l'amplitude pour l'étude des structures est rendue difficile pour les raisons suivantes:

- Tenseur des moments sismiques mal connu
- $A(\omega)$ dépend de l'atténuation, elle-même mal connue.
- Effets de focalisation- défocalisation dus aux anomalies de vitesse.
- Diffraction

C'est pourquoi on préfère travailler sur la phase $\Psi = \vec{k} \cdot \vec{r} + \Psi_0$, où Ψ_0 est la phase initiale pouvant se décomposer de la façon suivante: $\Psi_0 = \phi_0 + \phi_S + \phi_I$, ϕ_S étant la phase initiale liée à la source, ϕ_0 liée au nombre de passages au pôles, ϕ_I la phase due à la réponse instrumentale. On peut mesurer Ψ et on suppose connue la phase initiale Ψ_0 . On modélise la phase de la façon suivante:

$$\Psi = \frac{\omega\Delta}{c} + \phi_0 + \phi_S + \phi_I \quad (2)$$

Ondes de volume:

$$\Psi = \Psi_0 + \int_E^R \frac{\omega ds}{V(r, \theta, \phi)} \quad (3)$$

$V(r, \theta, \phi)$ peut être indifféremment la vitesse des ondes P ou S.

Ondes de surface:

On s'intéressera seulement au mode fondamental. C'est plus compliqué que pour les ondes de volume puisqu'il faut opérer en deux temps.

$$\Psi = \Psi_0 + \int_E^R \frac{\omega ds}{c(T, \theta, \phi)} \quad (4)$$

$$\frac{\Delta}{c(T)} - \frac{\Delta}{c_0(T)} = - \sum_i \int_E^R \frac{ds}{c_0^2} \int_0^a dz \left(\frac{\partial c}{\partial p_i} \right) \delta p_i(\vec{r}) \quad (5)$$

où $\delta p_i(\vec{r})$ représente l'ensemble des paramètres physiques auxquels est sensible la vitesse de phase des ondes de Rayleigh ou de Love. C'est donc le modèle tomographique recherché. Comme cette équation est linéaire en δp_i , on peut appliquer les méthodes classiques d'inversion linéaire. En fait la non-linéarité est masquée dans l'intégrale le long du trajet, mais d'après le principe de Fermat, les perturbations de trajectoire sont négligeables au second ordre près.

A l'échelle globale, différents types de méthodes tomographiques existent:

- Méthodes par blocs discrets. On discrétise les intégrales, en pavant l'espace par un ensemble de blocs ou cellules de taille en général constante, dans lesquels les paramètres physiques sont constants.

- Approche fonctionnelle. On inverse directement la fonctionnelle \mathbf{p} . L'approche fonctionnelle peut elle-même être divisée en 2: soit fonction continue avec fonction de lissage gaussienne ou développement sur une base de fonctions complète (par exemple les harmoniques sphériques). Cette dernière approche est la plus commode puisqu'elle permet une comparaison avec d'autres champs géophysiques. En revanche elle présente un certain nombre d'inconvénients quand la fonctionnelle est mal échantillonnée (mauvaise couverture de certaines régions par les trajets).

1.2 Images du manteau

- A partir des ondes de volume

Etudes tomographiques régionales du manteau supérieur. Modèle global du manteau inférieur, de la couche D'', de la graine.

- A partir des ondes de surface

les ondes de surface s'avèrent indispensables pour couvrir de façon uniforme le manteau supérieur de la Terre par les trajets sismiques. En effet, du fait de l'absence ou du moins la rareté des séismes et des stations sismiques à l'intérieur des plaques, d'immenses régions sous le Pacifique ou l'Océan Indien ne peuvent pas être vues par les ondes de volume.

Les modèles tomographiques du manteau supérieur (jusqu'à 400km de profondeur sont maintenant robustes, mais ce n'est pas le cas pour la zone de transition (660- 1000km) ni du manteau inférieur où l'amplitude des hétérogénéités semble faible et encore assez mal résolue.

Voyage au centre de la Terre: de la croûte au noyau interne.

Comparaison avec d'autres champs géophysiques: développement en harmoniques sphériques d'une distribution scalaire $f(\theta, \phi)$:

$$f(\theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^{m=l} b_l^m Y_l^m(\theta, \phi) \quad (6)$$

Spectre en puissance des hétérogénéités.

$$P_l = \sqrt{\sum_{m=-l}^{+l} \frac{b_l^m b_l^m}{2l+1}} \quad (7)$$

2 - Une Terre anisotrope

Il convient à ce stade de reconsidérer toutes les hypothèses simplificatrices faites: Terre élastique et isotrope.

2.1 L'anisotropie à toutes les échelles:

L'anisotropie n'est absolument pas négligeable comparée aux hétérogénéités de vitesses sismiques.

- Vieilles observations ondes P_n . Ondes SKS, ...
- Ondes de surface (désaccord entre Rayleigh et Love), anisotropie azimutale

2.2 Origines de l'anisotropie

- Echelle microscopique

Les minéraux sont presque tous anisotropes. Cependant le minéral dominant est l'olivine.

Ordre de grandeur: 20%

- Echelle macroscopique:

Importance du champ de déformation.

Anisotropies crustale, mantellique, du noyau interne

Pour pouvoir observer l'anisotropie à grande échelle, plusieurs conditions doivent être vérifiées:

- Les minéraux et les assemblages minéralogiques correspondants doivent être anisotropes.
- Le champ de déformation doit être suffisamment efficace pour pouvoir orienter les minéraux.
- Il doit enfin y avoir cohérence à grande longueur d'onde spatiale Λ_S c'est-à-dire pour

$\Lambda_S \gg \lambda$ où λ est la longueur d'onde de l'onde considérée.

Applications.

En premier lieu, cartographier le champ de déformation. En tenant compte dans la paramétrisation, on peut éviter des interprétations complètement fausses. (Exemple de l'épaisseur de la lithosphère, *Anderson and Regan*, 1984). De façon plus spécifique:

- Cartographier des courants de convection.
- Comprendre la surrection des montagnes.
- Prédire les tremblements de Terre?
- Contraindre la composition minéralogique du manteau.

2.3 Théorie de l'anisotropie.

Quels paramètres sont accessibles par la sismologie?

On peut utiliser les théories de perturbation au premier ordre.

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sigma_{ij,j} \quad (8)$$

$$\sigma_{ij} = \gamma_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (9)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{1}{2} \gamma_{ijkl} (u_{k,lj} + u_{l,kj}) \quad (10)$$

On cherche une solution sous forme d'une onde plane $u_i = a_i \exp(i\omega(q_p x_p - t))$

$$-\rho\omega^2 u_i = \frac{1}{2} \gamma_{ijkl} \omega^2 (u_k q_j q_l + u_l q_j q_k)$$

On peut regrouper les termes pour mettre cette équation sous la forme:

$$\rho u_i = A_{ijkl} (u_k q_j q_l)$$

$$(\mathbf{A} - \rho \mathbf{I}) \mathbf{U} = \mathbf{0} \tag{11}$$

Cette équation est appelée équation de Christoffel. Elle admet 3 valeurs propres. Dans le cas isotrope, les solutions sont $\alpha = V_P, \beta_1, \beta_2$ avec $\beta_1 = \beta_2 = V_S$.

Dans le cas d'une faible anisotropie, on peut définir des ondes quasi-P (qP) et quasi-S (qSH et qSV). On observe alors le phénomène de biréfringence (splitting en anglais).

Cas le plus simple: ondes SKS

Pour les ondes de surface, plusieurs types d'observations:

- anisotropie de polarisation (provenant du désaccord Love-Rayleigh).
- anisotropie azimutale pour un type d'onde de surface donné (Rayleigh ou Love).

Cas plan: Paramètres de Montagner & Nataf (1986)

Cas sphérique: Mochizuki, Tanimoto

Applications:

Cartographie des courants de matière dans le manteau supérieur.

3 - Conclusions et perspectives.

L'apport de la sismologie à la connaissance de la terre et de sa dynamique est donc tout à fait fondamental. Malheureusement, elle ne fournit que des images instantanées. C'est pourquoi il est nécessaire d'intégrer les renseignements fournis par le paléomagnétisme, la géochimie et autres paléosciences pour en avoir une compréhension complète.

Hymne à la pluridisciplinarité.