

INVERSION CONJOINTE 3-D DES PARAMETRES GEOPHYSIQUES
APPLICATION A L'IMAGERIE GEOPHYSIQUE
M.AICHAOUI 1,2, A.ABTOUT 1, S.BOUROUIS 1

maichaoui@usthb.dz / abtout@yahoo.com / seid_bourouis@yahoo.fr

¹CRAAG: Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique Géophysique.

²USTHB: Université des sciences et des technologies Houari Boumedienne.

L'inversion est une opération qui consiste à ajuster la réponse d'un modèle à des valeurs observées, la majorité des problèmes inverses présentent l'inconvénient d'avoir une multitude de solutions (non unicité). On peut trouver de nombreux modèles dont la réponse correspond parfaitement aux données observées, mais malheureusement ils peuvent être non réalistes ; autrement dit, la validité de la solution n'est pas assurée par le bon fonctionnement de la minimisation.

L'imagerie géophysique aujourd'hui se base sur l'implication de plusieurs techniques complémentaires, modélisées conjointement dans une même approche, la jonction de plusieurs méthodes géophysiques nous permet de réduire le nombre de modèles acceptables.

Notre objectif est de faire une inversion simultanée 3-D des données gravimétriques et sismologiques, en exploitant la relation linéaire densité-vitesse. L'approche est basée sur la théorie de Zeyen and Achauer [1997], elle consiste à trouver le meilleur ajustement du modèle dans le sens des moindres carrés qui explique simultanément les données gravimétriques et les données sismologiques, avec la possibilité d'introduire des informations a priori.

On va présenter une application de l'algorithme, sur des données synthétiques, avec l'explication de la méthode et le procédé de calcul.

Mots clés : inversion, inversion conjointe, densité, temps de retard.

Introduction

La géophysique représente le captif défi de vouloir étudier les caractéristiques physiques de la terre sans moyen d'observation directe, pour cela le géophysicien doit maîtriser l'inversion, cet outil permet, à partir des données collectées d'obtenir un modèle de terre qui confirme les mesures effectuées en surface. Il s'agit de trouver la distribution d'un paramètre physique, par exemple, les mesures des champs de la pesanteur nous permet d'avoir la distribution de la densité, les variations de vitesse des ondes en étudiant les temps de trajet de celle-ci, ou encore les variations de la susceptibilité magnétique en étudiant les variations du champ magnétique de la terre...etc.

Il existe plusieurs méthodes géophysiques qui ont permis d'imager chacune notre globe. Chaque méthode donne la distribution d'un seul paramètre physique. Souvent les images obtenues doivent être interprétées et souvent comparer entre elles.

L'utilisation de plusieurs méthodes géophysiques a permis de montrer que, dans beaucoup des cas, les modèles obtenus sont différents les uns des autres et parfois non compatibles entre eux. et ça est dû par plusieurs facteurs tels que le bruit des données ou bien les approximations de calculs...etc.

À cause de l'ambiguïté (limite de la méthode et la non-unicité de la solution) trouvée avec une seule méthode, les inversions conjointes ont été développées dans le but de:

1. D'utiliser les avantages de chaque méthode (Monteiro et al. 2007).

2. Diminuer le niveau de bruit et le nombre de modèles acceptable (Gallardo and Meju 2003, 2004; Moorkamp et al. 2007).
3. Les méthodes conjointes peuvent être aussi utilisées pour étudier les milieux anisotropes (Jupp and Vozoff 1977).

Les inversions conjointes sont divisées en deux familles selon le paramètre physique:

- inversion conjointe de même paramètre physique (ex: les méthodes EM à DC et les méthodes à AC (Oldenburg 1978; Raiche et al. 1985)).
- Inversion conjointe avec des paramètres physiques différents, on peut la subdiviser cette famille en deux sous famille:
 1. La famille où il existe une relation entre les paramètres physiques (ex: vitesses sismiques et densité (gravimétrie-sismologie Tiberi et al., 2003)).
 2. La famille où il n'existe pas une relation entre les paramètres physiques (ex résistivité électrique et la densité (magnétotellurie et gravimétrie (Abdelfettah, 2009)).

Dans notre cas d'inversion conjointe, il existe plusieurs relations entre la densité (gravimétrie) et la vitesse (sismologie), on peut citer la relation de Birch(1961), Nafe et Drake (1963), la relation de Brocher (2005),...etc.

On a utilisé la relation de Birch qui est à la fois simple et facile à appliquer, elle fait intervenir deux paramètres α et β tel que :

$$V = \beta\rho + \alpha$$

Avec α et β qui varient selon la roche, l'approximation de cette loi est valable pour des densités comprises entre 2.5 et 4.0 g.cm⁻³.

Formulation de l'inversion

La méthode essaie de trouver le meilleur ajustement du modèle dans le sens des moindres carrées, qui explique à la fois les données sismologique et gravimétrique, c'est à dire, nous essayons de minimiser l'écart entre les données observées \vec{d} et calculées \vec{c} .

$$(\vec{d} - \vec{c})^t \cdot C_d^{-1} \cdot (\vec{d} - \vec{c})$$

Une matrice de covariance C_d est ajoutée afin de tenir en compte les exactitudes des données.

Comme la plupart des problèmes inverses en géophysiques, l'inversion conjointe est un problème mal posé. Une partie des données peut être redondante, et certains paramètres ne seront pas inversés (typiquement vitesse des noeuds traversés par des rayons non télé-sismiques). Pour fixer ce problème, Zeyen et Achauer [1997] ont proposé trois méthodes différentes qui conduisent à des expressions supplémentaires pour être minimisées. Le premier est d'inclure une des informations à priori dans le problème. Ce type d'informations peut être obtenu de deux façons. Des vitesses connues ou des densités dans certains domaines, résultants des études géophysiques précédentes.

Cette information à priori peut être exprimée par l'équation suivante à être minimisée:

$$(\vec{p} - \vec{p}_0)^t \cdot C_p^{-1} \cdot (\vec{p} - \vec{p}_0)$$

Avec \vec{p} qui représente le vecteur paramètres, \vec{p}_0 le vecteur des valeurs de l'ancienne itération, avec une matrice de covariance C_p Qui permet plus au moins les changements des paramètres à travers les itérations.

La relation entre la vitesse et la densité est une deuxième façon de normaliser le problème mal posé. Dans ce procédé, le facteur β est un paramètre inconnu et est inversé de façon indépendante pour chaque couche. Cela permet de tenir compte de sa

dépendance de la température avec la profondeur. Là encore, une matrice de covariance C_b Est définie pour contrôler sa variation. Ceci conduit à minimiser l'expression suivante :

$$(\Delta\vec{V} - \vec{\beta}\Delta\vec{\rho})^t \cdot C_b^{-1} \cdot (\Delta\vec{V} - \vec{\beta}\Delta\vec{\rho})$$

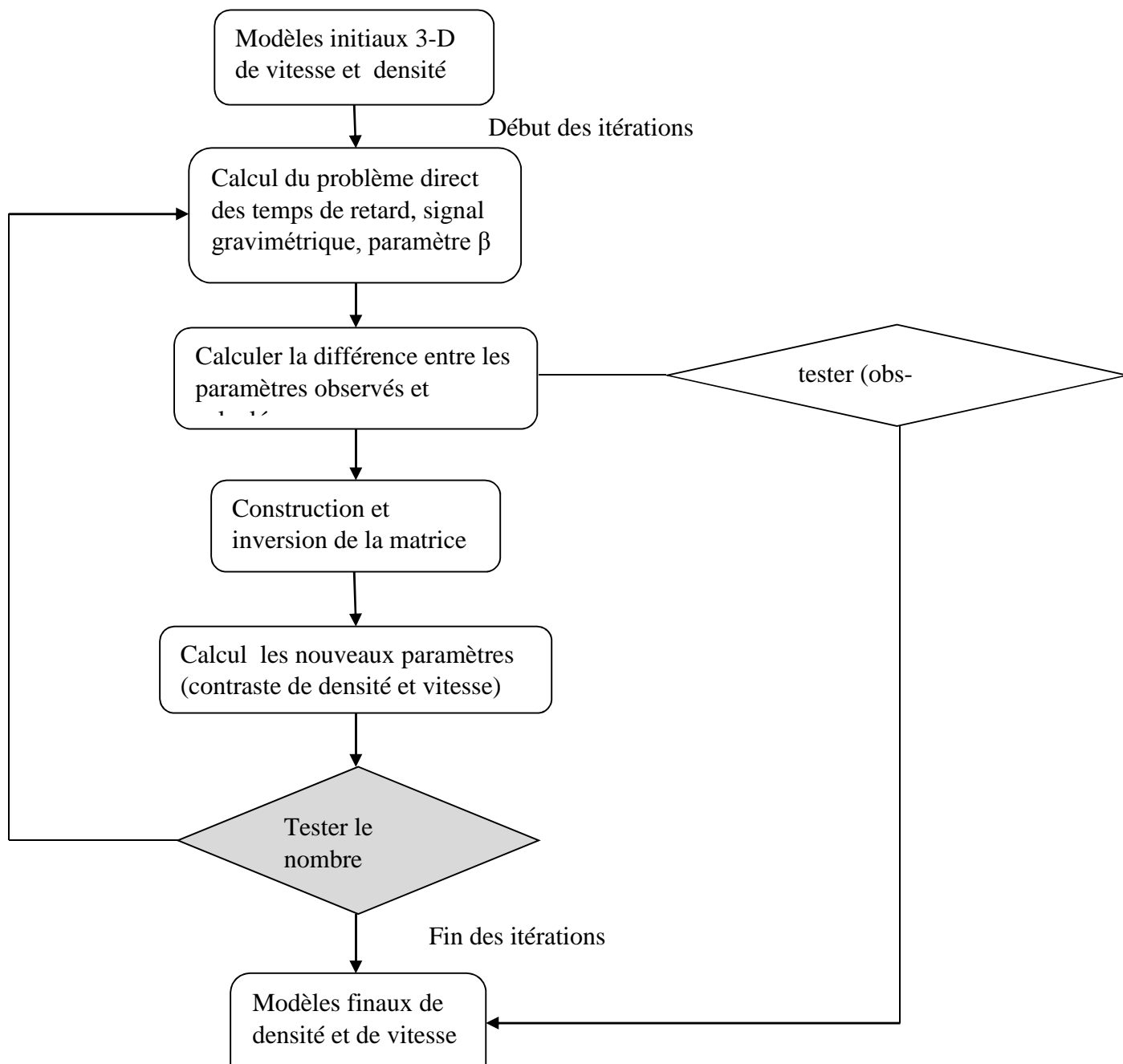
où $\Delta\vec{V}$, $\Delta\vec{\rho}$, $\vec{\beta}$ Sont les vecteurs de contraste de vitesse, contraste de densité et le paramètre β .

Dans notre schéma d'inversion, tous les blocs de densité sont inversés. De ce fait, afin de ne pas mettre trop de signaux dans les cellules de gravité, sans information de vitesse, nous introduisons une contrainte de lissage, pour cela, on utilise les premières dérivées des paramètres $\frac{\Delta\rho}{\Delta R}$. Avec $\Delta\rho$ qui représente la différence de paramètres entre deux blocs adjacents, et ΔR qui correspond à la distance entre ces blocs.

$$\left(\frac{\Delta\rho}{\Delta R}\right)^t \cdot C_s^{-1} \cdot \left(\frac{\Delta\rho}{\Delta R}\right)$$

Avec la matrice C_s^{-1} Pour contrôler l'importance de cette condition par rapport aux autres.

Organigramme de l'inversion conjointe



Conclusion

En inversant conjointement données gravimétriques et télésismiques, nous sommes en mesure de fournir des modèles de densité et de la vitesse cohérentes qui expliquent les deux ensembles de données.

Cette méthode permet de réunir deux types de données qui conduisent déjà à des interprétations contrastées [par exemple, Gao et al. 1994; Petit et al. 1998]. Il est donc un outil très efficace pour l'image de la lithosphère.

Bibliographie

- Zeyen, H., and U. Achauer, Joint inversion of teleseismic delay times and gravity anomaly data for regional structures: Theory and synthetic examples, in *Upper Mantle Heterogeneities From Active and Passive Seismology*, NATO Workshop, edited by K. Fuchs, pp. 155– 168, Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1997.
- Monteiro, F. A. S., R. A. Antonio-Andrade and A. Dupis, 2007. 2d joint inversion of dc and scalar audio-magnetotelluric data in the evaluation of low enthalpy geothermal fields. *J. Geophys. Eng*, 4, pp. 53–62.
- Gallardo, L. A. and M. A. Meju, 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2d inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophys. Res. Lett*, 30, pp. 244–256.
- Gallardo, L. A. and M. A. Meju, 2004. Joint two-dimensional dc resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophys. Res.*, 109, pp. 1–11.
- Moorkamp, M., A. G. Jones and D. W. Eaton, 2007. Joint inversion of teleseismic receiver functions and magnetotelluric data using a genetic algorithm : Are seismic velocities and electrical conductivities compatible? *Geophys. Res. Lett*, 34, pp. 1–5.
- Jupp, D. L. B. and K. Vozoff, 1977. Resolving anisotropy in layered media by joint inversion. *Geophysical Prospecting*, 25, p. 460–470.
- Oldenburg, D. W., 1978. The joint inversion of magnetotelluric and direct current observations. *Eos, Trans., Am. Geophys. Union*, 59, p. 1036.
- Raiche, A. P., D. L. B. Jupp, H. Rutter and K. Vazoff, 1985. The joint use of coincident loop transient electromagnetic and schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50, pp. 1618–1627.
- Tiberi, C., Diament, M., D'éverchère, J., Mikhailov, V., Tikhotsky, S. & Achauer, U., 2003. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology, *J. geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JB001880.
- Abdelfettah, Y. (2009). Inversion conjointe des données magnétotelluriques et gravimétriques: Application à l'imagerie géophysique crustale et mantellique (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).
- Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2, *J. geophys. Res.*, 66, 2199–2224.
- Nafe I. et Drake C., 1963. Physical properties of marine sediments in : *The Sea*. v. 3, Interscience, 794–815 pp.
- Brocher T., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(6), pp. 2081.