



HAL
open science

Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricain

Sébastien Judenherc

► **To cite this version:**

Sébastien Judenherc. Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricain. Géologie appliquée. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 2002. Français. NNT : . tel-00001738v1

HAL Id: tel-00001738

<https://theses.hal.science/tel-00001738v1>

Submitted on 25 Sep 2002 (v1), last revised 16 Apr 2003 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT
(mention sciences)

présentée à L'Université Louis Pasteur - Strasbourg I

par **Sébastien Judenherc**

École et Observatoire des Sciences de la Terre
Institut de Physique du Globe de Strasbourg
Laboratoire de Sismologie Large-Bande

en vue de l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Louis Pasteur
Spécialité : Géophysique Interne

**Étude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données
sismologiques : le cas du Massif Armoricaïn**

Soutenue le 8 Décembre 2000,
devant la Commission d'Examen composée de :

Guilhem BARRUOL Examineur
Jean-Pierre BRUN Invité
Michel GRANET Directeur de thèse
Eduard KISSLING Rapporteur externe
Patrick LEDRU Rapporteur externe
Gérard WITTLINGER Rapporteur interne

Remerciements

Je remercie en premier lieu Eduard Kissling, Patrick Ledru et Gérard Wittlinger qui ont accepté d'être rapporteurs dans mon jury. Mes remerciements vont également à Guilhem Barruol et Jean-Pierre Brun pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail. Qu'ils soient assurés de mon profond respect.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont permis de mener à son terme ce travail de thèse. Merci à Michel Granet qui a tenu son rôle de directeur de thèse en me conseillant et me guidant tout en gardant la distance nécessaire à une certaine indépendance. Merci également à Jaroslava Plomerová et Vladislav Babuška pour leur accueil à l'Institut de Géophysique de Prague et en souvenir de nos nombreuses et intenses discussions.

Les résultats présentés dans cette thèse ont été obtenus grâce à l'acquisition de données sur le terrain. Je remercie les personnes qui ont participé à l'installation et à la maintenance des réseaux temporaires de 1997 et 1999 et qui nous ont accueilli au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'Université de Nantes : Uli Achauer, Eric Bœuf, Julie Castillo, Frédéric Deschamps, Marc Grunberg, Michel Lambert, Antoine Mocquet, Thibaud Piquet, Georges Poupinet, Christophe Sotin et Pierre Vacher. Je remercie aussi les Bretons, Vendéens et Angevins qui ont accepté de nous prêter une partie de leur jardin pour nous permettre d'installer nos instruments.

En revanche, je ne remercie pas les fabricants de batteries qui nous font des batteries de plus de 10 kg, les transporteurs qui mettent quatre jours pour aller de Strasbourg à Nantes, les loueurs de voitures qui perdent les bons de réservation, les voyageurs qui ronflent en couchette, la société CEIS, les souris qui rongent les câbles, les limaces, fourmis et autres araignées qui se plaisent tant sous les bâches des stations.

Outre les données des réseaux temporaires, les enregistrements des stations permanentes des observatoires nationaux m'ont été très utiles. Ma reconnaissance s'adresse donc à Yves Ménéchal du Laboratoire de Détection Géophysique pour avoir répondu à mes nombreuses demandes de données. Un Merci tout particulier à Christiane Nicoli du Réseau National de Surveillance Sismique pour sa gentillesse et son accueil chaleureux lors de mon passage au RéNaSS en tant qu'objecteur de conscience.

Enfin, une thèse s'effectue au sein d'un groupe de chercheurs et d'étudiants. Nos discussions scientifiques, et plus informelles, ont également enrichi ce travail. Ils ont aussi - et cela n'est pas sans importance - par leur convivialité et leur bonne humeur contribué au maintien de l'équilibre mental du thésard ! Ils ont fait que les cinq années passées successivement comme objecteur au RéNaSS, puis en DEA et enfin en tant que thésard resteront comme un

excellent souvenir. Je remercie donc particulièrement Céline, Christel, Eric, Gérard Wittlinger, Gideon, Hugues, Jane, Jean-François, Jean-Jacques Lévêque, Jean-Paul, Jérôme, Magali, Maggy, Marc, Marion, Michel Cara, Michel Granet, Patrick, Philippe, Stéphane, Thibaud, Uli Achauer et Valérie Ansel.

Mes remerciements vont enfin à celles qui en ont fait le plus : Laurence et ma maman.

Table des matières

Introduction générale	7
1 Le Massif Armoricaïn dans la Chaîne Hercynienne	9
1.1 Une chaîne de collision d'échelle continentale	9
1.2 Le Massif Armoricaïn	9
1.3 Les structures majeures du Massif Armoricaïn	12
1.4 Le Massif Armoricaïn :une cible de choix	14
2 Du terrain au signal sismologique	19
2.1 Les expériences GéoFrance3D-ARMOR2	19
2.1.1 ARMOR2-97 :une première approche	23
2.1.2 ARMOR2-99	24
2.2 L'expérience BARRANDE	28
2.3 Les traitements des données	29
2.3.1 Dater correctement les sismogrammes	29
2.3.2 Corrections de fonction instrumentale	30
2.3.3 Bilan :de l'importance du matériel d'acquisition des données	31
3 La tomographie de vitesse à partir des ondes de volume	33
3.1 Que représentent les variations de vitesse sismique?	34
3.2 La tomographie télésismique régionale	35
3.2.1 Les résidus de temps de propagation et leur normalisation	37
3.2.2 L'écriture du problème direct	43
3.2.3 La paramétrisation du modèle	44
3.2.4 La résolution du problème inverse	47
3.2.5 Les résultats des inversions	48
3.2.6 L'approche non linéaire :le tracé de rais 3D	49
3.2.7 Quelle confiance en un modèle tomographique?	54
4 Caractérisation de l'anisotropie sismique	67
4.1 L'anisotropie sismique, marqueur de la déformation	67
4.1.1 Les causes de l'anisotropie de vitesse sismique	67
4.1.2 L'orientation préférentielle de réseau	68
4.1.3 Anisotropie sismique et tectonique :quelles sont les régions anisotropes de la Terre?	69
4.1.4 Les ondes de volume dans les milieux anisotropes	70
4.2 L'anisotropie sismique détectée par les ondes de volume	72

4.2.1	L'anisotropie de vitesse des ondes P_n	72
4.2.2	La biréfringence des ondes S téléseismiques	74
4.2.3	Les sphères de résidus d'ondes P	79
4.3	L'orientation 3D de la fabrique lithosphérique	81
4.4	Couplages entre anisotropie et tomographie téléseismique	83
5	Des images sismologiques de la Chaîne Hercynienne et leur interprétation	87
5.1	Les images sismologiques du Massif Armoricaïn	87
5.1.1	Les variations de vitesse des ondes P dans le Massif Armoricaïn	87
5.1.2	L'anisotropie de vitesse des ondes de volume	93
5.2	Interprétations des résultats	101
5.3	Conclusions, implications sur la tectonique de la chaîne hercynienne	105
	Conclusion générale	107
A	Les stations, coordonnées et fonctions instrumentales	111
A.1	Coordonnées des stations des réseaux ARMOR2 et BARRANDE	111
A.2	Matériel d'acquisition et réponses instrumentales	114
B	Localisation des séismes utilisés pour les études tomographiques	119
C	La tomographie téléseismique : quelques précisions	127
D	Calcul de mécanisme au foyer	131
E	Logiciels de manipulation de données	133

Introduction générale

La formation des chaînes de montagnes est une des manifestations les plus spectaculaires de la tectonique des plaques. Dès lors, il n'est pas surprenant que les Sciences de la Terre, et particulièrement la Géophysique, s'intéressent à des structures actives telles que les Alpes, les Pyrénées ou l'Himalaya. Les méthodes d'imagerie structurales tridimensionnelles de l'intérieur de la Terre mettent alors en évidence des objets géologiques d'ampleur lithosphérique et les déformations dans ces régions sont souvent accommodées par des séismes destructeurs.

Qu'en est-il dans une ancienne chaîne de montagne âgée de plus de 250 millions d'années?

La chaîne Hercynienne est une chaîne de collision continentale Paléozoïque. Son histoire est celle du rapprochement de deux blocs continentaux. Elle commence il y a 450 Ma et se termine environ 200 Ma plus tard. Cette collision est observée sur plus de 2000 km de l'Espagne à la République Tchèque et l'altitude de la chaîne montagneuse était probablement comparable à celle de l'Himalaya aujourd'hui. Ces montagnes sont maintenant érodées et elles ne subsistent que sous forme de reliques.

Les massifs hercyniens Français principaux sont le Massif Armoricaïn, le Massif Central et les Vosges. Le Massif Central et les Vosges ont été réactivés au cours du Cénozoïque, entre autres par le système de rifts ouest européens. Le Massif Armoricaïn au contraire est resté préservé depuis la fin de l'orogénèse hercynienne. Il représente donc une cible de choix pour une étude des structures profondes d'une chaîne de montagne ancienne. L'essentiel de mon travail de thèse a pour objet de contribuer à la connaissance de l'histoire de ce segment de la Chaîne Hercynienne.

Le Massif Armoricaïn peut être structuralement divisé en trois domaines d'orientation générale E-W : les Domaines Nord-, Centre- et Sud-Armoricaïn. Ils sont séparés par deux accidents hercyniens majeurs : le Cisaillement Nord-Armoricaïn (CNA) orienté E-O et le Cisaillement Sud-Armoricaïn (CSA) orienté ONO-ESE. Le CSA se divise lui-même en deux branches entre lesquelles sont situées les Nappes de Champtoceaux, représentées par des roches de haute pression (≈ 20 kbar) exhumées lors du stade précoce de l'orogène.

Dans le cadre du volet sismologique du Projet GéoFrance3D-Armor2 ont eu lieu deux campagnes successives d'écoute sismologique passive (ARMOR2-97 et ARMOR2-99) à partir du parc de stations Lithoscope. En 1997, 35 stations ont été installées avec un espacement de 8 à 10 km (c'est-à-dire de l'ordre de grandeur des longueurs d'onde caractéristiques des ondes de volume dans la lithosphère) le long de deux profils (Mont St-Michel–Pornic et St-Malo–St Nazaire) distants de 30 km environ et perpendiculaires aux cisaillements Nord- et Sud-Armoricaïn. En 1999, ce dispositif d'acquisition a été complété par un profil localisé plus à l'ouest et constitué de 13 stations (St-Brieuc–Belle-Ile) et surtout par un réseau bi-dimensionnel dense (des stations espacées de 5 à 10 km) composé de 30 stations dans la région des Nappes de Champtoceaux. L'installation de ce réseau représentait également un défi méthodologique : était-il raisonnable d'espérer retrouver une information significative sur

les structures de la croûte à partir d'une écoute passive de télé-séismes et de séismes locaux? Les objectifs du volet sismologique du Projet GéoFrance3D-Armor2 étaient la compréhension géodynamique de la structure lithosphérique de la chaîne et l'imagerie profonde des accidents hercyniens du Massif Armoricaïn.

J'ai également participé, dans le cadre du Programme Franco-Tchèque BARRANDE, à une expérience similaire dans le Massif Bohémien qui représente la terminaison orientale de la Chaîne Hercynienne. La densité de stations était plus faible que dans le Massif Armoricaïn et l'exploitation des données n'en est encore qu'à son début.

Dans ce manuscrit, nous allons présenter la démarche suivie depuis l'installation des stations sur le terrain jusqu'à l'interprétation géodynamique de nos résultats sismologiques. Nous commencerons par un bref état des lieux des connaissances tectoniques et géophysiques du Massif Armoricaïn en tant que segment de la Chaîne Hercynienne, puis les motivations de cette étude seront détaillées.

Les dispositifs d'écoute sismologique déployés seront ensuite décrits ainsi que les différentes étapes de pré-traitement qui mènent des sismogrammes bruts à différents jeux de données exploitables. Nous insisterons tout particulièrement sur l'importance de ces pré-traitements dont la rigueur conditionne la qualité des résultats.

Ensuite, nous présenterons les méthodes d'imagerie géophysique qui sont au centre de ce travail: la tomographie télé-sismique régionale et la mesure de l'anisotropie à l'aide des ondes de volume. Dans un premier temps, nous rappellerons les grands principes de la tomographie télé-sismique régionale; les différentes approches de la validation des images puis l'apport d'une procédure non linéaire seront développés et discutés précisément.

Nous nous intéresserons dans un second temps à la mesure de l'anisotropie sismique à partir de plusieurs méthodes et nous démontrerons que toutes ne sont pas utilisables de manière fiable. Enfin, le modèle de vitesse sera confronté au possible biais de l'anisotropie.

Enfin, les modèles sismologiques issus de l'application des méthodes géophysiques citées seront présentés, discutés et validés avant de proposer une interprétation géodynamique.

Chapitre 1

Le Massif Armoricaïn dans la Chaîne Hercynienne

Résumé

Ce chapitre présente une brève description de l'histoire du Massif Armoricaïn en tant que segment de la Chaîne Hercynienne ouest-européenne. Après un état des lieux des connaissances tectoniques et géophysiques de la région, les motivations du choix du Massif Armoricaïn comme objet central de ce travail seront précisées. Enfin, nous détaillerons les objectifs de l'étude sismologique présentée.

1.1 Une chaîne de collision d'échelle continentale

Le Massif Armoricaïn tel que nous l'observons aujourd'hui a été façonné essentiellement par deux orogénèses successives : l'orogénèse cadomienne et l'orogénèse hercynienne. C'est au cours de l'orogène cadomien (650-540 Ma) que se structure le socle actuel sur lequel est probablement bâtie la plus grande partie du Massif Armoricaïn. L'orogène hercynien (400-260 Ma) vient ensuite reprendre les structures cadomiennes dans un nouveau contexte de collision continentale.

La Chaîne Hercynienne est une chaîne de collision continentale qui s'étend en Europe depuis la péninsule Ibérique jusqu'à la Bohême (figure 1.1). Les principaux massifs hercyniens français sont le Massif Armoricaïn, le Massif Central et les Vosges. La formation de la chaîne est la conséquence de la collision de deux blocs continentaux, Laurentia au nord et Gondwana au sud. Les reconstructions paléogéographiques pré-hercyniennes sont mal contraintes. Les mesures de paléomagnétisme permettent de donner une estimation des paléolatitudes des blocs continentaux mais leurs positions relatives sont très discutées. Les différents modèles proposés (e.g. Dalziel, 1997; Pharaoh, 1999; Shelley et Bossière, 2000) impliquent un ou plusieurs micro-continentaux formant un «proto-Massif Armoricaïn» mais sont souvent en désaccord sur sa localisation au sein des grands cratons continentaux.

1.2 Le Massif Armoricaïn

A l'Ordovicien supérieur (450 Ma), le centre et le nord de la Bretagne se situent au sud d'un bloc continental Protérozoïque (d'âge Cadomien, 650-540 Ma) bordé au sud par la subduction à vergence nord de l'Océan du Massif Central (figures 1.1 et 1.2 a). Le raccourcissement N-S

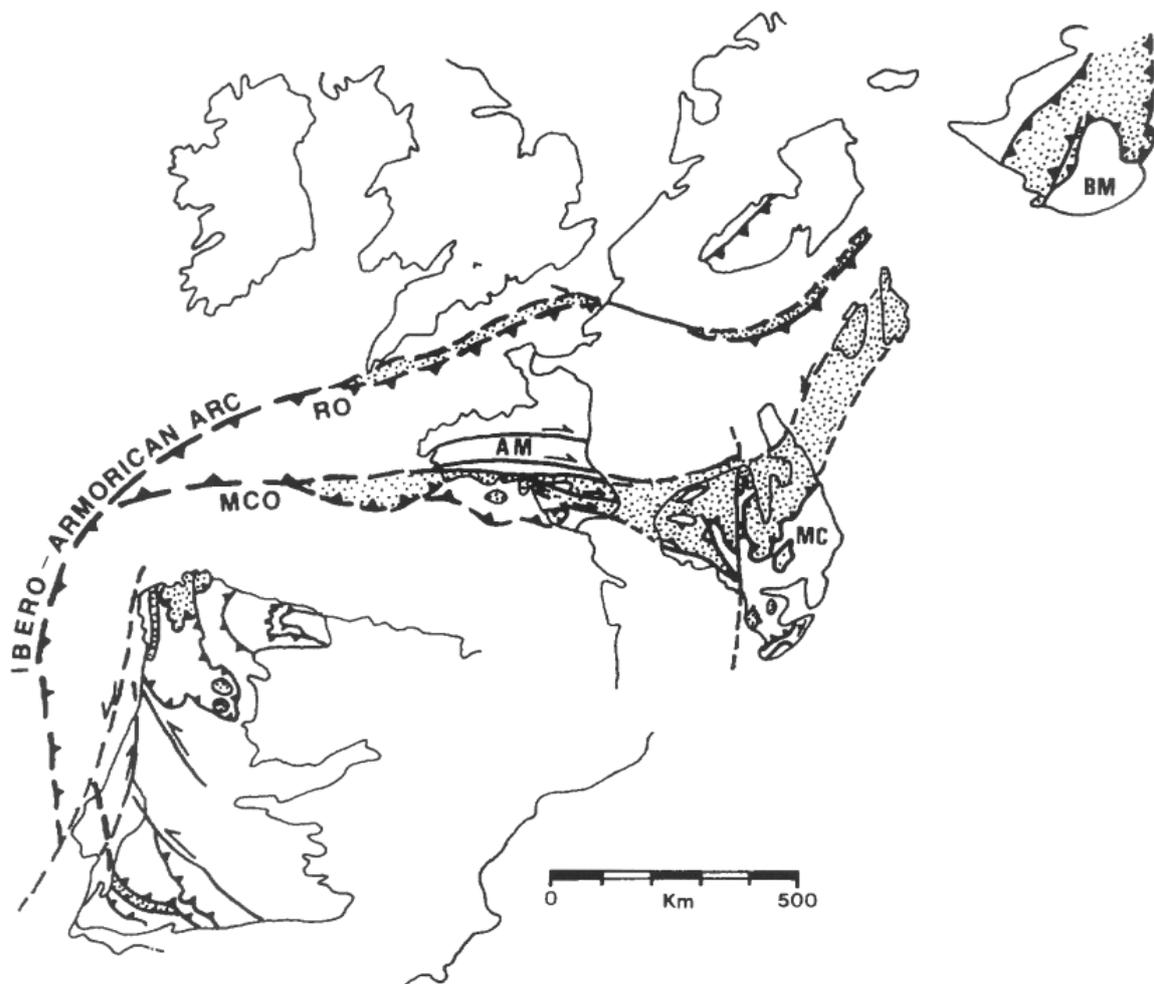


FIG. 1.1 – Structures majeures simplifiées de la Chaîne Hercynienne ouest-européenne (d'après Dias et Ribeiro, 1995). AM: Massif Armoricaïn; MC: Massif Central; Ar: Ardennes; BM: Massif Bohémien; MCO: Océan du Massif Central; RO: Océan Rhéique. Le Massif Armoricain se situe sur le bord sud d'un bloc Protérozoïque entre les subductions de l'Océan du Massif Central au sud (MCO et de l'Océan Rhéique au nord (RO)).

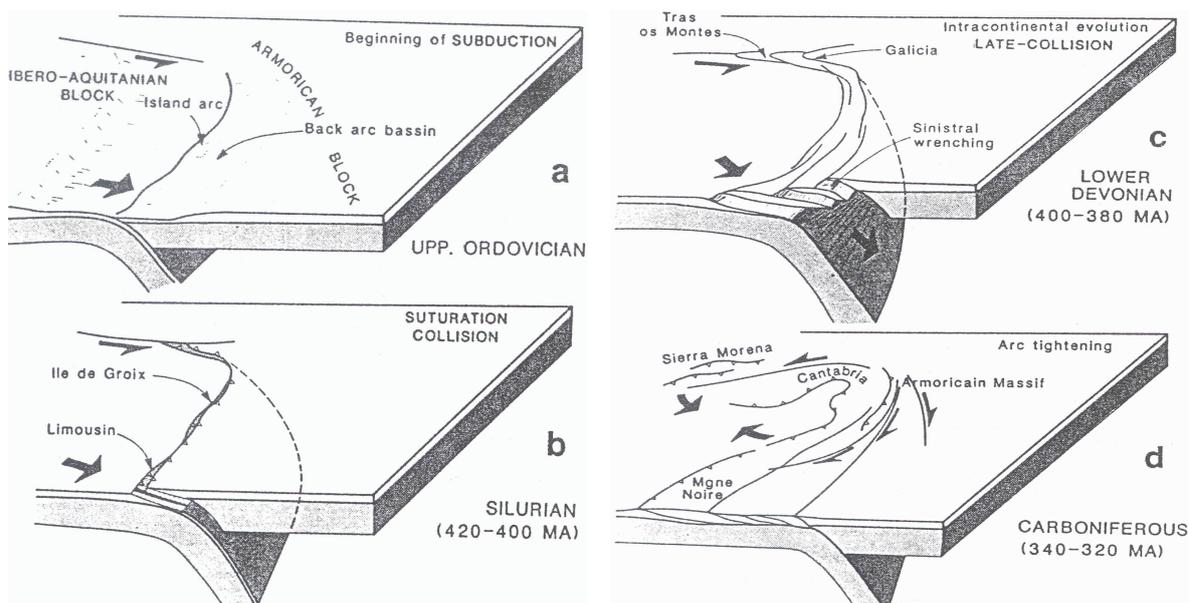


FIG. 1.2 – Evolution géodynamique de l'arc Ibéro-Armoricain (d'après Burg et al., 1987). Le Nord actuel est à droite.

termine de fermer le bassin océanique au Silurien (420-400 Ma) et la collision continentale commence (figure 1.2 b). Le bloc Ibéro-Aquitain joue alors le rôle d'un indenteur qui va imposer la structure arquée de l'ouest de la Chaîne : l'arc Ibéro-Armoricain (figure 1.2 c,d). Au Carbonifère supérieur (320-300 Ma), le bloc Ibéro-Armoricain se déplace vers l'ouest et c'est un régime transpressif qui s'établit au niveau du contact avec le segment armoricain (Brun et Burg, 1982; Dias et Ribeiro, 1995). Le Massif Armoricain se situe sur la bordure intérieure nord de l'arc Ibéro-Armoricain où de grands décrochements dextres, dont le Cisaillement Sud-Armoricain (figure 1.4), permettent des déplacements de plusieurs centaines de kilomètres au Carbonifère.

Dès les premiers stades de la collision continentale, les domaines sud de la chaîne subissent une extension syn-tectonique longitudinale qui se poursuit jusqu'au Westphalien (330-300 Ma). A partir de la fin du Carbonifère supérieur et jusqu'au Permien inférieur (300-260 Ma), l'extension liée à l'effondrement gravitaire de la chaîne s'oriente plutôt selon des directions orthogonales à la chaîne ; des accidents transverses tels que le Sillon Houiller dans le Massif Central jouent le rôle de failles de transfert et permettent d'accommoder les irrégularités de cette extension post-tectonique (Burg et al., 1994).

Le Massif Bohémien

La terminaison est de la Chaîne Hercynienne est localisée au niveau du Massif Bohémien qui est actuellement la cible d'une étude sismologique en coopération entre l'Institut de Géophysique de Prague et l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (programme Barrande) à laquelle je suis associé et intéressé dans le cadre de cette thèse. Le Massif Bohémien peut être divisé en deux domaines : le Domaine Saxothuringien au nord et le Domaine Moldanubien au sud (figure 2.8, voir page 28). Le contact crustal entre les deux domaines est caractérisé par un chevauchement des unités du Domaine Moldanubien sur celles du Domaine

Saxothuringien (Vollbrecht et al., 1989).

1.3 Les structures majeures du Massif Armoricaïn

Le Massif Armoricaïn présente une structuration générale orientée E-O. On distingue classiquement trois domaines : les domaines Nord-, Centre- et Sud-Armoricaïn (figures 1.3 et 1.4). Ils sont séparés par deux accidents décrochants d'âge Carbonifère : le Cisaillement Nord-Armoricaïn et le Cisaillement Sud-Armoricaïn. La carte géologique simplifiée du Massif Armoricaïn (figure 1.3) montre des formations précambriennes, généralement représentées par des sédiments Briovériens qui se retrouvent majoritairement dans le Domaine Nord-Armoricaïn et le Domaine Centre-Armoricaïn. Les roches métamorphiques quant à elles dominent le Domaine Sud-Armoricaïn. D'une manière générale, les granites intrusifs (en rouge sur la carte) ainsi que les formations paléozoïques sont dispersés à travers tout le Massif Armoricaïn. Vers l'Est, les sédiments secondaires du Bassin de Paris recouvrent l'ensemble de ces roches paléozoïques et précambriennes.

Le Domaine Nord Armoricaïn (DNA) est principalement constitué de formations précambriennes fortement déformées et métamorphisées par l'orogène cadomien (650-540 Ma) (Cogné et Wright, 1980). Ce domaine est caractérisé par une tectonique d'accrétion d'arcs volcaniques et de bassins d'arrière-arc entre 650 et 580 Ma (Auvray, 1979; Graviou et Auvray, 1985). Ces formations sont ensuite chevauchantes sur une marge sédimentaire entre 580 et 540 Ma (Brun et al., 1991). Au cours de l'orogène hercynien, le DNA n'a subi que peu de déformations.

Le Domaine Centre-Armoricaïn (DCA) est séparé du DNA au nord par le Cisaillement Nord-Armoricaïn et il est limité au sud par le Cisaillement Sud-Armoricaïn. L'essentiel du DCA est constitué de formations sédimentaires paléozoïques discordantes sur des sédiments briovériens Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien (≈ 600 Ma). L'âge et la nature du socle sous les sédiments briovériens sont inconnus mais il pourrait résulter de processus d'accrétion d'arcs volcaniques liés à l'orogène cadomien. Enfin, le domaine centre est marqué par un cisaillement dextre modéré mais généralisé à l'échelle du DCA durant le Carbonifère.

A l'échelle du DCA, la base de l'Ordovicien, non métamorphisée, est affectée par un plissement de grande longueur d'onde et de faible amplitude au Carbonifère. Par conséquent, les sédiments du DCA n'ont pas subi de chevauchement, ce qui suggère que la croûte n'a pas été épaissie de manière importante au cours de la collision hercynienne. Cette absence d'épaississement crustal du DCA est surprenante dans la mesure où immédiatement au sud du domaine, sont situées les Nappes de Champtoceaux qui ont au contraire enregistré un métamorphisme de haute pression (≈ 20 kbar) puis une exhumation rapide au stade précoce de la collision (Guiraud et al., 1987). Enfin, on notera également qu'au cours du Carbonifère, le déplacement le long du CNA n'a pas excédé quelques dizaines de kilomètres tandis qu'il est de plus de 300 km au niveau du CSA (Balé et Brun, 1986).

Le Domaine Sud-Armoricaïn (DSA) est constitué de roches métamorphiques et plutoniques marquées par des épisodes métamorphiques durant toute la durée de la collision continentale. Le métamorphisme est tout d'abord de haute pression (≈ 20 kbar) du Dévonien au Carbonifère inférieur puis de basse pression (≈ 10 kbar) et haute température ($\approx 700-800$ °C) du Carbonifère supérieur au Permien. Ce dernier épisode est lié à une phase d'extension parallèle à la direction de la chaîne du Viséen au Westphalien (330-300 Ma) (Gapais et al., 1993;

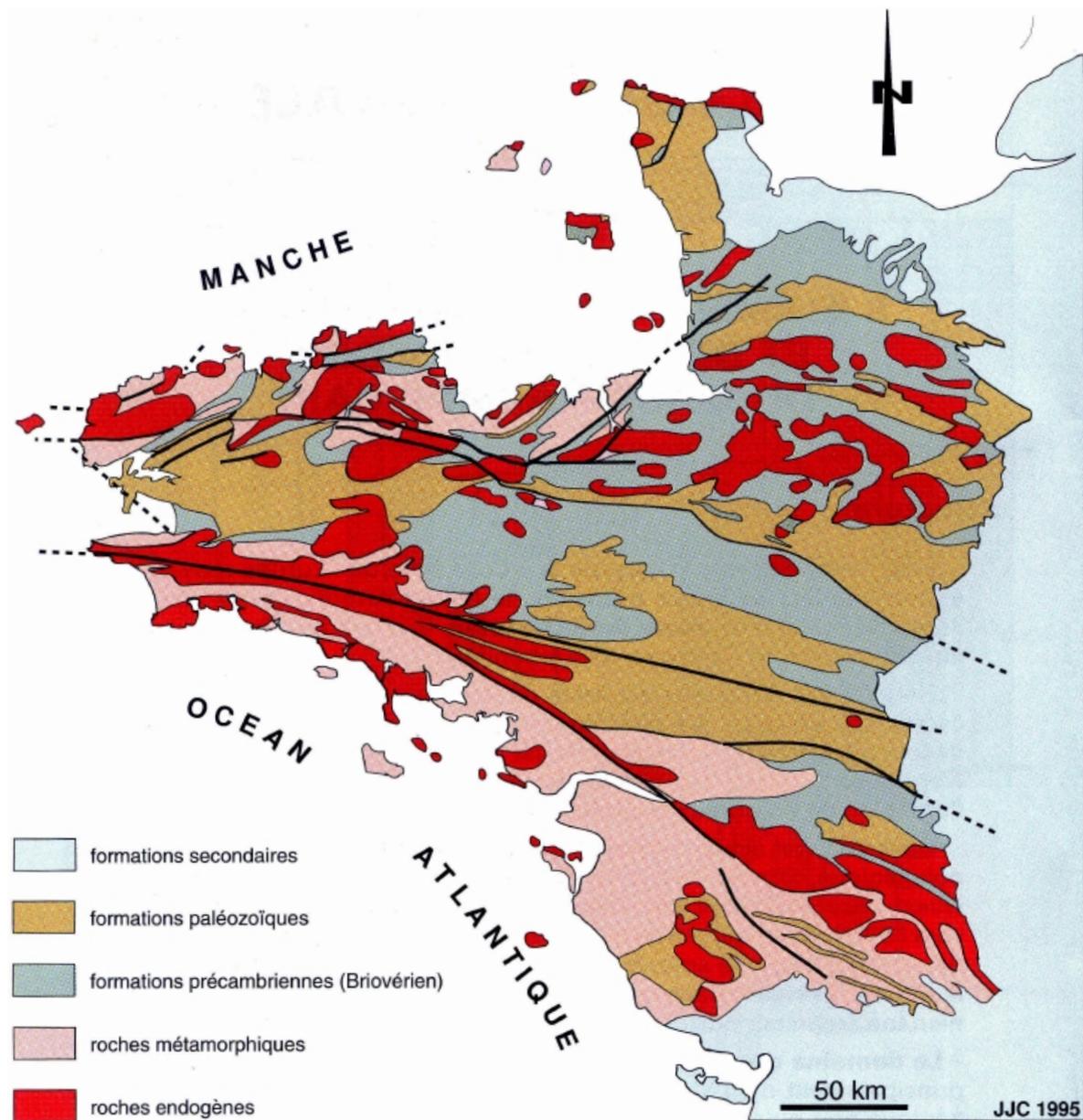
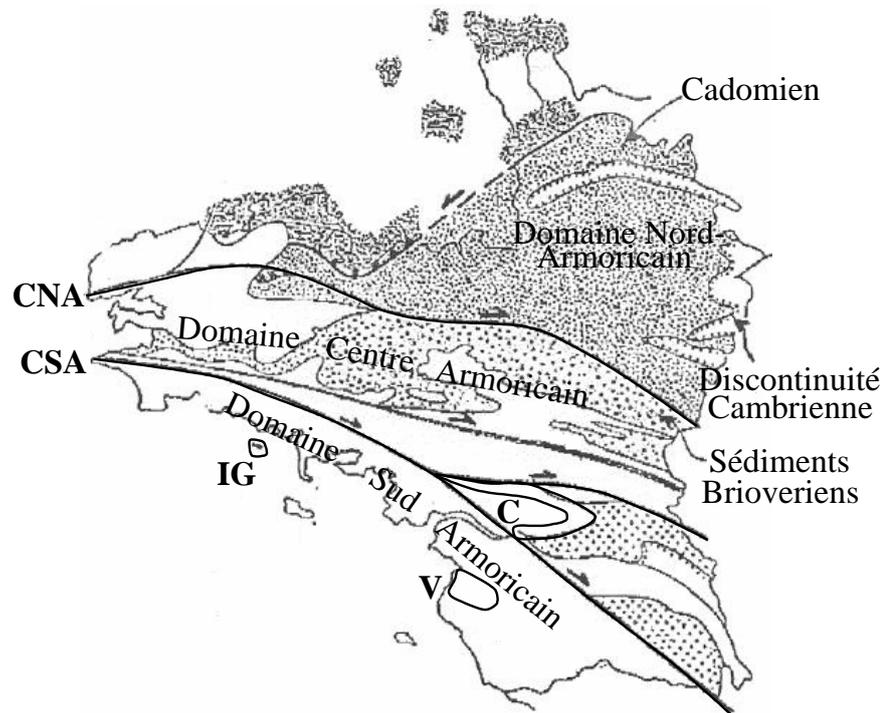


FIG. 1.3 – Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain (Lardeux, 1996) avec les principaux accidents tectoniques. Les formations Cénozoïques ne sont pas représentées.

FIG. 1.4: Structures géologiques majeures du Massif Armoricain (d'après Chantaine et al., 1996). CNA : Cisaillement Nord-Armoricain ; CSA : Cisaillement Sud-Armoricain. IG, C et V : complexes métamorphiques de haute pression de l'île de Groix, de Champtoceaux et de Vendée (respectivement).



Brown et Dallmeyer, 1996). C'est dans le DSA que sont préservés les stades les plus précoces de subduction dont témoignent les unités métamorphiques de haut grade ($\approx 15-20$ kbar, $400-500^\circ\text{C}$) de Champtoceaux, de l'île de Groix et de Vendée (Ballèvre et al., 2000; Bosse et al., 2000).

Depuis les derniers épisodes d'extension au Permien, le Massif Armoricain n'a pas enregistré d'événement tectonique ou thermique majeur. Seule est remarquable la surrection par un basculement vers le sud de la région ouest du Massif Armoricain, qui a été mise en évidence par les nivellements topographiques (Lenôtre et al., 1999) et les mesures d'incision des rivières (Bonnet, 1998). La vitesse du mouvement vertical est actuellement de près de 1 mm/an. Lenôtre et al. (1999) suggèrent qu'il est probablement la conséquence d'un flambage lithosphérique dans un régime général compressif NO-SE lié à la convergence Afrique-Eurasie.

La sismicité instrumentale du Massif Armoricain (figure 1.5) est diffuse et modérée. La magnitude des séismes récents dépasse rarement 4. On remarque néanmoins une concentration des événements le long du Cisaillement Sud-Armoricain et selon une ligne NO-SE, un peu plus au nord, qui pourrait correspondre à la faille de Quessoy-Nort/Erdre prolongeant la bordure ouest de la baie de Saint-Brieuc vers le SE. Ces deux zones de faille limitent le Plateau Ouest Armoricain dont nous avons évoqué le basculement vers le sud. Les études de mécanismes au foyer (e.g. Nicolas et al., 1990) font état d'un régime compressif NW-SE avec lequel sont compatibles les polarités des séismes locaux que nous avons enregistrés en 1999.

1.4 Le Massif Armoricain : une cible de choix

Le Massif Armoricain est un exemple de chaîne de collision continentale Paléozoïque préservée de reprise tectonique ou thermique post-hercynienne importante. A titre de com-

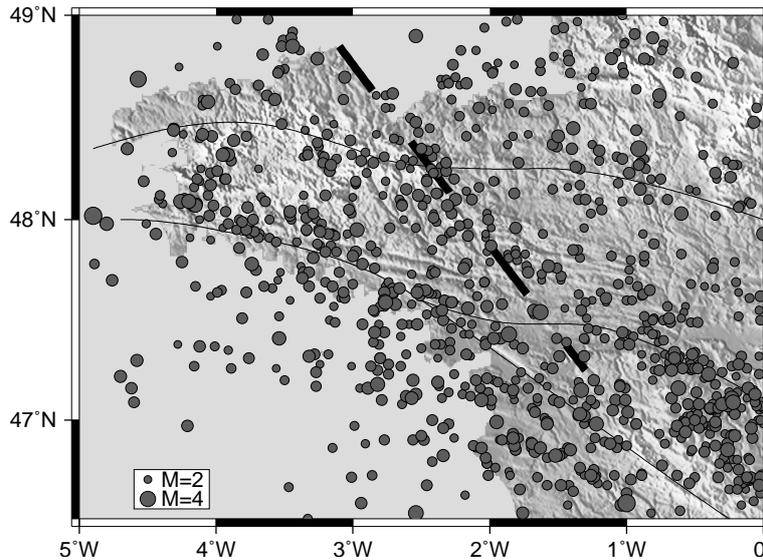


FIG. 1.5: *Sismicité instrumentale du Massif Armoricaïn. On dénombre 913 séismes de magnitude supérieure à 2 dans les catalogues du Bureau Central Sismologique Français entre janvier 1980 et avril 2000. On représente également les Cisaillements Nord- et Sud-Armoricaïn (voir la figure 1.4) ainsi que la faille de Quessoy-Nort/Erdre orientée NO-SE en tireté.*

paraison, le Massif Central et le massif Vosges–Forêt-Noire ont une histoire post-hercynienne beaucoup plus mouvementée. En effet, le Massif Central est affecté par un premier épisode volcanique du Paléogène à l’Eocène (65-35 Ma). De plus, un second épisode débute au Miocène (20 Ma) et les derniers événements volcaniques sont âgés de 6000 ans. Le Massif Central est également le siège de la formation de fossés d’effondrement au cours de l’Oligocène (30-20 Ma). Le massif Vosges–Forêt-Noire a été lui aussi repris par le système de rifts cénozoïques européens dont le Fossé Rhénan est un des segments principaux.

Aucun événement de cette ampleur ne s’est produit dans le Massif Armoricaïn. L’intérêt d’une étude sismologique détaillée de ce segment de la Chaîne Hercynienne réside dans le fait que nous pourrions observer et caractériser la structure actuelle de cette chaîne de collision -après son évolution à long terme- sans avoir à considérer la signature de phénomènes géodynamiques post-hercyniens. En particulier, nous ferons l’hypothèse que la lithosphère du Massif Armoricaïn est aujourd’hui thermiquement stabilisée car 250 Ma nous séparent des derniers événements hercyniens.

Le cadre géophysique

Nos connaissances géophysiques du Massif Armoricaïn sont limitées à la croûte et à la lithosphère sous-crustale. Les Grands Profils Sismiques ont mis en évidence des vitesses de propagation d’ondes P_n relativement élevées (8.15-8.23 km/s) sur la ligne Brest-Limoges (Sapin, 1973; Hirn, 1977). Le modèle tomographique de variations latérales de vitesse et d’anisotropie sismique des ondes P_n sous la France que nous avons proposé (Judenhert et al., 1999, voir aussi la figure 4.5) montre des résultats similaires dans le Massif Armoricaïn. De plus, ce modèle complète l’information en précisant des directions de propagation rapide parallèles aux Cisaillements Nord- et Sud-Armoricaïns. L’étude de l’anisotropie a été abordée également par Hirn (1977) sur les Grands Profils Sismiques. Il propose d’expliquer des anomalies de temps de propagation observées sur des ondes P ainsi que la biréfringence des ondes S enregistrées par les Grands Profils Sismiques par une couche anisotrope entre 60 et 100 km de profondeur. Les profils «ECORS Nord de la France» montrent une géométrie de Moho relativement plate au passage des Cisaillements Nord- et Sud-Armoricaïn ainsi qu’une croûte inférieure très com-

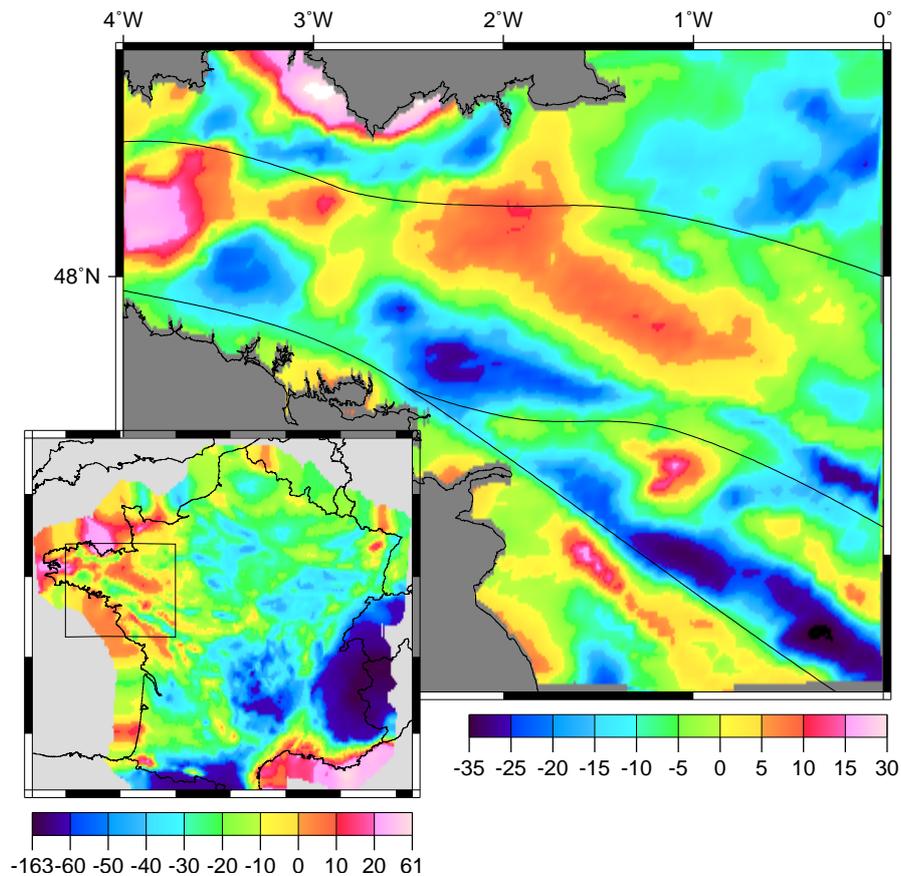


FIG. 1.6 – Anomalie de Bouguer (mgal) dans le Massif Armoricain. On notera la différence d'échelle entre la carte du Massif Armoricain et la carte de la France en bas à gauche.

plexe dans le DCA. Il est également intéressant de noter une corrélation entre les structures complexes de la croûte inférieure du Domaine Centre détectées par la sismique (Matte et Hirn, 1988) et une forte atténuation des ondes P_g et L_g mise en évidence par les études de facteur de qualité (Campillo et Plantet, 1991).

Dans le Domaine Nord-Armoricain, la croûte a également été l'objet d'études par la sismique. L'exploitation des données des profils SWAT, ARMOR1 et ARMOR2 (Bitri et al., 1996) a mis en évidence la géométrie de la zone d'accrétion des arcs volcaniques cadomiens. Une étude complémentaire associant la modélisation de l'anomalie de Bouguer aux données sismiques a ensuite permis de préciser ces structures (Boissonnat et al., 1998).

Enfin, la figure 1.6 montre l'anomalie de Bouguer à l'échelle de la France et du Massif Armoricain. L'amplitude totale est de l'ordre de 70 mgal dans le Massif Armoricain. Outre l'arc volcanique cadomien de Saint-Brieuc au nord, le contraste le plus important est situé à proximité des Nappes de Champtoceaux qui apparaissent comme un corps dense, ce qui n'est pas surprenant compte tenu de leur origine profonde. Le CSA est également très bien marqué à travers tout le Massif où il limite l'extension au sud d'une anomalie négative d'orientation générale NO-SE. Cette image montre donc des contrastes nets caractérisant certaines structures hercyniennes du Massif Armoricain. Néanmoins, le CNA qui est également une structure hercynienne n'a pas de signature identifiée sur cette image.

A plus grande échelle, la valeur moyenne de l'anomalie de Bouguer dans le Massif Armoricaïn est quasiment nulle (-3 mgal sur la figure 1.6). Dans le Bassin de Paris à l'ouest et dans le Bassin d'Aquitaine au sud, la moyenne est de l'ordre de -20 à -30 mgal. Le Massif Armoricaïn à l'échelle de la France est donc caractérisé par une anomalie relativement positive. Dans les régions où l'activité tectonique est plus récente, ces anomalies moyennes sont beaucoup plus importantes : -45 mgal dans le Massif Central et dans les Pyrénées, -90 mgal dans les Alpes. L'anomalie de Bouguer dans le Massif Armoricaïn sera alors considérée avec «modestie» malgré un signal bien indentifié, car son amplitude reste faible rapportée à d'autres régions tectoniques de la France.

Les questions auxquelles nous chercherons à répondre dans cette thèse concernent d'abord l'enracinement des accidents identifiés en surface. Nous tenterons de définir leur extension et leur géométrie profonde. En particulier, le Cisaillement Sud-Armoricaïn est manifestement la structure crustale la plus significative. S'agit-il d'une limite de blocs lithosphériques? Peut-on (encore) caractériser deux blocs lithosphériques différents de part et d'autre de cet accident? Si tel est le cas, jusqu'à quelle profondeur sont-ils différenciés? Nous nous intéresserons aussi au complexe métamorphique de Champtoceaux : cette écaïlle crustale qui a subi un enfouissement à près de 30 km au tout début de la collision continentale a-t-elle une racine profonde? Les outils de la sismologie nous permettent d'apporter de nouvelles contraintes à l'échelle du manteau supérieur. C'est pourquoi, dans le cadre du volet sismologique du Projet GéoFrance3D-ARMOR2, nous avons déployé deux réseaux d'écoute sismologique passive en 1997 puis en 1999 dans le Massif Armoricaïn. L'exploitation des données acquises au cours de ces deux expériences nous permettra, par l'identification et la caractérisation des structures du manteau supérieur, d'apporter des éléments de réponse à ces questions.

Chapitre 2

Du terrain au signal sismologique

Résumé

La distance inter-stations des réseaux de stations permanentes des observatoires sismologiques dans le Massif Armoricain et le Massif Bohémien est de l'ordre de 50 km. De tels réseaux à maille lâche ne permettent pas d'atteindre les objectifs désirés en terme de résolution spatiale. Les expériences ARMOR2 et BARRANDE ont par conséquent été mises en place afin d'augmenter la densité de stations dans les régions cibles en tenant compte de la géométrie des réseaux permanents.

Nous décrivons dans ce chapitre les différentes étapes à franchir entre la conception de la géométrie des réseaux temporaires et la constitution des jeux de données. Nous discutons en particulier de l'importance de quelques phases du pré-traitement des signaux : la datation précise des sismogrammes et les corrections de fonctions instrumentales. Nous terminons enfin par un rapide bilan du travail de terrain.

2.1 Les expériences GéoFrance3D-ARMOR2

Mon travail dans le Massif Armoricain entre dans le cadre du programme national de recherche GéoFrance3D. Le programme, initié en 1995, associe le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et le Ministère en charge de la Recherche. Il fédère les différentes méthodes d'études proposées par la géophysique et la géologie dans le but d'étudier de manière précise la lithosphère et plus particulièrement la croûte.

Le projet ARMOR2 fait suite au projet ARMOR1 dont les objectifs étaient l'étude de la structure profonde et l'imagerie tridimensionnelle de l'orogène Cadomien. L'objectif propre à ARMOR2 est l'imagerie de la suture Hercynienne et des différentes branches du Cisaillement Sud-Armoricain puis, dans un deuxième temps, l'étude plus détaillée des Nappes de Champtoceaux. Le projet a consisté en deux expériences successives. Dans un premier temps, ARMOR2-97 a permis une approche initiale de l'objectif en mettant en évidence les structures principales de la lithosphère du Massif Armoricain. Dans un second temps, l'expérience ARMOR2-99 a été préparée en tenant compte des apports et des questions posées par les résultats de 1997.

Sur le terrain, l'équipement des stations était constitué d'un capteur, d'un système d'enregistrement des signaux sismiques, d'un récepteur de signal horaire de référence et d'une ou deux batteries avec leur panneau solaire. Le capteur était enterré à quelques dizaines de centimètres (lorsque cela était possible) afin d'obtenir un meilleur couplage avec le sol. Nous avons essayé

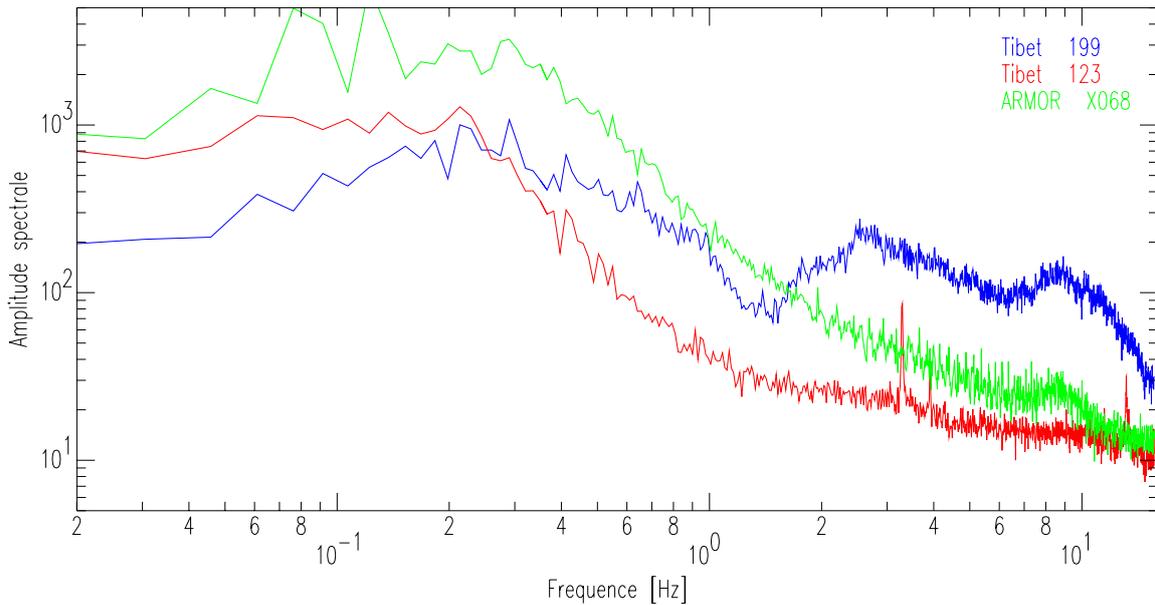


FIG. 2.1 – On représente ici les amplitudes spectrales du bruit enregistré par des sismomètres Lennartz 5s avec des acquisitions MINITITAN-3XT en Bretagne et au Tibet (expérience Tibet-98). Un site peu bruité de l'expérience ARMOR2-99 (la station X068) est comparé à un "bon" et à un "mauvais" site au Tibet (stations 123 et 199, respectivement). Chaque courbe représente la moyenne d'une trentaine de spectres calculés sur des enregistrements d'une durée de 60 secondes ne contenant pas d'arrivée d'onde sismique.

de nous soumettre aux contraintes habituelles sur le choix des sites :

- éloignement des sources de bruit (vent, bétail, usines, routes à trafic important, chantiers...);
- ensoleillement suffisant des panneaux solaires;
- réception correcte des signaux horaires;
- proximité du socle;
- discrétion et sécurité du site (vandalisme, vol);
- accessibilité permanente.

La topographie peu accidentée et l'habitat dispersé de la Bretagne permettent de satisfaire ces critères assez facilement. Les stations ont été installées sur les terrains de particuliers à l'écart des agglomérations et des routes principales. Nous avons pu éviter les sources de bruit anthropique généralement caractérisées par des fréquences supérieures à 1 Hz; néanmoins aux fréquences inférieures, la source dominante de bruit est la houle marine qui est inévitable en Bretagne. La figure 2.1 permet de comparer deux régions extrêmes, la Bretagne et l'une des régions les plus continentales de la planète: le Tibet. On observe que pour les fréquences inférieures à 1 Hz, le niveau de bruit en Bretagne (en noir) est supérieur à celui d'un site considéré "mauvais" (en bleu) dans une région continentale. La différence est maximale autour de 5 s de période, ce qui se révélera un handicap important pour l'exploitation des arrivées d'ondes S télésismiques.

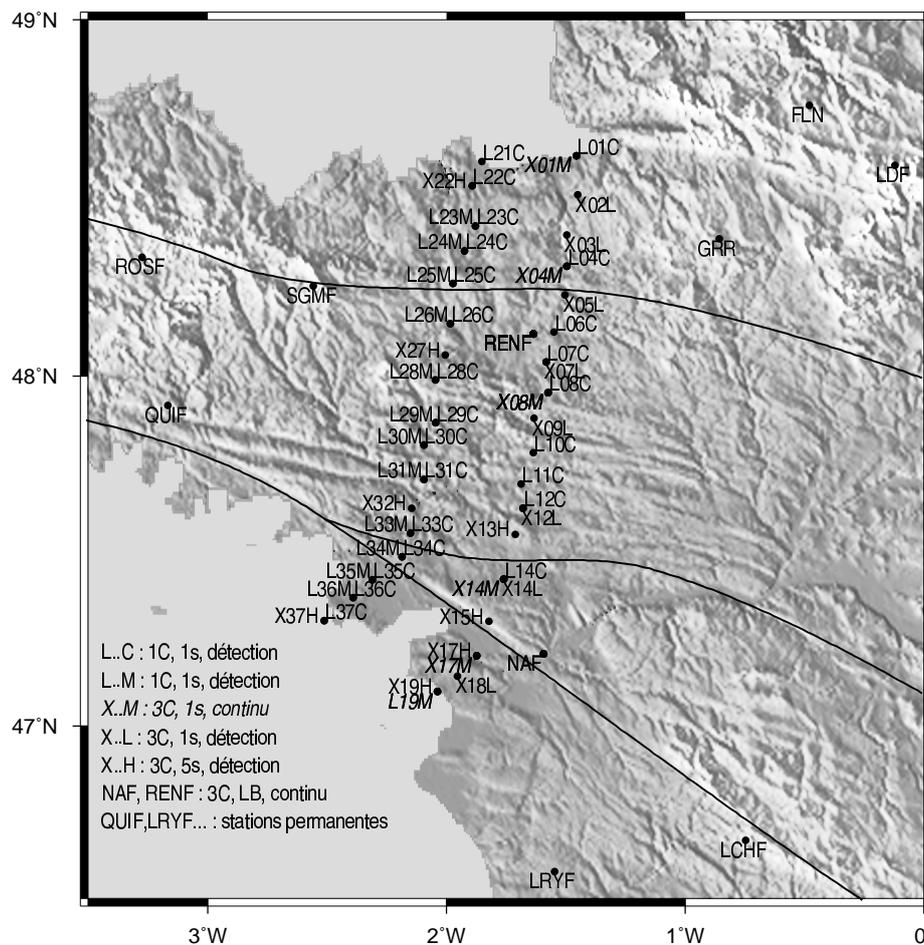


FIG. 2.2 – Sur cette carte est localisé l'ensemble des stations du réseau ARMOR2-97. Chaque typographie de code de station du dispositif temporaire correspond au type de capteur et au mode d'enregistrement indiqués dans la légende en bas à gauche (1C et 3C : 1 et 3 composantes, 1s et 5s : capteurs de période propre 1 et 5 secondes, LB : capteur large-bande STS-2). Les stations permanentes du LDG et du RéNaSS utilisées pour compléter les données ainsi que les grandes structures hercyniennes sont également représentées.

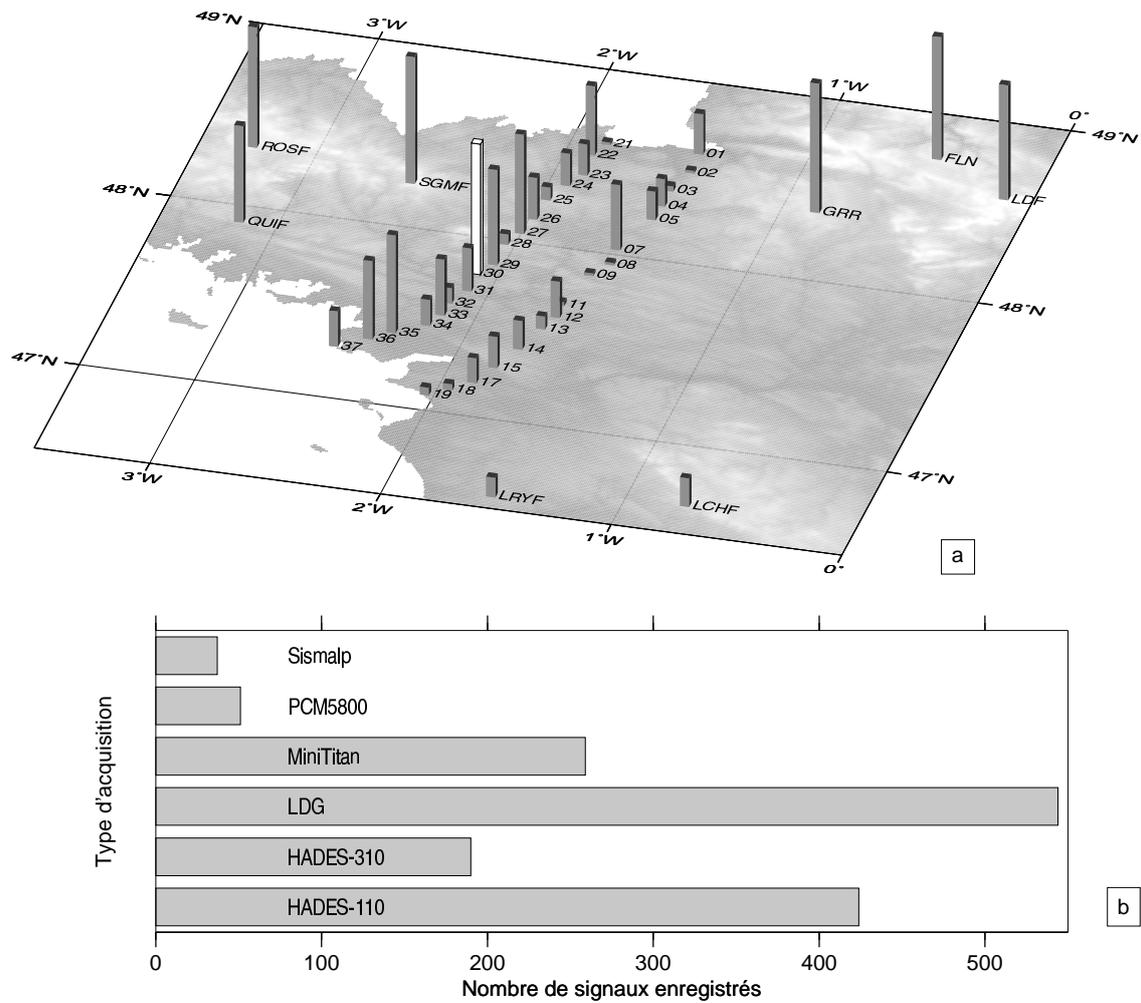


FIG. 2.3 – La carte (a) illustre la distribution des données par site d'enregistrement (indiqué au bas des barres). La hauteur de chaque barre représente le nombre de signaux télé-sismiques normalisé sur le site 30 (en blanc) où 100 signaux ont été enregistrés. L'histogramme (b) donne le nombre d'enregistrements en fonction du type d'acquisition.

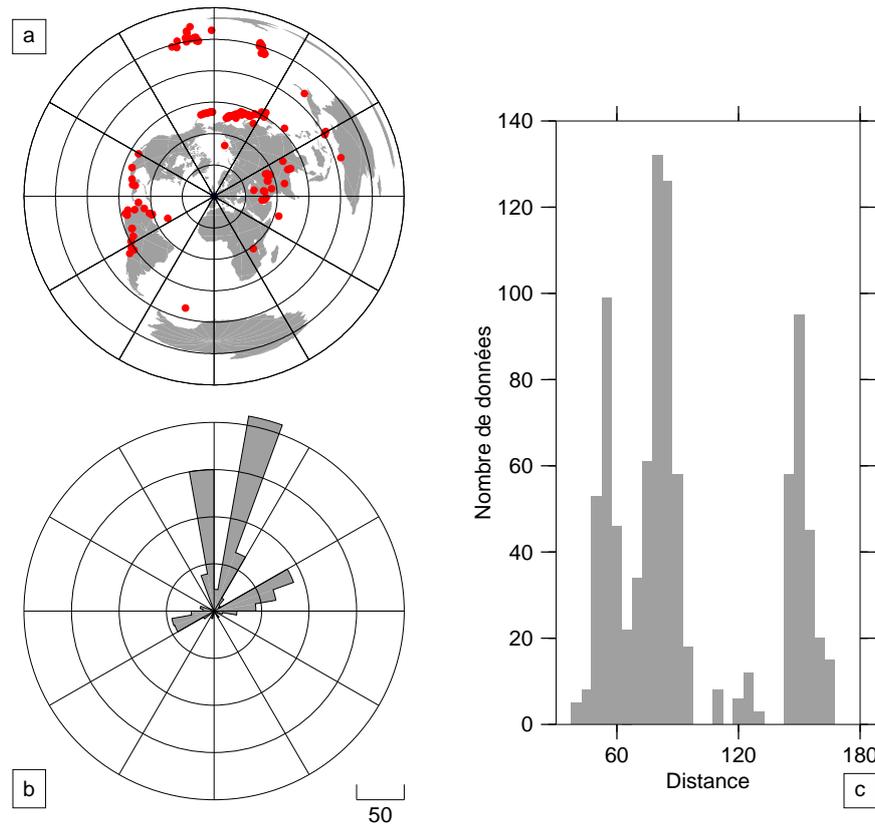


FIG. 2.4 – *Distribution géographique et azimutale des séismes enregistrés par les stations du réseau temporaire. En (a), les épicentres des séismes sont reportés sur une carte centrée sur la Bretagne; la carte est graduée par pas de 30 degrés en distance épacentrale et en azimut. Les histogrammes (b) et (c) représentent respectivement les distributions des données en azimut et distance épacentrale.*

2.1.1 ARMOR2-97 : une première approche

L'expérience de 1997 avait un objectif double : l'imagerie profonde des cisaillements armoricains et la préparation des cibles de l'expérience de 1999. Elle s'est déroulée de mars à décembre 1997. Le dispositif de terrain (figure 2.2) était constitué de 35 sites d'enregistrement équipés avec des stations sismologiques du parc national Lithoscope auxquelles s'est ajouté du matériel prêté par l'Institut de Géophysique de Karlsruhe. De mars à août 1998, 6 stations mobiles du Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) ont été installées pour compléter l'acquisition aux sites qui avaient fourni le moins de données en 1997.

Le réseau était organisé en deux profils perpendiculaires aux structures Hercyniennes. Les profils étaient distants de 30 km et l'espace inter-stations variait de 8 à 12 km. Le matériel dont nous disposions était très hétérogène tant pour les capteurs que pour les enregistreurs. En conséquence, nous avons utilisé au total 8 couples capteur/enregistreur différents au cours de l'expérience. Les différences résident dans le mode d'enregistrement (sur détection ou en continu) et dans le support d'enregistrement (mémoire circulante, bande magnétique ou disque dur). On se reportera à l'annexe A pour plus de détails sur l'équipement des sites (tableau A.1) et la description des systèmes de détection et d'enregistrement (tableau A.2).

Les problèmes majeurs ont concerné la consommation électrique excessive des stations HADES-310 et la trop grande sensibilité des stations HADES-110 aux parasites du signal DCF77 utilisé comme base de temps sur la moitié des stations environ. Nous reviendrons plus loin (section 2.3.1) sur les corrections horaires des signaux.

La sélection des signaux a été faite selon deux approches différentes. La première a consisté en une visualisation systématique de chaque signal pour les stations à enregistrement sur détection. La seconde, appliquée aux stations à enregistrement continu, repose sur la sélection d'événements dans les bulletins préliminaires (Preliminary Determinations of Epicenters - PDE) du National Earthquake Information Center (NEIC). Le critère de sélection repose sur la magnitude rapportée dans ces bulletins ; tous les événements de magnitude supérieure à 4.5 ont été visualisés et les signaux de trop mauvaise qualité rejetés. La visualisation systématique et le seuil de magnitude bas qui font de cette phase de sélection un travail long et fastidieux sont justifiés par le faible volume de données qui nous interdit de passer à côté du moindre signal exploitable. En fin d'expérience, après ce travail de sélection, ce sont 924 enregistrements téléseismiques regroupés en 142 événements qui constituent le jeu de données primaire. Chacun des événements a ensuite été complété par les signaux des stations permanentes du LDG et du RéNaSS. Après intégration, le nombre total d'enregistrements s'élève à 1505. La figure 2.3 montre la distribution des données par site et par station¹. Cette distribution de données à travers le réseau est très hétérogène. Le faible volume de données du profil «Est» (sites 01 à 19) s'explique d'une part par les dysfonctionnements majeurs des systèmes HADES-110 et HADES-310 mentionnés plus haut, d'autre part par la faible capacité de stockage des systèmes Lennartz-PCM5800 (également installés sur le profil «Est») équipés d'enregistreurs sur bande magnétique. La distribution géographique des événements enregistrés n'est pas idéale non plus. Néanmoins, elle est tout à fait conforme à ce qui peut être attendu d'un réseau situé dans l'ouest de l'Europe (Figure 2.4). Le jeu de données est dominé par des rais d'azimut nord (correspondant aux régions Nord- et Sud-Pacifique). Les azimuts ouest sont échantillonnés par des séismes d'Amérique du Sud tandis que le Moyen-Orient et la zone de collision Inde-Asie sont les régions sources des enregistrements venant de l'est.

2.1.2 ARMOR2-99

La deuxième phase d'acquisition de données sismologiques du projet ARMOR2 consistait d'une part en l'extension de la distribution de stations vers l'ouest, d'autre part en l'installation d'un réseau dense sur les Nappes de Champtoceaux (figure 2.5). Les images tomographiques issues de l'exploitation des données ARMOR2-97 mettent en évidence deux contrastes de vitesse importants en profondeur (voir le chapitre 3, figure 3.11) mais l'écartement des profils (30 km) ne permet pas de contraindre correctement l'orientation des contrastes. L'installation d'un profil de 13 stations équipées de sismomètres L4C (1 composante, 1 Hz) entre la Baie de Saint-Brieuc et Belle-Ile tente de répondre à ce problème. Les Nappes de Champtoceaux ont été couvertes par un réseau bidimensionnel dense de 30 stations équipées de sismomètres à 3 composantes L22-3D (2 Hz) et LE3D-5S (0.2 Hz). Certains sismomètres L22-3D ont été remplacés par des sismomètres LE3D-5S en cours d'expérience. Les deux réseaux ont fonctionné de mars à août 1999 sans problème majeur. Toutes les stations étaient équipées du système d'enregistrement continu MINITITAN-3XT et n'ont pas montré de problème important tels ceux qui avaient été rencontrés en 1997. La fiabilité et l'homogénéité du matériel d'enregistrement

1. Dans la suite du texte, le terme "station" désignera un couple capteur/enregistreur identifié par le code de la station. Le terme "site" désignera le lieu géographique d'enregistrement identifié par un numéro.

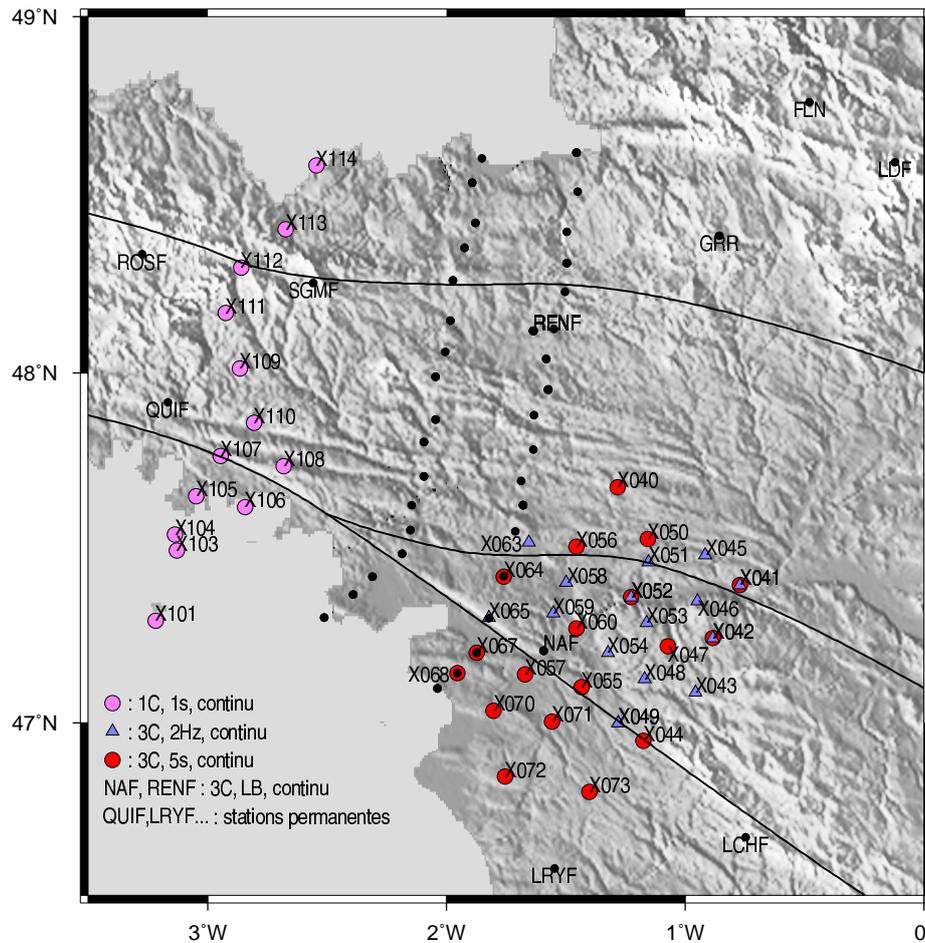


FIG. 2.5 – Distribution des stations du dispositif temporaire ARMOR2-99. Les sites du réseau ARMOR2-97 sont représentés par les points noirs et 4 d'entre eux (14, 15, 17 et 18) ont été réutilisés en 1999.

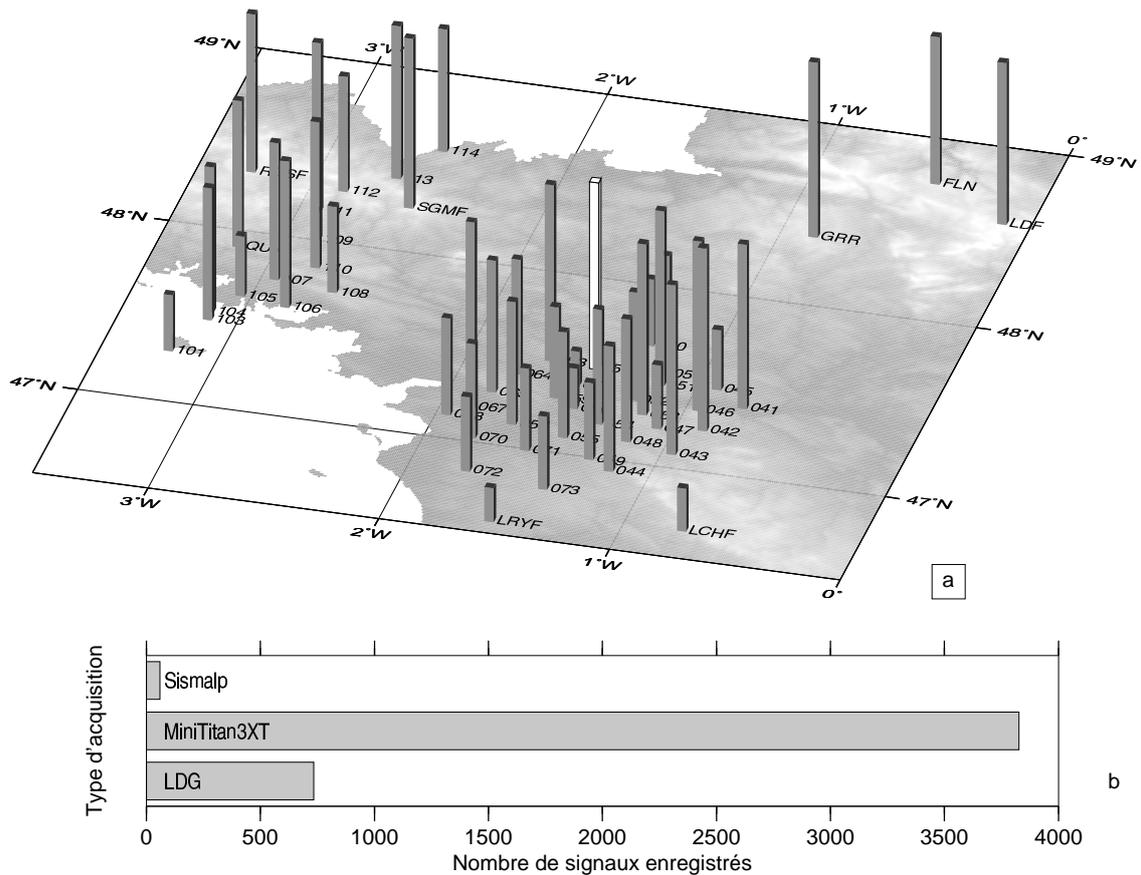


FIG. 2.6 – Distribution des données ARMOR2-99 par site et par type de station. En (a), la hauteur des barres est proportionnelle au nombre de sismogrammes enregistrés; le maximum est de 143 (tous les télé-séismes) et se trouve au site 056 (en blanc). L'échelle verticale est la même que pour la figure 2.3. En (b) est représenté le nombre de sismogrammes par type de système d'enregistrement. Le fait d'utiliser le même système pour toutes les stations a beaucoup facilité le pré-traitement.

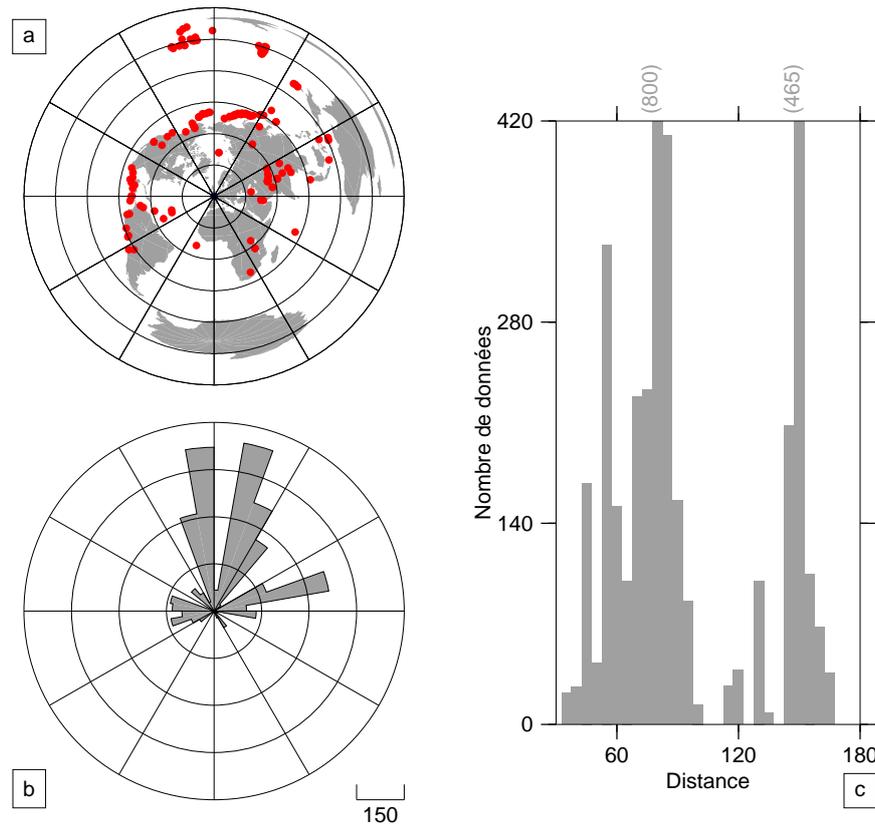


FIG. 2.7 – *Distribution géographique et azimutale des données enregistrées par les stations du réseau temporaire ARMOR2-99. Cette figure est identique à la figure 2.4 mais l'échelle en (b) et (c) a été multipliée par 3.*

ont rendu le travail de pré-traitement beaucoup moins fastidieux qu'en 1997 et ceci malgré un volume de données brutes considérablement accru. La sélection des événements a été effectuée en utilisant les bulletins du LDG. Plutôt qu'un seuil de magnitude, c'est le nombre de stations ayant enregistré les événements qui a été utilisé comme critère de sélection. Cette approche s'est révélée très efficace puisque seulement 20% des enregistrements sélectionnés ont été rejetés contre 80% pour les données de 1997.

Au total, après le tri des données, le réseau temporaire a permis l'enregistrement de 170 événements dont 154 télé-séismes et 16 séismes locaux fournissant 4197 sismogrammes exploitables dont 3827 enregistrements d'ondes P télé-sismiques (4620 après l'intégration des données des stations permanentes). La figure 2.6 montre la distribution des données par site d'enregistrement. La comparaison avec la figure 2.3 illustre bien les différences quantitatives et qualitatives par rapport au jeu de données de 1997 ; le nombre total de données est multiplié par 3 pour seulement 8 sites supplémentaires. La répartition géographique des séismes et la distribution des arrivées d'ondes P en azimut et distance épacentrale (figure 2.7) sont sensiblement identiques à celles de 1997 avec toutefois quelques données supplémentaires dans les azimuts sud.

2.2 L'expérience BARRANDE

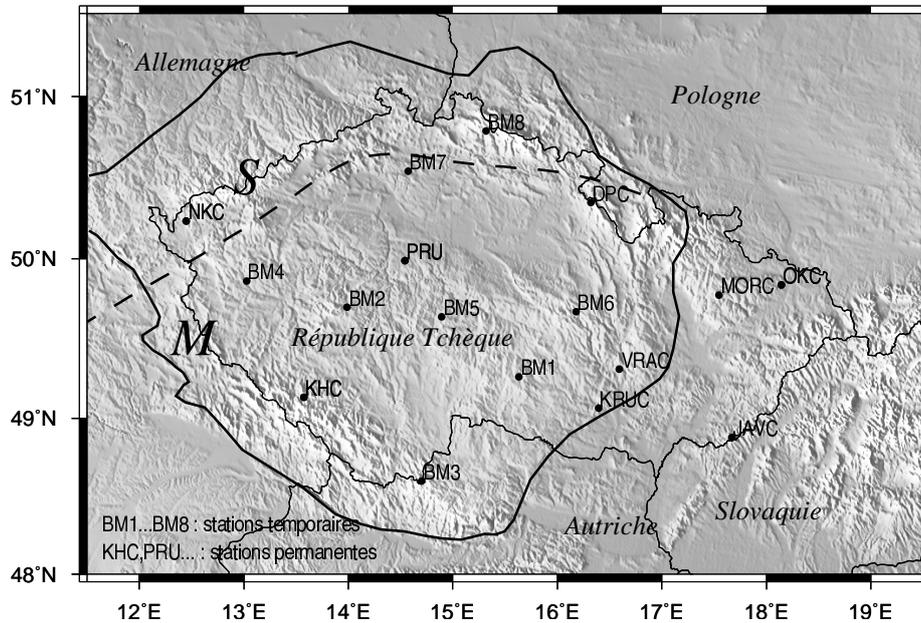


FIG. 2.8 – Carte des stations temporaires BARRANDE et des stations permanentes des observatoires sismologiques de la République Tchèque utilisées pour l'étude de l'anisotropie des ondes S télésismiques. Les tiretés indiquent la limite entre le Domaine Saxothuringien au nord (S) et le Domaine Moldanubien au sud (M).

La coopération franco-tchèque qui a permis l'installation d'un réseau de stations temporaires dans le Massif Bohémien (figure 2.8) entre dans le cadre du Programme d'Actions Intégrées BARRANDE. Les stations temporaires, en fonctionnement entre août 1998 et avril 1999, ont été insérées dans le réseau de stations permanentes des observatoires Tchèques. L'ensemble des stations opérationnelles lors de l'expérience forme un réseau de 18 sites d'acquisition dont 15 sont équipés de sismomètres large bande ou longue période (tableau A.2) particulièrement bien adaptés à l'enregistrement d'ondes SKS . C'est principalement l'étude de l'anisotropie de ces ondes S télésismiques qui a motivé la mise en place du dispositif à travers le Massif Bohémien.

Le dispositif temporaire était constitué de 3 stations équipées de matériel d'enregistrement Tchèque (VISTEC-JUPITER, voir le tableau A.2), de 4 stations MINITAN-3XT et 1 TITAN-DAT (enregistrement continu sur bande magnétique DAT). Aucun problème majeur n'a été rencontré lors de l'expérience et le matériel a très bien supporté les basses températures descendues à -20°C durant l'hiver.

Les enregistrements continus n'ont pas été traités en vue d'une étude tomographique mais afin d'étudier l'anisotropie des ondes S télésismiques. Les enregistrements d'ondes SKS et $SKKS$ exploitables sont au nombre de 5 à 6 par station, ce qui peut être considéré comme très satisfaisant pour le type d'onde considéré et la durée d'enregistrement limitée à 7 mois.

2.3 Les traitements des données

Les signaux bruts acquis sur le terrain ne sont pas exploitables directement. Avant de pouvoir les utiliser, il est nécessaire de procéder à quelques traitements dont les principales étapes sont :

1. l'homogénéisation du support de stockage des données (travailler sur des bandes magnétiques ou des disquettes n'est pas très confortable) ;
2. l'homogénéisation du format de stockage des données ;
3. la correction du temps ;
4. la correction de fonction instrumentale.

Toutes ces opérations demandent beaucoup de patience et de minutie car une erreur ou une approximation se répercuterait sur tout le travail postérieur. Les deux premières étapes, qui ne concernent pas directement le contenu des signaux ne seront pas détaillées ; en revanche, les corrections de temps et de fonction instrumentale méritent quelques précisions.

2.3.1 Dater correctement les sismogrammes

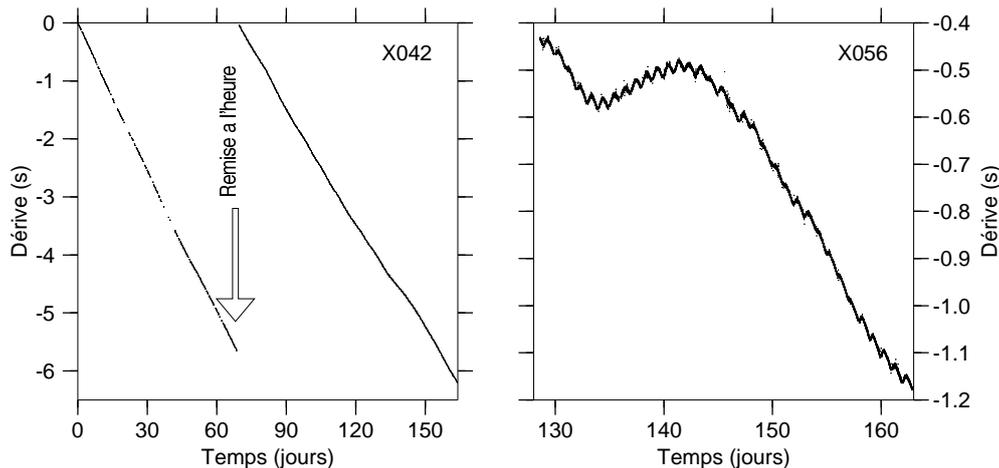


FIG. 2.9 – Dérives des horloges internes de deux stations MINITITAN-3XT de l'expérience ARMOR2-99. Les dérives représentent l'écart entre le temps interne de la station et une référence externe. Elles sont exprimées ici en secondes en fonction du nombre de jours passés depuis le 25 mars 1999. A gauche, la station X042 a été remise à l'heure au bout de 68 jours de fonctionnement. A droite, le dispositif de contrainte thermique du quartz de l'horloge interne de la station X059 est défaillant, la dérive n'est plus linéaire et on observe les variations de température jusqu'aux périodes diurnes.

Le temps est une donnée fondamentale en sismologie car un enregistrement aussi beau soit-il perd la plus grande partie de son information s'il n'est pas daté correctement. Il faut donc trouver un moyen de dater les données de la manière la plus précise possible en s'accommodant des imperfections (pour des raisons économiques) des horloges dont sont équipées les stations. Les dérives des horloges internes peuvent être importantes. Elles sont linéaires lorsque le quartz de l'horloge est à l'abri des variations de température ou combinent une composante linéaire et une composante "thermique" lorsque ce n'est pas le cas (Figure 2.9).

Plusieurs approches sont envisageables pour pallier ce problème et toutes reposent sur l'utilisation d'une base de temps de référence externe au système d'enregistrement, DCF77 et GPS dans notre cas. Chacun des systèmes a ses avantages et inconvénients : le signal DCF77 est un signal radioélectrique émis depuis Francfort dont la qualité n'est pas toujours satisfaisante, en particulier en Bretagne, mais dont la réception se fait sur un appareil autonome à très faible consommation électrique ; le signal GPS émis par une flotte de satellites est beaucoup plus stable mais les récepteurs GPS sont très coûteux en énergie.

La technique la plus simple consiste à synchroniser l'horloge interne de la station sur la base de temps externe. C'est ce qui a été fait pour les stations HADES-110. Ces stations ont malheureusement le défaut d'accepter n'importe quel signal horaire et se synchronisent donc parfois sur un signal erroné. Ce problème ne peut être corrigé *a posteriori* et n'est pas facile à détecter sur le terrain. En 1997, certaines stations HADES-110 équipées de récepteurs DCF77 n'ont fourni que des signaux mal datés et donc inutilisables pour une étude tomographique. Il est possible, moyennant une électronique et un logiciel d'acquisition plus complexes, de décoder complètement le signal DCF77 et donc de ne valider la synchronisation de l'horloge interne que lorsque le signal est correct. Les stations Lennartz utilisées sur le profil est-ARMOR2-97 fonctionnent ainsi mais requièrent une alimentation électrique importante.

Enfin, le meilleur compromis entre simplicité et fiabilité réside dans la technique utilisée sur les stations HADES-310 et les stations de type TITAN. La technique consiste à ne jamais modifier automatiquement l'horloge interne mais à enregistrer sa dérive par rapport à la base de temps externe. De cette manière, quand bien même l'horloge interne est de mauvaise qualité, il est toujours possible, connaissant sa dérive, de reconstruire un temps absolu de manière fiable. Les horloges des stations MINITITAN qui ont été utilisées fonctionnent avec un quartz dont la température est maintenue constante, ce qui permet de fiabiliser encore le système car la dérive devient linéaire avec une pente constante. Il est donc possible d'interpoler la dérive même lorsque la base de temps de référence est restée inaccessible pendant plusieurs jours.

Il faut tenir compte également des temps de propagation dans les filtres des systèmes d'acquisition (filtre anti-repliement et filtre de décimation). L'évaluation correcte de ces retards systématiques par Tiberi (1999) a permis de mettre en évidence les erreurs commises par les constructeurs dans les spécifications de leurs matériels.

2.3.2 Corrections de fonction instrumentale

Un sismogramme, par exemple un de ceux représentés sur la figure 2.10, est un ensemble de mesures de la vitesse du sol faites à des intervalles de temps plus ou moins réguliers par un système d'enregistrement couplé à un capteur. Le système d'enregistrement et le capteur agissent tous deux comme des filtres sur le mouvement vrai du sol pour nous fournir un signal généralement privé de ses composantes hautes et basses fréquences et dont l'amplification n'est pas uniforme sur l'ensemble du spectre. Si toutes les chaînes d'acquisition étaient identiques, les sismogrammes enregistrés en différents lieux seraient directement comparables les uns aux autres, nous pourrions alors nous contenter des signaux bruts. Ce n'est pas le cas : l'utilisation de nos signaux dans un jeu de données unique sans correction instrumentale conduirait à des résultats erronés. La figure 2.10 montre un exemple d'arrivée d'une onde *P* enregistrée par deux stations différentes installées au même site 22 du réseau ARMOR2-97. L'une des stations (enregistrement du haut) est composée d'un sismomètre L4C et d'une acquisition HADES-110 ; la seconde (enregistrement du milieu) est composée d'un sismomètre LE3D-5S et d'une acquisition HADES-310. Les formes d'ondes présentées sont très différentes et leur

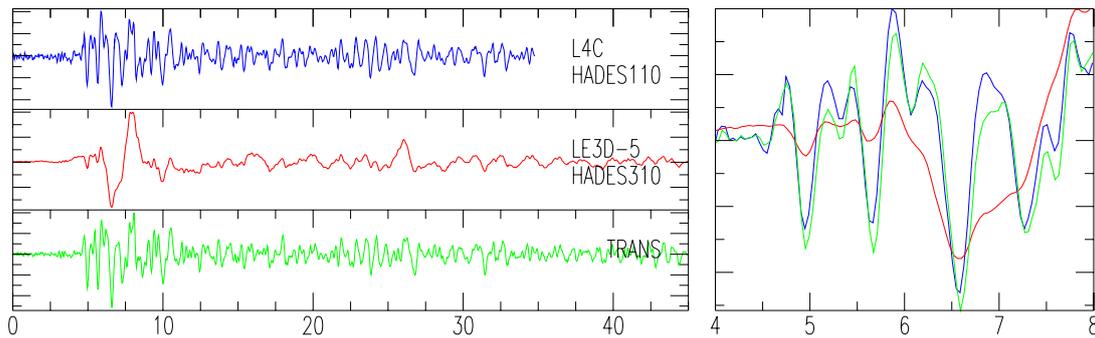


FIG. 2.10 – Vitesse de déplacement du sol pour une onde P téléseismique vue par deux chaînes d’acquisition différentes au même site d’enregistrement. A gauche, de haut en bas, est représenté le sismogramme brut enregistré par une station L4C/HADES-110, le même signal enregistré par une station LE3D-5S/HADES-310, le signal LE3D-5S/HADES-310 corrigé et transformé en L4C/HADES-110. A droite, les trois signaux sont superposés entre les secondes 4 et 8. Aucun filtre n’a été appliqué aux signaux en dehors de la transformation citée ; l’échelle de temps en abscisse est en secondes.

contenu fréquentiel est bien sûr lié aux caractéristiques des systèmes d’acquisition mais aussi et surtout à celles des capteurs. L’utilité de la correction instrumentale est ici manifeste car il serait embarrassant de chercher à pointer l’arrivée de l’onde P sur ces sismogrammes bruts. Le troisième sismogramme de la figure 2.10 (en bas) est le résultat de la transformation du signal LE3D-5S/HADES-310 en L4C/HADES-110 ; il est maintenant possible de pointer correctement le même temps d’arrivée de l’onde P sur le signal L4C/HADES-110 original et sur le signal LE3D-5S/HADES-310 corrigé. Pour ce travail de thèse, la chaîne d’acquisition L4C/HADES-110 a été choisie comme référence car sa réponse instrumentale convient tout à fait au traitement des ondes P téléseismiques dont les fréquences dominantes sont situées autour de 1 Hz. Tous les signaux destinés à être utilisés pour pointer des arrivées d’ondes P ont ainsi été ramenés à la réponse instrumentale d’un unique instrument.

2.3.3 Bilan : de l’importance du matériel d’acquisition des données

Lors d’une expérience de terrain en sismologie, on cherche à enregistrer des signaux formant le meilleur jeu de données possible compte tenu du problème posé. Un ”bon” jeu de données est caractérisé par des signaux nombreux, dont le rapport signal sur bruit est élevé et dont la distribution géographique (en azimut et en incidence dans notre cas) est la plus homogène possible. Les jeux de données dont nous disposons sont-ils de ”bons” jeux de données ? La notion de bruit a sommairement été discutée au début de ce chapitre. Le choix des sites résulte d’un compromis entre plusieurs contraintes. Il est parfois difficile de favoriser la qualité du site au détriment de la sécurité du matériel. En effet, une station détériorée ou volée ne fournira pas de données du tout.

Le nombre et la distribution spatiale des séismes dépendent de l’activité sismique durant la période d’acquisition et de la capacité d’enregistrement des stations. Bien que la sismicité mondiale ait été plutôt importante lors de l’expérience ARMOR2-97, les données collectées sont particulièrement peu nombreuses et leur distribution aux différentes stations du réseau est très hétérogène. Le jeu de données fourni par cette expérience a été bien en deçà de nos espérances. Les raisons en sont l’utilisation de matériels en fin de vie (les stations HADES-310

et HADES-110) et la trop grande hétérogénéité des systèmes d'enregistrement qui ne permet pas de connaître parfaitement le fonctionnement de chacun de ces systèmes.

Lors des expériences BARRANDE et ARMOR2-99, le matériel, d'une nouvelle génération, était très homogène. Les stations fonctionnaient en enregistrement continu tout en étant peu consommatrices d'énergie et plus simple à manipuler. Toutes ces améliorations ont permis d'obtenir un jeu de données bien plus conséquent et plus uniformément réparti à travers les réseaux de stations.

Chapitre 3

La tomographie de vitesse à partir des ondes de volume

Résumé

Le travail de terrain et les pré-traitements des signaux décrits au chapitre précédent nous procurent un jeu de données constitué de sismogrammes associés à des séismes. L'objet de ce chapitre est de présenter la démarche qui nous permet d'extraire des sismogrammes l'information relative aux variations de vitesse des ondes P sous les réseaux ARMOR2. Ce travail commence par le pointé des arrivées des ondes P sur les sismogrammes. Il est suivi par une étape de normalisation qui nous permet d'aboutir à un jeu de données homogène. Nous passons ensuite à l'écriture du problème tomographique, sa résolution par une approche linéaire puis non linéaire. Enfin, nous discutons différents moyens d'estimer la validité des modèles de vitesse issus des inversions.

L'exploration de l'intérieur de la Terre ne peut pas se faire par une voie directe. Les forages les plus profonds atteignent au mieux une dizaine de kilomètres et les xénolithes sont des objets rares qu'on ne trouve que dans quelques régions du globe. Il est donc nécessaire d'utiliser des outils et des méthodes d'investigation qui permettent de se passer d'échantillons de roche. La sismologie offre cette possibilité. Par le biais de l'étude des mouvements du sol (oscillations propres de la Terre ou signaux émis par des sources naturelles ou artificielles), il est possible de modéliser les milieux échantillonnés par les ondes sismiques. Nous nous intéresserons particulièrement à la modélisation des variations de vitesse de propagation des ondes sismiques. L'imagerie de ce paramètre permet en effet d'identifier les structures internes de la Terre marquées par des variations physico-chimiques du milieu. L'outil sismologique que nous utilisons à ces fins est la tomographie de temps d'arrivées.

Le terme tomographie a été emprunté au vocabulaire médical dans lequel il désigne un ensemble de techniques d'imagerie du corps humain. En géophysique, on appelle également tomographie nombre de techniques d'imagerie de paramètres physiques caractérisant l'intérieur de la Terre. Parmi ces paramètres, la vitesse des ondes sismiques est particulièrement intéressante car ses variations se traduisent par des variations de temps de propagation aisément observables.

On distingue habituellement plusieurs «familles» de tomographie de temps d'arrivées :

- **La tomographie de séismes locaux** (e.g. Thurber, 1993) utilise les temps de propagation des ondes de séismes proches enregistrés par un réseau dense de faible ouverture (quelques dizaines de kilomètres) et permet de modéliser les variations de la vitesse dans la croûte avec une résolution qui dépend de la distance inter-stations, quelques

kilomètres en général. Dans ce type de tomographie, les foyers des séismes et les stations sont à l'intérieur du volume modélisé. Il est donc nécessaire de considérer les paramètres hypocentaux (localisation, temps origine) comme une partie des inconnues du problème.

- **La tomographie globale** (e.g. Bijwaard et al., 1996) relève d'un concept assez proche de la tomographie de séismes locaux. Dans ce cas aussi, sources et stations sont à l'intérieur du domaine modélisé. La différence majeure est bien sûr la dimension de ce domaine. Alors qu'on se restreint à une région de dimension décakilométrique en tomographie de séismes locaux, c'est la Terre entière qui est maintenant modélisée. La résolution atteinte est au mieux de quelques dizaines de kilomètres. Les jeux de données ne sont plus acquis par des réseaux temporaires de petite taille mais sont issus des catalogues d'observatoires et intègrent plusieurs millions de temps d'arrivée.
- **La tomographie télésismique régionale** diffère des deux approches précédentes car les sources et la plus grande partie du trajet des ondes sont situées à l'extérieur de la zone cible. La dimension du domaine modélisé est limitée par l'extension du réseau de stations, en général quelques centaines de kilomètres verticalement et horizontalement. La résolution atteinte est de l'ordre d'une dizaine de kilomètres, elle dépend ici encore de la distance inter-stations. La tomographie télésismique régionale est au centre de ce travail.

Les temps d'arrivées des ondes ne sont pas les seules données utilisables en tomographie. La tomographie de forme d'onde utilise les signaux complets ou partiels, en particulier afin de cartographier les variations de vitesse (Debayle et Lévêque, 1997), d'anisotropie (Lévêque et al., 1998) ou de facteur de qualité (Campillo et Plantet, 1991; Guilbert, 1995; Billien et al., 1998).

Enfin, notons que dans tous les cas, les paramètres critiques qui contrôlent la résolution, quelle que soit la méthode, sont la longueur d'onde des signaux utilisés et la distance inter-stations ou inter-sources.

3.1 Que représentent les variations de vitesse sismique ?

La figure 3.1 représente les variations de quelques paramètres extraits du modèle radial PREM (Dziewonski et Anderson, 1981). Ce modèle est contraint par des mesures de modes normaux, des temps de propagation des ondes de volume et par la masse et le moment d'inertie de la Terre. Dans une Terre à symétrie radiale, les changements brutaux des valeurs des vitesses sismiques sont associés à des changements de composition chimique ou minéralogique du milieu. Les discontinuités à 400 et 600 km correspondent par exemple aux changements de phase olivine/spinelle et spinell/perovskite, respectivement. Dans une Terre hétérogène, les mêmes causes produisant les mêmes effets, ce sont la chimie, la minéralogie, la température et la pression qui contrôlent directement les variations de vitesse sismique. Plus près de la surface, dans la croûte terrestre, le taux de fracturation et la présence de fluides sont aussi des paramètres dont l'influence est de premier ordre sur les variations de vitesse des ondes. Dans le manteau, on associe habituellement les variations latérales de vitesse sismique à des variations de température. Les relations non linéaires qui lient vitesse sismique et température font intervenir l'anélasticité et l'atténuation (Kumazawa et Anderson, 1969; Karato, 1993). Une diminution de 1% de la vitesse des ondes P correspond à une augmentation de température de l'ordre de la centaine de degrés. Des vitesses faibles sont souvent considérées comme le

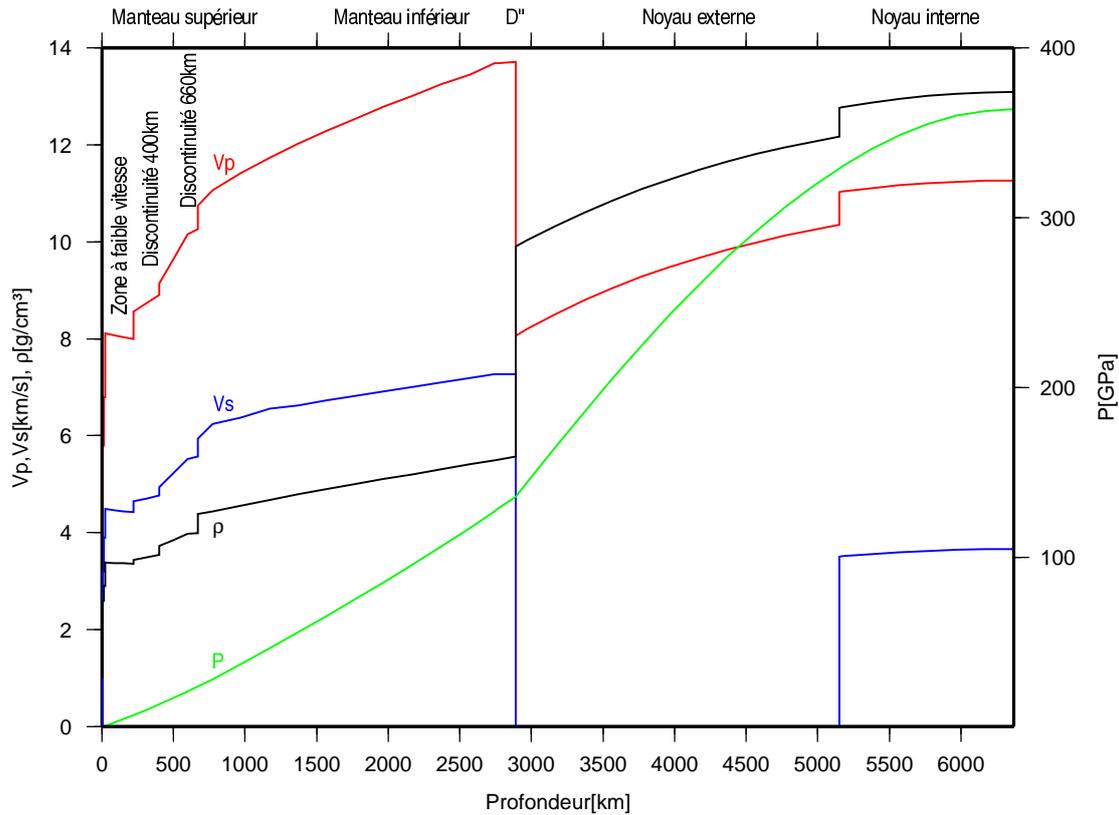


FIG. 3.1 – Les variations de la vitesse des ondes P et S , de la densité et de la pression telles qu'elles sont décrites par le modèle PREM.

signe d'un milieu chaud : citons par exemple le cas du volcanisme du Massif Central (Granet et al., 1995; Sobolev et al., 1997). Au contraire les vitesses élevées sont associées à des régions «froides» comme cela peut être observé par exemple pour les vieux boucliers continentaux. La cartographie des hétérogénéités de vitesse du manteau supérieur est donc un puissant outil d'étude de la géométrie des structures profondes et de leurs connections avec les objets géologiques observés en surface.

3.2 La tomographie télésismique régionale

Cette approche de la tomographie consiste à utiliser des anomalies de temps de propagation d'ondes émises par des séismes lointains pour explorer le manteau supérieur sous un réseau de stations sismologiques.

Le temps d'arrivée d'une onde émise par un séisme qui se produit au temps T_0 s'écrit :

$$t = T_0 + \int_{rai} \frac{dx}{V(x)} \quad (3.1)$$

x est l'abscisse curviligne le long du rai et V est la vitesse de l'onde. L'objectif de la tomographie de temps d'arrivées est d'estimer la fonction V à partir des observations t . Tel qu'il est décrit par l'équation 3.1, ce problème n'est pas linéaire car le chemin d'intégration dépend

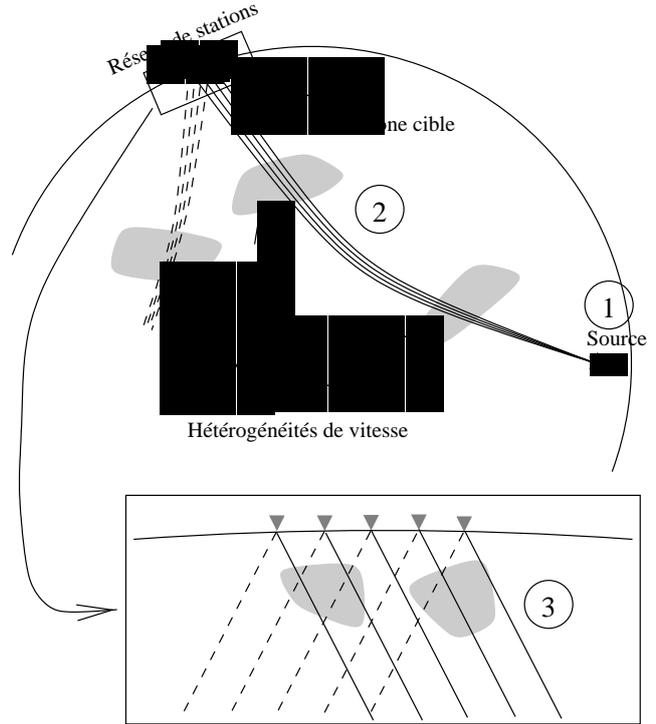


FIG. 3.2: Représentation schématique du principe de la tomographie télésismique régionale. Les anomalies de temps de propagation sont interprétées comme la conséquence des anomalies de vitesse sous le réseau de stations.

de la fonction de vitesse et de la localisation de la source. Certaines méthodes de tomographie de séismes locaux (Thurber, 1993) ou de tomographie globale (Bijwaard et al., 1996; Bijwaard et Spakman, 2000) intègrent ces paramètres dans le problème. Néanmoins, pour de faibles perturbations de vitesse, nous considérons que le chemin ne change pas. De plus, si les sources sont très éloignées, le chemin change peu au voisinage de la station. En introduisant une petite perturbation de vitesse δV par rapport à une Terre standard décrite par V et en ne considérant que des sources lointaines, l'équation 3.1 devient au premier ordre :

$$t = T_0 + \int_{rai} \frac{dx}{V(x)} - \int_{rai} \frac{\delta V}{V(x)^2} dx \quad (3.2)$$

On retrouve dans le deuxième terme le temps de propagation dans la Terre «standard». Le temps T_0 est une constante liée au séisme, la perturbation du temps de propagation δt liée aux hétérogénéités de vitesse s'écrit donc :

$$\delta t = - \int_{rai} \frac{\delta V}{V(x)^2} dx \quad (3.3)$$

Considérons les rais sismiques représentés en trait plein sur la figure 3.2. Le temps de propagation des ondes P par exemple est entaché d'anomalies résultant de trois contributions. La première (localisée par 1 sur la figure 3.2) est commune à l'ensemble des rais entre une source donnée et un réseau de stations et elle est liée aux erreurs sur l'heure origine et la localisation de la source. La seconde (2) est due aux hétérogénéités qui affectent tous les rais de façon identique. Typiquement, il s'agit des hétérogénéités du manteau supérieur situées du côté de la source où les rais sont très proches les uns de autres. On considère aussi, sous certaines conditions qui seront discutées plus loin, que les hétérogénéités sous la zone cible dans le manteau supérieur et le manteau inférieur sont également une composante de

cette contribution. Enfin, la troisième (3) est liée aux hétérogénéités de vitesse localisées sous le réseau de stations. C'est cette contribution qui est utilisée en tomographie télésimique régionale. Elle peut être extraite des jeux de données afin de modéliser les variations de vitesse du manteau supérieur sous le réseau de stations. L'intégrale de l'équation 3.3 peut donc être restreinte à la portion du rai située sous les stations dans la zone cible. Si les données utilisées étaient associées à des séismes trop proches, les ondes P échantillonneraient le manteau supérieur sur une très grande portion de leur trajet et on ne pourrait donc pas attribuer la troisième contribution à la zone cible uniquement. C'est pour cette raison que seuls les séismes de distance épacentrale supérieure à 30 degrés ont été retenus. L'élimination des deux premières contributions (qui ne font que perturber les temps de propagation d'une valeur identique pour tous les rais entre la source et le réseau) peut se faire par une opération dite de normalisation.

Trois étapes sont nécessaires avant de pouvoir obtenir une image tomographique. La première est bien sûr le dépouillement des sismogrammes. La deuxième consiste à calculer les anomalies de temps de propagation liées aux hétérogénéités de vitesse sous le réseau de stations. La dernière est l'inversion des anomalies de temps de propagation ainsi extraites pour calculer le modèle de vitesse qui satisfait au mieux les observations.

3.2.1 Les résidus de temps de propagation et leur normalisation

Un résidu de temps de propagation («résidu» dans la suite du texte) est défini comme la différence entre le temps de propagation observé t_{ij}^{obs} et le temps de propagation théorique t_{ij}^{cal} d'une onde entre un foyer i et une station j :

$$r_{ij}^a = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} \quad (3.4)$$

Le résidu est noté r_{ij}^a car il s'agit pour l'instant d'un résidu absolu. Le temps de propagation théorique est calculé dans un modèle de vitesse radial, par exemple le modèle IASPEI: International Association of Seismology and Physics of Earth Interior (Kennett et Engdahl, 1991) ou PREM: Preliminary Reference Earth Model (Dziewonski et Anderson, 1981). Le temps de propagation observé est la différence entre le temps d'arrivée de l'onde considérée à la station et l'heure d'occurrence du séisme. Une opération nécessaire avant toute chose est donc le pointé des temps d'arrivée des ondes sur les sismogrammes.

Le pointé des temps d'arrivée des ondes P

L'opération consiste à repérer et à pointer le plus précisément possible les temps d'arrivée des ondes P sur les composantes verticales des sismogrammes. C'est une technique de pointé par corrélation dans le domaine temporel qui a été utilisée. Ce type de technique permet d'obtenir une précision inférieure au dixième de seconde. Sa mise en œuvre est rendue possible dans notre cas par la faible ouverture des réseaux ARMOR (250 km au maximum) car la forme d'onde des signaux est conservée sur de telles distances (figure 3.3). Ainsi, pour un événement donné, un seul sismogramme est pointé manuellement et les temps d'arrivée relatifs sur les autres signaux sont déduits de la mesure du décalage en temps permettant d'obtenir le meilleur coefficient de corrélation calculé sur une fenêtre de 4 à 6 secondes selon les cas. La longueur de la fenêtre est déterminée par la durée pendant laquelle la forme de l'onde P n'est pas contaminée par l'arrivée de phases converties ou réfléchies. Lors de cette opération,

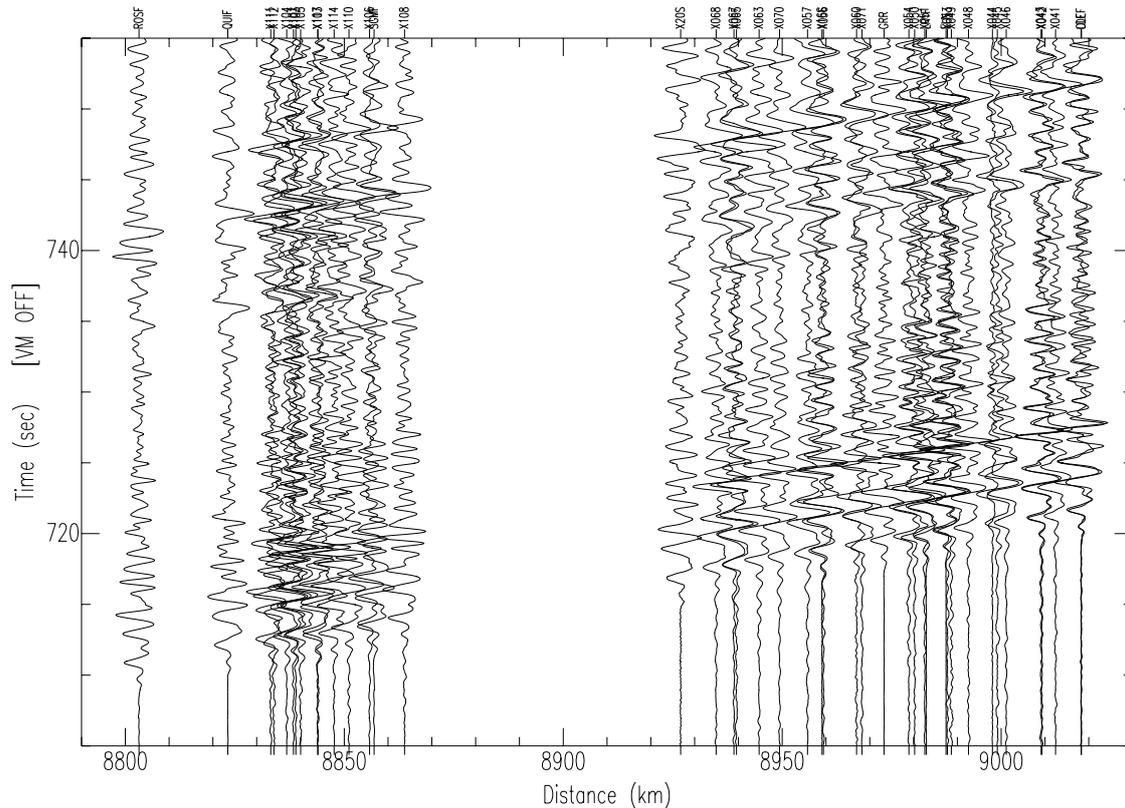


FIG. 3.3 – Composantes verticales des sismogrammes d'un événement du Centre du Mexique (1999/06/15-20:53, 18.4N 97.4O, 70km, $m_b=6.4$) enregistré par le réseau ARMOR2-99. Les signaux sont alignés sur l'arrivée de l'onde P directe et ordonnés en fonction de la distance épacentrale indiquée en abscisse. En ordonnée, le temps en secondes est relatif à l'heure d'occurrence du séisme. Les signaux ont été filtrés entre 0.5 et 3.5 Hz. On remarque la cohérence des arrivées d'ondes à travers le réseau sur plus de 30 secondes après l'arrivée de l'onde P.

les sismogrammes, préalablement traités pour restituer la réponse instrumentale de la chaîne d'acquisition HADES-110/L4C (voir le paragraphe 2.3.2), ont été filtrés entre 0.5 et 3.5 Hz.

La normalisation des résidus

Cette opération est nécessaire car les résidus obtenus lors de l'étape précédente sont entachés d'erreurs systématiques liées au choix des tables de temps de propagation, au choix arbitraire du temps d'arrivée sur le signal de référence et aux mauvaises localisations des séismes. La normalisation consiste à retrancher de chacun des résidus associés à un séisme donné une valeur de référence de façon à construire un jeu de données homogène. Il existe plusieurs façons de calculer la valeur de référence :

- La moyenne de tous les résidus des stations ayant enregistré le séisme. Dans ce cas, la référence peut être extrêmement variable dans un jeu de données hétérogène (comme ARMOR2-97 par exemple) car nombre de séismes peuvent être enregistrés par une partie seulement du réseau.
- Le résidu associé à une unique station de référence. Cette approche représente un progrès

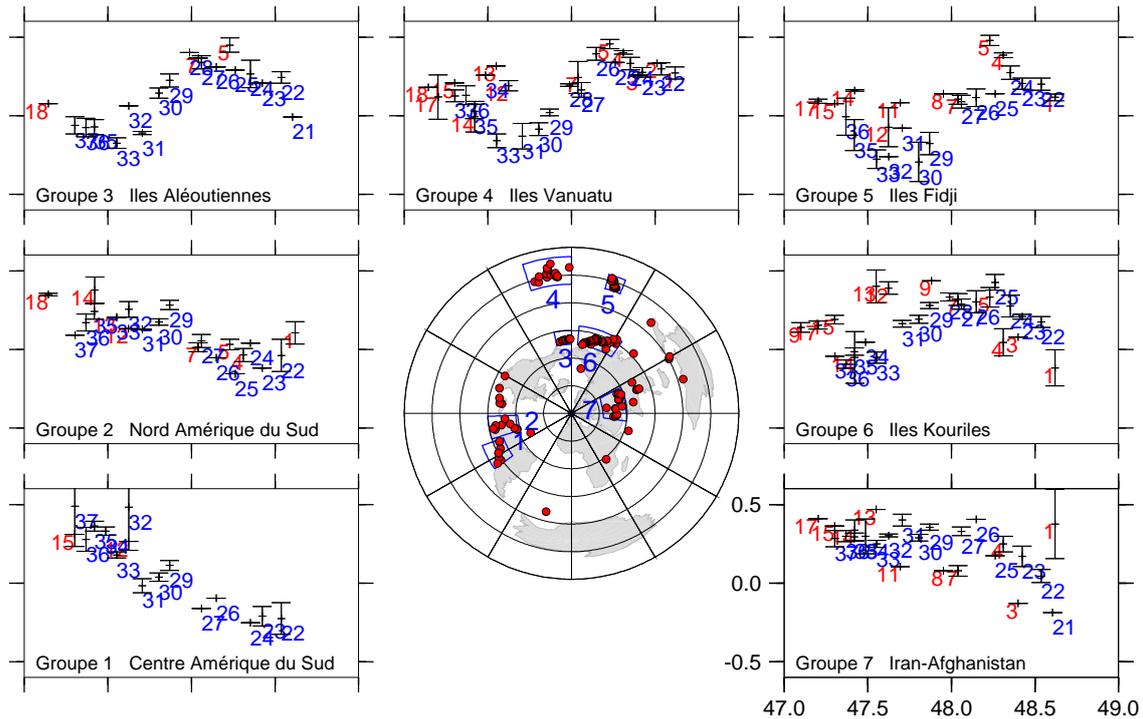


FIG. 3.4 – Variations des résidus normalisés du jeu de données ARMOR2-97. Pour cette représentation des résidus, les données ont été groupées par région épicertrale. Les résidus sont représentés en fonction de la latitude du site d'enregistrement. Les régions sont délimitées par les rectangles bleus sur la carte centrale qui montre la distribution des séismes. Chaque point représente la moyenne des résidus d'une station pour la région considérée, les barres d'erreurs correspondent à l'écart type. Les numéros des sites du profil «Est» sont de couleur bleue, ceux du profil «Ouest» sont de couleur rouge.

car la référence est fixe, mais il est rare qu'une station ait enregistré tous les séismes d'un jeu de données et on risque d'introduire un biais systématique lié à une structure locale sous la station de référence.

- La moyenne des résidus d'un sous-ensemble des stations, si possible à l'extérieur du réseau, ayant enregistré le plus grand nombre de séismes est un compromis entre les deux approches précédentes. Néanmoins, s'il n'est pas facile de trouver une station ayant enregistré tous les séismes d'un jeu de données, il est *a fortiori* moins facile d'en trouver plusieurs.

Dans le cas des jeux de données ARMOR2-97 et ARMOR2-99, aucune de ces approches n'est pleinement satisfaisante. La référence a donc été construite à l'aide des résidus de stations permanentes du LDG. Trois d'entre elles (GRR, SGMF et ROSF, voir les figures 2.2 et 2.5) ont été choisies comme stations de référence pour le grand nombre de signaux qu'elles ont enregistrés. Dans un premier temps, un jeu de données partiel est extrait du jeu original: il ne contient que les résidus des stations de référence pour les événements enregistrés par toutes les stations de référence. Une normalisation «classique» est alors appliquée en utilisant la moyenne des résidus des trois stations de référence comme référence. Ainsi, considérant un événement i enregistré par N stations de référence notées k , on calcule les résidus relatifs r_{ik}^r à partir des résidus absolus r_{ik}^a :

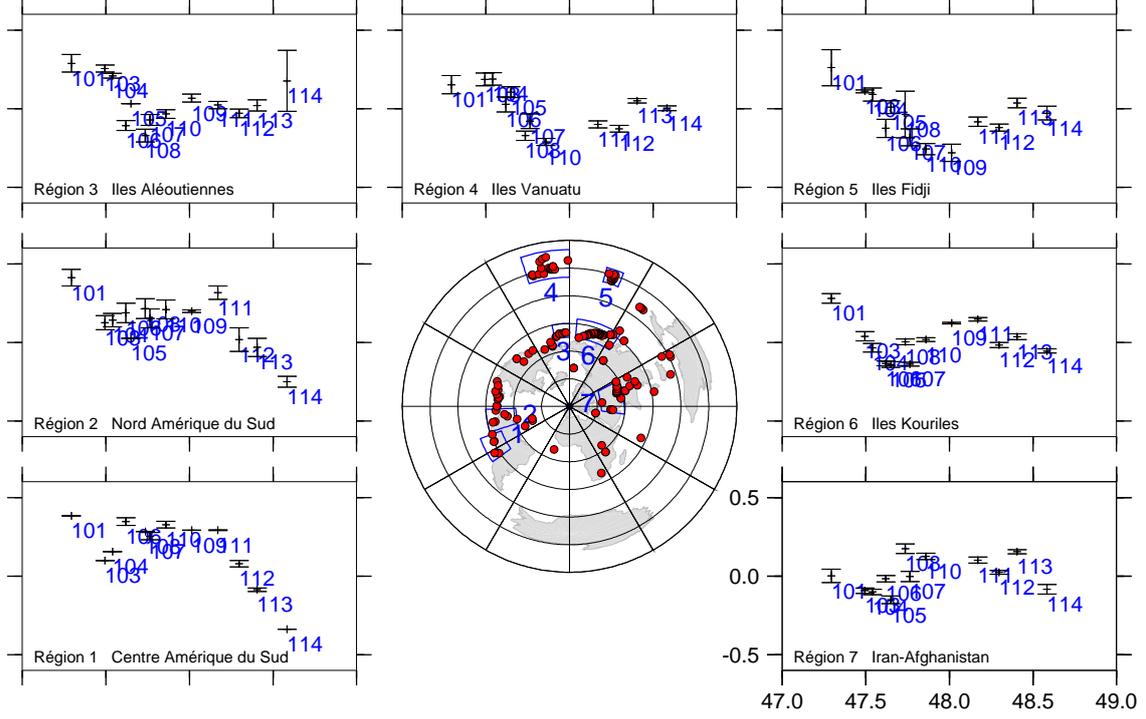


FIG. 3.5 – Variations des résidus normalisés du jeu de données ARMOR2-99 (profil ouest). La représentation adoptée est la même que pour la figure 3.4.

$$r_{ik}^r = r_{ik}^a - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N r_{ik}^a \quad (3.5)$$

Pour chaque station de référence k , on construit ensuite une fonction «résidu régionalisé» $R_k(\vec{n})$ où \vec{n} est le vecteur propagation du rai à la station :

$$R_k(\vec{n}) = \frac{1}{W} \sum_{i=1}^M w_{ik} r_{ik}^r \quad (3.6)$$

M est le nombre de séismes enregistrés par la station k . La somme des fonctions R_k pour un vecteur propagation donné est donc nulle. Le vecteur propagation, tangent au rai, est défini par l'azimut de la source à la station et par l'angle d'incidence du rai donné par la définition du paramètre de rai appliquée à la profondeur du Moho sous la station (fixée arbitrairement à 30 km). La profondeur du Moho a été préférée à la surface car elle permet d'augmenter les valeurs de l'angle d'incidence et donc d'étendre le domaine de définition de la fonction R_k . Cette fonction est en fait l'interpolation d'une moyenne pondérée par une loi gaussienne ; w_{ik} est le coefficient de pondération défini ainsi :

$$w_{ik} = r_{ik}^r \exp\left(-\frac{(\widehat{\vec{n}, \vec{n}_{ik}})^2}{2\sigma^2}\right) r_{ik}^r \quad (3.7)$$

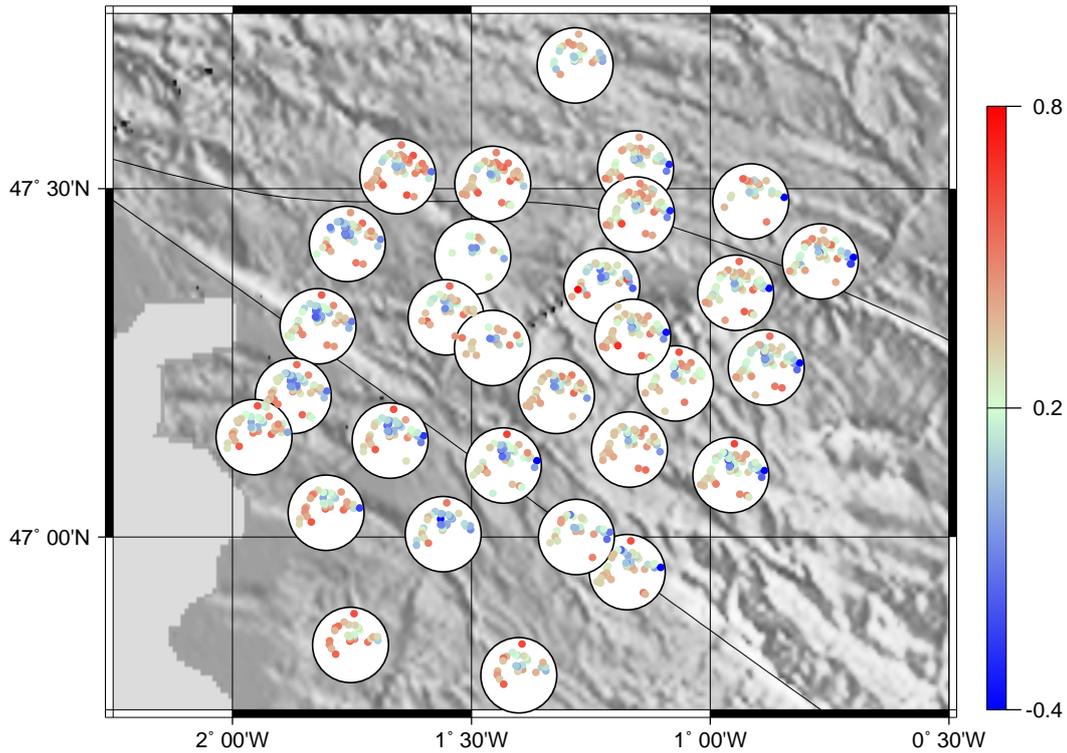


FIG. 3.6 – Variations des résidus normalisés du jeu de données ARMOR2-99 (Nappes de Champtoceaux). La géométrie du réseau des Nappes de Champtoceaux est bidimensionnelle, il n'est donc pas aisé d'utiliser la même représentation que pour les figures 3.4 et 3.5. Les résidus sont cette fois représentés sur des diagrammes polaires en fonction de l'azimut et de l'incidence des rais. Le rayon maximum des diagrammes correspond à une incidence de 30 degrés c'est à dire une distance épacentrale d'environ 30 degrés. La valeur des résidus est indiquée par la couleur des points, le rouge correspond aux résidus positifs, le bleu correspond aux résidus négatifs. On remarquera que l'échelle n'est pas centrée en 0 mais en 0.2.

W est la somme des coefficients de pondération :

$$W = \sum_{i=1}^M w_{ik} \quad (3.8)$$

L'introduction d'une gaussienne dans l'équation 3.6 a pour but l'interpolation et le lissage de la fonction R_k . Après différents essais, le choix de l'écart type σ s'est porté sur la valeur de 3 degrés.

On dispose maintenant de fonctions R_k décrivant le résidu relatif à la station de référence k par rapport aux autres stations de référence. L'ensemble de ces fonctions permet finalement de calculer une référence de normalisation pour n'importe lequel des séismes pourvu qu'il ait été enregistré par au moins une des stations de référence. Ainsi, les résidus normalisés s'écrivent :

$$r_{ij}^n = r_{ij}^a - \sum_k \delta_{ik} [r_{ik}^a - R_k(\vec{n}_{ik})] \quad (3.9)$$

où δ_{ik} vaut 1 si la station de référence k a enregistré le séisme i , 0 si non.

En pratique, seuls les événements ayant été enregistrés par au moins deux des trois stations

de référence ont été retenus. Le nombre minimum de stations par séisme est donc 3. Les jeux de données ARMOR2-97 et ARMOR2-99 se réduisent alors respectivement à 1193 et 4022 temps d'arrivées d'ondes P dont 626 et 3255 sont associés aux stations temporaires. Lors de la normalisation des jeux de données ARMOR2-97 et ARMOR2-99, ce sont les mêmes stations de référence qui ont été utilisées. Il est donc possible de considérer que l'ensemble forme un jeu de données homogène (noté ARMOR2-97+99).

Les figures 3.4, 3.5 et 3.6 représentent les résidus normalisés. L'amplitude totale de leurs variations est de l'ordre de 0.8 s à 1 s sur des distances de l'ordre de 250 km. De telles variations représentent un signal significatif dans une région tectoniquement stable. Sur les figures 3.4 et 3.5, il est intéressant de remarquer d'une part la cohérence des variations entre des régions proches pour un même profil, d'autre part la stabilité de l'allure générale des variations des résidus le long des trois profils pour une même région. On note aussi que la latitude des stations où sont observés les extrema -pour une région donnée- a une tendance à se déplacer vers le nord lorsqu'on considère les profils de l'est vers l'ouest. Cette observation est particulièrement manifeste pour la région 5 (Iles Fidji, figures 3.4 et 3.5 en haut à droite). Ces considérations laissent présager, au premier ordre, la présence d'une zone de propagation rapide des ondes P orientée NO-SE. Sur la figure 3.6, les résidus sont représentés sur des diagrammes polaires comme une fonction de l'azimut et de l'angle d'incidence des rais. Les résidus les plus négatifs sont observés aux sites du nord-ouest du réseau pour des rais venant du nord-ouest. Les résidus positifs sont associés en majorité aux sites situés entre les deux branches du CSA et correspondent à des rais de faible incidence et d'azimut NE.

Les résidus, après cette normalisation, constituent un jeu de données homogène. Les variations observées en fonction des régions source sont significatives et cohérentes; cela signifie que le signal contenu dans ces variations est lié à des hétérogénéités de vitesse de propagation des ondes P et non à des erreurs de mesure.

La figure 3.7 représente les histogrammes de distribution des résidus normalisés et quelques paramètres statistiques associés aux jeux de données. En particulier, on notera que la moyenne des résidus n'est pas nulle: ceci est dû à la normalisation employée. Seule la moyenne des résidus aux stations de référence (GRR, SGMF et ROSF) est exactement nulle. Le modèle moyen sous la majorité des stations est donc légèrement plus lent que le modèle moyen sous les stations de référence. Enfin, les écarts types des données ARMOR2-97 et ARMOR2-99 sont remarquablement proches (respectivement 0.27 s et 0.22 s) alors que le nombre de données est très différent (1193 et 4022). Dans la suite du travail, les données des stations permanentes ont été retirées du jeu de données ARMOR2-97 car les sites d'acquisition permanents sont assez éloignés des profils et n'apportent pas de contrainte significative sur le modèle tomographique.

Nous avons considéré plus haut que les résidus, après normalisation, étaient représentatifs des hétérogénéités de vitesse dans le manteau supérieur sous le réseau de stations. Les hétérogénéités du manteau inférieur sont donc supposées affecter tous les rais entre une source et un réseau de la même manière. Cette assertion reste à justifier. Des travaux récents (Masson et Trampert, 1997; Vergne, 1998) ont porté sur l'estimation des «résidus extérieurs» dans les jeux de données de la campagne Lithoscope au Tibet en 1995 et leurs effets sur les images tomographiques. Pour les événements dont la distance épacentrale est supérieure à 30 degrés, les variations des résidus extérieurs montrent sur leur jeu de données une tendance linéaire avec une amplitude maximum de 0.4 s le long d'un profil de près de 550 km de longueur. La longueur des profils ARMOR2-97 et ARMOR2-99 (ouest) est limitée à 150 km et on peut donc s'attendre raisonnablement à une contribution des résidus extérieurs de 0.1 à 0.15 s au

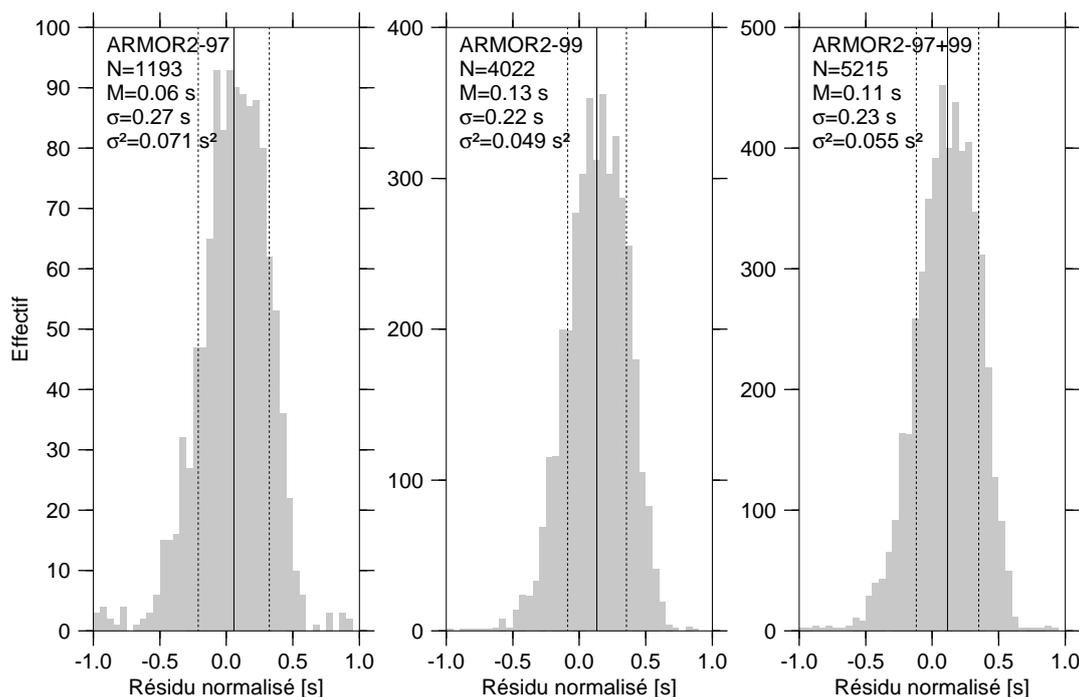


FIG. 3.7 – *Histogrammes de distribution des résidus normalisés des jeux de données ARMOR2 (réseaux temporaires et stations permanentes). Les histogrammes sont calculés sur des intervalles de 0.05 s. En haut à gauche sont indiqués le jeu de données considéré, le nombre de résidus, la moyenne (M), l'écart type (σ) et la variance (σ^2). Les lignes verticales pleines représentent la moyenne, les lignes pointillées sont tracées à $M \pm \sigma$.*

maximum, ce qui est assez proche de l'erreur couramment admise pour ce type de données. En revanche, l'ouverture du réseau formé par l'ensemble des stations ARMOR2 réunies est proche de 250 km. Cela signifie que dans ce cas les résidus extérieurs ne seront pas à négliger lors de l'interprétation des images tomographiques, bien que l'estimation de leur contribution reste faible devant les variations des résidus observés (inférieure à 0.2 s).

3.2.2 L'écriture du problème direct

Nous reprenons l'équation 3.3 dont l'intégrale est restreinte à la partie du rai dans la zone cible :

$$\delta t = - \int_{\text{zonecible}} \frac{\delta V}{V(x)^2} dx \quad (3.10)$$

L'écriture du problème direct consiste à discrétiser la fonction V dans la zone cible. Nous avons testé les partitionnements en cellules et en nœuds ; les résultats obtenus sont extrêmement similaires. Notre choix se porte finalement sur les cellules pour des raisons d'économies de temps de calcul. Ainsi, la zone cible est divisée en couches, elles mêmes partitionnées en blocs non chevauchant (voir le paragraphe suivant). A chaque bloc est attribué une perturbation relative de lenteur ($1/V$). La géométrie des rais est construite en propageant les rais depuis les stations jusqu'à la base de la zone cible dans le modèle de vitesse de référence décrit par la figure 3.9. Nous considérons ensuite que la perturbation de lenteur

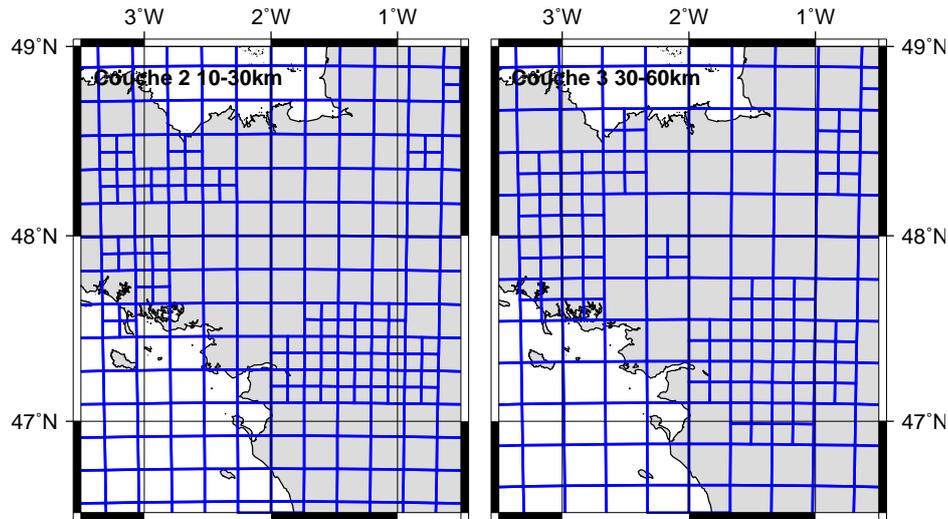


FIG. 3.8 – Paramétrisation irrégulière dans les couches 2 et 3.

est homogène dans chaque bloc et nous pouvons alors construire la matrice \mathbf{G} décrivant le problème direct en calculant le temps passé par chaque rai dans chaque bloc. Le problème linéaire à résoudre s'écrit alors simplement :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (3.11)$$

où \mathbf{d} est le vecteur des données (les résidus de temps de propagation normalisés) et \mathbf{m} est le vecteur modèle dont les composantes sont les perturbations de lenteur dans les blocs.

Cette technique de construction du problème direct est légèrement différente de celle qui a été proposée par Aki et al. (1977). Nous ne détaillerons pas cette technique car cela a déjà été fait plusieurs fois en particulier par Evans et Achauer (1993), Masson (1995) ou Tiberi (1999). Voici un résumé des différences entre les codes que j'ai développés et utilisés et la technique formulée par Aki et al. (1977) :

- le modèle de référence n'est pas un modèle en couches homogènes mais un modèle continu (Woodhouse et Trampert (1995) pour la Bretagne) ;
- chaque rai est propagé depuis la station avec une incidence initiale déduite du paramètre de rai donné par le modèle de référence ;
- les temps de propagation des rais sont calculés par bloc et non par couche (dans la méthode «originale», on affecte la totalité du temps de parcours dans une couche au bloc le plus significatif de la couche) ;
- les dimensions horizontales d'un bloc sont dépendantes du nombre de rais dans le bloc.

3.2.3 La paramétrisation du modèle

L'épaisseur du domaine modélisé est limitée par l'extension latérale du réseau de stations. Evans et Achauer (1993) recommandent de fixer une épaisseur totale inférieure à l'ouverture du réseau. Il est en effet indispensable que les rais se croisent pour que le modèle soit correctement contraint : une zone cible trop épaisse ne permet plus aux rais de se croiser dans les couches profondes.

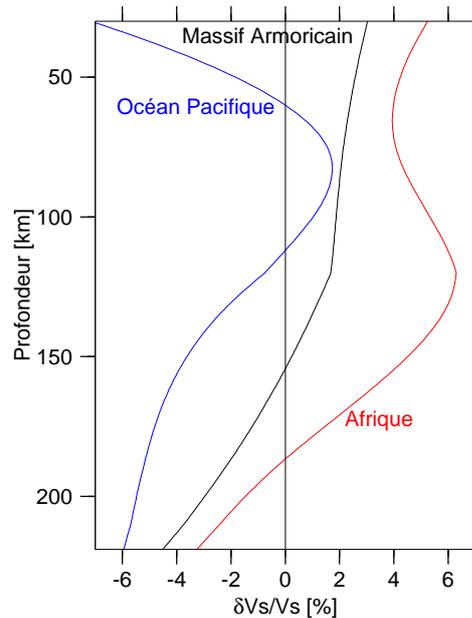
La discrétisation de la zone cible la plus simple consiste à utiliser des parallélépipèdes rectangles dont les dimensions sont constantes dans chaque couche. Leur forme doit être plus proche de celle d'une «tour» que d'une «galette». En effet, les rais ayant une incidence faible, des blocs en «galette» augmenteraient considérablement le nombre de paramètres à résoudre et les longueurs de chaque rai dans les blocs seraient très courtes. La dimension horizontale des blocs est croissante avec la profondeur de façon à suivre la géométrie des rais et à conserver une relative stabilité du nombre de blocs éclairés par couche. Enfin, la première couche (la plus superficielle) n'est pas réellement constituée de blocs. L'intégralité du temps de propagation dans cette couche est affectée à un pseudo cône contenant tous les rais associés à une station. Les perturbations de vitesse de cette couche sont donc directement attribuées aux stations. L'ensemble des données ARMOR2 est assez hétérogène en terme de distribution des données par station. Nous avons donc utilisé une géométrie de blocs qui dépend de la densité de données. Dans un premier temps, la densité de rais par bloc a été calculée dans la géométrie de bloc initiale donnée dans le tableau 3.1. Puis, les blocs éclairés par plus de 100 rais ont été divisés selon les plans verticaux E-O et N-S en quatre blocs de même taille. Ce second partitionnement n'a été effectué que dans les couches 2 et 3 car nous n'espérons pas détecter des perturbations de petite dimension à plus grande profondeur. La géométrie des blocs est illustrée par la figure 3.8. Les deux dernières colonnes du tableau 3.1 donnent le nombre de blocs utiles (faisant partie du modèle) pour chaque couche. Seuls les blocs éclairés par au moins 10 rais ont été inclus dans le vecteur modèle. L'épaisseur du modèle est de 150 km, respectivement 200 km, pour ARMOR2-97 et ARMOR2-97+99.

Couche	ARMOR2-97				ARMOR2-97+99				
	EO [km]	NS [km]	Z [km]	N	EO [km]	NS [km]	Z [km]	N	
1	Cônes			10	46	Cônes		10	84
2	15	15	20	37	20	20	20	146	
3	20	20	30	39	25	25	30	160	
4	20	20	30	50	25	25	35	99	
5	20	20	30	61	30	30	35	94	
6	20	20	30	75	30	30	35	108	
7					30	30	35	128	

TAB. 3.1 – Géométrie de la discrétisation de la zone cible en blocs pour l'inversion des données ARMOR2-97 et ARMOR2-99+97. Z est l'épaisseur des couches et N est le nombre de blocs utiles dans chaque couche. Pour les couches 2 et 3 (ARMOR2-99+97), les dimensions des blocs sont celles des blocs initiaux, avant la seconde discrétisation.

Un inconvénient de la discrétisation de la zone cible en blocs est que les limites des blocs peuvent être totalement arbitraires vis-à-vis de la géologie de surface. La technique dite «offset & average» (Evans et Achauer, 1993) permet de pallier ce problème. Pour chaque couche, on procède à N^2-1 inversions supplémentaires. Lors de chaque inversion, la géométrie de blocs de la couche considérée est décalée horizontalement d'une fraction $1/N$ de la longueur des côtés des blocs dans la direction E-O et dans la direction N-S. Dans le cas de la discrétisation irrégulière qui a été appliquée, il existe dans une même couche des blocs dont la dimension latérale est égale à la moitié du côté des autres blocs. Utiliser une valeur $N=2$ rend donc cette technique partiellement inefficace dans ces couches. Il faut donc utiliser une valeur impaire ($N=3$ par exemple) pour les couches 2 et 3. Pour homogénéiser la tâche, la valeur $N=3$ a été

FIG. 3.9: *Profils de perturbations de vitesse des ondes S pour le modèle de Woodhouse et Trampert (1995). Les trois régions représentées sont l'Océan Pacifique (20S,1000), l'Afrique (20N,0) et le Massif Armoricain (48N,20). Les perturbations initiales sont relatives au modèle PREM mais elles sont représentées ici par rapport au modèle IASPEI91.*



utilisée dans toutes les couches.

Un modèle de vitesse absolue

Un des effets de la normalisation des résidus est la non connaissance de la référence des perturbations de vitesse. En d'autres termes, la vitesse de référence dans chaque couche est inconnue et indépendante de celle des autres couches. Une solution à ce problème est proposée par Lévêque et Masson (1999) ; elle consiste à replacer le modèle de perturbations dans un modèle de vitesse absolue représentatif de la région cible. Le modèle choisi par Lévêque et Masson (le modèle de Woodhouse et Trampert, 1995) est un modèle tridimensionnel de vitesse des ondes S déduit des vitesses de phase des ondes de Rayleigh. Les profils de vitesse de quelques régions sont représentés sur la figure 3.9. La conversion des perturbations de vitesse d'ondes S en perturbations de vitesse d'ondes P est faite en divisant par 2 (Souriau et Woodhouse, 1985). Dans ce modèle, l'amplitude des perturbations de vitesse d'ondes P à grande longueur d'onde par rapport au modèle IASPEI91 peut donc être considérée inférieure à 2.5% sur toute l'épaisseur de la zone à modéliser. Entre 150 km et 220 km, l'écart entre le modèle IASPEI91 et celui de Woodhouse et Trampert est dû à l'absence de couche à faible vitesse dans le modèle IASPEI91. Notons que le choix du modèle à grande longueur d'onde est quelque peu arbitraire et peut difficilement être justifié.

Le choix du modèle de référence n'est pas fondamental pour l'approche linéaire de la tomographie télé-sismique régionale si nous gardons à l'esprit que nous calculons des perturbations de vitesse relatives à une référence inconnue. En revanche, il a son importance lors de l'interprétation d'images en coupe où nous sommes tenté de lisser verticalement les perturbations (Kissling et Spakman, 1996; Lévêque et Masson, 1999). De même, les vitesses absolues seront nécessaires lorsque nous procéderons au tracé de rai tridimensionnel. Nous devons donc rester cohérent et choisir un modèle initial que nous garderons comme référence.

3.2.4 La résolution du problème inverse

Plusieurs techniques d'inversion du problème direct sont à notre disposition. Citons entre autres les techniques de décomposition en valeurs singulières (e.g. Lanczös, 1950) ou de reconstruction algébrique (e.g. Van der Sluis et Van der Vorst, 1987). Nous nous sommes intéressés particulièrement à la méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique), une méthode de reconstruction algébrique et à la méthode des moindres carrés amortis. L'avantage majeur de la méthode SIRT, outre sa simplicité de mise en œuvre, réside dans le faible nombre d'opérations arithmétiques et le faible volume de mémoire qu'elle requiert. En contrepartie le modèle a tendance à diverger fortement dans les régions les moins bien contraintes (Spakman et Nolet, 1988). Des tests d'inversion ont été effectués en utilisant la méthode SIRT et les résultats ont été comparés à la solution au sens des moindres carrés (Levenberg, 1944). Les résultats se sont finalement avérés très proches. Néanmoins, la solution au sens des moindres carrés nous semble plus intéressante car nous avons accès aux informations précieuses que sont la matrice de résolution et les incertitudes *a posteriori*.

Si les données étaient parfaites (sans erreur) et réparties de façon parfaitement homogène, il suffirait de multiplier l'équation 3.11 par \mathbf{G}^t et d'inverser la matrice $\mathbf{G}^t\mathbf{G}$ pour résoudre le problème :

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^t\mathbf{G}]^{-1}\mathbf{G}^t\mathbf{d} \quad (3.12)$$

Malheureusement, les problèmes géophysiques sont souvent mal conditionnés. Dans notre cas par exemple, la densité de rais dans le modèle est très variable (voir les figures 3.17 et 3.18), certaines régions sont donc sur-déterminées, d'autres sont sous-déterminées. Cela se traduit en général par la singularité du produit $\mathbf{G}^t\mathbf{G}$. On conditionne le problème en introduisant un *a priori* sur le modèle, le modèle dit «estimé» $\hat{\mathbf{m}}$ s'obtient alors par :

$$\hat{\mathbf{m}} = [\mathbf{G}^t\mathbf{G} + \theta^2\mathbf{I}]^{-1}\mathbf{G}^t\mathbf{d} \quad (3.13)$$

Le terme $[\mathbf{G}^t\mathbf{G} + \theta^2\mathbf{I}]^{-1}$ est l'opérateur d'inversion, \mathbf{I} est la matrice identité de l'espace modèle et θ^2 est le coefficient d'amortissement. Sa valeur par rapport aux termes diagonaux de $\mathbf{G}^t\mathbf{G}$ va définir le poids du modèle *a priori* par rapport aux données dans le calcul du modèle estimé. Dans notre cas le modèle *a priori* est nul, c'est à dire non perturbé. Choisir un coefficient d'amortissement élevé revient à considérer que le modèle estimé doit avoir une variance faible.

Le choix du coefficient d'amortissement

Le choix du coefficient d'amortissement est le fruit d'un compromis. Il se porte sur la valeur qui permet de minimiser à la fois la variance des résidus après inversion (on cherche à expliquer les données) et la variance du modèle (on cherche un modèle proche du modèle *a priori*).

Un coefficient d'amortissement θ défini par le rapport de l'incertitude sur les données (notée σ_d) et l'incertitude sur le modèle (σ_m), $\theta = \frac{\sigma_d}{\sigma_m}$, rend l'inversion par moindres carrés amortis équivalente à l'inversion stochastique (Franklin, 1970). L'incertitude sur les données peut être supposée proche de 0.1 s. Néanmoins l'incertitude sur le modèle reste inconnue et nous devons donc examiner l'effet de différentes valeurs de ce paramètre sur notre modèle (Evans et Achauer, 1993). La figure 3.10 illustre l'influence du coefficient d'amortissement θ^2 sur la variance du modèle et la variance des résidus après inversion des données ARMOR2-97+99. Une zone clé de cette courbe est limitée par les valeurs de θ^2 comprises entre 30 et 120. Dans ce domaine, la réduction de variance change très peu (70.5% à 68%) alors que la variance du

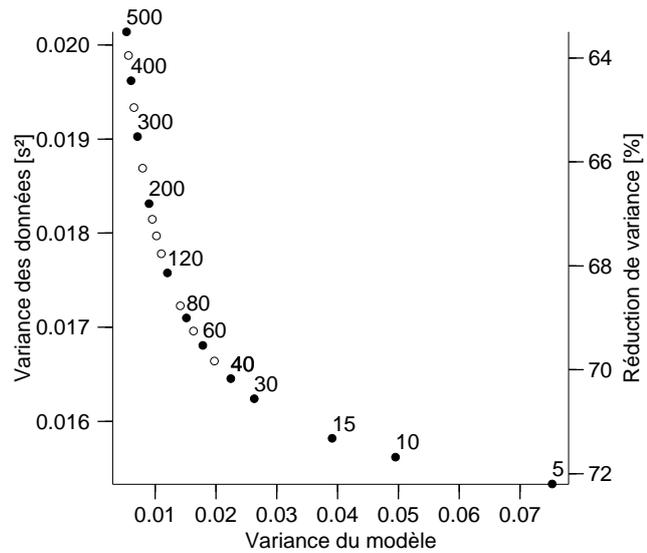


FIG. 3.10: Influence du coefficient d'amortissement sur le couplage variance des données - variance du modèle. Les valeurs de θ^2 en $(s/\%)^2$ de 5 à 500) correspondent aux cercles pleins, les cercles vides sont insérés à intervalle régulier. L'axe de droite est gradué en réduction de variance, en correspondance avec les valeurs de la variance des données après inversion.

TAB. 3.2: Les inversions de données ARMOR2-97 et ARMOR2-97+99 en quelques chiffres.

	ARMOR2-97	ARMOR2-97+99
Nombre de paramètres	187	819
Nombre de données utiles	618	5215
Minimum de rais par bloc utile	5	10
θ^2	50	100
trace(R)	86	429
Réduction de variance	60%	69%

modèle diminue d'un facteur trois. Pour des valeurs de θ^2 plus faibles, la variance du modèle augmente considérablement tandis que pour des valeurs supérieures à 120, le problème est sur-amorti : la variance du modèle devient très faible. C'est la valeur de 100 qui a finalement été choisie pour l'inversion des données ARMOR2-97+99 et 50 pour celle des données ARMOR2-97.

3.2.5 Les résultats des inversions

Les figures 3.11 et 3.12 présentent les résultats des inversions tomographiques des données ARMOR2-97 et ARMOR2-97+99.¹ Le tableau 3.2 donne quelques valeurs-clé des inversions. La première couche (les paramètres associés aux stations) n'est pas présentée car ses paramètres sont une combinaison des effets de site (retard ou avance systématique) et des variations très locales de la vitesse sous les stations. Ils sont donc très difficilement exploitables. Dans les deux modèles, les perturbations de vitesse sont de l'ordre de $\pm 2.5\%$. Une première remarque intéressante est la similitude des perturbations de vitesse dans la région commune aux deux images. On observe également une augmentation des perturbations de vitesse avec la profondeur.

Une discussion plus avant de ces résultats sans connaître leur validité serait risquée. Il est donc important au préalable de savoir comment les approximations de linéarité que nous avons faites affectent ces images et dans quelle mesure les jeux de données utilisés et la technique

1. Sur ces figures et toutes celles qui vont suivre, on représente une interpolation linéaire des paramètres associés à l'ensemble des géométries de blocs générées par la procédure de «déalage-moyennage».

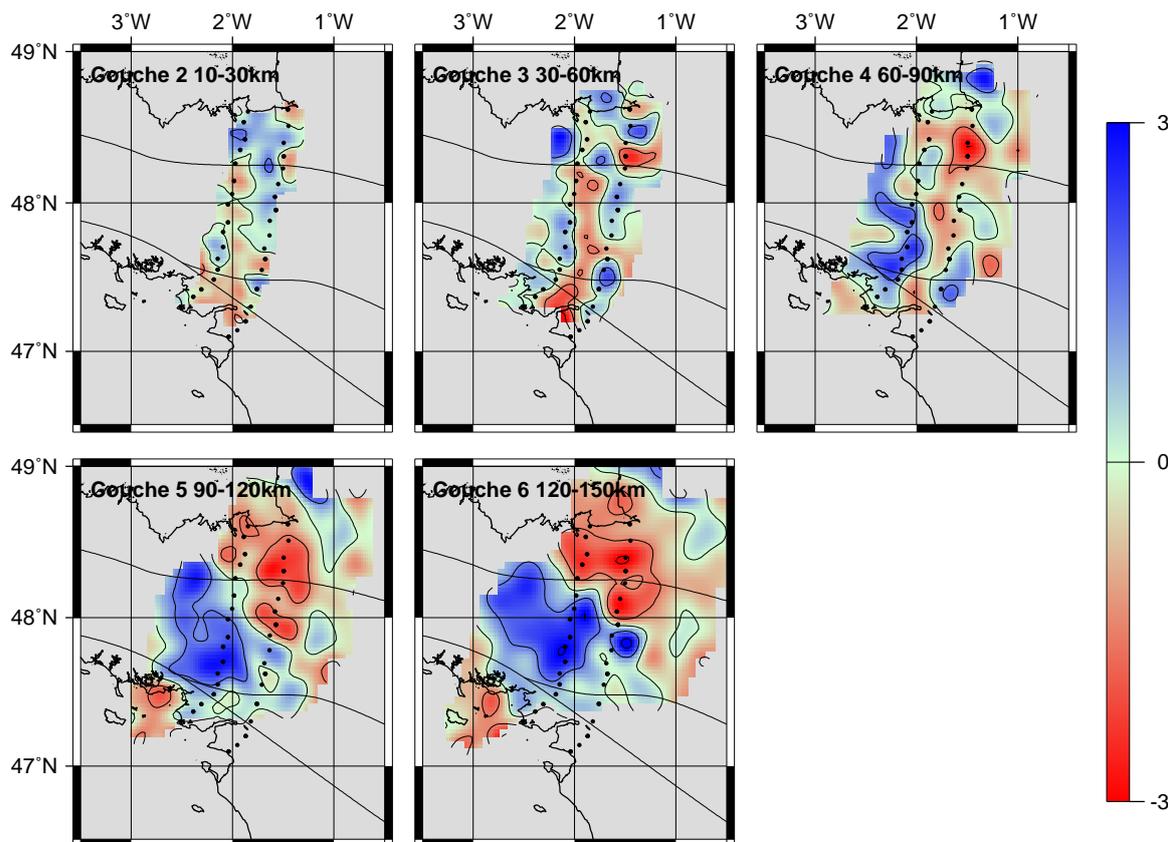


FIG. 3.11 – Les perturbations de vitesse des ondes P (en %) résultant de l'inversion du jeu de données ARMOR2-97. Le rouge indique des perturbations négatives et le bleu indique des perturbations positives. Les isolignes sont tracées à des intervalles de 1.5%.

d'inversion sont capables de contraindre correctement les modèles présentés.

3.2.6 L'approche non linéaire : le tracé de rais 3D

Dans les paragraphes précédents, nous avons toujours supposé que le problème tomographique était linéaire, c'est-à-dire que la géométrie des rais était contrôlée uniquement par le modèle radial de référence et donc indépendante du modèle de vitesse calculé. Ceci est vrai au premier ordre comme le montre la comparaison des figures 3.12 et 3.16.

La figure 3.13 présente l'effet de l'introduction de perturbations de vitesse sur la géométrie de rais tirés dans un modèle homogène. Le cas extrême où l'amplitude absolue des perturbations est de 60% n'est pas réaliste mais illustre très bien le phénomène de focalisation/défocalisation lié à la présence de contrastes de vitesse très importants. Dans ce cas, on observe des écarts par rapport aux rais tracés dans le modèle non perturbé allant jusqu'à plus de 50 km et des régions qui ne sont absolument plus éclairées. Le phénomène est beaucoup moins marqué lorsqu'on considère des perturbations plus réalistes (-3 à +3%); il reste néanmoins observable. Dans le cas des modèles tomographiques ARMOR2 pour lesquels les perturbations sont faibles, quelle peut être l'ampleur de cet effet non linéaire? Les perturbations étant faibles, la géométrie des rais devrait donc être faiblement perturbée. En revanche, la simplicité de la géométrie

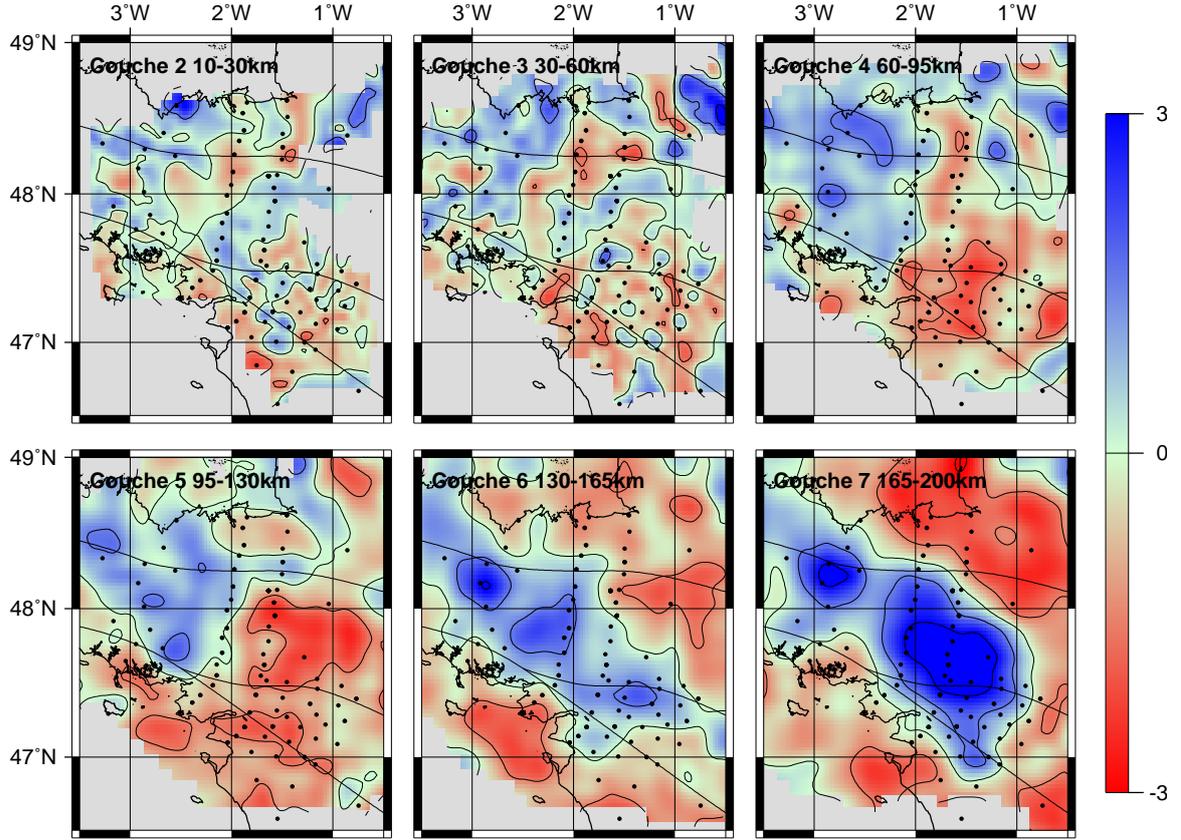


FIG. 3.12 – Les perturbations de vitesse des ondes P (en %) résultant de l'inversion du jeu de données ARMOR2-97+99.

des perturbations de vitesse observée entre 60 km et la base du modèle ARMOR2-97+99 (figure 3.12) aura tendance à favoriser le phénomène de focalisation/défocalisation à grande longueur d'onde.

La non linéarité du problème est traitée de manière itérative. Le modèle initial est calculé avec la géométrie de rais du modèle de référence. Puis, chaque itération consiste à déterminer une nouvelle géométrie de rais définie par les trajets de temps minimum dans le modèle de vitesse de l'itération précédente. Les trajets de temps minimum sont déterminés en utilisant la méthode proposée par Steck et Prothero (1991). Elle consiste à perturber le rai initial en lui ajoutant une perturbation de valeur nulle à la station (c'est le seul point fixe du trajet) et dont la dérivée est nulle au front d'onde; le rai est donc toujours perpendiculaire au front d'onde (figure 3.14). Ces deux critères sont satisfaits par la perturbation définie par l'équation 3.14. Considérant un rai constitué d'une série de N points séparés d'une longueur d et dont la longueur totale est L , les distorsions horizontales d_h et verticales d_v qui composent les perturbations de trajet s'écrivent pour le point i et l'harmonique n :

$$\begin{aligned} d_{ni}^v &= \frac{A_n^v}{n} \sin\left(\frac{n-0.5}{L}\pi d.i\right) \\ d_{ni}^h &= \frac{A_n^h}{n} \sin\left(\frac{n-0.5}{L}\pi d.i\right) \end{aligned} \quad (3.14)$$

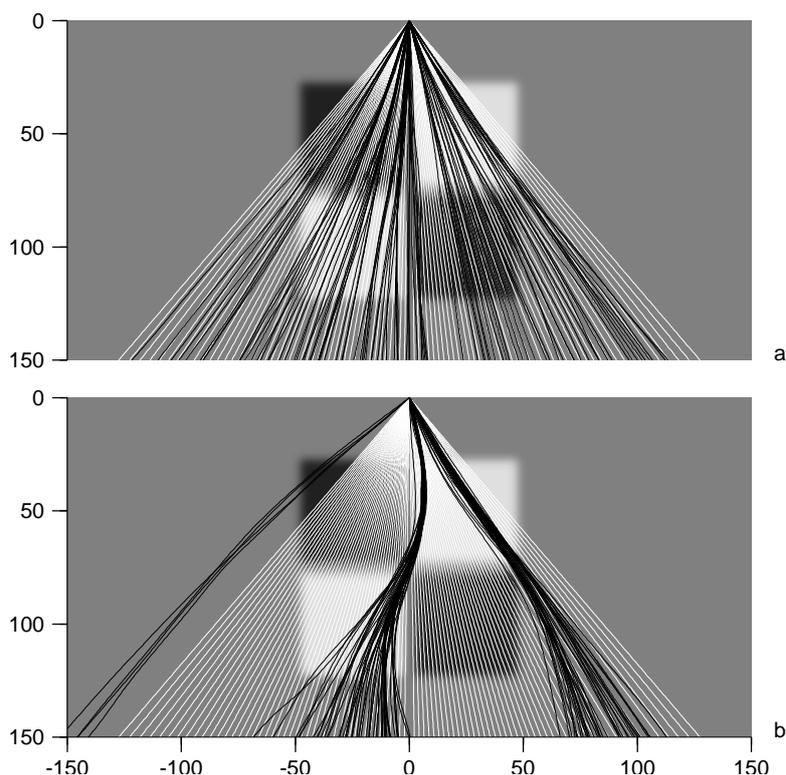


FIG. 3.13 – *Effets de perturbations de vitesse sur la géométrie des rais. Le modèle de fond est un modèle homogène de 150 km d'épaisseur. Les perturbations de vitesse synthétiques sont de $\pm 3\%$ sur la planche du haut (a) et $\pm 30\%$ sur celle du bas (b). Les régions claires sont associées aux perturbations positives, les régions sombres aux perturbations négatives. Les trajets dans le modèle homogène sont représentés en blanc, les trajets de temps minimum dans le modèle perturbé sont représentés en noir.*

Les paires de coefficients A_n^v et A_n^h représentent l'amplitude de la perturbation à l'harmonique n . La recherche du temps minimum est effectuée en utilisant un algorithme de type «simplex» (Nelder et Mead, 1965).

Le tracé de rais tridimensionnel n'a été appliqué qu'aux inversions des données ARMOR2-97+99 car ce n'est qu'en utilisant un réseau bidimensionnel qu'on peut résoudre correctement le problème en trois dimensions. Il est en effet délicat de procéder à un tracé de rais tridimensionnel dans le modèle ARMOR2-97, obtenu par l'inversion de données acquises le long de deux profils faiblement espacés. Le nombre d'harmoniques à considérer est dépendant de la discrétisation de la zone cible. Dans le cas des inversions des données ARMOR2-97+99, compte tenu de la profondeur du modèle (200 km), les trajets sont définis jusqu'à une profondeur de 250 km de façon à garder l'extrémité libre du trajet à l'extérieur de la zone cible. La longueur moyenne des rais jusqu'à cette profondeur est de 270 km. Nous avons donc choisi de nous limiter à 12 harmoniques. Les perturbations les plus fines ont alors une longueur d'onde de 22.5 km. Cette longueur est satisfaisante car elle correspond bien à l'espacement moyen entre deux centres de blocs adjacents dans le modèle.

Lors de la recherche du temps minimum, le calcul des temps de propagation requiert un modèle de vitesse absolu et non un modèle de perturbations relatives à une référence incon-

FIG. 3.14: *Un rai non perturbé et les deux premières harmoniques. Les perturbations sont nulles à la station et leur dérivées sont nulles au front d'onde. Les rai perturbés restent donc perpendiculaires au front d'onde.*

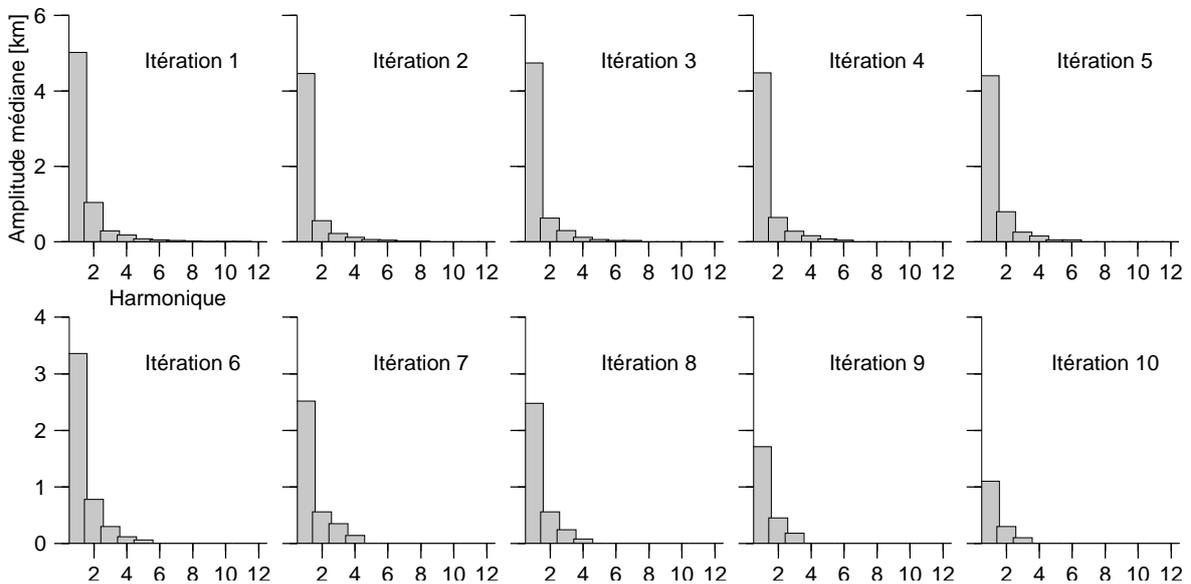
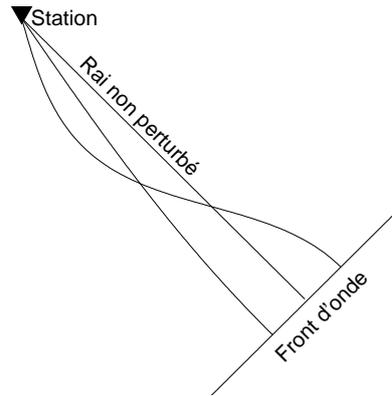


FIG. 3.15 – *Valeur médiane de l'amplitude des perturbations des rai pour chaque harmonique au cours de 10 itérations. Les ordonnées sont communes aux graphiques d'une même ligne.*

nue. Ce point a été abordé plus haut et c'est le modèle de Woodhouse et Trampert (1995) qui a été retenu.

La figure 3.15 montre l'évolution de l'amplitude des perturbations des trajets au cours de 10 itérations. Pour l'harmonique n , l'amplitude représentée est égale à $\sqrt{(A_n^v)^2 + (A_n^h)^2}$. En d'autres termes, on lit sur la figure 3.15 l'évolution de la stabilité de la géométrie des rai. Cette représentation permet de formuler deux remarques : d'une part, la première harmonique domine largement les perturbations lors de toutes les itérations ; d'autre part, il faut attendre la septième itération pour voir se stabiliser la géométrie de rai. Lorsqu'on atteint l'itération 10, la médiane des perturbations de grande longueur d'onde est de l'ordre de 1 km. Cette valeur est négligeable devant la distance moyenne entre les centres des blocs du modèle et c'est donc le modèle calculé dans cette dernière géométrie de rai qui est adopté comme modèle final. Enfin, notons que la limite de 12 harmoniques est au-delà de ce qui est nécessaire car l'amplitude des perturbations est insignifiante dès l'harmonique 5.

Les modèles présentés sur les figures 3.12 (approche linéaire) et 3.16 (approche non linéaire)

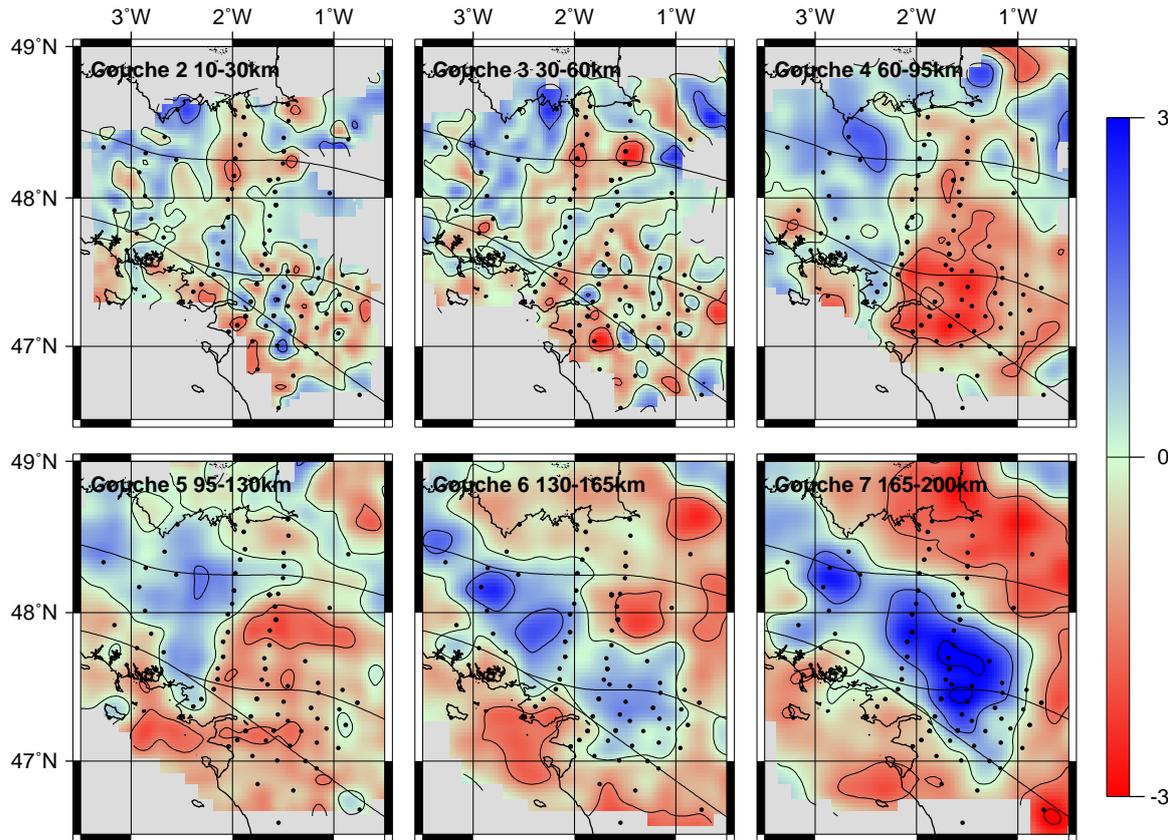


FIG. 3.16 – Les perturbations de vitesse des ondes P (en %) résultant de l'inversion non linéaire du jeu de données ARMOR2-97+99 jusqu'à la dixième itération.

ont été calculés avec les mêmes paramètres d'inversion (amortissement, nombre minimum de rais par bloc...). D'un point de vue général, ils sont très proches. Concernant l'amplitude des perturbations, on observe l'apparition de vitesses plus faibles au SE du modèle dans la couche 4. On note également un léger rétrécissement de la largeur de la zone rapide centrale dans les couches profondes (couches 6 et 7) illustrant l'effet du phénomène de focalisation des rais dans les zones rapides.

Les paramètres d'inversion du tableau 3.3 sont à comparer avec ceux de la seconde colonne du tableau 3.2. Ils sont extrêmement proches. La réduction de variance diminue très légèrement lors de l'inversion non linéaire (de 69 à 67%). Les deux modèles sont donc équivalents du point de vue de leur capacité à expliquer les observations. Nous préférons néanmoins le modèle «non linéaire» car il est construit à l'aide d'une technique impliquant

Nombre de paramètres	823
Nombre de données	5215
Nombre minimum de rais par bloc utile	10
θ^2	100
trace(R)	430
Réduction de variance	67%

TAB. 3.3: Paramètres statistiques de l'inversion non linéaire après 10 itérations.

moins d'approximations et la géométrie de rais est plus stable dans ce modèle que dans le modèle strictement «linéaire».

3.2.7 Quelle confiance en un modèle tomographique?

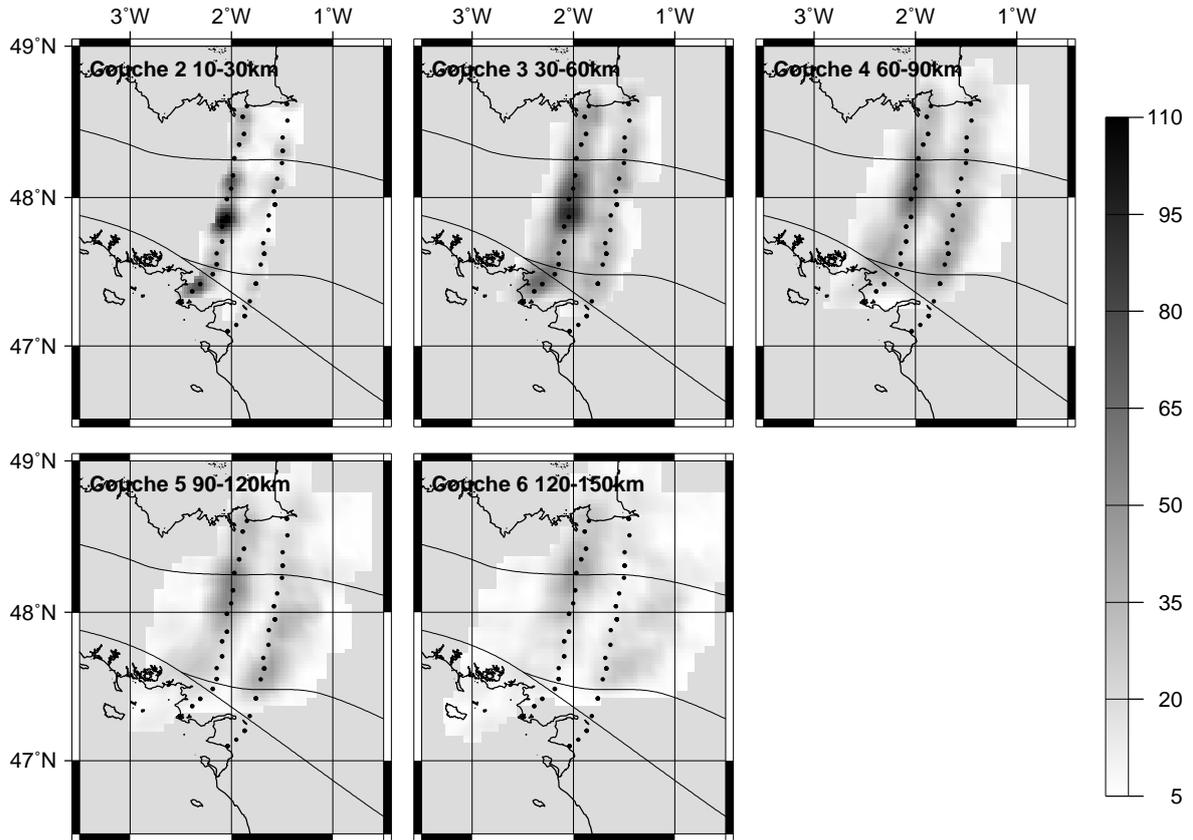


FIG. 3.17 – Nombre de rais par bloc dans le modèle ARMOR2-97.

Quelle que soit la méthode utilisée, ce sont avant tout la distribution et la qualité des données qui contrôlent la validité du résultat. Le moyen le plus trivial d'apprécier *a priori* la validité du modèle est de se fonder sur la densité de données. C'est ce qui est illustré sur les figures 3.17 et 3.18 qui montrent le nombre de rais par bloc dans chaque couche. Plus particulièrement, la géométrie des rais est le facteur fondamental qui détermine l'unicité d'une solution. Deux approches sont possibles : une approche théorique, l'analyse de la matrice de résolution, et une approche expérimentale, les «tests synthétiques».

La matrice de résolution et l'incertitude *a posteriori*

Dans le formalisme d'inversion par moindres carrés amortis qui a été utilisé dans ce travail, la matrice de résolution est définie par le produit de l'opérateur d'inversion et de la matrice \mathbf{G} :

$$\mathbf{R} = [\mathbf{G}^t \mathbf{G} + \theta^2 \mathbf{I}]^{-1} \mathbf{G}^t \mathbf{G} \quad (3.15)$$

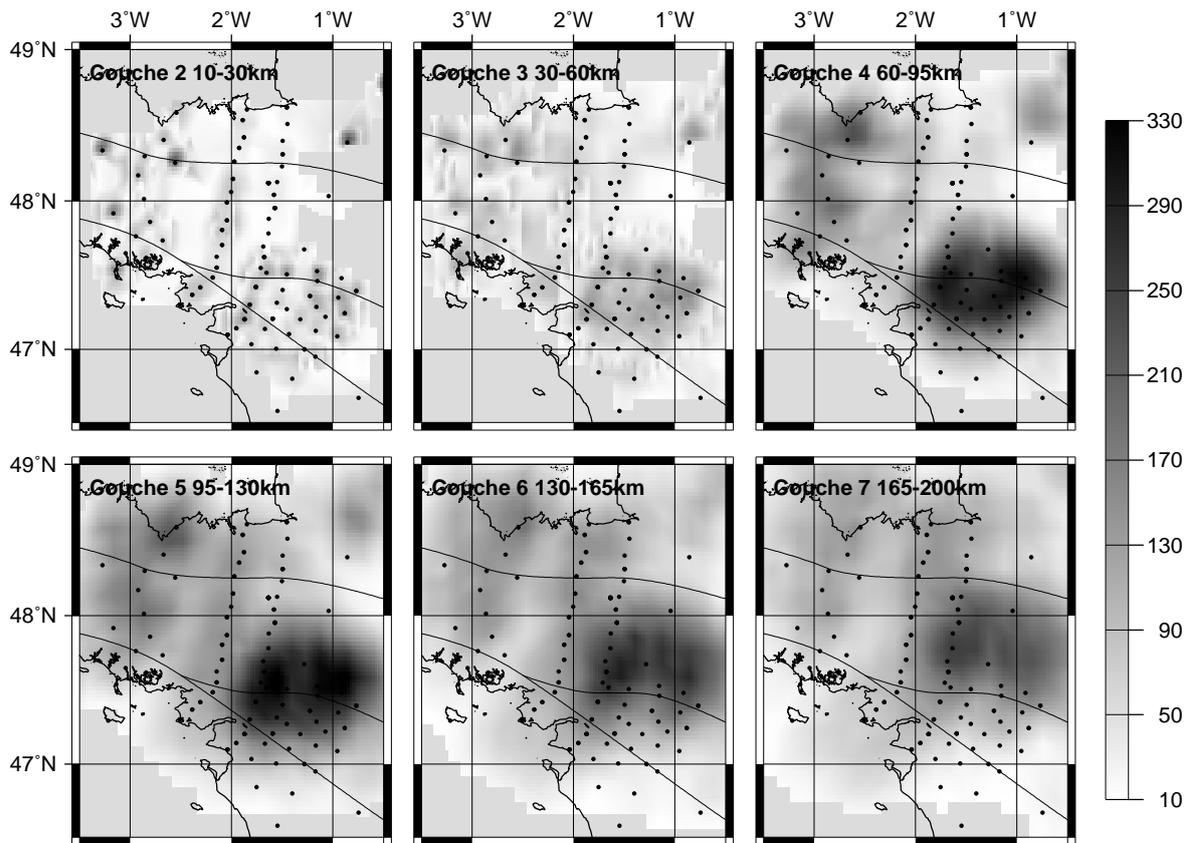


FIG. 3.18 – Nombre de rais par bloc dans le modèle ARMOR2-97+99 après la seconde discrétisation.

\mathbf{R} décrit le filtre à travers lequel on voit le «vrai» modèle. Le modèle estimé $\hat{\mathbf{m}}$ est lié au modèle vrai \mathbf{m}_v par la relation :

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{R}\mathbf{m}_v \quad (3.16)$$

Le modèle vrai \mathbf{m}_v représente les perturbations de vitesse dans la Terre «vraie». Ce modèle nous est bien sûr inconnu (c'est précisément lui qu'on cherche). De plus, la matrice \mathbf{R} est singulière et nous n'avons donc d'autre choix que de l'analyser pour savoir comment les images du modèle estimé déforment la réalité.

La matrice de résolution dépend exclusivement de la géométrie des rais et du coefficient d'amortissement. Dans notre cas, il s'agit d'une matrice symétrique dont le nombre de lignes et de colonnes est égal au nombre de paramètres considérés dans le modèle. Le coefficient \mathbf{R}_{ij} décrit le couplage entre les paramètres i et j du modèle estimé; il quantifie la contribution du paramètre j du modèle vrai dans la valeur du paramètre i du modèle estimé (les indices i et j sont échangeables du fait de la symétrie de la matrice de résolution). On en déduit que la trace de la matrice de résolution est un indicateur statistique du nombre de paramètres résolus. La matrice de résolution idéale est une matrice dont chaque terme diagonal est égal à 1, les autres étant nuls. Il s'agit de la matrice identité de l'espace modèle. Tous les paramètres sont résolus indépendamment les uns des autres et de manière parfaite. L'introduction d'un amortissement θ^2 élevé a pour effet de diminuer l'ensemble des coefficients de \mathbf{R} ; on obtient un modèle très bien contraint mais peu efficace pour expliquer les données.

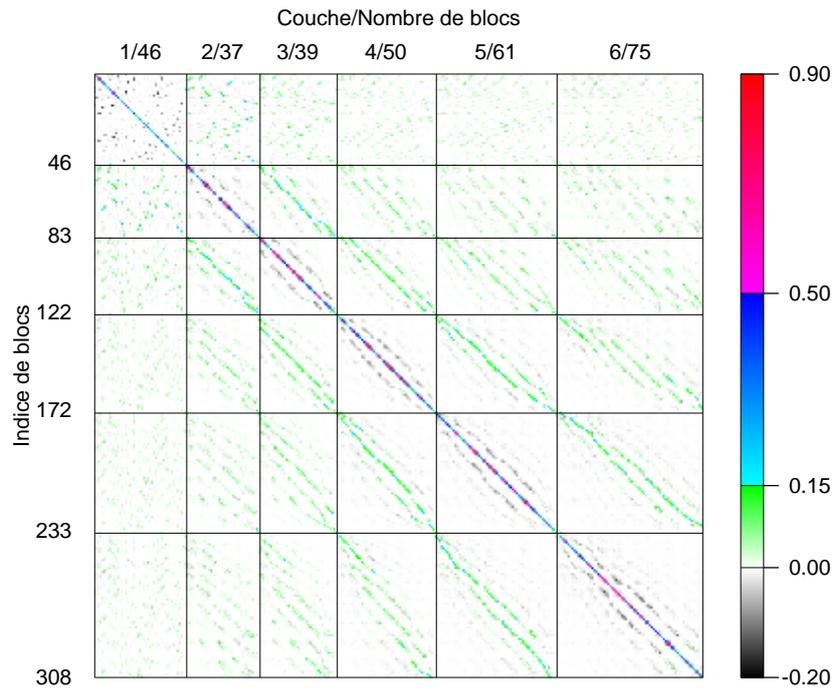


FIG. 3.19 – Matrice de résolution associée à l'inversion linéaire des données ARMOR2-97. Les axes sont gradués en indice de bloc. Les numéros de couche et le nombre de blocs par couche sont indiqués sur l'axe supérieur. La couche 1 correspond aux «cônes».

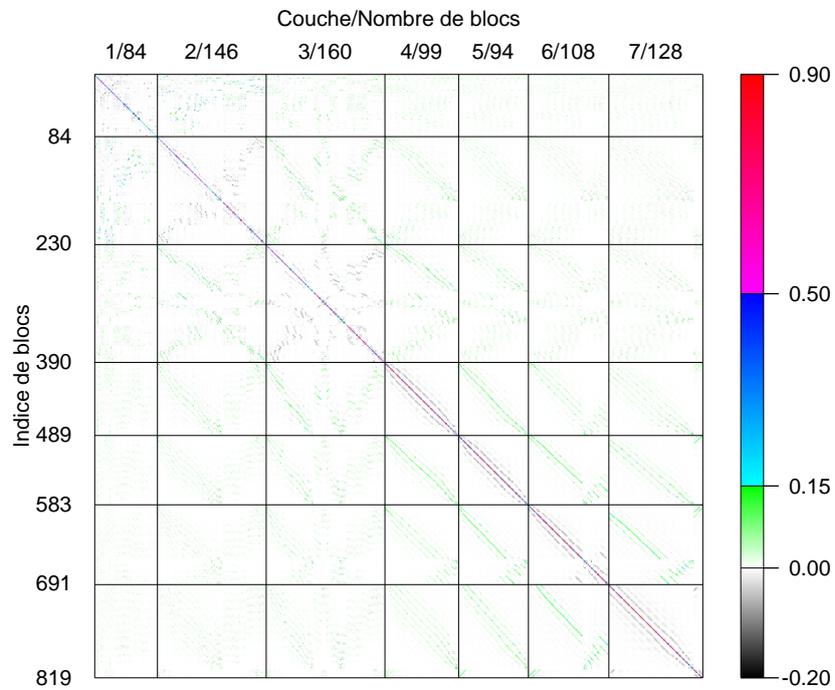


FIG. 3.20 – Matrice de résolution associée à l'inversion linéaire des données ARMOR2-97+99.

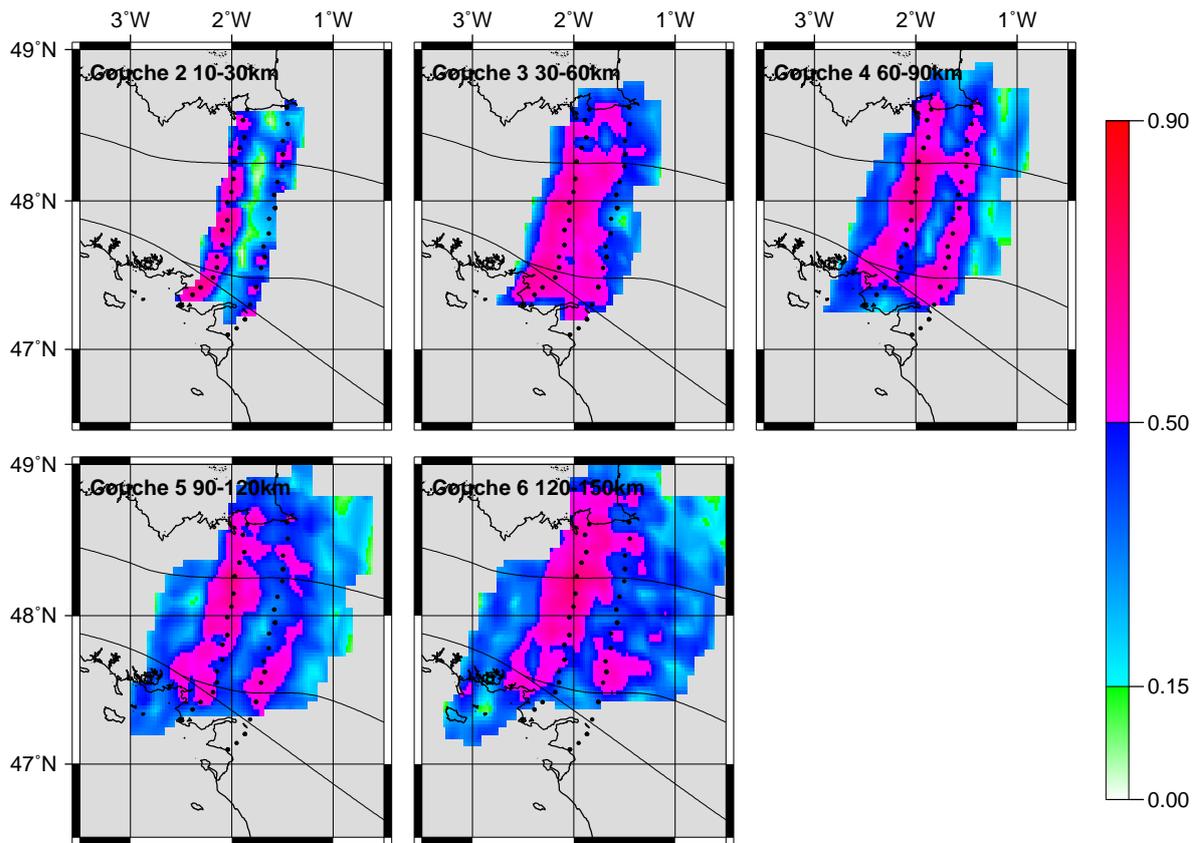


FIG. 3.21 – Termes diagonaux de la matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97. La première couche (les « cônes ») n'est pas représentée. Les points noirs localisent les sites d'enregistrement. L'échelle de couleur est la même que dans les figures 3.19 et 3.20.

Dans la pratique, la géométrie des rais n'étant pas parfaite, les termes diagonaux sont inférieurs à 1 et on observe des diagonales secondaires de faible amplitude parallèles à la diagonale principale. La présence des diagonales secondaires indique un certain degré de couplage entre les paramètres de couches adjacentes. Les matrices de résolution associées aux inversions des données ARMOR2 sont représentées sur les figures 3.19 et 3.20. La diagonale principale est clairement marquée par des coefficients élevés alors que les diagonales secondaires sont de faible amplitude (moins de 0.15) : on en déduit que le couplage des paramètres entre couches existe mais que son effet reste faible. On remarque également des valeurs négatives de part et d'autre de la diagonale principale indiquant que dans une même couche, un bloc donné est légèrement anticorrélé avec ses voisins. Sur la figure 3.20, les diagonales secondaires dans les couches 2 et 3 sont perturbées et ceci est lié à la discrétisation irrégulière du modèle ARMOR2-97+99. La structure de la matrice dépendant de la géographie des blocs et de leur numérotation, il est normal d'observer des irrégularités dans la matrice de résolution.

Les figures 3.19 et 3.20 donnent une vue d'ensemble des matrices de résolution sans que leur lecture détaillée soit vraiment facile. Nous avons donc extrait quelques lignes de la matrice de résolution de l'inversion des données ARMOR2-97+99 qui sont représentées sur la figure 3.23. Chaque courbe est associée à un bloc et représente une « coupe topographique » dans la matrice

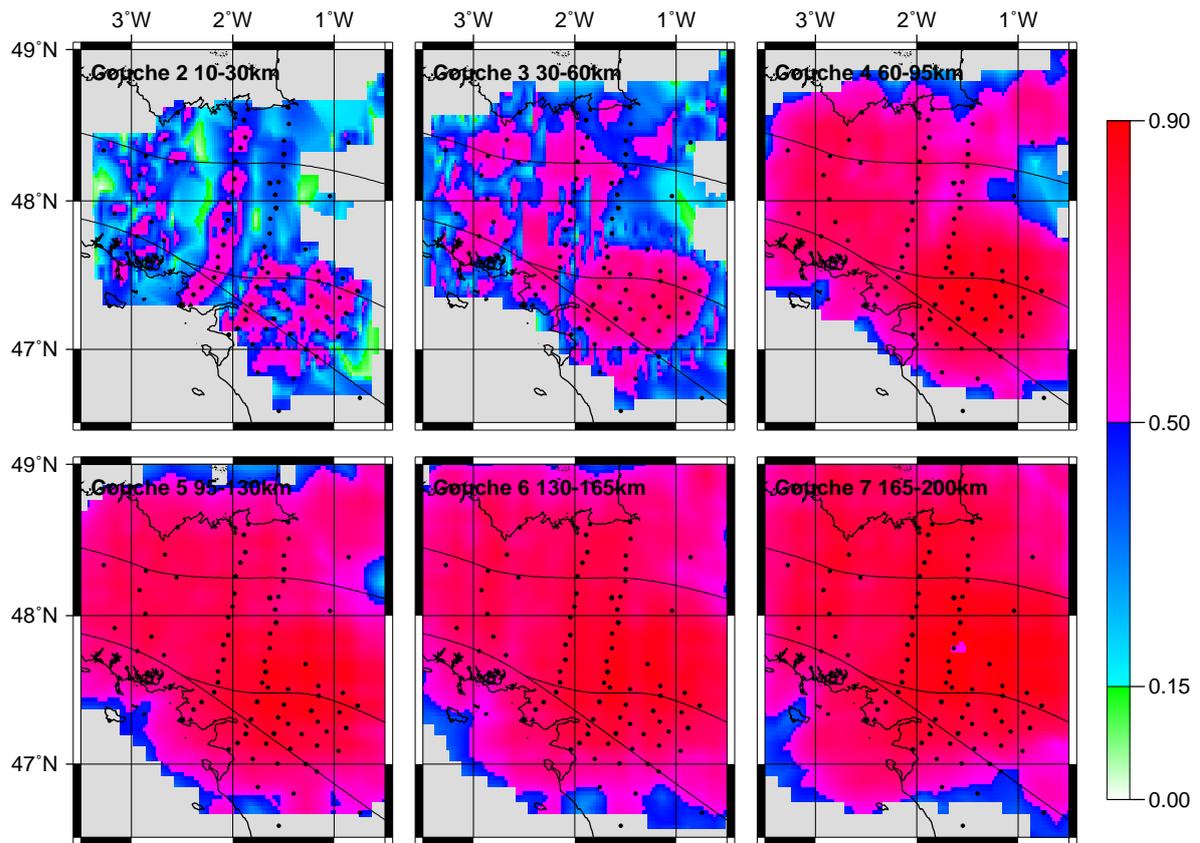


FIG. 3.22 – Termes diagonaux de la matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97+99.

de résolution. Les blocs ont été choisis dans les différentes couches et à différentes localisations de façon à échantillonner les Nappes de Champtoceaux et les régions en bordure du modèle. Il faudrait bien sûr représenter ces courbes pour chaque ligne mais rappelons qu'il y en a 819! Ces courbes mettent en évidence la bonne qualité de notre modèle dans les couches profondes (les couches 3 à 7). En effet, même lorsque le pic principal (le terme diagonal de la matrice \mathbf{R}) n'est pas très élevé, c'est le cas par exemple du bloc 503 dans la couche 5 situé en bordure du modèle, les autres pics (les termes non diagonaux) restent faibles. De plus, pour les blocs de la couche crustale (10-30 km) sous le réseau des Nappes de Champtoceaux (couche 2, blocs 119, 143, 151 et 152) la résolution est concentrée sur le terme diagonal bien qu'on observe des pics plus prononcés en particulier pour les indices de blocs inférieurs indiquant une corrélation certaine avec les paramètres associés aux stations.

La valeur des termes diagonaux de la matrice de résolution est souvent utilisée comme critère de qualité dans les images tomographiques. Cette représentation de la résolution, bien qu'incomplète, a l'avantage d'être une représentation cartographique: elle permet donc d'associer la résolution à la géographie de la zone cible. Sur les figures 3.21 et 3.22, on observe une augmentation systématique du terme diagonal de la matrice de résolution avec la profondeur; ceci est lié à l'augmentation du croisement des rais dans les blocs avec la profondeur. On constate également, en comparant les figures 3.21 et 3.22 avec les cartes du nombre de rais par bloc (figures 3.17 et 3.18), une étroite corrélation entre la densité de rais et le terme diagonal de la

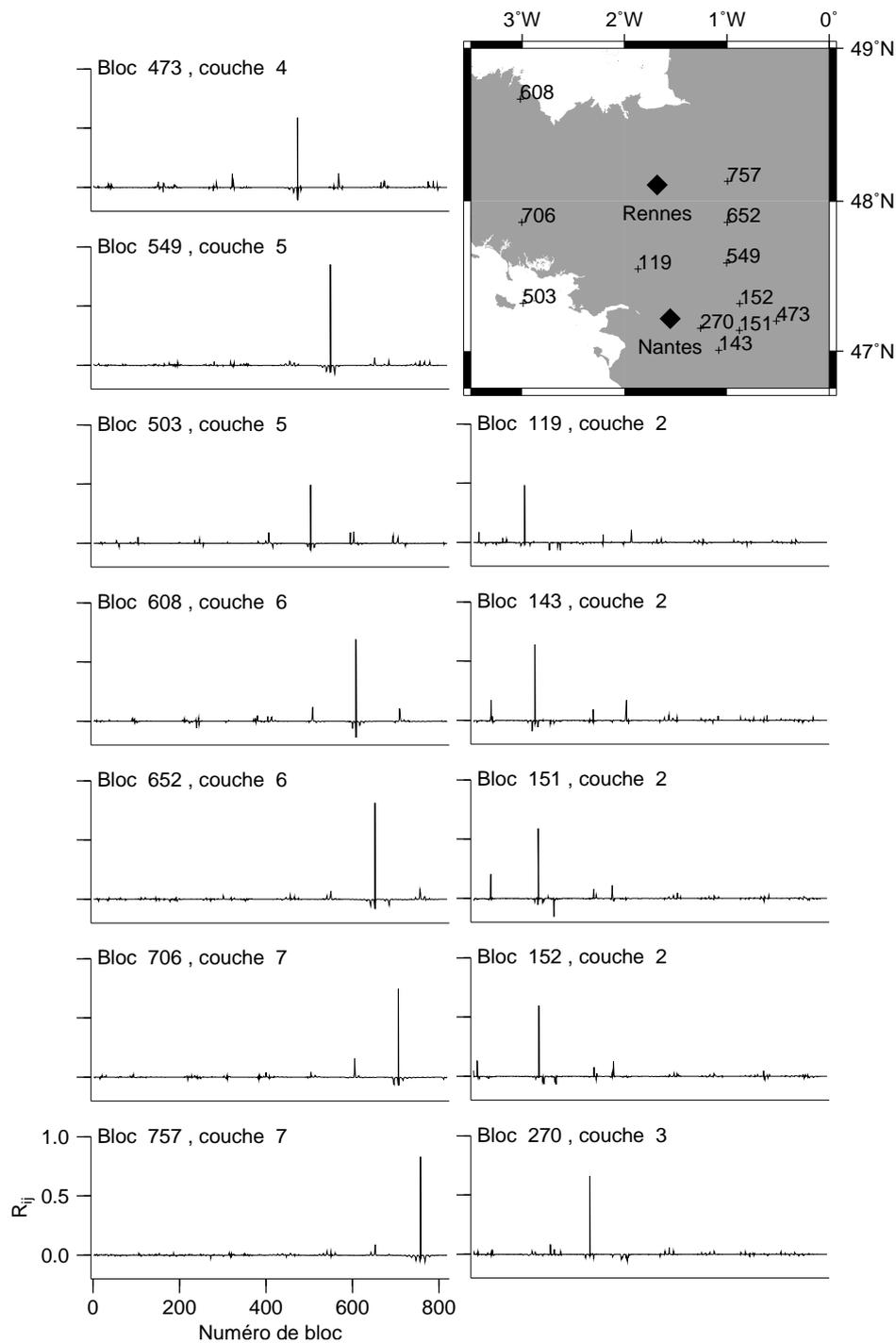


FIG. 3.23 – Quelques lignes de la matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97+99. Chaque courbe représente l'amplitude des coefficients de la matrice de résolution le long d'une ligne (ou d'une colonne) associée au bloc localisé sur la carte en haut à droite.

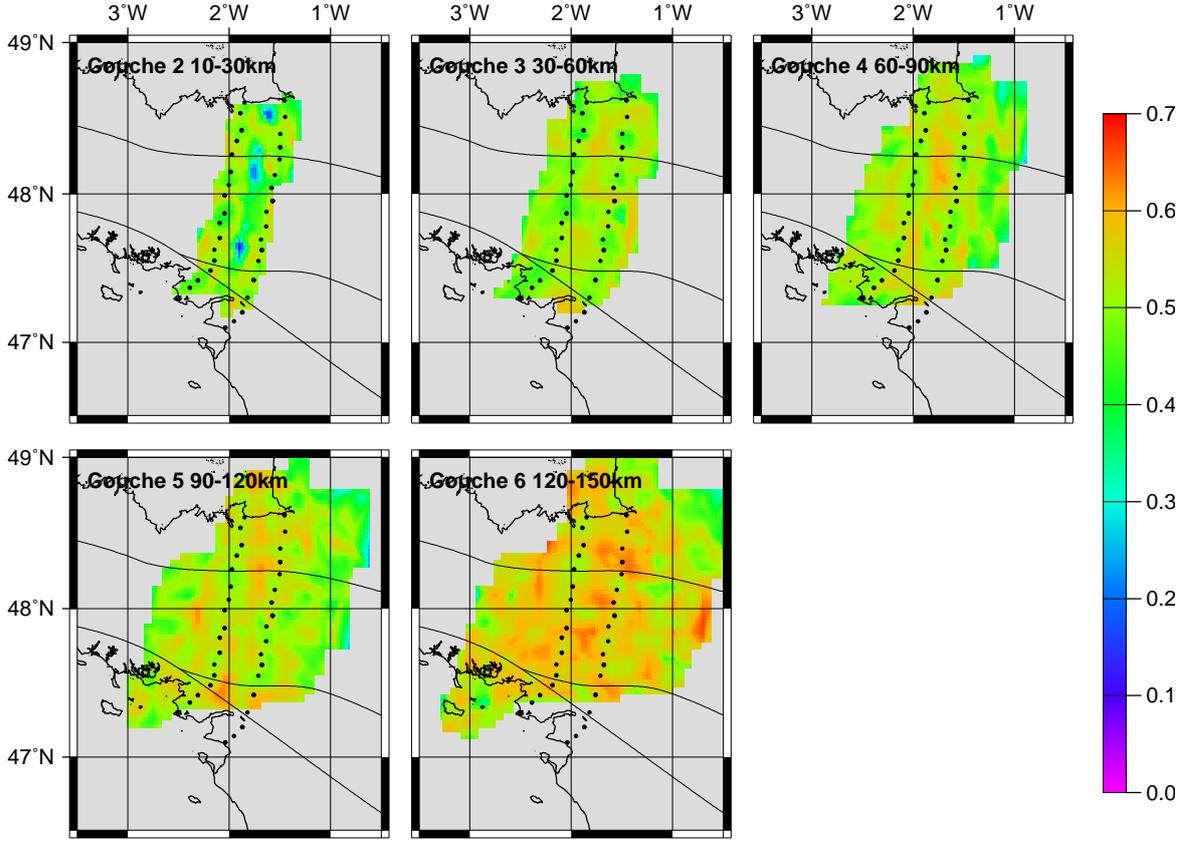


FIG. 3.24 – Incertitudes *a posteriori* sur le modèle ARMOR2-97 (en %).

matrice de résolution dans chaque couche. Une façon classique d'utiliser la représentation du terme diagonal de la matrice de résolution est de définir une valeur seuil et de ne considérer valable le modèle que dans les régions où le terme diagonal est supérieur à la valeur fixée. Dans ce type de tomographie, la valeur 0.5 est souvent considérée comme une valeur seuil appropriée. Dans ce cas, le modèle de vitesse serait acceptable dans les régions colorées du violet au rouge sur les cartes des figures 3.21 et 3.22. Mais ce choix reste très subjectif et occulte totalement les possibles couplages entre les paramètres qui ne sont lisibles que sur la matrice de résolution complète.

La carte (figure 3.22) associée à l'inversion des données ARMOR2-97+99 montre des valeurs remarquablement élevées (proches de 0.9) dans la région centrale du modèle (régions éclairées par de nombreux rais croisés) tandis que sur la carte ARMOR2-97 (figure 3.21) on lit des valeurs comprises entre 0.6 et 0.7. Ces différences posent un problème car les modèles calculés avec les deux jeux de données sont très similaires dans les régions communes. Il nous faut donc aller plus loin dans l'examen de la validité des modèles avant de pouvoir en discuter. Nous nous intéressons maintenant à l'incertitude *a posteriori* sur le modèle estimé. Elle est déduite des termes diagonaux de la matrice de covariance *a posteriori* qui dépend de l'incertitude sur les données σ_d , de la résolution \mathbf{R} et, bien sûr, de la valeur du coefficient d'amortissement θ^2 :

$$\mathbf{C} = \sigma_d^2 [\mathbf{G}^t \mathbf{G} + \theta^2 \mathbf{I}]^{-1} \mathbf{R} \quad (3.17)$$

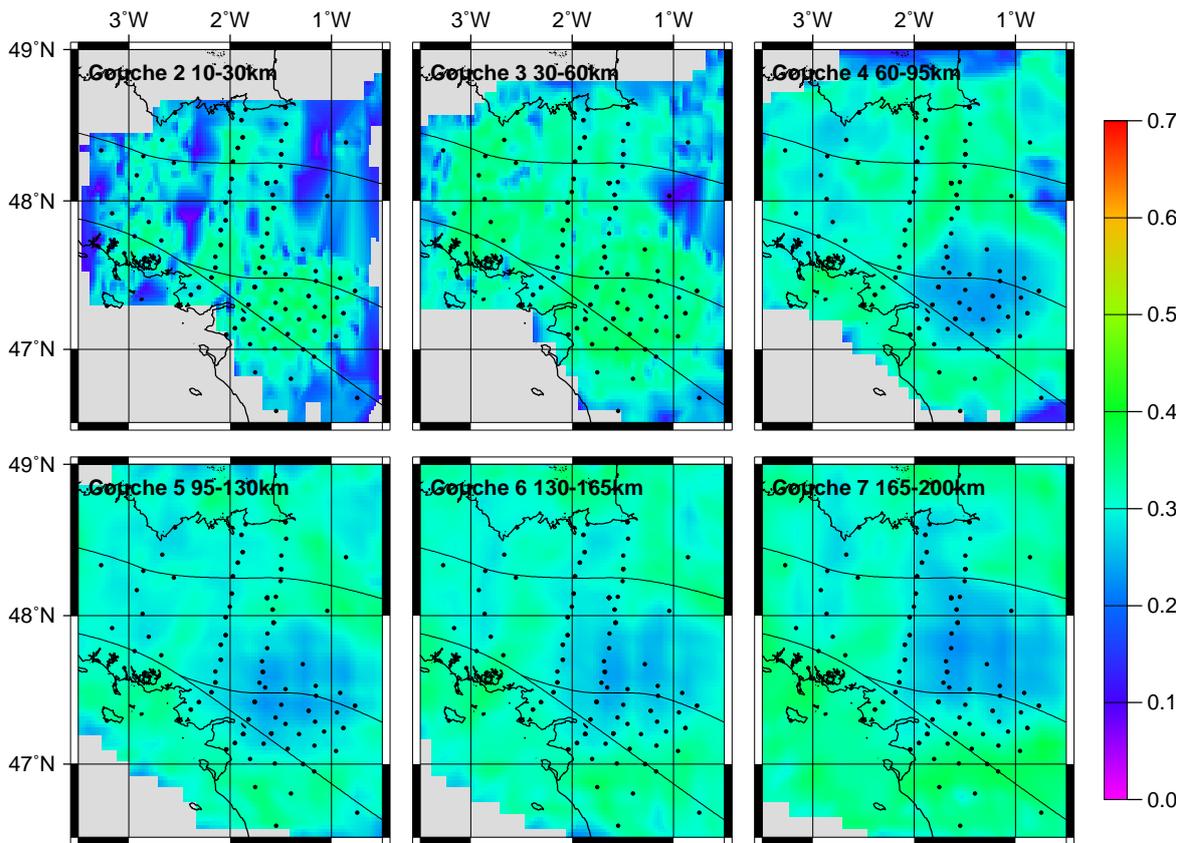


FIG. 3.25 – Incertitudes *a posteriori* sur le modèle ARMOR2-97+99 (en %).

L'incertitude σ_i sur le paramètre i du modèle est donnée par :

$$\sigma_i = \sqrt{C_{ii}} \quad (3.18)$$

Ces incertitudes sont représentées en % sur les figures 3.24 et 3.25. Le maximum est de 0.61% pour l'inversion des données ARMOR2-97 et 0.4% pour ARMOR2-97+99. Nous en déduisons que les contrastes de vitesse inférieurs à ces valeurs ne peuvent être considérés comme valides. Les régions montrant les incertitudes les plus faibles sont celles qui sont caractérisées par les plus forte et les plus faibles valeurs du terme diagonal de la matrice de résolution (figures 3.21 et 3.22). En effet, les régions les plus éclairées par les rais sont bien contraintes : le terme diagonal de la matrice de résolution est élevé et l'incertitude est faible. Au contraire, les régions les moins éclairées sont caractérisées par un terme diagonal de la matrice de résolution faible mais aussi par une faible incertitude car pour ces régions le coefficient d'amortissement prend un poids important devant les termes diagonaux du produit $\mathbf{G}^t\mathbf{G}$ dans l'équation 3.13.

En résumé, l'analyse des matrices de résolution et de covariance *a posteriori* sur les modèles est un moyen efficace mais malheureusement insuffisant d'estimer la validité d'un modèle. Il est donc nécessaire de procéder à d'autres tests afin de savoir dans quelle mesure les solutions aux problèmes que nous proposons sont valables.

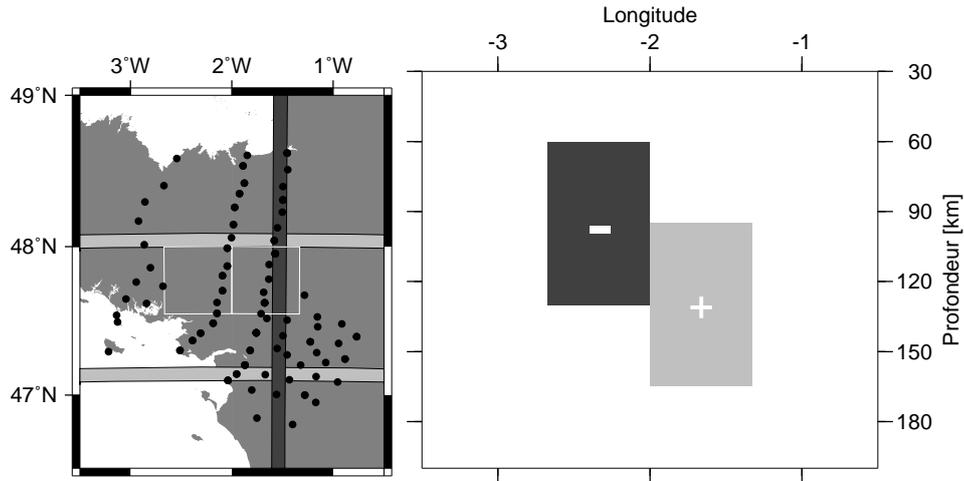


FIG. 3.26 – Le premier modèle synthétique utilisé pour un des tests de résolution. Les perturbations positives (+2.5%) sont représentées en gris clair, les perturbations négatives (-2.5%) en gris foncé. Sur la carte de gauche sont représentées les perturbations introduites dans les couches crustales 1 et 2 (0-30 km). Les carrés blancs localisent les perturbations introduites dans le manteau qui sont représentées sur la coupe de droite en projection sur un plan vertical EO (pas d'exagération verticale).

Les tests synthétiques

Les tests d'inversions de données calculées dans des modèles synthétiques (tests synthétiques) constituent un autre moyen d'estimer la capacité de la géométrie des rais et de la méthode d'inversion à résoudre le problème tomographique. Ils présentent l'avantage sur la méthode décrite au paragraphe précédent de mettre en évidence les couplages entre paramètres de blocs voisins ou encore les biais induits par la présence de perturbations situées hors de la zone cible. Le principe de ces tests consiste à choisir un modèle de vitesse (le modèle \mathbf{m}_v de l'équation 3.16) et de calculer des temps de propagation synthétiques à travers ce modèle en utilisant la géométrie des rais du jeu de données réel. On travaille ensuite avec ces résidus synthétiques de la même manière que pour les résidus réels (normalisation, inversion) et on espère bien sûr être capable de restituer le modèle initial.

Le choix du modèle \mathbf{m}_v n'est pas trivial. Il doit être caractérisé par des perturbations dont longueur d'onde et l'amplitude sont du même ordre de grandeur que celles qu'on attend des structures géologiques. Néanmoins, on ne peut pas utiliser directement le modèle $\hat{\mathbf{m}}$ ou un modèle trop proche car les résidus synthétiques qui seraient alors calculés dans ce modèle seraient (aux erreurs près) égaux aux résidus observés. Nous retrouverions naturellement notre modèle synthétique : le test ne serait pas significatif.

En d'autres termes, si nous choisissons un modèle synthétique \mathbf{m}_s proche du modèle estimé :

$$\mathbf{m}_s = \hat{\mathbf{m}} + \mathbf{m}_\epsilon$$

où \mathbf{m}_ϵ représente la petite différence entre le modèle synthétique et le modèle estimé, l'inversion nous donnera un modèle $\hat{\mathbf{m}}_s$ tel que (en reprenant l'équation 3.16) :

$$\hat{\mathbf{m}}_s = \mathbf{R}\mathbf{m}_s = \mathbf{R}\hat{\mathbf{m}} + \mathbf{R}\mathbf{m}_\epsilon$$

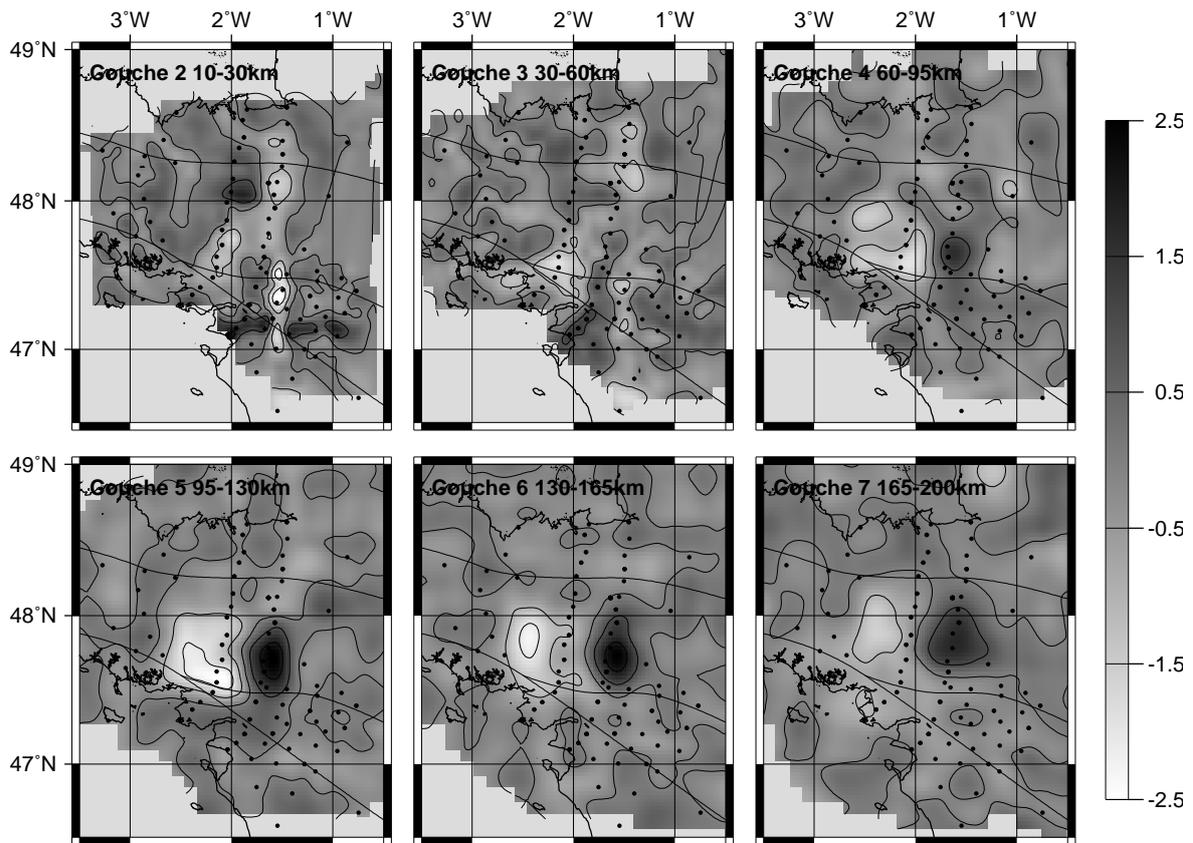


FIG. 3.27 – Résultat de l'inversion des données synthétiques calculées dans le premier modèle (voir figure 3.26). Les perturbations du modèle synthétique sont localisées par les contours blancs. Les isolignes sont tracées à intervalle de 1%.

or \mathbf{R} est un projecteur dans l'espace modèle, donc $\mathbf{R}\mathbf{R} = \mathbf{R}$ et

$$\mathbf{R}\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{R}\mathbf{R}\mathbf{m}_v = \mathbf{R}\mathbf{m}_v = \hat{\mathbf{m}}$$

$\hat{\mathbf{m}}$ est le vecteur propre de \mathbf{R} associé à la valeur propre 1. Nous aurons alors :

$$\hat{\mathbf{m}}_s = \hat{\mathbf{m}} + \mathbf{R}\mathbf{m}_e$$

Le modèle \mathbf{m}_s a donc une forte composante dans le noyau de \mathbf{R} . Choisir un tel modèle synthétique ne revient pas à tester le modèle \mathbf{m}_s mais sa composante hors de l'espace propre de \mathbf{R} c'est-à-dire la petite différence \mathbf{m}_e : ceci n'était évidemment pas notre objectif. Nous avons donc procédé à de nombreux tests. Finalement, nous en avons retenu deux qui sont représentatifs à la fois du pouvoir de résolution des données et de la méthode ainsi que de leurs limitations. Le premier modèle est représenté sur la figure 3.26. Il est caractérisé par des perturbations d'amplitude de +2.5 et -2.5%. Nous avons introduit des structures simples dans la croûte : la région des Nappes de Champtoceaux est traversée par une zone rapide d'orientation EO et une zone lente d'orientation NS ; le nord du modèle est traversé d'est en ouest par une perturbation positive placée à la latitude 48N. Dans le manteau se trouvent deux régions de 50 km de côté : la première est localisée dans la partie ouest du modèle et

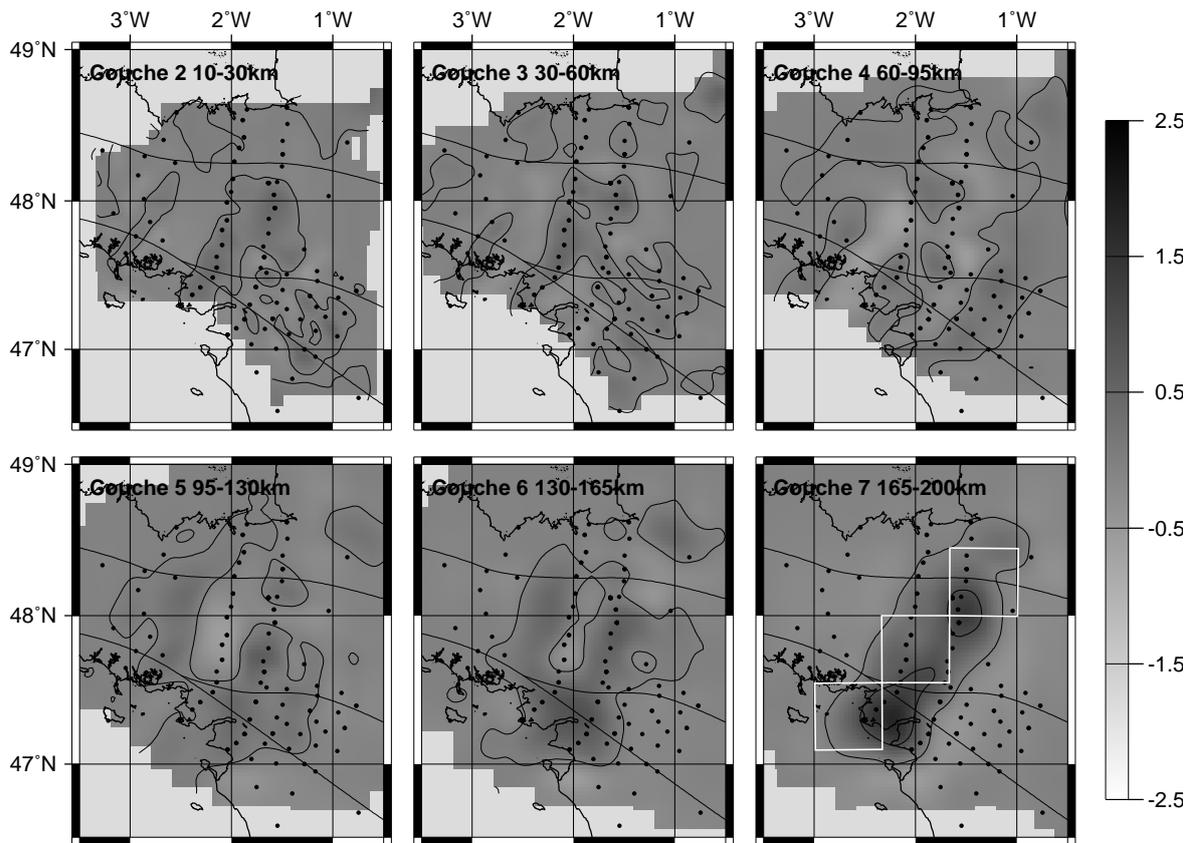


FIG. 3.28 – Résultats de l'inversion des données synthétiques calculées dans le second modèle (voir figure 3.26). Les contours blancs sont la projection dans la couche 7 des perturbations placées entre 200 et 250 km de profondeur. Les isolignes sont tracées à intervalle de 1%.

est associée à des perturbations négatives entre 60 et 130 km de profondeur ; la seconde est localisée plus à l'est et elle est associée à des perturbations positives entre 95 et 165 km de profondeur.

Un second modèle est conçu de manière à pouvoir tester l'influence de perturbations situées en dehors de la zone cible. Nous avons introduit trois perturbations positives de 50 km de côté entre 200 et 250 km de profondeur. Enfin, de manière à simuler un jeu de données le plus «vrai» possible, nous avons ajouté aux données un bruit gaussien d'écart type 0.1 s. Ces tests synthétiques ont été effectués en utilisant la technique de tracé de rais tridimensionnel décrite dans le paragraphe précédent.

La figure 3.27 présente le modèle de perturbations déduit de l'inversion des données synthétiques calculées dans le premier modèle. Le résultat est excellent dans la croûte sous le réseau des Nappes de Champtoceaux. C'est la densité de stations et la géométrie bidimensionnelle du réseau qui permettent de tels résultats. Les perturbations du modèle synthétique sont bien localisées et leurs amplitudes sont correctement restituées. On note également que les amplitudes des perturbations restituées dans la couche 3 sont assez faibles ce qui indique que le couplage entre les deux couches n'est pas très important. Il est néanmoins presque impossible de repérer les perturbations synthétiques dans les autres régions de la croûte. Les perturbations, si elles sont restituées, ont une amplitude du même ordre que le bruit. Dans les couches

inférieures, la localisation horizontale des perturbations est très bonne. On note cependant que les perturbations introduites dans les couches 4 et 5 d'une part, 5 et 6 d'autre part, sont restituées dans les couches 4 à 6 et 5 à 7 respectivement. Dans les deux cas, l'amplitude dans la couche la plus profonde est plus faible que dans les couches « originales » mais est nettement identifiable dans le bruit de fond de l'image. Ce phénomène est lié à la faible incidence des rais et au taux de croisement des rais décroissant avec la profondeur.

Le but du second test était de nous éclairer sur la façon dont des perturbations situées hors du modèle (sous la dernière couche) sont projetées dans la zone cible. Le test est positif. Les amplitudes des perturbations dans les couches 2 à 6 (figure 3.28) sont très faibles et restent au niveau du bruit tandis qu'on localise les perturbations originales dans la couche 7 uniquement. Ces tests résument les forces et les faiblesses de notre jeu de données et de la méthode tomographique : d'une part, ils ont mis en évidence le phénomène de « smearing » (étalement vertical des perturbations le long des trajets dominants) dans les couches 5 et 6 ; d'autre part, il sont assez confortants pour les profondeurs de 10 à 130 km. En particulier, la localisation horizontale des perturbations est excellente et la discrétisation irrégulière des couches 2 et 3 permet de restituer très convenablement des perturbations de faible longueur d'onde.

En conclusion, les modèles calculés sont « solides » et peuvent être considérés comme une « bonne » image des hétérogénéités structurales de la lithosphère du Massif Armoricain.

Chapitre 4

Caractérisation de l'anisotropie sismique

Résumé

Nous avons vu au chapitre précédent comment il est possible de cartographier les variations d'état des roches du manteau supérieur grâce à la tomographie sismique. Cette vision du manteau supérieur est statique dans la mesure où les images que nous avons construites ne reflètent pas les déformations subies par les roches. La caractérisation de l'anisotropie sismique permet de combler cette lacune. Pour le géologue, les mécanismes de déformation des roches sont identifiables par des marqueurs de la déformation ; pour le sismologue, c'est la mesure de l'anisotropie sismique qui procure ces informations.

Nous commencerons ce chapitre en décrivant succinctement ce qu'est l'anisotropie sismique, quelles sont ses causes et comment elle nous sert de marqueur de la déformation. Nous poursuivrons par les différents moyens mis à notre disposition pour mesurer l'anisotropie sismique. Enfin, nous présenterons quelques-uns des tests qui ont été effectués pour estimer la contribution de l'anisotropie dans les images tomographiques qui sont supposées représentatives des seules variations de vitesse sismique.

4.1 L'anisotropie sismique, marqueur de la déformation

4.1.1 Les causes de l'anisotropie de vitesse sismique

On dit d'un paramètre physique qu'il est anisotrope lorsque sa mesure varie selon la direction d'observation. La plupart des minéraux qui composent les roches de la Terre ont des propriétés anisotropes. Parmi ces propriétés, citons par exemple la forme en baguette des cristaux des pyroxènes ou la biréfringence optique particulièrement spectaculaire de la calcite. Nous nous intéresserons plus particulièrement à l'anisotropie de vitesse sismique. A l'échelle du cristal, les mesures de laboratoire font état d'importantes variations de vitesse des ondes de volume en fonction de la direction de propagation dans certains minéraux. La figure 4.1 montre les différentes valeurs de la vitesse des ondes de volume dans un cristal d'olivine. En exprimant le taux d'anisotropie $T_a = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{moy}}$, on mesure des taux de 24% en vitesse d'ondes P et 22% en vitesse d'onde S .

Ces valeurs sont importantes. Ainsi, une roche constituée de minéraux anisotropes devrait être, elle aussi, anisotrope. Cela n'est vrai que si les axes cristallographiques des minéraux qui composent la roche sont orientés non aléatoirement. On parle alors d'orientation préférentielle de réseau (OPR).

FIG. 4.1: *Vitesse des ondes de volume dans un monocristal d'olivine. Pour chaque direction cristallographique sont données la vitesse des ondes P et les vitesses des ondes S selon les polarisations indiquées par les double-flèches (d'après Babuška et Cara (1991)).*

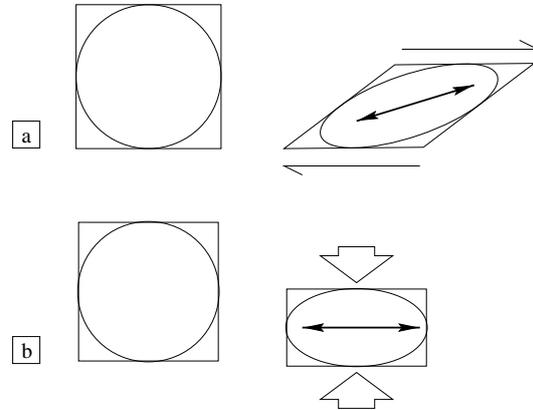
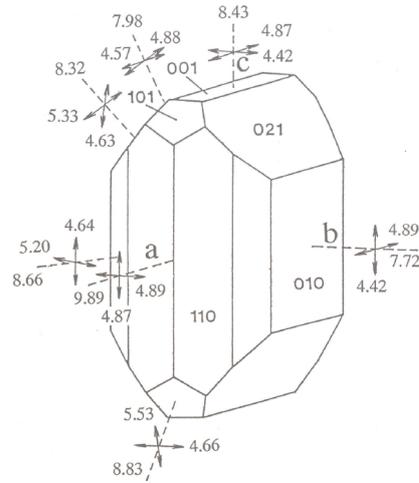


FIG. 4.2: *Développement de plans d'organisation des minéraux sous l'effet des déformations d'une roche en cisaillement simple (a) et en cisaillement pur (b).*

L'anisotropie sismique a aussi d'autres causes possibles. Dans la croûte par exemple, il peut s'agir du dépôt de sédiments finement lités, du développement d'une schistosité de métamorphisme, de la mise en place de réseaux de fractures ou encore de la stratification de la croûte inférieure.

Dans tous les cas, rappelons que l'apparition de l'anisotropie en tant que propriété de la roche requiert une organisation non aléatoire de ses éléments constitutifs.

4.1.2 L'orientation préférentielle de réseau

L'organisation non aléatoire des minéraux requise pour transférer l'anisotropie intrinsèque des minéraux à une roche est conditionnée par la déformation. Dans le manteau supérieur, à l'échelle du cristal, la déformation est accommodée par des glissements intracristallins. Une des conséquences de la propagation de dislocations dans les cristaux étant la réorientation du réseau cristallin, les conditions sont favorables à l'apparition de l'anisotropie sismique à l'échelle de la roche.

Le minéral le plus répandu dans le manteau supérieur est l'olivine (de l'ordre de 70%). Les expériences de laboratoire montrent que c'est l'OPR de ce minéral qui contrôle l'anisotropie. Les autres minéraux sont moins anisotropes ou ont moins de facilité à propager les dislocations. Plus précisément, on peut lier l'orientation des axes cristallographiques de l'olivine aux axes de déformation finie : les axes a, b et c (figure 4.1) sont préférentiellement orientés selon les directions de déformation maximum, minimum et intermédiaire, respectivement. La

déformation d'une roche riche en olivine se traduit donc par le développement d'une organisation géométrique des minéraux (une fabrique) directement liée au mécanisme et à l'intensité de la déformation. Il est ainsi possible de lier le régime de déformation au développement de la fabrique par la modélisation de l'OPR en cours de déformation (Tommasi et al., 1999). La figure 4.2 illustre en deux dimensions la différence de développement de fabrique pour des déformations en cisaillement simple (a) et en cisaillement pur (b). En cisaillement pur, la déformation est coaxiale et la fabrique se développe dans un plan perpendiculaire à la direction de compression. En cisaillement simple, la fabrique subit une rotation au cours de la déformation et tend à s'orienter parallèlement à la direction de cisaillement pour des taux de déformation plus élevés.

Nous avons brièvement décrit les liens entre la déformation d'une roche et le développement de l'anisotropie sismique. Nous nous intéressons maintenant aux phénomènes tectoniques responsables des déformations à l'origine de l'anisotropie sismique.

4.1.3 Anisotropie sismique et tectonique : quelles sont les régions anisotropes de la Terre ?

Nous avons mentionné rapidement les causes possibles de l'anisotropie sismique dans la croûte : fractures orientées, sédimentation, stratification de la croûte inférieure. Dans le manteau supérieur, on mesure des différences entre les vitesses d'ondes S déduites des vitesses de phase des ondes de Love et de Rayleigh (Aki et Kaminuma, 1963). On parle de l'incompatibilité Love-Rayleigh. Elle peut être expliquée par de l'anisotropie sismique dans les 400 premiers kilomètres du manteau supérieur. Une question se pose pour les plus grandes profondeurs : les conditions de pression et de température sont-elles favorables à la stabilité des minéraux anisotropes et aux mécanismes de déformations menant à une orientation préférentielle de réseau ? Le problème n'est pas résolu. Les différents modèles pétrologiques du manteau inférieur contiennent tous une proportion plus ou moins importante de minéraux anisotropes mais le mécanisme de déformation dominant est probablement le fluage diffusif (diffusion creep) (Karato, 1992). Ce mécanisme est très peu efficace en terme d'OPR (Karato, 1988; Li et al., 1996; Fliervoet et al., 1999). La transition entre les mécanismes de dislocation intercrystalline et de fluage diffusif se situerait à la profondeur de la discontinuité de Lehmann (Karato, 1992), c'est à dire aux environs de 200 km. Cette profondeur est aussi la profondeur limite de l'anisotropie dans le modèle PREM (Dziewonski et Anderson, 1981). La zone de transition manteau-noyau est aussi probablement une zone anisotrope. En effet, la présence d'anisotropie dans la couche D'' permettrait d'expliquer certaines mesures de polarisation «anormales» des ondes S_{diff} (Vinnik et al., 1989b). Enfin, des mesures de temps de propagation des ondes $PKIKP$ (Morelli et al., 1986) ont montré que la graine est probablement aussi anisotrope.

Revenons au manteau supérieur où l'anisotropie sismique est la conséquence directe de la tectonique des plaques. En domaine océanique, les variations azimutales de la vitesse des ondes P_n montrent une direction rapide orientée parallèlement à la direction du mouvement des plaques (Hess, 1964). L'anisotropie sismique est la conséquence du cisaillement horizontal qui se produit à la base de la plaque lors de son déplacement. Elle est donc un marqueur du mouvement absolu des plaques. En domaine continental, deux processus sont mis en œuvre : d'une part, le mouvement absolu des plaques qui, comme en domaine océanique, déforme la base de la lithosphère et provoque le développement d'une fabrique liée au cisaillement horizontal ; d'autre part, les contacts tectoniques aux limites de plaques tels que les zones de

collision, les grandes zones de cisaillement ou les fossés d'effondrement (Vauchez et Nicolas, 1991; Nicolas, 1993) qui déforment la lithosphère et provoquent la mise place d'une fabrique. A ces processus dynamiques ayant pour conséquence l'apparition d'anisotropie sismique, il faut ajouter un autre «type» d'anisotropie en domaine continental. Il s'agit de l'anisotropie dite «gelée». A la différence des variations latérales de vitesse sismique liées à des variations de température, l'anisotropie ne s'atténue pas lors de la stabilisation thermique du milieu. La fabrique lithosphérique mise en place lors d'un événement tectonique, une collision par exemple, persiste tant que la lithosphère n'est pas remaniée; c'est pourquoi on parle aussi d'anisotropie fossile. Babuška et Plomerová (1989) proposent ainsi un modèle -dit des «mega-dominos»- d'accrétion lithosphérique par subductions continentales successives pour expliquer l'homogénéité de la fabrique lithosphérique sur de grands domaines continentaux, loin des frontières de plaques actuelles.

Avant de discuter des observations de l'anisotropie sismique des ondes de volume, nous allons rapidement poser les quelques équations qui nous serviront à modéliser et interpréter nos mesures.

4.1.4 Les ondes de volume dans les milieux anisotropes

Dans un milieu élastique, contraintes et déformations sont liées par la loi de Hooke qui introduit le tenseur d'élasticité :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (4.1)$$

Dans cette équation, σ et ϵ sont respectivement les tenseurs de contrainte et de déformation, C est le tenseur d'élasticité. Le tenseur C étant d'ordre 4, il est décrit par 81 coefficients. Néanmoins, les propriétés de symétrie du tenseur de contrainte ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$) et du tenseur de déformation ($\epsilon_{kl} = \epsilon_{lk}$) réduisent à 21 le nombre de composantes indépendantes du tenseur d'élasticité. Les symétries propres du milieu ont aussi pour effet de réduire le nombre de composantes indépendantes de C : dans le système triclinique, les 21 coefficients sont requis pour décrire l'élasticité du milieu; dans le système hexagonal, 5 coefficients sont suffisants alors que pour le cas extrême du milieu isotrope, deux suffisent. Il s'agit des coefficients de Lamé, λ et μ .

Soit $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ le champ de déplacement en \mathbf{r} au temps t associé à une onde plane de vitesse de phase c :

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{a}.f\left(t - \frac{\mathbf{n}.\mathbf{r}}{c}\right) \quad (4.2)$$

\mathbf{a} est le vecteur polarisation de l'onde, \mathbf{n} est le vecteur propagation. La fonction f décrit la dépendance en temps du champ de déplacement en \mathbf{r} . En notant ∂_i la dérivée par rapport à la composante i , ∂_t la dérivée temporelle et ρ la densité, l'équation de l'élastodynamique appliquée au champ \mathbf{u} s'écrit :

$$\partial_j \sigma_{ij} = C_{ijkl} \partial_j \epsilon_{kl} = \rho \partial_t^2 u_i \quad (4.3)$$

Dans notre cas où les déformations restent petites, on peut écrire :

$$\epsilon_{kl} = \frac{1}{2}(\partial_l u_k + \partial_k u_l) \quad (4.4)$$

En introduisant cette expression de ϵ_{kl} dans l'équation 4.3 et en tenant compte des propriétés de symétrie des tenseurs ϵ et C , on obtient l'équation suivante :

$$C_{ijkl} \partial_j \partial_k u_l = \rho \partial_t^2 u_i \quad (4.5)$$

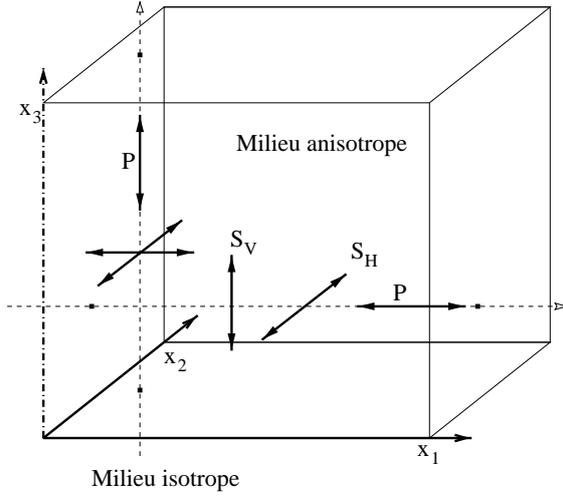


FIG. 4.3: Ondes planes dans un milieu homogène anisotrope à symétrie hexagonale. L'axe de symétrie du milieu est parallèle à la direction x_3 , les double-flèches indiquent la direction de polarisation des ondes et les traits interrompus leurs trajets. S_V et S_H sont respectivement les ondes quasi-S polarisées « verticalement » et horizontalement.

dans laquelle on peut introduire la définition du champ de déplacement \mathbf{u} (équation 4.2) :

$$C_{ijkl} \frac{n_j n_k}{\rho} a_l = c^2 a_i \quad (4.6)$$

En posant $m_{il} = C_{ijkl} \frac{n_j n_k}{\rho}$, cette équation devient :

$$m_{il} a_l = c^2 a_i \quad (4.7)$$

\mathbf{m} est la matrice de Christoffel. Cette dernière équation définit c^2 et \mathbf{a} comme valeurs propres et vecteurs propres de la matrice \mathbf{m} . On peut ainsi, étant donné un vecteur propagation \mathbf{n} , déterminer les polarisations et les vitesses des ondes qui sont respectivement les vecteurs propres et les racines carrées des valeurs propres de \mathbf{a} . La matrice \mathbf{m} étant symétrique et définie positive, ses valeurs propres sont positives et les vecteurs propres associés sont orthogonaux.

Le cas du milieu homogène anisotrope à symétrie hexagonale

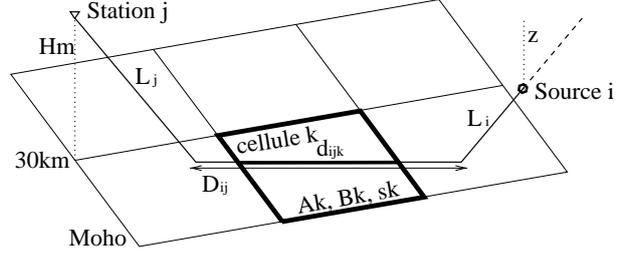
Dans la suite de notre travail sur l'anisotropie sismique, nous nous limiterons à l'approximation du système de symétrie hexagonale. Plusieurs raisons motivent ce choix :

- le milieu anisotrope à symétrie hexagonale est le milieu anisotrope le plus simple à décrire puisque seuls trois coefficients sont nécessaires ;
- nos données ne nous permettent pas de travailler avec un système de symétrie plus complexe ;
- un modèle à symétrie hexagonale est souvent suffisant pour expliquer les observations de manière satisfaisante vis-à-vis des erreurs de mesures.

En particulier, nous considérerons un milieu dont l'axe de symétrie est la direction de propagation lente des ondes P . Les directions de propagation rapide forment donc un plan perpendiculaire à l'axe de symétrie. Du point de vue de l'OPR, un tel modèle représente une roche riche en cristaux d'olivine dont les axes b (direction de faible vitesse) sont groupés dans une direction particulière tandis que les axes a et c sont dispersés aléatoirement (voir la figure 4.1).

Nous nous plaçons ainsi dans le cas d'une onde se propageant dans un milieu à symétrie hexagonale selon la direction x_1 perpendiculaire à l'axe de symétrie x_3 (figure 4.3), la matrice

FIG. 4.4: Trajet d'un rai entre une source i et une station j . z est la profondeur de la source, L_i et L_j sont les longueurs de trajet dans la croûte à la source et à la station. D_{ij} est la longueur totale du trajet dans le manteau, d_{ijk} est la longueur du trajet dans la cellule k . La profondeur du réfracteur est constante et fixée à $H_m=30$ km.



m s'écrit :

$$m = \begin{pmatrix} C_{1111} & 0 & 0 \\ 0 & C_{1212} & 0 \\ 0 & 0 & C_{1313} \end{pmatrix}$$

Les valeurs propres de m sont donc $\lambda_1 = C_{1111}/\rho$, $\lambda_2 = C_{1212}/\rho$ et $\lambda_3 = C_{1313}/\rho$. Le vecteur propre associé à λ_1 est parallèle à la direction de propagation, ceux associés à λ_2 et λ_3 lui sont orthogonaux. Nous avons donc affaire à trois ondes : l'une est polarisée dans la direction de propagation - une onde P de vitesse $\alpha_1 = \sqrt{C_{1111}/\rho}$ -, les deux autres sont polarisées perpendiculairement à la direction de propagation - deux ondes S de vitesses $\beta_1 = \sqrt{C_{1212}/\rho}$ et $\beta_2 = \sqrt{C_{1313}/\rho}$. En supposant $C_{1212} > C_{1313}$, et donc $\beta_1 > \beta_2$, l'avance de l'onde S polarisée selon x_2 par rapport à l'onde S polarisée selon x_3 vaut sur un trajet de longueur L :

$$\delta t = L \left(\frac{1}{\beta_2} - \frac{1}{\beta_1} \right) \quad (4.8)$$

Une onde P entrant dans un milieu anisotrope se propage donc simplement avec une vitesse qui dépend de la direction de propagation. Une onde S va subir un phénomène de biréfringence ; elle se décompose en deux ondes polarisées perpendiculairement et se propageant à des vitesses différentes. Notons que dans quelques situations particulières, la biréfringence de l'onde S ne se produit pas :

- lorsque l'onde S est déjà polarisée selon l'une des directions x_2 ou x_3 ;
- lorsque l'onde S se propage selon la direction de l'axe de symétrie du milieu. Dans ce cas, les valeurs propres associées aux deux ondes quasi- S sont égales et les deux ondes «voient» le milieu comme un milieu isotrope. On parle ainsi du milieu à symétrie hexagonale comme d'un milieu isotrope transverse.

4.2 L'anisotropie sismique détectée par les ondes de volume

Nous allons maintenant passer en revue les techniques d'observation et de mesure de l'anisotropie sismique à partir des ondes de volume.

4.2.1 L'anisotropie de vitesse des ondes P_n

Les ondes P_n sont des ondes réfractées qui se propagent sub-horizontalement dans une couche de quelques kilomètres d'épaisseur sous le Moho. Elles sont observables pour des distances épacentrales régionales : de quelques dizaines de kilomètres à environ 2000 km. L'anisotropie azimutale des ondes P_n a été observée pour la première fois par Hess (1964) en domaine océanique. Nous l'avons dit précédemment, cette anisotropie révèle la direction d'extension.

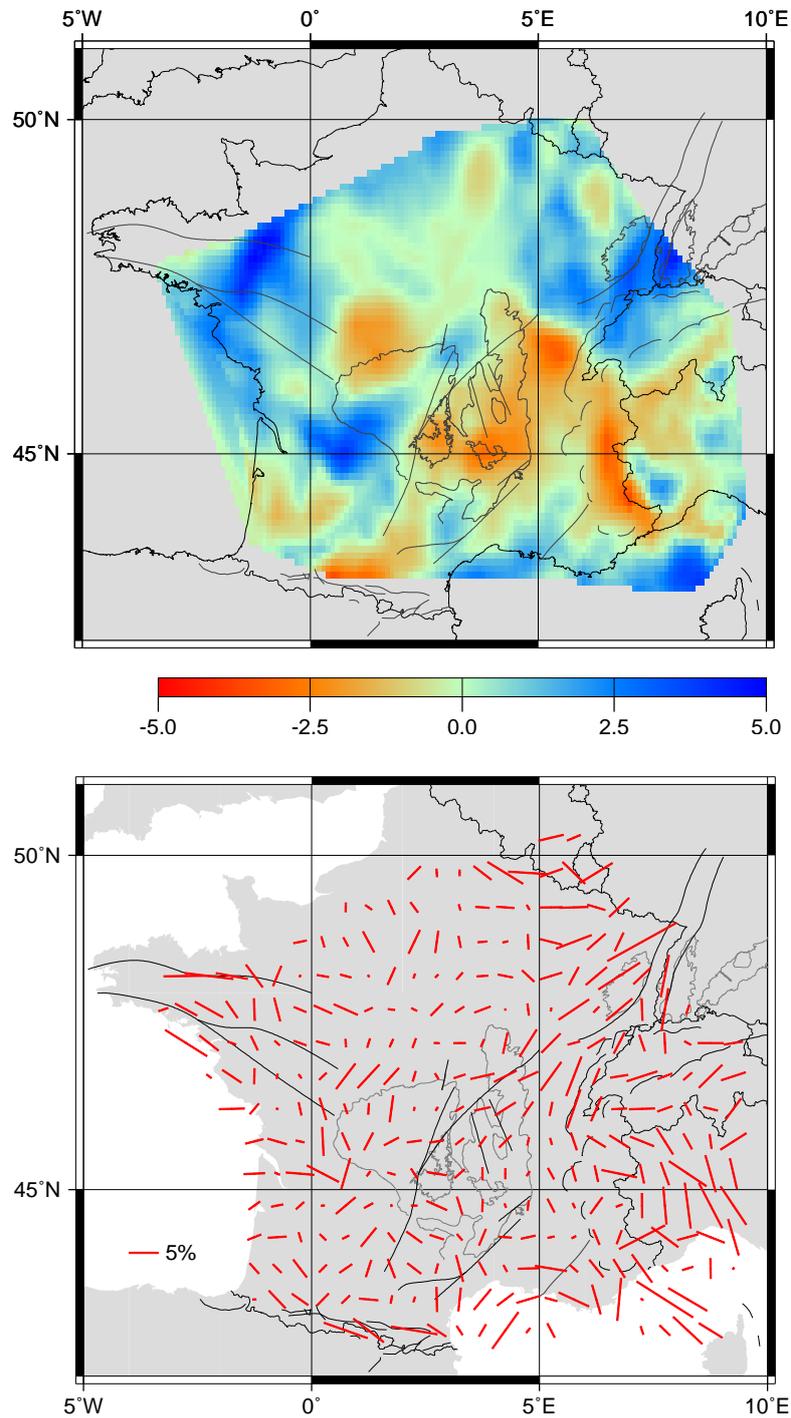


FIG. 4.5 – Carte des variations latérales de vitesse (en haut) et d'anisotropie sismique (en bas) des ondes P_n sous la France. En haut: les régions rapides sont colorées en bleu, les régions lentes sont colorées en rouge, les perturbations de vitesse sont exprimées en % par rapport à la vitesse moyenne. En bas, l'orientation et la longueur de chaque barre représentent respectivement l'azimut de la direction rapide et le taux d'anisotropie de vitesse des ondes P_n .

En domaine continental, les directions rapides des ondes P_n se corrélient généralement avec les directions des grandes structures tectoniques. Selon Backus (1965), dans le cas d'une anisotropie faible, la lenteur S dépend de l'azimut de propagation ϕ et s'écrit :

$$S(\phi) = s + A \cos(2\phi) + B \sin(2\phi) + C \cos(4\phi) + D \sin(4\phi) \quad (4.9)$$

où s est la lenteur moyenne (la composante isotrope) et A , B , C et D sont les coefficients d'anisotropie. Bamford (1977) puis Enderle et al. (1996) utilisent une approche régionale en supposant l'anisotropie des ondes P_n homogène dans la zone d'étude. Ils montrent ainsi que dans le sud ouest de l'Allemagne un modèle de vitesse homogène anisotrope explique mieux les variations de temps d'arrivée des ondes P_n qu'un modèle hétérogène isotrope. Le développement au premier ordre de l'anisotropie des ondes P_n qu'ils proposent est une bonne approximation car la prise en compte des termes d'ordre supérieur n'apporte pas d'amélioration significative à l'ajustement des données. On peut ainsi reprendre l'équation 4.9 sans les termes en 4ϕ :

$$S(\phi) = s + A \cos(2\phi) + B \sin(2\phi) \quad (4.10)$$

La direction rapide est donnée par $\frac{1}{2} \arctan(B/A)$.

Hearn (1984) est le premier à réaliser une tomographie anisotrope de la couche où se propagent les ondes P_n en modélisant à la fois les variations latérales de vitesse et les variations latérales d'anisotropie. C'est cette approche qui a été choisie (Judenhert et al., 1999) pour une tomographie anisotrope des ondes P_n sous la France. La décomposition du temps de propagation d'une onde P_n entre une source i et une station j est illustrée sur la figure 4.4. La couche de propagation des ondes P_n est considérée comme une surface de réfraction et partitionnée en cellules k de lenteur s_k et de paramètres d'anisotropie A_k et B_k . Le temps de propagation s'écrit en reprenant l'équation 4.10 :

$$t_{ij} = a_i + b_j + \sum_k d_{ijk} [s_k + A_k \cos(2\phi_{ij}) + B_k \sin(2\phi_{ij})] \quad (4.11)$$

où a_i et b_j sont les termes crustaux à la source et à la station, d_{ijk} est le temps passé par le rai ij d'azimut ϕ_{ij} dans la cellule k . La résolution du problème permet d'obtenir des cartes en vitesse et en anisotropie comme celles montrées sur la figure 4.5. En particulier, dans le cas de la France, on observe une remarquable corrélation entre les directions Hercyniennes dans le Massif Armoricain ainsi que du sud du Massif Central à la région Vosges-Forêt-Noire. De même, dans les Pyrénées, les directions rapides d'ondes P_n sont quasi-parallèles à la direction de la chaîne.

L'anisotropie détectée à l'aide des ondes P_n est très bien localisée en profondeur : au toit du manteau supérieur. Néanmoins, nous n'avons accès qu'à une partie seulement de l'information. Se propageant horizontalement, les ondes P_n ne permettent d'imager l'anisotropie que dans un plan horizontal et nous n'avons aucune information sur un éventuel pendage de la fabrique lithosphérique. Rappelons donc qu'il s'agit d'une anisotropie azimutale.

4.2.2 La biréfringence des ondes S télé-sismiques

Les ondes S télé-sismiques et plus particulièrement celles dont une partie du trajet est dans le noyau (SKS , $SKKS$, PKS ...) sont également très intéressantes pour étudier l'anisotropie sismique. Nous l'avons vu ci-dessus, lorsqu'une onde S entre dans un milieu anisotrope, elle subit un phénomène de biréfringence. Elle se sépare en deux ondes quasi- S dont les polarisations et les vitesses sont différentes. Un tel exemple est montré sur la figure 4.6. Les

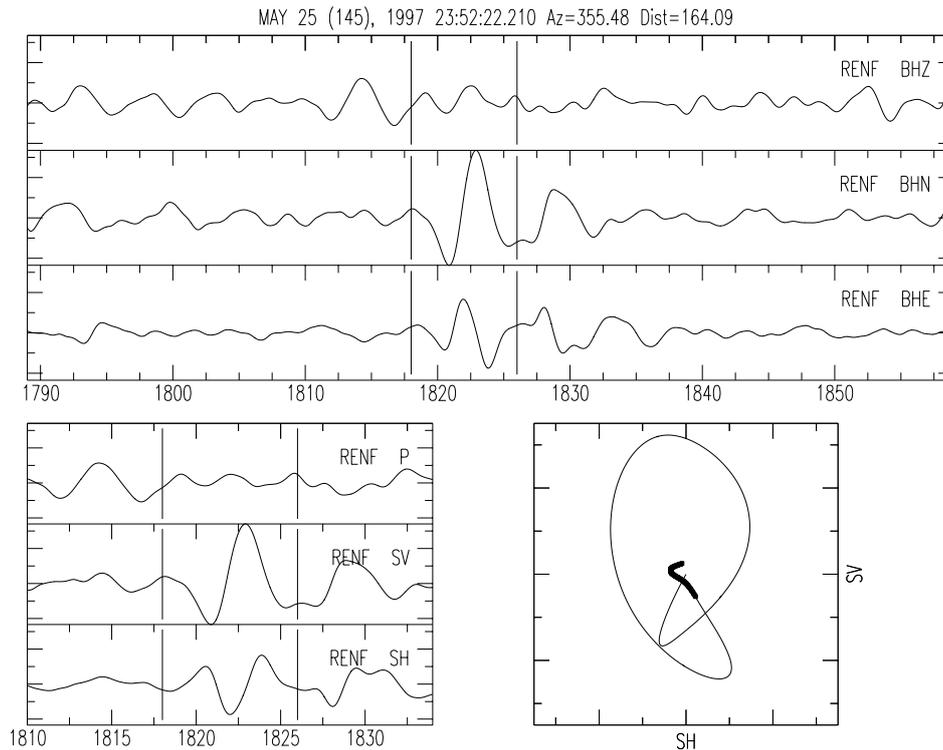
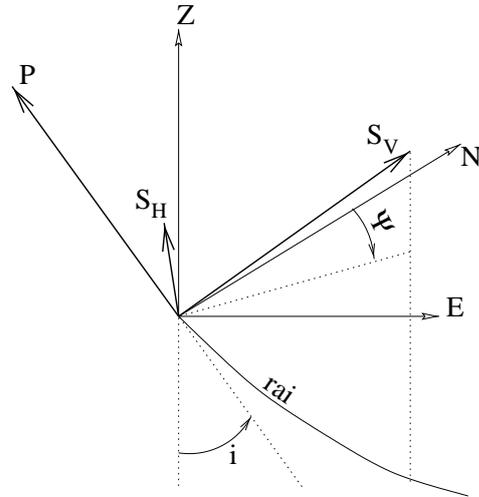


FIG. 4.6 – Exemple de biréfringence d'une onde SKKS du séisme des Iles Kermadec du 25/05/1997 à 23h22 enregistrée par la station large bande de Rennes. Le signal des trois composantes Z, N et E est représenté en haut, les marqueurs indiquent la position de la phase SKS. En bas à gauche, le signal a été placé dans le repère du rai : P, S_V , S_H . On remarquera l'absence d'énergie sur la composante P ce qui indique que le signal extrait est bien celui d'une onde S. En bas à droite, on représente le mouvement de particule dans le repère S_V , S_H . Le début du mouvement est marqué en trait épais. Tous les signaux ont été filtrés entre 0.1 et 1 Hz.

travaux pionniers de Vinnik et al. (1989a) et Silver et Chan (1988) ont permis d'expliquer de telles observations sur les ondes S téléseismiques par de l'anisotropie. Les phases résultant d'une conversion à l'interface noyau/manteau sont l'objet d'un intérêt particulier pour deux raisons : d'une part le trajet en P dans le noyau externe efface tout le contenu du signal lié au trajet du côté de la source ; d'autre part la conversion de P en S ne génère qu'une onde S_V polarisée «verticalement», dans le plan de propagation du rai. Le mouvement de particule enregistré à la station doit donc être linéaire dans la direction S_V . La figure 4.7 explicite les conventions de repérage des angles. L'onde SKKS représentée sur la figure 4.6 est convertie à l'interface noyau/manteau et donc polarisée selon S_V ; dans un milieu isotrope, on ne devrait pas observer d'énergie sur la composante S_H . Ce n'est pas le cas ; de plus, le délai entre les ondes quasi-S rapide et lente est habituellement faible devant la période de l'onde S avec pour conséquence la forme elliptique du mouvement de particule. D'une manière générale, l'observation d'un mouvement de particule non linéaire pour des ondes converties en S au noyau peut être considérée comme la preuve de la traversée d'un milieu anisotrope par l'onde. En revanche, comme nous l'avons vu ci-dessus en traitant le cas particulier du système de symétrie hexagonale, la linéarité du mouvement de particule n'est pas la preuve de l'absence

FIG. 4.7: Le repère géographique Z, N, E n'étant pas un repère direct, nous travaillerons dans le repère P, S_V, S_H . ψ est l'azimut de la source vue depuis la station compté positivement vers l'est et " i " est l'angle d'incidence du rai compté positivement depuis la verticale vers le rai en direction de la source. P est tangent au rai et S_V est dirigé vers la source. S_H est tel que le repère P, S_V, S_H est direct.



d'anisotropie.

La mesure de la biréfringence des ondes S télésismiques

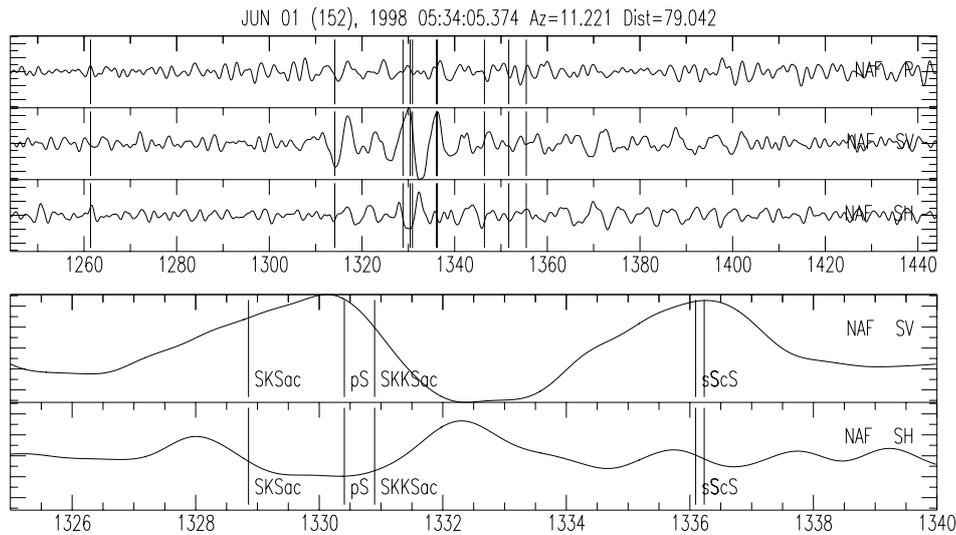


FIG. 4.8 – Exemple de signal non exploitable pour l'étude de la biréfringence des ondes S télésismiques. On représente les sismogrammes du séisme du Kamchatka le 01/06/1998 à 5h34 enregistrés à la station large bande de Nantes. Le signal est représenté dans le repère P, S_V, S_H avec les temps d'arrivées prédits par le modèle IASPEI91. Les deux sismogrammes du bas représentent un extrait de 15 s de signal sur les composantes S_V et S_H . Les signaux ont été filtrés entre 0.1 et 1 Hz.

Les données Quelles conditions un enregistrement d'onde S télésismique doit-il satisfaire pour être exploitable? Bien sûr, en premier lieu le rapport signal sur bruit doit être suffisant, ce qui n'est pas acquis dans le Massif Armoricaïn (voir page 20). Ensuite, la phase utilisée doit être bien isolée des autres arrivées d'ondes pour éviter de travailler sur des signaux «pollués». La figure 4.8 montre un tel enregistrement d'ondes S qu'on ne peut pas utiliser : les

arrivées d'ondes *SKS*, *pS* et *SKKS* étant séparées de moins de 3 s, il n'est pas possible de les différencier. D'un point de vue technique nous n'avons examiné que les événements dont la distance épacentrale est supérieure à 85 degrés et la magnitude supérieure à 5.8. Les critères de sélection nous permettent de conserver un total de 25 triplets de sismogrammes aptes à être utilisés pour l'étude de la biréfringence des ondes *S* téléseismiques.

Les méthodes Les différentes méthodes d'analyse de la biréfringence des ondes *S* consistent à déterminer la direction ϕ de polarisation de l'onde rapide et le délai δt entre les deux ondes quasi-*S* en minimisant, par exemple, l'énergie sur la composante S_H (Silver et Chan, 1991) ou encore en maximisant l'intercorrélacion entre les signaux sur les composantes «lente» et «rapide» (Bowman et Ando, 1987; Ansel, 1989). Ces deux méthodes donnent des résultats similaires (Granet et al., 1998, voir aussi la figure 4.9). Nous avons choisi d'utiliser celle de Bowman et Ando (1987) décrite par Ansel (1989).

Le délai qui sépare les deux ondes est donné par l'équation 4.8 où interviennent essentiellement le temps de parcours de l'onde dans le milieu anisotrope et le taux d'anisotropie. Il existe donc dans les mesures un couplage entre épaisseur du milieu et taux d'anisotropie. Nous travaillons dans le repère du rai : P, S_V, S_H (voir la figure 4.7). Or, les angles d'incidence des rais sont, du fait de la sélection des données, de l'ordre de 10 à 15 degrés au maximum. L'hypothèse du système hexagonal et ces faibles angles d'incidence font que dans un premier temps, à l'instar de l'anisotropie des ondes P_n , nous parlerons d'anisotropie azimutale des ondes *S* téléseismiques. Dans cette approximation, l'anisotropie des ondes *SKS* peut être décrite par deux paramètres : le délai δt entre l'onde rapide et l'onde lente et l'azimut ϕ de la direction de polarisation de l'onde rapide (que nous appellerons abusivement la «direction rapide»). Ces méthodes d'évaluation des paramètres d'anisotropie ϕ et δt ne permettent pas de calculer directement une erreur associée aux mesures ; néanmoins, les tests synthétiques effectués par Ansel (1989) et Guilbert (1995) permettent de considérer des erreurs de ± 10 degrés pour la direction de polarisation (ϕ) et ± 0.2 s pour le délai (δt) comme des valeurs raisonnables.

La localisation de l'anisotropie

Une question incontournable qui se pose devant ces observations concerne la localisation en profondeur de l'anisotropie détectée. Contrairement aux ondes P_n qui nous fournissent une information particulièrement bien localisée, l'anisotropie déduite de l'étude de la biréfringence des ondes *S* téléseismiques converties peut se situer n'importe où entre l'interface noyau/manteau et la station. De plus, le long de son trajet, l'onde *S* peut rencontrer plusieurs milieux anisotropes distincts.

Silver et Chan (1988, 1991) ainsi que Babuška et al. (1993) suggèrent que l'anisotropie sismique est une anisotropie lithosphérique figée («frozen-in anisotropy») liée aux déformations passées de la lithosphère. Au contraire Vinnik et al. (1992) avance que l'anisotropie mesurée en domaine continental est liée aux mouvements absolus des plaques et donc aux actuelles déformations de l'asthénosphère sub-continentale. Dans ce cas, lorsque la contribution asthénosphérique domine, l'anisotropie observée doit coïncider avec les mouvements absolus des plaques. La question n'est pas tranchée et sans doute ne faut-il pas généraliser le problème.

Un élément de réponse est apporté par la comparaison des directions de polarisation des ondes *S* rapides avec la direction du mouvement absolu des plaques. En effet, si l'anisotropie liée au mouvement absolu des plaques est la cause de la biréfringence des ondes *S*, les mesures devraient être homogènes, sinon à l'échelle de la plaque, du moins sur des domaines de

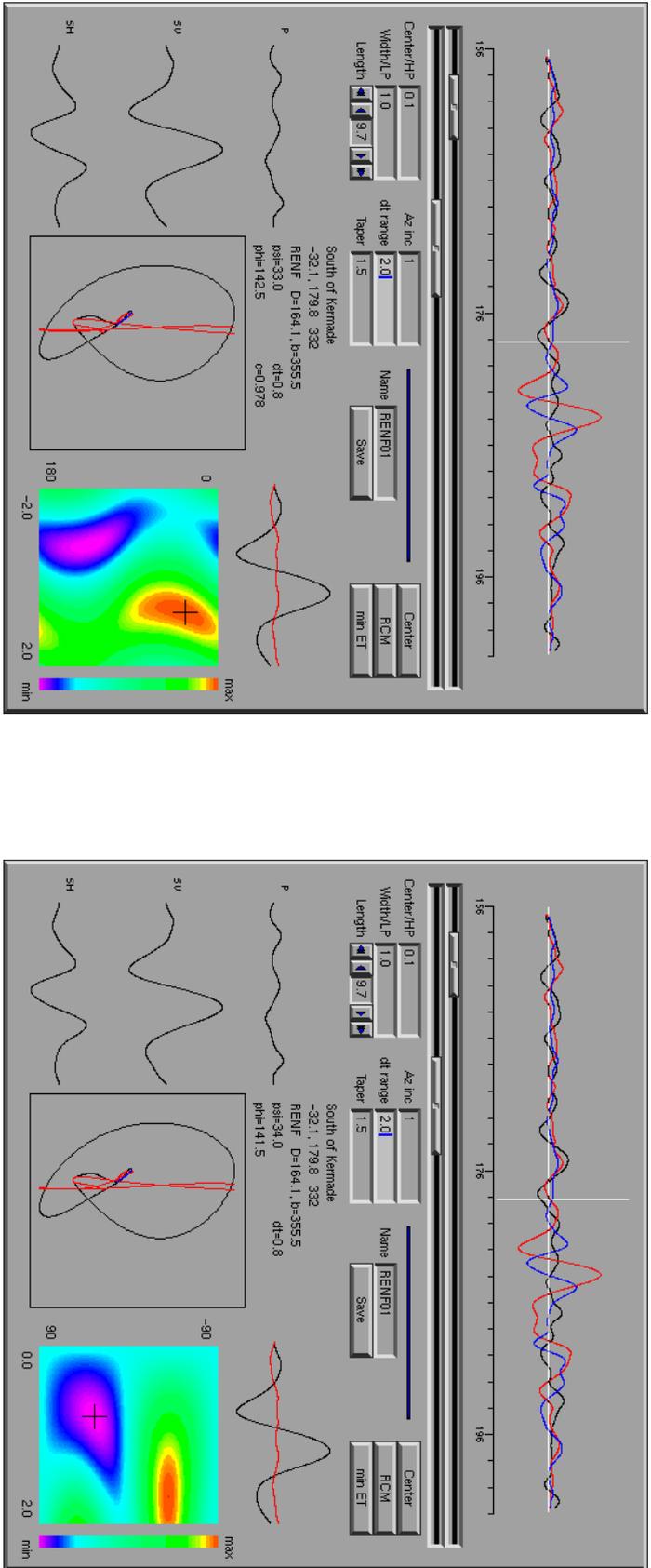


FIG. 4.9 – Calcul des paramètres ϕ et δt pour l'onde SKKS représentée sur la figure 4.6. A gauche (a), le calcul est effectué par l'application de la méthode «rotation-corrélation». A droite (b), le calcul est réalisé par minimisation de l'énergie sur la composante SH. Les deux méthodes donnent des résultats extrêmement proches ($\phi = 142^\circ$, $\delta t = 0.8$ s). Les signaux sont représentés en haut dans le système de coordonnées P (noir), Sv (rouge), SH (bleu). En bas à gauche, on représente les mêmes signaux dans la fenêtre temporelle sélectionnée. Au milieu, le mouvement de particule dans le plan Sv,SH avant correction est dessiné en noir puis en rouge après correction de l'anisotropie. A droite sont tracées les composantes Sv (en noir) et SH (en rouge) après correction. La «carte» en bas à droite représente la valeur du coefficient de corrélation (en a) ou de l'énergie sur la composante SH (en b) en fonction de l'angle de rotation ψ et du délai δt . La croix noire repère le couple $(\psi, \delta t)$ qui procure le meilleur coefficient de corrélation (a) ou la plus faible énergie sur la composante SH (b). Le mouvement de particule qui était elliptique est devenu linéaire selon la direction Sv après la correction.

plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés. De plus les directions rapides devraient être parallèles à la direction du mouvement de la plaque (Vinnik et al., 1992). Plusieurs auteurs (Granet et al., 1998; Barruol et Souriau, 1995, ...) s'appuient sur cet argument et sur les variations des mesures entre stations proches pour déduire que la cause de l'anisotropie observée dans les régions étudiées (Fossé Rhéna, Pyrénées, respectivement) n'est pas le mouvement absolu des plaques mais se trouve dans la lithosphère. Un autre élément de réponse en faveur d'une anisotropie lithosphérique est apporté par la forte corrélation entre les directions rapides des ondes S téléseismiques et les directions structurales connues en surface. Cet argument est certes plus fragile que la comparaison avec le mouvement absolu des plaques mais il doit tout de même être pris en considération.

Les variations des mesures de délai et de direction rapide en fonction de la direction de propagation des ondes S fournissent des informations supplémentaires sur la caractérisation du milieu anisotrope. Ainsi la question du nombre de couches anisotropes qui contribuent aux observations de la biréfringence des ondes S téléseismiques peut être abordée par l'étude des directions rapides observées en chaque station pour des séismes de différents azimuts (Savage et Silver, 1993; Ozalaybey et Savage, 1994; Levin et al., 1999). En particulier, l'analyse systématique de ces variations permet de différencier la signature d'un milieu « simple » à symétrie hexagonale d'axe horizontal de milieux plus complexes à plusieurs couches anisotropes (Bormann et al., 1993; Silver et Savage, 1994) ou encore avec un axe de symétrie incliné (Babuška et al., 1993; Levin et al., 1996; Plomerová et al., 1996; Hirn et al., 1998). Néanmoins, l'analyse de ces variations requiert une très bonne couverture azimutale et donc une durée d'enregistrement de plusieurs années.

4.2.3 Les sphères de résidus d'ondes P

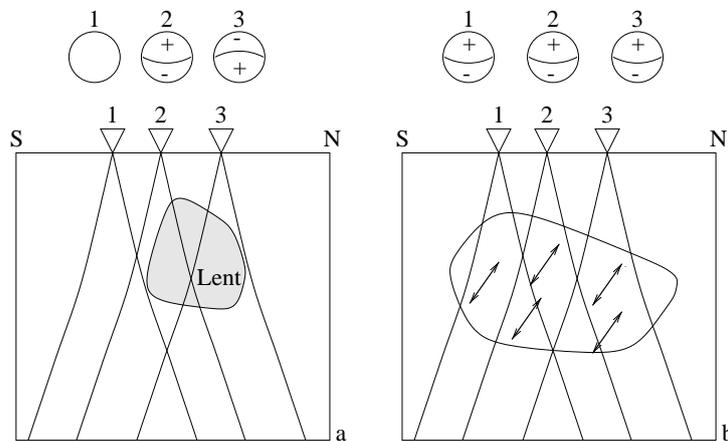


FIG. 4.10 – Effet d'une hétérogénéité de vitesse sismique et d'une structure anisotrope inclinée sur les résidus d'ondes P . Les projections stéréographiques des résidus normalisés aux stations 1, 2 et 3 sont schématisées au dessus des modèles (a) et (b); le signe - indique des arrivées en avance, le signe + indique des arrivées en retard. En (b), les double-flèches indiquent la direction rapide des ondes P . Dans le cas d'une structure anisotrope inclinée (b), tous les rais venant du sud sont en avance par rapport aux rais venant du nord.

La construction des sphères de résidus d'ondes P (SRP) consiste à extraire la composante anisotrope d'un jeu de résidus de temps de propagation d'ondes P (Babuška et al.,

1984a, 1987). La technique repose sur une normalisation régionalisée des résidus (Babuška et al., 1984a). Les sphères de résidus sont la représentation en projection stéréographique des résidus normalisés. L'observation de figures bipolaires dans les SRP est le signe d'une fabrique lithosphérique inclinée. Les tests synthétiques ont montré qu'on pouvait ainsi estimer l'orientation tridimensionnelle d'une fabrique à symétrie hexagonale. Cette restriction au système hexagonal est due au manque de données pour de grandes incidences. Il ne serait pas possible de travailler dans un système de symétrie plus complexe pour lequel certains paramètres ne seraient pas du tout contraints (Babuška et al., 1993; Plomerová et al., 1996).

L'interprétation des SRP est l'objet de controverses. Sont-elles représentatives de structures anisotropes inclinées ou simplement des variations latérales de vitesse sismique? Il est difficile de répondre à cette question sur la base de résultats obtenus en une station unique. En revanche, l'observation de figures bipolaires stables sur plusieurs stations est incompatible avec une lithosphère isotrope hétérogène. La figure 4.10 illustre la possibilité d'expliquer ces observations par une fabrique lithosphérique inclinée.

Confrontation aux données synthétiques

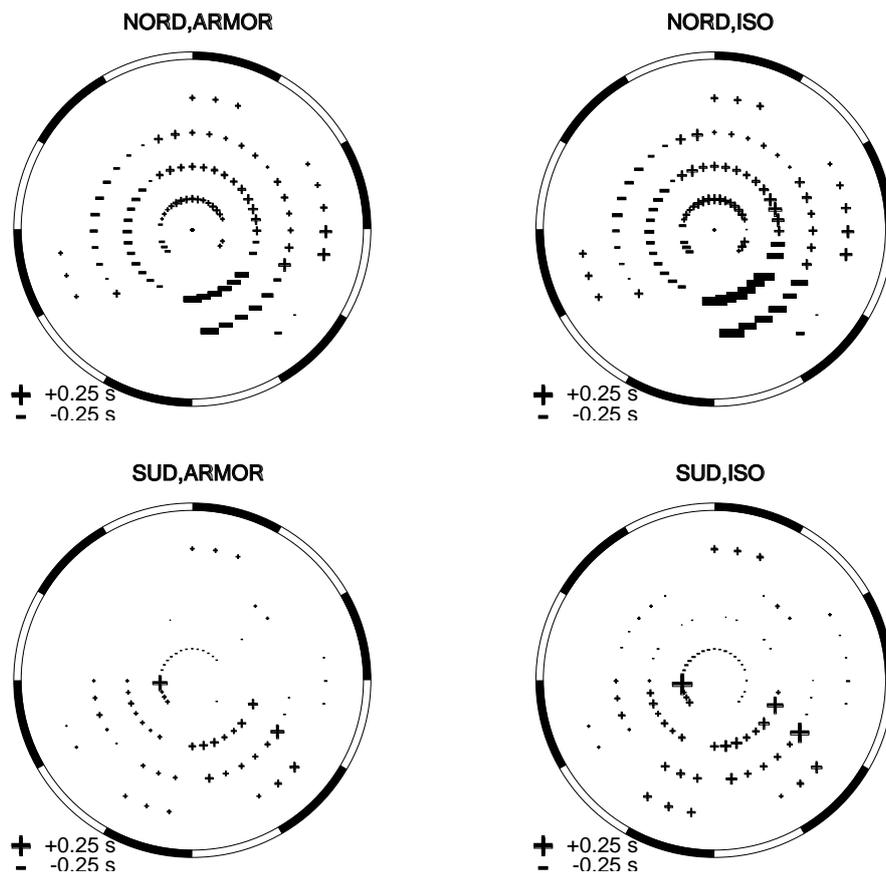


FIG. 4.11 – Sphères de résidus d'ondes P moyennes pour les groupes de stations *NORD* et *SUD* dans le Massif Armoricaïn. À gauche, les SRP sont construites avec le jeu de données réel (*ARMOR*), à droite, les SRP sont construites avec les données synthétiques calculées pour le modèle *ARMOR2-97+99*.

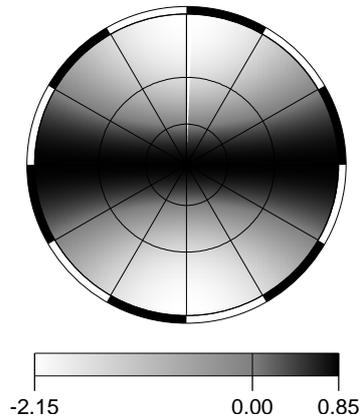


FIG. 4.12: Vitesse des ondes P dans un milieu anisotrope à symétrie hexagonale en fonction de l'azimut et de l'incidence des rais. Les variations de vitesse sont représentées en projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur et sont exprimées en % par rapport à la vitesse moyenne dans le milieu. Le taux d'anisotropie est de 3%.

Pour lever l'ambiguïté qui règne sur l'interprétation des SRP, nous avons procédé à deux tests synthétiques simples. Nous avons appliqué la procédure mise en œuvre dans le calcul des SRP à deux jeux de données. Le premier est le jeu de données réel ARMOR2-97+99, le second est constitué de résidus synthétiques calculés dans le modèle de vitesse ARMOR2-97+99. Le second jeu de données $\hat{\mathbf{d}}$ n'est autre que la partie expliquée des résidus par le modèle de vitesse: $\hat{\mathbf{d}} = \mathbf{G}\hat{\mathbf{m}}$. Les résidus $\hat{\mathbf{d}}$ sont donc exclusivement liés à des variations latérales de vitesse.

Pour ces deux jeux, nous avons regroupé les stations dont les sphères de résidus montrent des structures bipolaires similaires. Un premier groupe (NORD) est constitué des sites 111 à 114, 24 à 27, 4, 5 et 7; tous ces sites sont localisés dans le nord du Massif Armoricain. Un second groupe (SUD) comprend les sites 101 à 109, 35 à 37 et l'ensemble des sites du réseau des Nappes de Champtoceaux. Les SRP moyennes pour chaque groupe calculées avec les données vraies et les données synthétiques sont présentées sur la figure 4.11. Dans un premier temps, nous pourrions interpréter les résultats du groupe NORD comme la signature d'un milieu anisotrope à symétrie hexagonale dont l'axe de symétrie (direction «lente») est incliné vers le NE. Mais les deux sphères de résidus calculées avec les données synthétiques (ISO) sont extrêmement similaires à leurs homologues calculées avec les données vraies (ARMOR). Cette observation laisse penser que dans notre cas, les SRP ne représentent pas la composante anisotrope des résidus mais plutôt l'effet des variations latérales de vitesse.

4.3 L'orientation 3D de la fabrique lithosphérique

Nous avons utilisé une méthode proposée par Plomerová et al. (1996) pour estimer l'orientation tridimensionnelle de la fabrique lithosphérique. Il nous faut pour cela accepter quelques *a priori*:

1. l'origine de l'anisotropie détectée par la biréfringence des ondes S et, dans certains cas, par les sphères de résidus d'ondes P est commune;
2. l'anisotropie lithosphérique peut être modélisée par un tenseur d'élasticité représentant un milieu à symétrie hexagonale dont l'axe de symétrie est la direction de faible vitesse (figure 4.12).

Nous pouvons orienter un tel tenseur C en utilisant une matrice de rotation \mathbf{A} . La matrice \mathbf{A} est définie par trois angles d'Euler α , β et γ selon la convention utilisée par Montagner et

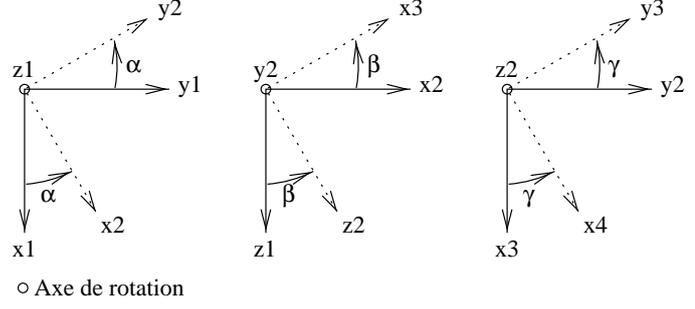


FIG. 4.13: Définition des trois rotations élémentaires successives définies par les angles d'Euler α , β et γ .

Anderson (1989) (figure 4.13). A chacun des angles correspond une matrice élémentaire et \mathbf{A} est le produit de ces trois matrices :

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha & 0 \\ -\sin \alpha & \cos \alpha & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \beta & 0 & -\sin \beta \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \beta & 0 & \cos \beta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

Le tenseur c réorienté se calcule alors ainsi :

$$c_{ijkl} = a_{ii'} a_{jj'} a_{kk'} a_{ll'} C_{i'j'k'l'} \quad (4.13)$$

En fixant l'épaisseur de la couche anisotrope, les équations 4.6, 4.7 et 4.8 permettent de déterminer, pour chaque mesure de biréfringence d'onde S , la direction de polarisation de l'onde rapide et le délai entre l'onde rapide et l'onde lente. On déduit également de l'équation 4.6 la vitesse de propagation d'une onde P et donc le résidu de temps de propagation lié à l'anisotropie. Rappelons que lors de l'étude de la biréfringence des ondes S , nous avons travaillé dans le repère du rai : P, S_V, S_H . La direction de polarisation de l'onde rapide est donc décrite par un vecteur (\mathbf{u}) à trois coordonnées et non simplement par son azimuth. Nous pouvons construire une fonction coût faisant intervenir le vecteur unitaire \mathbf{u} , le délai δt et les sphères de résidus d'ondes P définies par les résidus r :

$$R = \frac{1}{N_S} \sum_{i=1}^{N_S} \left[\frac{(\mathbf{u}_i^{\text{obs}}, \widehat{\mathbf{u}}_i^{\text{syn}})^2}{\sigma_i^{u^2}} + \frac{(\delta t_i^{\text{obs}} - \delta t_i^{\text{syn}})^2}{\sigma_i^{\delta t^2}} \right] + \frac{1}{N_P} \sum_{i=1}^{N_P} \left[\frac{(r_i^{\text{obs}} - r_i^{\text{syn}})^2}{\sigma_i^{r^2}} \right] \quad (4.14)$$

N_S et N_P sont respectivement les nombres d'observation en ondes S et en ondes P , les termes σ_i représentent les incertitudes sur les paramètres i . L'incidence des ondes est calculée à une profondeur de 30 km (dans le manteau supérieur) et nous faisons l'approximation d'un milieu homogène anisotrope en considérant donc des rais linéaires. Les incertitudes ont été fixées à 10 degrés pour la direction de polarisation, à 0.2 s pour les délais et à 0.1 s pour les SRP. La fonction coût est une fonction de l'azimut ϕ_b , de l'incidence θ_b de l'axe de symétrie du système hexagonal associé au milieu anisotrope et de sons épaisseur H . On cherche donc le triplet (ϕ_b, θ_b, H) qui minimise la fonction R . La recherche est effectuée par «exploration systématique de l'espace modèle», c'est-à-dire en explorant toutes les valeurs possibles des angles d'Euler par un pas de 3 degrés. Ici encore, la technique employée ne permet pas de connaître l'incertitude sur les résultats; c'est la forme de la surface de la fonction coût qui nous donne une information subjective: plus le minimum est «profond» et «étroit», plus le modèle est contraint; plus il est «large» et «plat», plus l'incertitude est grande.

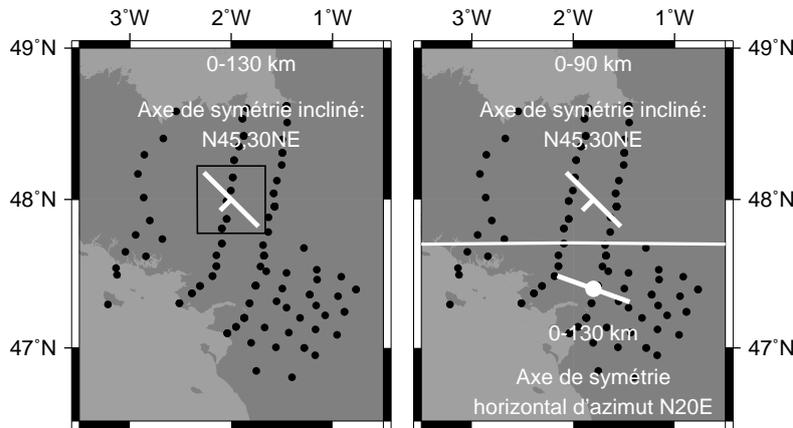


FIG. 4.14: Les modèles synthétiques ANISO1 (à gauche) et ANISO2 (à droite). Ces modèles ne comportent aucune variation latérale de vitesse. La région anisotrope du modèle ANISO1 est localisée par le carré noir. La limite des deux domaines anisotropes du second modèle est marquée par la ligne blanche.

4.4 Couplages entre anisotropie et tomographie téléseismique

Au cours des chapitres précédents, nous avons cherché à modéliser séparément l'anisotropie sismique et les hétérogénéités latérales de vitesse sismique. Il faut maintenant s'interroger sur l'indépendance des paramètres : notre jeu de données et les méthodes mises en œuvre permettent-ils de séparer correctement la composante isotrope de la composante anisotrope de la vitesse ? Si ce n'est pas le cas, quelle est l'importance du biais entre les variations latérales de vitesse et l'anisotropie ? Nos modèles tomographiques sont-ils crédibles ?

Sobolev et al. (1999) ont montré que selon la nature des objets géologiques et donc la géométrie et l'orientation des structures anisotropes associées, le biais peut être important au point de conduire à de mauvaises interprétations.

Afin d'estimer si un tel biais est présent dans nos données, nous avons construit des jeux de données synthétiques en utilisant la géométrie de rais des données réelles dans différents modèles anisotropes. Les résidus synthétiques ont ensuite été traités dans les mêmes conditions que les résidus réels (normalisation, inversion linéaire). Nous n'avons pas dans ce cas ajouté de bruit aux données de façon à avoir la meilleure image possible du biais. Dans tous les modèles synthétiques, le taux d'anisotropie est fixé à 3% et nous faisons l'approximation d'un système hexagonal dont l'axe de symétrie correspond à la direction de faible vitesse des ondes P (figure 4.12).

Les modèles synthétiques ont été conçus de façon à tester l'effet de l'anisotropie pour différentes dimensions des volumes anisotropes. Nous présentons les résultats des inversions de trois jeux de données synthétiques correspondant à trois niveaux de complexité :

- Le premier jeu de données synthétiques (ANISO1) est calculé dans un modèle contenant un bloc de 130 km d'épaisseur et de 50 km de côté centré en $48^{\circ}\text{N}, 2^{\circ}\text{O}$ caractérisé par un plan de propagation rapide des ondes P orienté $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ avec un pendage de 60° vers le SO (axe de symétrie «lent» orienté $\text{N}45^{\circ}\text{E}, 30^{\circ}\text{NE}$) ;
- le second jeu de données (ANISO2) est calculé dans un modèle simple : dans la moitié nord du modèle (latitudes supérieures à 47.7°N), l'axe de symétrie est d'azimut $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ et son plongement est de 30° vers le NE (comme dans la boîte du modèle ANISO1). L'épaisseur de la couche anisotrope est de 90 km. La moitié sud du modèle est caractérisée par un plan de propagation rapide vertical orienté $\text{N}110^{\circ}\text{E}$ sur une épaisseur de 120 km (figure 4.14) ;

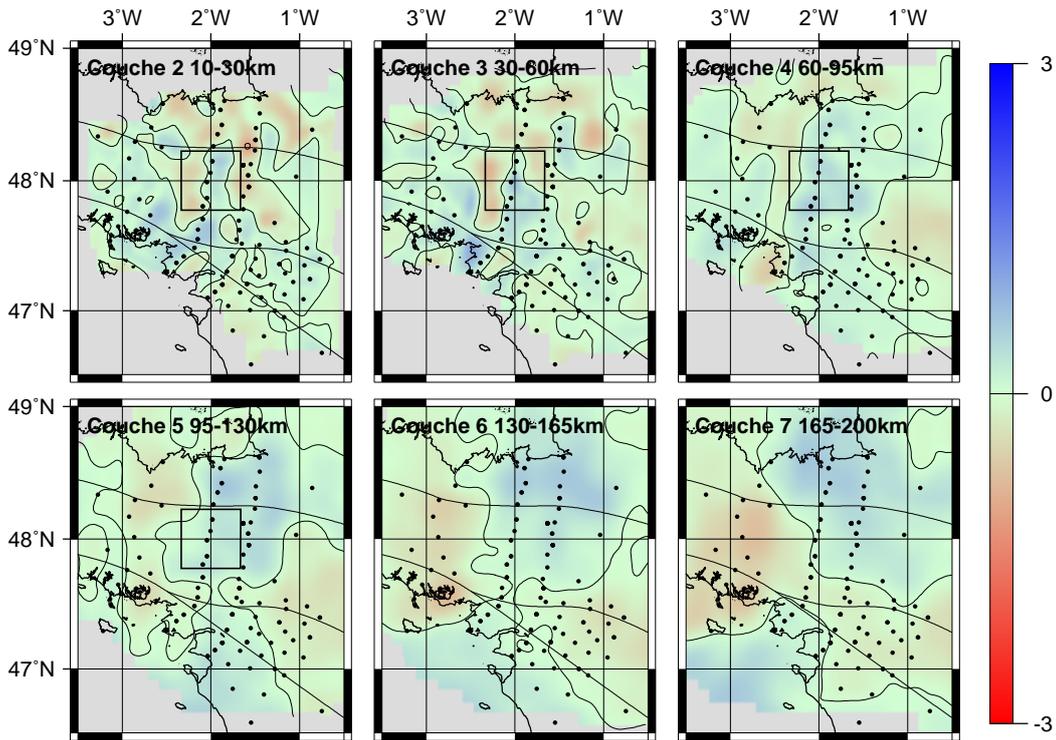


FIG. 4.15 – Résultat de l'inversion des résidus calculés dans le modèle ANISO1.

- enfin, le dernier modèle (ISO+ANISO2) est constitué du modèle de vitesse isotrope que nous avons calculé au chapitre précédent auquel nous avons superposé l'anisotropie du modèle ANISO2.

Nous avons également procédé à plusieurs tests dans des modèles où l'anisotropie sismique est latéralement homogène. Dans tous les cas, la normalisation régionalisée décrite au chapitre 3 permet de retirer des résidus tout le signal lié à l'anisotropie.

Les résultats des inversions des trois jeux de données sont représentés sur les figures 4.15, 4.16 et 4.17. Dans le cas de la perturbation anisotrope de petite longueur d'onde (dans le modèle ANISO1) les perturbations de vitesse restituées sont extrêmement faibles (figure 4.15), de l'ordre de 0.5%, -1% localement dans le couche 1 ; on ne retrouve pas de signature significative dans le modèle de vitesse. En revanche, pour les variations de l'anisotropie à plus grande longueur d'onde (dans le modèle ANISO2), on restitue des perturbations non négligeables sur le bord sud du modèle (+2% localement dans les couches 2 et 3, $\pm 1\%$ dans les couches plus profondes). D'une manière générale, on ne retrouve pas la limite entre les deux régions anisotropes (latitude 47.7°N) dans le modèle de vitesse. La direction majeure marquée par les anomalies de vitesse correspond plutôt aux directions des plans de propagation rapide que nous avons introduits dans le modèle anisotrope (entre N135°E et N110°E).

Enfin, le résultat de la dernière inversion avec le jeu de données ISO+ANISO2 montre une augmentation des amplitudes des perturbations par rapport à l'inversion linéaire des données réelles (figure 3.12). Cette observation n'est pas très surprenante car nous avons utilisé une technique d'inversion linéaire. En effet, d'après la définition du jeu de données ISO+ANISO2, le modèle restitué doit être la somme du modèle calculé avec le jeu de données ANISO2 et d'un modèle proche du modèle de vitesse «linéaire» calculé au chapitre précédent (le modèle

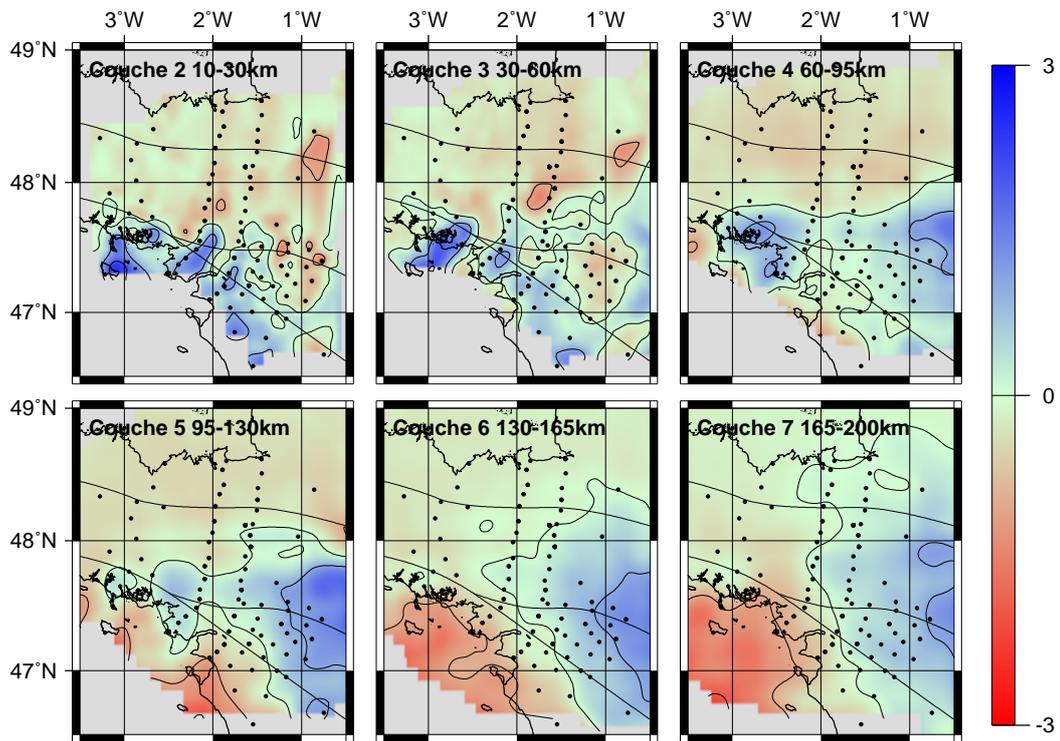


FIG. 4.16 – Résultat de l'inversion des résidus calculés dans le modèle ANISO2.

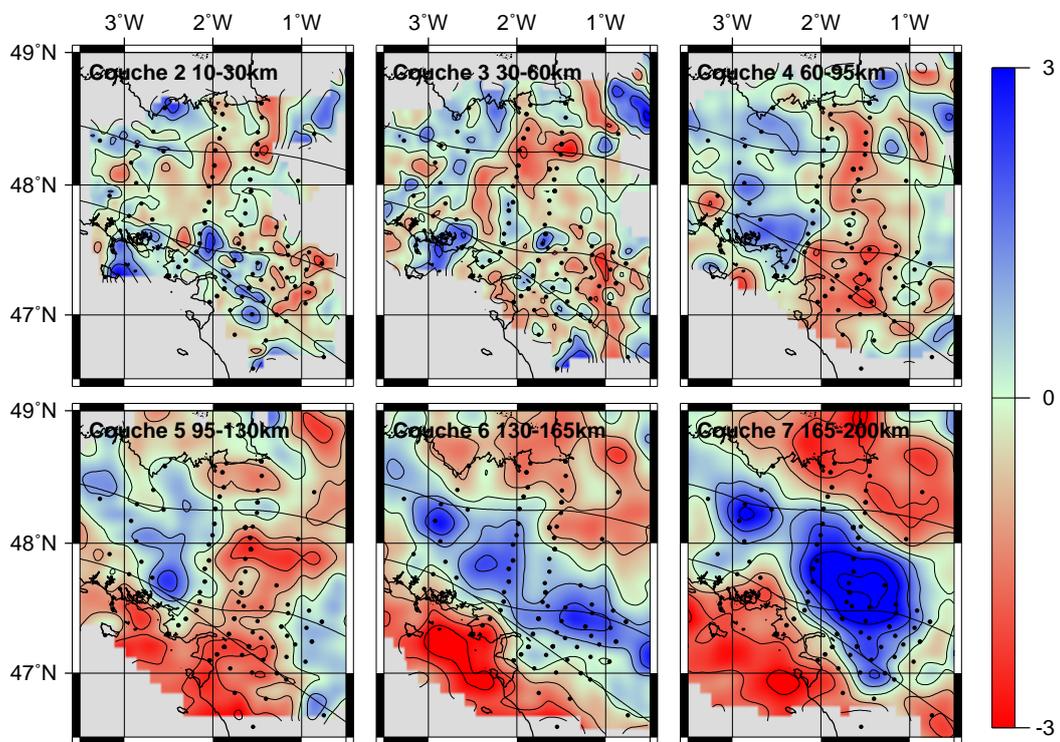


FIG. 4.17 – Résultat de l'inversion des résidus ISO+ANISO2.

isotrope est le modèle estimé).

Conclusion : Ces tests montrent que le couplage entre l'anisotropie sismique et les variations latérales de vitesse sismique dépend non seulement de la géométrie des rais mais aussi de la géométrie et de l'orientation des structures anisotropes. Les processus de normalisation et d'inversion dans un schéma isotrope ont pour effet de restituer des perturbations dans les régions où la distribution spatiale des rais est la moins bien adaptée à une inversion, c'est-à-dire sur les bords du modèle et dans les couches profondes, régions où les rais se croisent peu. Les régions du modèle où les rais se croisent suffisamment ne sont que peu affectées par l'introduction de l'anisotropie. De plus, l'amplitude du biais introduit dans les images varie selon la longueur d'onde des variations latérales d'anisotropie :

- aux courtes longueurs d'ondes (ANISO1), lorsque le volume anisotrope est localisé dans une zone bien contrainte en terme de croisement de rais, l'amplitude du biais est négligeable ;
- aux grandes longueurs d'ondes, notre normalisation supprime totalement la contribution anisotrope des résidus ;
- aux longueurs d'ondes moyennes (modèle ANISO2), les perturbations induites sont non négligeables dans les régions à faible croisement de rais et leurs géométries ne reflètent pas nécessairement celles des volumes anisotropes.

Une solution à ce problème est d'inclure l'anisotropie sismique dans l'inversion. Grésillaud et Cara (1996) ont montré que l'inversion «mixte» n'était réellement efficace que pour des distributions de données extrêmement homogènes et très dense, c'est-à-dire bien différentes de celle des jeux de données réels dont nous disposons.

Chapitre 5

Des images sismologiques de la Chaîne Hercynienne et leur interprétation

Résumé

Au cours des chapitres précédents ont été mises en place les méthodes d'analyse et de modélisation des données sismologiques à la base de ce travail. La validité des techniques ainsi que la capacité de résolution des jeux de données ont été testées. Nous sommes donc maintenant en mesure de présenter les «images sismologiques» qui résultent de l'application des méthodes aux données acquises dans le Massif Armoricaïn et le Massif Bohémien. Nous tenterons ensuite de replacer ces résultats dans le contexte de la collision hercynienne. Si certains éléments apportent des réponses aux problèmes posés, d'autres introduisent de nouvelles questions.

5.1 Les images sismologiques du Massif Armoricaïn

5.1.1 Les variations de vitesse des ondes P dans le Massif Armoricaïn

Le manteau supérieur

Les figures 5.1 et 5.2 présentent notre modèle de variations de vitesse des ondes P sous le Massif Armoricaïn. Ce modèle est le résultat de l'inversion non linéaire du jeu de données ARMOR2-97+99. Il est exprimé en perturbations de vitesse (en %) par rapport au modèle de référence (voir le paragraphe 3.2.3). Les perturbations négatives sont représentées en rouge, les perturbations positives sont représentées en bleu.

L'amplitude totale des perturbations est de 6% et le maximum est observé dans la dernière couche (couche 7, 165-200 km). Nous reviendrons un peu plus loin sur ce point. Une première observation du modèle nous permet de distinguer verticalement deux domaines. Le premier comprend les couches 2 à 4 (10 à 95 km). Il se caractérise par des anomalies négatives dans la moitié SE (-2.5% dans la couche 4) ; une anomalie positive semble se propager en profondeur vers le SE. Le second domaine comprend les couches 6 et 7 (130-200 km) où la structure est très différente : on observe une région rapide d'orientation NO-SE dont le bord sud semble correspondre remarquablement à la localisation du Cisaillement Sud-Armoricaïn (CSA). La couche 5 (95-130 km) tient le rôle de couche de transition entre les deux domaines. Elle est

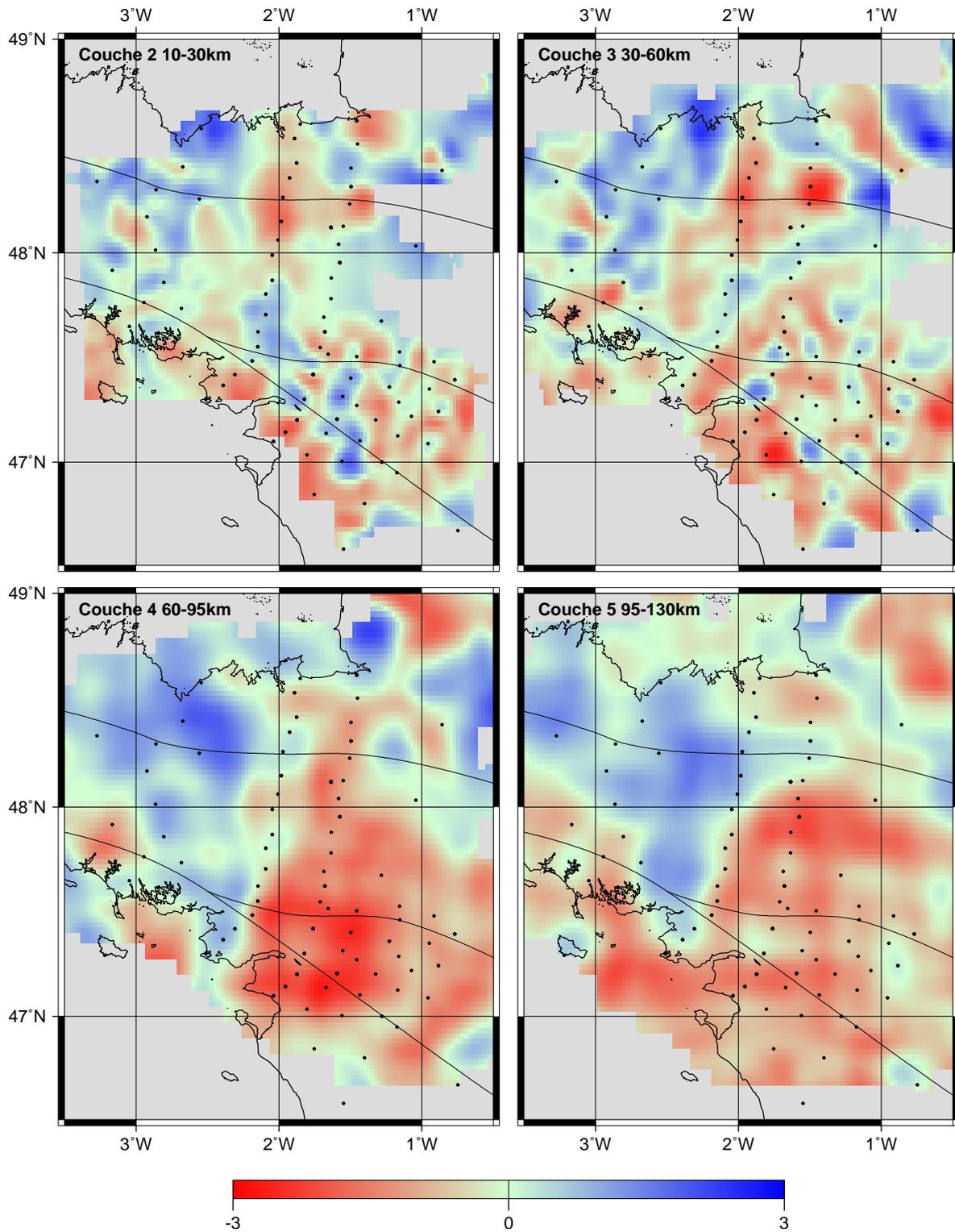


FIG. 5.1 – Les perturbations de vitesse des ondes P pour les couches 2 à 5 (en %) résultant de l'inversion non linéaire du jeu de données ARMOR2-97+99.

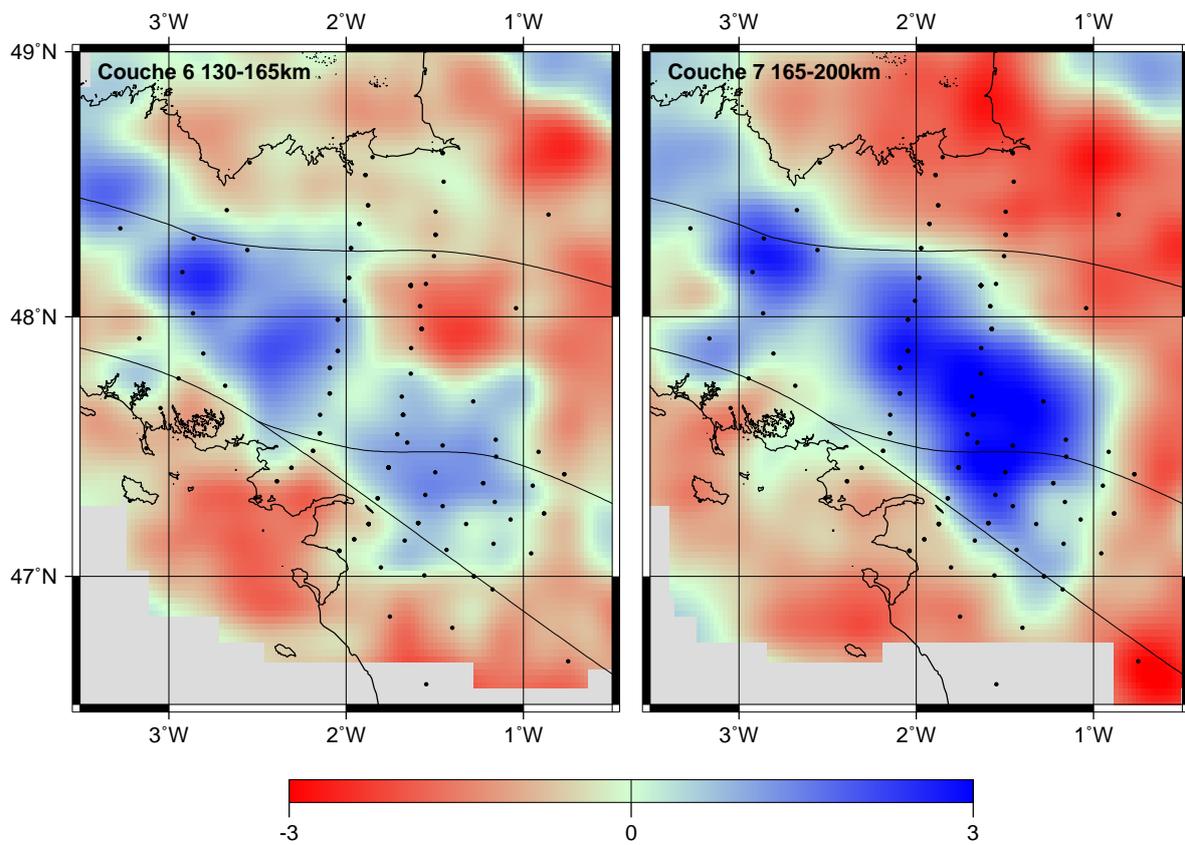


FIG. 5.2 – Les perturbations de vitesse des ondes P pour les couches 6 et 7 (en %) résultant de l'inversion non linéaire du jeu de données ARMOR2-97+99.

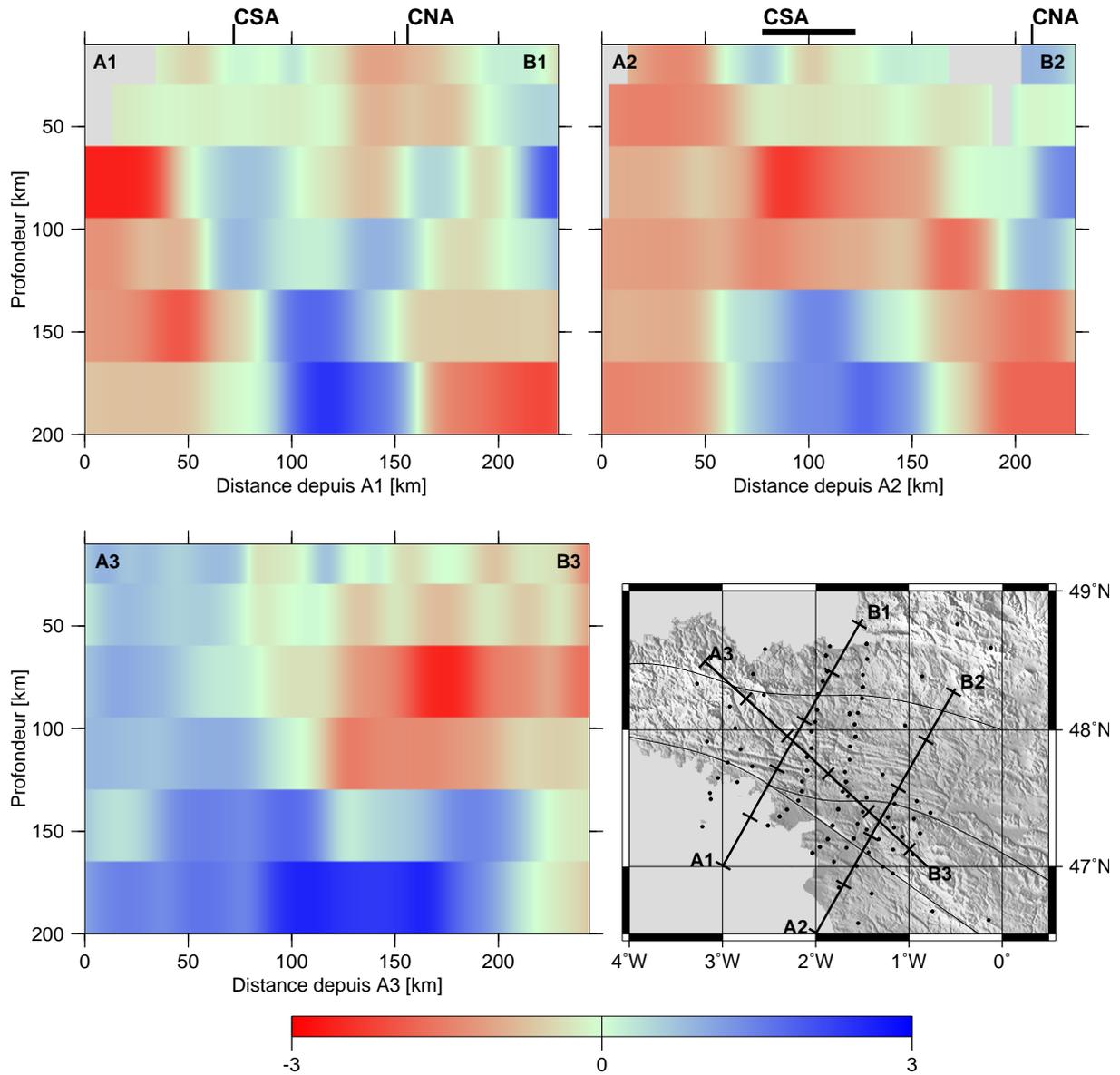


FIG. 5.3 – Coupes verticales dans le modèle ARMOR2-97+99. Les profils sont calculés le long des lignes représentées sur la carte en bas à droite. Ils représentent les variations de vitesse moyennées par une gaussienne dont la largeur est égale à la plus grande dimension latérale des blocs dans chaque couche. Les Cisaillements Sud- et Nord-Armoricains sont repérés en haut des coupes A1B1 et A2B2. Toutes les coupes sont à la même échelle, il n'y a pas d'exagération verticale.

encore marquée par les caractéristiques du domaine supérieur mais l'amplitude des perturbations négatives au SE est plus faible (-1 à -2%) et les structures commencent à s'orienter dans la direction NO-SE.

Le CNA n'a pas du tout de signature dans le modèle de vitesse ; il s'agit donc d'une structure superficielle probablement limitée à la croûte. En revanche, on note que la région située au sud du CSA (le long du bord sud du modèle) est généralement marquée par des perturbations négatives dans toutes les couches. Nous avons vu au cours de l'examen des matrices de résolution et de covariance et compte tenu des résultats des tests synthétiques (chapitre 3), que cette partie du modèle est résolue de manière satisfaisante en terme de sensibilité aux variations latérales de vitesse. Mais nous avons aussi démontré que la présence d'une couche anisotrope dans les 130 premiers kilomètres était, dans certaines conditions, susceptible d'introduire des perturbations de vitesse non négligeables sur les bords du modèle (paragraphe 4.4). De plus, notre modèle montre les perturbations les plus importantes (6%) dans la dernière couche. Il est possible que les fortes anomalies de cette dernière couche soient la conséquence de l'anisotropie sismique et/ou de la présence de perturbations localisées sous la zone cible. Dans l'hypothèse de perturbations localisées sous la zone cible, une parade à ce biais aurait été de prolonger en profondeur notre modèle. Nous avons testé cette possibilité en ajoutant une couche supplémentaire entre 200 et 250 km. Dans les couches 1 à 6, les résultats sont très peu différents de ceux du modèle à 7 couches. En revanche, pour le modèle à 8 couches, les couches 7 et 8 montrent des distributions de perturbations très semblables avec une amplitude de perturbations diminuant légèrement. Cela signifie que la profondeur de 200 km est effectivement proche de la profondeur limite supportée par notre jeu de données. En dessous de 200 km les rais se croisent plus rarement et ce sont les effets de «smearing» (étalement des anomalies le long des rais) qui dominent l'image. Les perturbations de la dernière couche (165-200 km) traduisent donc les variations latérales de vitesse sismique auxquelles se superposent des effets induits par des anomalies plus profondes et un éventuel biais de l'anisotropie.

Trois coupes verticales dans le modèle sont présentées sur la figure 5.3. Elles mettent en évidence le changement de géométrie du modèle à la profondeur correspondant à la base de la couche 5 (130 km). Sur les coupes A1B1 et A2B2, perpendiculaires à la direction générale des structures de surface, on observe bien l'anomalie rapide centrale limitée aux couches 6 et 7 d'une part, et les perturbations négatives au sud du CSA du sommet à la base du modèle d'autre part. Enfin, la dernière coupe, orientée NO-SE dans l'axe de l'anomalie rapide centrale, met en évidence le partitionnement E-O du domaine supérieur.

L'apport des données ARMOR2-99 sur les images tomographiques est très important. En premier lieu, nous pouvons prolonger notre modèle jusqu'à 200 km de profondeur du fait de l'ouverture plus grande du réseau. De plus, ces données permettent de lever le doute sur les directions des structures et en particulier pour l'anomalie positive centrale. En effet, le modèle ARMOR2-97 (figure 3.11) suggère que la direction de cette anomalie est plus proche de N130-140E que de la direction du CNA (approximativement E-O). Néanmoins, sur la base d'une image tomographique obtenue avec uniquement deux lignes de stations parallèles et peu écartées, un tomographe raisonnable ne peut pas discuter de l'obliquité des structures par rapport à la direction perpendiculaire aux lignes de stations. Il est tout de même réconfortant de constater la similarité des modèles ARMOR2-97 et ARMOR2-97+99 et en particulier l'orientation identique des structures qui apparaissent dans les deux images. Le jeu de données ARMOR2-97 était donc de meilleure qualité que ce que nous pouvions en dire *a priori* au chapitre 2.3.3.

FIG. 5.4: *Trajets source-station utilisés pour la tomographie de la croûte supérieure. Les sources sont représentées par les symboles blancs. Nous représentons ici les localisations effectuées en utilisant HYPOINVERSE.*

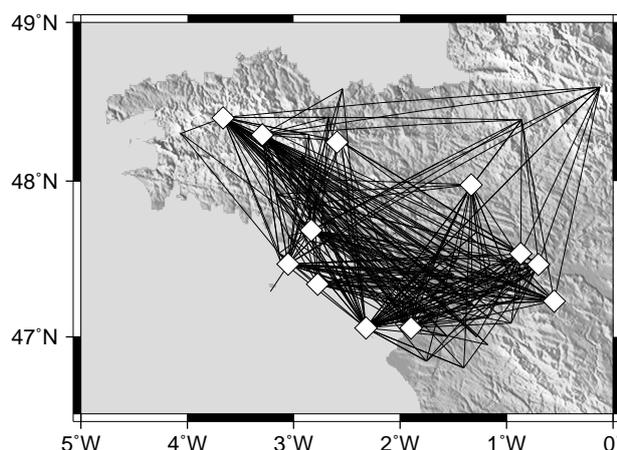
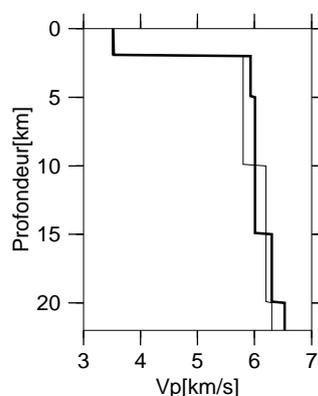


FIG. 5.5: *Profils de vitesse des ondes P dans la croûte d'après Sapin (1973) (trait fin) et calculé à partir des données des séismes locaux (trait épais).*



La croûte

La Bretagne est une région où la sismicité est faible. Au cours de l'expérience ARMOR2-99, le Bureau Central Sismologique Français rapporte l'occurrence de 29 séismes dans le Massif Armoricain. Seuls 12 de ces événements ont fourni des signaux permettant un pointé de temps d'arrivée de bonne qualité. Nous disposons au total de 307 données représentées sur la figure 5.4. Ces données sont les temps d'arrivée des ondes P directes uniquement car les pointés des ondes S étant de qualité médiocre, il aurait été dangereux de les inclure dans un jeu de donnée aussi réduit. Dans un premier temps, les séismes ont été localisés en utilisant le logiciel HYPOINVERSE (Klein, 1978). Le modèle de croûte utilisé est le modèle de croûte armoricaine proposé par Sapin (1973) (figure 5.5).

Nous avons ensuite déterminé un nouveau modèle de croûte et relocalisé nos événements à l'aide du logiciel VELEST (Version 3.1, 10.4.95, Kissling et al., 1994). Cette opération permet de déterminer simultanément le profil de vitesse qui servira de modèle de référence pour l'inversion tomographique, les délais statiques (analogues aux « cônes » de la tomographie télésismique régionale) ainsi que les localisations précises de nos événements. La variance des résidus est réduite de 30% en trois itérations. Une quatrième itération ne permet d'atteindre que 32% de réduction de variance. Le nouveau modèle de vitesse, assez proche du modèle initial (voir figure 5.5), est celui que nous avons utilisé lors de l'inversion des données. Les localisations diffèrent également assez peu : le « déplacement moyen » des sources est de 0.8 km. Enfin, les délais statiques sont en moyenne de 0.1 s.

L'inversion tomographique a été effectuée à l'aide du logiciel d'inversion/localisation SIMULPS (Thurber, 1993; Eberhart-Phillips, 1993). Le petit nombre des données et la géométrie des rais nous imposent de restreindre la zone cible à la seule région réellement couverte par un réseau à deux dimensions, c'est-à-dire la région des Nappes de Champtoceaux. De plus, la densité de rais étant très faible dans la croûte inférieure, la paramétrisation du modèle est finalement réduite à la croûte supérieure. En conséquence, notre modèle a été paramétré avec trois niveaux de nœuds (à 5, 10 et 20 km de profondeur). Les nœuds sont distants de 15 km dans les directions E-O et N-S. Le résultat de l'inversion ainsi que les termes diagonaux de la matrice de résolution sont montrés sur la figure 5.6. Au total, 307 temps d'arrivées d'ondes *P* directes ont été utilisés, les paramètres pris en compte dans l'inversion sont au nombre de 150 et la réduction de variance est de 60%. La région la plus superficielle (5 km) est la mieux résolue alors que plus en profondeur, à 20 km, le modèle montre des effets d'étalement des perturbations le long des rais des séismes les plus éloignés localisés au NO. Le peu de données sur lequel repose ce résultat nous interdit une interprétation plus poussée du modèle. Comparons néanmoins les perturbations de vitesse à 5 km avec les paramètres associés aux stations dans la tomographie téléseismique (termes statiques, figure 5.7, gauche). Il est intéressant de constater que les termes statiques les plus fortement négatifs se situent dans les régions nord et est du réseau, c'est-à-dire dans des régions où des vitesses faibles sont observées. Par ailleurs, le complexe métamorphique de Champtoceaux étant caractérisé par une densité plus élevée que le milieu environnant, il devrait être souligné par des vitesses sismiques et des termes statiques élevés (e.g. Birch, 1961). Nous observons bien une anomalie positive dans le modèle de vitesse mais sa localisation est décalée d'une dizaine kilomètres vers l'ouest par rapport au maximum de l'anomalie de Bouguer. La corrélation majeure entre les perturbations de vitesses à 5 km de profondeur et l'image gravimétrique se situe au sud du Cisaillement Sud-Armoricain où des vitesses élevées sont associées à une anomalie de Bouguer positive.

5.1.2 L'anisotropie de vitesse des ondes de volume

Les mesures de biréfringence des ondes *S* téléseismiques dans le Massif Armoricaïn

L'ensemble des résultats des mesures de biréfringence des ondes *S* téléseismiques est donné dans le tableau 5.1. Nous disposons au total de 25 mesures. Deux raisons expliquent ce petit nombre de données : d'une part, la relative rareté des événements dont la distance épacentrale est propice à l'enregistrement d'ondes *S* converties à l'interface noyau-manteau bien isolées des autres phases *S* (voir la figure 4.8, page 76) ; d'autre part, le faible rapport signal/bruit aux périodes des ondes recherchées (5 à 8 secondes) dû à l'effet de la houle marine (voir page 20). Par ailleurs, un choix particulièrement sévère sur la qualité des données nous a amené à rejeter un nombre significatif de séismes potentiellement exploitables mais considérés comme «douteux».

A l'échelle du Massif Armoricaïn, l'azimut moyen de la direction rapide est N135°E (l'écart type σ est de 7.5°) et le délai moyen est de 1 s ($\sigma=0.2$ s). Nos résultats en terme de délai sont assez proches de la moyenne de 1 s rapportée par Silver (1996) sur une compilation de 322 mesures à l'échelle mondiale. En considérant un taux d'anisotropie de vitesse d'ondes *S* de 3 à 4%, cela correspond à un trajet dans un milieu anisotrope d'une centaine de kilomètres d'épaisseur.

La figure 5.8 résume les résultats. Sur cette carte, nous pouvons distinguer deux régions. La région nord regroupe les sites 27, RENF, 09 et 05 où les délais sont faibles (0.7 s, $\sigma=0.13$ s)

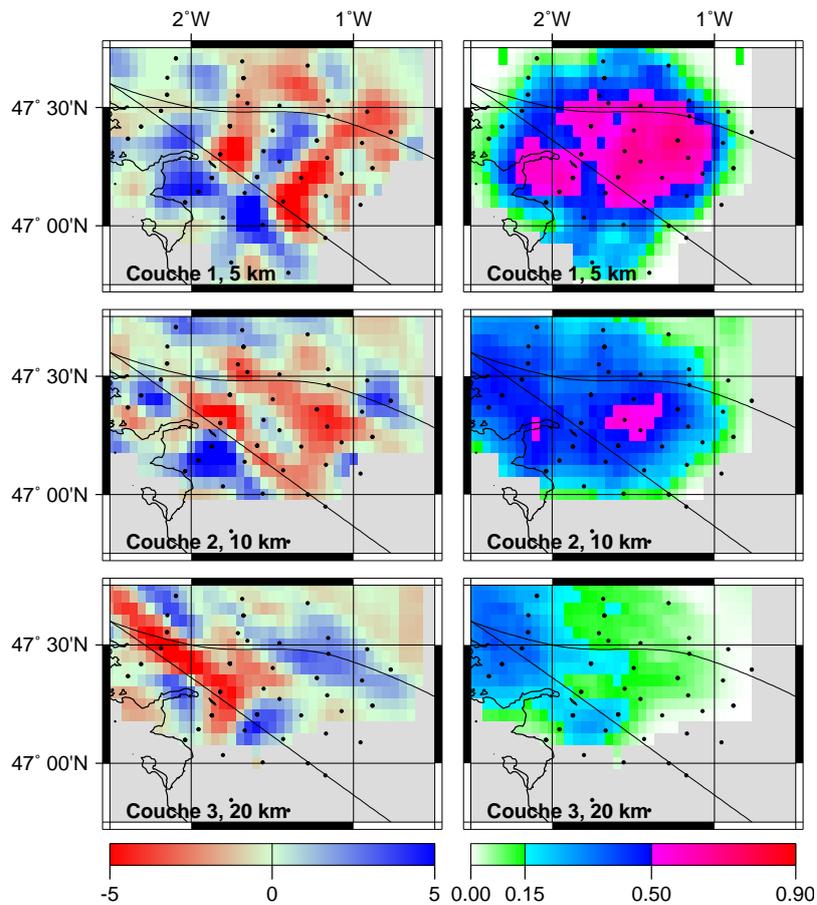


FIG. 5.6 – Résultats de l'inversion des temps d'arrivée d'ondes P des séismes locaux. Les images sont obtenues en utilisant une technique de décalage-moyennage (voir chapitre 3). Pour chaque profondeur, la colonne de gauche montre les perturbations de vitesse et la colonne de droite montre les termes diagonaux de la matrice de résolution.

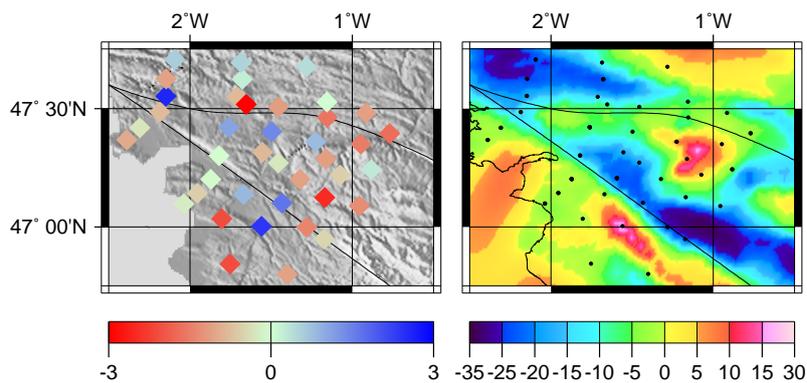


FIG. 5.7 – Les paramètres du modèle ARMOR2-97+99 associés aux stations de la région des Nappes de Champtoceaux sont représentés à gauche. On représente à droite l'anomalie de Bouguer (mgal) dans la même région.

TAB. 5.1 – Synthèse des mesures de biréfringence des ondes S téléseismiques. Les résultats sont représentés par le délai entre l'onde rapide et l'onde lente (δt) et la direction de polarisation de l'onde rapide décrite par deux angles : l'azimut ϕ et l'angle θ qui est mesuré entre la direction de polarisation de l'onde rapide et la verticale, cet angle est compté positivement vers le haut. Sont données également l'heure origine et les coordonnées des événements utilisés.

	Sta.	Az.	Dist.	ϕ	θ	δt	Heure origine	Lat.	Long.	Prof.
1	RENF	236	90	161	94	0.6	1997.01.23-02.15.22	-22.0	-65.7	276
2	X22H	18	142	Linéaire			1997.04.21-12.02.26	-12.6	166.7	33
3	X09L	18	151	-52	95	0.5	1997.05.21-14.10.26	-20.4	169.3	57
4	X15H	18	152	-48	96	0.7	1997.05.21-14.10.26	-20.4	169.3	57
5	X27H	17	151	-19	101	0.7	1997.05.21-14.10.26	-20.4	169.3	57
6	RENF	355	164	142	102	0.8	1997.05.25-23.22.33	-32.1	179.8	332
7	X05L	356	163	313	99	0.5	1997.05.25-23.22.33	-32.1	179.8	332
8	X09L	355	164	298	97	0.7	1997.05.25-23.22.33	-32.1	179.8	332
9	X15H	354	164	290	95	1.3	1997.05.25-23.22.33	-32.1	179.8	332
10	X27H	354	164	332	102	0.8	1997.05.25-23.22.33	-32.1	179.8	332
11	X17H	73	126	Linéaire			1997.08.10-09.20.30	-16.0	124.3	10
12	RENF	61	120	Linéaire			1997.09.26-15.48.34	-5.4	129.0	253
13	NAF	234	100	Linéaire			1998.07.29-07.14.24	-32.3	-71.3	51
14	NAF	56	110	Linéaire			1998.09.02-08.37.29	5.4	126.8	50
15	NAF	244	88	Linéaire			1998.10.08-04.51.42	-16.1	-71.4	136
16	NAF	39	91	Linéaire			1999.01.24-00.37.04	30.6	131.1	33
17	X040	34	98	140	92	1.5	1999.07.03-05:30:10	26.3	140.5	430
18	X042	34	98	143	93	1.5	1999.07.03-05:30:10	26.3	140.5	430
19	X052	34	98	104	87	0.4	1999.07.03-05:30:10	26.3	140.5	430
20	X057	33	99	136	92	1.2	1999.07.03-05:30:10	26.3	140.5	430
21	X070	33	99	140	92	1.6	1999.07.03-05:30:10	26.3	140.5	430
22	X071	34	99	136	92	1.3	1999.07.03-05:30:10	26.3	140.5	430
23	NAF	33	103	Linéaire			2000.03.28-11:00:19	22.4	143.6	116
24	NAF	230	93	135	91	1.5	2000.04.23-17:01:17	-28.4	-62.9	609
25	NAF	29	90	129	92	1.6	2000.07.20-18:39:19	36.6	141.0	49

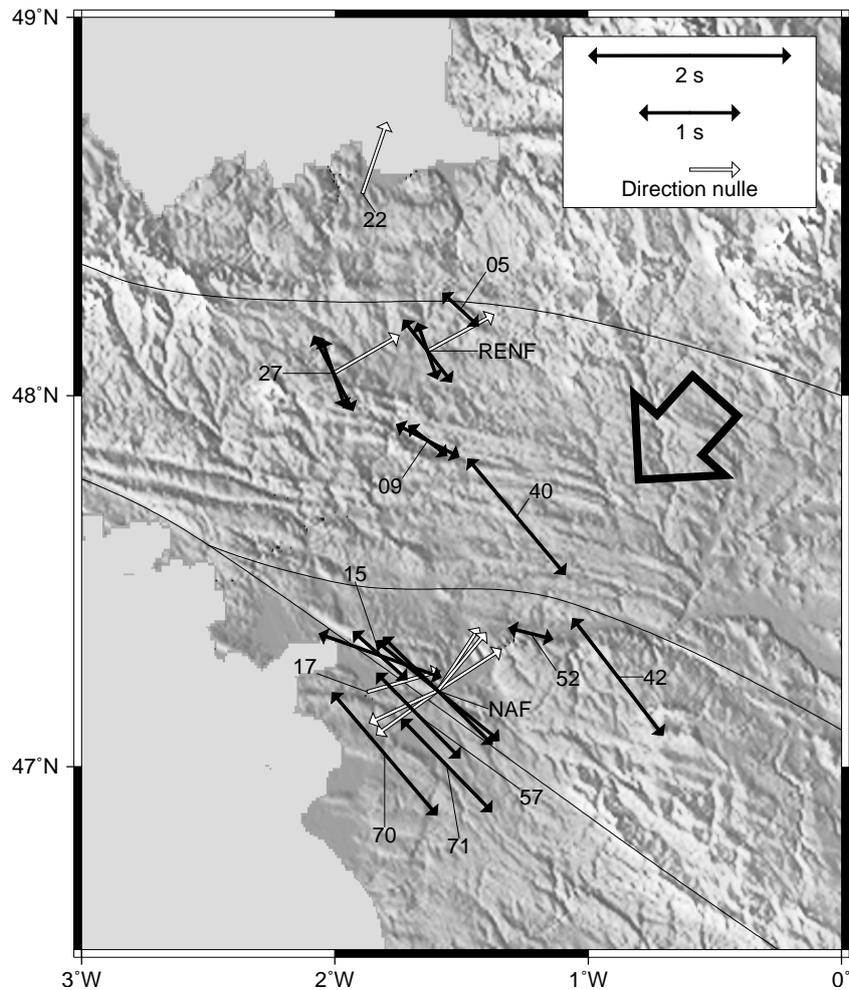


FIG. 5.8 – Directions rapides déduites de l'étude de la biréfringence des ondes S téléseismiques. Les double-flèches sont orientées dans l'azimut de la direction rapide ϕ et leur longueur est proportionnelle au délai δt . Les flèches simples indiquent l'azimut des séismes associés aux directions nulles. La flèche à droite indique le mouvement absolu de la plaque Eurasie dans le modèle HS2-Nuvel1 (Gripp et Gordon, 1990). Les numéros réfèrent aux différents sites.

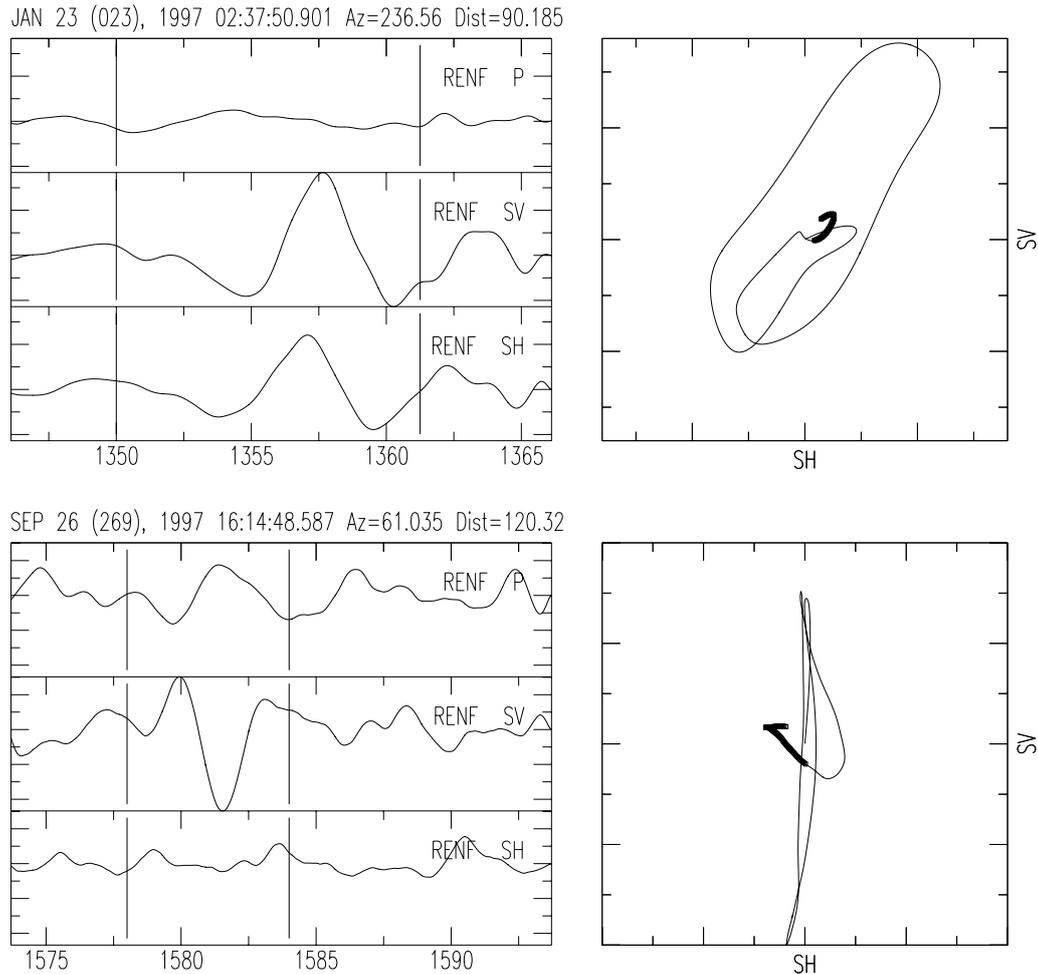


FIG. 5.9 – Signaux enregistrés à la station large bande de Rennes associés à deux formes d’ondes S télé-sismiques dont les azimuts sont opposés. En haut (donnée 1 du tableau 5.1) le mouvement de particule est elliptique dans le repère S_V, S_H . En bas (donnée 12), le mouvement de particule est linéaire.

et où l’azimut moyen de la direction rapide est $N142^\circ E$ ($\sigma=15^\circ$). La région sud est constituée des autres sites dont le plus septentrional est le site 40 (latitude $47.67N$) ; les délais sont plus importants (1.25 s, $\sigma=0.3$ s) et l’azimut moyen est $N130^\circ E$ ($\sigma=12^\circ$).

Les directions nulles représentent les azimuts des séismes pour lesquels une onde S convertie à l’interface noyau-manteau est clairement enregistrée mais présente un mouvement de particule linéaire. Deux interprétations de ces enregistrements sont possibles : soit ils démontrent l’absence de milieu anisotrope le long du trajet de l’onde S ; soit il y a une région anisotrope le long du trajet mais la propagation de l’onde S a eu lieu dans une des directions caractéristiques du milieu et la biréfringence ne peut pas être observée (voir le traitement du cas du milieu à symétrie hexagonale, page 72). Dans notre cas, certains signaux d’ondes S télé-sismiques montrent clairement de la biréfringence : il y a donc anisotropie et la première hypothèse doit être écartée. Dans la seconde hypothèse, les directions nulles devraient être perpendiculaires ou parallèles à la direction rapide. C’est effectivement ce que nous observons : les directions nulles sont, dans une marge de 10 degrés environ, perpendiculaires à la direc-

tion rapide. En particulier, dans le domaine sud, des directions rapides sont observées pour les azimuts NE et SO (données 11, 13–16 et 23 du tableau 5.1), ce qui est, malgré une certaine dispersion, compatible avec la direction rapide N130°E. Dans le domaine nord, à l’exception de la donnée isolée du site 22 au nord, les deux directions nulles sont également compatibles avec la direction rapide N142°E. Néanmoins, à la station large bande de Rennes, nous avons enregistré deux données d’azimuts opposés : la première (donnée 1 du tableau 5.1) montre un mouvement elliptique clair (figure 5.9, haut) avec un azimut de N237°E ; la seconde (donnée 12 du tableau 5.1) est d’azimut N61°E et le mouvement de particule est linéaire (figure 5.9, bas). Ces deux données sont incompatibles dans l’hypothèse d’un milieu mono-couche anisotrope à symétrie hexagonale dont l’axe de symétrie (la direction lente) est horizontale. Nos données, en l’absence d’une distribution azimutale homogène, ne permettent pas d’envisager une modélisation dans un milieu multi-couche. En revanche, un axe de symétrie incliné permet de réconcilier ces deux observations. Nous avons utilisé la procédure décrite au paragraphe 4.3 pour retrouver une orientation tridimensionnelle d’un système à symétrie hexagonale qui satisfait au mieux les trois observations de la station de Rennes. Malheureusement, les tests synthétiques discutés au chapitre précédent montrent que les sphères de résidus d’ondes P (SRP) construites avec nos données ne sont pas représentatives de l’anisotropie sismique. Il n’est pas alors possible d’inclure les SRP dans la fonction coût (équation 4.14) et seules les mesures de biréfringence des ondes S seront utilisées pour rechercher l’orientation tridimensionnelle du milieu.

Trois jeux de données sont considérés. Le premier ne comprend que les mesures de la station large bande de Rennes (RENF, 3 observations) ; le deuxième comprend l’ensemble des mesures des sites du domaine nord à l’exception de la direction nulle du site 22 (NORD, 9 observations) ; le troisième comprend toutes les mesures effectuées aux sites du domaine sud (SUD, 15 observations). La figure 5.10 représente les termes de délai et de polarisation de la fonction coût. Le meilleur ajustement des données de Rennes est atteint pour un axe de symétrie d’azimut N56°E avec un plongement de 34° vers le NE sur une épaisseur de 80 km. Ceci correspond à un plan de propagation rapide orienté N146°E et de pendage 56° vers le SO. Lorsque le jeu de données est élargi aux sites 05, 09 et 27 (groupe NORD), le meilleur ajustement des données est obtenu avec un axe de symétrie très proche, d’azimut N48°E et de plongement 28° vers le NE, et la même épaisseur pour le milieu anisotrope. Enfin, le calcul effectué sur les données du domaine sud donne une épaisseur optimale de 120 km mais ne permet pas de mettre en évidence d’inclinaison de l’axe de symétrie.

L’anisotropie de la croûte ne peut pas à elle seule expliquer les délais observés. Barruol et Mainprice (1993) estiment en effet une contribution de la croûte de l’ordre de 0.1 s par 10 km. L’épaisseur des milieux anisotropes responsables de la biréfringence mesurée est compatible avec celle supposée de la lithosphère. La variation du délai moyen de 0.5 s sur une distance de l’ordre de 100 km (0.7 s dans la région nord, 1.25 s dans la région sud) est incompatible avec une couche anisotrope profonde liée au flux mantellique. De plus, le mouvement absolu de la plaque Eurasie sous le Massif Armoricaïn est orienté SO-NE selon le modèle HS2-Nuvel1 (Gripp et Gordon, 1990). Bien que cette direction soit mal contrainte à cause de la faible vitesse de déplacement de la plaque (légèrement inférieure à 1 cm/an), la différence entre cette direction et la direction rapide moyenne dans le Massif Armoricaïn est proche de 90°. La comparaison des résultats obtenus sur les ondes S télésismiques avec l’anisotropie des ondes P_n (figure 4.5, bas, page 73) montre une cohérence de ces directions rapides à proximité du cisaillement Sud-Armoricaïn. Cette observation supporte l’idée d’une déformation verticalement cohérente («vertically coherent deformation», VCD) de Silver (1996). Cette

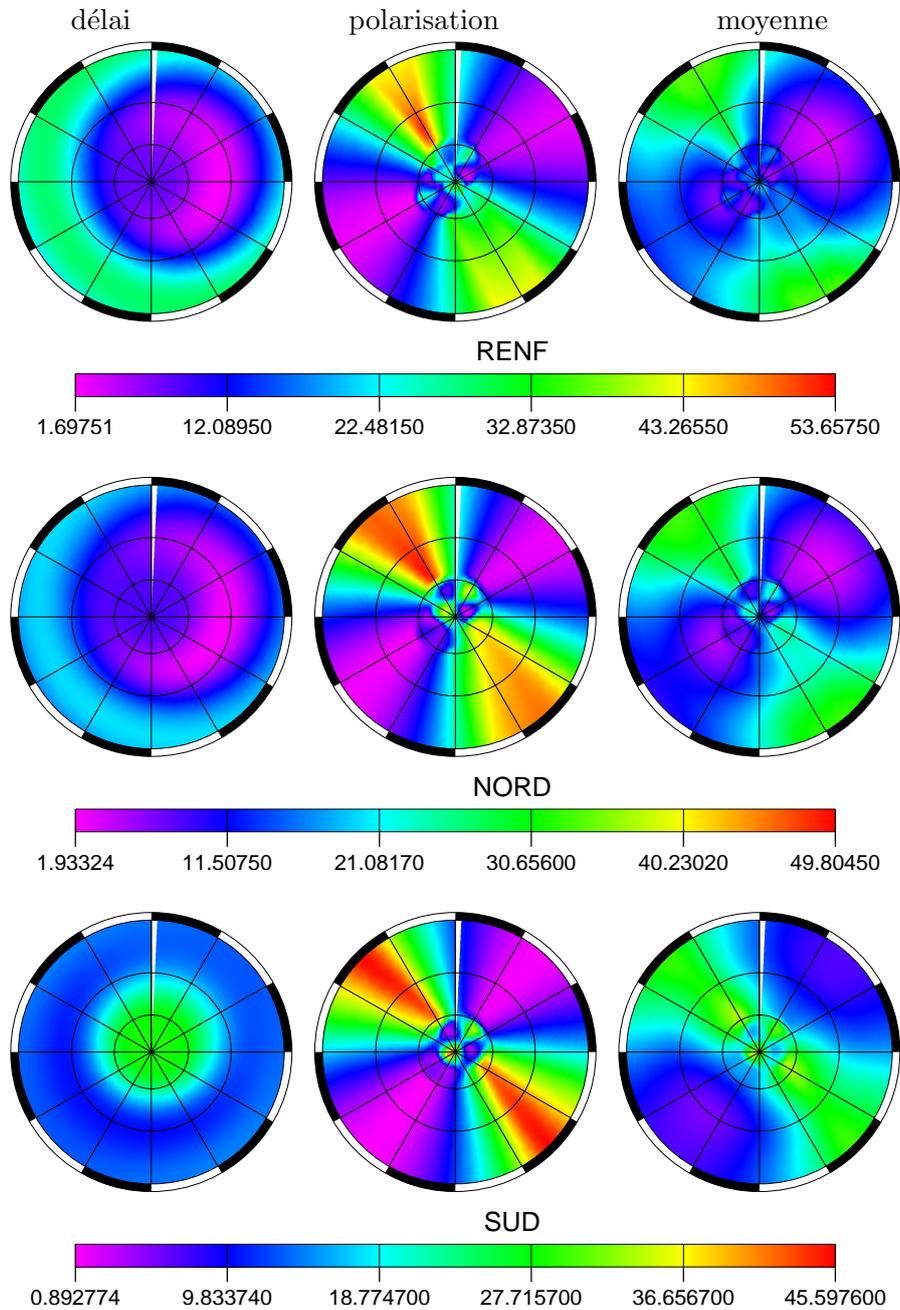


FIG. 5.10 – Fonctions coût associées aux différents jeux de données considérés dans la détermination de l'orientation tridimensionnelle de l'anisotropie. On représente de gauche à droite la contribution des délais, de la polarisation de l'onde rapide et la fonction coût moyenne pour chaque jeu de données. Les jeux de données sont constitués des mesures de biréfringence des ondes S télésismiques effectuées à la station de Rennes en haut (RENF), aux stations du groupe NORD au milieu (RENF, 27, 05 et 09), aux stations du groupe SUD en bas (station large bande de Nantes et sites 15, 17, 40, 42, 52, 57, 70 et 71). Les fonctions coût sont représentées pour les épaisseurs optimales de chaque jeu de données (RENF, NORD: 80 km, SUD: 120 km).

remarque ne peut pas être étendue à la région nord du modèle où l'anisotropie des ondes P_n montre une rotation des directions rapides d'est en ouest : les directions rapides sont orientées E-O dans la partie ouest du Massif puis NO-SE à N-S vers l'est et le sud-est du Massif.

En résumé, les informations sur l'anisotropie sismique dont nous disposons nous conduisent à définir deux régions distinctes dans le Massif Armoricaïn : une région nord où l'anisotropie sismique peut être modélisée par un milieu à symétrie hexagonale dont l'axe de symétrie (lent) est incliné de 30 degrés environ vers le NE ; une région sud caractérisée par une direction rapide N130°E. Il n'est pas possible de définir clairement la limite entre les deux domaines car les mesures de biréfringence des ondes S ne sont pas assez nombreuses entre les sites de la région nord et ceux de la région sud. Nous avons argumenté l'hypothèse d'une anisotropie lithosphérique, néanmoins le couplage entre taux d'anisotropie et épaisseur du milieu anisotrope nous empêche de déterminer séparément ces deux paramètres.

Les mesures de biréfringence des ondes S télésismiques dans le Massif Bohémien

Les résultats des mesures effectuées par Plomerová et al. (2000) sur les données acquises lors de l'expérience BARRANDE en 1998 sont donnés dans le tableau 5.2. La figure 5.11 montre ces mêmes résultats avec ceux qui ont été obtenus par Makeyeva et al. (1990), Bormann et al. (1993) et Špaček (1995, non publié) (voir le tableau 5.3).

TAB. 5.2 – *Synthèse des mesures de biréfringence des ondes S télésismiques sur les données acquises par le réseau de stations temporaires de l'expérience BARRANDE et par les stations permanentes KHC, NKC et PRU. Les mesures numérotées 1 à 10 ont été effectuées sur les enregistrements d'une onde SKKS et d'une onde SKS d'un même séisme.*

	Sta.	Az.	Dist.	ϕ	δt	Heure origine	Lat.	Long.	Prof.
1	BM1	70	99	112	0.68	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
2	BM1	70	99	132	0.28	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
3	BM6	70	99	117	1.25	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
4	BM6	70	99	132	1.31	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
5	KHC	69	101	79	1.9	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
6	KHC	69	101	77	2.1	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
7	PRU	69	100	80	2.33	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
8	PRU	69	100	81	2.5	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
9	NKC	67	101	102	0.82	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
10	NKC	67	101	123	0.78	1998.09.02-08:37:30	5.4	126.7	50
11	BM2	256	99	126	0.28	1998.10.08-04:51:42	-16.1	-71.4	136
12	BM4	255	99	88	2.05	1998.10.08-04:51:42	-16.1	-71.4	136
13	BM6	257	100	124	1.27	1998.10.08-04:51:42	-16.1	-71.4	136
14	KHC	255	99	97	1.18	1998.10.08-04:51:42	-16.1	-71.4	136
15	PRU	256	99	95	1.35	1998.10.08-04:51:42	-16.1	-71.4	136

A l'exception des mesures effectuées aux stations BM1, BM6 et NKC, les paramètres d'anisotropie varient assez peu à travers le Massif Bohémien. On notera que pour la quasi totalité des mesures, les délais sont supérieurs à 1 s. Les directions rapides sont assez proches des directions hercyniennes qui sont orientées E-O dans le centre du Massif Bohémien et NW-SE dans l'est ; on ne peut cependant pas négliger une contribution asthénosphérique. En

Sta.	ϕ	δt	Référence
BRG	100	1.2	Bormann et al. (1993)
CLL	100	1.0	Bormann et al. (1993)
KHC	100	1.1	Makeyeva et al. (1990)
KSP	120	0.9	Makeyeva et al. (1990)
KHC	89	1.35	Špaček (1995)
PRU	99	1.2	Špaček (1995)

TAB. 5.3: Paramètres d'anisotropie moyens dans le Massif Bohémien représentés en trait fin sur la figure 5.11.

effet, la direction du mouvement absolu de la plaque (Gripp et Gordon, 1990) est très proche des directions rapides associées à des délais élevés aux stations PRU, KHC et BM4.

Brechner et al. (1998), propose une modélisation de la biréfringence des ondes S téléseismiques dans un milieu à deux couches anisotropes pour certaines stations de l'est de l'Allemagne. Il conclut que la topographie de la frontière lithosphère-asthénosphère est probablement très irrégulière expliquant ainsi la grande variabilité des mesures dans cette région. Babuška et al. (1984b), sur la base de l'analyse des sphères de résidus d'ondes P , identifient deux blocs lithosphériques. Le premier correspondant au Domaine Saxothuringien est caractérisé par une fabrique lithosphérique orientée N70°E et inclinée vers le nord. Le second bloc, correspondant au Domaine Moldanubien, est caractérisé par une fabrique lithosphérique orienté E-O inclinée vers le sud.

5.2 Interprétations des résultats

Les résultats des études sismologiques que nous avons mené dans le Massif Armoricaïn apportent des éléments de réponse aux problèmes qui ont motivé ce travail. Ils posent également de nouvelles questions.

- Un des éléments les plus intéressants des résultats présentés précédemment concerne le Cisaillement Sud-Armoricaïn. Au sud du CSA, la vitesse de propagation des ondes P est continuellement faible depuis le sommet jusqu'à la base du modèle. Dans les couches profondes (130 à 200 km), le CSA marque la limite sud d'une anomalie centrale rapide. Le Domaine Sud-Armoricaïn apparaît donc comme un domaine caractérisé par des vitesses de propagation relativement faibles. De plus, l'anisotropie de vitesse de propagation des ondes P_n et les directions rapides des ondes S téléseismiques sont remarquablement similaires et orientées parallèlement au cisaillement. Cette anisotropie est tout à fait compatible avec la déformation transpressive du Carbonifère supérieur. Notons enfin que la similarité des directions de propagation rapide des ondes P_n et des directions rapides des ondes S téléseismiques supporte l'idée d'une déformation verticalement cohérente (Silver, 1996).
- Le Cisaillement Nord-Armoricaïn quant à lui n'apparaît pas du tout comme une structure identifiable en profondeur. Les directions de propagation rapide des ondes P_n sont certes très proches de la direction du CNA dans le nord du domaine centre ainsi que dans le domaine nord mais ni les résultats de la tomographie téléseismique, ni les directions rapides des ondes S ne montrent de corrélation avec cet accident. Rappelons que durant le Carbonifère, le déplacement horizontal de part et d'autre du CNA est au plus de quelques dizaines de kilomètres tandis qu'il est de plusieurs centaines de kilomètres au niveau de CSA. Le CNA est donc très probablement une structure dont l'extension en profondeur est limitée à la croûte ou peut-être à la lithosphère sous-crustale.

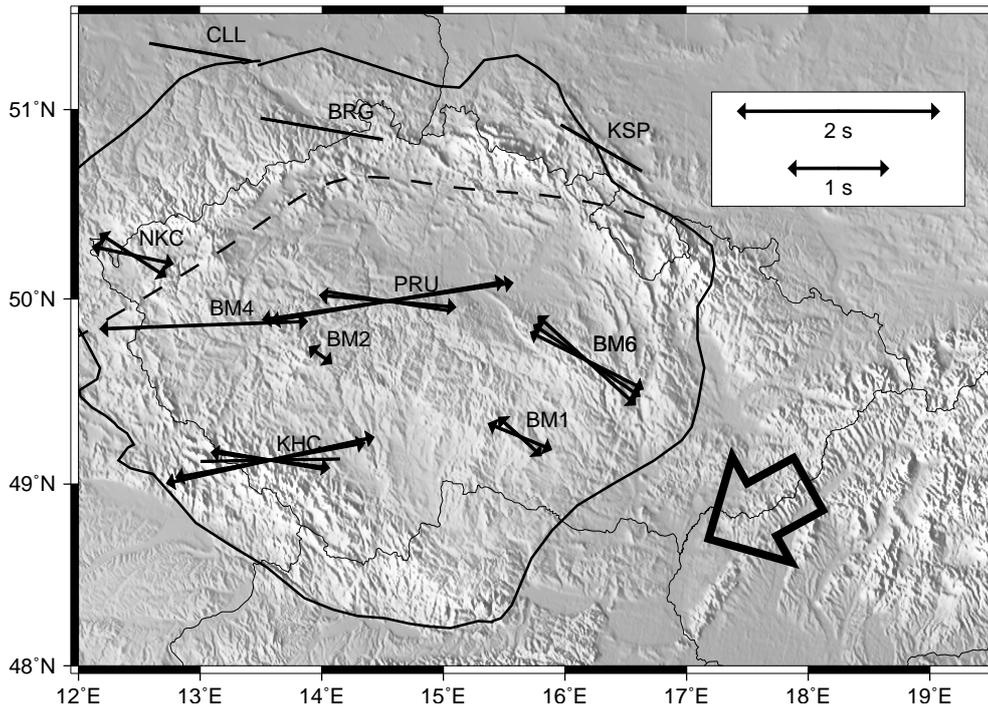


FIG. 5.11 – Directions rapides déduites de l'étude de la biréfringence des ondes *S* télésismiques dans le Massif Bohémien. Les traits fins représentent les résultats donnés dans le tableau 5.3. Les tiretés indiquent la limite entre le Domaine Saxothuringien au nord et le Domaine Moldanubien au sud. La flèche à droite indique le mouvement absolu de la plaque Eurasie dans le modèle HS2-Nuvel1 (Gripp et Gordon, 1990).

- Outre la possible continuité en profondeur du CSA, les autres objets marquants de l'image tomographique du Massif Armoricain sont l'anomalie centrale rapide dans les couches profondes (130-165 km et 165-200 km) et le corps lent qui occupe un large quart sud-est du modèle dans les couches plus superficielles (60-95 km et 95-130 km).

La signification des variations de vitesse sismique a été discutée au paragraphe 3.1: elles sont soit d'origine thermique, soit d'origine chimique (ou encore un effet conjugué des deux). Dans le Massif Armoricain, le dernier événement tectonique majeur, la collision hercynienne, prend fin au plus tard au Permien, il y a environ 250 Ma. Il est donc légitime de penser qu'à l'échelle du Massif Armoricain, les contrastes de températures sont maintenant considérablement estompés. Nous observons que le changement de géométrie du modèle de vitesse s'opère à 130 km de profondeur. Aux profondeurs plus importantes, les perturbations de vitesse sont globalement négatives à l'exception de la région rapide centrale orientée NO-SE. La profondeur de 130 km correspondrait alors à la limite lithosphère-asthénosphère. Cela signifie que l'anomalie positive centrale se trouve dans l'asthénosphère. Dans ce cas, quelle est son origine? Nous proposons de l'interpréter comme la signature de la lithosphère subductée au début de la collision hercynienne. Sous cette hypothèse, nous identifions entre 130 et 200 km de profondeur une lithosphère rapide «enfouie» dans l'asthénosphère lente. La figure 5.12 illustre cette interprétation.

Dans le cadre de ce schéma interprétatif de la lithosphère hercynienne subductée sous la li-

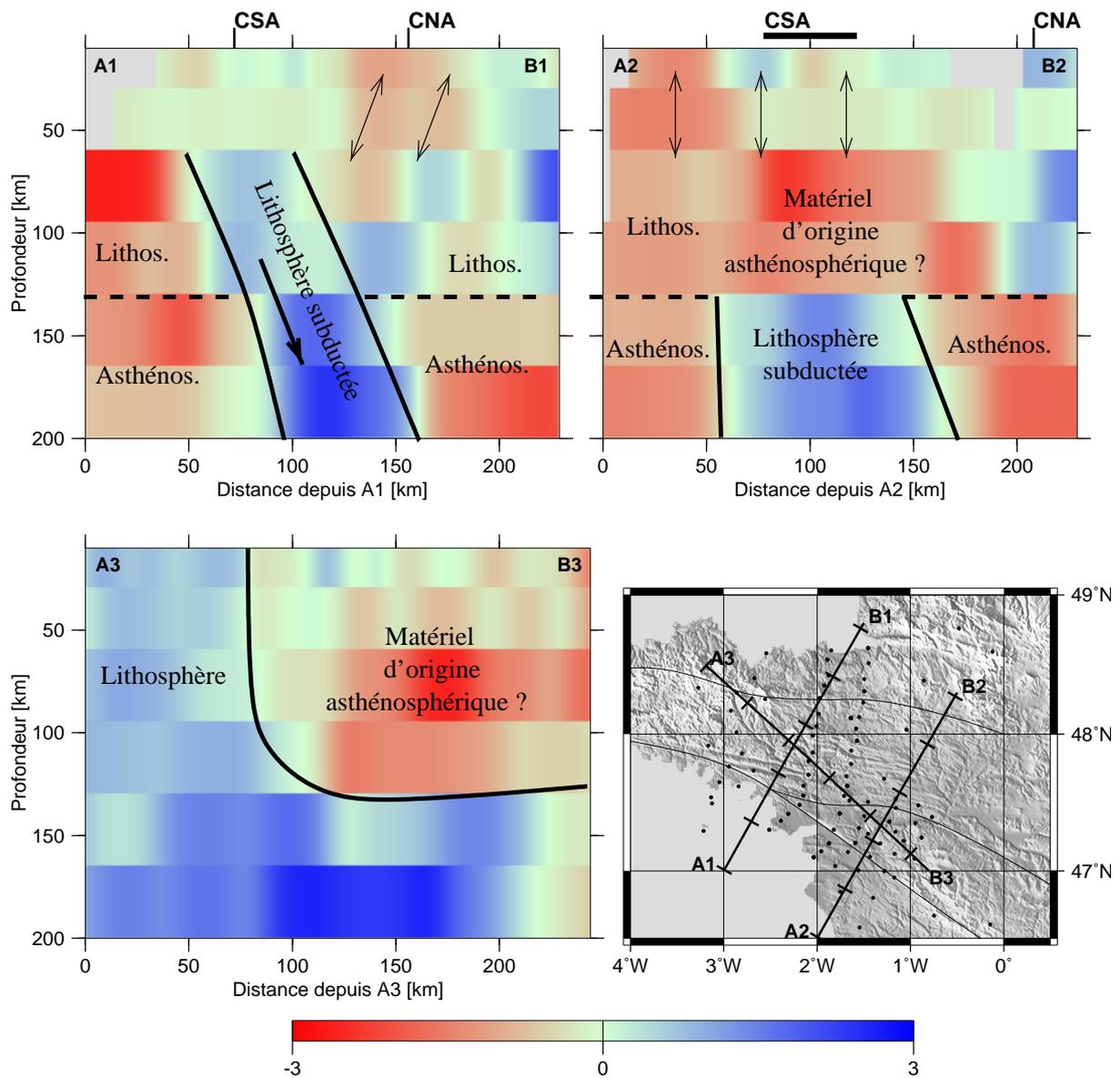


FIG. 5.12 – *Interprétation des coupes dans le modèle de vitesse ARMOR2-97+99. Les double-flèches représentent l'orientation de la fabrique déduite de l'analyse de la biréfringence des ondes S téléseismiques.*

thosphère cadomienne, il reste à expliquer l'anomalie négative localisée dans la partie SE du modèle entre 60 et 130 km de profondeur. Nous pourrions invoquer un détachement de la partie SE de la plaque plongeante et une remontée de matériel asthénosphérique. La confrontation de cette hypothèse aux mesures de biréfringence des ondes S téléseismiques impose de supposer que cet éventuel déplacement de matériel a eu lieu lors de la phase précoce de la subduction. En effet, des délais de plus de 1 s sont mesurés aux stations localisées au dessus de l'anomalie négative et l'anisotropie dans cette région a été modélisée par une couche anisotrope de plus de 100 km d'épaisseur intégrant nécessairement cette anomalie. Dans l'hypothèse où l'anisotropie mesurée à proximité du CSA est liée au régime transpressif du Carbonifère supérieur, les matériaux «signés» par l'anomalie négative doivent aussi avoir subi cette transpression.

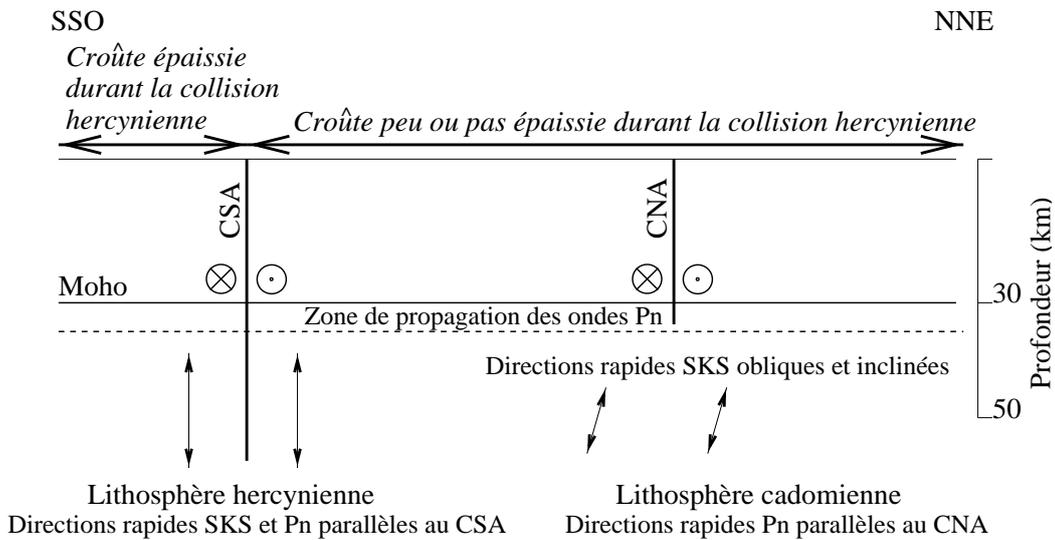


FIG. 5.13 – *Interprétation des résultats des mesures de biréfringence des ondes S téléseismiques confrontés aux directions rapides des ondes P_n . Les double-flèches représentent l'orientation de la fabrique déduite de l'analyse de la biréfringence des ondes S téléseismiques. Le symbole \odot indique un mouvement vers l'observateur, le symbole \otimes indique un mouvement fuyant l'observateur.*

Les résultats de l'analyse de la biréfringence des ondes S téléseismiques dans le nord du Domaine Centre-Armoricain et dans le Domaine Nord-Armoricain trouvent difficilement leur place dans un schéma de collision hercynienne. Les directions rapides que nous mesurons sont à plus de 40 degrés des directions structurales de surface. Paradoxalement, les directions de propagation rapide des ondes P_n sont parallèles au CNA. Ces observations suggèrent que la croûte et la lithosphère mantellique ont enregistré des événements tectoniques distincts. On peut associer les directions rapides d'ondes P_n aux structures hercyniennes mais il faut alors introduire un niveau de découplage entre la croûte et la couche de propagation des ondes P_n d'une part, la lithosphère mantellique sous-jacente d'autre part (figure 5.13). Les déformations hercyniennes n'auraient donc pas affecté la lithosphère de manière significative dans le nord du DCA et le DNA. L'anisotropie des ondes S téléseismiques mesurée dans cette partie du Massif Armoricain serait donc antérieure à la collision hercynienne et pourrait être liée à l'orogène cadomien. Au contraire, l'anisotropie détectée dans la région sud du Massif Armoricain serait à attribuer entièrement aux événements hercyniens.

En ce qui concerne le Massif Bohémien, il est difficile de distinguer les domaines Saxothuringien et Moldanubien sur la seule base des directions rapides des ondes S téléseismiques. Les directions rapides calculées jusqu'à présent montrent une corrélation certaine avec les directions hercyniennes mais la faible densité des mesures ne permet pas de distinguer sans ambiguïté deux domaines lithosphériques distincts (voir la figure 5.11).

5.3 Conclusions, implications sur la tectonique de la chaîne hercynienne

Dans la région des Nappes de Champtoceaux, le modèle tomographique de la croûte supérieure calculé à l'aide des séismes locaux enregistrés par les stations du réseau ARMOR2-99 montre une anomalie positive proche de la surface (≈ 5 km). Cette anomalie ne peut pas être corrélée avec la signature du complexe métamorphique dans l'image gravimétrique de manière certaine. Elle est en effet décalée d'une dizaine de kilomètres vers l'ouest. Plus en profondeur (≈ 10 km), les branches Nord et Sud du CSA semblent limiter l'extension d'une région lente. Rappelons encore que ce modèle repose sur un petit nombre de données.

Quelle est l'influence des structures hercyniennes sur la tectonique actuelle du Massif Armoricaïn? La similitude locale en Bretagne méridionale s'organise selon une direction parallèle au Cisaillement Sud-Armoricaïn. Les mécanismes au foyer montrent essentiellement des décrochements dextres ou des failles normales (Nicolas et al., 1990, voir aussi l'annexe D). Ils indiquent des directions de rupture orientées $N110^\circ E$ à $N130^\circ E$, proches de la direction du Cisaillement Sud-Armoricaïn. Ces directions peuvent être interprétées comme le signe de la reprise de cet accident ancien dans le régime tectonique actuel compressif NO-SE à l'échelle de l'Europe de l'Ouest.

Concernant le manteau supérieur, nos résultats indiquent que la collision hercynienne affecte encore aujourd'hui la lithosphère mantellique du Massif Armoricaïn. Nous distinguons deux domaines lithosphériques dans le Massif Armoricaïn.

Le domaine lithosphérique nord comprend le Domaine Nord-Armoricaïn et la partie nord du Domaine Centre-Armoricaïn. Il est caractérisé par une fabrique lithosphérique mantellique orientée NNO-ESE et vraisemblablement inclinée vers le SSO. Il s'agit certainement d'une anisotropie figée caractérisant l'orogène cadomien. La croûte et la lithosphère sous-crustale sont en revanche affectées par les déformations hercyniennes. En termes de variations de vitesse le domaine lithosphérique nord ne montre pas d'anomalies significatives. Il s'agit donc d'un domaine cadomien stable probablement affecté par la collision hercynienne dans sa partie superficielle seulement.

Le domaine lithosphérique sud, qui correspond au Domaine Sud-Armoricaïn, est nettement marqué par la subduction qui limite son extension vers le nord. Cette région de la lithosphère au sud de la plaque plongeante est caractérisée par des vitesses faibles. L'ensemble du domaine est marqué par une fabrique lithosphérique verticalement cohérente et parallèle au CSA sur une épaisseur d'au moins 100 km.

La zone limite entre ces deux domaines est fortement corrélée au Cisaillement Sud-Armoricaïn. Il s'agit donc d'une structure lithosphérique majeure. Cette zone limite pourrait être matérialisée en profondeur par l'anomalie positive centrale identifiée comme la relique d'une lithosphère subductée. Elle est elle-même probablement affectée par les déformations associées au régime transpressif du Carbonifère.

D'un point de vue géodynamique plus général, cette étude sismologique d'un segment

préservé de la Chaîne Hercynienne met en évidence la présence d'un panneau plongeant lié à la collision dans une région stabilisée depuis au moins 250 Ma. A l'échelle de la lithosphère, les traces de cette collision passée sont représentées par des hétérogénéités chimiques mises en évidence par la tomographie, et une fabrique lithosphérique détectée par un signal anisotrope «fossile». Cette anisotropie est le marqueur d'une déformation préservée depuis la fin de l'orogénèse hercynienne. Dans le nord du Massif Armoricain, le signal sismologique permet d'identifier un domaine lithosphérique cadomien, caractérisé par une fabrique différente, héritée d'événements plus anciens.

L'interprétation que nous défendons, implique la subduction d'une lithosphère à plus de 150 km de profondeur puis un déplacement horizontal de deux blocs lithosphériques dans un régime transpressif. Il se pose alors la question de l'épaisseur des blocs concernés. Si elle se limite à l'épaisseur lithosphérique actuelle déduite de la diminution du gradient de vitesse sous le nord du Massif Armoricain, elle est d'environ 130 km. En revanche, si cette épaisseur est conditionnée par la profondeur atteinte par la lithosphère subductée, elle est de plus de 150 km.

Conclusion générale

Cette thèse porte sur une étude sismologique des structures lithosphériques hercyniennes. Nous nous sommes plus précisément intéressés au Massif Armoricain. Il s'agit d'un segment préservé de la Chaîne Hercynienne, qui n'a subi aucun événement tectonique majeur depuis les derniers épisodes de la collision (250 Ma). Il se prête donc particulièrement bien à une étude sismologique de sa structure profonde.

L'objectif principal qui était fixé en commençant ce travail était la caractérisation de la géométrie profonde des accidents tectoniques majeurs liés à l'orogénèse hercynienne dans le Massif Armoricain. Il était en particulier question de déterminer l'épaisseur lithosphérique affectée par ces accidents et d'identifier une possible «signature hercynienne» dans le Massif Armoricain opposable à une «signature cadomienne».

Des outils de la sismologie ont été mis en œuvre afin de répondre à ces questions. La tomographie télésismique régionale et l'analyse de l'anisotropie sont au centre de ce travail. Ces deux méthodes, appliquées conjointement à l'étude d'une même cible procurent un outil d'investigation puissant qui permet de détecter et d'identifier les structures tectoniques en profondeur et de cartographier la déformation des milieux explorés.

Des expériences d'écoute sismologique passive ont été conduites à deux reprises en Bretagne afin de nous procurer les données de bases nécessaires à ce travail. La première expérience en 1997, a fourni un jeu de données d'ondes P relativement réduit : environ 600 temps d'arrivées utilisables pour la tomographie télésismique. En revanche, l'expérience de 1999 a été un succès et le nombre de temps d'arrivées d'ondes P télésismiques exploitables se monte à plus de 3200. Une attention particulière a été portée sur les différents pré-traitements des données : qualité du signal horaire et correction des dérives des horloges, fonctions de transfert des capteurs et des systèmes d'acquisition. Deux jeux de données inégaux en volume étaient finalement à notre disposition. L'un des problèmes à résoudre dans le cadre de l'approche tomographique a été d'homogénéiser les deux jeux de données acquis durant deux périodes différentes. Cette opération a été menée à bien en utilisant une méthode de normalisation des données qui introduit une référence commune à tous les résidus de temps de propagation. Finalement, le soin avec lequel les différentes étapes de la préparation des données ont été effectuées s'est avéré payant car les régions en recouvrement des images tomographiques calculées avec deux jeux de données distincts sont très semblables. De nombreux tests synthétiques portant sur la validité des résultats ont été effectués. Ils ont démontré la robustesse des images tomographiques.

L'analyse de la biréfringence des ondes S télésismiques a été limitée par le faible nombre de données de bonne qualité. La Bretagne est malheureusement une région où l'Océan n'est jamais très loin et la houle marine a considérablement dégradé les enregistrements aux périodes des ondes recherchées. Quelques enregistrements d'ondes S présentant un signal satisfaisant (25 au total) ont tout de même pu faire l'objet de mesures de biréfringence. De plus, il s'est

avéré que les sphères de résidus d'ondes P n'apportaient aucune information sur l'anisotropie dans le cadre de cette étude. Nous avons aussi abordé les problèmes de couplage entre tomographie et anisotropie sismique. Les tests menés sur des données synthétiques montrent que ce couplage existe mais n'est pas un phénomène de premier ordre. Enfin, une approche tridimensionnelle de l'anisotropie sismique a été envisagée, qui permet de réconcilier des observations apparemment contradictoires dans le nord de la Bretagne.

Deux domaines lithosphériques distincts ont été modélisés. Ils ne correspondent pas directement à la structuration classique du Massif Armoricaire en trois domaines. Seul le Cisaillement Sud-Armoricaire peut être suivi dans le manteau supérieur alors que le Cisaillement Nord-Armoricaire est une structure limitée à la croûte. Un domaine lithosphérique nord comprend le Domaine Nord-Armoricaire et le nord du Domaine Centre-Armoricaire. Il est caractérisé par une lithosphère stable avec une fabrique d'orientation NNO-SSE probablement inclinée vers le SO. Le domaine lithosphérique sud est signé par des vitesses d'ondes P continuellement lentes au sud du Cisaillement Sud-Armoricaire (CSA) et une fabrique lithosphérique orientée parallèlement au CSA. La limite entre ces deux domaines lithosphériques est matérialisée par une zone d'anomalie de vitesse positive, et une fabrique parallèle au CSA. La modélisation de l'orientation tridimensionnelle de l'anisotropie et de l'épaisseur de la couche anisotrope (à taux d'anisotropie constant) suggère des épaisseurs de milieux anisotropes de 120 km au sud et de 80 km au nord. Finalement, la comparaison de l'anisotropie lithosphérique mesurée sur les ondes S téléseismiques et de l'anisotropie des ondes P_n indique que la déformation est cohérente à l'échelle de toute la lithosphère au niveau du CSA. Au contraire, dans le domaine lithosphérique nord, les directions rapides des ondes S sont obliques par rapport à la direction du Cisaillement Nord-Armoricaire (CNA) tandis que les directions rapides des ondes P_n sont parallèles au CNA. Il est nécessaire d'introduire un niveau de découplage entre la croûte et la couche de propagation des ondes P_n d'une part, la lithosphère plus profonde d'autre part, pour expliquer cette rotation de la direction rapide.

Nos résultats révèlent que la structure profonde du Massif Armoricaire est fortement contrainte par la collision hercynienne. Les images obtenues par la tomographie téléseismique et l'analyse de la biréfringence des ondes S sont interprétées en terme de signature (1) de la subduction lithosphérique au stade précoce de l'orogénèse hercynienne ; (2) de la déformation liée aux mouvements relatifs des blocs impliqués dans la collision continentale. Dans le modèle de vitesse des ondes P , une anomalie négative est clairement marquée dans la partie est du Massif Armoricaire entre 60 et 130 km de profondeur. Dans l'hypothèse défendue, -celle d'une subduction-, cette anomalie peut être interprétée comme le détachement de la lithosphère subductée et la mise en place consécutive de matériel d'origine asthénosphérique.

Enfin, un domaine non affecté par l'orogénèse hercynienne est mis en évidence dans le nord du Massif Armoricaire. Il porte vraisemblablement la signature anisotrope des événements cadomiens dans la lithosphère profonde tandis que la croûte et la lithosphère sous-crustale sont marquées par les déformations hercyniennes.

Ces résultats, considérés à plus grande échelle, montrent que la lithosphère continentale conserve une mémoire des événements tectoniques anciens aussi longtemps qu'elle n'est pas remaniée. Ces enregistrements anciens sont matérialisés dans le Massif Armoricaire par des hétérogénéités chimiques et une fabrique lithosphériques «fossilisée».

Pour mener cette étude, nous avons utilisé l'information contenue dans les signaux sismologiques enregistrés en Bretagne au cours des expériences ARMOR2-97 et ARMOR2-99. Toute l'information contenue dans les sismogrammes ne peut pas être exploitée dans la durée d'une thèse qui intègre le travail de pré-traitement et de mise en forme des données.

Parmi les centaines d'heures d'enregistrement que représentent les signaux sélectionnés, nous n'avons finalement utilisé pour chaque sismogramme que quelques secondes associées aux arrivées des ondes P et S . Il reste donc encore une grande quantité d'information pertinente qui n'est pas exploitée. En particulier, l'utilisation des fonctions récepteurs aux stations trois-composantes du réseau des Nappes de Champtoceaux permettrait de mieux préciser l'extension en profondeur de cette structure. Est-elle limitée à la croûte supérieure comme le suggère l'absence de signal dans les images de tomographie télésismique ou trouve-t-elle un enracinement plus profond dans la croûte inférieure?

Ceci sera l'objet de développements ultérieurs.

Annexe A

Les stations, coordonnées et fonctions instrumentales

A.1 Coordonnées des stations des réseaux ARMOR2 et BAR-RANDE

TAB. A.1 – Liste des stations des réseaux temporaires ARMOR2-1997 et ARMOR2-1999.

Code	Lat	Lon	Période	Capteur	Acquisition	Localité
Stations ARMOR2-1997, profil est						
L01C	48.62	-1.46	1997/04/02-06/10	L4C	HADES-110	Montitier
X01M	48.62	-1.46	1998/05/25-08/11	LE3D-1S	MINITITAN-3XT	Montitier
X02L	48.51	-1.45	1997/04/02-10/10	LE3D-1S	PCM5800	Sacey
X03L	48.40	-1.50	1997/04/02-10/10	LE3D-1S	PCM5800	Remoux
L04C	48.31	-1.50	1997/04/01-06/10	L4C	HADES-110	La Barriere
X04M	48.31	-1.50	1998/05/25-08/11	LE3D-1S	MINITITAN-3XT	La Barriere
X05L	48.23	-1.50	1997/04/02-10/10	LE3D-1S	PCM5800	Liffre
L06C	48.12	-1.55	1997/04/02-06/10	L4C	HADES-110	Acigne
L07C	48.04	-1.58	1997/04/02-06/10	L4C	HADES-110	Manoir du Petit Corce
X07L	48.04	-1.58	1997/07/12-10/10	LE3D-1S	PCM5800	Manoir du Petit Corce
L08C	47.95	-1.57	1997/04/03-06/10	L4C	HADES-110	Le RiffRAY
X08M	47.95	-1.57	1998/05/25-06/20	L4C	MINITITAN-3	Le RiffRAY
X08M	47.95	-1.57	1998/06/20-08/11	L4C	MINITITAN-3XT	Le RiffRAY
X09L	47.88	-1.63	1997/04/03-10/10	LE3D-1S	PCM5800	Le Fretay
L10C	47.78	-1.64	1997/04/02-06/11	L4C	HADES-110	La Pinelais
L11C	47.69	-1.69	1997/04/02-06/10	L4C	HADES-110	Derval
L12C	47.62	-1.68	1997/03/07-05/02	L4C	HADES-110	Le Fond des Bois
X12L	47.62	-1.68	1997/05/17-09/06	L4C	PCM5800	Le Fond des Bois
X12M	47.62	-1.68	1997/09/06-10/10	L4C	MINITITAN-3	Le Fond des Bois
X13H	47.55	-1.71	1997/05/02-10/10	LE3D-5S	HADES-310	Vay
L14C	47.42	-1.76	1997/03/08-06/09	L4C	HADES-110	Meluc
X14L	47.42	-1.76	1997/05/25-10/10	L4C	PCM5800	Meluc
X14M	47.42	-1.76	1998/05/25-08/11	L4C	MINITITAN-3XT	Meluc
X15H	47.30	-1.82	1997/04/05-10/10	LE3D-5S	HADES-310	La Colle
X17H	47.20	-1.87	1997/05/02-10/10	LE3D-5S	HADES-310	Vue
X17M	47.20	-1.87	1998/05/26-06/20	L4C	MINITITAN-3XT	Vue
X18L	47.14	-1.96	1997/04/04-07/11	LE3D-1S	PCM5800	Les Fontenelles

Code	Lat	Lon	Période	Capteur	Acquisition	Localité
L19M	47.10	-2.04	1998/05/26-08/11	LE3D-1s	MINITITAN-1	La Bernerie en Retz
X19H	47.10	-2.04	1997/04/04-10/10	LE3D-5s	HADES-310	La Bernerie en Retz
Stations ARMOR2-1997, profil ouest						
L21C	48.60	-1.85	1997/03/11-06/10	L4C	HADES-110	La Frenay
L22C	48.54	-1.89	1997/03/10-06/10	L4C	HADES-110	Minac Morvan
X22H	48.54	-1.89	1997/04/15-09/26	LE3D-5s	HADES-310	Minac Morvan
L23C	48.42	-1.88	1997/03/10-06/10	L4C	HADES-110	Les Bruyeres
L23M	48.42	-1.88	1997/05/26-11/19	L22-3D	MINITITAN-1	Les Bruyeres
L24C	48.35	-1.93	1997/03/10-05/13	L4C	HADES-110	Saint Hual
L24M	48.35	-1.93	1997/05/13-12/09	L22-3D	MINITITAN-1	Saint Hual
L25C	48.26	-1.97	1997/03/10-06/10	L4C	HADES-110	Irodouer
L25M	48.26	-1.97	1997/05/13-12/09	L22-3D	MINITITAN-1	Irodouer
L26C	48.15	-1.98	1997/03/09-06/10	L4C	HADES-110	La Marche
L26M	48.15	-1.98	1997/06/10-12/09	L22-3D	MINITITAN-1	La Marche
X27H	48.06	-2.01	1997/03/27-09/26	LE3D-5s	HADES-310	Monterfil
L28C	47.99	-2.05	1997/03/09-05/13	L4C	HADES-110	Maxent
L28M	47.99	-2.05	1997/05/13-12/08	L22-3D	MINITITAN-1	Maxent
L29C	47.87	-2.05	1997/03/09-06/10	L4C	HADES-110	Bouexiere
L29M	47.87	-2.05	1997/05/13-12/08	L22-3D	MINITITAN-1	Bouexiere
L30C	47.80	-2.09	1997/03/07-06/11	L4C	HADES-110	Melac
L30M	47.80	-2.09	1997/05/12-12/08	L22-3D	MINITITAN-1	Melac
L31C	47.71	-2.09	1997/03/07-06/11	L4C	HADES-110	L'Ile aux Pies
L31M	47.71	-2.09	1997/06/10-12/08	L22-3D	MINITITAN-1	L'Ile aux Pies
X32H	47.62	-2.15	1997/03/09-09/25	LE3D-5s	HADES-310	Bousselaie
L33C	47.55	-2.15	1997/03/07-06/11	L4C	HADES-110	Saint Dolay
L33M	47.55	-2.15	1997/05/12-09/25	L22-3D	MINITITAN-1	Saint Dolay
L34C	47.49	-2.19	1997/03/08-05/27	L4C	HADES-110	Missilac
L34M	47.49	-2.19	1997/05/12-06/09	L22-3D	MINITITAN-1	Missilac
L35C	47.42	-2.31	1997/03/08-06/11	L4C	HADES-110	Coet Carret
L35M	47.42	-2.31	1997/05/12-12/08	L22-3D	MINITITAN-1	Coet Carret
L36C	47.37	-2.39	1997/03/08-06/11	L4C	HADES-110	Bouzere
L36M	47.37	-2.39	1997/05/12-11/17	L22-3D	MINITITAN-1	Bouzere
L37C	47.30	-2.51	1997/03/08-03/25	L4C	HADES-110	Pen Bron
X37H	47.30	-2.51	1997/03/25-09/25	LE3D-5s	HADES-310	Pen Bron
Stations ARMOR2-1999, Nappes de Champptoceaux						
X040	47.68	-1.28	1999/06/16-08/23	LE3D-5s	MINITITAN-3XT	La Maubeuchetiere
X041	47.40	-0.77	1999/03/13-06/28	L22-3D	MINITITAN-3XT	St Georges/Loire
X041	47.40	-0.77	1999/06/28-08/23	LE3D-5s	MINITITAN-3XT	St Georges/Loire
X042	47.24	-0.88	1999/03/13-05/21	L22-3D	MINITITAN-3XT	Le Pin en Mauges
X042	47.24	-0.88	1999/05/21-08/23	LE3D-5s	MINITITAN-3XT	Le Pin en Mauges
X043	47.09	-0.96	1999/03/24-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	St Andre de la Marche
X044	46.95	-1.17	1999/03/23-08/23	LE3D-5s	MINITITAN-3XT	La Boissiere de Mont- taigu
X045	47.48	-0.92	1999/03/12-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	Le Chillon
X046	47.35	-0.95	1999/03/12-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	St Laurent du Mottay
X047	47.22	-1.07	1999/03/12-08/23	LE3D-5s	MINITITAN-3XT	Le Fief-Sauvin
X048	47.13	-1.17	1999/03/24-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	La Petite Boisseliere
X049	47.00	-1.28	1999/03/23-04/29	L22-3D	MINITITAN-3XT	La Gouriniere
X049	47.00	-1.28	1999/04/29-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	La Gouriniere
X050	47.53	-1.16	1999/03/13-08/23	LE3D-5s	MINITITAN-3XT	St Mars la Jaille
X051	47.46	-1.15	1999/03/19-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	Pouille les Coteaux
X052	47.36	-1.23	1999/03/13-06/28	L22-3D	MINITITAN-3XT	Oudon

Code	Lat	Lon	Période	Capteur	Acquisition	Localité
X052	47.36	-1.23	1999/06/28-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Oudon
X053	47.29	-1.16	1999/03/19-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	St Laurent des Autels
X054	47.20	-1.32	1999/03/11-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	Bas Briace
X055	47.10	-1.43	1999/03/11-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	La Bauche
X056	47.51	-1.46	1999/03/18-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	La Mulonniere
X057	47.14	-1.67	1999/03/15-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Bouaye
X058	47.40	-1.50	1999/03/18-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	La Poupiniere
X059	47.32	-1.55	1999/03/25-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	Le Tertre
X060	47.27	-1.46	1999/03/13-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Thouare
X063	47.52	-1.65	1999/03/14-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	La Guillaudais
X064	47.42	-1.76	1999/03/14-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Meluc
X065	47.30	-1.82	1999/03/14-08/23	L22-3D	MINITITAN-3XT	La Colle
X067	47.20	-1.87	1999/03/14-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Vue
X068	47.14	-1.96	1999/05/21-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Les Fontenelles
X070	47.03	-1.80	1999/05/21-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	La Joue
X071	47.00	-1.56	1999/05/21-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	Le Grand Racinou
X072	46.84	-1.75	1999/06/16-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	La Pouillere
X073	46.80	-1.40	1999/06/16-08/23	LE3D-5S	MINITITAN-3XT	La menardiere
Stations ARMOR2-1999, profil ouest						
X101	47.29	-3.22	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Le Talut
X103	47.49	-3.13	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	St Julien
X104	47.54	-3.14	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Penthievre
X105	47.65	-3.05	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Locmaria
X106	47.62	-2.84	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Arradon
X107	47.76	-2.94	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Granville
X108	47.74	-2.68	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Monterblanc
X109	48.01	-2.86	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Madagascar
X110	47.86	-2.81	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Kergueurh
X111	48.17	-2.92	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	St Connec
X112	48.30	-2.86	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Uzel
X113	48.41	-2.67	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Catuelan
X114	48.58	-2.54	1999/03/13-08/23	L4C	MINITITAN-3XT	Pleneuf

TAB. A.2 – Liste des stations du réseau temporaire BARRANDE.

Code	Lat	Lon	Période (début-fin)	Capteur	Acquisition	Localité
Institut de Géophysique de Prague						
BM1	49.26	15.63	1998/01-1999/01	CMG-3T	VISTEC-JUPITER	Zamek Aleje
BM2	49.70	13.99	1998/01-1999/01	CMG-3T	VISTEC-JUPITER	Pribram
BM3	48.60	14.70	1998/01-1999/01	CMG-40T	VISTEC-JUPITER	Novohr Hory
Institut de Physique du Globe de Strasbourg						
BM4	49.86	13.03	1998/01-1999/01	LE3D-20S	MINITITAN-3XT	Sipin
BM5	49.64	14.89	1998/01-1999/01	LE3D-1S	MINITITAN-3XT	Blanik
BM6	49.67	16.18	1998/01-1999/01	LE3D-20S	MINITITAN-3XT	Kutiny
BM7	50.54	14.57	1998/01-1999/01	LE3D-20S	TITAN-DAT	Kutiny
BM8	50.79	15.32	1998/01-1999/01	LE3D-1S	MINITITAN-3XT	Sous

A.2 Matériel d'acquisition et réponses instrumentales

TAB. A.3 – Principales caractéristiques des systèmes d'enregistrement utilisés lors des expériences de terrain ARMOR2 et BARRANDE.

Modèle	Mode d'enreg.	Capacité	Support
HADES-110	Déclenchement	1 Mo	Mémoire vive
HADES-310	Continu ^a	540 Mo/800 Mo	Disque dur
MINITITAN-1	Déclenchement	8 Mo	Mémoire vive
MINITITAN-3	Déclenchement	8 Mo	Mémoire vive
MINITITAN-3XT	Continu	2 Go	Disque dur
TITAN-DAT	Continu	4 Go	Bande magnétique DAT
PCM5800	Déclenchement	10/20 x 20 min	Bande magnétique
VISTEC-JUPITER	Continu	650 Mo	Disque dur

^a Le système d'enregistrement HADES-310 a été configuré pour fonctionner en mode déclenché mais en raison d'un dysfonctionnement électronique, le système est en déclenchement permanent et enregistre donc le signal en continu.

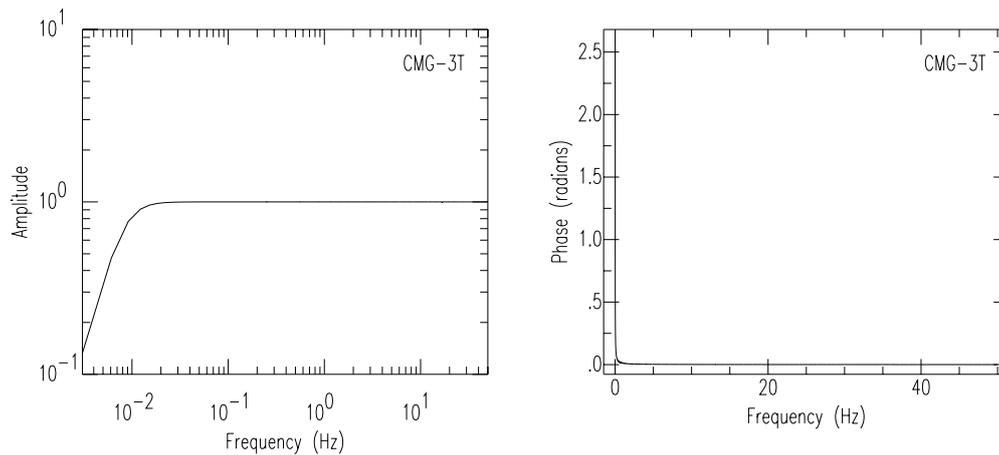


FIG. A.1 – Réponse du sismomètre CMG-3T

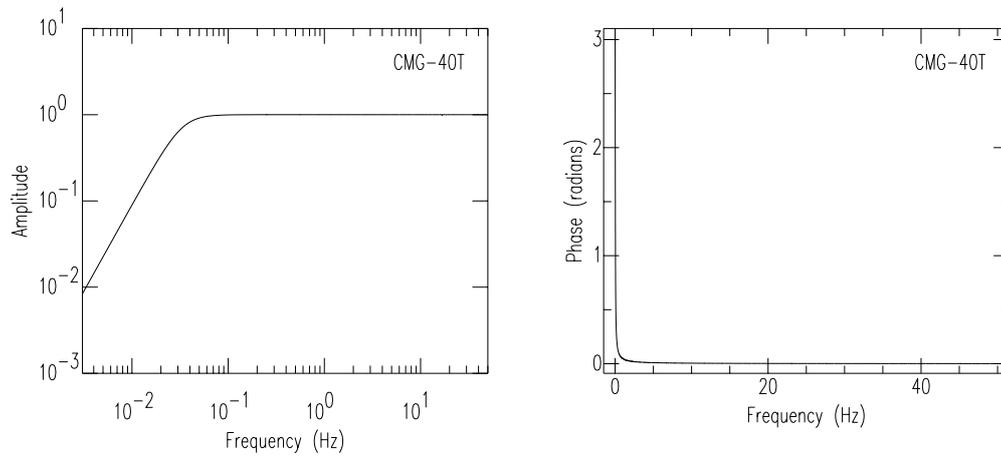


FIG. A.2 – Réponse du sismomètre CMG-40T

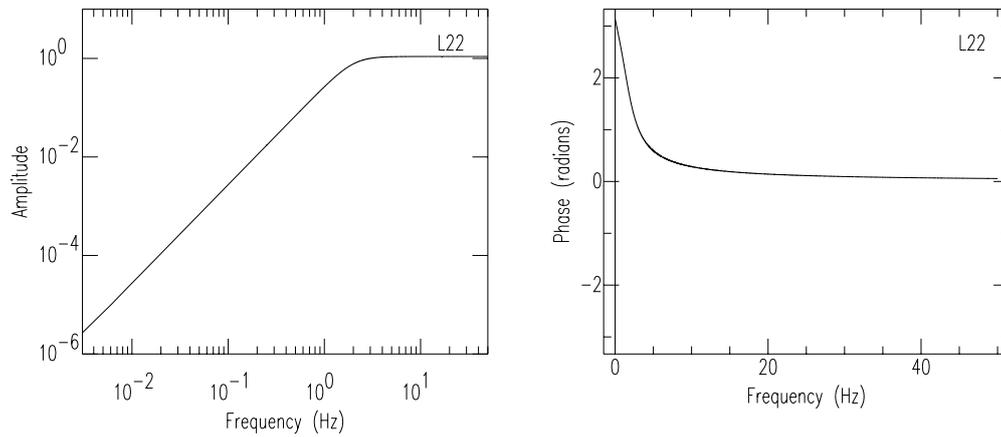


FIG. A.3 – Réponse du sismomètre L22

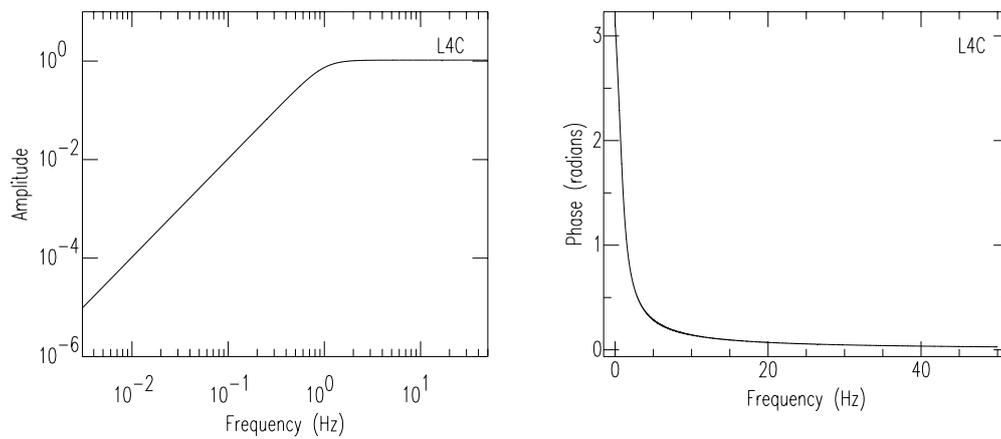


FIG. A.4 – Réponse du sismomètre L4C

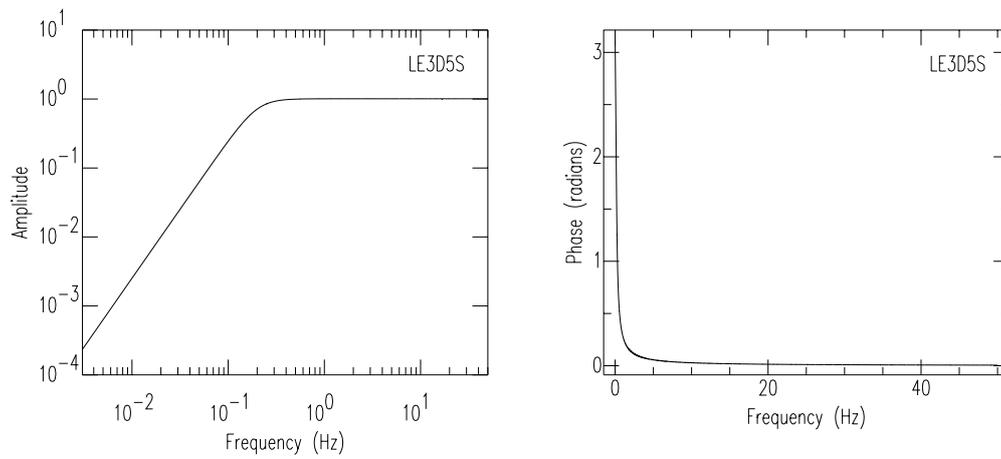


FIG. A.5 – Réponse du sismomètre LE3D5S

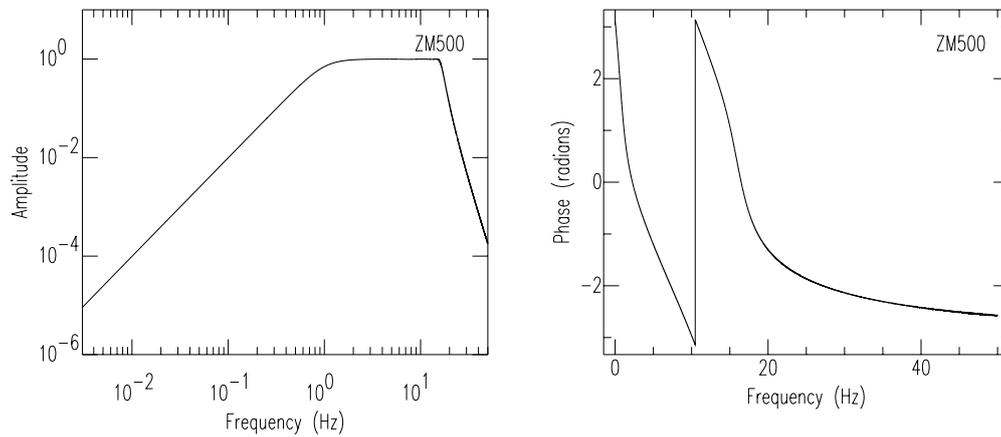


FIG. A.6 – Réponse du sismomètre ZM500

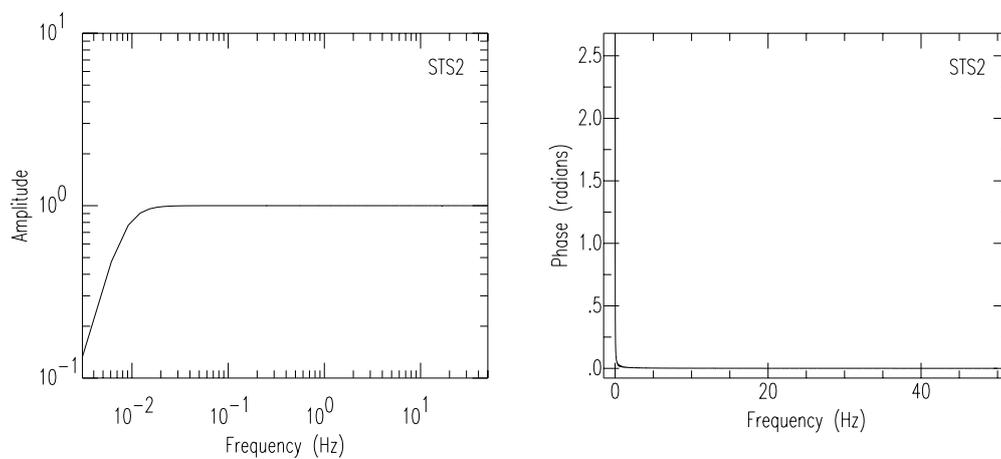


FIG. A.7 – Réponse du sismomètre STS2

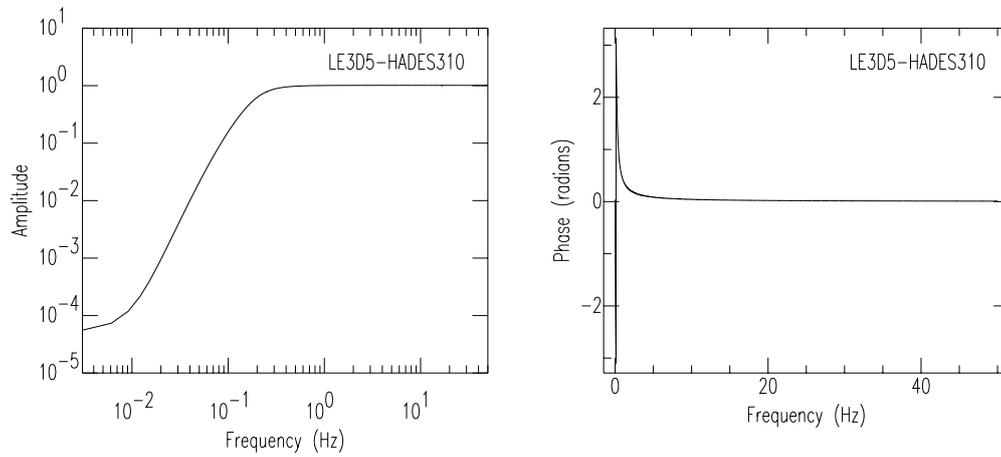


FIG. A.8 – Réponse du couple sismomètre-acquisition LE3D5S-HADES310

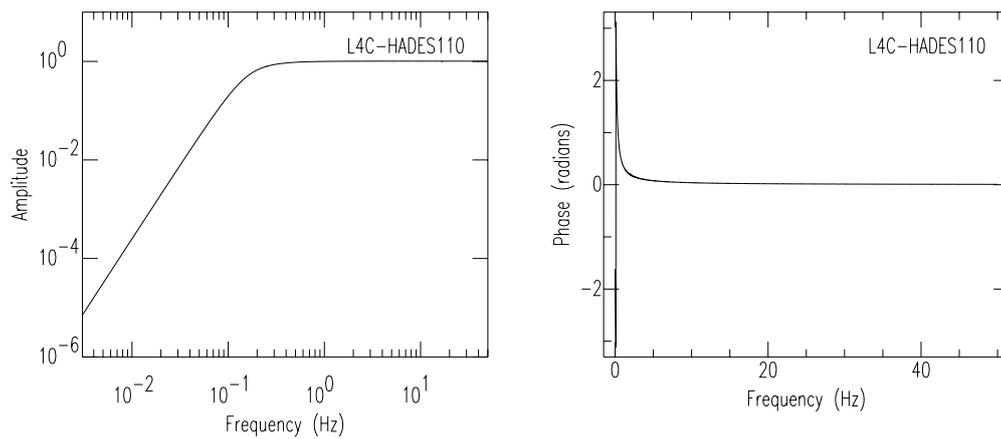


FIG. A.9 – Réponse du couple sismomètre-acquisition L4C-HADES110

Annexe B

Localisation des séismes utilisés pour les études tomographiques

TAB. B.1 – Liste des télé-séismes enregistrés par les réseaux temporaires. La colonne "Nb P" indique le nombre de phases P pointées pour chaque événement.

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
Événements de la campagne ARMOR2-1997					
1997/03/11-03:13	-21.13	-178.86	552	Fiji Islands region	8
1997/03/11-18:38	-18.17	-176.72	352	Fiji Islands region	6
1997/03/16-05:51	34.85	137.44	36	Near south coast of eastern Honshu, Japan	11
1997/03/23-15:49	-19.17	168.74	33	Vanuatu Islands	13
1997/03/25-03:53	-14.60	167.29	150	Vanuatu Islands	7
1997/03/25-16:44	-9.06	-71.30	602	Peru-Brazil border region	15
1997/03/25-19:25	-8.99	-71.31	600	Western Brazil	6
1997/03/26-02:08	51.28	179.53	33	Rat Islands, Aleutian Islands, United States	12
1997/03/28-22:40	-17.80	-178.95	554	Fiji Islands region	5
1997/03/30-14:05	-21.98	-177.20	217	Fiji Islands region	33
1997/03/30-23:05	51.37	-178.09	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	17
1997/03/31-11:39	51.67	158.07	56	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	8
1997/03/31-19:36	53.28	161.56	33	Off east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	12
1997/04/01-18:33	-18.30	-69.53	113	Northern Chile	17
1997/04/01-18:42	-18.35	-69.35	115	Northern Chile	16
1997/04/02-00:01	44.35	152.97	33	East of Kuril Islands, Russia	6
1997/04/02-06:14	11.41	-60.94	45	Windward Islands	14
1997/04/02-18:25	51.82	-173.72	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	10
1997/04/05-23:46	39.51	76.86	33	Southern Xinjiang, China	16
1997/04/06-04:36	39.54	77.00	33	Southern Xinjiang, China	19
1997/04/06-12:58	39.43	76.94	33	Southern Xinjiang, China	7
1997/04/08-15:14	52.10	-171.36	46	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	6
1997/04/11-05:34	39.53	76.94	15	Southern Xinjiang, China	19
1997/04/12-09:21	-28.17	-178.37	183	Kermadec Islands region	11

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
1997/04/12-21:09	39.47	76.90	19	Southern Xinjiang, China	13
1997/04/15-00:13	22.67	94.59	119	Myanmar	4
1997/04/15-18:19	39.63	76.99	23	Southern Xinjiang, China	14
1997/04/15-20:27	10.70	-69.49	10	Venezuela	12
1997/04/19-05:53	28.04	56.89	27	Southern Iran	15
1997/04/19-15:26	78.44	125.82	10	East of Severnaya Zemlya	16
1997/04/21-12:11	-13.50	166.54	33	Vanuatu Islands	4
1997/04/21-13:24	-13.58	166.55	33	Vanuatu Islands	3
1997/04/22-09:31	11.11	-60.89	5	Windward Islands	14
1997/04/22-10:11	11.03	-60.96	5	Windward Islands	4
1997/04/22-21:28	-13.55	166.46	33	Vanuatu Islands	4
1997/04/22-22:05	-13.59	166.62	33	Vanuatu Islands	6
1997/04/22-22:50	-14.13	166.77	33	Vanuatu Islands	6
1997/04/23-03:47	-13.60	166.39	33	Vanuatu Islands	9
1997/04/23-07:57	-13.62	166.60	33	Vanuatu Islands	6
1997/04/25-02:50	46.00	153.07	33	Kuril Islands, Russia	4
1997/04/25-05:37	46.15	153.11	33	Kuril Islands, Russia	11
1997/04/27-00:31	-19.17	168.73	41	Vanuatu Islands	12
1997/05/03-16:46	-31.79	-179.38	108	Kermadec Islands region	15
1997/05/04-01:44	11.03	-60.98	5	Windward Islands	9
1997/05/07-16:16	40.34	51.63	50	Caspian Sea	6
1997/05/08-02:53	24.89	92.25	34	India-Bangladesh border region	9
1997/05/08-13:29	51.72	-170.80	33	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	9
1997/05/10-07:57	33.83	59.81	10	Northern and central Iran	10
1997/05/11-22:59	37.09	140.91	48	Eastern Honshu, Japan	9
1997/05/13-14:13	36.41	70.94	196	Hindu Kush, Afghanistan, region	20
1997/05/15-04:39	14.46	-89.78	274	Guatemala	12
1997/05/15-15:54	-16.96	-173.52	33	Tonga Islands	16
1997/05/15-18:01	-21.63	169.88	33	Southeast of Loyalty Islands	16
1997/05/15-18:30	36.40	70.86	184	Hindu Kush, Afghanistan, region	16
1997/05/16-22:41	55.58	162.54	33	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	18
1997/05/17-00:26	8.42	58.40	10	Carlsberg Ridge	14
1997/05/17-02:10	-27.23	-69.47	106	Northern Chile	3
1997/05/17-03:58	39.52	76.97	33	Southern Xinjiang, China	12
1997/05/21-00:08	-20.80	-175.47	69	Tonga Islands	11
1997/05/21-14:10	-20.44	169.29	57	Vanuatu Islands	23
1997/05/21-22:51	23.08	80.04	36	Southern India	39
1997/05/22-07:50	18.68	-101.60	70	Guerrero, Mexico	20
1997/05/22-14:41	48.21	154.94	33	Kuril Islands, Russia	11
1997/05/24-05:15	33.56	142.02	33	Off east coast of Honshu, Japan	14
1997/05/30-17:54	37.15	78.05	33	Southern Xinjiang, China	14
1997/05/30-20:20	44.35	149.43	33	Kuril Islands, Russia	15
1997/06/11-11:53	-17.81	-178.84	572	Fiji Islands region	17
1997/06/15-00:45	-20.32	-177.87	501	Fiji Islands region	11
1997/06/15-04:54	43.06	144.09	96	Hokkaido, Japan, region	15
1997/06/16-03:00	33.14	60.15	10	Northern and central Iran	14
1997/06/17-21:03	51.35	-179.33	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	16
1997/06/29-17:22	-14.80	167.34	151	Vanuatu Islands	9
1997/06/30-18:56	-4.06	-80.76	33	Peru-Ecuador border region	8

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
1997/07/05-03:14	-15.20	-174.08	100	Tonga Islands	8
1997/07/06-20:13	16.16	-87.92	33	North of Honduras	12
1997/07/08-12:11	51.44	-178.62	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	8
1997/07/09-19:24	10.60	-63.49	19	Near coast of Venezuela	12
1997/07/14-16:09	43.25	146.38	33	Kuril Islands, Russia	13
1997/07/18-23:50	46.58	150.22	150	Kuril Islands, Russia	10
1997/07/20-00:30	52.56	-167.48	14	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	11
1997/07/20-10:14	-22.98	-66.30	256	Jujuy Province, Argentina	5
1997/07/20-19:33	-17.00	-178.91	490	Fiji Islands region	7
1997/07/28-10:08	25.35	-109.64	10	Gulf of California, Mexico	10
1997/07/28-19:57	-26.16	-178.12	200	South of Fiji Islands	9
1997/07/31-15:59	23.89	93.16	33	Myanmar-India border region	16
1997/07/31-21:54	-6.64	130.92	58	Banda Sea	13
1997/08/06-15:00	36.44	70.92	193	Hindu Kush, Afghanistan, region	5
1997/08/09-04:48	30.29	96.98	33	Xizang	10
1997/08/10-09:20	-16.01	124.33	10	Western Australia	10
1997/08/13-04:45	25.03	125.77	55	Southwestern Ryukyu Islands, Japan	11
1997/08/24-21:11	28.80	52.59	33	Southern Iran	11
1997/08/26-02:53	53.00	159.88	33	Off east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	12
1997/09/02-12:13	3.85	-75.75	198	Colombia	18
1997/09/04-04:23	-26.57	178.34	624	South of Fiji Islands	16
1997/09/05-10:31	44.62	150.01	33	East of Kuril Islands, Russia	7
1997/09/07-10:15	30.04	67.80	33	Pakistan	12
1997/09/07-23:40	35.44	139.77	105	Near south coast of eastern Honshu, Japan	16
1997/09/09-23:16	49.53	156.35	60	Kuril Islands, Russia	14
1997/09/18-09:18	51.19	-179.50	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	9
1997/09/18-23:03	-13.09	167.09	203	Vanuatu Islands	7
1997/09/21-18:13	-7.36	30.37	10	Lake Tanganyika region	8
1997/09/26-15:48	-5.38	128.99	253	Banda Sea	4
1997/09/28-23:13	-22.41	-68.45	106	Northern Chile	11
1997/10/01-06:05	46.22	136.09	416	Primorye, Russia	14
1997/10/03-11:28	27.81	54.73	33	Southern Iran	5
1997/10/03-22:05	51.84	-175.37	62	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	10
1997/10/04-15:34	16.01	-46.75	10	Northern Mid-Atlantic Ridge	9
1997/10/05-03:29	45.51	151.07	71	Kuril Islands, Russia	18
1997/10/05-13:12	-15.29	167.44	100	Vanuatu Islands	11
1997/10/05-18:04	-59.74	-29.36	271	South Sandwich Islands region	14
1997/10/20-06:09	28.50	57.27	33	Southern Iran	7
1997/11/10-23:06	31.19	140.49	86	Southeast of Honshu, Japan	9
1997/11/15-07:05	43.81	145.02	161	Hokkaido, Japan, region	4
1997/11/15-18:59	-15.14	167.38	123	Vanuatu Islands	8
1997/11/28-22:53	-13.74	-68.79	586	Peru-Bolivia border region	10
1997/12/05-11:26	54.84	162.03	33	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	11
1997/12/06-19:47	54.18	160.88	33	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	5

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
1998/05/27-20:41	52.24	159.53	60	Off east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	10
1998/05/28-04:58	52.15	159.64	47	Off east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	9
1998/05/29-03:51	-3.58	-78.91	102	Peru-Ecuador border region	8
1998/05/29-22:49	41.17	75.66	33	Kyrgyzstan	11
1998/05/30-06:22	37.00	71.00	33	Afghanistan-Tajikistan border region	11
1998/05/30-18:18	39.03	143.44	33	Off east coast of Honshu, Japan	7
1998/05/31-01:46	-18.95	169.31	260	Vanuatu Islands	10
1998/06/01-01:21	39.18	143.08	30	Off east coast of Honshu, Japan	8
1998/06/01-05:34	52.89	160.07	43	Off east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	11
1998/06/02-01:54	44.39	149.64	33	Kuril Islands, Russia	9
1998/06/07-00:11	47.20	151.45	140	Kuril Islands, Russia	8
1998/06/07-23:20	15.96	-93.78	86	Near coast of Chiapas, Mexico	3
1998/06/10-22:40	-18.73	169.12	272	Vanuatu Islands	8
1998/06/12-21:53	-5.72	147.89	139	Eastern New Guinea, Papua New Guinea, region	9
1998/06/15-19:20	52.12	152.82	434	Northwest of Kuril Islands, Russia	8
1998/06/16-22:47	-17.57	-178.60	600	Fiji Islands region	6
1998/06/17-18:49	-6.03	130.16	147	Banda Sea	8
1998/06/23-01:36	10.55	-76.35	35	North of Panama	7
1998/07/15-04:18	-20.83	-178.57	500	Fiji Islands region	7
1998/07/31-12:48	-21.66	169.92	33	Southeast of Loyalty Islands	7
1998/08/04-18:59	-0.55	-80.41	19	Near coast of Ecuador	8
Evénements de la campagne ARMOR2-1999					
1999/03/12-11:16	-20.00	-177.76	587	Fiji Islands region	9
1999/03/14-00:04	34.13	139.09	33	Near south coast of eastern Honshu, Japan	7
1999/03/15-03:51	44.46	149.37	62	Kuril Islands, Russia	11
1999/03/15-10:42	41.89	82.69	10	Southern Xinjiang, China	18
1999/03/16-14:42	0.03	-16.81	10	North of Ascension Island	12
1999/03/17-18:51	43.94	147.23	33	Kuril Islands, Russia	12
1999/03/18-01:59	-0.03	124.31	88	Southern Molucca Sea	19
1999/03/18-17:55	41.10	142.97	41	Hokkaido, Japan, region	29
1999/03/18-21:49	-12.04	-75.70	115	Central Peru	12
1999/03/18-23:54	10.00	-73.52	94	Northern Colombia	24
1999/03/20-10:47	51.59	-177.67	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	38
1999/03/21-13:32	45.41	149.95	33	Kuril Islands, Russia	17
1999/03/21-16:16	55.90	110.21	10	Lake Baykal, Russia, region	29
1999/03/23-11:23	-20.91	-178.73	574	Fiji Islands region	68
1999/03/24-20:32	-7.03	117.09	621	Bali Sea	19
1999/03/24-21:57	-12.62	166.86	267	Santa Cruz Islands	16
1999/03/25-08:11	-15.52	167.60	110	Vanuatu Islands	39
1999/03/25-08:33	39.60	77.23	56	Southern Xinjiang, China	23
1999/03/25-23:31	36.40	140.47	82	Near east coast of eastern Honshu, Japan	15
1999/03/26-15:29	22.52	-45.18	10	Northern Mid-Atlantic Ridge	26
1999/03/28-19:05	30.51	79.40	15	Western Xizang-India border region	37
1999/03/28-19:36	30.32	79.39	10	Western Xizang-India border region	31
1999/03/28-21:33	85.64	86.26	10	North of Severnaya Zemlya	14
1999/03/29-01:27	14.43	-88.40	33	Honduras	17
1999/03/30-09:59	10.70	-70.42	10	Venezuela	36

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
1999/03/30-21:02	30.38	79.33	10	Western Xizang-India border region	34
1999/03/31-05:54	5.83	-82.62	10	South of Panama	37
1999/04/02-17:05	-19.90	168.19	10	Vanuatu Islands	70
1999/04/03-06:17	-16.66	-72.66	87	Near coast of Peru	37
1999/04/03-10:10	13.17	-87.63	38	Honduras	29
1999/04/04-17:49	0.54	29.40	10	Zaire	19
1999/04/05-22:32	24.91	93.68	66	Myanmar-India border region	35
1999/04/06-04:51	24.45	-46.37	10	Northern Mid-Atlantic Ridge	29
1999/04/06-19:37	30.41	79.32	10	Western Xizang-India border region	25
1999/04/08-13:10	43.61	130.35	565	Priamurye-Northeastern China border region	39
1999/04/09-12:16	-26.35	178.22	621	South of Fiji Islands	46
1999/04/12-09:41	-20.04	168.57	42	Loyalty Islands	28
1999/04/13-10:38	-21.42	-176.46	164	Fiji Islands region	36
1999/04/16-15:19	-30.68	-178.36	52	Kermadec Islands, New Zealand	15
1999/04/17-07:20	38.21	75.52	136	Southern Xinjiang, China	21
1999/04/18-15:05	60.39	-151.85	73	Kenai Peninsula, Alaska, United States	20
1999/04/19-09:12	50.89	156.42	118	Kuril Islands, Russia	35
1999/04/20-01:46	-18.79	-177.96	586	Fiji Islands region	33
1999/04/20-19:04	-31.89	-179.04	95	Kermadec Islands region	30
1999/04/22-22:19	-27.95	26.64	5	South Africa	29
1999/04/24-08:45	-18.04	-178.45	567	Fiji Islands region	58
1999/04/25-12:27	36.44	140.47	81	Near east coast of eastern Honshu, Japan	23
1999/04/26-18:17	-1.65	-77.78	172	Ecuador	35
1999/04/29-07:46	28.87	131.15	33	Southeast of Ryukyu Islands, Japan	32
1999/04/30-04:20	27.84	53.54	36	Southern Iran	33
1999/04/30-16:35	53.85	-164.12	52	Unimak Island, Alaska, United States, region	21
1999/05/02-20:39	29.08	131.21	33	Southeast of Ryukyu Islands, Japan	22
1999/05/05-10:30	59.29	-151.52	70	Kenai Peninsula, Alaska, United States	31
1999/05/05-22:41	14.36	-94.67	33	Off coast of Chiapas, Mexico	38
1999/05/06-06:54	-11.21	66.08	10	Mid-Indian Ridge	15
1999/05/06-23:00	29.50	51.88	33	Southern Iran	31
1999/05/06-23:13	29.40	51.90	33	Southern Iran	29
1999/05/07-02:10	-7.51	31.61	10	Lake Tanganyika region	31
1999/05/07-04:26	29.49	52.01	33	Southern Iran	27
1999/05/07-14:07	-7.49	31.68	10	Lake Tanganyika region	34
1999/05/07-14:13	56.42	-152.94	20	Kodiak Island, Alaska, United States, region	27
1999/05/08-19:44	45.45	151.63	62	Kuril Islands, Russia	37
1999/05/08-22:12	14.21	-91.94	39	Guatemala	29
1999/05/10-15:49	-16.44	167.37	33	Vanuatu Islands	18
1999/05/10-20:33	-5.16	150.88	138	New Britain, Papua New Guinea, region	62
1999/05/11-04:22	53.59	-165.40	50	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	11
1999/05/12-17:59	43.03	143.84	102	Hokkaido, Japan, region	34
1999/05/15-19:49	-17.75	-178.75	561	Fiji Islands region	16
1999/05/16-00:51	-4.75	152.49	73	New Britain, Papua New Guinea, region	32
1999/05/19-04:48	36.44	70.09	222	Hindu Kush, Afghanistan, region	28
1999/05/20-17:12	-7.28	128.40	114	Banda Sea	7
1999/05/21-21:25	-13.25	167.23	200	Vanuatu Islands	32
1999/05/25-07:34	-19.08	169.44	242	Vanuatu Islands	40

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
1999/05/25-14:19	50.25	155.39	143	Kuril Islands, Russia	33
1999/05/27-08:08	58.65	-137.18	10	Southeastern Alaska, United States	38
1999/05/28-19:50	45.34	151.27	48	Kuril Islands, Russia	15
1999/05/29-20:10	32.89	93.77	33	Xizang	32
1999/05/30-00:15	29.48	51.97	58	Southern Iran	25
1999/05/30-11:56	53.04	159.87	33	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	17
1999/05/30-15:56	55.80	110.03	10	Lake Baykal, Russia, region	35
1999/05/30-19:00	-15.81	-174.80	174	Tonga Islands	27
1999/05/31-08:22	-12.85	166.81	150	Santa Cruz Islands	17
1999/06/01-12:49	36.38	70.83	82	Hindu Kush, Afghanistan, region	32
1999/06/04-04:25	53.86	-164.06	33	Unimak Island, Alaska, United States, region	33
1999/06/04-09:12	40.80	47.45	33	Eastern Caucasus	28
1999/06/08-12:04	15.04	-60.42	54	Leeward Islands	38
1999/06/09-23:25	-22.75	-66.19	249	Jujuy Province, Argentina	31
1999/06/10-15:07	36.24	71.21	111	Afghanistan-Tajikistan border region	37
1999/06/12-09:45	47.72	152.87	69	Kuril Islands, Russia	30
1999/06/13-22:48	13.87	-50.15	10	North Atlantic Ocean	29
1999/06/15-07:47	43.05	146.12	33	Kuril Islands, Russia	34
1999/06/15-20:42	18.39	-97.44	70	Central Mexico	41
1999/06/16-18:35	-17.04	-173.36	75	Tonga Islands	40
1999/06/16-19:32	-14.96	-175.85	33	Samoa Islands region	30
1999/06/17-00:32	52.43	158.22	33	Near east coast of Kamchatka Peninsula, Russia	26
1999/06/17-15:02	41.97	81.77	33	Southern Xinjiang, China	22
1999/06/18-19:47	85.68	85.77	10	North of Severnaya Zemlya	22
1999/06/21-16:52	43.20	145.93	39	Hokkaido, Japan, region	18
1999/06/21-17:37	36.39	70.71	230	Hindu Kush, Afghanistan, region	43
1999/06/21-17:43	18.32	-101.54	68	Guerrero, Mexico	36
1999/06/26-20:53	-16.95	-173.51	40	Tonga Islands	17
1999/06/26-21:54	30.10	69.44	33	Pakistan	25
1999/06/26-22:05	-17.96	-178.19	590	Fiji Islands region	77
1999/06/28-01:59	-20.94	-178.76	625	Fiji Islands region	29
1999/06/29-10:55	-15.71	-72.50	117	Southern Peru	15
1999/06/29-23:18	36.62	71.35	189	Afghanistan-Tajikistan border region	44
1999/07/02-11:45	49.37	-129.20	10	Vancouver Island, Canada, region	39
1999/07/03-01:43	47.08	-123.46	40	Washington, United States	41
1999/07/03-05:03	56.08	164.64	33	Komandorsky Islands, Russia, region	26
1999/07/03-05:30	26.32	140.48	430	Bonin Islands, Japan, region	20
1999/07/03-15:26	61.45	-150.45	60	Southern Alaska, United States	31
1999/07/07-17:55	-7.62	127.35	148	Banda Sea	31
1999/07/07-18:52	49.23	155.56	33	Kuril Islands, Russia	40
1999/07/08-16:42	37.38	72.54	51	Tajikistan	27
1999/07/09-01:20	-24.97	-70.50	40	Near coast of northern Chile	29
1999/07/09-19:40	46.99	154.06	33	East of Kuril Islands, Russia	18
1999/07/10-02:50	46.97	150.96	158	Kuril Islands, Russia	29
1999/07/11-14:14	15.78	-88.33	10	Honduras	40
1999/07/12-03:42	30.07	69.42	51	Pakistan	42
1999/07/12-11:23	-14.89	167.35	125	Vanuatu Islands	34
1999/07/14-22:56	35.85	140.21	83	Near east coast of eastern Honshu, Japan	28
1999/07/15-14:44	-18.29	168.19	33	Vanuatu Islands	26

Heure origine	Lat	Lon	Prof	Localité	Nb P
1999/07/15-15:44	-18.15	168.19	43	Vanuatu Islands	39
1999/07/17-01:06	43.85	147.58	55	Kuril Islands, Russia	27
1999/07/19-02:17	-28.63	-177.61	39	Kermadec Islands region	36
1999/07/21-03:10	-18.29	-177.91	560	Fiji Islands region	42
1999/07/21-13:46	4.57	97.21	175	Northern Sumatera, Indonesia	40
1999/07/22-10:42	21.54	91.89	10	Bay of Bengal	23
1999/07/24-01:42	43.54	147.13	33	Kuril Islands, Russia	38
1999/07/26-01:33	-5.15	151.94	69	New Britain, Papua New Guinea, region	32
1999/07/27-23:30	-15.20	-173.32	33	Tonga Islands	30
1999/07/29-21:50	17.02	-94.25	134	Chiapas, Mexico	38
1999/07/31-18:58	49.39	155.69	56	Kuril Islands, Russia	36
1999/08/01-08:24	28.44	86.73	40	Xizang	34
1999/08/01-12:47	51.52	-176.27	33	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	29
1999/08/01-16:06	37.39	-117.08	7	California-Nevada border region	38
1999/08/01-20:10	52.30	-173.38	51	Andreanof Islands, Aleutian Islands, United States	34
1999/08/02-06:05	37.38	-117.07	2	California-Nevada border region	38
1999/08/03-15:58	-3.45	-79.16	88	Near coast of Ecuador	40
1999/08/06-00:32	49.93	156.26	57	Kuril Islands, Russia	40
1999/08/10-14:55	9.35	-83.97	33	Costa Rica	28
1999/08/12-01:27	-14.80	167.07	97	Vanuatu Islands	39
1999/08/13-00:30	52.05	-169.45	33	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	35
1999/08/13-03:00	52.09	-169.49	33	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	35
1999/08/13-07:56	52.04	-169.50	33	Fox Islands, Aleutian Islands, United States	39
1999/08/13-13:05	43.81	149.14	43	East of Kuril Islands, Russia	38
1999/08/20-10:02	9.04	-84.16	20	Costa Rica	31
1999/08/20-13:50	44.78	-112.79	16	Eastern Idaho, United States	32
1999/08/21-00:09	36.52	70.59	162	Hindu Kush, Afghanistan, region	24
1999/08/21-10:49	8.92	-83.94	24	Costa Rica	34
1999/08/22-12:40	-16.12	168.04	33	Vanuatu Islands	39
1999/08/23-06:11	41.69	143.57	33	Hokkaido, Japan, region	35

Annexe C

La tomographie télésismique : quelques précisions

Le code de tomographie télésismique régionale que j'ai développé et utilisé est légèrement différent de celui qui a été proposé par Aki et al. (1977). Nous ne développerons pas entièrement la méthode car plusieurs auteurs l'ont déjà largement détaillée (e.g. Evans et Achauer, 1993; Masson, 1995; Tiberi, 1999).

Trois étapes sont nécessaires avant de pouvoir inverser les anomalies de temps de propagation (résidus) pour retrouver le modèle de vitesse :

1. La normalisation des résidus.
2. Le tracé de rai.
3. La construction du problème direct.

La normalisation des résidus

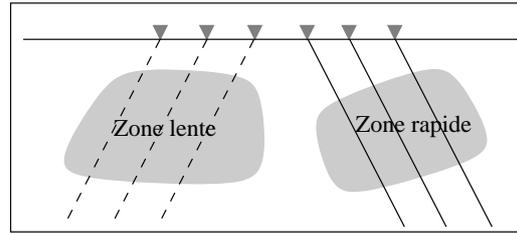
La méthode de normalisation est détaillée au chapitre 3 (page 37). En résumé, nous utilisons les résidus relatifs d'un sous-ensemble de stations pour définir une fonction «résidu régional» de référence qui devient la base commune de tous les résidus. Il s'agit ici d'une première différence avec la formulation originale de la méthode. Dans cette formulation, pour un séisme i enregistré par N stations k , les résidus normalisés r^r (relatifs) sont calculés à partir des résidus absolus r^a de la manière suivante :

$$r_{ik}^r = r_{ik}^a - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N r_{ik}^a \quad (\text{C.1})$$

On retranche aux résidus associés à un événement donné la moyenne de tous les résidus. Cette normalisation est intéressante lorsque la distribution des données aux stations est assez homogène. La figure C.1 illustre un cas extrême où cette normalisation entraîne une sous-estimation des perturbations de vitesse.

Dans une telle situation, les résidus relatifs sont nuls car les rai d'un séisme ne sont enregistrés que par une moitié seulement des stations. Si les données comprennent un trop grand nombre d'événements représentatifs de la figure C.1, les perturbations estimées sont très fortement minimisées. Dans le cas des données ARMOR, le jeu de données ARMOR2-97 est très hétérogène car les stations de la ligne «est » ont enregistré assez peu de données par rapport à celles de la ligne «ouest». De plus, lorsque nous travaillons avec le jeu de

FIG. C.1: *Illustration d'une situation dans laquelle l'hétérogénéité de la distribution des données est poussée à l'extrême. Deux séismes sont enregistrés chacun par une moitié seulement des stations composant le réseau.*



données ARMOR2-97+99, nous utilisons simultanément deux jeux de données enregistrés durant deux périodes distinctes. Nous avons donc besoin d'une normalisation commune pour pouvoir rendre l'ensemble de ces données aussi homogène que possible.

Le tracé de rai

Dans notre schéma d'inversion linéaire, le tracé des rais est effectué en utilisant la définition du paramètre de rai : $p = r \sin i / V$. Cette définition est vraie en tout point du rai et de plus nous connaissons la fonction de vitesse V (c'est le modèle *a priori*). On peut donc calculer les coordonnées du rai depuis la station vers la source en calculant l'incidence i le long du trajet du rai dans le modèle. Dans cette procédure, les rais sont constitués de segments de 1 km de longueur. En sortie de cette procédure nous disposons d'une série de points équidistants qui définissent le trajet de chaque rai.

Dans le tracé de rais proposé par Aki et al. (1977), les rais d'un séisme donné ont tous la même incidence aux stations et ce sont des segments de droite à l'intérieur de chaque couche. La différence avec notre tracé de rais n'est pas très importante du point de vue des résultats dans le cadre d'une inversion linéaire. Néanmoins, dans le processus d'inversion non linéaire, nous utilisons un tracé de rai tridimensionnel qui nécessite un calcul du temps de propagation des rais dans le modèle aussi précis que possible. Nous ne pouvons donc pas faire l'approximation de rais droits dans les couches.

Au cours du processus itératif d'inversion non linéaire, nous devons chercher le trajet de temps minimum dans le modèle de vitesse. Il s'agit maintenant d'un modèle de vitesse absolu déduit des perturbations de vitesse calculées au cours de l'itération précédente. La recherche du trajet de temps minimum est décrite au chapitre 3 (page 49). Notons que le rai initial n'est pas un rai droit mais est défini par le trajet de temps minimum calculé au cours de l'itération précédente.

La construction du problème direct

Le problème direct s'écrit $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$ (voir chapitre 3, page 44). Chaque ligne de la matrice \mathbf{G} correspond à un rai et chaque colonne correspond à un paramètre. Les coefficients de \mathbf{G} sont déterminés en calculant le temps «passé» par chaque rai dans chacun des blocs. Ceci peut être fait simplement en reprenant la série de triplets de coordonnées qui définissent un rai : on attribue au bloc qui contient un segment de rai le temps nécessaire pour parcourir ce segment dans le modèle de vitesse.

Nous avons aussi testé un partitionnement en nœuds. Ils correspondent au centre des blocs. Un segment de rai influence chacun des nœuds du modèle en fonction de la distance nœuds-segment. La pondération en fonction de la distance est définie par une gaussienne dont l'écart type a été fixé à la longueur d'onde des données que nous utilisons : 8 km. Les résultats

des inversions sont extrêmement similaires à ceux que nous obtenons avec la paramétrisation en blocs. En revanche, le temps de calcul est considérablement accru. Nous avons donc utilisé la paramétrisation en blocs.

Annexe D

Calcul de mécanisme au foyer

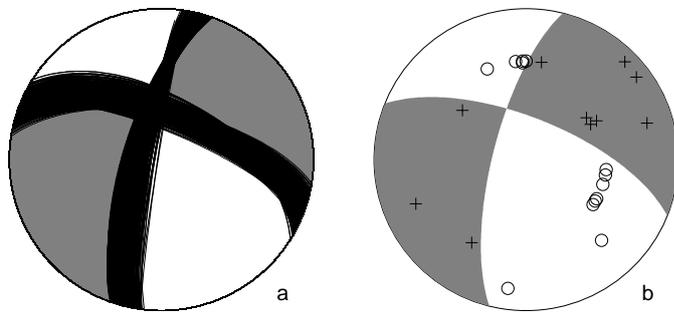


FIG. D.1: *L'ensemble des plans nodaux satisfaisant les polarités observées sont représentés à gauche (a). A droite sont représentées les polarités observées avec le mécanisme moyen. Les croix représentent les polarités positives, les cercles représentent les polarités négatives.*

Au cours de l'expérience de 1999, un seul séisme local a fourni des données de qualité suffisante pour déterminer un mécanisme au foyer. Il s'agit du séisme du 20 mars 1999 dans la région de Vannes sur le Cisaillement Sud-Armoricain. Les magnitudes rapportées par les observatoires sont de 3.6 pour le Réseau National de Surveillance Sismique et 3.3 pour le Laboratoire de Détection Géophysique. Le séisme a été localisé à l'aide des données des stations temporaires complétées par les données des stations des observatoires. Pour la localisation, nous avons utilisé 39 temps d'arrivées d'ondes P et les quatre temps d'arrivées d'ondes S aux stations les plus proches. La localisation finale du séisme est 47.78°N , 2.86°O et sa profondeur est de 8 km. Nous avons utilisé les 23 polarités des sens de premier mouvement des ondes P observées sur les meilleurs signaux (voir le tableau D.1). Ces polarités ont été comparées aux polarités théoriques associées aux mécanismes au foyer lors de l'exploration systématique des mécanismes possibles par pas de 2 degrés. La figure D.1 représente l'ensemble des mécanismes qui satisfont entièrement les observations ainsi que les polarités utilisées. Le mécanisme moyen correspond à un décrochement dextre avec une légère composante normale. Les valeurs des triplets (azimut, plongement, glissement) associées aux plans nodaux moyens sont $(194, 72, -24)$ et $(292, 67, -160)$. De ces deux plans de faille possibles, le plus probable est très certainement le second, orienté $\text{N}112^{\circ}\text{E}$ parallèlement à la direction du Cisaillement Sud-Armoricain.

TAB. D.1 – *Polarités observées pour le séisme de Vannes du 20 mars 1999.*

Station	Azimut	Incidence	Polarité
X107	317	118	-
X108	68	113	+
X105	253	108	+
X104	233	100	+
X103	225	99	+
X101	213	55	+
X113	9	55	+
NAF	61	44	+
BST	308	44	+
GRR	61	40	+
FLN	55	40	+
X106	178	126	-
X110	8	105	-
X109	358	55	-
X111	354	55	-
X112	0	55	-
ROSF	337	55	-
X063	101	44	-
X057	124	44	-
X16S	119	44	-
X055	121	44	-
X050	97	44	-
X053	108	44	-

Annexe E

Logiciels de manipulation de données

J'ai été amené au cours de mon travail de thèse à manipuler de très gros volumes de données issues des expériences de terrain où des banques de données d'Observatoires. Le format de stockage commun adopté est le format SAC (Seismic Analysis Code). Il a l'avantage de permettre d'intégrer dans un même fichier à la fois le sismogramme, les informations de localisation de la source, les informations relatives à la station et les temps d'arrivée pointés. Le développement des logiciels s'est fait tout au long de mon travail de thèse au fur et à mesure de mes besoins et des suggestions de mon entourage. Leur utilisation a permis d'automatiser une grande partie du pré-traitement et de l'exploitation des données. Chacun des programmes est conçu pour effectuer une tâche précise. Tous sont documentés en ligne de commande et sous forme de page de manuel. Les codes sources sont disponibles aux adresses `ftp\protect\relax\unskip\penalty\@M\protect\relax\kern.16667em:\@beginparpenalty=\@M\relax/eost.u-strasbg.fr/pub/seb/sismoutil` ou `http\protect\relax\unskip\penalty\@M\protect\relax\kern.16667em:\@beginparpenalty=\@M\relax//eost.u-strasbg.fr/~seb/Sismoutil/sismoutil.html`. Ces programmes ont été testés avec succès sur différents systèmes Unix : HP-UX, Solaris/sparc, OSF1/alpha, Linux/alpha et Linux/i386. Un bref descriptif est donné ci-dessous.

Changement de format de stockage des données

<code>gse2sac</code>	GSE2.0 (CM6) → SAC
<code>SP2sac</code>	RéNaSS courte période → SAC
<code>esstf2sac</code>	ESSTF (Lennartz binaire) → SAC
<code>sac2SP</code>	SAC → RéNaSS courte période
<code>sac2esstf</code>	SAC → ESSTF (Lennartz binaire)
<code>sac2gse</code>	SAC → GSE2.0 (CM6)
<code>SP2gse</code>	RéNaSS courte période (16 bits) → GSE2.0 (CM6)
<code>esstfinfo</code>	Affichage des entêtes ESSF
<code>gseinfo</code>	Affichage des entêtes GSE2.0

Manipulation des entêtes SAC

lhsac	Equivalent de la commande "listhdr" (lh) de SAC
chsac	Equivalent de la commande "chnhdr" (ch) de SAC
hdsac	Raccourci pour chsac
incsac	Décalage de l'heure de début du signal d'un nombre entier de minutes
shiftsac	Décalage de l'heure de début du signal d'un nombre quelconque de secondes
fesac	Mise à jour de l'entête en utilisant la régionalisation de Flinn-Engdahl
cleansac	"Nettoyage" de l'entête
cplocsac	Copie des informations sources et des pointés d'un fichier SAC vers un autre
updateinfosac	Mise à jour des informations de station dans l'entête SAC à partir d'un fichier de données de stations
renamesac	Génération d'un nom de fichier SAC à partir de l'entête
syncsac	Synchronisation des temps de l'entête
ppsac	Mise à jour des pointés (t0..9 et kt0..9) avec les temps théoriques IASP91
pdelocsac	Recherche et mise à jour de la localisation la plus proche issue des fichier PDE du NEIC

Manipulation des signaux SAC

multsac	Multiplication du signal par un scalaire
rmeansac	Equivalent de la commande "rmean" de SAC
rtrendsac	Equivalent de la commande "rtrend" de SAC
touchsac	Lecture et écriture d'un fichier SAC (en respectant LCALDA et byte-swapping)
swapsac	Byte-swapping «aveugle» d'un fichier SAC
rgsac	Suppression des parasites sur un échantillon («glitches»)
rnptsac	Suppression des parasites périodiques
sacmerge	Concaténation/segmentation de un ou plusieurs signaux
sacrotate	Rotation des composantes
sacfft	Calcul de la transformée de Fourier directe ou inverse du signal
transfer	Tranformation du signal l'aide d'un fichier pôles-zéros SAC
sacfilter	Filtre gaussien

Divers

sinfosta	Serveur d'informations de stations
infosta	Client du serveur d'informations de stations
daz	Calcul de l'azimut, du «back-azimut » et des distances en degrés et kilomètres à partir d'une paire de coordonnées géographiques
geo2lambert	Changement de coordonnées géographiques → lambert
lambert2geo	Changement de coordonnées lambert → géographiques

Table des figures

1.1	Structures majeures de la Chaîne Hercynienne ouest-européenne	10
1.2	Evolution géodynamique de l'arc Ibéro-Armoricain	11
1.3	Carte géologiques simplifiée du Massif Armoricaïn	13
1.4	Structures géologiques majeures du Massif Armoricaïn	14
1.5	Sismicité instrumentale du Massif Armoricaïn	15
1.6	Anomalie de Bouguer (mgal) dans le Massif Armoricaïn	16
2.1	Comparaison de sismogrammes enregistrés au Tibet et en Bretagne	20
2.2	Les stations du réseau temporaire ARMOR2-97	21
2.3	Distribution des données ARMOR2-97 par site d'enregistrement	22
2.4	Distribution géographique des séismes enregistrés par le réseau ARMOR2-97	23
2.5	Les stations du réseau temporaire ARMOR2-99	25
2.6	Distribution des données ARMOR2-99 par site d'enregistrement	26
2.7	Distribution géographique des séismes enregistrés par le réseau ARMOR2-99	27
2.8	Les stations du réseau temporaire BARRANDE	28
2.9	Exemples de dérive des horloges internes de deux stations	29
2.10	Comparaison des sismogrammes enregistrés par différents instruments	31
3.1	Le modèle radial PREM	35
3.2	La tomographie télé-sismique régionale	36
3.3	Exemple de sismogrammes enregistrés par le réseau ARMOR2-99	38
3.4	Variations des résidus normalisés du jeu de données ARMOR2-97	39
3.5	Variations des résidus normalisés du jeu de données ARMOR2-99 (profil ouest)	40
3.6	Variations des résidus normalisés du jeu de données ARMOR2-99 (Nappes de Champtoceaux)	41
3.7	Histogrammes de distribution des résidus normalisés	43
3.8	Paramétrisation irrégulière dans les couches 2 et 3	44
3.9	Profils de perturbations de vitesse dans le modèle de référence	46
3.10	Influence du coefficient d'amortissement sur le couplage variance des données – variance du modèle	48
3.11	Les perturbations de vitesse des ondes P (ARMOR2-97), inversion linéaire	49
3.12	Les perturbations de vitesse des ondes P (ARMOR2-97+99), inversion linéaire	50
3.13	Effets de perturbations de vitesse sur la géométrie des rais	51
3.14	Principe de perturbation des rais dans le processus d'inversion non linéaire	52
3.15	Amplitude des perturbations dans la recherche du temps de trajet minimum	52
3.16	Modèle de perturbations de vitesse d'ondes P (ARMOR2-97+99), inversion non linéaire	53

3.17	Nombre de rais par bloc dans le modèle ARMOR2-97	54
3.18	Nombre de rais par bloc dans le modèle ARMOR2-97+99	55
3.19	Matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97	56
3.20	Matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97+99	56
3.21	Termes diagonaux de la matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97	57
3.22	Termes diagonaux de la matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97+99	58
3.23	Extraits de la matrice de résolution associée à l'inversion des données ARMOR2-97+99	59
3.24	Incertitudes <i>a posteriori</i> sur le modèle ARMOR2-97	60
3.25	Incertitudes <i>a posteriori</i> sur le modèle ARMOR2-97+99	61
3.26	Le premier modèle synthétique utilisé pour un des tests de résolution	62
3.27	Résultat de l'inversion des données synthétiques calculées dans le premier modèle	63
3.28	Résultats de l'inversion des données synthétiques calculées dans le second modèle	64
4.1	Vitesse des ondes de volume dans un monocristal d'olivine	68
4.2	Développement de plans d'organisation des minéraux sous l'effet des déformations	68
4.3	Ondes planes dans un milieu homogène anisotrope à symétrie hexagonale	71
4.4	Trajet d'un rai associé à une onde P_n	72
4.5	Variations latérales de vitesse et d'anisotropie sismique des ondes P_n sous la France	73
4.6	Exemple de biréfringence d'une onde $SKKS$	75
4.7	Le repère du rai (P, S_V, S_H) par rapport au repère géographique (Z,N,E)	76
4.8	Exemple de signal non exploitable pour l'étude de la biréfringence des ondes S télé-sismiques	76
4.9	Exemple de calcul des paramètres d'anisotropie	78
4.10	Effet d'une hétérogénéité de vitesse sismique et d'une structure anisotrope inclinée sur les résidus d'ondes P	79
4.11	Sphères de résidus d'ondes P moyennes	80
4.12	Vitesse des ondes P dans un milieu anisotrope à symétrie hexagonale	81
4.13	Définition des angles d'Euler pour la rotation du tenseur d'élasticité	82
4.14	Les modèles synthétiques ANISO1 et ANISO2	83
4.15	Résultat de l'inversion des résidus synthétiques calculés dans le modèle ANISO1	84
4.16	Résultat de l'inversion des résidus synthétiques calculés dans le modèle ANISO2	85
4.17	Résultat de l'inversion des résidus ISO+ANISO2	85
5.1	Perturbations de vitesse des ondes P sous le Massif Armoricaïn- couches 2 à 5	88
5.2	Perturbations de vitesse des ondes P sous le Massif Armoricaïn- couches 6 et 7	89
5.3	Coupes verticales dans le modèle de vitesse d'ondes P ARMOR2-97+99	90
5.4	Trajets source-station utilisés pour la tomographie de la croûte supérieure	92
5.5	Profils de vitesse des ondes P dans la croûte	92
5.6	Perturbations de vitesse des ondes P dans la croûte supérieure	94
5.7	Paramètres du modèle ARMOR2-97+99 associés aux stations et anomalie de Bouguer dans la région des Nappes de Champtoceaux	94
5.8	Mesures de biréfringence des ondes S dans le Massif Armoricaïn	96
5.9	Deux enregistrements d'azimuts opposés à la station RENF	97

5.10	Détermination de l'orientation tridimensionnelle de l'anisotropie	99
5.11	Mesures de biréfringence des ondes S dans le Massif Bohémien	102
5.12	Interprétation des coupes dans le modèle de vitesse ARMOR2-97+99	103
5.13	Fabrique lithosphérique et directions rapides d'ondes P_n dans le Massif Armoricain	104
A.1	Réponse du sismomètre CMG-3T	114
A.2	Réponse du sismomètre CMG-40T	115
A.3	Réponse du sismomètre L22	115
A.4	Réponse du sismomètre L4C	115
A.5	Réponse du sismomètre LE3D5S	116
A.6	Réponse du sismomètre ZM500	116
A.7	Réponse du sismomètre STS2	116
A.8	Réponse du couple sismomètre-acquisition LE3D5S-HADES310	117
A.9	Réponse du couple sismomètre-acquisition L4C-HADES110	117
C.1	Illustration d'un cas extrême de données hétérogènes	128
D.1	Mécanisme au foyer pour le séisme de Vannes du 20 mars 1999	131

Liste des tableaux

3.1	Géométrie de la discrétisation de la zone cible	45
3.2	Les inversions de données ARMOR2-97 et ARMOR2-97+99 en quelques chiffres	48
3.3	L'inversion non linéaire des données ARMOR2-97+99 en quelques chiffres . .	53
5.1	Mesures de biréfringence des ondes S dans le Massif Armoricaïn	95
5.2	Mesures de biréfringence des ondes S dans le Massif Bohémien (expérience BARRANDE)	100
5.3	Mesures de biréfringence des ondes S dans le Massif Bohémien	101
A.1	Liste des stations des réseaux temporaires ARMOR2-1997 et ARMOR2-1999	111
A.2	Liste des stations du réseau temporaire BARRANDE.	113
A.3	Principales caractéristiques des systèmes d'enregistrement utilisés lors des expériences de terrain ARMOR2 et BARRANDE.	114
B.1	Liste des télé-séismes enregistrés par les réseaux temporaires ARMOR2	119
D.1	Polarités observées pour le séisme de Vannes du 20 mars 1999	132

Bibliographie

- AKI, K., CHRISTOFFERSON, A., et HUSEBYE, E. S. (1977). « Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere ». *J. Geophys. Res.*, 82:277–296.
- AKI, K. et KAMINUMA, K. (1963). « Phase velocity in Japan. Part I. Love waves from the Aleutian shock of March 9, 1957 ». *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41:243–259.
- ANSEL, V. (1989). « *L'anisotropie du manteau déduite de la birefringence des ondes cisaillement* ». PhD thesis, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris.
- AUVRAY, B. (1979). « *Génèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain* ». PhD thesis, Univ. Rennes.
- BABUŠKA, V. et CARA, M. (1991). *Seismic Anisotropy in the Earth*. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- BABUŠKA, V. et PLOMEROVÁ, J. (1989). Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere in Europe; another clue to recognition of accreted terranes? Dans HILLHOUSE, J. W., éditeur, *Deep structure and past kinematics of accreted terranes.*, pages 209–217. American Geophysical Union. Washington, DC, United States.
- BABUŠKA, V., PLOMEROVÁ, J., et ŠÍLENÝ, J. (1984a). « Large-scale oriented structures in the subcrustal lithosphere of Central Europe ». *Ann. Geophys.*, 2:649–662.
- BABUŠKA, V., PLOMEROVÁ, J., et ŠÍLENÝ, J. (1984b). « Spatial variations of P residuals and deep structures of European lithosphere ». *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 79:363–383.
- BABUŠKA, V., PLOMEROVÁ, J., et ŠÍLENÝ, J. (1987). Structural model of the subcrustal lithosphere in Central Europe. Dans FUCHS, K. et FROIDEVAUX, C., éditeurs, *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System*, pages 239–251. Geodyn. Ser., AGU, Washington D.C.
- BABUŠKA, V., PLOMEROVÁ, J., et ŠÍLENÝ, J. (1993). « Models of seismic anisotropy in the deep continental lithosphere ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78:167–191.
- BACKUS, G. E. (1965). « Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans ». *J. Geophys. Res.*, 70:3429–3439.
- BALÉ, P. et BRUN, J. P. (1986). « Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne); un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien ». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2:471–477.
- BALLÈVRE, M., BOSSE, V., et GAPAIS, D. (2000). « L'isograde du grenat dans les schistes bleus de l'île de Groix (Bretagne méridionale): une zone de cisaillement rétrograde ». Dans *18^e Réunion des Sciences de la Terre*.
- BAMFORD, D. (1977). « P_n velocity anisotropy in a continental upper mantle ». *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 49:29–48.
- BARRUOL, G. et MAINPRICE, D. (1993). « A quantitative evaluation of the contribution of

- crustal rocks to the shear-wave splitting of teleseismic SKS waves ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78:281–300.
- BARRUOL, G. et SOURIAU, A. (1995). « Anisotropy beneath the Pyrenees range from teleseismic shear wave splitting: Results from a test experiment ». *Geophys. Res. Lett.*, 22:493–496.
- BIJWAARD, H. et SPAKMAN, W. (2000). « Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion ». *Geophys. J. Int.*, 141:71–82.
- BIJWAARD, H., SPAKMAN, W., et ENGDAHL, E. R. (1996). « High resolution global delay time tomography ». Dans *Eos Trans, AGU, 77, Fall Meet. Suppl., F482*, page 482.
- BILLIEN, M., TRAMPERT, J., et LÉVÊQUE, J. J. (1998). « Global attenuation tomography from fundamental mode surface wave data ». Dans *Annales Geophysicae, Abstract Supplement, EGS XXIII General Assembly*.
- BIRCH, A. F. (1961). « The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars; Part 2 ». *J. Geophys. Res.*, 66:2199–2224.
- BITRI, A., BRUN, J. P., GUENOC, P., MARTHELOT, J. M., NICOLLIN, F., PERRIN, J., et TRUFFERT, C. (1996). « Imagerie sismique de la structure profonde du domaine cadomien de Bretagne Nord ». Dans *16^e Réunion des Sciences de la Terre*, page 38.
- BOISSONNAT, J. D., CALCAGNO, P., COURRIOUX, G., GUILLEN, A., NULLANS, S., RENAUD, X., REPUSSEAU, P., THIBAUT, M., et TRUFFERT, C. (1998). « 3D modelling; from cross-section editor to geophysical computing ». Dans *17^e Réunion des Sciences de la Terre*.
- BONNET, S. (1998). « *Tectonique et dynamique du relief: le socle Armoricaïn au Pléistocène* ». PhD thesis, Géosciences Rennes, Université de Rennes I.
- BORMANN, P., BURGHARDT, P. T., MAKEYEVA, L. I., et VINNIK, L. P. (1993). « Teleseismic shear-wave splitting and deformations in Central Europe ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78:157–166.
- BOSSE, V., FÉRAUD, G., et BALLÈVRE, M. (2000). « Géochronologie des roches éclogitiques du Complexe de Champtoceaux (Massif Armoricaïn, France): cohérence des méthodes U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr et ^{40}Ar - ^{39}Ar ». Dans *18^e Réunion des Sciences de la Terre*.
- BOWMAN, J. R. et ANDO, M. (1987). « Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone ». *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 88:25–41.
- BRECHNER, S., KLINGE, K., KRUEGER, F., et PLENEFISCH, T. (1998). « Backazimuthal variations of splitting parameters of teleseismic SKS phase observed at the broadband stations in Germany ». *Pure Appl. Geophys.*, 151:305–331.
- BROWN, M. et DALLMEYER, R. D. (1996). « Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France ». *J. Metam. Geol.*, pages 361–379.
- BRUN, J.-P., BALLARD, J.-F., et LE CORRE, C. (1991). « Identification of Ordovician block-tilting in the hercynian fold belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models ». *J. Structural Geol.*, 13:419–429.
- BRUN, J. P. et BURG, J. P. (1982). « Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc; a corner effect during continental collision ». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61:319–332.
- BURG, J. P., BALÉ, P., BRUN, J. P., et GIRARDEAU, J. (1987). « Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision ». *Geodynamica Acta*, 1:71–87.

- BURG, J.-P., VAN DEN DRIESSCHE, J., et BRUN, J.-P. (1994). « Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt in Western Europe: Modes and structural consequences ». *Géologie de la France*, 3:33–51.
- CAMPILLO, M. et PLANTET, J. L. (1991). « Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation in France: Experimental results and possible interpretations ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67:48–64.
- CHANTRAINE, J., AUTRAN, A., et CAVELIER, C. (1996). « Carte géologique de la France à 1/1000000 ». Ed. BRGM.
- COGNÉ, J. et WRIGHT, A. E. (1980). « L'orogène Cadomien ». Dans *Geology of Europe from Precambrian to the post-hercynian sedimentary basins. 26th International Geological Congress BRGM Mem.*, volume 108, pages 29–55.
- DALZIEL, I. W. D. (1997). « Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hypothesis, environmental speculation ». *Geological Society of America Bulletin*, 109:16–42.
- DEBAYLE, E. et LÉVÊQUE, J. (1997). « Upper mantle heterogeneities in the Indian Ocean from waveform inversion ». *Geophys. Res. Lett.*, 24:245–248.
- DIAS, R. et RIBEIRO, A. (1995). « The Ibero-Armorican Arc; a collision effect against an irregular continent? ». *Tectonophysics*, 246:113–128.
- DZIEWONSKI, A. M. et ANDERSON, D. L. (1981). « Preliminary reference Earth model ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25:297–356.
- EBERHART-PHILLIPS, D. (1993). Local earthquake tomography: earthquake source regions. Dans IYER, H. M. et HIRARA, K., éditeurs, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, pages 613–643. Chapman and Hall, New York.
- ENDERLE, U., MECHIE, J., SOBOLEV, S., et FUCHS, K. (1996). « Seismic anisotropy within the uppermost mantle of southern Germany ». *Geophys. J. Int.*, 125:747–767.
- EVANS, J. R. et ACHAUER, U. (1993). Teleseismic velocity tomography using the ACH method: Theory and application to continental-scale studies. Dans IYER, H. M. et HIRARA, K., éditeurs, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, pages 319–357. Chapman and Hall, New York.
- FLIERVOET, T. F., DRURY, M. R., et CHOPRA, P. N. (1999). « Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep ». *Tectonophysics*, 303:1–27.
- FRANKLIN, J. N. (1970). « Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems ». *J. Math. Anal. Appl.*, 31:682–716.
- GAPAIS, D., LAGARDE, J.-L., LE CORRE, C., AUDREN, C., JEGOUZO, P., CASAS SAINZ, A., et VAN DEN DRIESSCHE, J. (1993). « La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère ». *C. R. Acad. Sci.*, 316:1123–1129.
- GRANET, M., GLAHN, A., et ACHAUER, U. (1998). « Anisotropic measurements in the Rhine Graben area and the French Massif Central: Geodynamic implications ». *Pure Appl. Geophys.*, 151:333–364.
- GRANET, M., WILSON, M., et ACHAUER, U. (1995). « Imaging a mantle plume beneath the Massif Central (France) ». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17:1109–1112.
- GRAVIOU, P. et AUVRAY, B. (1985). « Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain: implications géodynamiques ». *C. R. Acad. Sci.*, 301:315–318.

- GRÉSILLAUD, A. et CARA, M. (1996). « Anisotropy and P-wave tomography; a new approach for inverting teleseismic data from a dense array of stations ». *Geophys. J. Int.*, 126:77–91.
- GRIPP, A. E. et GORDON, R. G. (1990). « Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model ». *Geophys. Res. Lett.*, 17:1109–1112.
- GUILBERT, J. (1995). « *Caractérisation des structures lithosphériques sous le Nord Tibet* ». PhD thesis, Institut de recherche interdisciplinaire de géologie et de mécanique, Université Joseph Fourier – Grenoble-I.
- GUIRAUD, M., BURG, J. P., et POWELL, R. (1987). « Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France; a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené ». *J. Metam. Geol.*, 5:225–237.
- HEARN, T. M. (1984). « P_n travel times in southern California ». *J. Geophys. Res.*, 89:1843–1855.
- HESS, H. H. (1964). « Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans ». *Nature*, 203:629–630.
- HIRN, A. (1977). « Anisotropy in the continental upper mantle: Possible evidence from explosion in seismology ». *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 49:49–58.
- HIRN, A., DIAZ, J., SAPIN, M., et VEINANTE, J.-L. (1998). « Variation of shear-wave residuals and splitting parameters from array observations in southern Tibet ». *Pure Appl. Geophys.*, 151:395–405.
- JUDENHERC, S., GRANET, M., et BOUMBAR, N. (1999). « Two-dimensional anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times ». *J. Geophys. Res.*, 104:13201–13215.
- KARATO, S. (1993). « Importance of anelasticity in the geodynamical interpretation of seismic tomography ». *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 74:595.
- KARATO, S. I. (1988). « The role of recrystallization in the preferred orientation of olivine ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51:107–122.
- KARATO, S. I. (1992). « On the Lehmann discontinuity ». *Geophys. Res. Lett.*, 19:2255–2258.
- KENNETT, B. L. N. et ENGDAHL, E. R. (1991). « Traveltimes for global earthquake location and phase identification ». *Geophys. J. Int.*, 105:429–465.
- KISSLING, E., ELLSWORTH, W. L., EBERHART-PHILLIPS, D., et KRADOLFER, U. (1994). « Initial reference model in local earthquake tomography ». *J. Geophys. Res.*, 99:19635–19646.
- KISSLING, E. et SPAKMAN, W. (1996). « Interpretation of tomographic images of uppermost mantle structure; examples from the Western and Central Alps ». *J. Geodynamics*, 21:97–111.
- KLEIN, F. W. (1978). « Hypocenter location program HYPOINVERSE: Users guide to versions 1, 2, 3, and 4 ». *United States Geological Survey Open File Report*, 78-694:1–113.
- KUMAZAWA, M. et ANDERSON, O. L. (1969). « The elastic constants of single crystal forsterite and peridot as a function of pressure and temperature ». *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 50:310.
- LANCZÖS, C. (1950). « An iterative method for the solution of the eigenvalue problem of linear differential and integral operators ». *J. Res. Nat. Bureau Standards*, 45:225–280.
- LARDEUX, H. (1996). *Guide géologique de la Bretagne*. Masson.

- LENÔTRE, N., THIERRY, P., BLANCHIN, R., et BROCHARD, G. (1999). « Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France) ». *Tectonophysics*, 301:333–344.
- LEVENBERG, K. (1944). « A method for the solution of certain non-linear problems in least squares ». *Quat. Appl. Math.*, 2:164–168.
- LÉVÊQUE, J., DEBAYLE, E., et MAUPIN, V. (1998). « Anisotropy in the Indian ocean upper mantle from Rayleigh and Love waveforms inversion ». *Geophys. J. Int.*, 3:529–540.
- LÉVÊQUE, J. J. et MASSON, F. (1999). « From ACH tomographic models to absolute velocity models ». *Geophys. J. Int.*, 137:621–629.
- LEVIN, V., MENKE, W., et LERNER-LAM, A. L. (1996). « Seismic anisotropy in northeastern US as a source of significant teleseismic *P* traveltime anomalies ». *Geophys. J. Int.*, 126:593–603.
- LEVIN, V., MENKE, W., et PARK, J. (1999). « Shear wave splitting in the Appalachians and the Urals; a case for multilayered anisotropy ». *J. Geophys. Res.*, 104:17975–17993.
- LI, P., KARATO, S. I., et WANG, Z. (1996). « High-temperature creep in fine-grained polycrystalline CaTiO (sub 3), an analogue material of (Mg, Fe)SiO (sub 3) perovskite ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 95:19–36.
- MAKEYEVA, L. I., PLEŠINGER, A., et HORALEK, J. (1990). « Azimuthal anisotropy beneath the Bohemian Massif from broad-band seismograms of SKS waves ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 62:298–306.
- MASSON, F. (1995). « *Etude des hétérogénéités de la lithosphère - Tomographie télésismique du Nord Tibet* ». PhD thesis, EOPGS, Université Louis Pasteur - Strasbourg I.
- MASSON, F. et TRAMPERT, J. (1997). « ACH or how reliable is regional teleseismic delay time tomography ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102:21–32.
- MATTE, P. et HIRN, A. (1988). « Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in Western France ». *Tectonics*, 7:141–155.
- MONTAGNER, J. P. et ANDERSON, D. L. (1989). « Petrological constraints on seismic anisotropy ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 54:82–105.
- MORELLI, A., DZIEWONSKI, A. M., et WOODHOUSE, J. H. (1986). « Anisotropy of the inner core inferred from *PKIKP* travel times ». *Geophys. Res. Lett.*, 13:1545–1548.
- NELDER, J. A. et MEAD, R. (1965). « A simplex method for function minimization ». *Computer Journal*, 7:308.
- NICOLAS, A. (1993). « Why fast polarization directions of *SKS* seismic waves are parallel to mountains belts ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78:337–342.
- NICOLAS, A., SANTOIRE, J. P., et DELPECH, P. Y. (1990). « Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe ». *Tectonophysics*, 179:27–53.
- OZALAYBEY, S. et SAVAGE, M. K. (1994). « Double-layer anisotropy resolved from *S* phases ». *Geophys. J. Int.*, 117:653–664.
- PHARAOH, T. C. (1999). « Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European suture zone (TESZ); a review ». *Tectonophysics*, 314:17–41.
- PLOMEROVÁ, J., GRANET, M., JUDENHERC, S., ACHAUER, U., BABUŠKA, V., JEDLIČKA, P., KOUBA, D., et VECSEY, L. (2000). « Temporary array data for studying seismic anisotropy of Variscan massifs - The Armorican Massif, French Massif Central and Bohemian Massif ». *Studia geoph. et geod.*, 44:195–209.

- PLOMEROVÁ, J., ŠÍLENÝ, J., et BABUŠKA, V. (1996). « Joint interpretation of upper-mantle anisotropy based on teleseismic P -travel time delays and inversion of shear-wave splitting parameters ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 95:293–309.
- SAPIN, M. (1973). « *Structure de la croûte de la Bretagne au Massif Central* ». PhD thesis, Université Paris VI, Paris.
- SAVAGE, M. K. et SILVER, P. G. (1993). « Mantle deformation and tectonics; constraints from seismic anisotropy in the western United States ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78:207–227.
- SHELLEY, D. et BOSSIÈRE, G. (2000). « A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia ». *J. Structural Geol.*, 22:757–776.
- SILVER, P. G. (1996). « Seismic anisotropy beneath the Continents: probing the depth of geology ». *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24:385–432.
- SILVER, P. G. et CHAN, W. W. (1988). « Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy ». *Nature*, 335:34–39.
- SILVER, P. G. et CHAN, W. W. (1991). « Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation ». *J. Geophys. Res.*, 96:16429–16454.
- SILVER, P. G. et SAVAGE, M. K. (1994). « The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers ». *Geophys. J. Int.*, 119:949–963.
- SOBOLEV, S., GRÉSILLAUD, A., et CARA, M. (1999). « How robust is isotropic delay time tomography for anisotropic mantle? ». *Geophys. Res. Lett.*, 26:509–512.
- SOBOLEV, S. V., ZEYEN, H., GRANET, M., ACHAUER, U., BAUER, C., WERLING, F., ALTHERR, R., et FUCHS, K. (1997). « Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations ». *Tectonophysics*, 275:143–164.
- SOURIAU, A. et WOODHOUSE, J. (1985). « A worldwide comparison of predicted S-wave delays from a three dimensional upper mantle model with P-wave station corrections ». *Phys. Earth Planet. Inter.*, 39:75–78.
- SPAKMAN, W. et NOLET, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. Dans VLAAR, N. J., éditeur, *Mathematical Geophysics*, pages 155–188. Norwell, Mass.
- STECK, L. K. et PROTHERO, W. A. (1991). « A 3-D raytracer for teleseismic body-wave arrival times ». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81:1332–1339.
- THURBER, C. H. (1993). Local earthquake tomography; velocities and V_p/V_s ; theory. Dans IYER, H. M. et HIRARA, K., éditeurs, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, pages 717–736. Chapman and Hall, New York.
- TIBERI, C. (1999). « *Rifts des Corinthe et d'Evvia (Grèce): structure lithosphérique par tomographie télésismique et gravimétrie* ». PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris VII.
- TOMMASI, A., TIKOFF, B., et VAUCHEZ, A. (1999). « Upper mantle tectonics; three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties ». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168:173–186.
- VAN DER SLUIS, A. et VAN DER VORST, H. A. (1987). Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems. Dans NOLET, G., éditeur, *Seismic Tomography*, pages 49–83. Norwell, Mass.
- VAUCHEZ, A. et NICOLAS, A. (1991). « Mountain building; strike-parallel motion and mantle anisotropy ». *Tectonophysics*, 185:183–201.

- VERGNE, J. (1998). « Un outil de tomographie télésismique robuste très utilisé et critiqué : la méthode ACH. Analyse critique et améliorations ». Mémoire de DEA, EOST, Université Louis Pasteur, Strasbourg I.
- VINNIK, L. P., FARRA, V., et ROMANOVICZ, B. (1989a). « Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of *SKS* at Geoscope and NARS broadband stations ». *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79:1542–1558.
- VINNIK, L. P., FARRA, V., et ROMANOVICZ, B. (1989b). « Observational evidence for diffracted *Sv* in the shadow of the Earth's core ». *Geophys. Res. Lett.*, 16:519–552.
- VINNIK, L. P., MAKEYEVA, L. I., MILEV, A., et USENKO, A. Y. (1992). « Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle ». *Geophys. J. Int.*, 111:433–447.
- VOLLBRECHT, A., WEBER, K., et SCHMOLL, J. (1989). « Structural model for the Saxothuringian-Moldanubian suture in the Variscan basement of the Oberpfalz (northeastern Bavaria, F.R.G.) interpreted from geophysical data ». *Tectonophysics*, 157:123–133.
- WESSEL, P. et SMITH, W. H. F. (1995). « New version of the Generic Mapping Tools released ». *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 76:329.
- WOODHOUSE, J. et TRAMPERT, J. (1995). « Global upper mantle structure inferred from surface wave and body wave data ». *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 76:422.