



Filtrage géostatistique de données géophysiques en vue de la cartographie de l'impédance d'une formation argileuse : exemple du Callovo-Oxfordien de Meuse

Danitza Aburto Mardones

► To cite this version:

Danitza Aburto Mardones. Filtrage géostatistique de données géophysiques en vue de la cartographie de l'impédance d'une formation argileuse : exemple du Callovo-Oxfordien de Meuse. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2012. Français. NNT : 2012ENMP0012 . pastel-00716232

HAL Id: pastel-00716232

<https://pastel.hal.science/pastel-00716232>

Submitted on 10 Jul 2012

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.

Ecole doctorale n°398 : Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité "Géostatistique"

présentée et soutenue publiquement par

Danitza ABURTO

le 10 février 2012

**Filtrage géostatistique de données géophysiques
en vue de la cartographie de l'impédance d'une formation argileuse**

Exemple du Callovo-Oxfordien de Meuse

Directeur de thèse : **Jean Paul CHILÈS**

Co-encadrement de la thèse : **Hélène BEUCHER**

Jury

M. Jean-Luc MARI, Professeur, IFP school

M. Guillaume CAUMON, Professeur, ENSG Nancy

M. Bertrand IOOSS, Chercheur Expert, HDR, EDF R&D

Mme. Hélène BEUCHER, Dr. Ingénieur de Recherche, MINES Paris Tech

M. Jean Paul CHILÈS, Directeur de Recherche, MINES Paris Tech

M. Daniel GUILLEMOT, Ingénieur de Recherche et Développement, ANDRA

Président

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Remerciements

Vous n’imaginez pas combien de fois j’ai pensé aux remerciements et maintenant que j’y suis, il m’est difficile de me souvenir de toutes les jolies phrases qui sont passées dans ma tête pour remercier toutes les personnes qui m’ont accompagnée et m’ont soutenue au cours de toutes ces années, dommage...Je vais essayer de me concentrer et si par hasard je mélange le français avec l’espagnol je suis sûre que vous comprendrez...Pour moi les remerciements sont des sentiments du cœur et mon cœur n’a pas encore complètement appris à s’exprimer en français.

Je commence par un énorme merci à tous ceux que j’ai rencontré au cours de mon séjour en France. Chaque rencontre, simple ou courte fut-elle, fait partie de l’énorme et enrichissante expérience d’avoir vécu en France.

Après mon remerciement généralisé, je tiens tout d’abord à remercier Guillaume Caumon et Bertrand Iooss qui ont accepté la difficile mission d’être rapporteurs, un travail volontaire où ils ont consacré du temps à relire et à apporter des commentaires constructifs. À Daniel Guillemot, membre du jury et le lien entre l’ANDRA et l’école des mines, merci pour être toujours disponible pour m’aider et éclaircir mes doutes. Jean Luc Mari que j’ai rencontré pour la deuxième fois lors d’un congrès, occasion qui m’a ouvert le chemin pour établir une relation professionnelle et amicale avec lui. Jean Luc ce fut vraiment un honneur de travailler avec toi, je te remercie infiniment pour ton aide désintéressée, ta patience, ta pédagogie, ta sympathie et ton optimisme contagieux. Mes sincères gratitude à Jean Paul Chiles qui, malgré son emploi de temps très chargé a toujours été disponible pour m’expliquer avec patience et pédagogie mes difficultés en géostatistique ; s’il n’y a pas de solution, il n’y a pas de problème...Ma reconnaissance et gratitude infinie à Hélène Beucher, ma maître de thèse, pour ses inestimables qualités professionnelles et humaines, pour son apprentissage, sa patience, son encouragement, sa gentillesse, sa sympathie, son soutien, enfin je pourrais écrire une longue liste, *sinceramente te agradezco desde el fondo de mi corazón...*

Dominique Vassiliadis, ce fut un plaisir de t’avoir connue. Je te remercie infiniment pour ton aide au cours de toutes ces années, la correction de mon mauvais français, pour ton soutien, ton sourire, pour ton accueil chaleureux en tout moment.

J’ai eu si tant d’aide que je ne finirai jamais de remercier...

À toute l’équipe de géostatistique un grand merci pour son amitié et sympathie, ce fut un plaisir de travailler avec vous, vous me manquerez beaucoup ! À Isabelle pour sa préoccupation et son soutien constants. À Nathalie, pour sa bonne humeur et son aide qui continue encore...À Thomas et Nicolas pour leur disponibilité et leur résolution de problèmes en R et RGeoS, à Didier pour son aide professionnelle et aussi pour son « humour » qui m’a demandé presque une année pour le comprendre (oui c’est vrai je suis un peu dure...tu diras), Christian Lajaunie pour son sourire et son café. À Jacques pour toujours répondre avec une qualité professionnelle que j’apprécie beaucoup, malgré...la difficulté que j’ai eu à comprendre à la vitesse qu’il attendait. À Chantal pour sa disponibilité et quelques déjeuners partagés. Merci Fabien pour ta patience et ta disponibilité pour m’aider à résoudre

tous mes problèmes informatiques, y compris le mot de « pas caché »...merci Christian Lantuéjou pour m'avoir expliqué avec patience et pédagogie des trucs mathématiques qui pour toi sont évidents...merci aussi pour ta bonté et sympathie. Je ne peux pas oublier Gaëlle, grâce à qui cette aventure a débuté. Elle m'a fait confiance en acceptant ma candidature de dernière minute au CFSG sans parler un mot français. Merci aussi Gaëlle pour être toujours disponible pour répondre mes questions. Un remerciement spécial à Serge qui m'a encouragée et m'a aidée à continuer cette aventure française avec cette thèse, *muchas gracias Serge*.

Je voudrais remercier chaque personne, mais le nombre est si élevé que je crains d'en oublier ; si c'est le cas, que cette personne ne m'en veuille pas, c'est ma mémoire qui me joue un mauvais tour.

Une pensée pour mes compagnons de mon premier bureau Yvon, Chadia et Béatrice. J'ai partagé de très bons moments avec les sud-américains qui y défilent chaque année. Merci à Kelinda et Sary pour m'avoir accueillie chaleureusement durant toute une semaine à la fin de la thèse.

Je ne peux pas oublier à Edwige avec qui j'ai partagé mon deuxième bureau, de la tristesse, du stress, mais surtout des rires et une belle amitié. *Te agradezco enormemente toda tu ayuda y apoyo moral y profesional*.

Martine, merci beaucoup pour ton amitié ma belle et chérie Martine. Un grand merci à Madame Felahian pour son professionnalisme et soutien moral.

Gracias a toda mi familia, amigos chilenos y otros que con paciencia y amor me ayudaron a levantarme una y otra vez y me motivaron a continuar hasta el final. Gracias Carito, Nico, Triccita, Dago, tío Patito, tía Milita, Lucho, Pauly, Ani, Titito, Juanpi, Mati, Gonzalo, Marina, Jorge, Daniel, tía Carmen Gloria...

J'ignorais que c'était si triste d'écrire les remerciements. Ça fait quelques mois je pensais à ce moment et j'imaginai le soulagement d'avoir fini la thèse, mais en fait c'est triste parce que le parcours de toutes ces années me fait penser à vous tous et à ma vie en France, qui est loin maintenant. Ce fut vraiment une expérience inoubliable que je vais garder précieusement dans mon cœur, mes meilleurs vœux pour vous tous. Si vous venez au Chili n'hésitez pas à venir me voir, *la casa es chica (bueno no tan chica) pero el corazón es grande...*

Finalement un merci à Dieu et à la vie.

Dédiée aux trois soleils qui éclairent et réchauffent mon cœur

Table des matières

INTRODUCTION	1
--------------------	---

PARTIE I. RENSEIGNEMENTS THEORIQUES

CHAPITRE 1. REFERENCES GEOLOGIQUES DU CALLOVO-OXFORDIEN.....	5
1.1. Localisation de la zone d'étude	5
1.2. Géologie du Callovo-Oxfordien.....	5
1.3. Connaissances déjà acquises sur le Callovo-Oxfordien.....	9
CHAPITRE 2. NATURE DES DONNEES.....	13
2.1. Sismique réflexion 2D	14
2.2. Diagraphies	17
2.3. Le profil sismique vertical	20

PARTIE II. FILTRAGE D'ERREURS DE POINTES SISMIQUES

CHAPITRE 1. INTRODUCTION	23
1.1. Objectifs	23
1.2. Base de données.....	23
1.3. Echantillonnage.....	24
1.4. Validation de la base de données.....	25
CHAPITRE 2. ANALYSE EXPLORATOIRE DES DONNEES.....	29
2.1. Carte des données	29
2.2. Histogrammes et statistiques de base	29
2.3. Carte variographique	30
2.4. Variogrammes.....	31
2.5. Choix de travail.....	31
CHAPITRE 3. ÉTUDE DES RESIDUS.....	33
3.1. Calcul du résidu stationnaire.....	33
3.2. Cartes des résidus.....	37
3.3. Histogrammes et statistiques de base	37
3.4. Cartes variographiques	37
3.5. Intersections des profils.....	38
CHAPITRE 4. MODELISATION	47
4.1. Formulation d'une hypothèse	47
4.2. Ajustement des paramètres	48
CHAPITRE 5. ESTIMATION	51
5.1. Filtrage des erreurs	51
5.2. Cartographie des surfaces.....	60
CHAPITRE 6. SYNTHESE	65

PARTIE III. RECONCILIATION DE DEUX MESURES D'IMPEDANCE

CHAPITRE 1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS.....	69
1.1. Bases de données	70
1.2. Opérations préliminaires à l'analyse géostatistique	73
1.3. Trace sismique et puits.....	74
CHAPITRE 2. ANALYSE EXPLORATOIRE DES SOUS-UNITES S0S1 ET S1S2	81
2.1. Généralités	81
2.2. Histogrammes	82
2.3. Variations spatiales des impédances	83
2.4. Variogrammes.....	85
CHAPITRE 3. ANALYSE EXPLORATOIRE DES IMPEDANCES	89
3.1. Statistiques de base.....	89
3.2. Variogrammes expérimentaux.....	92
CHAPITRE 4. MODELISATION	99
4.1. Ajustement des variogrammes verticaux.....	100
4.2. Ajustement des variogrammes horizontaux	105
CHAPITRE 5. ESTIMATION	107
5.1. Estimation de la variable Z.....	108
5.2. Voisinage.....	111
5.3. Illustration des résultats.....	111
CHAPITRE 6. PROPOSITION D'UNE METHODE POUR AMELIORER LA QUALITE DE L'AMPLITUDE	113
6.1. Nettoyage du profil	113
6.2. Variogramme des données propres	115
6.3. Analyse et validation du résultat.....	116
CHAPITRE 7. SYNTHESE	119
 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	 121
BIBLIOGRAPHIE.....	123
 Annexes	
A Résultats de comparaison de traces.....	129
B Résultats du filtrage du résidu sismique	135
C Echantillonnage de l'impédance-log	143
D Geostatistical approach to evaluate the variability in a clay deposit	147
E Geostatistical application for the variability study of the Callovo-Oxfordian unit	151

Introduction

Il y a une quarantaine d'années que l'utilisation des propriétés radioactives de l'uranium pour produire de l'électricité est courante et donc, comme pour tout processus industriel, la gestion des déchets se pose. Le futur des déchets radioactifs doit être bien surveillé, car ils présentent un risque élevé pour l'être humain et pour l'environnement en général.

Dans ce cadre, est née l'ANDRA (Agence Nationale pour la gestion des Déchets RAdioactifs), qui est un établissement public à caractère industriel et commercial créé par la loi du 30 décembre 1991, dont la mission est de se charger de tous les déchets radioactifs produits dans le passé et de ceux qui le seront d'ici à la fin du programme nucléaire. Les différents déchets radioactifs sont classés en fonction de leur nocivité, les moins nocifs sont stockés en surface et sont surveillés en permanence. Pour ceux de forte radioactivité, et par conséquent, plus nocifs, un stockage en profondeur a été envisagé il y a une vingtaine d'années. Cela a amené l'ANDRA en 2000 à construire un laboratoire souterrain de recherche pour évaluer la faisabilité d'un tel stockage. Ce site est localisé sur la commune de Bure (Meuse), dans la formation argileuse du Callovo-Oxfordien (Jurassique), à une profondeur d'environ 500 m.

Le laboratoire de Bure a pour but de réaliser diverses investigations *in situ* pour évaluer la faisabilité du stockage de déchets radioactifs. En parallèle à celles, de nombreuses études ont été réalisées aux alentours du laboratoire, afin d'établir les principales échelles de variabilité de cette formation sédimentaire dans une vaste zone. Suite aux résultats de ces études une zone restreinte d'environ 250 km² appelée zone de transposition a été définie pour poursuivre l'étude de la formation et ainsi raffiner sa caractérisation et sa géométrie.

Cette thèse a été financée par l'école des mines de Paris, dans le cadre d'un partenariat avec l'Andra. Au début de cette thèse, l'un des intérêts de l'ANDRA était d'évaluer la variabilité géomécanique de la formation dans la zone de transposition. La faible densité de puits fournissant des mesures de paramètres géomécaniques ne permettant pas l'interpolation de ces paramètres dans toute la zone avec beaucoup de précision, il a été envisagé d'évaluer ces paramètres au travers d'autres mesures indirectes. Les campagnes géophysiques, réalisées pour délimiter le toit et mur de la formation, pouvaient servir de point de départ pour l'étude de la variabilité du milieu.

L'utilisation des données sismiques pour cartographier les propriétés du milieu est classique pour les réservoirs pétroliers, par contre elle n'est pas encore courante dans le contexte particulier d'un milieu majoritairement argileux et a priori assez homogène. Le lien entre les propriétés géomécaniques et les données sismiques passe par un lien entre celles-ci et les données aux puits. Les variables concernées par ce lien correspondent à des mesures différentes de l'impédance, l'impédance issue de la sismique (appelé impédance-sismique) et l'impédance issue des puits (appelée impédance-log).

Les objectifs de cette thèse sont alors :

1. *Estimer les surfaces limites de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien au niveau de la zone de transposition. L'estimation d'une surface intermédiaire a été ajoutée, du fait de son intérêt pour la suite du travail.*
2. *Déterminer le lien entre l'impédance issue de la sismique réflexion et l'impédance issue des mesures diagraphiques, à l'aide des outils géostatistiques.*

Cette thèse est divisée en trois parties. La première partie vise à donner les éléments décrivant d'une part le contexte géologique de la zone d'étude et de l'autre la nature de données utilisées.

La deuxième partie comprend l'étude géostatistique des pointés des horizons qui délimitent la formation, ce qui conduira à l'estimation des surfaces dans la zone de transposition. L'analyse des données et l'utilisation du pseudo-variogramme croisé ont permis de réaliser une estimation tout en filtrant des erreurs de mesure.

La troisième partie s'intéresse à l'étude conjointe de deux mesures d'impédances disponibles aux puits et long des profils sismiques. Après une analyse exploratoire des données un modèle basée sur le comportement spatial bivariable est choisi, puis appliqué sur les profils sismiques.

Ces différentes étapes seront l'occasion de présenter en détail différents filtres géostatistiques ainsi que les démarches qui ont conduit au choix des paramètres.

Partie I.

**Renseignements
théoriques**

Chapitre 1.

Références géologiques du Callovo-Oxfordien

1.1. Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude est localisée à environ 230 km à l'Est de Paris (Figure 1-1) dans la région de Meuse/Haute-Marne à une profondeur d'environ 500 m. L'aire de la zone d'étude atteint presque 250 km² et s'étend vers le Nord à partir du laboratoire souterrain.

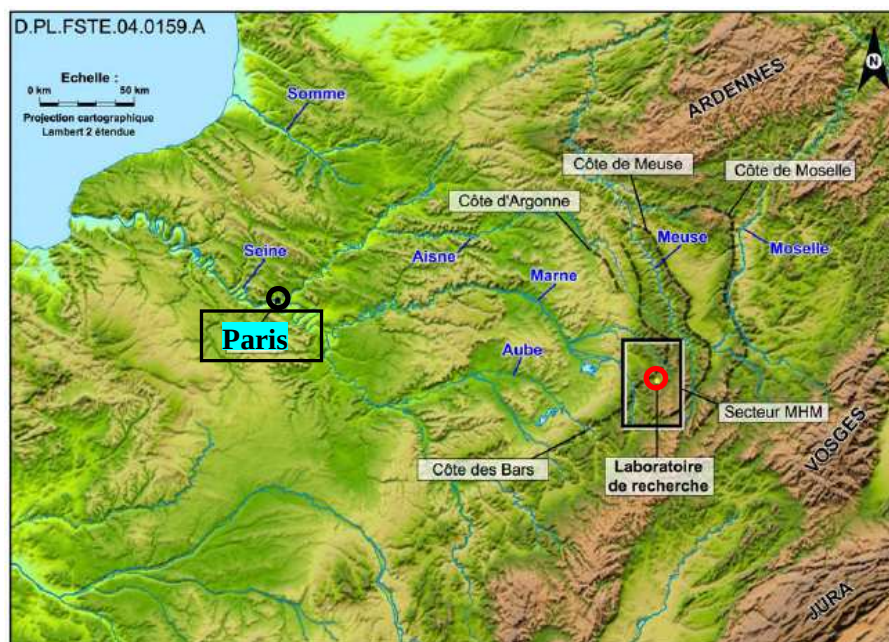


Figure 1-1 : Localisation du laboratoire de Bure.

1.2. Géologie du Callovo-Oxfordien

Ce chapitre a été rédigé à partir des rapports de l'ANDRA (Réf. Rapport ANDRA, version de travail, 2009, ANDRA, 2005), les extraits utilisés ont été légèrement modifiés.

La zone d'étude appartient à la bordure NNE du bassin de Paris. Cette thèse porte sur une petite portion du temps dans le vaste intervalle qui couvre l'évolution du bassin ; cette portion, qui fait partie de la période jurassique, est comprise entre le Callovien moyen et l'Oxfordien inférieur (inclus).

Une des caractéristiques de cette période est son ennoisement progressif par la mer, accompagné de la disparition de la majorité des plates-formes carbonatées. Au schéma complexe de distribution des plates-formes anciennes succède un comblement progressif à partir du NE vers le SW et une sédimentation à forte dominante argileuse (Réf. Rapport ANDRA, version de travail, 2009). Ce changement est interprété habituellement comme la résultante d'un cycle transgressif de deuxième ordre (Guillocheau F, 1991), mais de nombreux auteurs lui attribuent une origine climatique avec une modification du cycle du carbone (Dromart G *et al.*, 2003).

La formation sédimentaire du Callovo-Oxfordien est encaissée entre les formations calcaires du Dogger (en dessous) et de l'Oxfordien (au-dessus). Il s'agit d'une formation composée majoritairement d'argilites. On appelle argilite une roche sédimentaire composée d'au moins 60 % de particules de taille inférieure à 4 μm , ayant une composition minéralogique à prédominance de minéraux argileux et une quantité importante de quartz et de carbonates.

Globalement, les corps sédimentaires sont progradants du NE vers le SW, les corps s'amincissant vers le SW. Les évolutions/variations du niveau marin qui ont pour conséquence des variations verticales soit de la composition minéralogique, soit de la texture, ont permis de diviser la formation en trois séquences de dépôt bien différenciées (ANDRA, 2005-a – T1-V1). En général, dans les trois séquences, les apports silicoclastiques fins proviennent du Nord-Est de la zone de transposition, mais il faut remarquer que pour la séquence inférieure il s'ajoute aussi une direction nord-ouest, qui permet aux particules argileuses d'arriver à l'est et au sud-est.

1.2.1. La Séquence inférieure

A la base du Callovien moyen, en phase transgressive de la séquence inférieure, la direction des apports détritiques fins est orientée SE - NW (Estéban L., 2006) à certains endroits, alors qu'elle est NE - SW dans d'autres.

Sur la zone de transposition, le sens des corps sédimentaires déduit de l'analyse séquentielle (Diastrata, 2008) est également du NE vers le SE.

Les minéraux argileux présents dans cette séquence sont les interstratifiés de type Illite/Smectite R1, sur l'ensemble de la zone de transposition. La période régressive de cette séquence se caractérise par un enrichissement progressif en silts, qui s'accroît juste avant la fin de la séquence. Par contre, cette évolution n'apparaît pas dans le forage plus oriental EST412.

En fin de séquence, quand la tranche d'eau est minimale les courants apportant les silicoclastiques fins viennent du NE et les particules argileuses sont donc transportées de plus en plus loin vers l'Est et Sud-Est. Il est en outre probable que la subsidence est plus importante à l'Est de la zone de transposition, privilégiant ainsi une sédimentation plus argileuse à ces endroits (décrite sur le forage EST412).

1.2.2. La Séquence médiane

La base de la séquence est datée très précisément du l'Oxfordien inférieur (Thierry J. *et al.*, 2006) et le taux de sédimentation est très faible (Huret E., 2006 et Lefranc M., 2007). Elle est marquée par plusieurs niveaux (en général cinq) plus ou moins carbonatés (jusqu'à 70 % de carbonates) intercalés dans les argilites.

Pendant l'Oxfordien inférieur, l'orientation des courants semble être NE - SW, avec une progradation des corps sédimentaires vers le SW. La phase transgressive de cette séquence se traduit par une augmentation de la proportion d'argiles selon la verticale. Par contre, elle ne présente pas des

variations latérales dans les proportions relatives des minéraux, mais elle se caractérise par un épaissement des dépôts dans la partie NE de la zone de transposition.

Les interstratifiés I/S (illite/smectite) R1 présents dans la séquence inférieure sont remplacés par des I/S R0, qui perdurent jusqu'à la fin du Callovo-Oxfordien.

Le processus de régression fait apparaître de faibles variations du pourcentage de silts, qui se concentrent dans la partie nord-est avec une augmentation de particules plus argileuses vers le Sud-Ouest. Juste au-dessus apparaissent les horizons plus carbonatés de limite de la séquence avec la séquence supérieure.

Le laboratoire de recherche est situé quelques mètres au-dessus du maximum d'argilosité de cette séquence.

1.2.3. La séquence supérieure

La dynamique des dépôts de cette séquence est dans le prolongement de la séquence médiane, avec une progradation générale vers le Sud-Ouest. La localisation proximale de la zone de transposition, en plus du bas niveau marin relatif, est à l'origine de la faible épaisseur des sédiments de la séquence.

Cette séquence constitue la base de l'unité carbonatée de l'Oxfordien.

La Figure 1-2 montre une coupe verticale schématique du Callovo-Oxfordien avec les contacts des formations calcaires du Dogger (en dessous) et de l'Oxfordien (au-dessus). Au sein du Callovo-Oxfordien apparaissent les limites des trois séquences verticales décrites ci-dessus : S0, S1 et S2. Dans le contexte de cette thèse, seules les séquences inférieure et médiane, c'est-à-dire, entre les limites S0 et S2 sont étudiées.

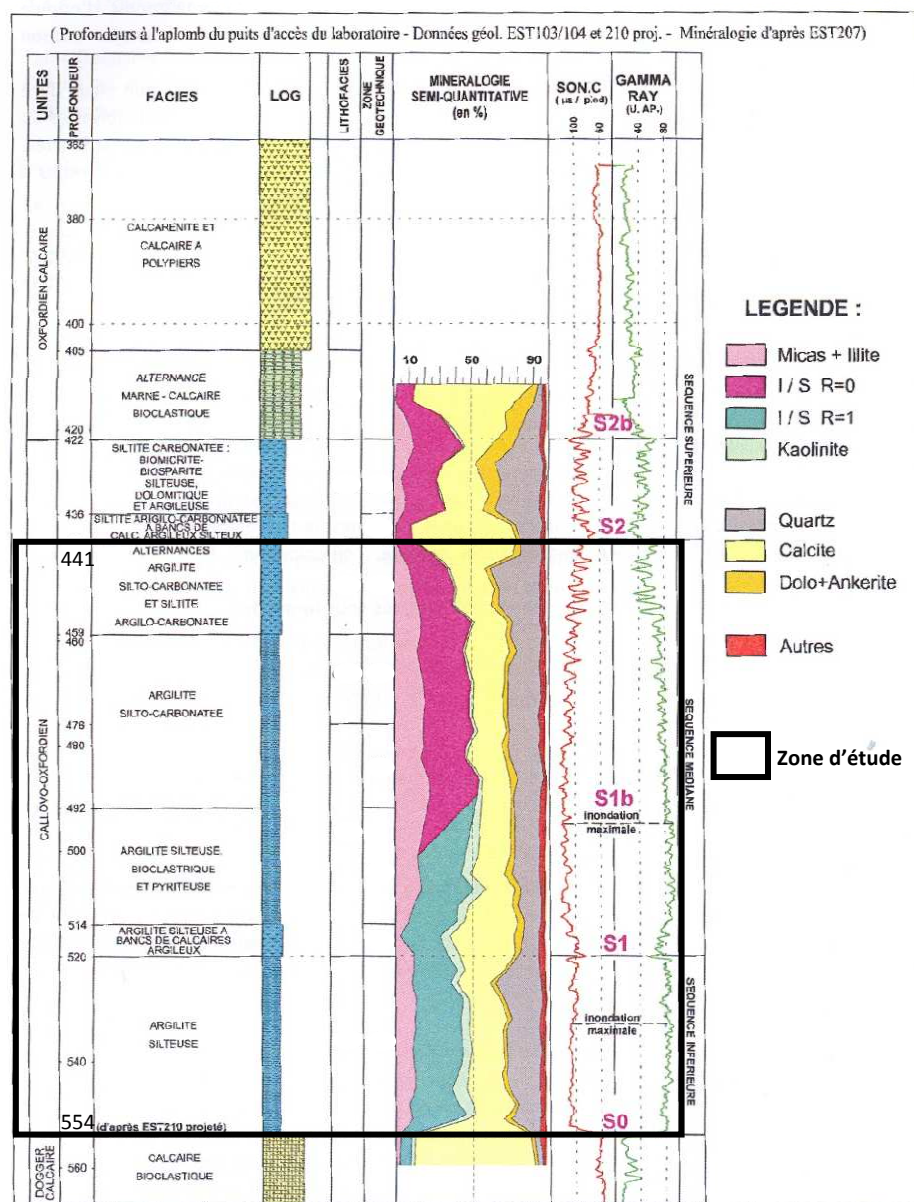


Figure 1-2 : Variations verticales lithologiques et minéralogiques du Callovo-Oxfordien.

1.2.4. Variabilité verticale

Les variations verticales sont dues aux variations du niveau marin relatif au cours du Callovo-Oxfordien. Ce sont ces variations qui ont permis de différencier les trois séquences décrites ci-dessus. Les trois séquences ont une durée qui atteint ou dépasse le million d'années. Des variations plus ténues ont une fréquence plus élevée, en relation avec de légères variations climatiques induites par les cycles orbitaux. La durée de ces dernières variations ne dépasse pas les 100.000 ans.

Les processus sédimentaires induisent des variations verticales dans les proportions relatives des trois principaux constituants de l'argilite : quartz, carbonates et minéraux argileux. De façon générale, les bases de séquences sont plus carbonatées, les maxima d'inondation sont plus argileux, les pourcentages de quartz, sous forme de silts, ont une évolution différente.

Les minéraux argileux représentent entre 40 – 50 % de la roche, avec un maximum de 60 % dans la séquence médiane. Il y a cinq types représentés qui, en abondance décroissante d'argile, sont :

l'illite, les interstratifiés illite-smectite réguliers R1 (60 à 75 % d'illite), les interstratifiés illite-smectite irréguliers R0 (40 à 60 % de smectite), la chlorite et la kaolinite.

Les carbonates sont présents sur l'ensemble de la formation dans une proportion moyenne de 20 à 35 %, pouvant dépasser 60 % dans certains horizons décimétriques. Ces carbonates sont, soit dispersés dans la matrice, soit sous la forme de nodules. La séquence supérieure est la plus carbonatée.

Les propriétés mécaniques des argilites varient selon leur composition minéralogique, elles sont sensibles aux variations de teneurs en carbonates et en silts. C'est dans les zones plus riches en argiles (maximum d'inondation de la séquence médiane) présentant un comportement plus homogène que devrait être implanté le stockage.

1.2.5. Variabilité latérale

Les conditions paléogéographiques et/ou climatiques ont permis le dépôt de particules fines pour former des corps sédimentaires étalés largement sur un fond marin relativement plan. Il en résulte une variabilité latérale faible sur la zone de transposition. La présence de quelques épisodes à sédimentation condensée et de possibles hiatus ne modifie pas les propriétés intrinsèques de la formation.

1.3. Connaissances déjà acquises sur le Callovo-Oxfordien

L'ANDRA mène, depuis 1994, un ensemble de recherches pour caractériser les argilites du Callovo-Oxfordien, afin de bien connaître leurs propriétés physiques, chimiques, physico-chimiques, structurelles, microstructurelles, etc. Sur la base de la connaissance des certaines propriétés nécessaires pour assurer l'éventuel stockage des déchets radioactifs, la question est : comment prédire l'extension spatiale de ces propriétés. Trois thèses financées par l'ANDRA abordent cette question. Un court résumé de chacune d'elles est présenté ici.

1.3.1. Thèse d'Anne LEFRANCOIS (1995)

« Etude de la variabilité sédimentaire dans le Callovo Oxfordien de la bordure ardennaise du bassin Parisien »

Cette thèse a été inscrite dans le cadre de la recherche de l'ANDRA pour construire un laboratoire souterrain permettant d'étudier la faisabilité de stocker les déchets radioactifs en formation géologique. Le but de la thèse était de « définir les échelles de variabilité horizontale et verticale de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien sur la bordure N.NE du Bassin de Paris, dans la région de Montcornet ». L'étude suivant l'échelle horizontale s'étend sur une surface d'environ 1200 km². L'échelle verticale a été étudiée depuis le toit du Paléozoïque jusqu'au sommet de l'Oxfordien.

Le travail a été effectué à partir de données géochimiques, géophysiques, physiques et diagaphiques, provenant d'un sondage, de cinq puits diagaphiques, de huit profils sismiques et de quelques affleurements.

L'étude de la variabilité verticale, principalement à partir du sondage carotté, sur une durée de 10 Ma (ensemble du Callovien et de l'Oxfordien, d'après Gradstein *et al.*, 1994) représentant 300 m de série sédimentaire, a été effectuée. La variabilité horizontale a été étudiée à partir de l'affleurement de Dommery qui s'étend sur 90 m horizontalement et sur 60 m verticalement. Afin d'atteindre des dimensions plurikilométriques, les profils sismiques effectués sur une surface d'environ 110 km², ainsi que les mesures diagaphiques ont été utilisées.

Différentes échelles de variabilité ont été déterminées (kilométriques, décamétriques, métriques), associées à des processus sédimentaires, tectoniques, eustatiques et diagénétiques. Des variations des épaisseurs dans l'Oxfordien supérieur ont été observées selon la direction SW-NE. L'épaisseur de la couche localisée entre le Callovien supérieur et la base de l'Oxfordien inférieur est quasiment constante, de 120 à 130 m.

1.3.2. Thèse de Stéphanie BREGOIN (2003) **« Variabilité spatiale et temporelle des caractéristiques du Callovo-Oxfordien de Meuse/Haute-Marne »**

Cette thèse se situe toujours dans le cadre des recherches effectuées par l'ANDRA sur les argilites du Callovo-Oxfordien. L'objectif de ce travail était d' « identifier la variabilité spatiale et temporelle des propriétés des argilites callovo-oxfordiennes de la Meuse/Haute-Marne, aux alentours du laboratoire de Bure ».

Les données utilisées dans cette étude correspondent à des données qualitatives et quantitatives. Les données qualitatives concernent les logs géologiques, la description de faciès et la biostratigraphie des ammonites. Les données quantitatives sont des mesures diagaphiques, des analyses minéralogiques, géochimiques et géotechniques, provenant de six forages (MSE101, HTM102, EST103, EST104, EST204 et EST205). Deux de ces forages correspondent aux carottes des puits d'accès au laboratoire, et les quatre restants à des puits diagaphiques localisés aux alentours. L'étude variographique a été faite principalement sur les données diagaphiques (sonique, gamma ray et densité) échantillonnées au pas de 15,24 cm.

La mise en parallèle du processus sédimentaire et de la connaissance géologique du secteur avec l'étude statistique et géostatistique a permis de trouver trois échelles de variations verticales : une première échelle de grandes tendances correspond aux variations lithologiques liées au cycle d'ordre 3 du niveau marin. Une deuxième échelle liée à l'alternance fine de niveaux argileux et carbonatés est déterminée à partir de la périodicité des variogrammes des paramètres diagaphiques. Une troisième échelle est constituée par les valeurs anormales dans la tendance générale du signal qui sont particulièrement perceptibles sur les courbes isotopiques du ^{13}C et ^{18}O . S. BRÉGOIN a établi aussi des variations d'épaisseur entre les différents forages étudiés.

1.3.3. Thèse de Marie LEFRANC (2007) **« Variations et variabilité spatio-temporelle des argilites callovo-oxfordiennes de Meuse/Haute-Marne. Valorisation géostatistique des données diagaphiques »**

Les objectifs principaux de cette thèse étaient « de valoriser les données diagaphiques classiques et à haute résolution au sein des argilites du Callovo-Oxfordien » et « d'optimiser l'étude des paramètres diagaphiques pour caractériser et préciser les variations et la variabilité spatio-temporelle des argilites du site de Meuse/Haute-Marne ». La surface de la zone d'étude appelée zone de transposition s'étend sur 250 km² autour du laboratoire de Bure.

Les variables issues de diagaphies conventionnelles comportent le gamma ray, le sonique, la densité et les résistivités. L'échantillonnage de ces données est en général fait tous les 15,24 cm. Les variogrammes de ces données ont été calculés le long des forages avec soit un pas de 10 cm soit de 15 cm.

Les données à haute résolution sont des imageries de paroi obtenues à partir des outils de microrésistivités ou ultrasoniques. Parmi les nombreuses variables fournies par l'outil de mesures de microrésistivité FMI (Fullbore Formation MicroImager) M. LEFRANC a travaillé avec la conductivité de la matrice, la proportion d'inclusions conductrices et la proportion d'inclusions résistantes. Le pas d'échantillonnage de cet outil est de 2.54 mm, le même pas a été utilisé pour le calcul des variogrammes le long de forages. L'outil de mesures ultrasoniques utilisé - la sonde DSI (Dipole Shear Sonic Imager) - fournit deux variables le DTRP (Delta-T compressional, Receiver Array, Monopole P&S Acoustic Slowness) et le DTTP (Delta-T compressional, Transmitter Array, Monopole P&S Acoustic Slowness), mais seul DTTP a suivi une analyse variographique, avec un pas de calcul égal au pas d'échantillonnage de 15,24 cm.

L'analyse variographique des diagraphies conventionnelles et à haute résolution a permis l'identification de trois échelles de variation verticale, qui sont associées à la périodicité des cycles orbitaux :

- Échelle pluri-métrique. Les résultats ont été obtenus à partir de diagraphies conventionnelles (le gamma ray, le sonique et les résistivités). Des variations d'épaisseur ont aussi été observées, ainsi que de la condensation.
- Échelle métrique. L'analyse géostatistique d'imageries de microrésistivité a permis de mettre en évidence (pour le puits EST322) l'alternance de niveaux conducteurs et plus résistants (équivalent à l'alternance de niveaux plus argileux et plus carbonatés).
- Échelle pluri-décimétrique. Cette échelle a été déterminée à partir de l'identification de nodules carbonatés après l'analyse des données à haute résolution.

L'estimation des taux de sédimentation a été faite en prenant en compte les variations d'épaisseur de l'expression sédimentaire des cycles de durées connues.

La quantification de la durée des unités biochronostratigraphiques a aussi été faite et mise en parallèle avec d'autres études de datation.

Finalement, l'étude a permis de vérifier la fiabilité des outils diagraphiques conventionnels et à haute résolution pour les argilites.

Chapitre 2.

Nature des données

La connaissance de la nature des données est une étape capitale dans toute étude géostatistique. Conjugée avec la connaissance géologique, elle permet d'obtenir des résultats en accord avec la réalité. C'est comme vouloir préparer un plat à partir de plusieurs ingrédients que l'on ne connaît pas, on va obtenir un plat mais ça ne sera sûrement pas un repas qui va flatter le palais du convive ! Cette analogie illustre l'importance de la connaissance de données ainsi que celle de l'information géologique. C'est la compréhension globale du phénomène régionalisé et de la variable d'intérêt, qui va guider le déroulement de l'étude géostatistique et va permettre de choisir les outils adaptés et de formuler des hypothèses en accord avec la réalité.

Les données utilisées dans ce travail résultent de mesures géophysiques. Les techniques impliquées sont la sismique réflexion, certaines mesures diagraphiques et la sismique de puits.

La sismique réflexion fournit une image du sous-sol en deux ou trois dimensions, sans générer une déformation physique du milieu matériel ou de la roche mesurée. L'image ou échographie du sous-sol a une résolution verticale décimétrique et une investigation horizontale qui peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. Cette technique est basée sur la loi de propagation d'ondes. Le principe consiste, à produire des micro-séismes artificiels en surface, et grâce à des récepteurs spécialisés, enregistrer la réponse du sous-sol à cette perturbation. L'image résultante, appelée section sismique, est soumise à des traitements géophysiques à l'aide d'un profil sismique vertical et des mesures diagraphiques, et elle est transformée dans une section en impédance dite acoustique¹. Voici une des variables d'intérêt dans cette thèse. Les différences lithologiques que peut présenter le sous-sol sont reflétées dans la section comme discontinuités d'impédance. Le pointé en temps de ces discontinuités représente donc un horizon séparant deux types lithologiques différents et constitue une autre des variables utilisées dans ce travail.

Comme mesure diagraphique, est considéré tout enregistrement continu en fonction de la profondeur. Pour réaliser une mesure diagraphique il faut un forage, c'est-à-dire, un trou qui traverse le sous-sol à étudier et des outils adaptés au type de mesure à réaliser, ces derniers remontant depuis le fond du forage au moyen d'un câble. La définition verticale est généralement comprise entre plusieurs dizaines de centimètres et un mètre. Son investigation latérale peut atteindre quelques dizaines de mètres. Parmi les nombreux types de mesures diagraphiques, la densité et la vitesse de propagation d'ondes P, sont celles qui conduisent à l'obtention de l'impédance-log² résultat du produit des deux mesures. L'impédance-log est utilisée, en plus du profil sismique vertical, pour obtenir une section en impédance à partir de la section de sismique réflexion.

¹ Impédance acoustique : mesure qui caractérise la résistance d'un milieu (roche) au passage du son.

² Impédance-log : le nom log est utilisé dans cette thèse pour rappeler son origine diagraphique. Log est le terme utilisé par les américains pour désigner une diagraphie.

Le profil sismique vertical (PSV) fournit une image sismique en temps comparable à une section sismique réflexion. Sa résolution verticale est métrique à décamétrique et son investigation latérale, de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Le principe utilisé par cette technique est similaire à celui de la sismique, à la différence près que celui-ci est appliqué dans un forage. L'opération consiste à émettre un signal sismique à la surface du sous-sol et à enregistrer la réponse du sous-sol à ce signal dans un récepteur situé successivement à différentes profondeurs dans le puits. Elle permet un calage fin de la sismique de surface en profondeur. Contrainte par l'impédance-log, elle fournit au puits un log d'impédance acoustique.

La première partie de la thèse comprend l'étude des pointés en temps, des horizons qui limitent la zone d'étude suivant la verticale, et qui sont fournis par la sismique réflexion le long des profils (2D). Les données utilisées dans la deuxième partie de la thèse sont l'impédance acoustique, qui dans cette thèse est appelée impédance-sismique, et l'impédance-log. Ci-dessous une description succincte de chacune des techniques impliquées pour l'obtention de ces trois variables.

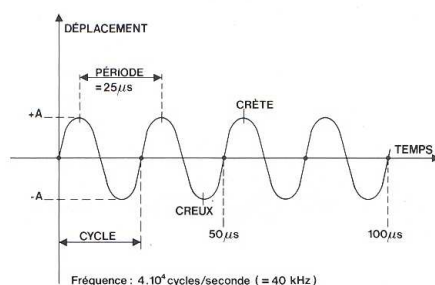
2.1. Sismique réflexion 2D

La sismique est basée sur le même principe que la radio, la télévision ou par exemple les ronds dans l'eau faits par un pêcheur lançant sa ligne. Tous ces phénomènes sont régis par des lois de propagation d'ondes (MARI, J.-L., ARENS, G., CHAPPELLIER, D. et GAUDIANI, P., 1998, p. 39).

Pour avoir une image du sous-sol à partir de la méthode sismique, il faut disposer des éléments suivants (MARI, J.-L., GLANGEAUD, F., COPPENS, F., 2001, p. 38) :

- Une source, c'est-à-dire, un dispositif émetteur capable de provoquer une déformation dans le milieu (sous-sol). Les sources sismiques utilisées pour créer un séisme artificiel sont l'explosif, les chutes de poids et les vibreurs.
- Un récepteur, appelé géophone. C'est le dispositif capable d'enregistrer ces déformations par les variations de déplacement des particules. Un géophone est composé d'une bobine suspendue à un ressort. Lorsque le géophone vibre du fait des mouvements du sol, la bobine produit une force électromotrice d'où un signal électrique qui est proportionnel à la vitesse de déplacement des particules du sol. Les fréquences³ de coupure d'un géophone sont de l'ordre de 8, 15 ou 30 Hz. Pour les acquisitions dites haute résolution, la fréquence du géophone peut être de 100 Hz.
- Un laboratoire d'enregistrement numérique.

³ Eléments d'une onde : Une onde est caractérisée par sa période, sa longueur et sa fréquence. La **période** T d'une onde est la durée d'un cycle, elle correspond à l'intervalle de temps entre deux crêtes ou deux creux successifs. La **fréquence** f est le nombre de cycles complets par seconde, exprimée en Hertz (1 Hz=1 cycle/seconde), c'est l'inverse de la période. La **longueur** λ est la distance couverte durant un cycle, égale au rapport de la vitesse de propagation par la fréquence ($\lambda = v/f$)



Source : SERRA, O., 1979, p. 183.

La méthode sismique consiste à soumettre le sous-sol à l'énergie produite par un séisme artificiel généré par un dispositif émetteur depuis la surface, puis à enregistrer la réponse du sous-sol à cette énergie sur des dispositifs récepteurs composés de traces. Une trace sismique peut être un géophone ou capteur unique ou un ensemble de géophones formant une antenne réceptrice. Le dispositif émetteur peut être composé d'une ou plusieurs sources. L'ensemble des traces produites par le même séisme forme un enregistrement sismique. Chaque enregistrement sismique est échantillonné, numérisé, puis mémorisé sur support magnétique au niveau du laboratoire d'enregistrement. Les dispositifs émetteur et récepteur forment un tir sismique. Un profil sismique est un ensemble de tirs (MARI, J.-L., GLANGEAUD, F. et COPPENS, F., 2001, p. 9).

L'énergie émise par la source se répartit entre les ondes de volume⁴ et les ondes de surface⁵. La sismique réflexion qui est à l'origine d'une des deux variables utilisées dans ce travail, s'intéresse particulièrement aux ondes réfléchies⁶ primaires (P), qui remontent en surface après réflexion à l'interface qui sépare deux couches ou formations différentes. Une formation est définie par :

- la vitesse de propagation des ondes primaires : VP (exprimée en m/s) ;
- la vitesse de propagation des ondes secondaires : VS (exprimée en m/s) ;
- la masse volumique abusivement appelée densité : ρ (exprimée en g/cm^3 ou kg/m^3) ;
- le facteur de qualité Q , caractéristique du pouvoir de la roche à absorber l'énergie.

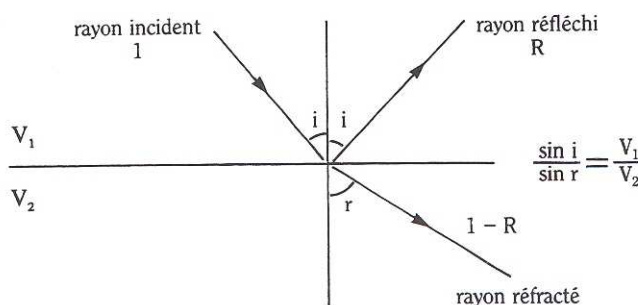
La vitesse des ondes P pour les terrains calcaires peut varier entre 3500 et 6000 m/s, et pour les terrains argileux entre 1100 et 2500 m/s (d'après Lavergne, 1986). L'intervalle des vitesses est donné uniquement pour avoir une idée de l'ordre de grandeur des vitesses pour ces formations, sachant que la zone d'étude a une composition majoritairement argileuse et qu'elle est encaissée par des formations calcaires.

⁴ Types d'ondes acoustiques : Lors d'une perturbation, provoquée par un séisme (artificiel), dans un milieu hétérogène il y a naissance de plusieurs types d'ondes. Les différentes ondes peuvent se regrouper en deux grands types : les ondes de volume et les ondes de surface.

Dans le groupe des **ondes de volume** peuvent se différencier les ondes primaires (ou ondes P) et les ondes secondaires (ou ondes S). L'onde P est la plus rapide et le sens vibratoire des particules est parallèle à la direction de propagation de l'onde. L'onde S, plus lente que l'onde P, fait vibrer les particules perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde. L'onde P peut se propager dans des milieux solides et fluides, alors que l'onde S le fait que dans les milieux solides.

⁵ Les **ondes de surface** doivent leur nom au fait qu'elles se propagent le long des surfaces où le milieu change de caractéristiques. Les ondes de Love, les pseudo-Rayleigh et les ondes de Stoneley sont des ondes de surface.

⁶ Le schéma suivant est une représentation simple de la décomposition d'une onde émise (rayon incident) en une onde réfléchi et une onde réfractée, lorsqu'elle rencontre une interface horizontale. V_1 et V_2 correspondent aux vitesses du milieu 1 et du milieu 2 respectivement. Les vitesses des milieux sont liées selon la loi de Descartes en considérant l'angle d'incidence i et l'angle d'émergence r de l'onde réfractée.



La « densité » d'une formation calcaire varie entre 2.4 et 2.7 g/cm³ et pour une formation argileuse entre 2.0 et 2.4 g/cm³ (d'après Lavergne, 1986).

La Figure 2-1 montre le principe de la sismique réflexion. Le sous-sol est représenté par deux formations géologiques appelées horizon I et horizon II. La source est située au centre du dispositif récepteur. Les ondes réfléchies à l'interface des horizons sont matérialisées par leurs rayons qui remontent à la surface.

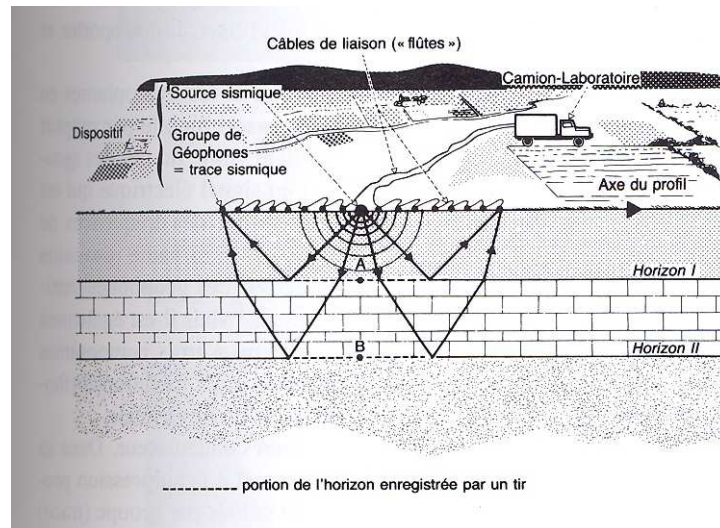


Figure 2-1 : Principe de la méthode sismique et acquisition des données
(document IFP, source : MARI, J.-L. & ARENS, G. & CHAPPELLIER, D. & GAUDIANI, P., 1998, p. 73).

Le dispositif émetteur-récepteur sur la Figure 2-1 représente un tir sismique. Ce tir « éclair » la portion de l'interface qui est en pointillé. Chaque point de l'interface qui est « éclairé » est appelé *point miroir*. Pour avoir une image continue de l'interface, le dispositif émetteur-récepteur est déplacé, formant une série de tirs sismiques le long du profil.

Un point miroir sur l'interface peut être « éclairé » par différents tirs, c'est le cas pour une acquisition dite en couverture multiple. Ce type d'acquisition est la plus efficace en sismique réflexion.

On appelle point milieu, le point situé à mi-distance entre le point tir et la trace réceptrice. Lorsque l'interface est horizontale le point miroir et le point milieu sont situés sur la même verticale. Dans une acquisition en couverture multiple, on parle de l'ordre de couverture qui correspond au nombre de traces ayant le même point milieu commun (*Common Mid Point* : CMP). Si l'interface est horizontale, le point milieu commun correspond à un point miroir commun quelle que soit la profondeur de l'objectif. On parle alors de CDP (*Common Depth Point*).

L'acquisition des données est suivie de nombreuses étapes qui ne seront pas décrites ici, car le but est de donner quelques définitions et notions de base de la sismique réflexion, qui permettront au lecteur de comprendre les données utilisées dans la suite du texte.

L'image obtenue après traitement est donc une section sismique (Figure 2-2). L'axe horizontal de la section représente les abscisses géographiques des points le long du profil d'acquisition et l'axe vertical représente le temps d'arrivée de l'onde. Les événements sismiques, qui apparaissent sur la section, correspondent à des arrivées d'ondes réfléchies à incidence normale sur les interfaces ou marqueurs sismiques (MARI, J.-L. , ARENS, G. , CHAPPELLIER, D. et GAUDIANI, P., 1998, p. 71).



Figure 2-2 : Section sismique (source : MARI, J.-L. & ARENS, G. & CHAPELLIER, D. & GAUDIANI, P., 1998, p. 71)

2.2. Diagraphies

Tout enregistrement continu, en fonction de la profondeur, des variations d'une caractéristique donnée d'une formation traversée est appelé diagraphie ou log (SERRA, O., 1979, p. 3). Les enregistrements diagraphiques sont obtenus à partir d'une sonde remontant au bout d'un câble dans le trou d'un forage, comme le montre la Figure 2-3.

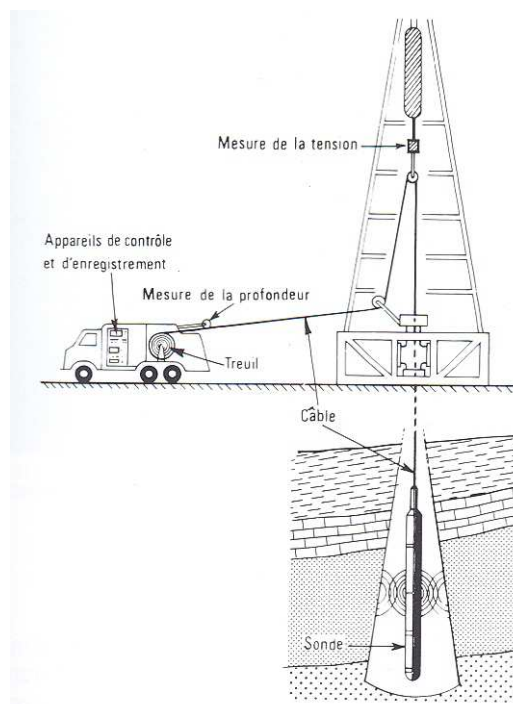


Figure 2-3 : La sonde dans le trou d'un puits (Source : SERRA, O., 1979, p. 69).

Les mesures diagraphiques qui concernent cette thèse sont la diagraphie sonique et la diagraphie densité. Le produit de la densité par l'inverse du sonique ($1/\text{sonique} = \text{vitesse}$) fournit l'impédance ; cette dernière mesure utilisée dans la deuxième partie de la thèse a été appelée impédance-log.

2.2.1. La diagraphie sonique

La diagraphie sonique ou lenteur correspond à l'intervalle de temps que prend une onde pour parcourir une distance donnée. L'unité la plus couramment utilisée est la microseconde par pied ($\mu\text{s}/\text{ft}$). Le sonique utilisé ici pour le calcul de l'impédance, correspond au temps qu'une onde primaire réfractée prend pour parcourir l'écartement entre deux récepteurs. Le sonique est égal à l'inverse de la vitesse de la formation.

L'outil utilisé est composé d'un dispositif émetteur et d'un dispositif récepteur, comme dans le cas de la méthode sismique, les dispositifs peuvent être constitués d'un ou plusieurs éléments (source et récepteur). La fréquence dominante d'émission est de l'ordre de la dizaine de kHz.

La Figure 2-4 montre un schéma du principe d'une mesure sonique. L'outil de mesure composé d'un émetteur (E) et deux récepteurs (R_1 et R_2), est descendu dans le trou du forage. Lorsque l'angle d'incidence (i) de l'onde incidente est égal à l'angle d'incidence critique (défini selon la loi de Descartes), les ondes réfractées générées se propagent le long de la paroi du trou. Parmi les types d'ondes réfractées, les ondes primaires (ondes P) réfractées sont celles qui nous intéressent dans cette étude. Elles se propagent le long de la paroi du trou à une vitesse V_{L2} .

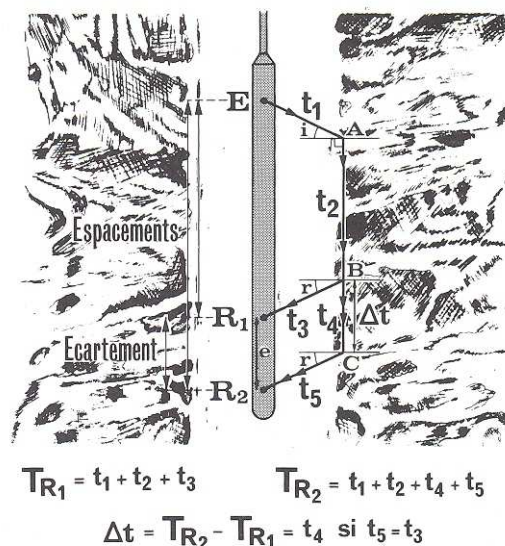


Figure 2-4 : Schéma du principe de mesure de sonique. Outil à deux récepteurs. (Source : SERRA, O., 1979, p. 187)

Le temps de parcours d'une onde P depuis l'émetteur E jusqu'au récepteur R_1 par exemple, est égal à la somme des temps employés pour parcourir les différents tronçons (EA, AB, BR_1). C'est le temps utilisé pour le cas d'un outil à un récepteur, dans ce cas il faut corriger la lecture de temps total des temps de trajet dans les tronçons EA et BR_1 .

Le cas de l'outil à deux récepteurs mesure la différence de temps Δt s'écoulant entre l'arrivée de l'onde au premier récepteur et son arrivée au second. Ce temps Δt est directement proportionnel à la vitesse du son dans le terrain et à l'écartement entre les deux récepteurs (SERRA, O., 1979, p. 188).

Si l'écartement des récepteurs est d'un pied, la mesure donne le temps de trajet par pied. Dans ce cas, la vitesse du terrain associée au sonique s'exprime selon la relation de l'Équation 2-1 :

Équation 2-1

$$\Delta t(\mu s/ft) = \frac{10^6}{V(ft/s)}$$

2.2.2. La diagraphie densité

La mesure de masse volumique de la formation, couramment appelée densité, se fait par l'intermédiaire de celle d'un index de densité électronique (ρ_{ei}) lié à l'absorption du rayonnement gamma (γ) émis par une source radioactive placée dans la sonde (BOYER, S. et MARI, J., 1994, p. 15).

L'outil classique est composé d'une source radioactive (césium 237 ou cobalt 60) et de deux récepteurs. Le principe est basé sur l'interaction de rayons gamma émis par la source avec les électrons de la matière dont la roche est constituée.

Lorsque le photon gamma incident entre en collision avec un électron, son énergie est en partie transmise aux électrons de la roche et en partie émise sous la forme d'un photon gamma diffusé. Le nombre d'électrons par unité de volume est directement proportionnel à la densité de la formation et en même temps, il est inversement proportionnel à l'intensité du rayon gamma diffusé. Autrement dit, dans des formations de densité élevée, l'intensité de l'énergie du photon gamma diffusé est plus faible que pour une formation de faible densité.

La densité (SERRA, O., 1979, p. 14-15) d'une formation est donc liée à la densité électronique par la relation donnée par l'Équation 2-2 :

Équation 2-2

$$\rho_e = \rho_B(Z/A)N$$

Où :

$\Rightarrow \rho_e$: densité électronique.

$\Rightarrow \rho_B$: densité de la formation.

$\Rightarrow Z$: numéro atomique.

$\Rightarrow A$: masse atomique.

$\Rightarrow N$: nombre d'Avogadro.

Le rapport entre le numéro atomique et la masse atomique (Z/A) est très proche de 0,5 pour la plupart des éléments et composés constituant les roches. L'index de densité électronique est défini selon l'Équation 2-3:

Équation 2-3

$$(\rho_e)_i = \frac{2\rho_e}{N} = \rho_B 2(Z/A)$$

L'expression $2(Z/A)$ vaut approximativement 1 et l'outil est calibré pour donner des valeurs proches de la densité des formations les plus généralement rencontrées. La densité ρ_B enregistrée est suivie d'une série de calibrations.

2.3. Le profil sismique vertical

Le profil sismique vertical (PSV) est basé sur le même principe que la sismique de surface. Dans ce cas le signal sismique émis en surface du sol est enregistré par un géophone situé successivement à différentes profondeurs dans le puits. La source est toujours sur la même verticale que le géophone quelle que soit la profondeur du géophone (BOYER, S. & MARI, J., 1994, p. 80).

Le profil sismique vertical doit être considéré comme une diagraphie acoustique aux fréquences de la sismique.

Le PSV mesuré dans la bande passante de la sismique fournit une trace sismique similaire à la sismique de surface, qui est calée en temps et en profondeur.

Après traitement de données, le PSV fournit la loi temps-profondeur $T = f(Z)$ qui permet de convertir en temps les données diagraphiques qui sont mesurées en profondeur.

Partie II.

Filtrage d'erreurs de pointés sismiques

Chapitre 1.

Introduction

La formation du « Callovo-Oxfordien » comprend l'ensemble de la série des argilites du Callovien et de l'Oxfordien inférieur. Elle repose sur la formation calcaire du Dogger et est recouverte par la formation calcaire de l'Oxfordien. Le contraste géologique entre ces formations est bien visible sur la sismique. Ces contrastes localisent les horizons qui limitent la zone d'étude, appelés horizon S0 pour la limite inférieure (correspondant à la frontière Dogger-Callovien) et horizon S2 pour la limite supérieure (correspondant à la frontière Oxfordien inférieur - Oxfordien moyen). Un marqueur intermédiaire dans l'unité S0S2, appelé S1, est aussi étudié en vue de son utilisation dans l'étude des impédances.

1.1. Objectifs

Le but de cette partie est de présenter les différentes étapes qui ont conduit à l'estimation des surfaces marqueurs de la zone d'étude : surfaces des horizons S2, S1 et S0, à partir de la variable temps (ms) pointée le long de profils sismiques.

1.2. Base de données

Les données utilisées dans cette étude sont obtenues par sismique réflexion, données acquises par la société DMT GmbH & Co. KG lors de la campagne de 2007 puis traitées en 2008 ainsi que les anciens profils, également retraités par DMT en 2008 (réf. rapport BEICIP : C.RP.0BEI.08.0001.A, Pp.15).

Les données acquises lors de la campagne 2007 sont les dix profils suivants :

07EST01, 07EST02, 07EST03, 07EST04, 07EST06, 07EST07, 07EST08, 07EST09, 07EST10 et 07EST11.

Les anciens profils sismiques sont les huit profils suivants :

84JV16, 88BIE02, 88BIE03, 88BIE06, 88BIE10, 88GAY04, 95EST01, 95EST02.

Le préfixe numérique dans le nom du profil indique l'année de l'acquisition des données. Ainsi le préfixe **07** dans la série de profils **07EST***, correspond à l'année 2007.

La Figure 1-1 est une vue horizontale de tous ces profils. Le polygone en couleur rouge délimite le périmètre de la zone d'étude appelée *zone de transposition*.

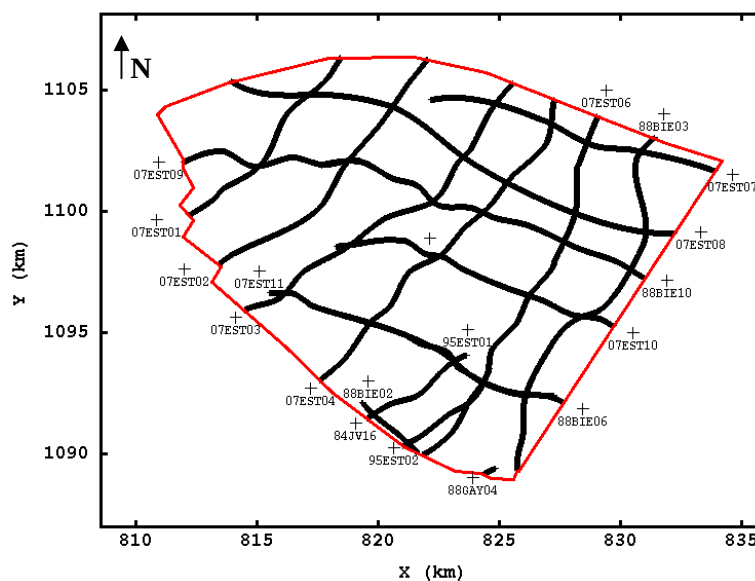


Figure 1-1 : Localisation des données (noir) et zone de transposition (rouge).

La variable d'intérêt de cette partie de la thèse est le temps sismique (enregistré en millisecondes) pointé lors de l'identification des horizons qui marquent des contrastes géologiques.

Les données ont été reçues en fichiers de format de texte, et les calculs postérieurs ont été effectués principalement avec le logiciel *Isatis*, et dans certains cas (par exemple le calcul de pseudo-variogrammes croisés) avec le logiciel *R*.

Pointé des horizons

La méthodologie des pointés des horizons (réf. rapport BEICIP : C.RP.0BEI.08.0001.A, p. 24) est basée sur l'information apportée par les forages et les rapports d'inversion de la campagne sismique 3D et 2D.

Deux lignes composites, passant par deux forages, sont construites en concaténant des morceaux de profils, l'une avec les profils 88BIE02, 07EST06 et 07EST08 et l'autre avec les profils 07EST08 et 07EST03. Après une phase de calage entre les deux forages, quatorze horizons ont été identifiés sur les forages (dont sont les horizons S0, S1 et S2) puis repérés sur chaque ligne composite.

L'interprétation des deux lignes composites est étendue à tous les profils sismiques, en suivant les réflexions sismiques associées aux marqueurs géologiques, identifiés lors du calage des forages.

1.3. Echantillonnage

Compte tenu des tracés des profils, les temps des pointés sismiques des marqueurs sont répartis préférentiellement selon les deux directions principales : entre N30°E et N50°E pour une direction, et vers N70°W pour la deuxième (voir Figure 1-1). L'espacement entre les profils subparallèles varie entre 2 et 3 km. Chaque profil sismique est composé par un millier de CDP (**C**ommon **D**epth **P**oint) espacés de 12.5 m, ce qui donne autant des mesures en temps (ms) pour chaque horizon. Cette très forte densité d'information le long de profils non strictement alignés, versus un espacement lâche entre profils, complique l'analyse géostatistique.

1.4. Validation de la base de données

Une première analyse exploratoire des données a été faite suivant les deux directions principales des profils. Les calculs de la nuée variographique et des variogrammes le long des deux directions principales d'échantillonnage (Figure 1-2, gauche), montrent la présence de couples avec une forte variance (de couleur bleue dans la figure), non attendue pour la distance analysée.

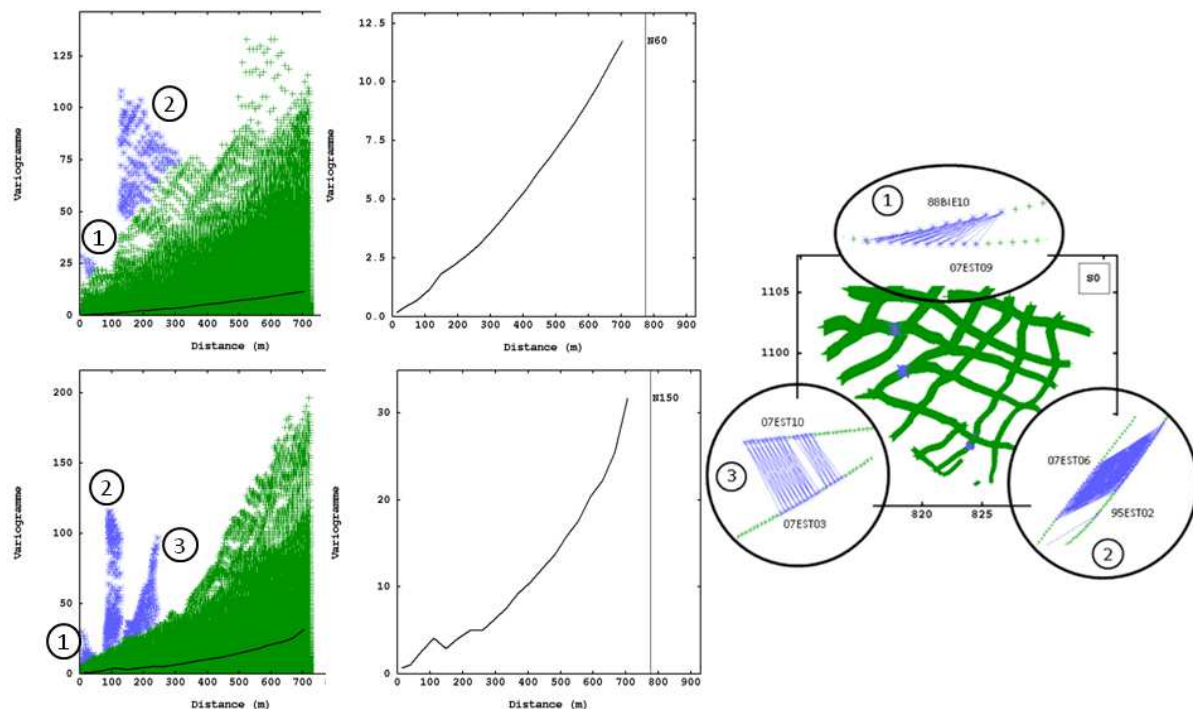


Figure 1-2 : Nuée variographique et variogrammes de l'horizon S0, calculés selon la direction N60°E (partie haute gauche), et N60°W (partie bas gauche). Paramètres de calcul : 20 pas de 37m, tolérance en distance et largeur de tranche de 18.5m, tolérance angulaire de 22.5°. À droite, identification des profils auxquels appartiennent les couples qui apportent une variance plus forte.

La comparaison de la carte variographique et de la carte de localisation des données (Figure 1-2, droite), montre qu'il s'agit de points qui selon le cas viennent de :

1. Couples appartenant aux profils d'années de campagne différentes qui, à certains endroits, se superposent sur une dizaine de CDP.
2. Couples localisés aux croisements des profils d'une même campagne.
3. Couples localisés aux croisements des profils de deux campagnes d'années différentes.

Cas 1 : Quasi superposition de profils

Le premier cas est illustré par les profils 07EST11 et 88BIE06, localisés dans la partie sud-est de la zone de transposition. La Figure 1-3, montre les pointés du profil 07EST11 de couleur bleue et celles du profil 88BIE06 de couleur rouge. Les données en couleur noire représentent les pointés du profil 07EST11 qui ont été projetés sur le profil 88BIE06, dans le but de faciliter la comparaison des valeurs de pointés pour les deux profils. La distance maximale de projection utilisée est égale à **6 m**. Le nombre total des données projetées est égal à **105**.

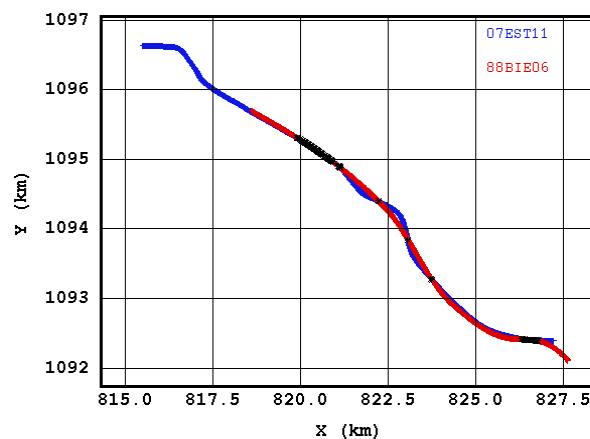


Figure 1-3 : Localisation des profils 07EST11 (bleu) et 88BIE06 (rouge). En couleur noire apparaissent les pointés qui ont été projetés d'un profil vers l'autre pour les comparer.

La Figure 1-4 montre la localisation des données projetées avec un figuré proportionnel à l'écart des valeurs données à chaque profil. La moyenne des écarts est égale à **1.2 ms** ; elle descend à **0.8 ms** si on enlève les valeurs les plus fortes de la partie sud-est.

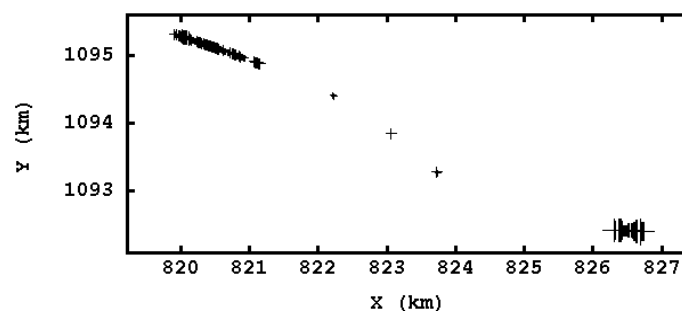


Figure 1-4 : Carte de localisation des différences entre les pointés du profil 07EST11 et les pointés du profil 88BIE06.

Le variogramme expérimental pour chacun des profils a été calculé selon la direction N110°E (Figure 1-5). Compte tenu des paramètres du calcul, le variogramme ne prend pas en considération les données de la partie sud-est (celles qui présentent la plus forte différence). Les variogrammes montrent un comportement quasi identique jusqu'à environ **100 m** de distance, au delà leurs comportements commencent à diverger.

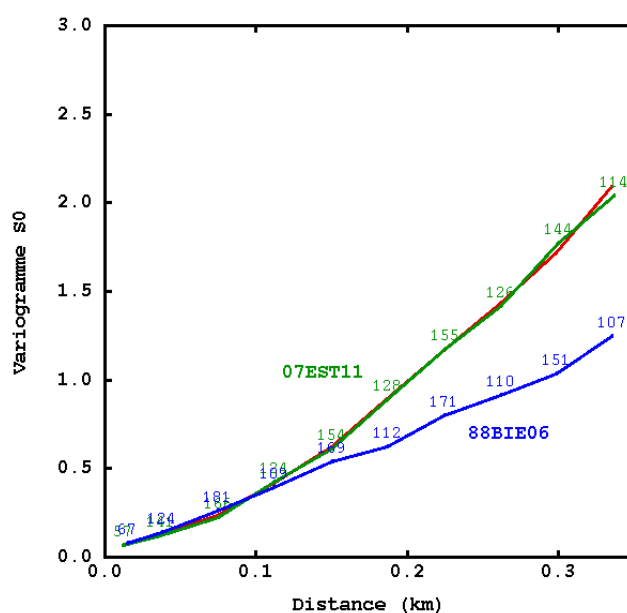


Figure 1-5 : Variogrammes du profil 88BIE06 (bleu) et du profil 07EST11, avant projection (vert) et après projection (rouge). Paramètres de calcul identique pour les trois variogrammes : direction de calcul N110°E, 10 pas de 37m, avec une tolérance angulaire de 10°, et tolérance de distance et largeur de tranche de 18,5m.

Afin d'expliquer la divergence des variogrammes des pointés (Figure 1-5), il est intéressant de regarder la carte des impédances des deux profils (Figure 1-6) quand il y a superposition. Le graphique des impédances dans la Figure 1-6, comprend l'intervalle défini pour les pointés des horizons S2 et S0 (le toit et le mur, respectivement). Une différence des valeurs des impédances aux limites de S2 et S0 est constatée ; à la limite de l'horizon S2 par exemple, les valeurs des impédances fortes (de couleur rouge) sont observées dans le profil 88BIE06 mais pas dans le profil 07EST11. Cette différence peut être associée à un décalage entre les pointés des deux profils, qui est indépendant de la procédure utilisée pour pointer les horizons.

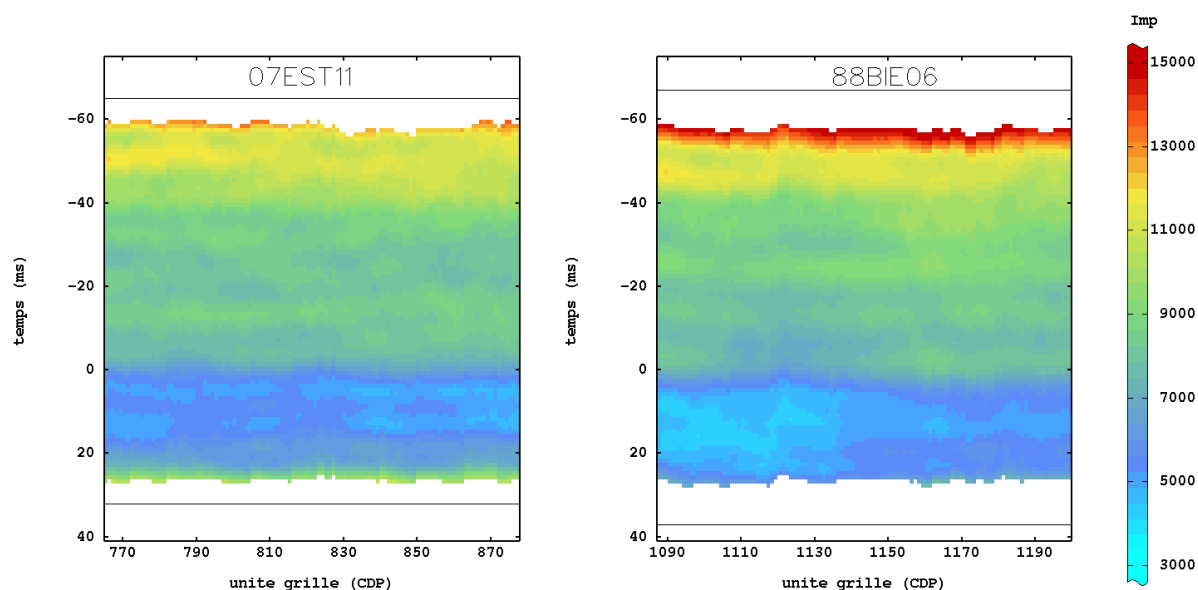


Figure 1-6 : Carte des impédances sismiques. Gauche : profil 07EST11 entre le CDP 756 et 879. Droite : profil 88BIE06 entre le CDP 1096 et 1199. La sélection des CDP pour les deux profils correspond à la zone de plus haute concentration de données projetées.

La même comparaison en impédances a été faite pour les couples de profils : 07EST06 / 95EST02, 07EST09 / 88BIE10 avec des résultats similaires à ceux illustrés avec le couple de profils 07EST11 / 88BIE06.

Cas 2 et 3 : Croisement des profils

Les fortes variances à petites distances pour quelques couples venant des croisements des profils, ne sont pas dues à des pointés entièrement décalés comme dans le cas précédent, mais à des variations dans un certain voisinage. Cette analyse va être détaillée dans le Chapitre 3 (cf. *Partie II.3.5*, p. 38).

Conclusions et base de données retenue

Les fortes valeurs de variances associées aux couples qui appartiennent à des profils d'années différentes peuvent être associées à deux raisons. D'une part, à un décalage vertical de tout le profil par rapport à un autre, ce décalage a été constaté à partir des sections en impédances. D'autre part les variations des pointés aux intersections des profils sont associées à la mesure du pointé, réalisée en même temps pour tous les profils des différentes campagnes (réf. rapport BEICIP : C.RP.0BEI.08.0001.A). Ces dernières variations sont aussi observées aux intersections des profils de la même année.

Ces deux types de décalage ne peuvent être traités de façon identique. Le décalage systématique doit être corrigé par des nouveaux pointés géophysiques. Les anciens profils n'ont donc pas été utilisés par la suite. Le décalage « local » peut être corrigé par des approches géostatistiques, ce qui sera présenté ultérieurement sur les lignes de la campagne 2007, qui est la plus récente et la plus étendue.

Chapitre 2.

Analyse exploratoire des données

2.1. Carte des données

La Figure 2-1 montre les valeurs des temps enregistrés pour les trois horizons : S0, S1 et S2. Pour ces trois horizons, les valeurs des temps augmentent vers le Nord-Ouest. Les temps étant comptés positivement vers le bas, le Callovo-Oxfordien s'approfondit vers le Nord-Ouest en cohérence avec la faible inclinaison que présente la couche vers cette direction (réf. rapport ANDRA : D.RP.ADPE.04.1110, pp. 24).

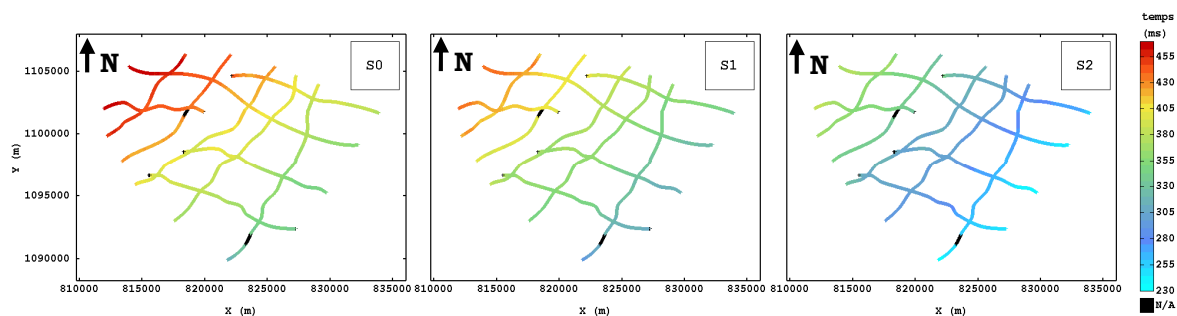


Figure 2-1 : Représentation par code de couleur du temps des horizons, S0, S1 et S2, pointés sur les lignes sismiques.

2.2. Histogrammes et statistiques de base

Les histogrammes des temps pointés pour les trois horizons S0, S1 et S2 (Figure 2-2) montrent des distributions plus ou moins symétriques, avec au moins trois sous-populations bien marquées, surtout pour les horizons S1 et S2. La présence des sous-populations, associée aux changements brusques des temps pointés, peut trouver une explication au sein de la géologie.

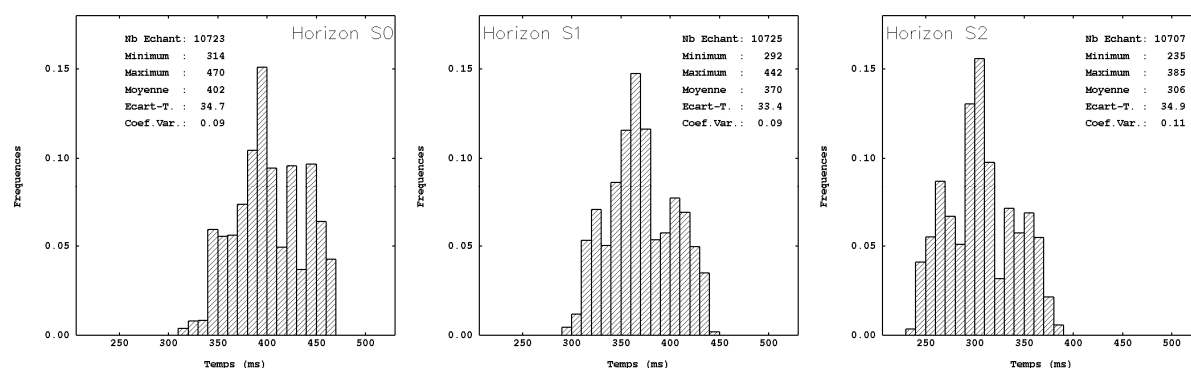


Figure 2-2 : Histogrammes du temps pointés pour les horizons S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite).

Les statistiques de base (Figure 2-2) sont juste fournies ici pour information. Seul les coefficients de variation sont comparables, ses valeurs très proches d'un horizon à l'autre rendent compte d'un comportement similaire des trois horizons.

2.3. Carte variographique

Les cartes variographiques de chaque horizon (Figure 2-3, en haut), montrent toutes une forte anisotropie avec une forte croissance de la variance autour de la direction NW / SE.

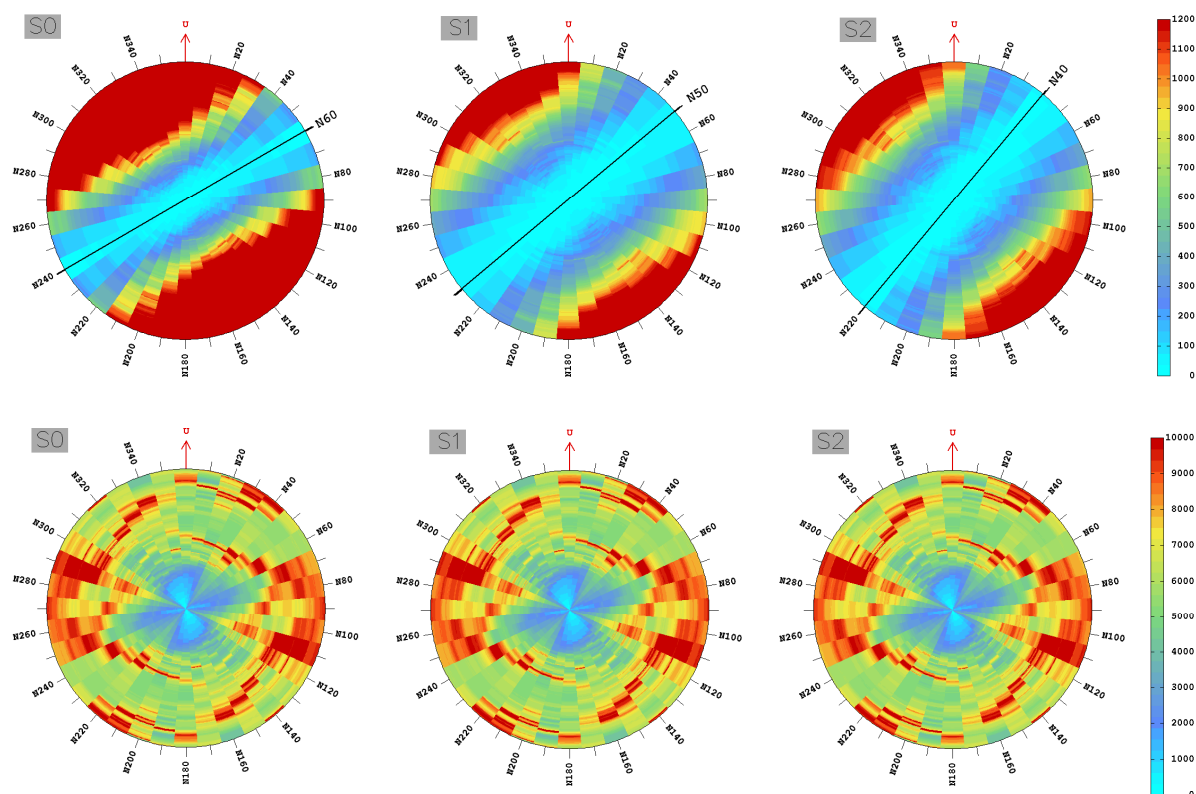


Figure 2-3 : Cartes variographiques (en haut) des horizons S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite) et cartes des nombres de paires (en bas) correspondants aux cartes variographiques. Paramètres de calcul : 18 secteurs, 320 pas de 25 m chacun.

Les cartes des nombres de couples (Figure 2-3 en bas) permettent à nouveau de remarquer l'irrégularité de la disposition des données : à très petites distances le nombre de couples considéré s'approche de zéro pour certaines directions. Néanmoins, l'augmentation de l'homogénéité du nombre de couples à des distances plus grandes, justifie l'usage de cet outil, permettant d'identifier les

directions principales d'anisotropie. Les directions de plus faibles variations (avec un comportement stationnaire) des temps sont légèrement différentes pour chaque horizon:

- Horizon S0 : N60°E.
- Horizon S1 : N50°E.
- Horizon S2 : N40°E.

2.4. Variogrammes

Le calcul des variogrammes expérimentaux selon, et aux alentours, des deux directions principales identifiées sur les cartes variographiques, a été fait pour chaque horizon. Ceci a permis d'illustrer les directions d'anisotropie, ayant une différence de deux à trois degrés par rapport à celles données par les cartes variographiques. Les directions de plus faibles variations pour chaque horizon sont :

- Horizon S0 : N58°E.
- Horizon S1 : N53°E.
- Horizon S2 : N43°E.

Les variogrammes calculés alors dans les deux directions principales (Figure 2-4), illustrent encore une fois l'existence d'une anisotropie et montrent que cette anisotropie peut être décrite par une direction stationnaire (vers la direction nord-est) et une direction non stationnaire (vers la direction nord-ouest) ; qui est en accord avec le pendage de la couche.

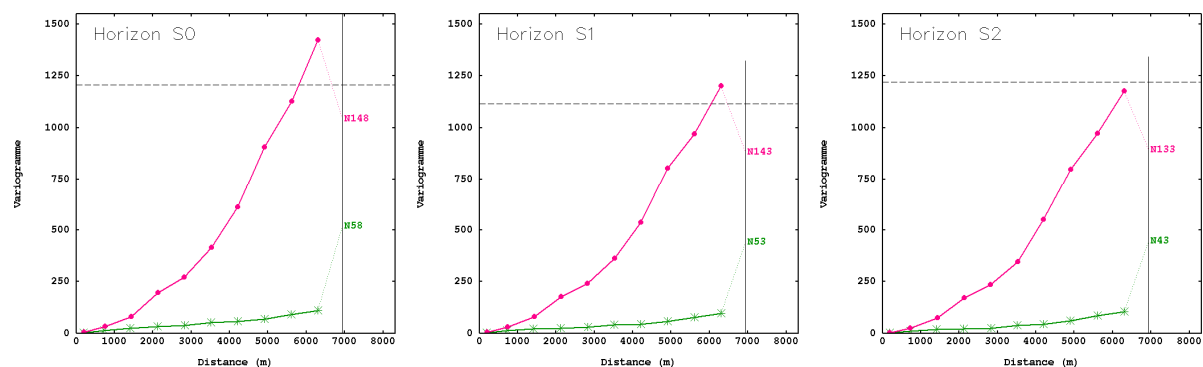


Figure 2-4 : Variogrammes des temps de S0, S1 et S2 suivant les deux directions principales identifiées sur les cartes variographiques. Paramètres de calcul : directions de calcul par horizon N58° et N148°(S0), N53°et N143° (S1), N43° et N133° (S2) ; 10 pas de 700 m, tolérance en distance de 350 m et tolérance angulaire de 22.5°.

2.5. Choix de travail

À ce stade, trois surfaces sont à estimer à partir des temps pointés pour les horizons : S0, S1 et S2, le long des profils sismiques de la campagne 2007. Le comportement non stationnaire des trois horizons a été mis en évidence suite à l'analyse exploratoire des données. Ces trois horizons montrent une forte corrélation entre eux (Figure 2-5) principalement portée par la non stationnarité.

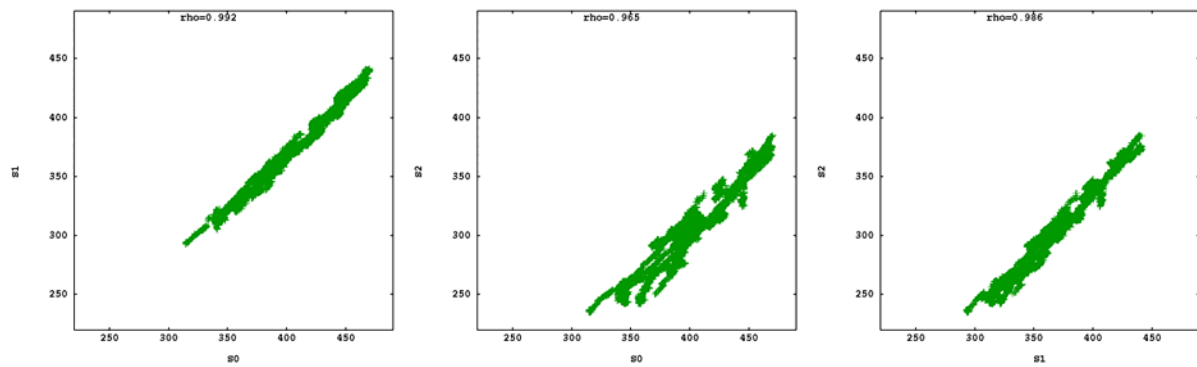


Figure 2-5 : Nuages de corrélation entre les différents horizons : S1 / S0 (à gauche), S2 / S0 (au centre) et S2 / S1 (à droite).

Compte tenu du fait que la partie non stationnaire est due à l'inclinaison de la couche et que la quantité des données permet une bonne estimation de la dérive associée à l'inclinaison, il a été choisi de travailler avec la partie stationnaire des données, afin de simplifier les démarches.

La procédure choisie est basée sur la théorie du krigeage universel qui propose la décomposition de la variable d'intérêt non-stationnaire, comme la somme d'un terme non-stationnaire appelé dérive et d'un terme stationnaire appelé résidu. La dérive a été traitée comme un terme déterministe, estimée par la méthode des moindres carrés, comme présenté dans le prochain chapitre. Le résidu sera ensuite étudié.

Chapitre 3.

Étude des résidus

L'analyse exploratoire classique a été réalisée pour chacun des résidus stationnaires, obtenus à partir des données brutes. Cette analyse des résidus guide les choix méthodologiques pour l'estimation des surfaces dans la zone de transposition.

3.1. Calcul du résidu stationnaire

La procédure consiste à exprimer la variable temps, appelée $Z(x)$, comme la somme d'un terme de dérive $m(x)$ et d'un résidu $R(x)$, comme détaillé dans l'Équation 3-1.

Équation 3-1

$$Z(x) = m(x) + R(x)$$

Théoriquement, la dérive étant le terme non stationnaire qui correspond à l'espérance de la variable Z ; le résidu, terme stationnaire est donc d'espérance nulle (cf. pp. 233 Chilès & Delfiner, 1999, Geostatistics).

La dérive a été estimée, à partir des données à l'intérieur de la zone de transposition, par moindres carrés et assimilée à un polynôme de degré 1, fonction qui est bien adaptée à la structure monoclinale de la couche. Plusieurs tests de voisinage ont été essayés ; ici, les résultats de trois d'entre eux sont présentés et évalués en fonction de la moyenne du résidu et du variogramme du résidu suivant la direction stationnaire des données de départ.

Le Tableau 3-1 fournit les paramètres de trois voisinages. Il s'agit de deux voisinages glissants (glissant-1 et glissant-2) et d'un voisinage unique.

Tableau 3-1 : Paramètres de voisinages utilisés pour l'estimation des dérives des horizons : S0, S1 et S2.

Voisinages (estimation des dérives)		Glissant-1	Glissant-2	Unique
Paramètres de l'ellipse de recherche	Orientation (S0, S1 et S2)	N150, N140 et N130	Isotrope	Toutes les données sont prises
	Rayon principal	10000 m	12000 m	
	Rayon Secondaire	500 m	12000 m	
	Nb de secteurs	8	8	
Échantillons	Nb minimum	10	50	
	Nb optimal p/secteur	50	300	
	Distance minimale entre deux échantillons	100 m	120 m	

En ce qui concerne le voisinage glissant-1, l'ellipse de recherche est orientée selon les deux directions principales d'anisotropie déterminées sur la carte variographique de chaque horizon (Figure 2-3, pp.30), avec le rayon principal suivant la direction non stationnaire. Une distance minimale de 100 m entre deux échantillons consécutifs a été prise, car la dérive n'est bien représentée qu'à grandes

distances, et l'échantillonnage de 12.5 m le long des profils donne trop d'échantillons à petites distances.

L'ellipse du voisinage glissant-2 est isotrope, avec une largeur du rayon légèrement plus grande que celle du rayon principal de l'ellipse du voisinage glissant-1. La distance maximale entre deux échantillons consécutifs est un peu plus grande aussi. Le nombre d'échantillons optimal varie fortement. Les trois paramètres mentionnés (largeur du rayon, distance minimale et distance entre deux échantillons) vont influencer les résultats ; cependant celui qui aura le plus fort impact est le choix d'une ellipse isotrope, et donc une largeur de rayon très grande dans la direction stationnaire des données.

Le troisième voisinage correspond à un voisinage unique, toutes les données sont utilisées pour l'estimation de la dérive.

Pour chaque dérive estimée (au total trois), un résidu a été calculé par soustraction des dérives estimées aux temps pointés des horizons. Deux tests d'évaluation de la qualité des résidus ont été appliqués, à partir desquels le choix d'un voisinage a été fait. Le premier test consiste à évaluer la stationnarité des moyennes des résidus. Le deuxième consiste à évaluer la ressemblance du variogramme des résidus avec le variogramme suivant la direction stationnaire des données brutes.

3.1.1. Évolutions des moyennes des résidus

Ce test consiste à comparer l'évolution de la moyenne de chaque résidu en fonction d'axes de coordonnées X et Y. La moyenne des résidus a été calculée selon des tranches de 500 m suivant les axes de coordonnées X et Y. La moyenne des données brutes étant entièrement comprise dans la moyenne de la dérive, la moyenne du résidu doit être égale à zéro. Le graphique de la moyenne, calculée par tranches, en fonction des coordonnées donne une première idée du comportement stationnaire du résidu. La fluctuation des moyennes autour de zéro est le critère de ce test pour sélectionner un résidu.

La Figure 3-1 et la Figure 3-2 montrent l'évolution de la moyenne des résidus de chaque horizon, en rouge et noir pour les résidus obtenus à partir des dérives estimées avec le voisinage glissant-1 et glissant-2, respectivement ; et en bleu celles obtenues à partir de dérives estimées en voisinage unique.

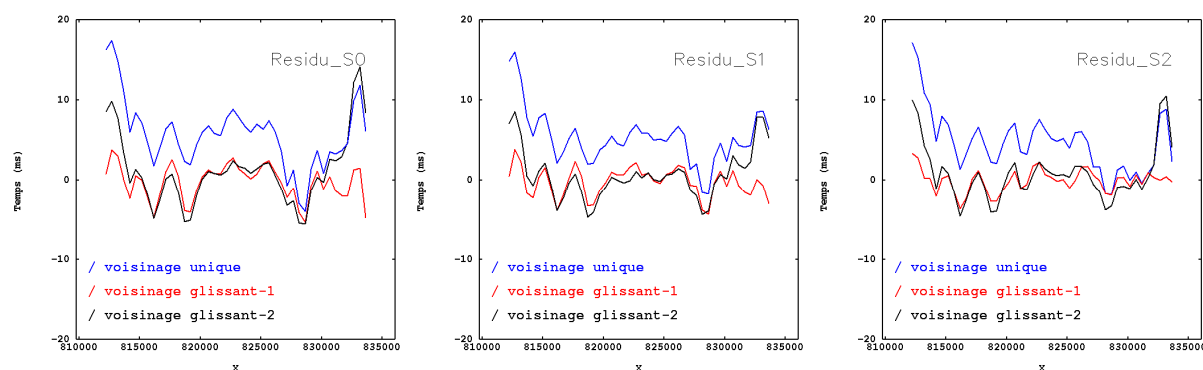


Figure 3-1 : Évolution suivant l'axe X de la moyenne des résidus des trois horizons : S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite). Paramètres de calcul : moyenne de résidus sur tranches de 500 m, suivant l'axe X.

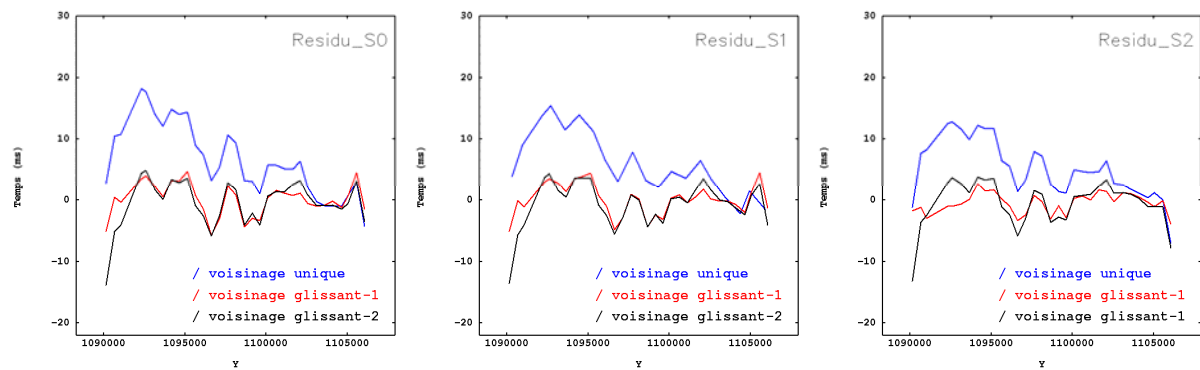


Figure 3-2 : Évolution suivant l'axe Y de la moyenne des résidus des trois horizons : S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite). Paramètres de calcul : moyenne de résidus sur tranches de 500 m, suivant l'axe Y.

Dans tous les cas (pour les trois horizons et suivant les deux axes de coordonnées), les deux courbes de la moyenne à voisinages glissants montrent un comportement plus stationnaire que celle à voisinage unique. De même, la moyenne des résidus liés à voisinages glissants varie autour de zéro, alors que celle qui est associée à un voisinage unique fluctue autour de cinq, dans la zone où elle est plus au moins stationnaire (Figure 3-1). Il est à remarquer que dans l'analyse des courbes de la moyenne, il ne faut pas tenir compte des extrémités des courbes, car à ces endroits le nombre d'échantillons utilisés pour le calcul ne représente qu'un tiers de ceux des zones centrales des courbes.

Suite à l'analyse de ces résultats, seuls les résidus calculés à partir des dérivées estimées avec des voisinages glissants, réunissent les conditions de stationnarité et de moyenne nulle.

3.1.2. Variogrammes des résidus v/s variogrammes des données brutes

Ce test consiste pour chaque horizon à comparer le variogramme de la direction stationnaire des données brutes (cf. Partie II.2.4, pp. 31) avec le variogramme des résidus dans la même direction, en prenant en compte les mêmes conditions de calcul pour rester cohérent. La qualité du résidu est évaluée en fonction de la ressemblance de son variogramme avec celui des données brutes.

Les quatre variogrammes par horizon sont représentés dans la Figure 3-3, dans ce calcul la tolérance angulaire utilisée est de 22.5°.

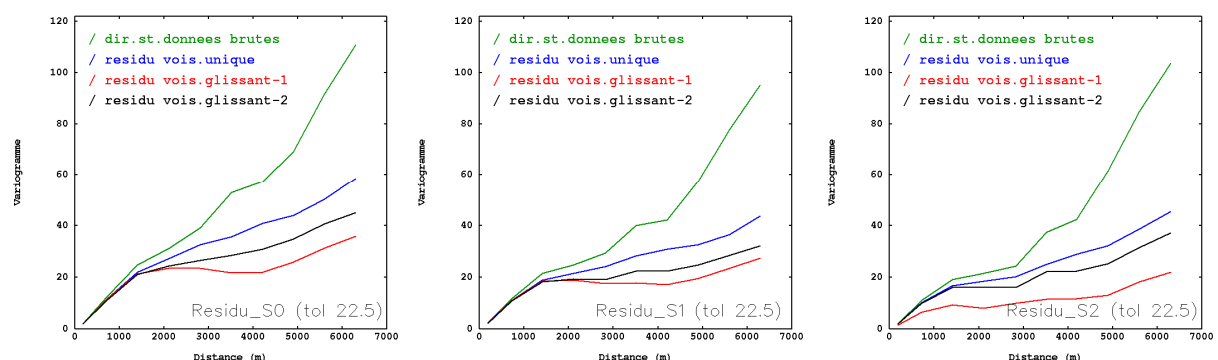


Figure 3-3 : Variogrammes des résidus obtenus à partir des dérivées estimées avec trois voisinages (bleu, rouge et noir) et variogramme des données brutes (vert). Directions de calcul par horizon: N58°E pour S0 (gauche), N53°E pour S1 (centrale) et N43°E pour S2 (droite). Paramètres de calcul : 10 pas de 700 m chacun, tolérance angulaire de 22.5°.

Jusqu'à une distance d'environ 1500 m, pour le cas des horizons S0 et S1, les trois courbes correspondant aux résidus sont très proches entre elles et très proches de celle des données brutes ; dans le cas de l'horizon S2 ce comportement n'est observé que pour les courbes des résidus à voisinage unique et glissant-2 (bleue et noire). Au-delà de 1500 m, les trois courbes des résidus commencent à avoir une légère divergence avec celle de la direction stationnaire des données brutes (vert). La courbe la plus proche du variogramme brut étant la courbe bleue, correspondant au résidu obtenu d'une dérive estimée avec voisinage unique.

La divergence des variogrammes peut être associée à la tolérance angulaire prise lors du calcul, en effet cette tolérance entraîne un mélange des variations suivant plusieurs directions et en particulier dans des directions non stationnaires. En vue d'améliorer la précision directionnelle et potentiellement le rapprochement des courbes de variogrammes des résidus à celle des données brutes, une réduction de la tolérance angulaire de 22.5° à 10° a été faite. Les résultats (Figure 3-4) montrent une réduction de variance très marquée du variogramme des données brutes (vert), puis un rapprochement entre celui-ci et les variogrammes des résidus à voisinage unique (bleue) et glissant-2 (noire). Le variogramme du résidu à voisinage glissant-1 (rouge) reste le plus éloigné du variogramme des données brutes suivant la direction stationnaire.

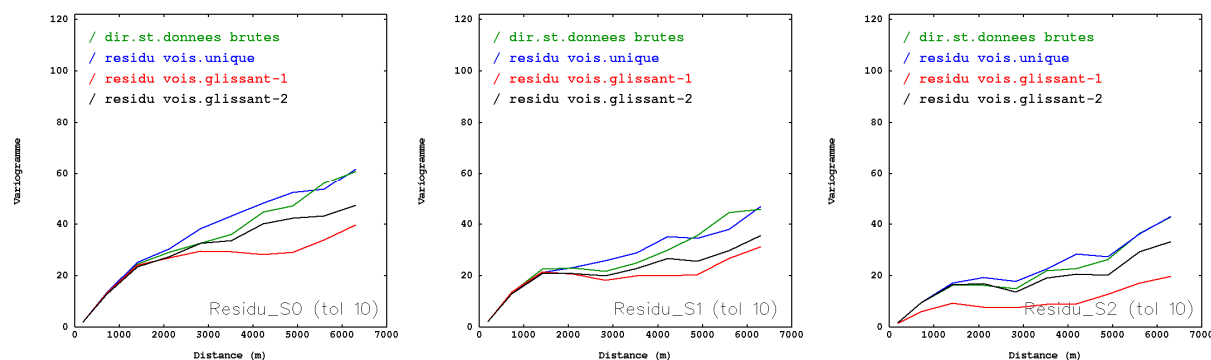


Figure 3-4 : Variogrammes directionnels des résidus (bleu, rouge et noir) obtenus à partir des dérives estimées avec trois types de voisinages et variogramme des données brutes (vert). Horizon S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite). Paramètres de calcul : direction S0=N58°E, S1=N53°E, S2=N43°E ; 10 pas de 700 m chacun, tolérance angulaire de 10°.

L'analyse des résultats de ce test indique que seuls les résidus calculés à partir des dérives estimées avec le voisinage unique et le voisinage glissant-2 isotrope, donnent des variogrammes proches du variogramme de données brutes dans la direction stationnaire.

3.1.3. Paramètres de voisinage retenus

Ont été présentés trois résidus stationnaires, calculés à partir des dérives estimées avec trois voisinages : deux voisinages glissants et un voisinage unique. En conclusion : seuls les voisinages glissants donnent des résidus de moyenne nulle. Les variogrammes des résidus suivant la direction stationnaire de chaque horizon (données brutes) ressemblent aux variogrammes des données brutes suivant les mêmes directions, pour le résidu à voisinage unique et le voisinage glissant-2.

Le voisinage retenu pour l'estimation de la dérive est donc le voisinage glissant-2, qui correspond à une ellipse de recherche isotrope avec un rayon de 12 km (pour détails voir le Tableau 3-1, pp.33). Dorénavant, l'analyse statistique et géostatistique sera faite sur les résidus calculés à partir des dérives estimées par la méthode de moindres carrés avec ce voisinage.

3.2. Cartes des résidus

Les cartes des résidus (Figure 3-5) montrent une distribution géographique plus ou moins homogène pour les trois horizons, avec une légère anisotropie vers le Nord-Est.

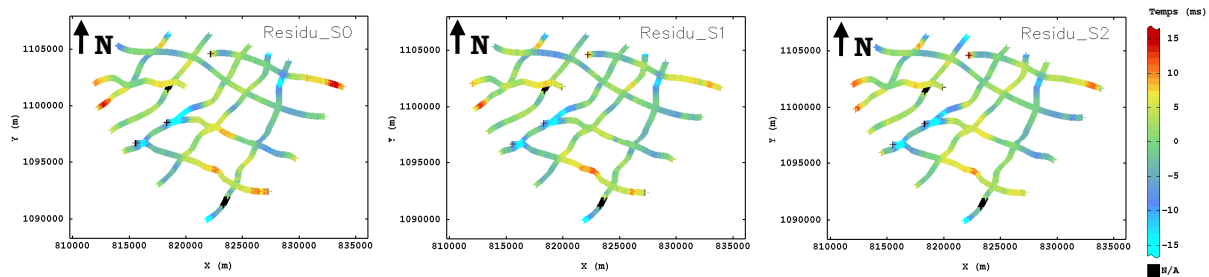


Figure 3-5 : Représentation (par code de couleur) des résidus calculés pour chaque horizon : S0, S1 et S2.

3.3. Histogrammes et statistiques de base

Les histogrammes des résidus (Figure 3-6) montrent des distributions presque symétriques avec cependant une queue de distribution de faibles valeurs, visible dans les trois horizons. Les statistiques de base sont aussi similaires pour les trois horizons, avec une moyenne autour de zéro.

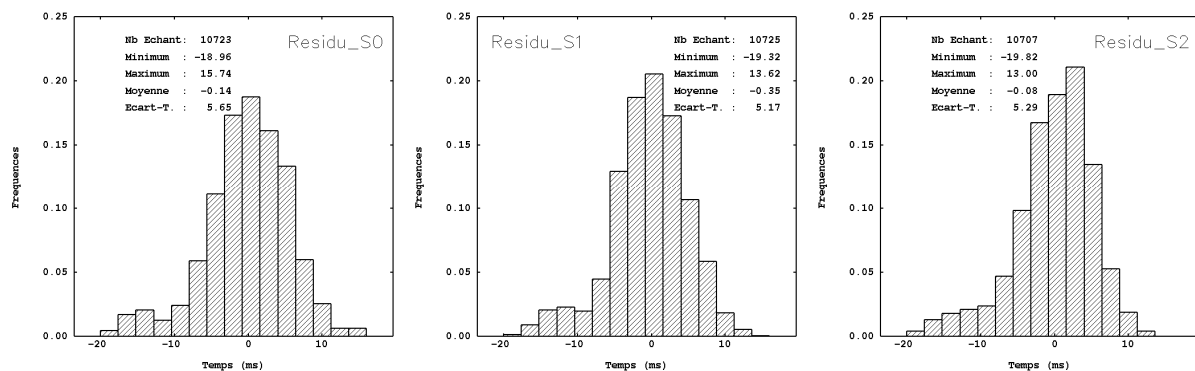


Figure 3-6 : Histogrammes des résidus des horizons S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite).

3.4. Cartes variographiques

Les cartes variographiques des résidus (Figure 3-7) montrent des directions d'anisotropie similaires pour les trois horizons, l'une suivant la direction N35°E et l'autre suivant la direction N75°E.

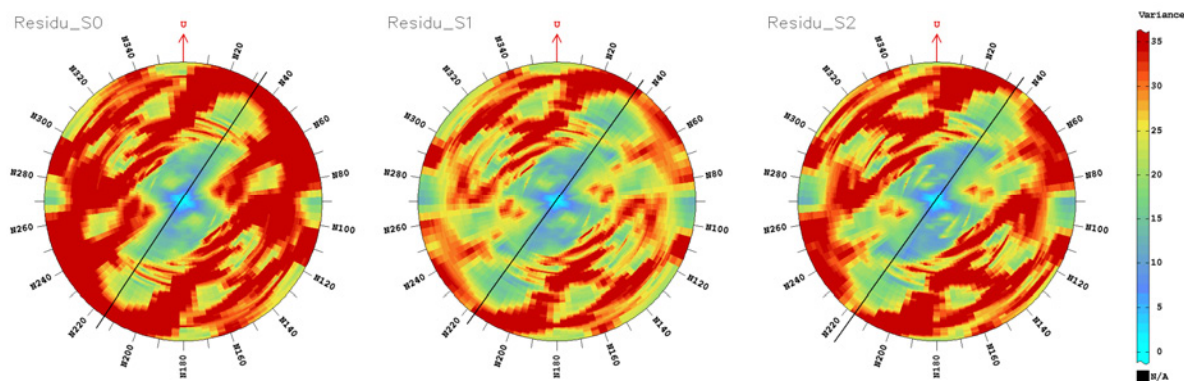


Figure 3-7 : Cartes variographiques des résidus des horizons S0 (gauche), S1 (centrale) et S2 (droite).
Paramètres de calcul : 18 secteurs, 250 pas de 25 m chacun, facteur de raffinement égal à 2.

De façon à souligner l'anisotropie, un raffinement graphique des cartes variographiques a été effectué.

Cependant, la forte irrégularité du nombre de couples (Figure 3-8) suggère que l'anisotropie suivant la direction N75°E correspond à un artefact dû à la faible présence de paires suivant cette direction. La direction N35°E et sa direction orthogonale N55°W, en montrant des nombres de paires représentatifs et assez homogènes, seront considérées comme directions d'anisotropie réalistes.

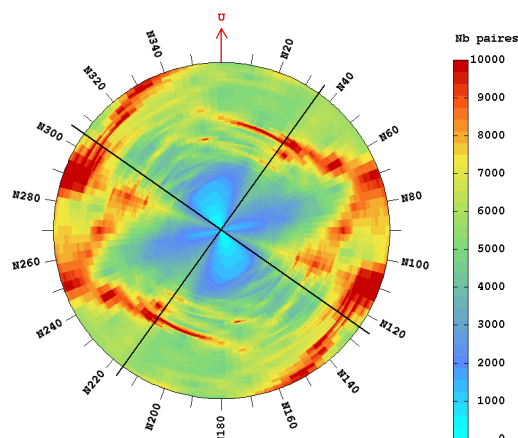


Figure 3-8 : Cartes du nombre de paires. Paramètres de calcul : 18 secteurs, 250 pas de 25 m chacun, facteur de raffinement égal à 2.

3.5. Intersections des profils

3.5.1. Écarts des résidus aux intersections des profils

Comme il a été présenté dans le Chapitre 1 (Partie II.1.4, pp. 25) il existe des différences des valeurs de pointés aux intersections des profils qui montrent des valeurs anormalement fortes des variogrammes à petites distances. Ce comportement analysé précédemment sur la variable temps est toujours présent sur les résidus (exemple pour le résidu de l'horizon S0 dans la Figure 3-9). Comme le calcul de la nuée variographique sur les données brutes, celui sur les résidus a aussi été fait suivant l'une des directions d'échantillonnage.

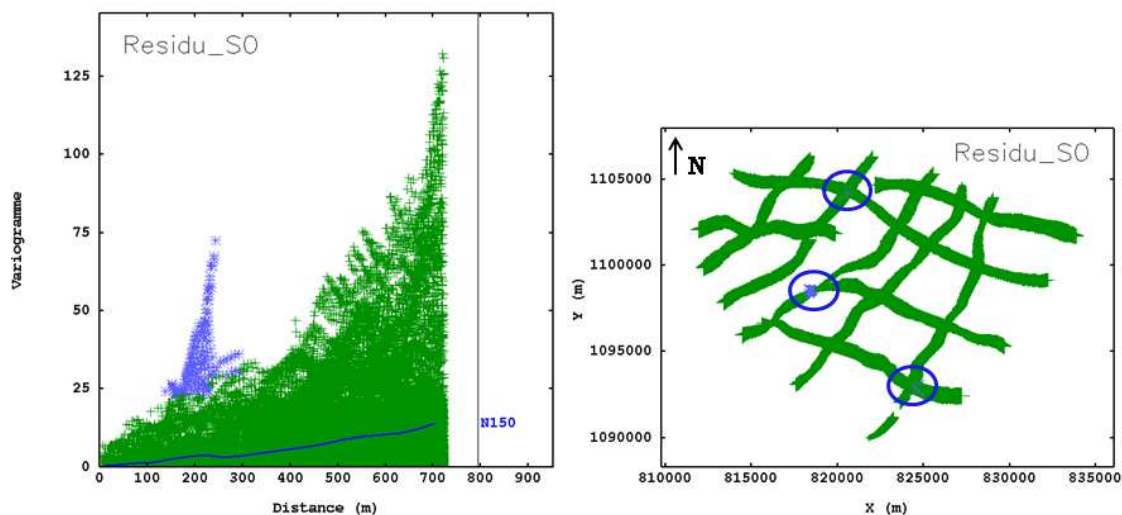


Figure 3-9 : Nuée variographique et variogramme calculés selon la direction N150°E (N60°W) pour le résidu de l'horizon S0. Paramètres de calcul : 20 pas de 37m, tolérance en distance et largeur de tranche de 18.5m, tolérance angulaire de 22.5°. À droite, localisation des couples qui apportent une variance plus forte (en bleu).

Pour illustrer différemment ce qui se passe aux intersections des profils, les valeurs des résidus des profils orientés vers le Nord-Ouest, ont été projetées sur chacun des profils orientés vers le Nord-Est à une distance maximale de 7 m. Avec un total de 16 échantillons projetés, l'écart entre les valeurs des résidus des profils nord-est et ceux des profils nord-ouest projetés a été calculé. La Figure 3-10 montre une carte des profils avec les écarts des résidus de l'horizon S0 aux intersections.

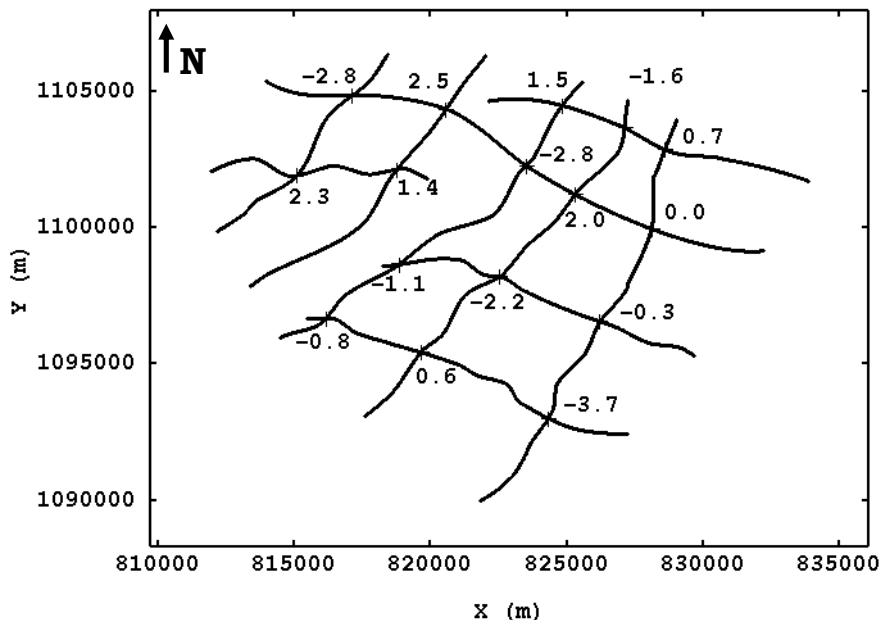


Figure 3-10 : Écarts de résidu de l'horizon S0 aux intersections de profils.

Les écarts des résidus de l'horizon S0 varient entre 3.7 et -2.5 ms, avec une moyenne de -0.3 ms. Ces écarts suggèrent l'existence d'erreurs de pointé liées au traitement géophysique.

Le comportement variographique des écarts (Figure 3-11) ne peut être étudié que pour les grandes distances, du fait de la distance entre les intersections. Le faible nombre d'intersections donne un variogramme peu informatif.

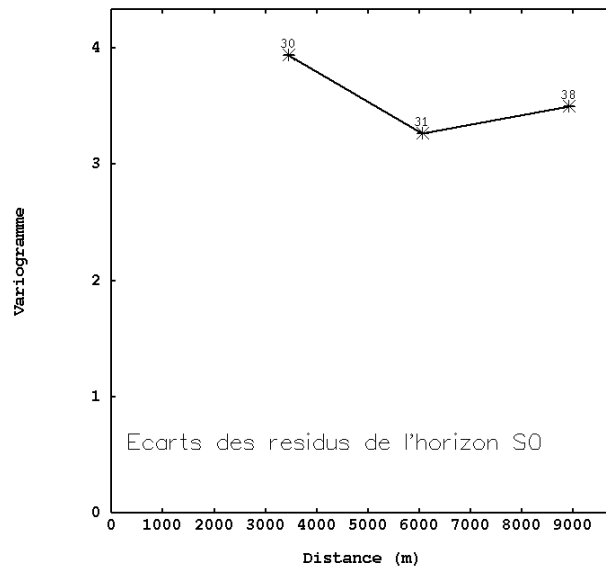


Figure 3-11 : Variogramme expérimental omnidirectionnel des écarts des résidus de l'horizon S0.
Paramètres de calcul : 4 pas de 3000 m et tolérance en distance de 50 % du pas.

Compte tenu qu'à chaque intersection deux valeurs de pointés sont disponibles, chaque valeur peut être considérée comme une mesure de deux variables différentes. Envisager de travailler de façon classique avec le variogramme croisé revient au même, compte tenu du faible nombre d'intersections. L'utilisation du pseudo-variogramme croisé [Rivoirard J. (1997)] qui permet l'étude de deux ou plusieurs variables hétérotopiques (localisées dans des endroits différents), semble être l'outil le plus adapté pour élucider les différences des valeurs aux intersections.

Comme dit précédemment l'utilisation du pseudo-variogramme croisé requiert l'existence de plusieurs variables, l'idée suivante est donc prise comme base pour leur application : chaque profil sismique donne une mesure différente de la variable que l'on cherche à caractériser, comme illustré sur la Figure 3-12.

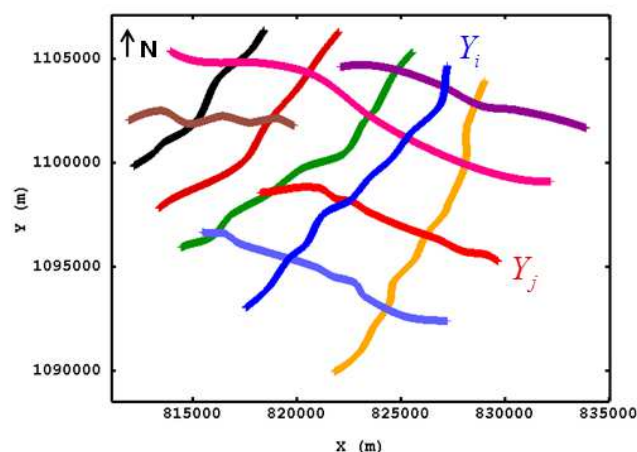


Figure 3-12 : Carte de localisation des profils considérés comme des mesures différentes de la variable d'intérêt.

L'Équation 3-2 fournit la formule qui permet le calcul du pseudo-variogramme croisé.

Équation 3-2

$$\psi_{Y_i, Y_j}(h) = \frac{\sum_{\alpha=1}^{N(h)} [Y_i(x_\alpha + h) - Y_j(x_\alpha)]^2}{2N(h)}$$

Où :

$\Rightarrow \psi_{Y_i, Y_j}(h)$: est le pseudo-variogramme croisé entre la variable Y_j localisée au point x_α et la variable Y_i localisée au point $(x_\alpha + h)$, qui sont séparées par le vecteur h .

$\Rightarrow N(h)$: est le nombre de couples distants h .

La comparaison des variogrammes simples classiques et des pseudo-variogrammes croisés permettra de formuler des hypothèses de travail.

3.5.2. Variogrammes expérimentaux

Les variogrammes expérimentaux directionnels ont été calculés suivant les directions d'anisotropie déterminées sur les cartes variographiques des résidus. Les directions moyennes de N35°E et N55°W ont été retenues pour les résidus des trois horizons. Les variogrammes seront montrés uniquement pour le résidu de l'horizon S0, étant donné que la démarche appliquée reste identique pour les résidus des horizons S1 et S2.

Trois variogrammes sont à comparer. Le premier appelé variogramme moyen correspond aux variogrammes simples classiques et prend en compte toutes les données des résidus ; il sera toujours dessiné en couleur orange. Les deuxième et troisième courbes considèrent les données de chaque profil comme une mesure différente du résidu. La deuxième courbe appelée variogramme le long des profils (en différentes couleurs dépendant de la direction prise, mais toujours en trait continu), correspond au variogramme qui prend les couples des données qui appartiennent au même profil, de là son nom. Finalement, la troisième courbe sera dessinée toujours en pointillé et en différentes couleurs dépendant de la direction prise, elle correspond au pseudo-variogramme croisé ; c'est-à-dire, que les couples pris pour le calcul sont des couples qui appartiennent à des profils différents, de là leur nom « profils différents ».

La Figure 3-13 et Figure 3-14 montrent les trois courbes précédemment décrites, lesquelles ont été calculées dans les deux directions principales d'anisotropie et les deux directions intermédiaires. La Figure 3-13 montre les variogrammes calculés pour les petites distances (jusqu'à 500 m), alors que la Figure 3-14 montre ceux calculés avec un grand pas jusqu'à une distance de 7000 m. Dans tous les cas, le variogramme moyen deux autres variogrammes a été incorporé aux graphiques juste pour avoir une référence dans le cas où le traitement des données aurait été réalisé sans prendre en compte la présence des erreurs.

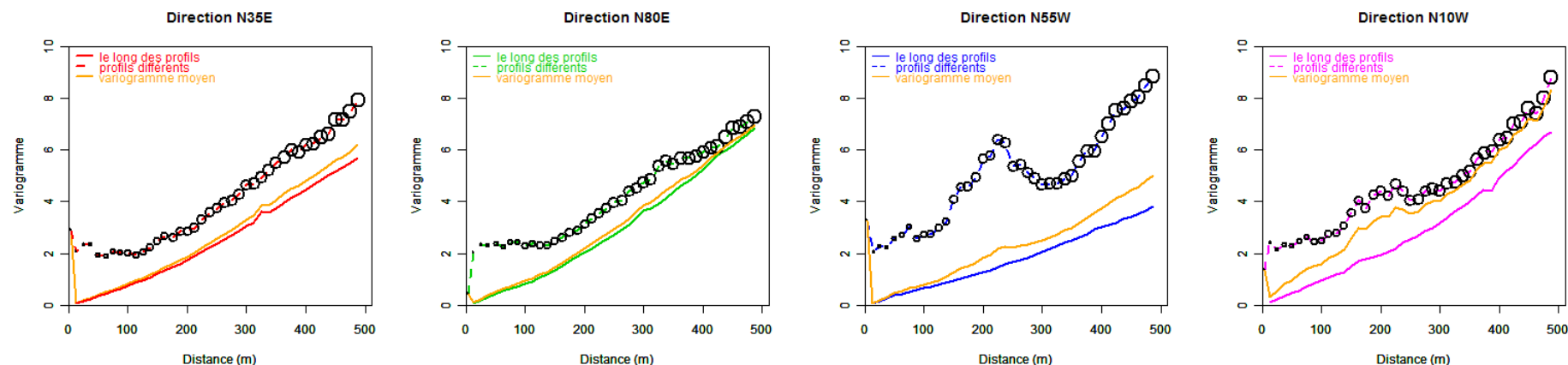


Figure 3-13 : Variogrammes directionnels simples (traits continus) et pseudo-variogrammes croisés (pointillés), illustrés séparément selon la direction de calcul.
Paramètres de calcul : 4 directions de calcul : N35°E, N80°E, N55°W et N10°W; tolérance angulaire de 22.5°, 40 pas de 12.5 m et tolérance en distance de 50 % du pas.

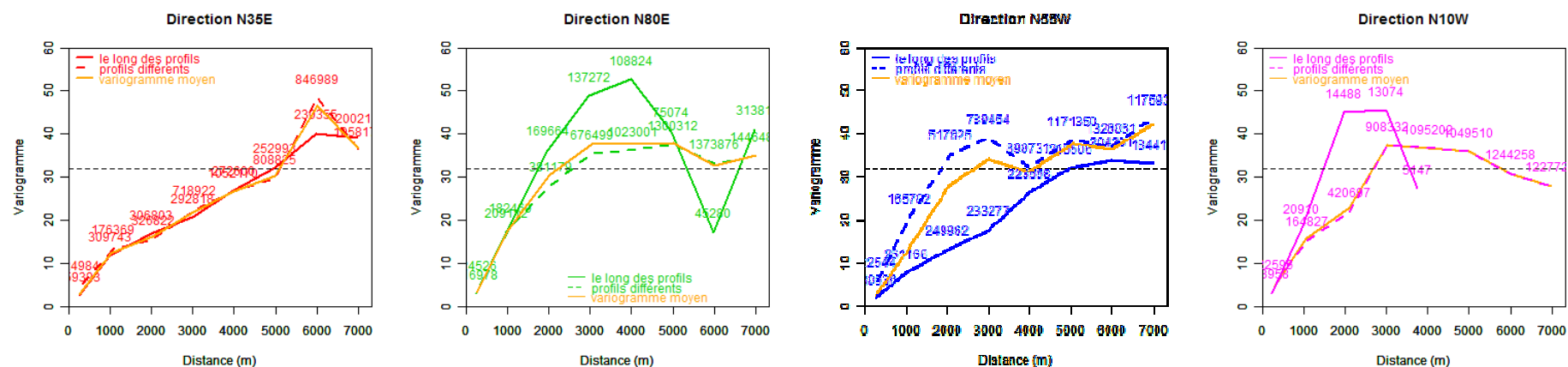


Figure 3-14 : Variogrammes directionnels simples (traits continus) et pseudo-variogrammes croisés (pointillés), illustrés séparément selon la direction de calcul.
Paramètres de calcul : 4 directions de calcul : N35°E, N80°E, N55°W et N10°W; tolérance angulaire de 22.5°, 8 pas de 1000 m et tolérance en distance de 50 % du pas.

Pour les petites distances (Figure 3-13), les pseudo-variogrammes croisés sont toujours au dessus des variogrammes le long des profils. Si les irrégularités observées dans les pseudo-variogrammes croisés, liées aux faibles nombres des couples (représentés de façon proportionnelle par des cercles noirs), ne sont pas prises en compte, la structure de ces courbes est similaire à celle des variogrammes le long des profils à un décalage près.

Aux grandes distances (Figure 3-14), le faible nombre de couples dans les variogrammes le long des profils des deux directions intermédiaires N80°E et N10°W ne permet pas faire une comparaison fiable des variogrammes. Dans la direction N35°E le pseudo-variogramme croisé montre la même structure que le variogramme le long des profils, le décalage observé à petites distances n'est plus visible. Dans la direction N55°W les deux courbes présentent des structures complètement différentes : le pseudo-variogramme croisé montre une portée qui atteint 2500 m, alors que pour le variogramme le long des profils celle-ci atteint 6000 m. Pour mieux visualiser le comportement des variogrammes, les Figure 3-15 et Figure 3-16 montrent les variogrammes regroupés en fonction du type de variogramme.

Aux petites distances (Figure 3-15), tant les variogrammes le long des profils que les pseudo-variogrammes croisés montrent un comportement isotrope. La même structure que celle des variogrammes le long des profils est observée dans les pseudo-variogrammes croisés à un décalage près.

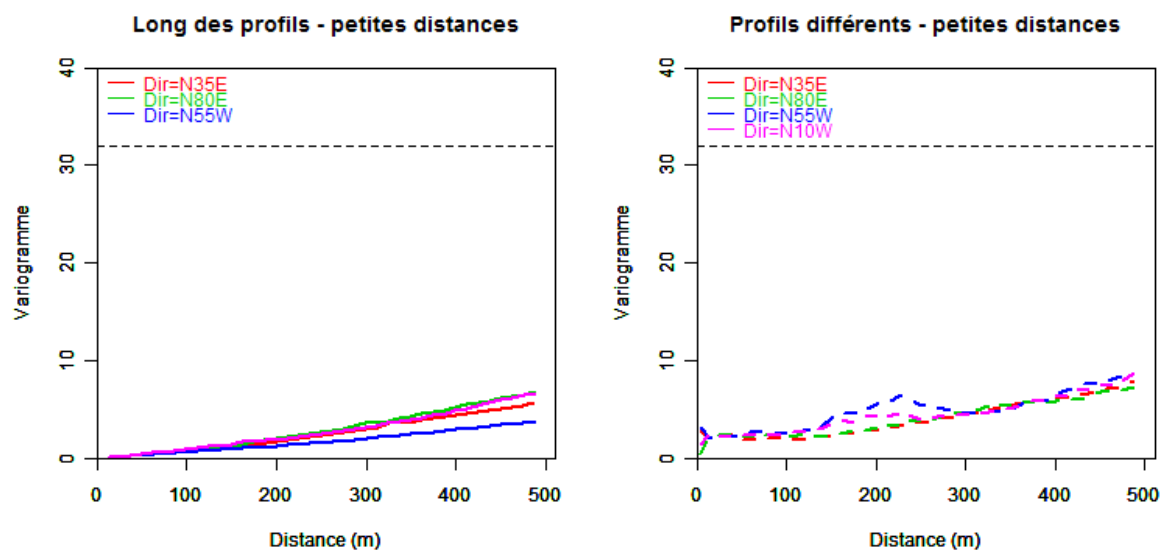


Figure 3-15 : Variogrammes directionnels le long des profils (à gauche) et pseudo-variogrammes croisés (à droite).
Paramètres de calcul : 4 directions de calcul : N35°E, N80°E, N55°W et N10°W; tolérance angulaire de 22.5°, 40 pas de 12.5 m et tolérance en distance de 50 % du pas.

Aux grandes distances (Figure 3-16) seules les deux directions principales d'anisotropie (N35°E et N55°W) peuvent être interprétées pour les variogrammes le long des profils (à gauche dans la figure), ces directions montrent des structures similaires. Par contre, les pseudo-variogrammes croisés (Figure 3-16, à droite) reflètent bien l'anisotropie définie précédemment sur les cartes variographiques ; la direction N35°E correspond bien à la direction de plus grande continuité et la direction N55°W à celle de plus courte continuité.

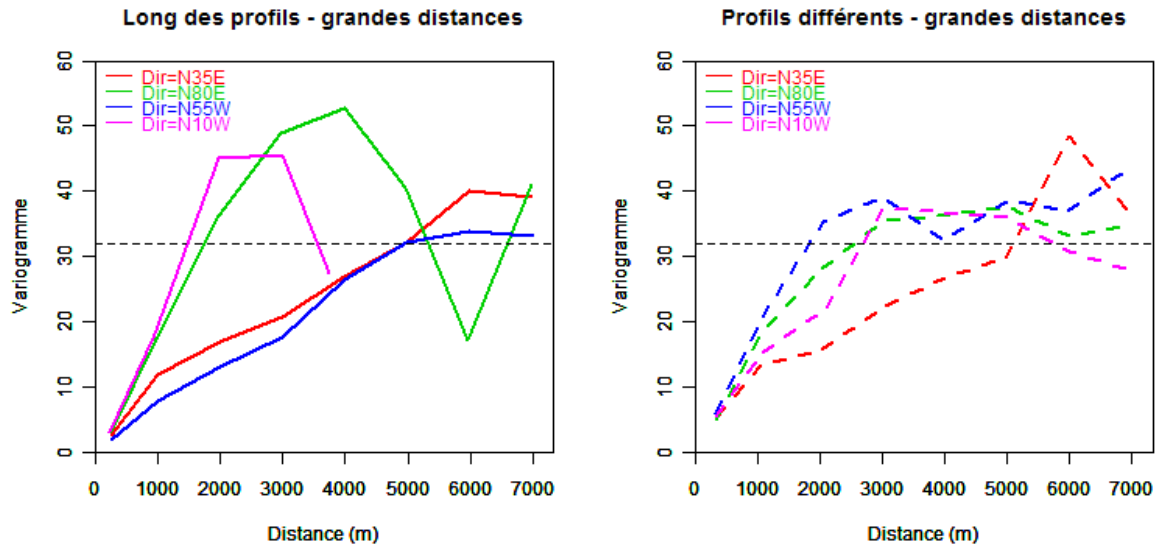


Figure 3-16 : Variogrammes directionnels le long des profils (à gauche) et pseudo-variogrammes croisés (à droite). Paramètres de calcul : 4 directions de calcul : N35°E, N80°E, N55°W et N10°W; tolérance angulaire de 22.5°, 8 pas de 1000 m et tolérance en distance de 50 % du pas.

3.5.3. Variogrammes retenus

À ce stade, deux possibilités peuvent être envisagées pour l'analyse des résidus. Soit une anisotropie illustrée par les pseudo-variogrammes croisés soit une isotropie pour simplifier et pour tenir compte de l'impact du nombre variable de couples.

Comme le nombre des couples, dans les variogrammes le long des profils, n'est pas représentatif pour toutes les directions et pour toutes les distances analysées, une comparaison de ces variogrammes avec les pseudo-variogrammes croisés ne peut pas être réalisée. Dans cette étude il a donc été décidé de continuer l'analyse avec les variogrammes omnidirectionnels.

En conséquence, les variogrammes omnidirectionnels ont été calculés. La Figure 3-17 montre les variogrammes pour les petites distances ; toujours en couleur orange le variogramme moyen, en trait continu le variogramme le long des profils et en pointillé le pseudo-variogramme croisé. Le variogramme moyen a un comportement proche de celui calculé le long des profils, du fait de la plus forte proportion de couples pour le variogramme le long des profils par rapport au pseudo-variogramme croisé. La forte ressemblance à un décalage près entre la structure du pseudo-variogramme croisé et celle du variogramme le long des profils, qui a été vue dans les variogrammes directionnels, est aussi bien visible.

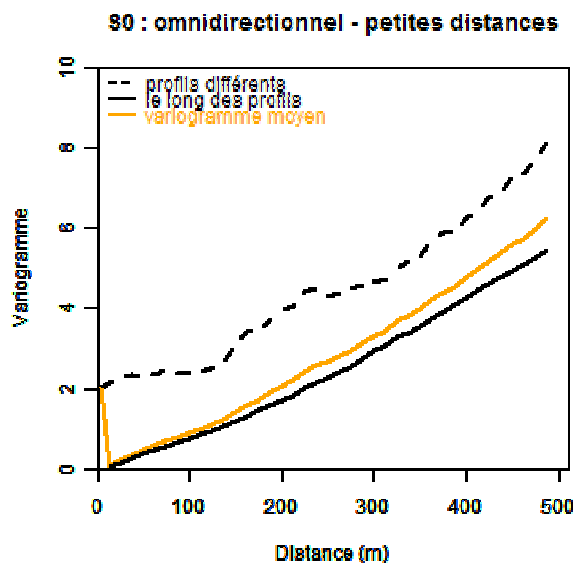


Figure 3-17 : Variogrammes omnidirectionnels du résidu de l'horizon S0 à petites distances. Pseudo-variogramme croisé (pointillé), variogramme le long des profils (trait continu) et variogramme moyen (trait orange). Paramètres de calcul : 40 pas de 12.5 m, tolérance en distance de 50 % du pas.

Les variogrammes omnidirectionnels pour des distances plus grandes (Figure 3-18) montrent des irrégularités dans le pseudo-variogramme croisé qui sont aussi présentes dans le variogramme moyen. Cependant, la tendance générale du variogramme le long des profils et du pseudo-variogramme croisé reste cohérente avec l'observation faite aux petites distances ; autrement dit, le comportement du pseudo-variogramme croisé est similaire à celui du variogramme le long des profils à un décalage d'une constante près.

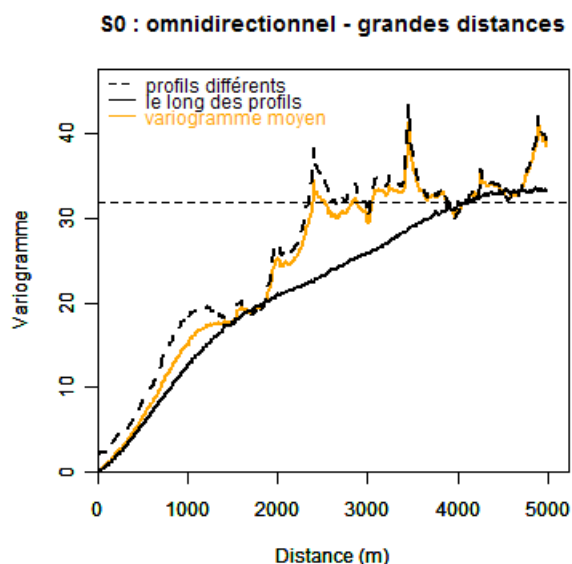


Figure 3-18 : Variogrammes omnidirectionnels du résidu de l'horizon S0 à grandes distances. Pseudo-variogramme croisé (pointillé), variogramme le long des profils (trait continu) et variogramme moyen (trait orange). Paramètres de calcul : 400 pas de 12.5 m, tolérance en distance de 50 % du pas.

Le calcul des variogrammes avec un pas plus large (Figure 3-19) rend plus visible la différence entre le variogramme le long des profils et le pseudo-variogramme croisé. La représentation

du nombre de couples montre que pour des distances inférieures à 1000 m, le variogramme le long des profils est calculé avec plus de couples que le pseudo-variogramme croisé. Au delà de cette distance, le nombre de couples utilisés pour le pseudo-variogramme croisé est largement supérieur à celui des couples utilisés pour le variogramme le long de profils. L'ajustement sera donc un compromis entre les deux variogrammes.

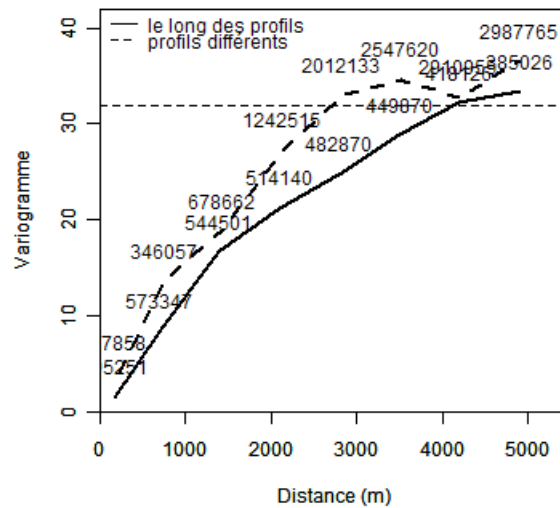


Figure 3-19 : Variogrammes omnidirectionnels du résidu de l'horizon S0 à grandes distances. Pseudo-variogramme croisé (pointillé), variogramme le long des profils (trait continu). Paramètres de calcul : 8 pas de 700 m, tolérance en distance de 50 % du pas.

Chapitre 4.

Modélisation

4.1. Formulation d'une hypothèse

Les écarts des valeurs des résidus aux intersections des profils, présentés dans le chapitre précédent, sont les premiers indices de l'existence d'erreurs liées à la mesure et/ou au traitement des données. Ensuite le fait de considérer les données de chaque profil sismique comme une mesure différente de la variable à étudier a permis l'utilisation de l'outil nommé pseudo-variogramme croisé pour étudier plus en détail ces indices.

La différence constatée lors de l'analyse exploratoire, entre les variogrammes le long des profils et les pseudo-variogrammes croisés, confirme l'idée d'erreurs de mesure le long des profils. Ceci conduit à la formulation de l'hypothèse suivante : *« la variable mesurée le long des profils peut être décomposée comme la somme de la variable que l'on cherche à caractériser (le résidu), plus une erreur de mesure, différente pour chaque profil. Les erreurs sont non corrélées entre elles et sont non corrélées avec le résidu »*.

Soit Y_i la variable mesurée le long d'un profil quelconque (i), définie comme :

Équation 4-1

$$Y_i(x) = R(x) + \varepsilon_i(x)$$

Où:

- $\Rightarrow Y_i$: est la mesure associée au profil i .
- $\Rightarrow R$: est le résidu que l'on cherche à caractériser.
- $\Rightarrow \varepsilon_i$: est l'erreur de mesure associée au profil i .

Cette décomposition conduit aux variogrammes théoriques détaillés ci-dessous :

4.1.1. Variogramme théorique le long des profils

Sous l'hypothèse formulée précédemment, le variogramme le long de profils fournit le variogramme du résidu plus le variogramme de l'erreur, comme le montre l'Équation 4-2.

Équation 4-2

$$\gamma_{Yi}(h) = \frac{1}{2} E[Y_i(x) - Y_i(x + h)]^2$$

$$\rightarrow = \frac{1}{2} E[R(x) + \varepsilon_i(x) - R(x+h) - \varepsilon_i(x+h)]^2$$

$$\boxed{\gamma_{Yi}(h) = \gamma_R(h) + \gamma_{\varepsilon i}(h)}$$

Où :

$\Rightarrow \gamma_{Yi}(h)$: est le variogramme du profil Yi .

$\Rightarrow \gamma_R(h)$: est le variogramme du résidu.

$\Rightarrow \gamma_{\varepsilon i}(h)$: est le variogramme de l'erreur associée au profil i .

4.1.2. Pseudo-variogramme croisé théorique

Le pseudo-variogramme croisé considère des couples de données qui appartiennent à des profils différents.

Le pseudo-variogramme croisé théorique fournit la somme du variogramme du résidu et le pseudo-variogramme croisé des erreurs (Équation 4-3).

Équation 4-3

$$\Psi_{Yi,Yj} = \frac{1}{2} E[Y_i(x) - Y_j(x+h)]^2$$

$$\rightarrow = \frac{1}{2} E[R(x) + \varepsilon_i(x) - R(x+h) - \varepsilon_j(x+h)]^2$$

$$\rightarrow = \gamma_R(h) + \frac{1}{2} E[\varepsilon_i(x) - \varepsilon_j(x+h)]^2 \text{ Puisque } R \text{ est non corrélé aux erreurs}$$

Ensuite, sous l'hypothèse de moyenne nulle des erreurs et de non corrélation entre elles :

$$\boxed{\Psi_{Yi,Yj} = \gamma_R(h) + \frac{1}{2} \text{var}(\varepsilon_i) + \frac{1}{2} \text{var}(\varepsilon_j)}$$

Où :

$\Rightarrow \Psi_{Yi,Yj}$: est le pseudo-variogramme croisé entre le profil i et le profil j .

$\Rightarrow \gamma_R(h)$: est le variogramme du résidu.

$\Rightarrow \text{var}(\varepsilon_i)$ et $\text{var}(\varepsilon_j)$: sont les variances des erreurs associés aux profils i et j , respectivement.

4.2. Ajustement des paramètres

Lors de l'analyse variographique, une ressemblance à une constante près des structures du pseudo-variogramme croisé et du variogramme le long des profils, a été mise en évidence. D'après l'hypothèse et les variogrammes théoriques présentés ci-dessus, ces résultats suggèrent une hypothèse supplémentaire : un variogramme des erreurs égal à zéro (Équation 4-4). Un variogramme d'erreur nul signifie qu'à cette échelle les erreurs peuvent être considérées comme constantes le long de chaque profil. Le pseudo-variogramme croisé (Équation 4-5) reste inchangé avec cette hypothèse supplémentaire.

Équation 4-4

$$\gamma_{Yi}(h) = \gamma_R(h)$$

Équation 4-5

$$\Psi_{Y_i, Y_j} = \gamma_R(h) + \frac{1}{2} \text{var}(\varepsilon_i) + \frac{1}{2} \text{var}(\varepsilon_j)$$

Dans ce cas, le variogramme le long des profils ainsi que le pseudo-variogramme-croisé donnent la structure du résidu. La constante additionnelle observée dans le pseudo-variogramme croisé expérimental correspond à la somme des demi-variances des erreurs.

Le bon ajustement des courbes expérimentales du variogramme le long des profils et du pseudo-variogramme croisé, en prenant en compte des erreurs constantes à l'échelle analysée permet de valider l'hypothèse. La Figure 4-1 montre les courbes des variogrammes expérimentaux (en noir) et les courbes données par le modèle (en rouge).

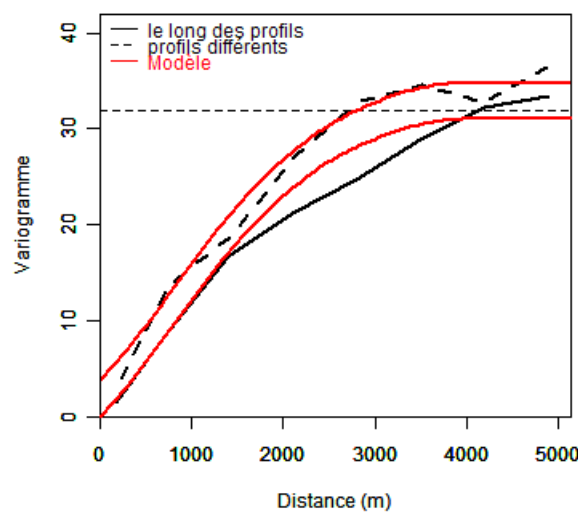


Figure 4-1 : Courbes des variogrammes expérimentaux (en noir) et des ajustements (en rouge), cas de l'horizon S0. Paramètres de calcul des variogrammes expérimentaux : 8 pas de 700 , tolérance en distance de 50 % du pas.

Les modèles présentés, où la seule différence est l'addition d'une constante pour le pseudo-variogramme croisé, sont donc retenus et l'hypothèse sur les erreurs validée.

L'ajustement du variogramme le long des profils (Figure 4-1) est très satisfaisant jusqu'à une distance d'environ 1200 m. Au-delà de cette distance, la diminution du nombre de couples de ce variogramme et l'augmentation de celui du pseudo-variogramme croisé, conduit au choix d'un modèle qui est un compromis des deux variogrammes. Au contraire, pour les petites distances, le nombre des couples du pseudo-variogramme croisé n'est pas assez représentatif, le choix du modèle a donc été pris de façon à privilégier le bon ajustement du variogramme le long des profils.

Le variogramme expérimental le long des profils a été ajusté avec une structure cubique et une structure sphérique, leurs paramètres sont décrits dans l'Équation 4-6.

Équation 4-6

$$\gamma_R(h) = C_1 \text{Cub}(a_1) + C_2 \text{Sph}(a_2)$$

Où :

- ⇒ $\gamma_R(h)$: est le variogramme du résidu (puisque le variogramme des erreurs est égal à zéro aux distances analysées).
- ⇒ C_1 et C_2 , correspondent aux paliers des structures 1 et 2.
- ⇒ a_1 et a_2 , sont les portées des structures 1 et 2.
- ⇒ Cub et sph sont les modèles théoriques choisis, définis selon l'Équation 4-7 et Équation 4-8:

Équation 4-7

$$Cub = C \times \frac{h^2}{a^2} \left[7 - \frac{h}{a} \left(\frac{35}{4} - \frac{h^2}{a^2} \left(\frac{7}{2} - \frac{3h^2}{4a^2} \right) \right) \right] \quad \text{si } h \leq a$$

$$Cub = C \quad \text{sinon}$$

Équation 4-8

$$Sph = C \left[\frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|^3}{a} \right) \right] \quad \text{si } h \leq a$$

$$Sph = C \quad \text{sinon}$$

Donc, à partir de la définition des paramètres et des structures utilisés pour l'ajustement, le Tableau 4-1 donne les valeurs des paramètres utilisés pour l'ajustement du variogramme expérimental le long des profils. Ce modèle fournit la structure du résidu de l'horizon S0 d'après l'Équation 4-4.

Tableau 4-1 : Valeurs des paramètres (portée et palier) choisis pour l'ajustement du variogramme du résidu de l'horizon S0.

Structure	Portée a (m)	Palier C (ms^2)
Cubique	3000	7
Sphérique	4000	24

Une constante égale à **3,8** (ms^2) a été ajoutée à ces structures pour atteindre la courbe finale d'ajustement du pseudo-variogramme-croisé. La constante correspond alors à la demi-somme des variances des erreurs d'après l'Équation 4-5.

Chapitre 5.

Estimation

La présence d'erreurs de mesure conduit à réaliser l'estimation des surfaces en deux étapes. La première étape consiste à filtrer les erreurs (ε_i) de la partie stationnaire appelée résidu (R) aux points de données. Ensuite l'addition aux dérivées déterministes des trois résidus filtrés, fournit les horizons filtrés aux points de données. La deuxième étape consiste à estimer la surface S_0 et les épaisseurs des sous-unités S_0S_1 et S_1S_2 dans la zone de transposition. Cette étape permettra d'atteindre l'objectif initial correspondant à la cartographie des surfaces limites du Callovo-Oxfordien.

L'étape de filtrage particulière pour ce type de données sera décrite en détail, alors que l'estimation des surfaces et des épaisseurs sur une grille, plus classique, sera présentée plus succinctement.

5.1. Filtrage des erreurs

À partir de l'hypothèse des erreurs de mesure formulée dans le chapitre précédent, un filtrage de ces erreurs a été fait aux points de données.

5.1.1. *Données disponibles*

Les données disponibles concernent la partie stationnaire des pointés des horizons le long des dix profils de la campagne sismique 2007. Dans le modèle choisi, ces mesures peuvent se décomposer comme la somme du résidu que l'on cherche à caractériser plus une erreur liée à la mesure, comme définie dans l'Équation 5-1.

Équation 5-1

$$Y_i(x_\alpha) = R(x_\alpha) + \varepsilon_i(x_\alpha)$$

Où :

⇒ $Y_i(x_\alpha)$: est la partie stationnaire de la variable mesurée aux points donnés x_α le long des profils i .

⇒ $R(x_\alpha)$: est le résidu que l'on cherche à caractériser aux points donnés x_α .

⇒ $\varepsilon_i(x_\alpha)$: est l'erreur de mesure aux points x_α associée au profil i , indépendante d'un profil à l'autre.

5.1.2. *Estimateur*

À chaque point de donnée la valeur estimée du résidu sous-jacent est donnée par une combinaison linéaire des données des mêmes profils (Équation 5-2) :

Équation 5-2

$$R^* = \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i Y_i(x_{\alpha}^i)$$

Où :

$\Rightarrow R^*$: est le résidu estimé.

$\Rightarrow Y_i(x_{\alpha}^i)$: est la partie stationnaire de la variable mesurée aux points de données x_{α} le long du profil i .

$\Rightarrow \lambda_{\alpha}^i$: sont les poids attribués aux données issues des profils i utilisés lors de l'estimation.

5.1.3. Contraintes d'optimisation

Les deux contraintes d'optimisation imposées à l'estimateur permettent d'assurer sa qualité et de fournir le système de krigeage. La résolution du système de krigeage donne les valeurs des poids λ_{α}^i . Même si elles constituent une étape classique de la géostatistique, il a été jugé important d'explicitier son développement appliqué au cas particulier des erreurs le long des profils sismiques présenté ici.

Non Biais

Que l'estimateur soit sans biais est la première contrainte imposée. Définie dans Équation 5-3, elle correspond à la nullité de l'espérance de l'erreur d'estimation, définie comme la différence entre la valeur estimée (R^*) et la vraie valeur (R) inconnue.

Équation 5-3

$$E[R^*(x_{\alpha}) - R(x_0)] = 0$$

La définition de R^* et puis les termes correspondants à Y_i donnés précédemment par l'Équation 5-2 et l'Équation 5-1, respectivement sont remplacées dans l'Équation 5-3. Ainsi, le développement de cette contrainte (Équation 5-4) donne la première condition de l'estimateur (Équation 5-5) qui établit que la somme des poids λ_{α}^i doit être égale à 1, pour n'importe quelle moyenne inconnue du résidu « R » et une moyenne nulle des erreurs « ε_i ».

Équation 5-4

$$\begin{aligned} E \left[\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i Y_i(x_{\alpha}^i) - R(x_0) \right] &= 0 \\ \rightarrow \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \{E[R(x_{\alpha}^i)]\} + \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \{E[\varepsilon_i(x_{\alpha}^i)]\} - E[R(x_0)] &= 0 \\ \text{Hypothèse, } E[R(x_{\alpha}^i)] &= E[R(x_0)] = m_R \text{ et } E[\varepsilon_i(x_{\alpha}^i)] = m_{\varepsilon_i} = 0 \\ \rightarrow m_R \left(\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i - 1 \right) + m_{\varepsilon_i} \left(\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \right) &= 0 \end{aligned}$$

Équation 5-5

$$\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i = 1, \quad \forall m_R$$

Variance Minimale

La deuxième contrainte (Équation 5-6) imposée à l'estimateur consiste à minimiser la variance de l'erreur d'estimation.

Équation 5-6

$$Var[R^* - R] = \text{minimale}$$

Le développement de la minimisation de la variance de l'erreur d'estimation, qui aboutit au système de krigeage, sera présenté en fonction des covariances et puis en fonction des variogrammes. En plus, pour le développement des équations a été considéré le cas général des erreurs structurées le long des profils et indépendantes d'un profil à l'autre.

Écriture en covariances

Pour commencer le développement de l'Équation 5-6, les définitions classiques de variance, covariance et espérance sont appliquées, ainsi que le remplacement des termes de R^* et Y_i donnés par l'Équation 5-2 et l'Équation 5-1. Les détails du développement sont illustrés dans l'Équation 5-7.

Équation 5-7

$$\begin{aligned} Var[R^* - R] &= var[R^*(x_{\alpha})] + var[R(x_0)] - 2cov[R^*(x_{\alpha}), R(x_0)] \\ \Rightarrow var \left[\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i Y_i(x_{\alpha}^i) \right] &+ var[R(x_0)] - 2cov \left[\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i Y_i(x_{\alpha}^i), R(x_0) \right] \\ \Rightarrow \sum_{i,j=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\beta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^j Cov[Y_i(x_{\alpha}^i), Y_j(x_{\beta}^j)] &+ var[R(x_0)] \\ &- 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i cov[Y_i(x_{\alpha}^i), R(x_0)] \\ Var[R^* - R] &= \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha,\beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i Cov[Y_i(x_{\alpha}^i), Y_i(x_{\beta}^i)] \\ &+ \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{j \neq i}^m \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j Cov[Y_i(x_{\alpha}^i), Y_j(x_{\delta}^j)] + var[R(x_0)] \\ &- 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i cov[Y_i(x_{\alpha}^i), R(x_0)] \end{aligned}$$

En appliquant la définition $Y_i(x_{\alpha}) = R(x_{\alpha}) + \varepsilon_i(x_{\alpha})$ et sous la contrainte de non corrélation entre la variable R et l'erreur ε_i et l'indépendance des erreurs d'un profil à l'autre :

$$Cov[R_i(x_\alpha^i), \varepsilon_i(x_\alpha^i)] = Cov[\varepsilon_i(x_\alpha^i), \varepsilon_j(x_\alpha^j)] = 0$$

La suite est donnée par l'Équation 5-8

Équation 5-8

$$\begin{aligned} Var[R^* - R] &= \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_\alpha^i \lambda_\beta^i \{Cov[R(x_\alpha^i), R(x_\beta^i)] + Cov[\varepsilon_i(x_\alpha^i), \varepsilon_i(x_\beta^i)]\} \\ &+ \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_\alpha^i \lambda_\delta^j \{Cov[R(x_\alpha^i), R(x_\delta^j)]\} + var[R(x_0)] \\ &- 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_\alpha^i \{Cov[R(x_\alpha^i), R(x_0)]\} \end{aligned}$$

Ensuite la première contrainte définie précédemment (Équation 5-5) multipliée par le pondérateur de Lagrange μ , est ajoutée à l'Équation 5-8. Il en résulte une nouvelle fonction « Φ » à minimiser (Équation 5-9).

Équation 5-9

$$\Phi = Var[R^* - R] + 2\mu \left[\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_\alpha^i - 1 \right]$$

La dérivée de la fonction « Φ » en fonction du pondérateur de Lagrange μ et en fonction des pondérateurs λ_α^i , donne les équations du système de krigage (Équation 5-10 et Équation 5-11).

Équation 5-10

$$\frac{d\Phi}{d\mu} = 0 \quad \rightarrow \quad \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_\alpha^i = 1$$

Équation 5-11

$$\frac{d\Phi}{d\lambda_\alpha^i} = 0$$

$$\sum_{\beta=1}^{n(i)} \lambda_\beta^i \{C_R[(x_\alpha^i), (x_\beta^i)] + C_{\varepsilon_i}[(x_\alpha^i), (x_\beta^i)]\} + \sum_{j \neq i}^m \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_\delta^j C_R[(x_\alpha^i), (x_\delta^j)] + \mu = C_R[(x_\alpha^i), (x_0)]$$

$$\forall i, \forall \alpha = 1 \text{ à } n(i)$$

Où :

$\Rightarrow C_R$: est la covariance du résidu

$\Rightarrow C_{\varepsilon_i}$: est la covariance de l'erreur lorsqu'un couple appartient au même profil i .

$\Rightarrow \lambda_\alpha^i$ et λ_δ^j : sont les poids attribués aux données lors de l'estimation dans un point localisé en x_0 .

La deuxième équation du krigeage (Équation 5-11) spécifie que lorsqu'un couple analysé appartient au même profil la somme de la covariance du résidu et de l'erreur associée au profil doit être utilisée. Par contre si le couple analysé appartient à deux profils différents seule la covariance du résidu doit être utilisée dans la résolution des équations.

Pour finir, la variance de l'erreur d'estimation en fonction de covariances est donnée par l'Équation 5-12

Équation 5-12

$$Var(R^* - R) = C_R(0) - \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i C_R(x_{\alpha}^i - x_0) - \mu$$

Écriture en variogrammes

Étant donné que les ajustements ont été faits en variogrammes il peut être intéressant d'écrire le système de krigeage en variogrammes. L'Équation 5-8 est reprise, et tous les termes correspondant aux covariances sont remplacés par les termes des variogrammes suivant la définition donnée par l'Équation 5-13 :

Équation 5-13

$$C(h) = C(0) - \gamma(h)$$

Équation 5-14

$$\begin{aligned} Var(R^* - R) = & \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha,\beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i \{Cov[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\alpha}^i)] - \gamma[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\beta}^i)] \\ & + Cov[\varepsilon_i(x_{\alpha}^i), \varepsilon_i(x_{\alpha}^i)] - \gamma[\varepsilon_i(x_{\alpha}^i), \varepsilon_i(x_{\beta}^i)]\} \\ & + \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \{Cov[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\delta}^j)] - \gamma[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\delta}^j)]\} \\ & + var[R(x_0)] - 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \{Cov[R(x_0), R(x_{\alpha}^i)] - \gamma[R(x_0), R(x_{\alpha}^i)]\} \end{aligned}$$

Pour alléger la lecture, les notations de l'Équation 5-14 sont remplacées par leurs équivalences données par l'Équation 5-15:

Équation 5-15

$$Cov[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\alpha}^i)] = Cov[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\alpha}^j)] = C_R(0) = Var(R)$$

$$Cov[\varepsilon_i(x_{\alpha}^i), \varepsilon_i(x_{\alpha}^i)] = C_{\varepsilon_i}(0) = Var(\varepsilon_i)$$

$$Cov[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\beta}^j)] = C_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^j)] = C_R(h)$$

$$\gamma[R(x_{\alpha}^i), R(x_{\beta}^j)] = \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^j)] = \gamma_R(h)$$

$$\gamma[\varepsilon_i(x_{\alpha}^i), \varepsilon_i(x_{\beta}^j)] = \gamma_{\varepsilon_i}[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^j)] = \gamma_{\varepsilon_i}(h)$$

De cette manière la variance de l'erreur d'estimation écrite de façon plus simple en fonction de variogrammes et variances est donnée par l'Équation 5-16.

Équation 5-16

$$\begin{aligned}
 Var(R^* - R) = & \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i \{C_R(0) - \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] + C_{\varepsilon i}(0) - \gamma_{\varepsilon i}[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)]\} \\
 & + \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \{C_R(0) - \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\delta}^j)]\} + C_R(0) \\
 & - 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \{C_R(0) - \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)]\}
 \end{aligned}$$

Sous la condition donnée par la première contrainte qui impose que la somme des poids soit égale à 1 et en prenant en compte la décomposition de sommes, les équivalences données par l'Équation 5-17 seront utilisées pour simplifier quelques termes de l'Équation 5-16.

Équation 5-17

$$\begin{aligned}
 \sum_{i,j=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^j &= \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i + \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j = 1 \\
 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i &= 1 - \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \\
 \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j &= 1 - \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i
 \end{aligned}$$

Ainsi, la considération uniquement des termes $C_R(0)$ présents dans l'Équation 5-16 montre qu'ils s'annulent les uns avec les autres comme détaillé dans l'Équation 5-18.

Équation 5-18

$$\begin{aligned}
 & \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i C_R(0) + \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j C_R(0) + C_R(0) - 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i C_R(0) \\
 & C_R(0) \left\{ \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i + \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \right\} + C_R(0) - 2C_R(0) = 0
 \end{aligned}$$

Dans la variance de l'erreur d'estimation (Équation 5-19) il ne reste alors que les termes des variogrammes et un terme de la variance des erreurs ($var(\varepsilon_i) = C_{\varepsilon i}(0)$).

Équation 5-19

$$\begin{aligned}
Var(R^* - R) = & - \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i \{ \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] + \gamma_{\varepsilon_i}[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] \} \\
& + \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i var(\varepsilon_i) - \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\delta}^j)] \\
& + 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)]
\end{aligned}$$

Comme,

$$\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i = \sum_{i,j=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^j - \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j$$

Et si $var(\varepsilon_i) = \text{constante} = var(\varepsilon)$

En utilisant à nouveau la décomposition de sommes écrite précédemment (Équation 5-17) et après regroupement des termes communs, la variance de l'erreur d'estimation en fonction des variogrammes est définie selon l'Équation 5-20 :

Équation 5-20

$$\begin{aligned}
Var(R^* - R) = & - \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i \{ \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] + \gamma_{\varepsilon_i}[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] \} \\
& + \left[\sum_{i,j=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^j - \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \right] var(\varepsilon) \\
& - \sum_{i \neq j}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\delta}^j)] + 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)] \\
\\
Var(R^* - R) = & - \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^i \{ \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] + \gamma_{\varepsilon_i}[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] \} \\
& + \sum_{i,j=1}^m \sum_{\alpha, \beta=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\beta}^j var(\varepsilon) - \sum_{i=1}^m \sum_{j \neq i}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\alpha}^i \lambda_{\delta}^j \{ \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\delta}^j)] + var(\varepsilon) \} \\
& + 2 \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)]
\end{aligned}$$

Puis le pondérateur de Lagrange μ , multipliée par la première contrainte, est soustraite de l'Équation 5-20 pour former la fonction Φ à minimiser (Équation 5-21).

Équation 5-21

$$\Phi = \text{Var}[R^* - R] - 2\mu \left[\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i - 1 \right]$$

La dérivée de Φ en fonction du paramètre μ et des poids λ_{α}^i , donne les équations de krigeage illustrés par l'Équation 5-22 et l'Équation 5-23.

Équation 5-22

$$\frac{d\Phi}{d\mu} = 0 \quad \rightarrow \quad \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i = 1$$

Équation 5-23

$$\begin{aligned} \frac{d\Phi}{d\lambda_{\alpha}^i} &= 0 \\ \sum_{\beta=1}^{n(i)} \lambda_{\beta}^i \{ \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] + \gamma_{\varepsilon_i}[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] \} &+ \sum_{j \neq i}^m \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\delta}^j \{ \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\delta}^j)] + \text{var}(\varepsilon) \} + \mu \\ &= \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)] + \text{var}(\varepsilon) \end{aligned}$$

Les équations de krigeage fournies par l'Équation 5-23, reviennent à dire que lorsqu'un couple analysé appartient au même profil, il faut utiliser la somme des variogrammes du résidu R et de l'erreur du profil. Au contraire, dès que le couple analysé appartient à deux profils différents il faut utiliser le variogramme du résidu R plus la variance de l'erreur.

Finalement, la variance de l'erreur d'estimation en fonction des variogrammes, réécrite en utilisant l'Équation 5-23, est donnée par l'Équation 5-24 :

Équation 5-24

$$\text{Var}[R^* - R] = \sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)] + \text{var}(\varepsilon) - \mu$$

Dans la pratique, pour le cas spécifique de cette thèse, l'analyse structurale des données a montré un comportement constant des erreurs par profil et la variance des erreurs a été considérée identique pour tous les profils. Le variogramme des erreurs γ_{ε_i} (Équation 5-23) est donc égal à zéro et la variance des erreurs $\text{var}(\varepsilon_i)$ est égale à $\text{var}(\varepsilon)$. Les équations du krigeage pour le cas particulier des erreurs constantes le long d'un profil sont donc données dans l'Équation 5-25 et l'Équation 5-26.

Équation 5-25

$$\sum_{i=1}^m \sum_{\alpha=1}^{n(i)} \lambda_{\alpha}^i = 1$$

Équation 5-26

$$\sum_{\beta=1}^{n(i)} \lambda_{\beta}^i \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\beta}^i)] + \sum_{j \neq i}^m \sum_{\delta=1}^{n(j)} \lambda_{\delta}^j \{\gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_{\delta}^j)] + \text{var}(\varepsilon)\} + \mu = \gamma_R[(x_{\alpha}^i), (x_0)]$$

En reprenant la modélisation des variogrammes expérimentaux, le modèle utilisé pour l'ajustement du variogramme le long des profils correspond au variogramme du résidu « γ_R » ; et la constante additionnelle utilisée pour la modélisation du pseudo-variogramme croisé correspond à la variance de l'erreur « $\text{var}(\varepsilon)$ ».

5.1.4. Voisinage

Une ellipse de recherche isotrope a été choisie pour l'estimation des résidus des horizons S0, S1 et S2. Le rayon de cette ellipse est égal à la portée maximale donnée par les modèles des résidus. L'ellipse divisée en huit secteurs, inclut 320 échantillons au total (40 échantillons par secteur comme nombre optimal), chaque point est estimé avec au moins 50 échantillons. De plus, la contrainte de prendre au moins 30 échantillons par profil a été imposée, cela pour assurer un nombre suffisant de couples appartenant à différents profils.

5.1.5. Résultats du filtrage

En appliquant les équations précédentes, l'estimation des résidus filtrés (car l'erreur est enlevée) a été réalisée le long des profils. Les résultats de l'estimation du résidu filtré et de l'écart-type d'estimation associé sont montrés dans la Figure 5-1 pour l'horizon S0.

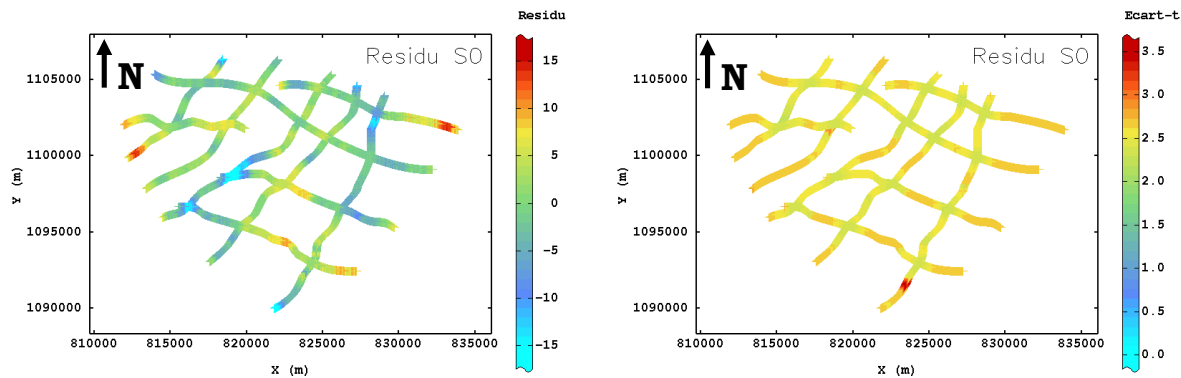


Figure 5-1 : Carte d'estimation du résidu de la surface S0 aux points des données (à gauche) et carte de l'écart-type d'estimation associé (à droite). Calcul fait avec l'hypothèse d'erreurs constantes.

Pour mieux illustrer l'effet du filtrage des données, la Figure 5-2 montre en parallèle les écarts des résidus aux croisements des profils, avant et après le filtrage. La diminution des écarts est clairement visible aux croisements, passant d'une moyenne des écarts de $-0,3$ ms à une moyenne égale à 0 ms, et d'un intervalle de variation entre $-2,5$ ms et $3,7$ ms, à un intervalle compris entre $-0,4$ ms et $0,2$ ms.

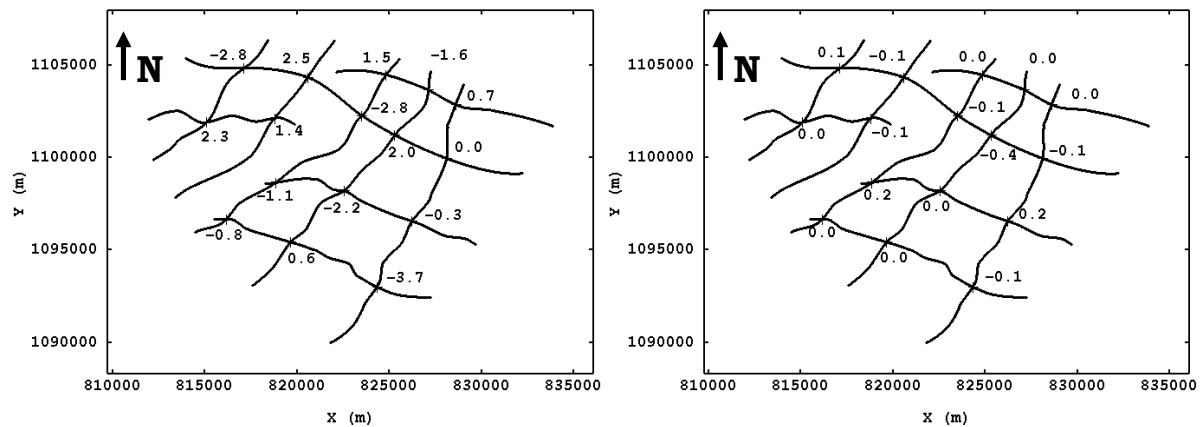


Figure 5-2 : Écarts de résidu de la surface S0 aux croisements des profils. À Gauche : avant filtrage. À droite : après filtrage, à partir de l'hypothèse d'erreurs constantes.

La somme des résidus filtrés et des dérivées fournit donc les horizons filtrés aux points de données. Ces horizons, appelés dorénavant S0*, S1* et S2* (le symbole « * » est utilisé pour faire référence au filtrage) constituent les données pour la cartographie des surfaces dans la zone de transposition.

5.2. Cartographie des surfaces

Comme mentionné dans le paragraphe précédent les données disponibles pour la cartographie des surfaces sont les horizons filtrés le long des dix profils de la campagne 2007.

En considérant la non stationnarité des horizons et du fait qu'il s'agit d'horizons subparallèles, la méthodologie suivante a été choisie :

- Estimation de la surface S0* par krigeage universel, sur une grille régulière qui contient la zone de transposition.
- Estimation des épaisseurs S0S1 et S1S2 par krigeage universel sur la grille prédéfinie.
- Soustraction à partir de la surface S0* des épaisseurs estimées en temps, pour obtenir les surfaces S1* et S2*.

5.2.1. Estimation de la surface S0*

Les étapes qui conduisent à la cartographie de la surface S0* sont :

1. Estimation de la dérive par moindres carrés (polynôme de degré 1), en tout nœud de la grille à partir de l'horizon S0 filtré aux points des données.
2. Détermination d'un modèle du résidu filtré.
3. Somme de la dérive et de l'estimation du résidu filtré en tout point de la grille.

La Figure 5-3 montre le variogramme et le modèle d'ajustement du résidu filtré de l'horizon S0*. Le modèle correspond à une structure sphérique de palier 30 ms^2 et de portée 4100 m.

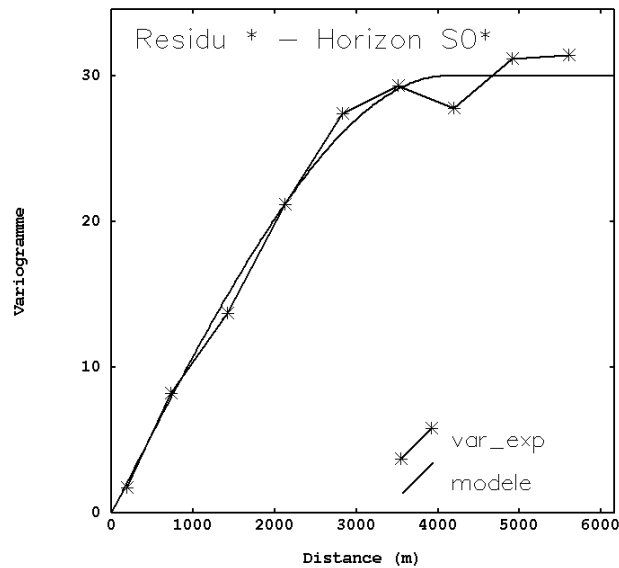


Figure 5-3 : Variogramme expérimental omnidirectionnel et modèle du résidu filtré de l'horizon S0 filtré.
Paramètres de calcul du variogramme expérimental : 9 pas de 700 m, tolérance en distance de 50 % du pas.

Le voisinage utilisé lors de l'estimation est un cercle de rayon égal à 4100 m. Le cercle divisé en huit secteurs inclut 320 échantillons au total, chaque point est estimé avec au moins 50 échantillons. De plus, la contrainte de prendre au moins 30 échantillons par profil a été imposée.

Les cartes d'estimation et de l'écart-type associé, obtenues à partir du modèle et des paramètres décrits ci-dessus, sont montrées dans la Figure 5-4.

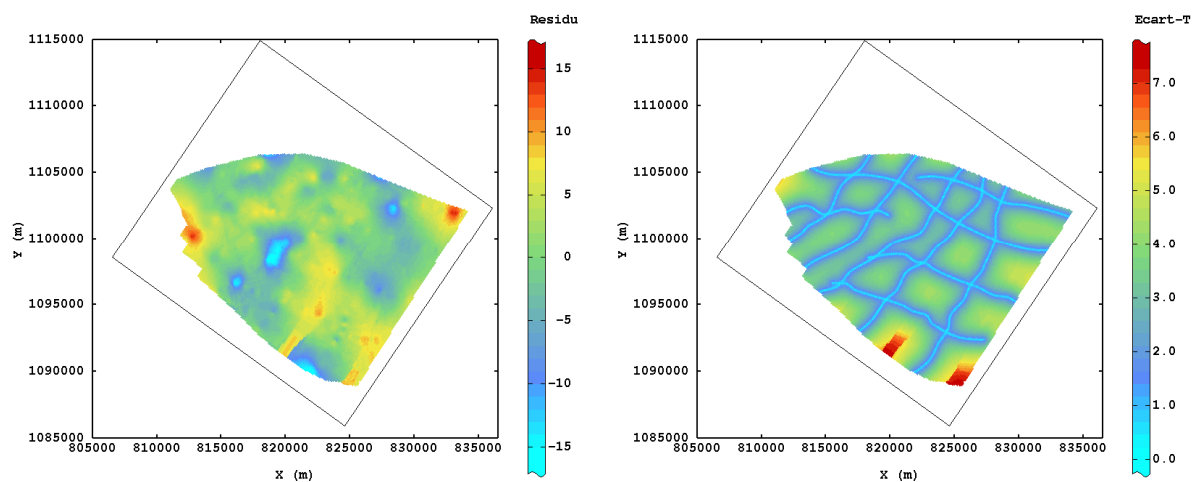


Figure 5-4 : Cartes d'estimation et de l'écart-type d'estimation du résidu filtré de l'horizon S0*.

5.2.2. Épaisseurs S0S1 et S1S2

La Figure 5-5 montre les valeurs des épaisseurs, représentées en échelle de couleur. Ces représentations font apparaître à nouveau une dérive, mais cette fois dans la direction NE / SW.

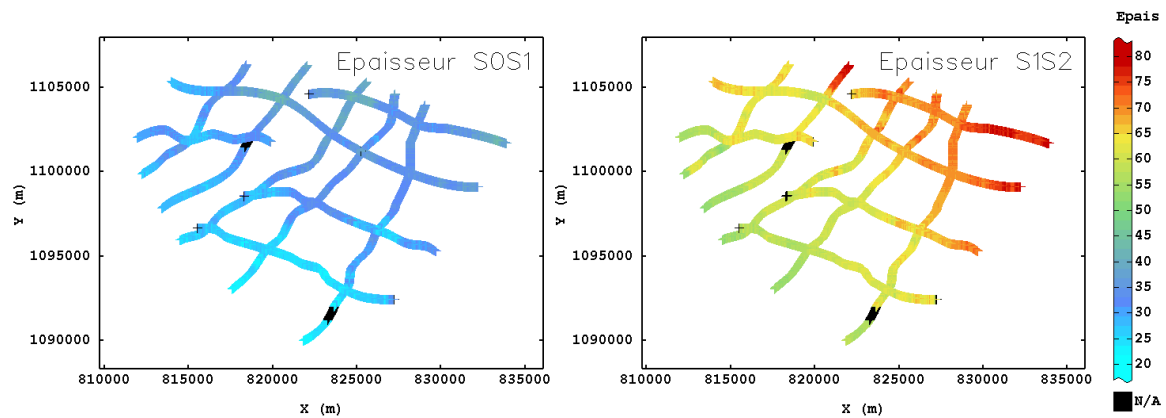


Figure 5-5 : Représentation des épaisseurs S0S1 (à gauche) et S1S2 (à droite) le long des profils.

Les cartes des valeurs mettent en évidence la plus faible épaisseur de la sous-unité inférieure S0S1 par rapport à la sous-unité S1S2 qui atteint plus de 80 ms à certains endroits.

Les cartes variographiques (Figure 5-6) des épaisseurs, montrent que les directions de faible variabilité varient d'une sous-unité à l'autre, N60°W pour S0S1 et N40°W pour S1S2.

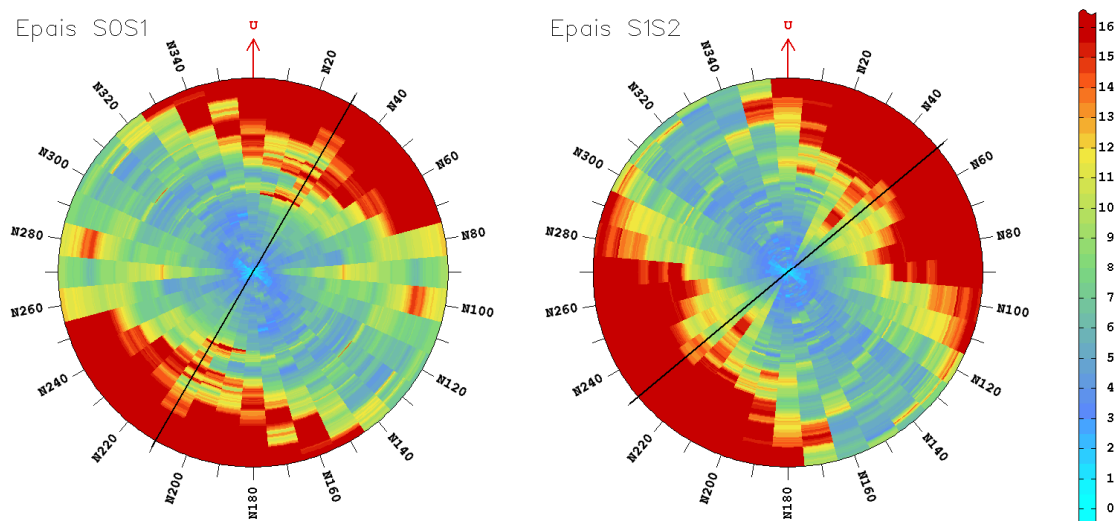


Figure 5-6 : Cartes variographiques des épaisseurs S0S1 (gauche) et S1S2 (droite).
Paramètres de calcul : 18 secteurs, 250 pas de 25 m chacun, tolérance en distance de 50 % du pas.

Du fait de la non stationnarité des épaisseurs, le choix de décomposer ces variables a été à nouveau pris. Ainsi chaque épaisseur est décomposée en la somme d'une dérive et d'un résidu. La dérive, associée à un polygone de degré 1, a été estimée par moindres carrés avec le même voisinage que celle des résidus lors du filtrage d'erreurs. C'est un voisinage glissant isotrope composé d'un cercle de rayon de 12000 m, divisé en huit secteurs, chaque point est estimé avec un minimum de 50 échantillons et un maximum de 3200 échantillons. Les mêmes paramètres ont été utilisés pour l'estimation de la dérive aux points de données et sur la grille.

Aux points de données, les différences entre dérive et épaisseur fournissent les résidus stationnaires des épaisseurs.

Les variogrammes des résidus des épaisseurs des deux sous-unités sont isotropes et ont été ajustés avec trois structures comme résumé dans l'Équation 5-27 et l'Équation 5-28 :

Équation 5-27

$$\gamma_{\text{Résidu S0S1}} = 1 + 1250\text{Sph}(2,7) + 4500\text{Sph}(3,3)$$

Équation 5-28

$$\gamma_{\text{Résidu S1S2}} = 1 + 1550\text{Sph}(3,1) + 2700\text{Sph}(1,55)$$

La Figure 5-7 montre le bon ajustement des variogrammes expérimentaux pour les deux résidus des épaisseurs S0S1 (gauche) et S1S2 (droite).

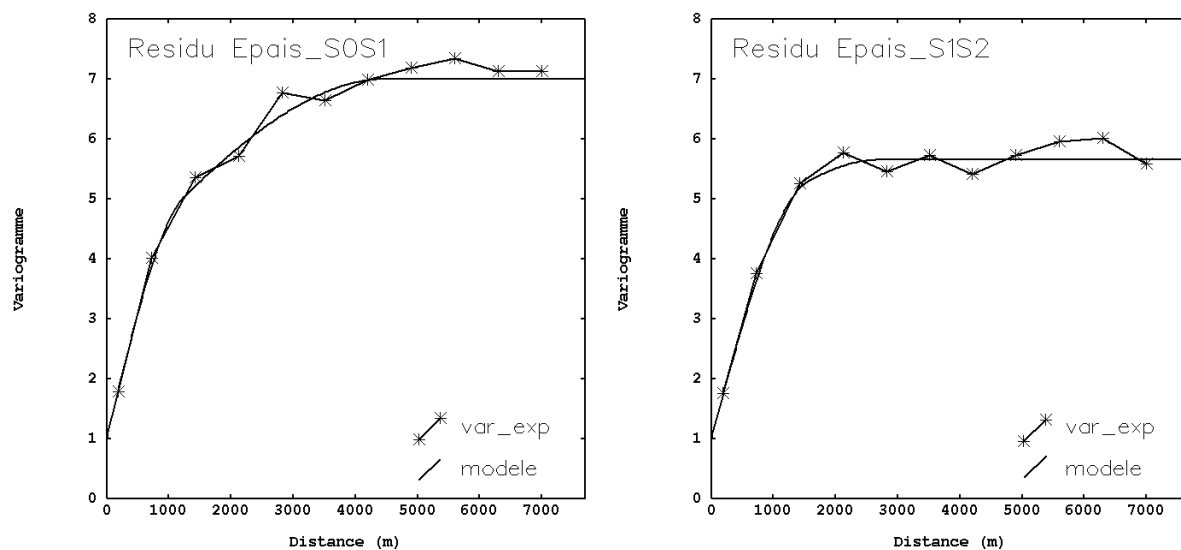


Figure 5-7 : Variogrammes expérimentaux omnidirectionnels et modèles des résidus d'épaisseur S0S1 (gauche) et S1S2 (droite). Paramètres de calcul du variogramme expérimental : 11 pas de 700 m, tolérance en distance de 50 % du pas.

La somme des dérives déterministes et des estimations des résidus des épaisseurs sur la grille fournit la cartographie des épaisseurs.

Ensuite, la surface S1* est obtenue par soustraction de l'épaisseur S0S1 estimée à la surface S0* estimée. Puis la surface S2 est obtenue par soustraction de l'épaisseur S1S2 à la surface S1*.

Enfin la Figure 5-8 montre une vue 3D des trois surfaces estimées sur la zone de transposition. Sur la figure l'inclinaison des surfaces est clairement visible ainsi que la différence en épaisseur des deux sous-unités.

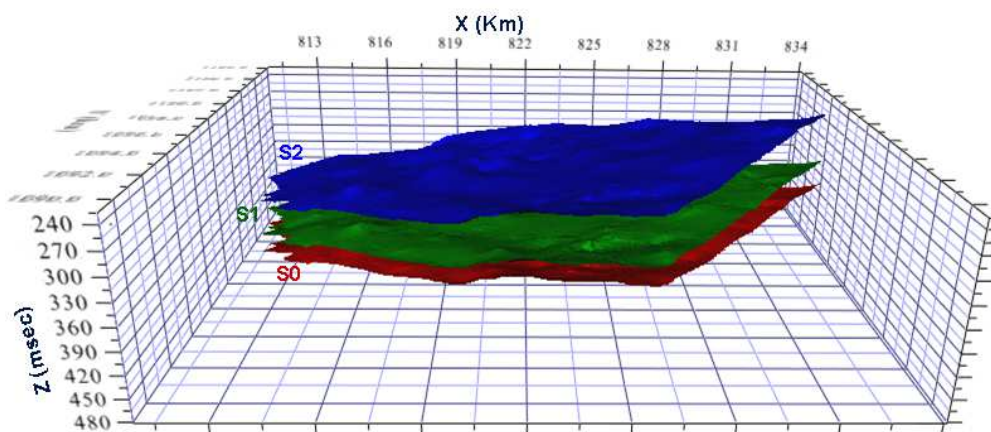


Figure 5-8 : Vue 3D des surfaces S0, S1 et S2 estimées à l'intérieur de la zone de transposition.

Chapitre 6.

Synthèse

L'analyse de la nuée variographique de l'horizon S0 a montré des différences des valeurs de pointés aux intersections des profils. L'étude des intersections a permis de détecter deux origines pour expliquer ces différences. D'une part la visualisation des sections en impédances de profils d'années différentes a mis en évidence l'utilisation d'un choix différent pour pointer l'horizon. Ceci nous a conduit à travailler uniquement avec les données de la campagne 2007. D'autre part, les différences de valeurs aux intersections des profils de la même année ont été associées à la mesure même du pointé, ces différences ont été étudiées en détail au travers de l'outil pseudo-variogramme croisé.

L'analyse des cartes variographiques et variogrammes a montré que les profondeurs des horizons mesurées en temps présentent une non-stationnarité vers la direction Nord-Ouest. Cette direction est concordante avec la structure monoclinale des couches.

Du fait de la non stationnarité des horizons, la décomposition de la variable temps (mesure qui caractérise chaque horizon) en la somme d'une dérive et d'un résidu a été choisie. Les estimations déterministes des dérives par moindres carrés locaux ont été assimilées à un polygone de degré 1. L'étude géostatistique a été faite sur les résidus stationnaires.

Les différences des valeurs aux intersections des profils sont toujours présentes sur les résidus. Le faible nombre d'intersections ne permettait pas leur étude directement. L'utilisation du pseudo-variogramme croisé a permis d'analyser et d'expliquer ces différences, en faisant l'hypothèse que chaque profil sismique donne une mesure de la variable d'intérêt plus une erreur liée à la mesure, indépendante d'un profil à l'autre. La comparaison des variogrammes expérimentaux, d'une part le pseudo-variogramme croisé, qui repose sur les couples de points appartenant à des profils différents, et de l'autre les variogrammes le long des profils, qui sont basés sur les couples de points qui appartiennent au même profil, a permis de valider l'hypothèse et de construire un modèle. À partir de ce modèle un filtrage des résidus a été réalisé aux points de données.

Les cartes variographiques et les pseudo-variogrammes croisés directionnels montrent une faible anisotropie des résidus des trois horizons. La plus grande continuité suit la direction Nord-Est, qui coïncide avec la direction d'apport sédimentaire. Nonobstant, du fait de l'hétérogénéité de l'échantillonnage, il a été décidé d'utiliser un modèle isotrope pour le filtrage.

La somme des résidus filtrés et des dérives fournit les horizons filtrés le long de profils. La comparaison des écarts aux intersections avant et après filtrage montre l'amélioration.

Les horizons filtrés constituent les nouvelles données pour la cartographie (ou estimation) des surfaces. La cartographie des surfaces a été réalisée par étapes successives : l'estimation de la surface S0 suivie de celles des épaisseurs S0S1 et S1S2. Toutes les estimations ont été faites sur une grille régulière qui inclut la zone de transposition.

L'estimation de la surface S0 a été obtenue par de la somme de l'estimation déterministe de la dérive associée à un polygone local de degré 1 et de l'estimation du résidu avec un modèle isotrope.

L'analyse des épaisseurs des deux sous-unités (S0S1 et S1S2), montre aussi une non-stationnarité, orientée globalement vers le nord-est cette fois. Plus précisément, on constate que:

- Pour la sous-unité S0S1, l'épaisseur varie selon la direction N20°E, avec une moyenne de 31 ms et un coefficient de variation de 0.16.
- Pour la sous-unité S1S2, l'épaisseur varie selon la direction N50°E avec une moyenne de 64 ms et un coefficient de variation de 0.09.

Les directions de variation des épaisseurs des sous-unités sont concordantes avec les directions d'apports sédimentaires. Les sous-unités s'amincissent vers le Sud-Ouest.

Comme pour la surface S0 l'estimation des épaisseurs a été faite en deux étapes. L'estimation déterministe de la dérive associée à un polygone de degré 1 et l'estimation des résidus des épaisseurs avec un modèle isotrope. La somme des dérives et des résidus fournit la cartographie des épaisseurs. La soustraction de l'épaisseur S0S1 à la surface S0 donne la cartographie de la surface S1, puis la soustraction de l'épaisseur S1S2 à la surface S1 donne la cartographie de la surface S2.

Partie III.

Réconciliation de deux mesures d'impédance

Chapitre 1.

Introduction et objectifs

L'impédance proprement dite est une mesure de la résistance d'un milieu au passage d'ondes. Ainsi les valeurs mesurées dans la formation argileuse du Callovo-Oxfordien (COx), rendent compte des variations des caractéristiques physiques de la roche. Parmi ces caractéristiques physiques, l'ANDRA (Agence Nationale de la gestion de Déchets Radioactifs), s'intéresse particulièrement aux paramètres géomécaniques de la roche. Lors d'un éventuel stockage de déchets radioactifs dans la formation du COx, le besoin de modèles spatiaux de ces paramètres géomécaniques est impératif pour le choix des zones les plus propices.

Des mesures indirectes des paramètres géomécaniques sont réalisées le long des forages, cependant l'espacement entre les forages ne permet pas de construire avec suffisamment de précision un modèle spatial de ces paramètres. Dans ce contexte est né l'intérêt d'étudier la variable impédance, disponible d'une part le long de forages (appelée ici impédance-log) et d'autre part le long de profils sismiques (appelée ici impédance-sismique).

Comme les paramètres géomécaniques sont corrélés à l'impédance-log, et que cette dernière est corrélée à l'impédance-sismique, connue très densément sur la zone, le modèle des paramètres géomécaniques passe par une étape de transformation de l'impédance-sismique en impédance-log.

Cette partie de la thèse concerne uniquement l'étude des deux mesures d'impédance, son objectif est donc : « **d'étudier le lien entre l'impédance-log et l'impédance-sismique au travers des outils géostatistiques** ».

Les deux types d'impédance sont des mesures indirectes et comme toute mesure elles sont entachées d'erreur ; néanmoins, la grandeur de cette erreur est liée à la nature de la mesure. Le *chapitre 1* donne les principales caractéristiques des données, ainsi que les premières approches adoptées qui faciliteront les calculs ultérieurs.

La formation du Callovo-Oxfordien est comprise entre les horizons S0 et S2. Le marqueur intermédiaire S1 délimite deux sous-unités : S0S1 et S1S2. Sachant que les deux sous-unités montrent quelques différences au niveau géologique, l'analyse exploratoire par sous-unité est présentée dans le *chapitre 2*, afin de déterminer si la couche peut être traitée globalement ou s'il faut la traiter séparément par sous-unité.

L'étude globale de la formation est montrée dans le *chapitre 3*, lequel comporte l'analyse des variogrammes expérimentaux qui guidera le choix du modèle qui est exposé dans le *chapitre 4*. Dans ce chapitre, l'hypothèse du lien entre les deux types d'impédance est formulée et validée.

L'hypothèse sur les mesures énoncée dans le chapitre 4 permet de définir une nouvelle variable « Z » commune aux deux mesures d'impédance. Cette nouvelle variable sera estimée dans le chapitre 5, qui servira de point de départ pour le passage aux propriétés géomécaniques.

1.1. Bases de données

Les bases de données ont été fournies par l'ANDRA, elles comportent les dix profils sismiques correspondant à la campagne 2007 et quatre puits de mesures diagraphiques. La Figure 1-1 montre l'implantation de toutes les données dans la zone d'étude qui est limitée par le polygone en noir (zone de transposition « ZT »).

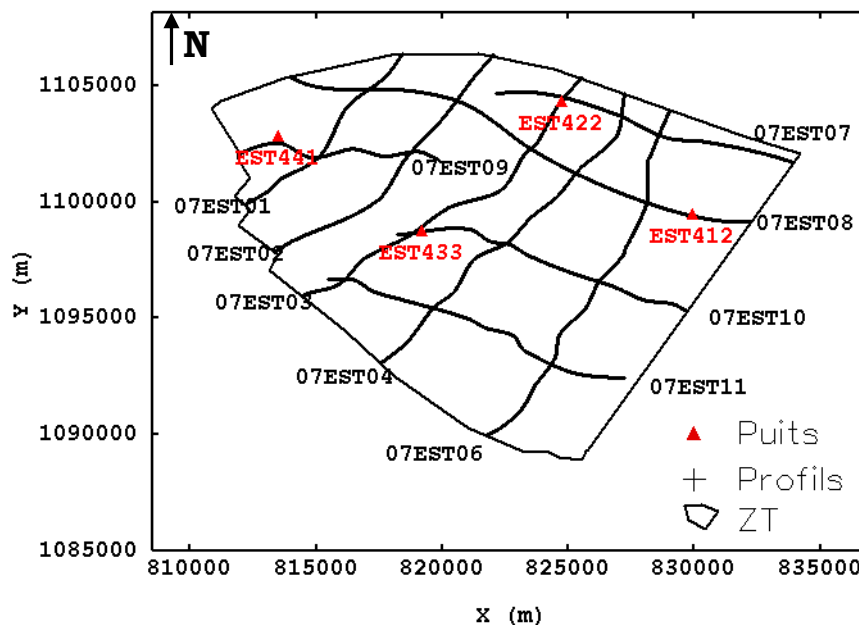


Figure 1-1 : Localisation des profils sismiques de la campagne 2007 (en noir) et des puits (en couleur rouge).

1.1.1. Données issues de la sismique

Le long des profils sismiques sont disponibles les variables *amplitude* et *impédance-sismique* (le suffixe « *sismique* » est ajouté pour différencier cette impédance de celle issue des puits). Bien que ce l'impédance-sismique est la variable d'intérêt de cette étude, la variable amplitude a été gardée pour montrer une application de filtrage du bruit qui a été faite (Partie III.Chapitre 6, en page 113).

Les données ont été fournies en format SEG-Y, classique pour les données sismiques. Les fichiers (un par profil) ont été lus directement par le logiciel Isatis. Les logiciels R et RGeoS ont été également utilisés pour certains calculs, en particulier la représentation des données sous forme de courbes, certains variogrammes et courbes de corrélation.

Chaque profil est représenté sous la forme d'une grille verticale. Il y a deux grilles pour chaque profil, une contenant la variable amplitude et l'autre contenant la variable impédance-sismique. Les coordonnées de la grille correspondent aux traces sismiques ou CDP (Commun Depth Point) suivant l'axe horizontal et au temps sismique (millisecondes) suivant l'axe vertical. Les CDP sont distants d'environ 12,5 m. Le Tableau 1-1 donne un résumé des paramètres de définition de la grille pour chaque profil.

Tableau 1-1 : Résumé des paramètres de définition de la grille des impédances et amplitudes de chaque profil.

PROFILS			07EST01	07EST02	07EST03	07EST04	07EST06	07EST07	07EST08	07EST09	07EST10	07EST11
Paramètres définition grille	Amplitude	X Origine (CDP)	311	297	241	244	725	761	359	202	511	202
		Z Origine (ms)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		Nombre de nœuds X	758	1001	1233	1259	1292	992	1626	686	989	1036
		Nombre de nœuds Z	2024	2061	2041	2029	2070	2156	2091	2314	2314	2028
		Distance entre nœuds (la même selon X ou Z)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Impédance	X Origine (CDP)	311	297	241	244	725	761	359	202	511	202
		Z Origine (ms)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		Nombre de nœuds X	758	1001	1233	1259	1292	992	1626	686	989	1036
		Nombre de nœuds Z	1201	1201	1201	1201	1201	1201	1201	1201	1201	1201
		Distance entre nœuds (la même selon X ou Z)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Le Tableau 1-1 montre que l'amplitude a été obtenue sur une fenêtre verticale de 0 à ~2200 ms alors que l'inversion de cette variable a été faite jusqu'à 1200 ms. Le Callovo-Oxfordien est situé entre les 300 ms et 500 ms selon le profil considéré.

La Figure 1-2 montre une section verticale de l'amplitude (à gauche) et de l'impédance-sismique (à droite) du profil 07EST07 (d'orientation : nord-ouest / sud-est). L'inclinaison de la couche, mentionnée dans la partie I de la thèse, est vérifiée sur les deux sections et de faibles ondulations suivant les plans inclinés sont observées. Les lignes noires localisées entre 0-500 ms correspondent aux limites de la formation du Callovo-Oxfordien.

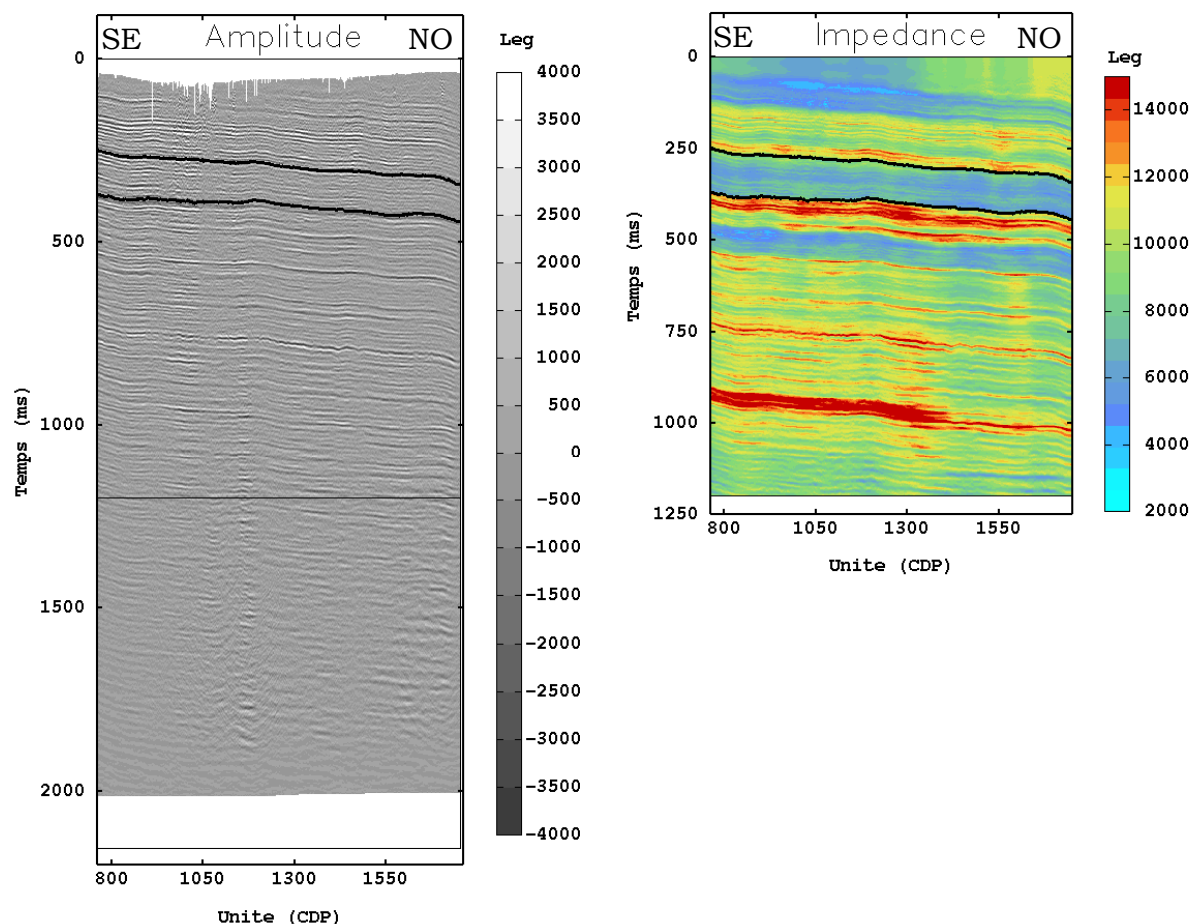


Figure 1-2 : Sections verticales du profil 07EST07. À gauche représentation de l'amplitude, et à droite représentation de l'impédance-sismique. Les lignes noires localisées entre 0-500 ms correspondent aux limites du Callovo-Oxfordien.

1.1.2. Données issues des puits

Cette base de données est constituée des quatre puits : EST412, EST422, EST433 et EST441. Les données ont été fournies dans des fichiers avec un format de texte (« .las », « .dat ») et puis lues directement avec le logiciel Isatis. Pour certains calculs les logiciels R et RGeoS ont été également utilisés.

La variable d'intérêt impédance-log (le suffixe « log » est ajouté pour différencier cette impédance de celle obtenue par la sismique) est obtenue par le produit entre l'inverse du sonique (lenteur des ondes primaires P) et la densité de la roche, toutes les deux mesures diagaphiques le long des puits.

Les mesures diagaphiques sont réalisées en profondeur (en moyenne tous les 0.15 m). Puis à partir d'un modèle de vitesse construit par les géophysiciens, une conversion de la coordonnée verticale des mètres en temps (milliseconde) est faite. Cette conversion donne initialement des pas irréguliers en temps. Ensuite un re-échantillonnage au pas de la sismique, c'est-à-dire à la milliseconde, est fait, fournissant l'impédance-log. Ce processus est couramment réalisé par les géophysiciens. Cependant, parmi les recherches réalisées dans cette thèse, un test visant à reproduire ce processus, avec des outils géostatistiques, est présenté dans Annexe - C (en page 143).

Une autre variable nommée impédance-log-filtrée a également été fournie par l'ANDRA. Cette impédance, connue chaque milliseconde, ne contient que les fréquences qui se trouvent dans

l'intervalle de fréquence de l'impédance-sismique, d'où le deuxième suffixe « filtrée ». C'est cette impédance-log-filtrée qui a été utilisée pour réaliser l'étude conjointe avec l'impédance-sismique. À noter aussi que c'est l'impédance-log-filtrée qui est le point de départ de l'inversion géophysique des amplitudes en impédance-sismique.

Le Tableau 1-2 donne le résumé de la localisation de la tête des puits ainsi que l'intervalle de la coordonnée Z en mètres et millisecondes où les données sont informées.

Tableau 1-2 : Localisation de la tête des puits, et intervalles informés en coordonnée Z (en m et ms).

PUITS	X (m)	Y (m)	Elevation (m)	Intervalle Z (m)	Intervalle Z (ms)
EST412	829915.7	1099441.5	347.7	59.4-660.2	54-395
EST422	824761.6	1104298.4	307.9	88.4-435.4	102-457
EST433	819170.9	1098686.3	358.3	141.4-1989	66-1058
EST441	813475.4	1102774.1	265.8	514.5-712.0	133-463

1.2. Opérations préliminaires à l'analyse géostatistique

1.2.1. Sélection du domaine d'étude

Dans le plan horizontal, l'étude prend en compte toutes les données localisées à l'intérieur du polygone qui délimite la zone de transposition (cf. Figure 1-1 en page 70). Dans le plan vertical, la formation du Callovo-Oxfordien est limitée par les horizons pointés en sismique : S0 et S2. Ces horizons ont été étudiés et filtrés dans la première partie de cette thèse, et donc la sélection verticale inclut toutes les données qui se trouvent entre « S2* » et « S0* », où S2* et S0* sont les horizons filtrés aux points des données.

1.2.2. Horizontalisation des données

Comme vu précédemment, un profil sismique est considéré et lu comme une grille verticale. Sur cette grille l'inclinaison de la couche est clairement visible, ainsi que les ondulations le long des surfaces qui limitent les zones de comportement différent (voir Figure 1-2 gauche, en page 72).

Ainsi, avec le but principal de faciliter les calculs ultérieurs de corrélation latérale, la première approche est d'horizontaliser les données par rapport à une surface de référence. Cette approche est basée sur l'idée qu'au moment du dépôt les sédiments s'accumulent de façon horizontale. Les corrélations ponctuelles ou spatiales doivent se faire alors entre données qui correspondent aux mêmes conditions de dépôt. Des nombreux tests ont été réalisés avec les trois horizons : S0*, S1* (intermédiaire) et S2* (cf. Rapport interne ANDRA Réf. R090126DREN) ; il s'avère que l'horizon S1* (filtré aux points des données) peut être considéré comme l'horizon de référence optimal pour réaliser l'horizontalisation des données.

L'horizontalisation consiste donc à calculer une nouvelle coordonnée Z en fonction de S1* comme le spécifie l'Équation 1-1.

Équation 1-1

$$Z_{New} = Z_{orig} - S1^*$$

Pour illustrer les résultats de la manipulation, la Figure 1-3 montre les sections du profil 07EST07 avant (à gauche) et après (droite) horizontalisation et sélection verticale. Les lignes noires dans la section à gauche, correspondent aux pointés des horizons filtrés S2* (en haut), S1* (au milieu) et S0* (en bas). Dans la section horizontalisée des impédances à droite : l'horizon S1* se situe à Z = 0,

tandis que les limites supérieure et inférieure correspondent respectivement aux horizons S2* et S0* (en ms).

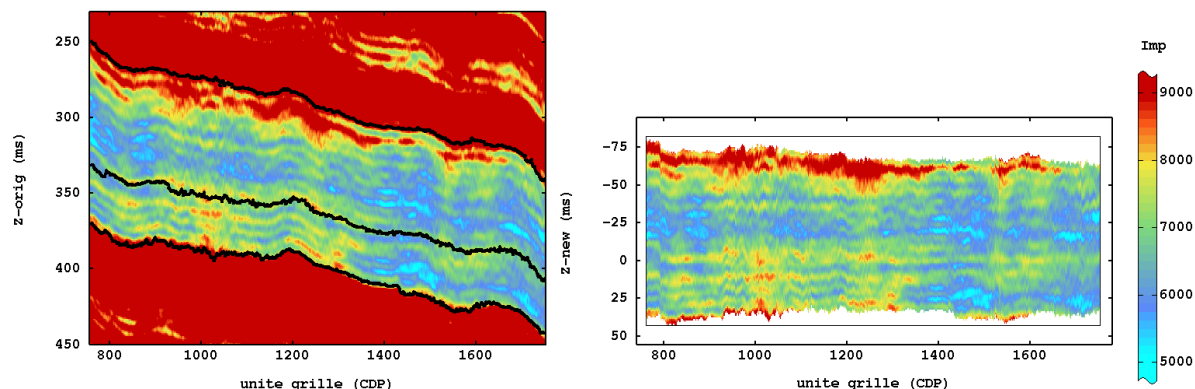


Figure 1-3 : Sections en impédances du profil 07EST07. À gauche : données brutes dans la zone de transposition et pointées des horizons (en noir) ; et à droite : représentation des données après sélection entre les horizons (S2*) et (S0*), et après horizontalisation par rapport à l'horizon S1*.

Des artefacts (sortes de chevrons) autour du CDP=1000 apparaissent ou sont accentués après l'horizontalisation de l'unité, à cause de l'irrégularité de l'horizon S1*. Leur impact dans le calcul des variogrammes verticaux est négligeable (cf. Rapport interne ANDRA Réf. R090126DREN).

1.3. Trace sismique et puits

La recherche du lien entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique nécessite la disponibilité des deux types d'impédance au même endroit ou en deux points aussi proches que possible. Comme les puits ne sont pas strictement positionnés sur une trace (CDP) de profil sismique, il est nécessaire d'en choisir une au voisinage du puits. Plusieurs choix sont possibles ; ici quatre possibilités ont été envisagées et étudiées, évaluées en fonction du nuage de corrélation et du calage visuel entre les deux courbes d'impédances. Ci-dessous la liste des alternatives étudiées :

1. La trace la plus proche de la projection orthogonale du puits vers le profil le plus proche. Cette trace a été la première à être étudiée étant donné que ce type de projection assure la distance minimale entre la trace sismique et le puits à comparer.
2. La trace la plus proche du puits suivant la projection orthogonale à la direction de variation de l'épaisseur de la sous-unité *S0S1* correspondant à la direction *N20°E*. Cette alternative comme celle du point suivant est née de l'idée que les caractéristiques physiques de la roche (analysées ici au travers des impédances) restent plus au moins constantes aux courtes distances suivant cette projection, sachant que la variation de l'épaisseur de la couche suit la direction des apports sédimentaires (se reporter au Partie II.5.2.2, pp. 61, pour plus de détails).
3. La trace la plus proche du puits suivant la projection orthogonale à la direction de variation de l'épaisseur de la sous-unité *S1S2* correspondant à la direction *N50°E*.
4. Recherche de la trace qui présente le plus fort coefficient de corrélation entre les deux types d'impédances. La procédure consiste à comparer et calculer le coefficient de corrélation entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique de chaque CDP le long du

profil le plus proche. Le parcours du puits vers tous les CDP se fait en prenant les limites verticales données par les pointés de S0 et S2 aux puits.

5. La trace utilisée lors de l'inversion sismique (ANDRA 2008, Réf. C.RP.0BEI.08.001). L'impédance de cette trace est censée être la mieux corrélée à celle du puits, puisque c'est elle qui a servi lors du traitement géophysique pour obtenir l'impédance-sismique, la procédure cherchant à maximiser le coefficient de corrélation entre les deux types d'impédance. Il faut cependant remarquer que l'inversion sismique a été réalisée sur toute la section sismique (1200 ms suivant la verticale) et n'est donc pas ciblée sur le Callovo-Oxfordien.

1.3.1. Résultats de la comparaison des différentes traces

Dans trois des quatre puits les différentes traces analysées appartiennent au même profil (le plus proche). Les résultats seront illustrés pour le puits EST422 qui est le seul puits dont les traces appartiennent à deux profils. Les résultats des trois autres puits sont fournis dans l'Annexe-A (en page 129).

Les quatre premières traces à comparer proviennent du profil 07EST03, celui qui est le plus proche du puits, la dernière (BEICIP) provient du profil 07EST07. La Figure 1-4 montre la localisation des cinq traces comparées au puits. Les traces correspondant aux trois premières projections sont très proches, tandis que la trace (CDP1437) ayant un coefficient de corrélation maximal avec le puits est la plus éloignée de celui-ci. Les distances précises entre le puits et les cinq traces sont fournies dans le Tableau 1-3.

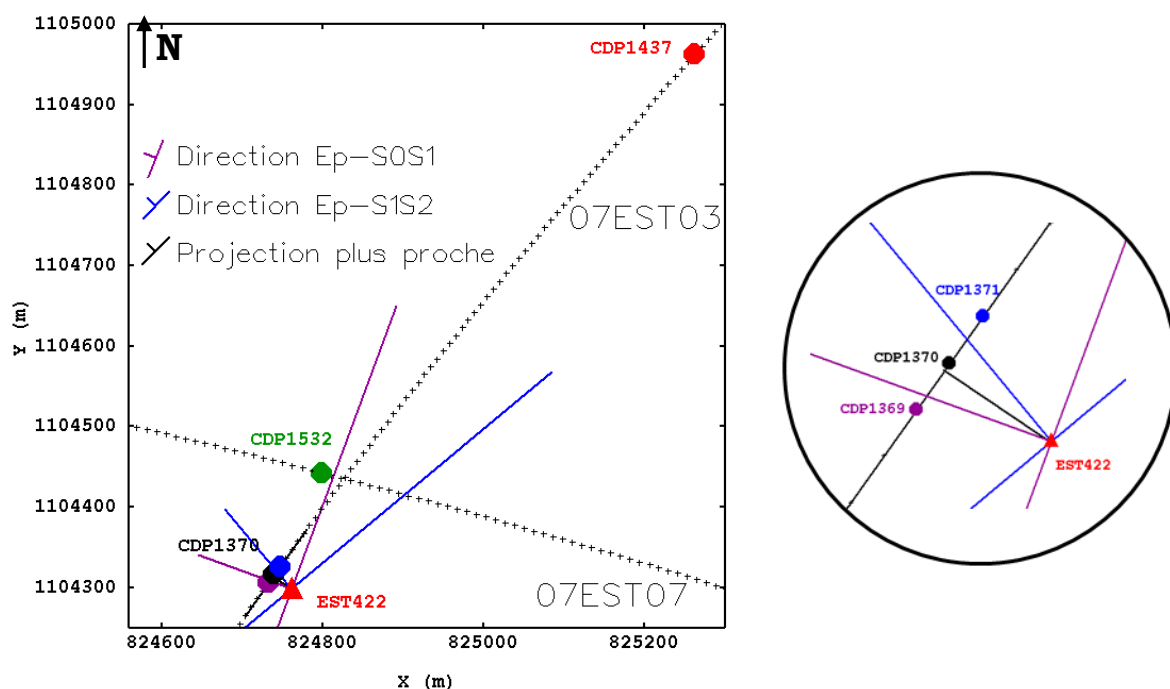


Figure 1-4 : Différentes projections (cercles de couleurs) du puits EST422 (à gauche) et vue agrandie de la partie sud-ouest de la carte (à droite). Cercle noir (CDP1370) : projection distance minimale, cercle violet : perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S0S1, cercle bleu : perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S1S2, cercle rouge (CDP1437) : corrélation maximale et cercle vert (CDP1532) : trace de BEICIP.

Tableau 1-3 : Distance entre le puits EST422 et les différentes traces sismiques étudiées pour leur comparaison.

Puits EST422				
Projection	CDP	Profil	Distance (m)	Coef. Corrél.
Distance minimale	1370	07EST03	28	0.66
Orthogonale à l'épaisseur S0S1	1369		30	0.65
Orthogonale à l'épaisseur S1S2	1371		31	0.71
Coefficient de corrélation maximal	1437		831	0.82
Trace BEICIP	1532	07EST07	148	0.65

La Figure 1-5 montre le graphique du coefficient de corrélation entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique en fonction des CDP le long du profil 07EST03. Le trait vertical rouge indique la localisation de la trace qui donne le coefficient de corrélation maximal, et le trait noir la trace qui donne la distance minimale avec le puits.

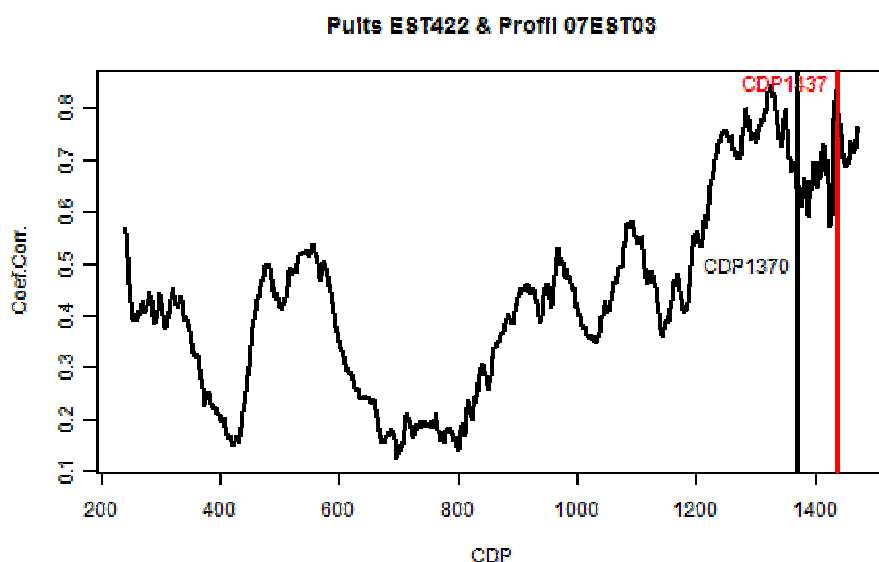


Figure 1-5 : Courbe du coefficient de corrélation entre l'impédance-sismique du profil 07EST03 et l'impédance-log-filtrée du puits EST422, en fonction des CDP. Le trait rouge au CDP1437 est celui qui donne le coefficient de corrélation le plus élevé. Pour comparaison le CDP correspondant à la projection de distance minimale est identifié par le trait vertical noir.

L'étape suivante consiste à choisir la trace qui sera utilisée pour l'étude géostatistique conjointe des deux impédances. La comparaison sous la forme de courbes (Figure 1-6, en haut) permet de visualiser leurs calages au niveau des limites données par les horizons filtrés S0* et S2*. En parallèle le coefficient de corrélation (Figure 1-6, en bas) dans les mêmes limites s'ajoute comme critère de décision.

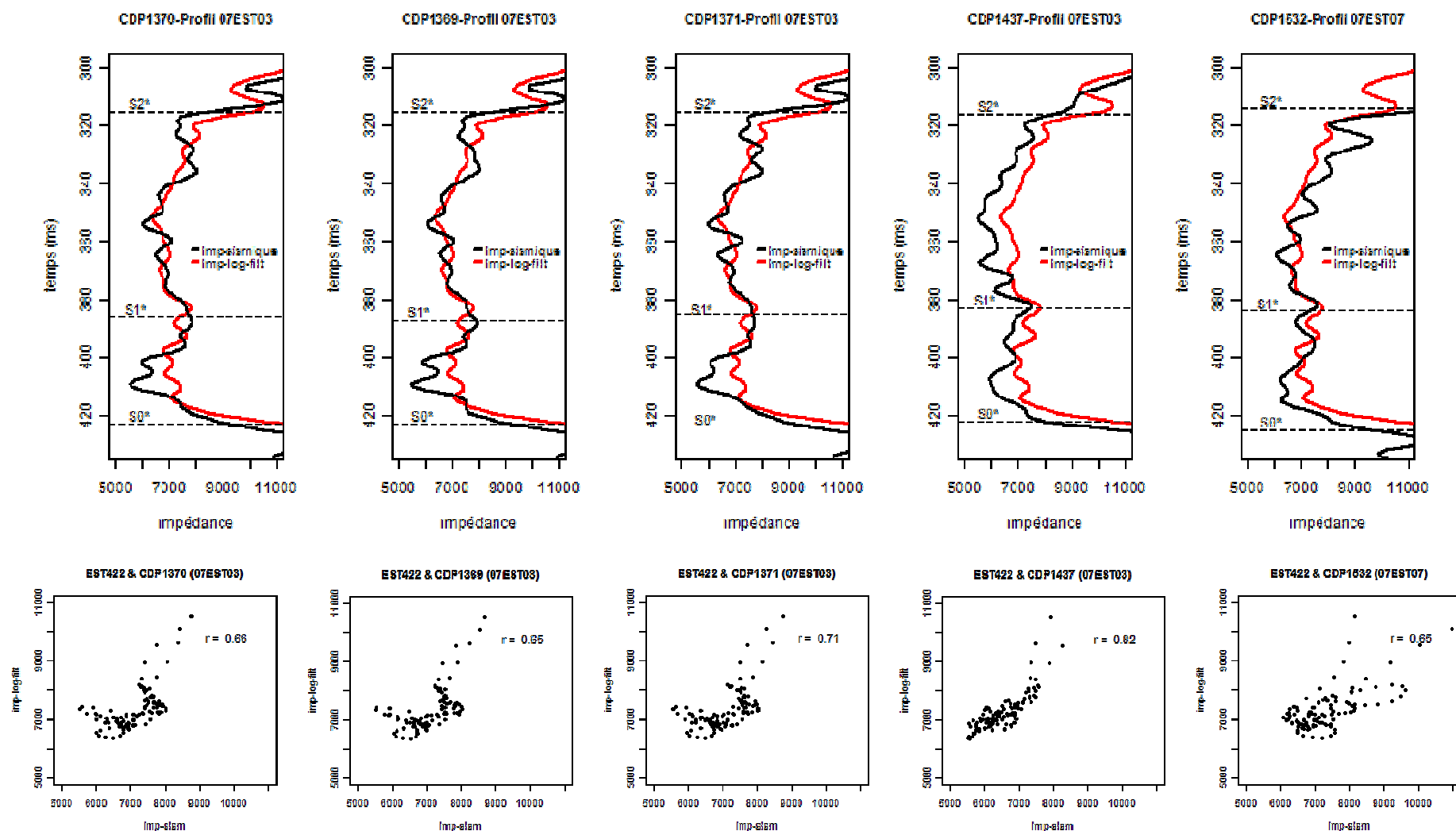


Figure 1-6 : Courbes de l'impédance-sismique et l'impédance-log-filtrée (en haut) et nuage de corrélation des impédances (en bas) au niveau des différentes projections envisagées. Projections de gauche à droite : distance minimale, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S0S1, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S1S2, corrélation maximale et trace du BEICIP.

La visualisation des courbes des impédances ainsi que de leur coefficient de corrélation (Figure 1-6) conduit aux observations suivantes :

- Les trois traces sismiques les plus proches du puits et voisines entre elles, montrent des résultats presque identiques dans la visualisation des courbes et du coefficient de corrélation, avec cependant des différences faibles autour de $S0^*$ et $S2^*$, par exemple la trace du CDP1369 vers le temps 415 ms et 315 ms. Ces trois traces présentent plusieurs zones d'opposition de phase vers 320 ms, 362 ms, et 390 ms. Leurs nuages de corrélation entre les deux variables sont assez dispersées et suggèrent la présence de deux sous-populations. Il a été déterminé que ces deux populations sont bien définies dans l'espace, l'une correspondant aux parties centrales des courbes qui présentent les valeurs d'impédance les plus faibles, et l'autre entourant la partie centrale avec une augmentation des valeurs d'impédance.
- La trace correspondant au CDP1437 est la trace la plus distante du puits, par contre c'est celle qui présente le plus fort coefficient de corrélation (ce qui était le but de cette projection), avec une forme de nuage linéaire et très compacte. L'observation des deux courbes montre un très bon calage par rapport aux maxima et minima des courbes. Il n'y a pratiquement pas d'opposition de phase entre ces deux courbes. La seule remarque est la différence en grandeur des impédances (de 750 unités environ).
- La dernière trace analysée correspondant au CDP1532 est celle qui a été utilisée lors de l'inversion sismique. L'observation des courbes d'impédance montre un calage assez bon, à l'exception des endroits autour des temps 350 ms et 400 ms. La courbe de l'impédance-sismique montre des ondulations plus marquées que la courbe de l'impédance-log-filtrée. Par ailleurs autour de l'horizon $S0^*$ la courbe de l'impédance-sismique est plus contractée que celle de l'impédance-log-filtrée, ce qui est constaté aussi dans les quatre autres traces analysées. Le nuage de corrélation ne montre pas les deux sous-populations observées dans le cas des trois premières traces étudiées ; par contre elle est plus dispersée que celle du CDP1437, et donne un coefficient de corrélation plus faible.

Concernant les puits EST412 et EST433, les traces du BEICIP (voisines des projections de la distance minimale) semblent être les plus satisfaisantes. Pour le puits EST441, la trace la mieux calée est celle donnée par la recherche du coefficient de corrélation maximal.

1.3.2. Discussion et traces retenues

Suite à l'analyse des traces possibles pour la comparaison de l'impédance-sismique à l'impédance-log-filtrée les commentaires suivants sont faits:

- Les meilleurs calages entre les deux impédances correspondent aux traces qui sont les plus proches des puits. Pour les puits EST412 et EST441, la trace de distance minimale est voisine de la trace du BEICIP, et donc les résultats de calage et corrélation sont proches. Pour le puits EST422 les résultats des deux projections restent proches. Pour le puits EST433, la différence entre les deux projections est plus marquée.
- Entre une trace et ses traces voisines il n'existe pas de différences remarquables. Des différences plus marquées entre deux traces, commencent à apparaître à des inter-distances supérieures à 75 m. Il n'y a donc pas des grandes différences en impédance-log-filtrée entre une trace et ses voisines.

- L'analyse des traces donnée par projection orthogonale aux variations des épaisseurs des sous-unités, montre que si cette projection est voisine de la projection de distance minimale, les résultats de comparaison des impédances sont très proches. Par contre, si l'interdistance puits – trace est importante, ce type de projection n'apporte pas de résultats positifs.
- La trace donnée par la recherche du coefficient maximal entre les deux types d'impédance donne toujours un très bon calage des courbes, à l'exception d'un décalage des valeurs des impédances (cas des puits EST422 et EST412). Pour le puits EST441 dont toutes les projections ont une interdistance trace – puits supérieure à 290 m, cette projection est celle qui donne le meilleur résultat de calage des courbes.
- En tenant en compte de ces résultats, les traces retenues viendraient soit du BEICIP, soit du critère de distance minimale, soit de la corrélation maximale. Cependant pour rester homogène il a été décidé de travailler avec les traces du BEICIP pour la suite du travail. À remarquer que les projections du BEICIP sont toujours sur des profils de même orientation.
- Le Tableau 1-4 fournit la liste des puits avec la trace correspondante du BEICIP, ainsi que la distance qui les sépare.

Tableau 1-4 : Liste des puits avec la trace (CDP) correspondant. La distance entre le puits et la trace est donnée.

<i>Puits</i>	<i>Profil sismique</i>	<i>CDP</i>	<i>Distance ~ (m)</i>
EST412	07EST08	563	98
EST422	07EST07	1532	148
EST433	07EST10	1418	74
EST441	07EST09	752	292

Chapitre 2.

Analyse exploratoire des sous-unités S0S1 et S1S2

L'homogénéité globale des argilites du Callovo-Oxfordien est communément admise, cependant des différences dues à des faibles variations dans les conditions géologiques sont aussi reconnues entre les deux sous-unités S0S1 et S1S2. Ces différences comprennent les variations de l'épaisseur, la direction des apports sédimentaires, le changement de la structure et/ou du type de minéraux argileux ainsi que le pourcentage des différents minéraux.

L'objectif de ce chapitre est *d'analyser et de déterminer si les deux sous-unités, faiblement différentes du point de vue géologique, sont aussi différentes du point de vue géostatistique et donc, à traiter séparément.*

Les comparaisons entre les deux sous-unités seront faites séparément pour chaque type d'impédance.

2.1. Généralités

Les données disponibles (Figure 2-1) comportent les 4 puits : *EST412*, *EST422*, *EST433* et *EST441* et les 4 profils sismiques : *07EST07*, *07EST08*, *07EST09* et *07EST10*.

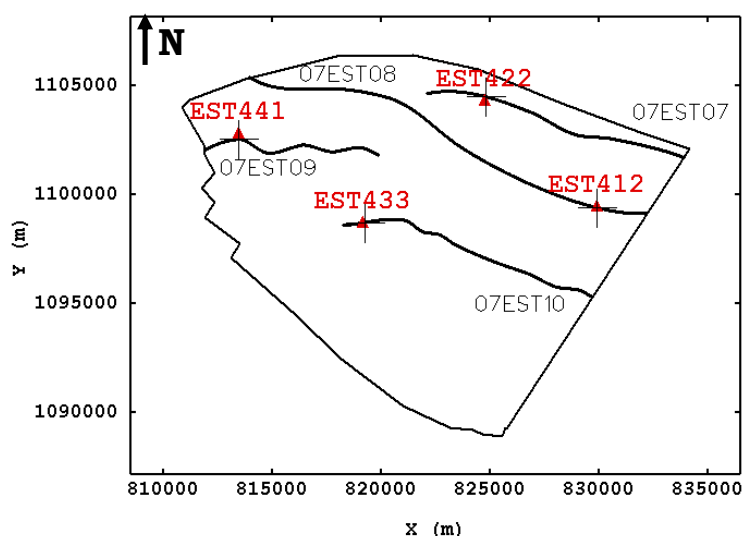


Figure 2-1 : Localisation des puits et des profils sismiques correspondants. La grande croix noire coïncide avec le CDP d'intérêt.

L'analyse sera faite au niveau des puits, et avec les traces des CDP (choisis dans le chapitre précédent, Partie III.1.3.2, en page 78) qui sont en correspondance avec les puits. Ensuite une analyse d'impédance-sismique sera faite le long des profils.

La sous-unité inférieure du Callovo-Oxfordien S0S1 est la moins épaisse, la non-stationnarité de son épaisseur suit la direction N30°E (elle s'épaissit vers le NE). Alors que la sous-unité supérieure S1S2 plus épaisse s'épaissit suivant la direction N50°E. Les directions d'épaississement coïncident aussi avec celles des apports sédimentaires.

2.2. Histogrammes

Les histogrammes par sous-unité de l'impédance-log-filtrée (Figure 2-2) montrent une distribution de type lognormal, avec une queue de distribution moins longue pour la sous-unité S1S2 (à droite). Les statistiques soulignent ces différences. Par exemple la sous-unité S0S1 a une concentration plus élevée de fortes valeurs en impédances, tandis que le coefficient de variation de la sous-unité S1S2 est plus faible que celui de la sous-unité S0S1. La moyenne d'impédance de la sous-unité S1S2 est plus faible aussi que celle de la sous-unité S0S1, la moyenne de la sous-unité S1S2 vaut 94 % de celle de la sous-unité S0S1.

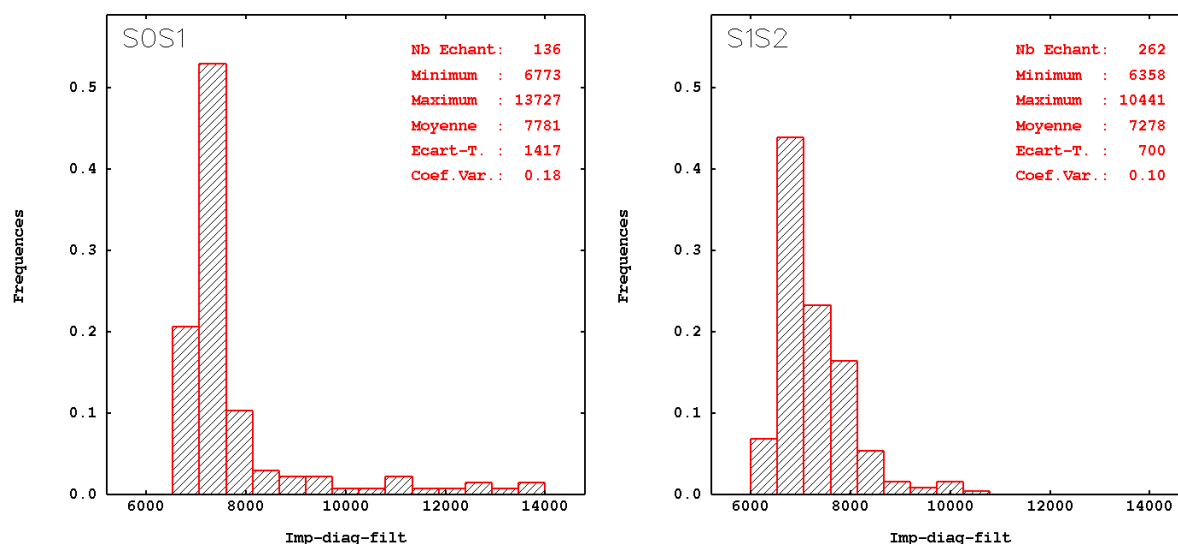


Figure 2-2 : Histogrammes et statistiques de base de l'impédance-log-filtrée pour les sous-unités S0S1 (à gauche) et S1S2 (à droite).

Comme l'impédance-log-filtrée, les histogrammes de l'impédance-sismique (Figure 2-3) calculés par sous-unité à partir des quatre CDP associés aux puits, montrent une distribution de type lognormal. Les statistiques de base ressemblent aussi à celles de l'impédance-log-filtrée, avec une moyenne d'impédance pour la sous-unité S1S2 de 94 % celle de la sous-unité S0S1, et un coefficient de variation représentant 61% de celle de la sous-unité S0S1.

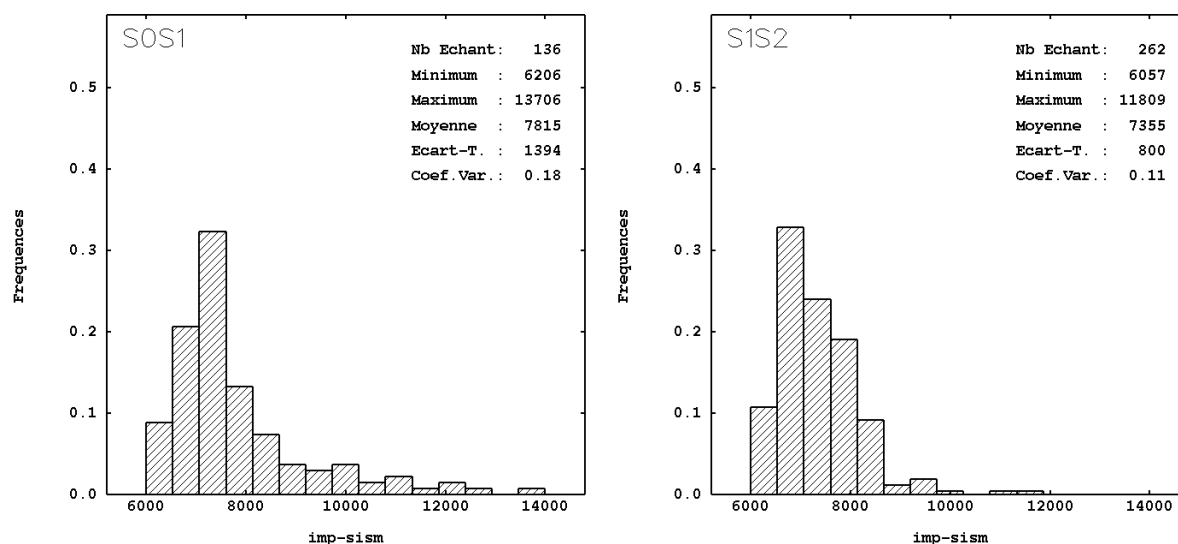


Figure 2-3 : Histogrammes et statistiques de base de l'impédance-sismique pour les sous-unités S0S1 (à gauche) et S1S2 (à droite).

Ces premiers résultats, cohérents entre les deux types d'impédances, suggèrent des différences entre les deux sous-unités. Ces différences bien que pas très fortes reflètent les différences géologiques déjà mentionnées.

2.3. Variations spatiales des impédances

Une autre comparaison des deux sous-unités concerne l'évolution des valeurs d'impédance le long des axes vertical et horizontal (pour le cas de l'impédance-sismique).

Pour l'analyse selon l'axe vertical, la moyenne des impédances a été calculée par tranches de 4 ms. L'évolution de la moyenne de l'impédance-log-filtrée (Figure 2-4) montre un plateau sur environ 20 ms juste au dessus et au dessous de l'horizon S1 pour les deux sous-unités. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de S1, une augmentation de la moyenne de l'impédance est observée, cette augmentation est très rapide pour la sous-unité S0S1 (le coefficient de variation l'avait annoncé, Partie III.2.2, pp. 82).

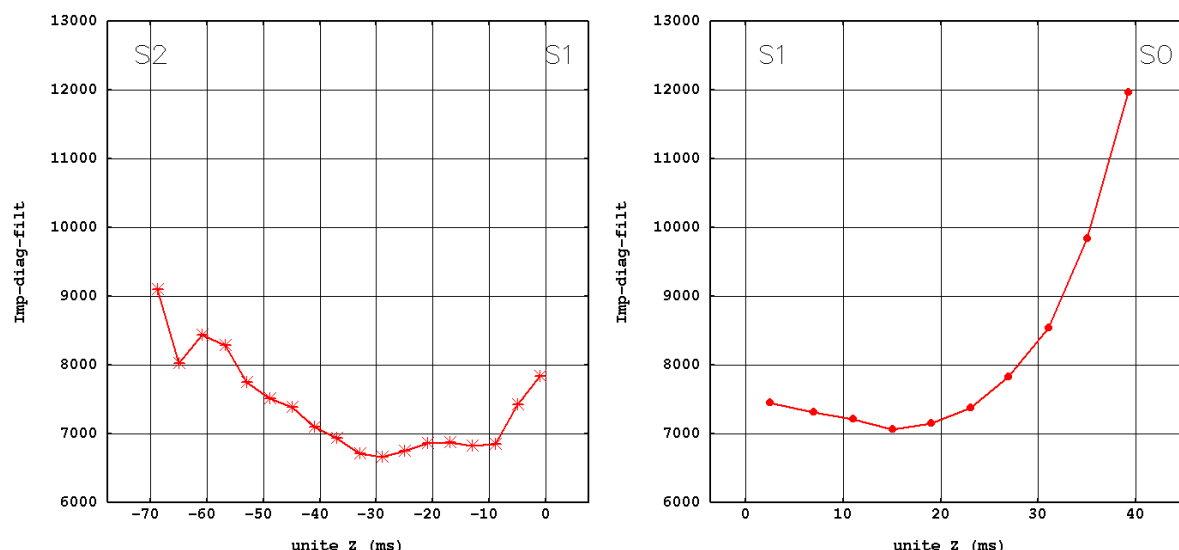


Figure 2-4 : Évolution dans la direction verticale de la moyenne de l'impédance-log-filtrée par sous-unité : S1S2 (à gauche) et S0S1 (à droite). Paramètres de calcul : Moyenne calculée par tranches de 4 ms.

Pour le cas de l'impédance-sismique, l'évolution de sa moyenne (Figure 2-5) suivant la direction verticale, confirme la présence d'un plateau dans la partie centrale, dont la moyenne est toujours plus faible pour la sous-unité S1S2 que la sous-unité inférieure.

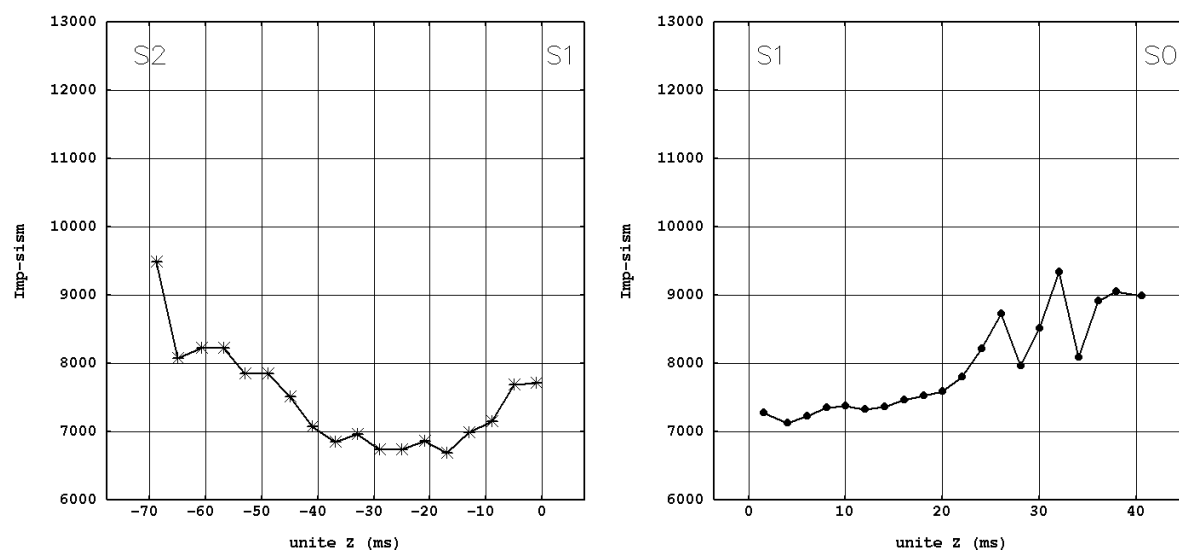


Figure 2-5 : Évolution dans la direction verticale de la moyenne de l'impédance-sismique par sous-unité : S1S2 (à gauche) et S0S1 (à droite). Paramètres de calcul : Moyenne calculée par tranches de 4 ms.

Les profils sismiques permettent d'étudier l'évolution des impédances selon la direction horizontale. La moyenne des impédances a été calculée sur des tranches de 10 CDP, le résultat est illustré pour le profil 07EST08 (Figure 2-6), d'orientation nord-ouest/sud-est ; il montre des différences importantes entre les deux sous-unités. La moyenne des impédances dans la sous-unité S1S2 montre une augmentation des impédances vers la direction nord-ouest, alors que dans la sous-unité S0S1 cette moyenne reste plus ou moins constante.

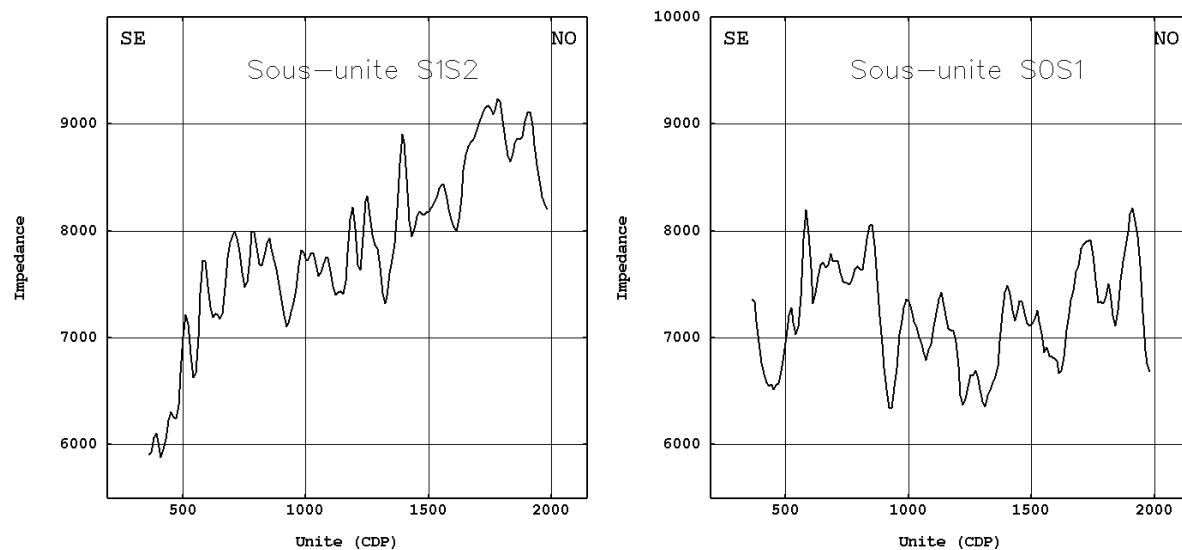


Figure 2-6 : Évolution de la moyenne de l'impédance-sismique suivant la direction horizontale (profil 07EST08). Sous-unité S1S2 à gauche et S0S1 à droite. Paramètres de calcul : Moyenne calculée par tranches de 10 CDP.

Les différences entre les deux sous-unités sont donc encore confirmées par cette analyse. Il faut remarquer que ce type d'analyse favorise une visualisation rapide des statistiques de base décrites précédemment.

2.4. Variogrammes

Les variogrammes suivant la direction verticale ont été calculés par sous-unité pour l'impédance-log-filtrée et pour l'impédance-sismique. Les mêmes paramètres de calcul ont été utilisés pour tous les variogrammes : calcul le long de la verticale, 15 pas de 1 ms. La distance maximale du calcul a été déterminée en considérant la moitié de la moyenne de l'épaisseur de la sous-unité S0S1.

Le fort décalage de variance observé entre les deux sous-unités est reflété dans les variogrammes des impédances (Figure 2-7), au travers de la pente abrupte des variogrammes de la sous-unité S0S1. Il faut cependant tenir compte que le nombre de couples utilisés lors du calcul de variogrammes, est deux fois plus faible dans la sous-unité S0S1 que dans la sous-unité S1S2 (Figure 2-8).

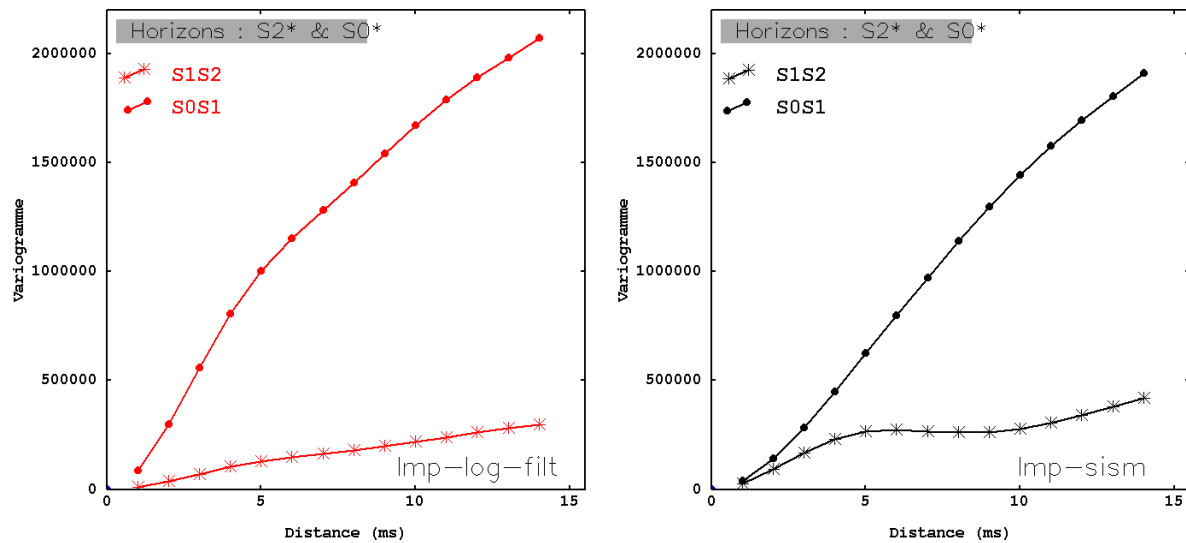


Figure 2-7 : Variogrammes verticaux de l'impédance-log-filtrée (à gauche) et l'impédance-sismique (à droite) calculés par sous-unité (voir légende). Paramètres de calcul : suivant la ligne, 15 pas de 1 ms, tolérance en distance = 50 % pas.

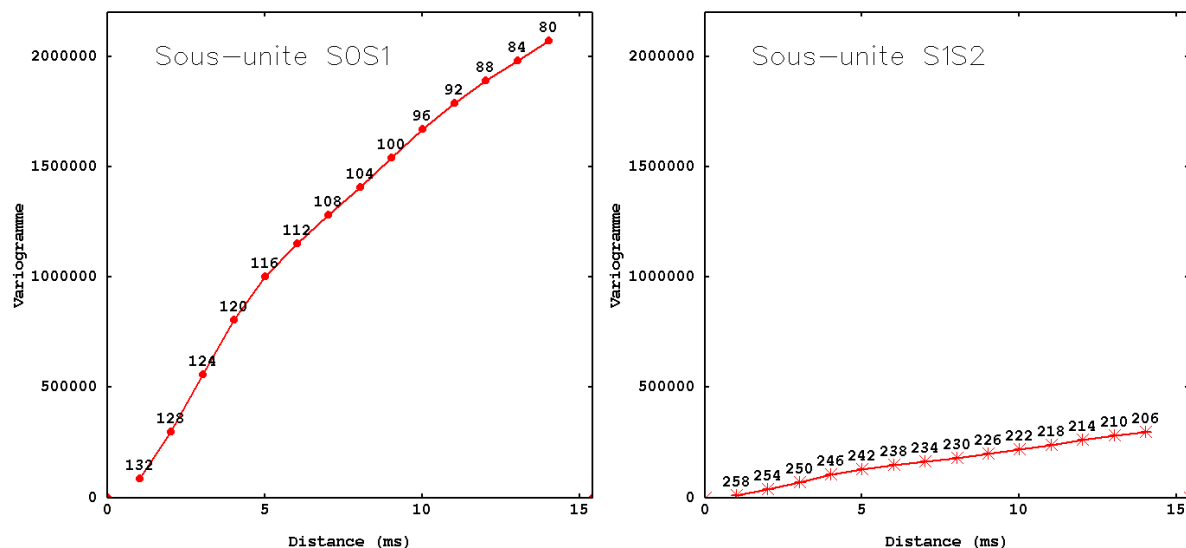


Figure 2-8 : Nombre de couples utilisées lors du calcul des variogrammes verticaux des deux impédances. Sous-unité S0S1 (à gauche) et sous-unité S1S2 (à droite).

Il a été constaté que la présence de fortes valeurs d'impédance en bordure des sous-unités (vers S0* et vers S2*) entraîne une augmentation des variogrammes aux grandes distances. Plusieurs tests de choix de limites ont été réalisés dans le but de comparer des zones plus homogènes. La non prise en compte de trois données dans la bordure supérieure (S2*) et de cinq données dans la bordure inférieure (S0*), donne des variogrammes (Figure 2-9) proches pour les deux sous-unités, avec cependant une forme moins régulière pour la sous-unité S0S1.

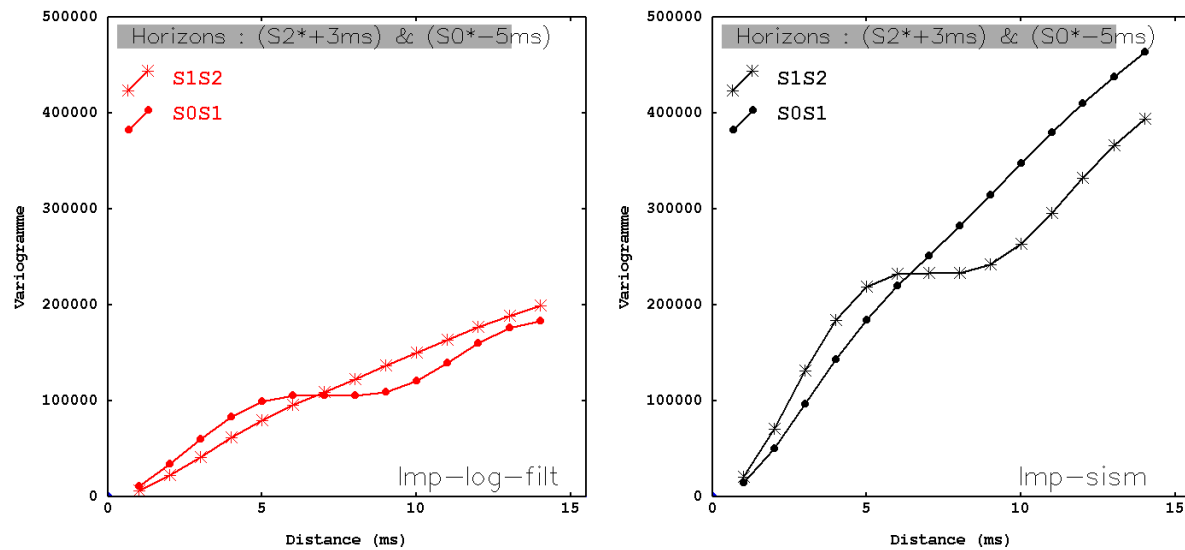


Figure 2-9 : Variogrammes verticaux de l'impédance-log-filtrée (à gauche) et l'impédance-sismique (à droite) calculés par sous-unité (voir légende), après élimination de données en bordure.

Paramètres de calcul : suivant la ligne, 15 pas de 1 ms, tolérance en distance = 50 % pas.

Pour appuyer la constatation d'un comportement géostatistique similaire entre les deux sous-unités, le calcul des variogrammes verticaux et horizontaux par profils sismiques a été réalisé. Les calculs ont été faits :

- Pour les quatre profils : 07EST07, 07EST08, 07EST09, 07EST10 contenant les CDP qui sont en correspondance avec les puits.
- Par sous-unité, suivant la direction verticale et suivant la direction horizontale.
- Les variogrammes calculés soit à partir des sous-unités définies par les horizons filtrés S0*, S1* et S2* ; soit à partir des sous-unités définies par les horizons filtrés érodés : S0*-5 ms, S1* et S2*+3 ms, ont été comparés.

Les résultats sont illustrés pour le profil 07EST10, avec la Figure 2-10 pour les variogrammes verticaux, et la Figure 2-11 pour les variogrammes horizontaux. La Figure 2-10 et la Figure 2-11 montrent les variogrammes calculés avec toutes les données à gauche, et ceux calculées après avoir masqué des données à droite. Le changement de comportement variographique est évident lorsque l'on ne prend pas en compte les fortes valeurs localisées en bordure de S0* et S2*. Dans le cas de la direction verticale (Figure 2-10, à droite), les courbes des variogrammes sont presque identiques pour les distances jusqu'à 7 ms, après avoir masqué les données de bordure.

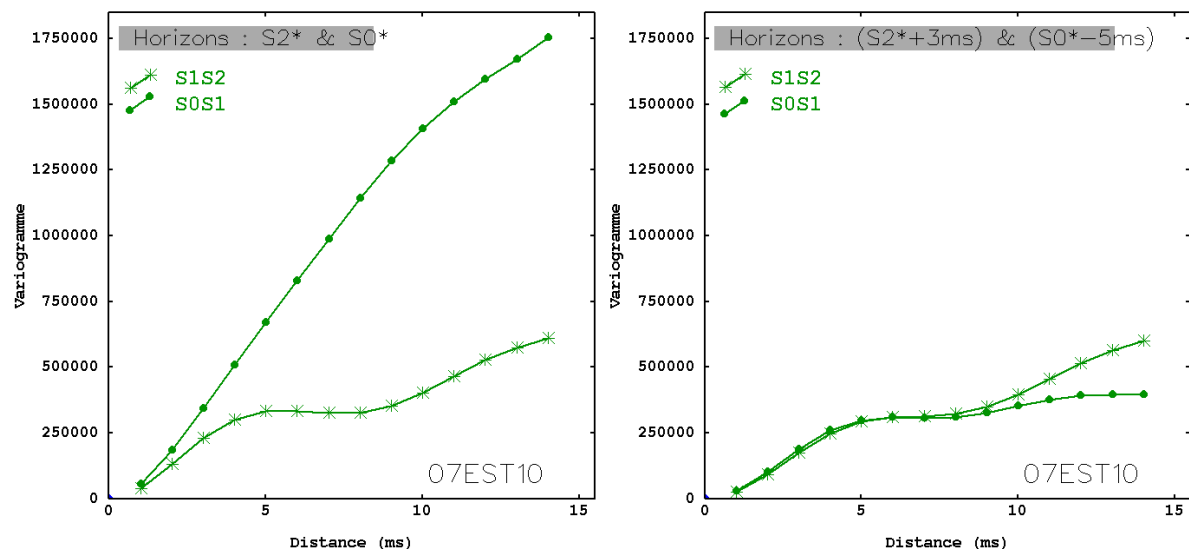


Figure 2-10 : Variogrammes verticaux de l'impédance-sismique pour le profil 07EST10 avec toutes les données (à gauche) et après enlèvement des données en bordure de S2* et S0* (à droite). Voir légende pour identifier la sous-unité. Paramètres de calcul : suivant la ligne, 15 pas de 1 ms, tolérance en distance = 50 % pas.

Pour la direction horizontale (Figure 2-11) le changement de comportement variographique n'est pas autant marqué que pour la direction verticale. La sous-unité S0S1 montre plus de continuité que la sous-unité S1S2 de portée plus courte.

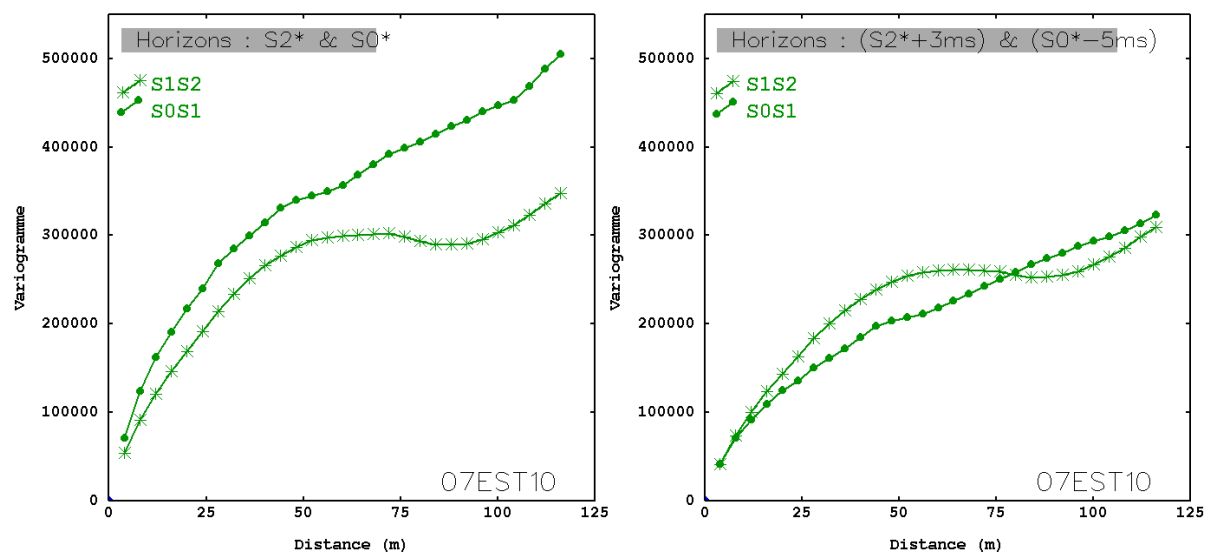


Figure 2-11 : Variogrammes horizontaux de l'impédance-sismique pour le profil 07EST10 avec toutes les données (à gauche) et après enlèvement des données en bordure de S2* et S0* (à droite). Voir légende pour identifier la sous-unité. Paramètres de calcul : 30 pas de 4 CDP, tolérance en distance = 50 % pas.

Cette analyse exploratoire des impédances par sous-unité, montre un comportement variographique similaire des deux sous-unités suivant la direction verticale, sous contrainte de ne pas prendre quelques données localisées en bordure des horizons filtrés S0* et S2*. Par contre suivant la direction horizontale il y a une légère différence de comportement entre les deux sous-unités. Compte tenu du fait que ces différences sont relativement faibles, il a été décidé de réunir les deux sous-unités en une seule.

Chapitre 3.

Analyse exploratoire des impédances

Ce chapitre concerne l'analyse exploratoire conjointe de l'impédance-log-filtrée et de l'impédance-sismique, qui se termine avec le calcul des variogrammes expérimentaux, lesquels conduiront au choix du modèle géostatistique dans le chapitre suivant.

Les quatre puits sont donc étudiés avec les quatre CDP du BEICIP. L'unité est étudiée dans l'ensemble délimité par les horizons ($S0^*-5$ ms) et ($S2^*+3$ ms).

3.1. Statistiques de base

3.1.1. *Présentation d'impédances sous forme de courbes*

Les valeurs d'impédance, dessinées sous la forme de courbes le long de la verticale, permettent d'évaluer le calage des deux types d'impédance en fonction des phases de celles-ci. Les courbes sont représentées par puits entre les limites données par les horizons ($S0^*-5$ ms) et ($S2^*+3$ ms), dans la Figure 3-1 et la Figure 3-2.

Globalement il existe une correspondance des phases des courbes assez bonne pour la formation, surtout pour la partie supérieure. Au niveau de l'horizon ($S2^*+3$ ms), le calage de courbes est cohérent, sauf pour le puits EST433 (Figure 3-2, à gauche) où le maxima donné par l'impédance-log est décalé vers le bas, par rapport à celui donné par la sismique. Autour de l'horizon $S1^*$, les puits EST412 et EST422 montrent un bon calage entre les deux courbes, le puits EST433 est encore acceptable. Par contre le puits EST441 montre une opposition de phase entre les deux courbes.

Pour la partie inférieure ($S0S1$), au niveau de l'horizon ($S0^*-5$ ms) les deux courbes des impédances sont bien calées, cependant la courbe de l'impédance-sismique est plus contractée que celle de l'impédance-log-filtrée. À l'intérieur de la sous-unité le comportement des courbes est plus irrégulier d'un puits à l'autre, les puits *EST412* et *EST422* sont ceux qui présentent le meilleur calage.

Dans l'unité totale, une concentration plus élevée des ondulations dans les courbes de l'impédance-sismique par rapport à celles de l'impédance-log-filtrée est observée au niveau de tous les puits.

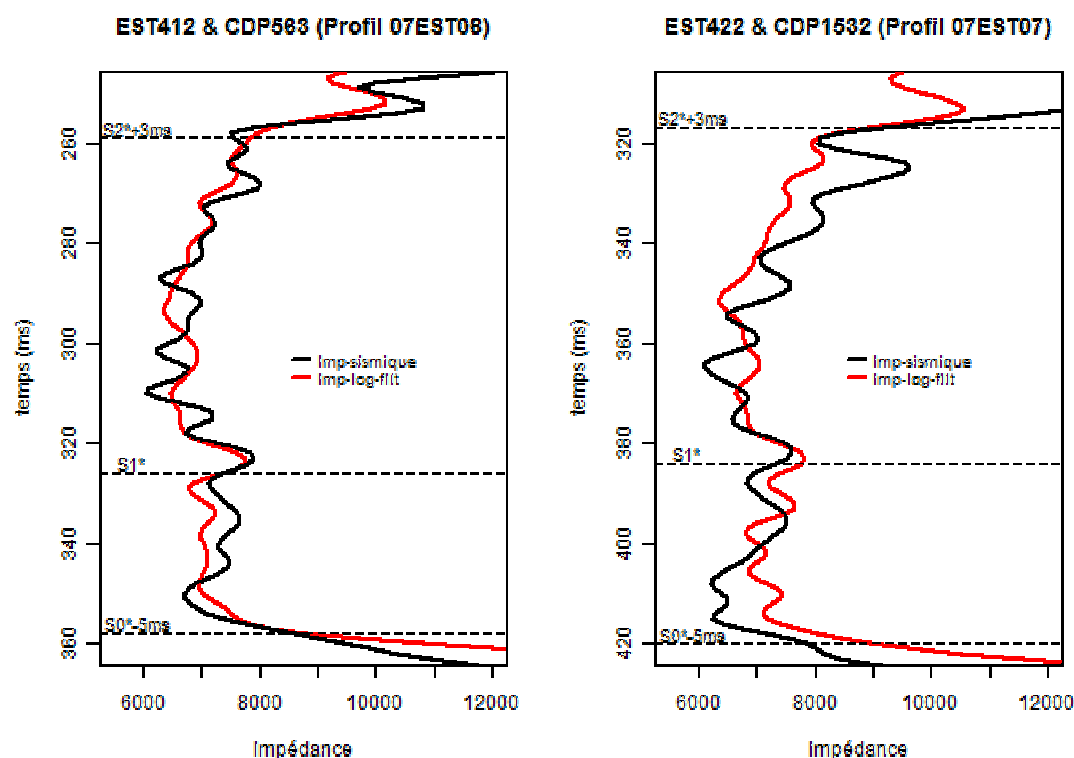


Figure 3-1 : Représentation graphique des impédances (log-filtrée en rouge et sismique en noir) au niveau des puits.
Puits EST412 à gauche et EST422 à droite.

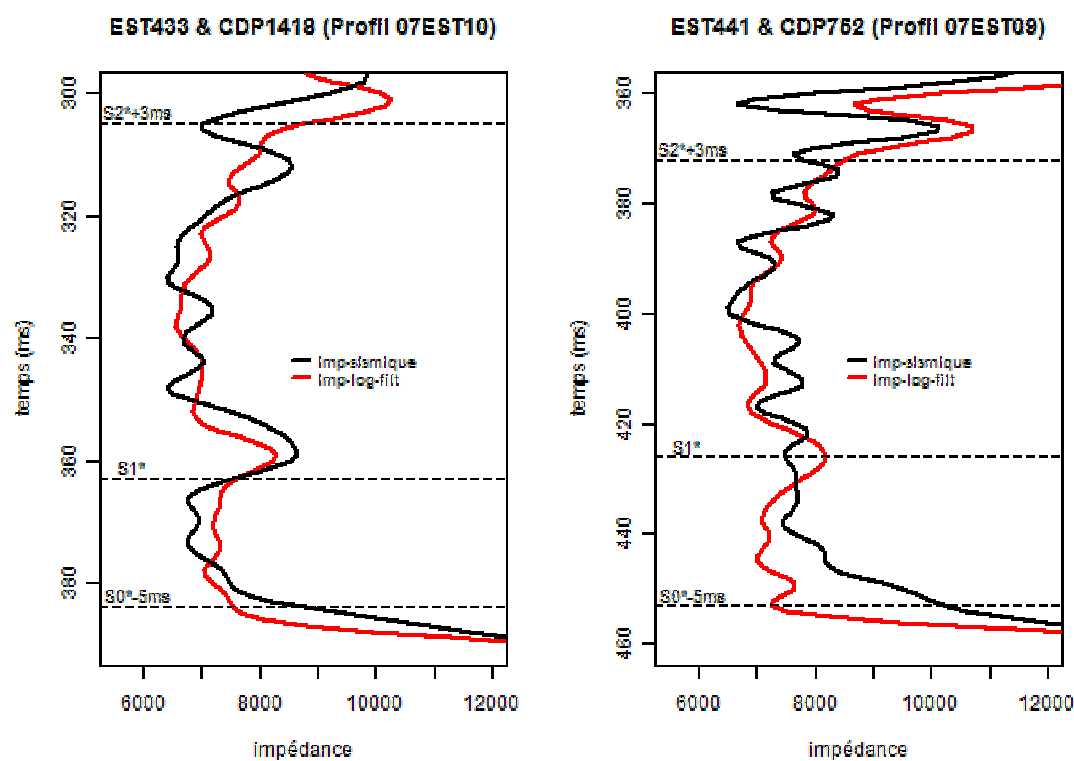


Figure 3-2 : Représentation graphique des impédances (log-filtrée en rouge et sismique en noir) au niveau des puits.
Puits EST433 à gauche et EST441 à droite.

3.1.2. Histogrammes

Les histogrammes des impédances (Figure 3-3) sont de type log normal, légèrement plus symétriques dans le cas de l'impédance-log-filtrée (à gauche). Les statistiques de base sont aussi très similaires, par exemple la moyenne de l'impédance-log-filtrée vaut 99 % de celle de l'impédance-sismique, son coefficient de variation est un peu différent, équivalant à 70 % de celui de l'impédance-sismique.

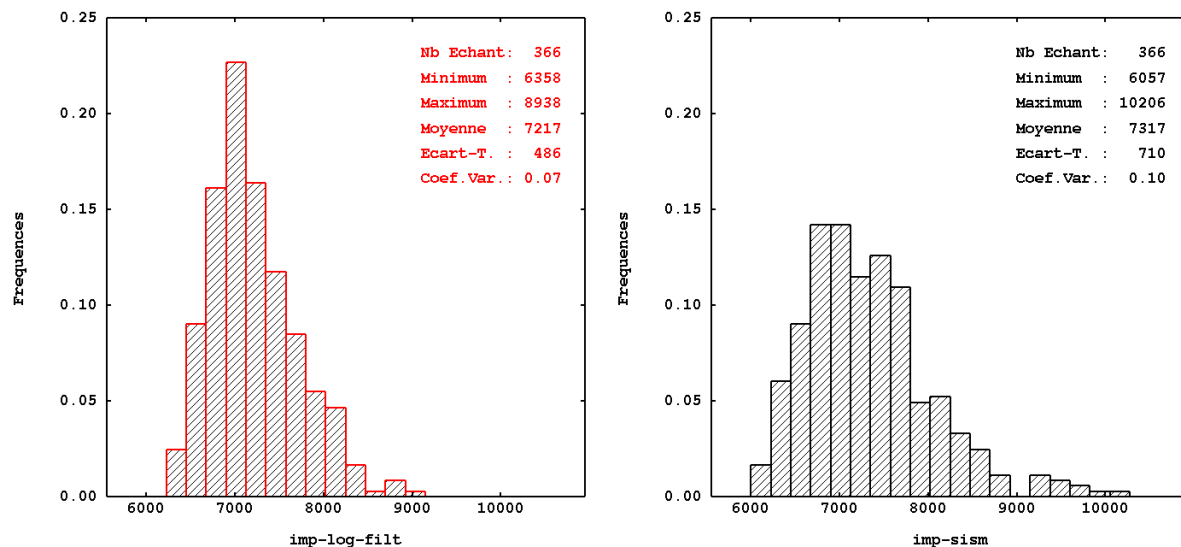


Figure 3-3 : Histogrammes des impédances log-filtrée (à gauche) et sismique (à droite) pour la formation du Callovo-Oxfordien.

3.1.1. Nuages de corrélation

Les nuages de corrélation des impédances pour chaque puits sont illustrés dans la Figure 3-4 et la Figure 3-5, avec l'impédance-log-filtrée suivant l'axe vertical et l'impédance-sismique suivant l'axe horizontal. Le puits *EST412* est celui qui montre la meilleure corrélation entre les variables, avec un coefficient de 0.8 et un nuage de forme très compacte. Les corrélations pour les puits *EST422* et *EST433* sont un peu moins bonnes que celle du puits *EST412*, avec un coefficient de 0.6 et une forme plus dispersée. Enfin, le plus faible coefficient de corrélation (0.35) pour le puits *EST441* est attribuable au déphasage des courbes près de l'horizon (S0*-5ms) et de l'horizon S1*.

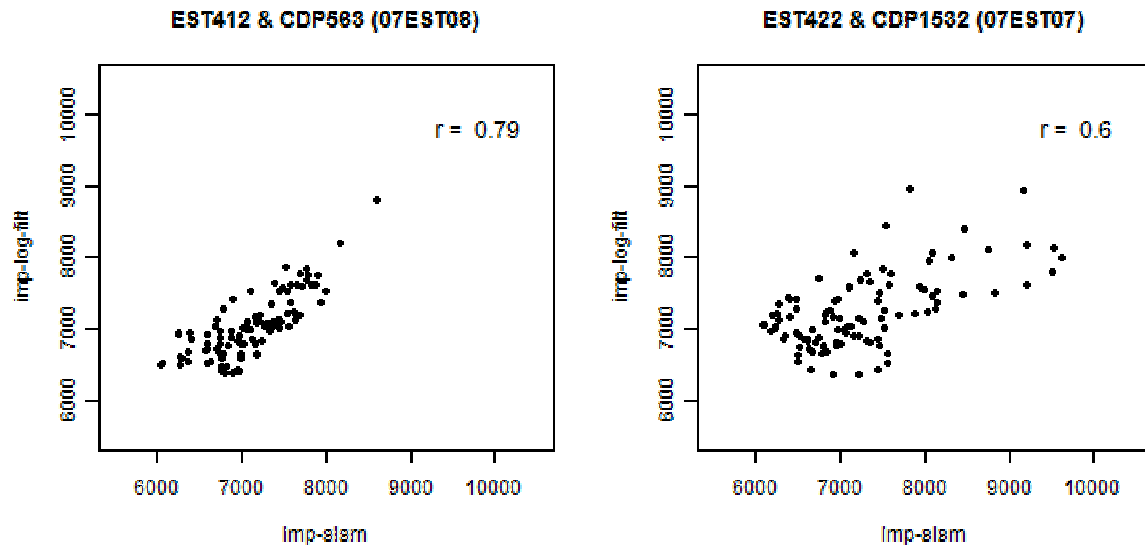


Figure 3-4 : Nuages de corrélation entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique pour les puits EST412 (à gauche) et EST422 (à droite).

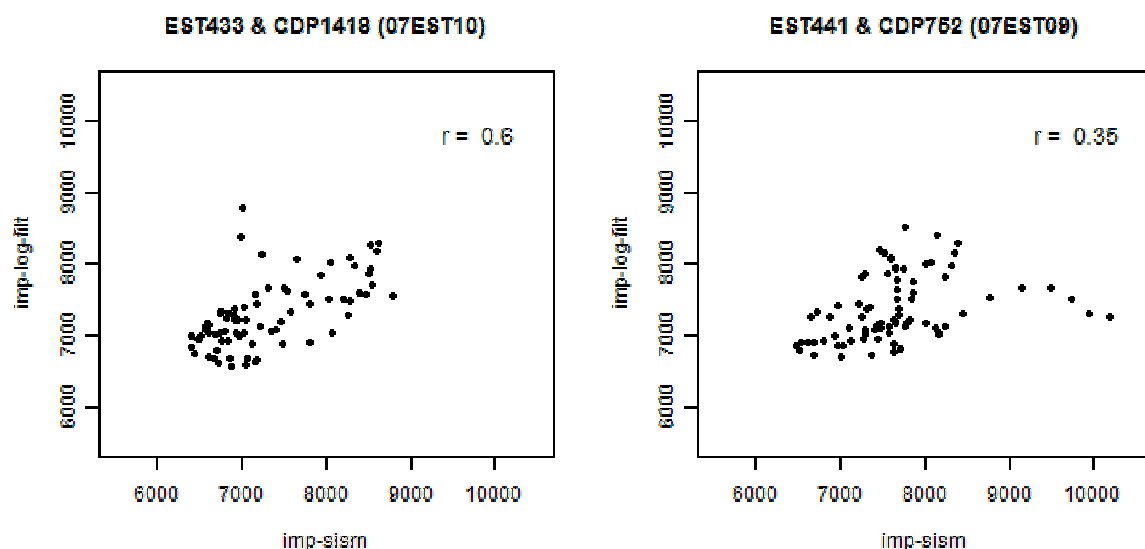


Figure 3-5 : Nuages de corrélation entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique pour les puits EST433 (à gauche) et EST441 (à droite).

3.2. Variogrammes expérimentaux

3.2.1. Variogrammes simples

L'analyse des variogrammes a démarré par le calcul des variogrammes verticaux simples par puits et par trace sismique (CDP), comparés avec les variogrammes moyens des quatre puits et quatre traces. Ensuite les variogrammes verticaux moyens par profil sont présentés.

Variogrammes verticaux le long des puits

Les variogrammes individuels de l'impédance-log-filtrée sont représentés avec une couleur par puits sur la Figure 3-6. Un comportement très proche pour les quatre puits est observé jusqu'à

environ 10 ms ; au-delà de cette distance, le comportement du puits EST412 (localisé à l'Est de la zone de transposition, Figure 2-1, pp. 81) diverge légèrement de celui des autres puits. Cette différenciation pourrait être associée au fait que ce puits ne montre pas un enrichissement en silts, du bas vers le haut dans la sous-unité inférieure contrairement aux trois autres puits (*cf.* Partie I.1.2.1, en page 6). Le comportement des quatre puits est résumé dans le variogramme moyen (Figure 3-6 à droite).

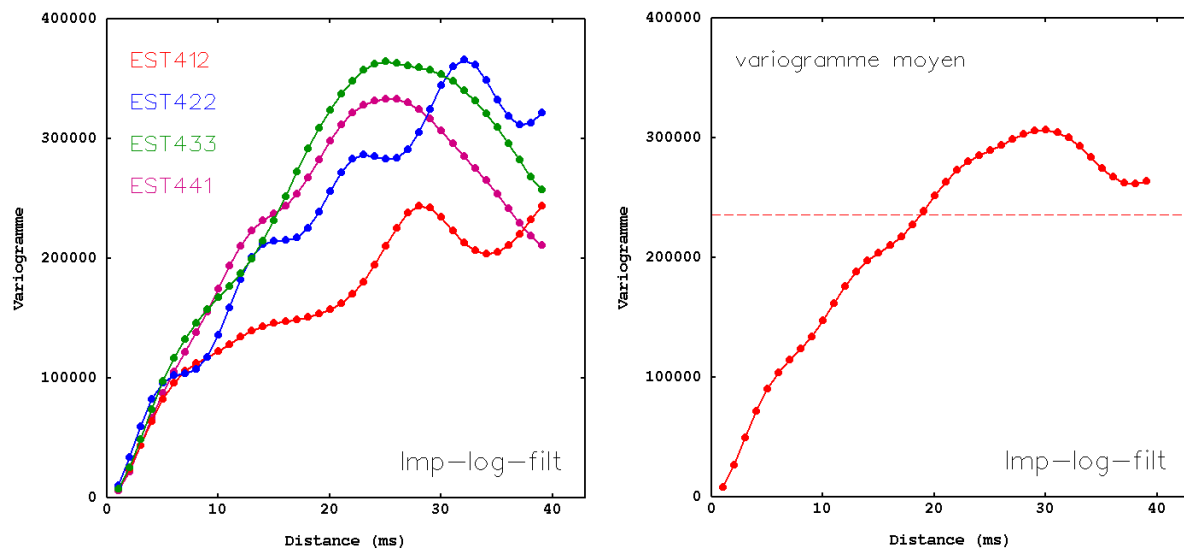


Figure 3-6 : Variogrammes par puits de l'impédance-log-filtrée (à gauche) et variogramme moyen des quatre puits (à droite). Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

Variogrammes verticaux le long des traces

L'analyse des variogrammes individuels de l'impédance-sismique (Figure 3-7) par trace, montre un comportement très similaire pour les distances proches de l'origine (jusqu'à environ 5 ms). Pour les distances plus grandes, à l'exception du CDP-1418 (associé au puits EST433) qui montre des fortes ondulations, les variogrammes montrent des oscillations pour à peu près les mêmes temps sismiques. Donc, comme pour l'impédance-log-filtrée, l'utilisation du variogramme moyen (Figure 3-7, à droite) semble justifiée.

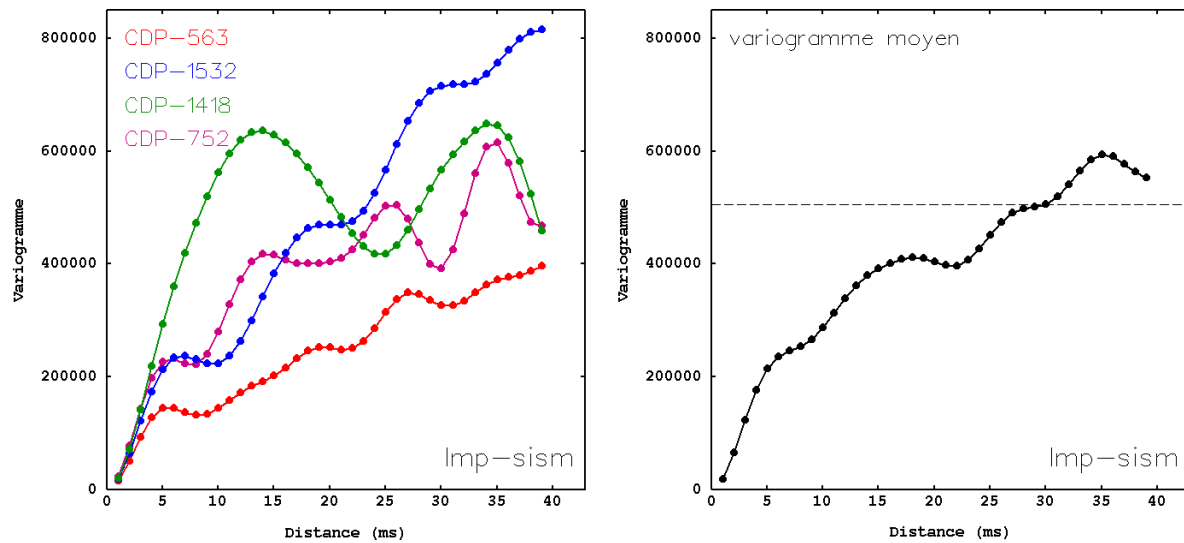


Figure 3-7 : Variogrammes par CDP de l'impédance-sismique (à gauche) et variogramme moyen des quatre CDP (à droite).
Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

Variogrammes verticaux des profils sismiques

Pour étudier l'évolution du comportement spatial vertical le long de chaque profil sismique, la moyenne des variogrammes verticaux sur tranches de 100 CDP a été comparée avec la moyenne des variogrammes verticaux sur les quatre CDP associés aux quatre puits. Les résultats pour chacun des dix profils sont illustrés de la Figure 3-8 à la Figure 3-12, la moyenne des variogrammes sur les tranches des CDP sont toujours de couleur rose, tandis que celle des quatre CDP est en noir.

Pour les profils 07EST01, 07EST02, 07EST08 et 07EST09 (Figure 3-8 et Figure 3-10), la moyenne des variogrammes des quatre CDP est bien représentative du comportement vertical observé le long de chacun des profils.

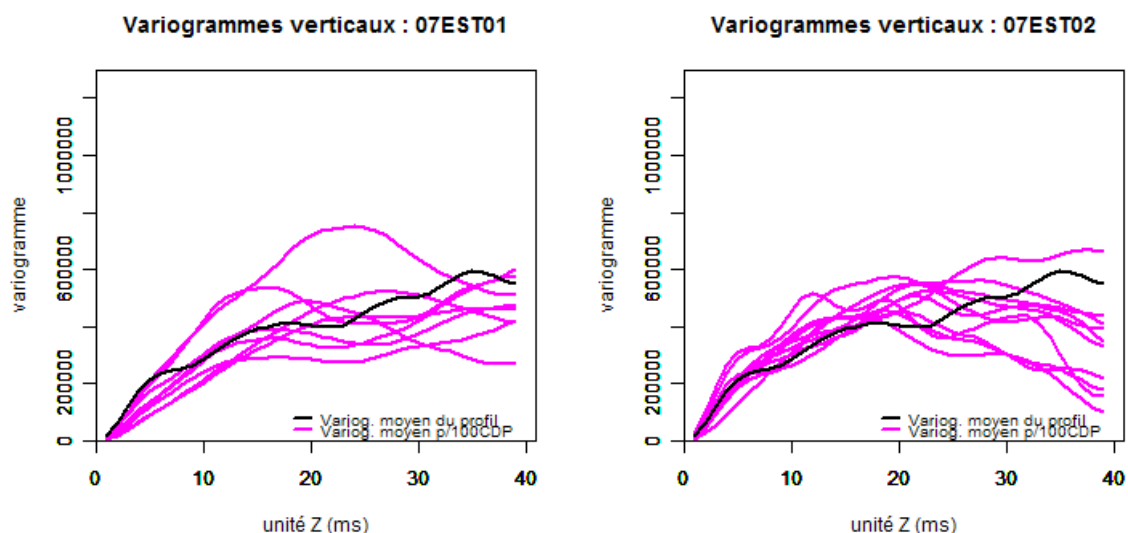


Figure 3-8 : Variogrammes verticaux moyens des profils 07EST01 (à gauche) et 07EST02 (à droite).
Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

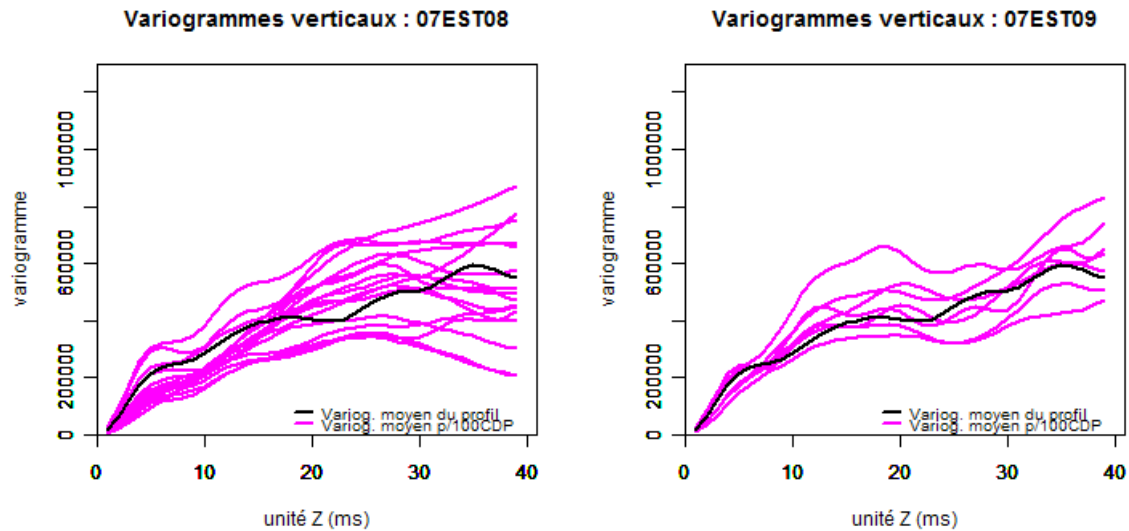


Figure 3-9 : Variogrammes verticaux moyens des profils 07EST08 (à gauche) et 07EST09 (à droite).
Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

Les variogrammes verticaux du profil 07EST03 (Figure 3-10, gauche) peuvent se regrouper en deux familles, l'une de comportement similaire au variogramme moyen des quatre CDP, et l'autre de variance plus élevée et de structure différente à celle du variogramme moyen des quatre CDP. Les variogrammes du profil 07EST10 (Figure 3-10, droite) montrent un comportement similaire à l'une des familles des variogrammes du profil 07EST03.

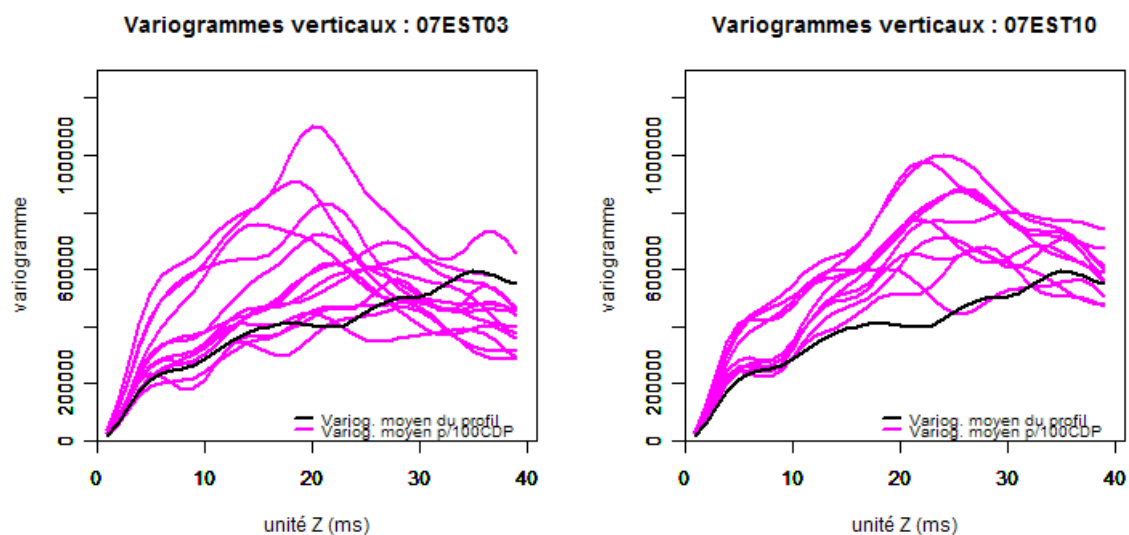


Figure 3-10 : Variogrammes verticaux moyens des profils 07EST03 (à gauche) et 07EST07 (à droite).
Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

Le comportement des variogrammes des profils 07EST06 et 07EST07 (Figure 3-11) restent similaires à celui des quatre CDP jusqu'à une distance de 10 ms, au delà de cette distance une variation de la pente des courbes permet retrouver deux familles des variogrammes. Pour le cas du profil 07EST07 (Figure 3-11, droite) le comportement d'une de ces familles reste similaire à celle des quatre CDP.

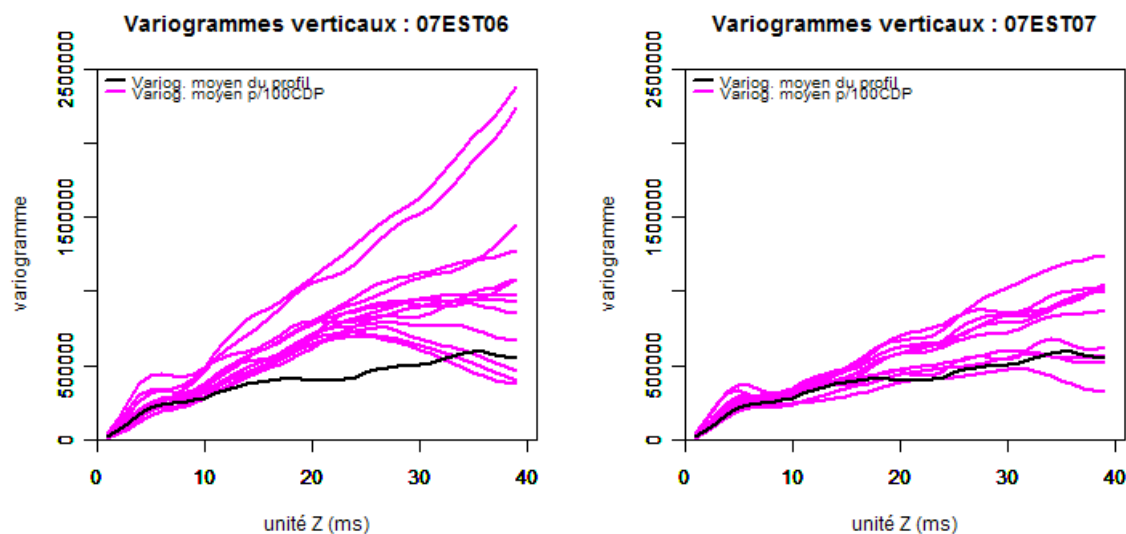


Figure 3-11 : Variogrammes verticaux moyens des profils 07EST06 (à gauche) et 07EST07 (à droite).
Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

Les variogrammes des profils 07EST04 et 7EST11 (Figure 3-12) sont les plus divergents. Leurs comportements peuvent se regrouper en trois familles dépendant du degré de la pente des courbes. Seul le profil 07EST04 (Figure 3-12, gauche) a une famille dont leur comportement est similaire à celle du variogramme moyen des quatre CDP.

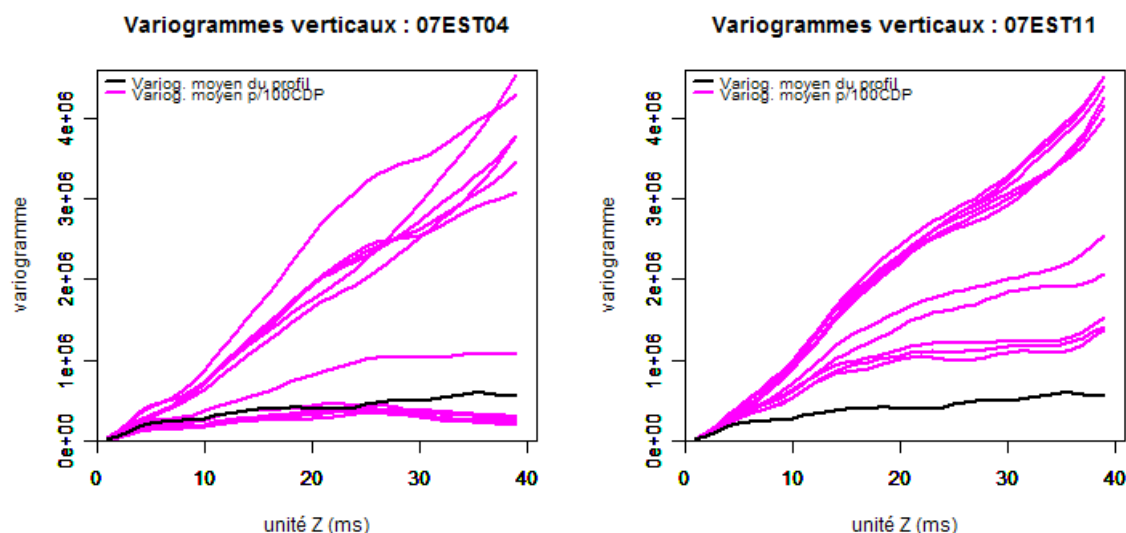


Figure 3-12 : Variogrammes verticaux moyens des profils 07EST04 (à gauche) et 07EST11 (à droite).
Paramètres de calcul : calcul fait le long la ligne, 40 pas de 1 ms, tolérance en distance de 0,5 ms.

Pour résumer le comportement des profils une carte des profils colorée par rapport au comportement moyen des variogrammes est montrée dans la Figure 3-13. En noir est représentée les portions des profils qui ont un comportement similaire à celle du variogramme moyen des quatre CDP. Les couleurs vert, violet et rouge sont fonction du degré de la pente des variogrammes, le vert représente les variogrammes les plus stationnaires et plus proches de ceux des quatre CDP, tandis que le rouge représente les variogrammes de comportement intrinsèque (par exemple 07EST04 et 07EST11). Le violet est intermédiaire entre le vert et le rouge.

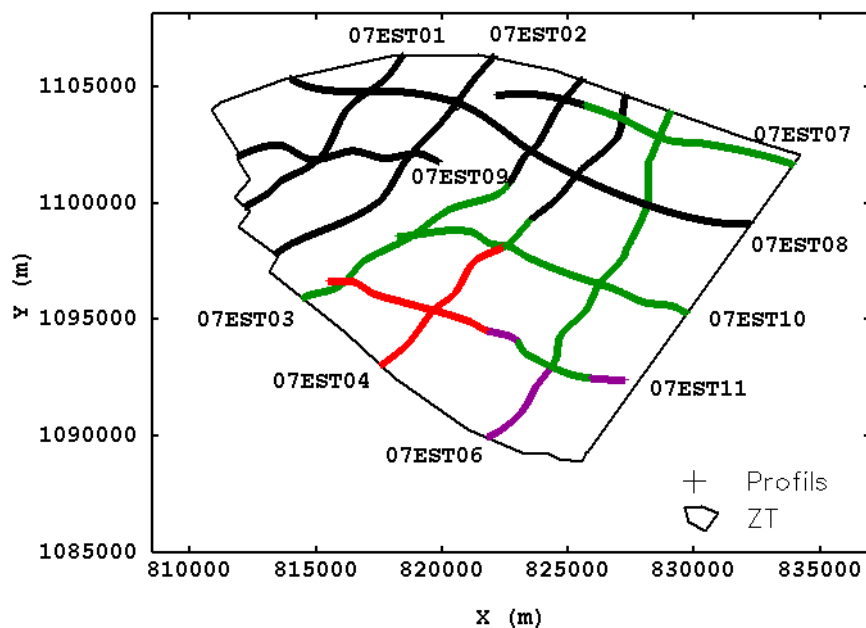


Figure 3-13 : Localisation des profils sismiques. Les couleurs représentent le classement fait à partir du comportement des variogrammes verticaux.

Un moyen de comprendre les différents comportements variographiques le long de certains profils est de visualiser les cartes correspondantes d'impédance. La Figure 3-14 montre les cartes d'impédance pour le profil 07EST04 (à gauche) et 07EST11 (à droite). Les rectangles de couleurs limitent les différentes familles définies à partir des variogrammes et représentées aussi avec les mêmes couleurs sur la carte de localisation (Figure 3-13). L'augmentation rapide de la variance dans une famille des variogrammes de ces profils (polygone rouge) est due au fort contraste des valeurs d'impédance dans la partie supérieure des sections (intervalle 0 à -70 ms).

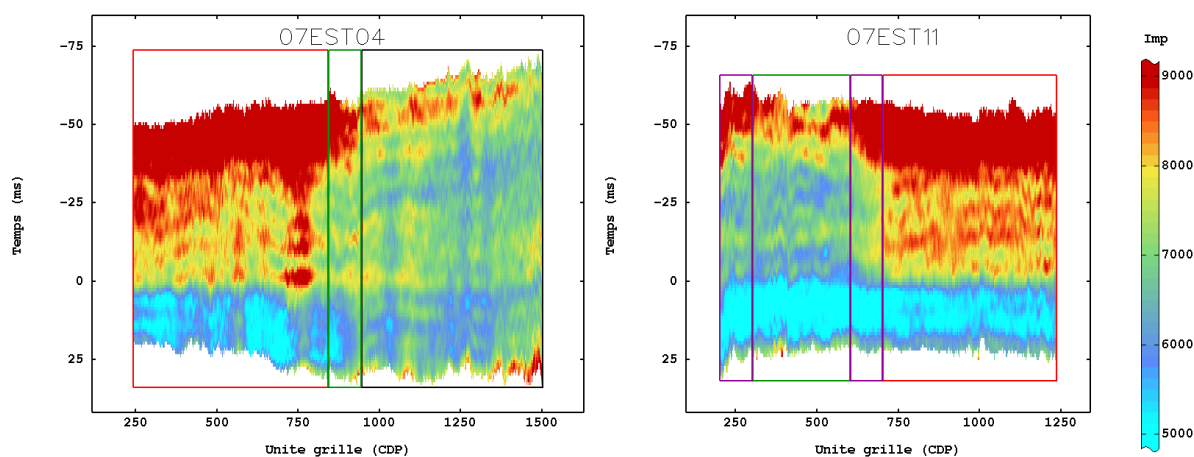


Figure 3-14 : Cartes d'impédances-sismiques. Profils 07EST04 (à gauche) et 07EST11 (à droite).

Suite à l'analyse des variogrammes verticaux le long des profils les commentaires suivants sont faits :

- Le comportement variographique n'est pas homogène dans la zone de transposition.
- Le comportement variographique vertical de la partie nord et nord-ouest est similaire à celui du variogramme moyen des quatre CDP.

- La structure des variogrammes regroupés dans la famille représentée en couleur verte dans la Figure 3-13, est similaire à celle du variogramme moyen des quatre CDP à un facteur multiplicatif près.
- La partie sud-centrale est celle qui présente la plus grande hétérogénéité le long des profils, ainsi qu'une différence plus marquée du comportement variographique.

Les variogrammes ont mis en évidence les différents comportements de l'impédance-sismique et en particulier ont permis de localiser des zones pour lesquelles celle-ci semble être entachée d'un bruit supplémentaire, classiquement associé par les géophysiciens à des problèmes d'acquisition dus à la couverture. Ce bruit supplémentaire peut être étudié sur les amplitudes comme évoqué dans le Chapitre 6 (en page 113).

3.2.2. Variogrammes verticaux simples et croisés

L'existence du lien entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique a déjà été présentée dans l'étude de la corrélation ponctuelle entre les variables ; cependant en géostatistique c'est le lien spatial des variables, étudié par les variogrammes simples et croisés, qui est la base pour établir les hypothèses qui permettront de trouver le modèle probabiliste optimal.

Comme il n'y a que quatre puits avec les deux variables, seuls les variogrammes verticaux sont accessibles. L'analyse des variogrammes verticaux (Figure 3-15) montre une corrélation positive entre les deux types d'impédance. Le variogramme de l'impédance-log-filtrée montre un comportement très proche de celui du variogramme croisé, à l'inverse du variogramme de l'impédance-sismique qui présente un fort écart avec le croisé.

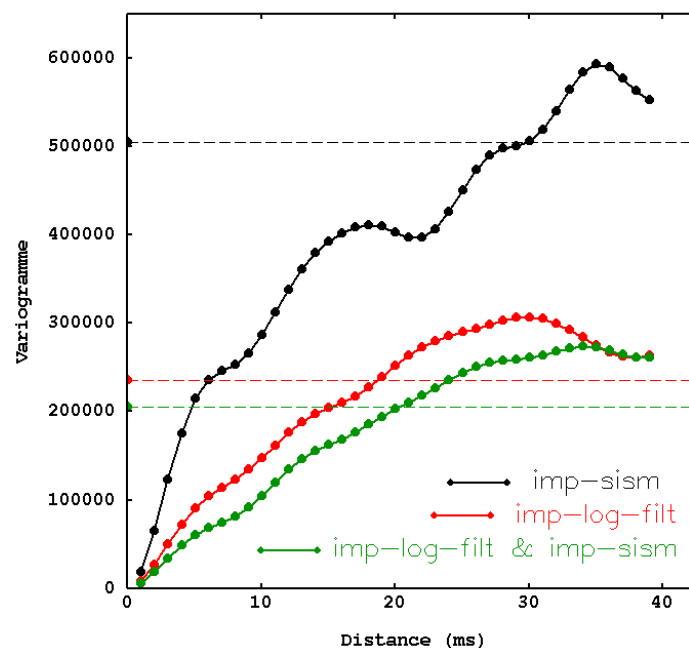


Figure 3-15 : Variogrammes verticaux simples et croisés de l'impédance-log-filtrée et de l'impédance-sismique. Paramètres de calcul : calculés le long de la ligne, 40 pas de 1 ms, avec une tolérance en distance de 0,5 ms.

Chapitre 4.

Modélisation

Partant du fait que *toute mesure est entachée d'erreur* et considérant les variogrammes expérimentaux simples et croisés précédents (verticaux), il est possible de formuler l'hypothèse suivante : « *les deux mesures d'impédance peuvent se décomposer comme la somme d'une variable commune (notée Z) liée aux caractéristiques géologiques du milieu, plus un résidu lié à chaque mesure ; les résidus sont non corrélés entre eux et non corrélés à la variable Z* ». L'Équation 4-1 fournit l'hypothèse sous écriture mathématique.

Équation 4-1

$$I_{sism} = Z + R_{sism}$$

$$I_{log} = Z + R_{log}$$

Où :

⇒ I_{sism} : est l'impédance-sismique mesurée le long des profils.

⇒ I_{log} : est l'impédance-log-filtrée issues des puits.

⇒ Z : variable liée aux caractéristiques géologiques, commune aux deux impédances.

⇒ R_{sism} : résidu lié à la mesure de l'impédance-sismique.

⇒ R_{log} : résidu lié à la mesure de l'impédance-log-filtrée.

Les variogrammes théoriques simples (Équation 4-2 et Équation 4-3) et croisé (Équation 4-4) obtenus sous cette hypothèse, montrent que la structure de la variable Z est commune à tous les variogrammes.

Équation 4-2

$$\gamma_{I_{sism}} = \frac{1}{2} E[I_{sism}(x) - I_{sism}(x + h)]^2$$

$$\Rightarrow \frac{1}{2} E[Z(x) - Z(x + h) + R_{sism}(x) - R_{sism}(x + h)]^2$$

$$\boxed{\gamma_{I_{sism}} = \gamma_Z + \gamma_{R_{sism}}}$$

Équation 4-3

$$\gamma_{I_{log}} = \frac{1}{2} E[I_{log}(x) - I_{log}(x + h)]^2$$

$$\rightarrow = \frac{1}{2} E [Z(x) - Z(x+h) + R_{log}(x) - R_{log}(x+h)]^2$$

$$\gamma_{I_{log}} = \gamma_Z + \gamma_{R_{log}}$$

Équation 4-4

$$\gamma_{I_{sism}, I_{log}} = \frac{1}{2} E \{ [I_{sism}(x) - I_{sism}(x+h)] \times [I_{log}(x) - I_{log}(x+h)] \}$$

$$\rightarrow = \frac{1}{2} E \{ [Z(x) - Z(x+h) + R_{sism}(x) - R_{sism}(x+h)] \times [Z(x) - Z(x+h) + R_{log}(x) - R_{log}(x+h)] \}$$

$$\gamma_{I_{sism}, I_{log}} = \gamma_Z$$

Cette hypothèse ouvre une voie qui peut conduire à un modèle de paramètres géomécaniques dans la zone de transposition à partir de leur corrélation avec la variable Z estimée aux puits. En effet, si cette hypothèse est acceptée, elle conduira à l'estimation de la variable Z dans la zone d'intérêt, et puis l'étude de la corrélation, au niveau des puits, de cette variable avec certains paramètres géomécaniques peut être envisagée ultérieurement.

Étant donné que seul le variogramme croisé fournit la structure isolée de la variable Z, l'accès au variogramme expérimental croisé est fondamental pour bien identifier la structure de Z. Cependant et comme il a été déjà mentionné à plusieurs reprises, le faible nombre des puits ne permet d'accéder qu'au variogramme croisé vertical. Il va falloir donc faire un choix de travail pour la direction horizontale et donc pour le modèle global. L'ajustement des variogrammes est présenté par direction.

4.1. Ajustement des variogrammes verticaux

La procédure d'ajustement des courbes expérimentales a démarré avec l'ajustement du variogramme croisé. Dans la pratique, les trois variogrammes expérimentaux (simples et croisé) doivent s'ajuster simultanément. Donc, les structures trouvées pour ajuster le variogramme croisé sont prises comme base pour les variogrammes simples ; à ces structures s'ajoutent des nouvelles structures qui correspondent donc aux structures des résidus.

L'ajustement des variogrammes expérimentaux, suivant la procédure décrite, est très satisfaisant (Figure 4-1), c'est qui rend l'hypothèse acceptable.

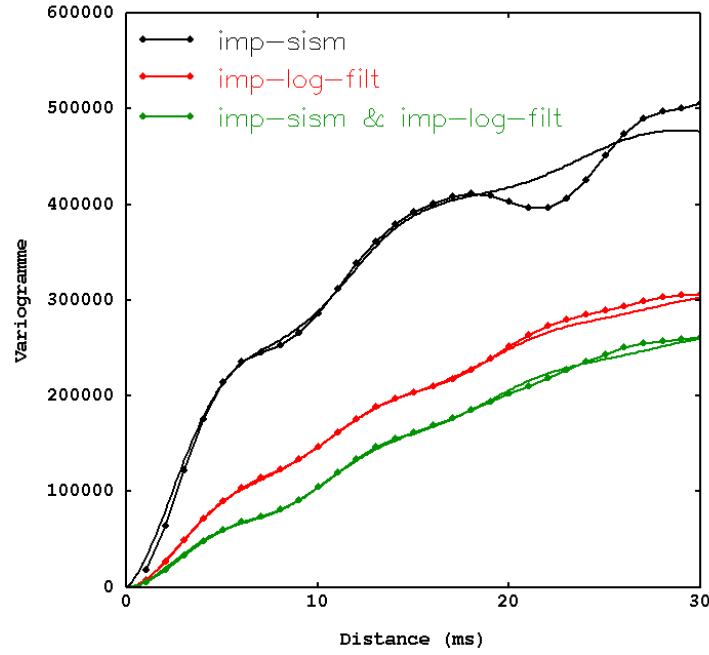


Figure 4-1 : Courbes des variogrammes verticaux expérimentaux simples et croisés (traits avec points) et courbes d'ajustement (traits continus).

Trois types de modèles ont été utilisés pour l'ajustement des différentes courbes : cubique, sphérique et cosinus exponentiel. Le détail mathématique de ces modèles est donné de l'Équation 4-5 à l'Équation 4-7.

Équation 4-5

$$\text{Modèle cubique} \left\{ \begin{array}{ll} \gamma(h) = C \left[7 \left(\frac{h^2}{a^2} \right) - \frac{35}{4} \left(\frac{h^3}{a^3} \right) + \frac{7}{2} \left(\frac{h^5}{a^5} \right) - \frac{3}{4} \left(\frac{h^7}{a^7} \right) \right] & (0 \leq h \leq a) \\ \gamma(h) = C & (h \geq a) \end{array} \right\}$$

Équation 4-6

$$\text{Modèle sphérique} \left\{ \begin{array}{ll} \gamma(h) = C \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & (h < a) \\ \gamma(h) = C & (h \geq a) \end{array} \right\}$$

Équation 4-7

$$\text{Modèle cosinus-exp} \left\{ C(h) = \exp \left(-\frac{|h_{xy}|}{a_1} \right) \cos \left(2\pi \frac{h_z}{a_2} \right) \exp \left(-\frac{|h_z|}{a_1} \right) \quad (h \in R^n, a_1 > 0, a_2 > 0) \right\}$$

$C(h)$ est une covariance dans R^2 si $a_2 \geq a_1$, et dans R^3 si $a_2 \geq a_1 \sqrt{3}$ (réf. Chilès, delfiner, Geostatistics, 1999).

Le Tableau 4-1 donne la liste des noms des modèles variographiques ainsi que les paramètres utilisés pour ajuster le variogramme croisé (courbe verte, Figure 4-1). La structure cosinus exponentiel

sert à ajuster la périodicité (période égale à 8.8 ms) observée ; et les structures cubiques sont utilisées pour la continuité de la courbe à l'origine.

Tableau 4-1 : Résumé des paramètres d'ajustement de la variable commune Z.

VARIABLE Z			
Structure	Palier ($m\ gr/s\ cm^3$) ²	Portée (ms)	Troisième paramètre (ms)
Cosinus-expon	13000	40	8.8
Cubique-1	33500	12.5	-
Cubique-2	220000	42	-

Le Tableau 4-2 liste les structures et paramètres retenus pour l'ajustement des résidus. Une seule structure (cubique) de faible variance est suffisante pour le résidu de l'impédance-log-filtrée. Au contraire, l'ajustement du résidu sismique nécessite l'utilisation de trois structures.

Tableau 4-2 : Résumé des paramètres d'ajustement des résidus de l'impédance-log-filtrée et de l'impédance-sismique.

RÉSIDUS						
	LOG-FILTRÉ			SISMIQUE		
Structure	Palier ($m\ gr/s\ cm^3$) ²	Portée (ms)	Troisième paramètre (ms)	Palier ($m\ gr/s\ cm^3$) ²	Portée (ms)	Troisième paramètre (ms)
Cosinus-exponentiel				20000	90	10.8
Cubique	43000	11	-	38000	7	-
Sphérique	-	-	-	160000	14.5	-

Un autre moyen de valider l'hypothèse formulée consiste à définir une nouvelle variable « Y » qui va être la différence entre les mesures de l'impédance-sismique et de l'impédance-log-filtrée. Cette différence est égale à la différence des résidus (Équation 4-8).

Équation 4-8

$$Y = I_{sism} - I_{log} = R_{sism} - R_{log}$$

Théoriquement sous la contrainte de non corrélation entre les résidus, le variogramme de la variable Y est égal à la somme des variogrammes des résidus (Équation 4-9).

Équation 4-9

$$\gamma_Y = \gamma_{Rsis} + \gamma_{Rlog}$$

Donc si l'hypothèse est valide, la somme des modèles variographiques utilisés pour l'ajustement des résidus (Tableau 4-1) doit bien ajuster le variogramme expérimental de la variable Y. Comme l'ajustement du variogramme de Y (Figure 4-2) est très satisfaisant, l'hypothèse est donc acceptée.

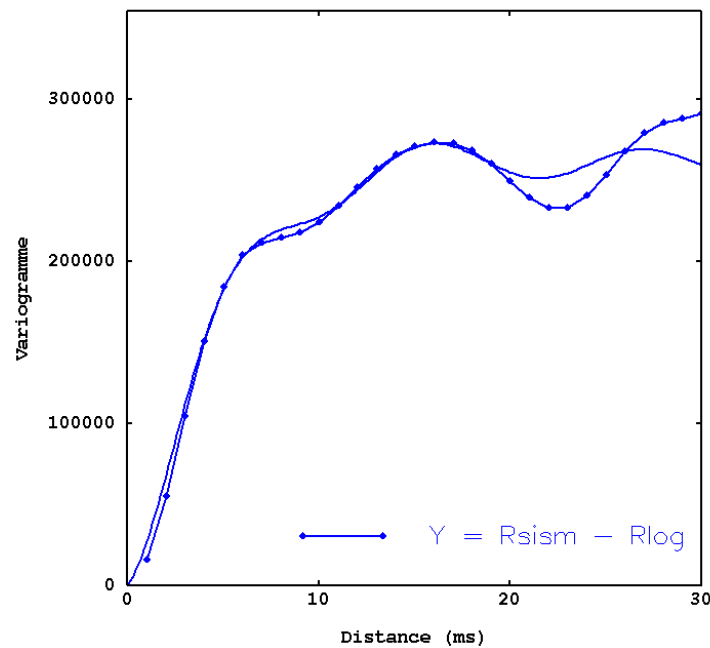


Figure 4-2 : Variogramme vertical expérimental (trait avec points) de la variable Y ($R_{sism} - R_{log}$) et ajustement (trait continu).

Jusqu'ici l'hypothèse formulée a été vérifiée dans la direction verticale le long de quatre puits et des traces associées. L'évolution des variogrammes verticaux le long des profils a mis en évidence que le comportement de l'impédance-sismique n'est pas toujours homogène d'un profil à l'autre. Parfois, il ne l'est même pas dans le même profil. Il a fallu trouver des simplifications qui permettent de trouver un modèle valable pour chacun des profils.

La connaissance géologique de la zone d'étude suggérant une faible variabilité latérale, la méthodologie proposée est de garder pour tous les profils le modèle de la variable Z trouvé à partir de l'étude conjointe des impédances le long des quatre puits. Il reste donc à chercher un modèle de résidu sismique valable pour le profil considéré, et qui additionné à celui de la composante Z donne un bon ajustement du variogramme vertical moyen de l'impédance-sismique.

Les mêmes structures utilisées pour l'ajustement du résidu sismique calculé à partir des quatre traces (CDP) associées aux puits, ont été utilisées pour la plupart des résidus des différents profils. La principale différence est constituée par le nombre de structures employées (entre un et trois) et les valeurs des paliers. La liste des structures et paramètres utilisés par profil est donnée dans le Tableau B-1 (en page 136 de l'Annexe - B).

Variogrammes expérimentaux et modèles (somme des structures de Z et des résidus) montrent un très bon ajustement dans la direction verticale pour tous les profils, jusqu'à une distance de 15 ms (Figure 4-3 et Figure 4-4).

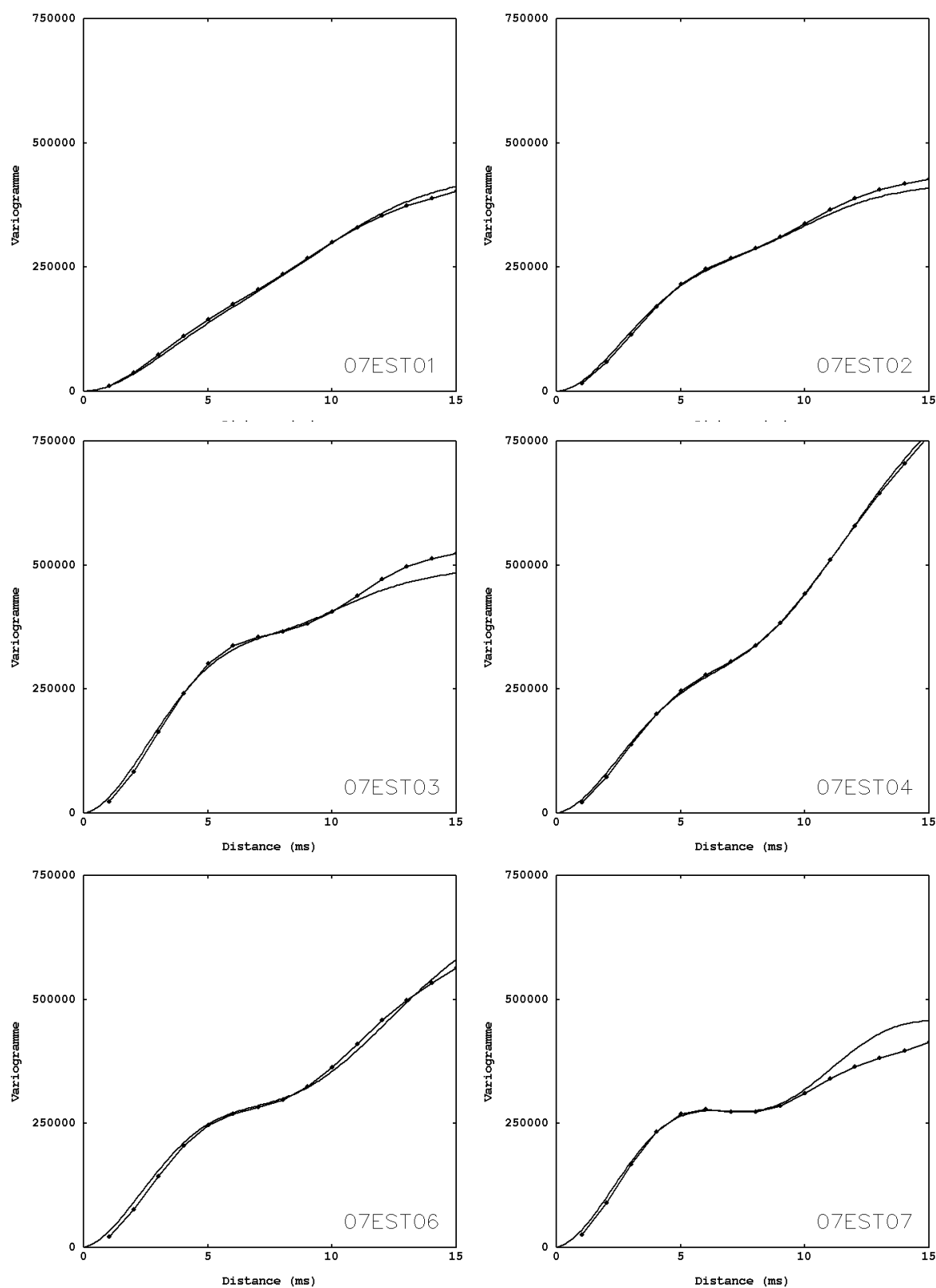


Figure 4-3 : Variogrammes verticaux expérimentaux simples (traits avec points) et ajustements (traits continus) de l'impédance-sismique, illustrés par profil sismique du 07EST01 au 07EST07. Variogrammes moyens sur toutes les traces de chaque profil.

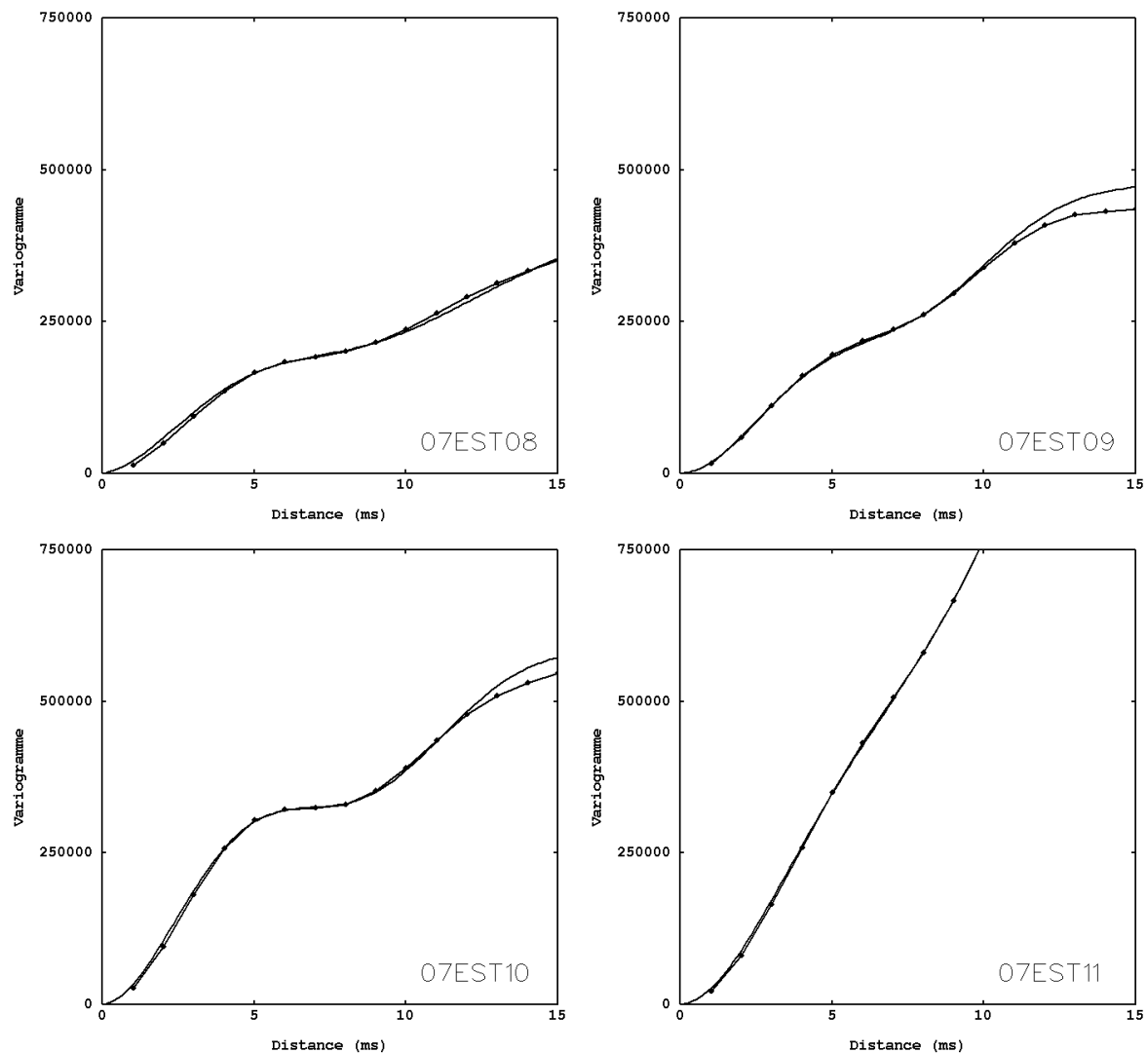


Figure 4-4 : Variogrammes verticaux expérimentaux simples (traits avec points) et ajustements (traits continus) de l'impédance-sismique, illustrés par profil sismique du 07EST08 au 07EST11. Variogrammes moyens sur toutes les traces de chaque profil.

4.2. Ajustement des variogrammes horizontaux

Il n'existe aucun moyen de connaître la structure de Z dans la direction horizontale. Le choix envisagé consiste donc à utiliser les structures de l'ajustement vertical et à choisir leurs paramètres dans la direction horizontale, en même temps que les paramètres des structures des résidus. La fiabilité des paramètres choisis ne peut être pas assurée ; nonobstant, le choix a été quand même appliqué à un profil pour mettre en parallèle les résultats d'estimation de Z à partir d'un modèle uniquement vertical, mais vérifiable, et un modèle bidirectionnel, mais arbitraire suivant l'horizontale.

La Figure 4-5 montre l'ajustement des variogrammes expérimentaux calculés dans les directions verticale et horizontale du profil 07EST07. Jusqu'à une distance d'environ 60 m l'ajustement suivant l'horizontale est très satisfaisant. L'ajustement suivant la verticale est très satisfaisant jusqu'à une distance de 10 ms (se reporter à la Figure 4-3 pour examiner cette constatation avec une échelle appropriée), il faut tenir compte de cette distance lors du choix du voisinage pour l'estimation.

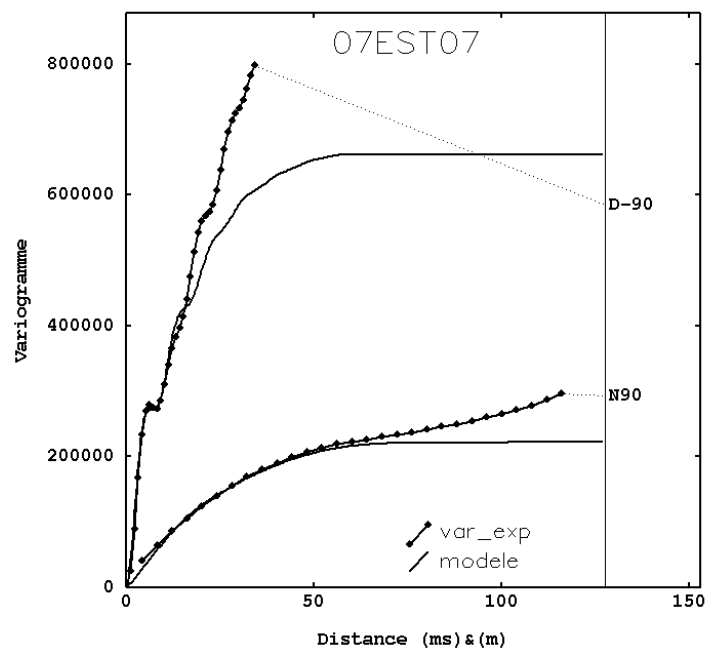


Figure 4-5 : Variogrammes bidirectionnels expérimentaux (traits avec points) et ajustements (traits continus) de l'impédance-sismique. Profil 07EST07.

Le Tableau 4-3 liste séparément les structures et paramètres choisis lors de l'ajustement pour la variable Z et pour le résidu sismique. La composante cubique (de forte variance) de la variable Z ne joue pas dans la direction horizontale. Il en va de même pour la composante sphérique du résidu.

Tableau 4-3 : Résumé des paramètres d'ajustement des variogrammes vertical et horizontal de l'impédance-sismique. Profil 07EST07.

07EST07				
	Structure	Palier ($m \text{ gr/s cm}^3$) ²	Portée (ms) (x, z)	Troisième paramètre (ms)
VARIABLE Z	Cosinus-expon	13000	(40, 40)	8.8
	Cubique-1	33500	(26, 12.5)	-
	Cubique-2	220000	(∞ , 42)	-
RESIDU	Cosinus-expon	75000	(45, 25)	9.2
	Cubique	100000	(85, 12)	-
	Sphérique	220000	(∞ , 60)	-

Chapitre 5.

Estimation

Le but final pour l'ANDRA étant la cartographie des caractéristiques géomécaniques de la formation, et celles-ci n'étant corrélables aux impédances qu'au niveau des puits, l'étape intermédiaire consiste à cartographier l'impédance-log-filtrée dans toute la zone d'intérêt. Le faible nombre des puits fournissant l'impédance-log-filtrée ne permet pas non plus d'accéder à un modèle monovarié pour la cartographie de cette impédance. L'impédance-sismique étendue sur la zone de transposition est la seule variable qui permettra d'étendre dans l'espace ces paramètres géomécaniques. Trouver le lien entre les deux impédances constitue donc l'étape intermédiaire indispensable.

L'étude conjointe des impédances illustrée précédemment, a permis de valider l'hypothèse suivante : *les deux mesures d'impédance peuvent se décomposer comme la somme d'une variable commune (notée Z) liée aux caractéristiques géologiques du milieu, plus un résidu lié à chaque mesure ; les résidus sont non corrélés entre eux et non corrélés à la variable Z.* L'étude du variogramme croisé a permis l'identification et la modélisation de la structure de la variable Z. La structure de Z constitue la structure de base de la modélisation des variogrammes simples qui donne aussi la structure du résidu.

En considérant Z comme la valeur d'impédance filtrée « propre » sur tout le champ, le sujet de ce chapitre est l'estimation de Z à partir de l'impédance-log-filtrée et de l'impédance sismique. La co-estimation de la variable Z, à partir des deux mesures d'impédance est la méthode idéale. Cependant, comme le nombre de puits dans la zone de transposition est faible, la structure latérale de Z est difficilement accessible ; la méthode a donc été simplifiée comme suit :

- L'information des puits a seulement été utilisée pour trouver la structure de Z, à partir de l'analyse conjointe des impédances.
- L'estimation de la variable Z, qui revient à un filtrage des résidus, a été faite sur les données sismiques.
- L'estimation de Z a été faite profil par profil. Il y a un modèle de variogramme par profil, en fait c'est celui du résidu qui change d'un profil à l'autre. La mise en parallèle des résultats de l'estimation, en utilisant un voisinage bidimensionnel et un voisinage uniquement vertical, sera présentée pour un profil. Les autres profils seront estimés avec un voisinage uniquement vertical.
- Le système de krigeage sera présenté dans le cadre général.

5.1. Estimation de la variable Z

5.1.1. Données disponibles

L'estimation de la variable Z a été faite aux points de données le long des profils sismiques, à partir de l'impédance-sismique. Suivant l'hypothèse retenue, l'impédance-sismique (I_s) peut se décomposer comme la somme de la variable Z et d'un résidu (R_s) associé à la mesure (Équation 5-1).

Équation 5-1

$$I_s = Z + R_s$$

Estimer la composante Z revient à filtrer le résidu (R_s) présent dans l'impédance-sismique (I_s).

5.1.2. Estimateur

L'estimateur (Z^*) de la composante Z de l'impédance-sismique, est une combinaison linéaire des données (I_{s_α}) pondérées par les poids λ_α comme le définit l'Équation 5-2 :

Équation 5-2

$$Z^* = \sum \lambda_\alpha I_{s_\alpha}$$

Les poids sont obtenus en respectant les deux contraintes : estimateur sans biais et de variance minimale. Ces contraintes sont développées pour ce cas particulier.

5.1.3. Contraintes d'optimisation

Non Biais

La première contrainte (Équation 5-3) imposée à l'estimateur est la nullité de l'espérance de l'erreur d'estimation, cette dernière correspond à la différence entre la valeur estimée (Z^*) et la vraie valeur (Z) inconnue.

Équation 5-3

$$E[Z^* - Z] = 0$$

Tous les termes correspondants à Z^* sont remplacés par la définition de l'estimateur donnée dans l'Équation 5-2, ensuite tous les termes correspondants à I_{s_α} sont remplacés par leur définition donnée dans l'Équation 5-1. Le développement de cette première contrainte est donné par l'Équation 5-4. Finalement, l'Équation 5-5 donne les conditions nécessaires pour respecter la contrainte, c'est à dire que la somme de pondérateurs λ_α doit être égale à un.

Équation 5-4

$$E \left[\sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha I_{s_\alpha} - Z \right] = 0$$

$$\rightarrow \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha E[Z_\alpha] + \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha E[R_\alpha] - E[Z] = 0$$

Hypothèse, $E[Z_\alpha] = E[Z] = m_Z$ et $E[R_\alpha] = m_{RS} = 0$

$$\Rightarrow m_Z \left(\sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} - 1 \right) + m_{RS} \left(\sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} \right) = 0$$

Équation 5-5

$$\sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} = 1, \quad \forall m_Z$$

Variance Minimale

La deuxième contrainte (Équation 5-6) imposée à l'estimateur concerne la variance de l'erreur d'estimation qui doit être minimale.

Équation 5-6

$$Var[Z^* - Z] = \text{minimale}$$

Les définitions classiques de variance, covariance et espérance sont appliquées, ainsi que le remplacement des termes de Z^* et Is_{α} données par l'Équation 5-1 et Équation 5-2. Le développement mathématique est illustré dans l'Équation 5-7.

Équation 5-7

$$Var[Z^* - Z] = E\{[Z^* - Z]^2\} - \{E[Z^* - Z]\}^2$$

De la première contrainte sans biais, $E[Z^* - Z] = 0$

$$\begin{aligned} \Rightarrow E \left[\sum \sum \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} Is_{\alpha} Is_{\beta} \right] - 2E \left[Z \sum \lambda_{\alpha} Is_{\alpha} \right] + E[Z^2] \\ \Rightarrow \sum \sum \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \{E[Z_{\alpha} Z_{\beta}] + E[Z_{\alpha} Rs_{\beta}] + E[Rs_{\alpha} Z_{\beta}] + E[Rs_{\alpha} Rs_{\beta}]\} \\ - 2 \sum \lambda_{\alpha} E\{[ZZ_{\alpha}] + E[ZR s_{\alpha}]\} + E[Z^2] \end{aligned}$$

Sous la contrainte de non corrélation entre la variable Z et le résidu Rs , et par linéarité de l'espérance : $E[Z_{\alpha} Rs_{\beta}] = E[Rs_{\alpha} Z_{\beta}] = E[ZR s_{\alpha}] = 0$; étant donné que $E[Rs] = 0$

$$\Rightarrow \sum \sum \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \{E[Z_{\alpha} Z_{\beta}] + E[Rs_{\alpha} Rs_{\beta}]\} - 2 \sum \lambda_{\alpha} E\{[ZZ_{\alpha}]\} + E[Z^2]$$

Les termes d'espérance sont remplacés par les termes de covariance sous l'hypothèse que l'espérance des résidus est nulle. La variance de l'erreur d'estimation est donc donnée par l'Équation 5-8 :

Équation 5-8

$$Var[Z^* - Z] = \sum \sum \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \{Cov[Z_{\alpha}, Z_{\beta}] + Cov[Rs_{\alpha}, Rs_{\beta}]\} - 2 \sum \lambda_{\alpha} Cov[Z, Z_{\alpha}] + Cov[Z, Z]$$

La variance minimale peut être représentée en fonction des variogrammes ou des covariances dans le cadre stationnaire d'ordre 2. Dans le cadre intrinsèque seule la fonction variogramme existe. Les variogrammes expérimentaux ont montré que les données étudiées présentent un comportement intrinsèque, donc seule la fonction variogramme peut être utilisée. Le passage des covariances aux variogrammes s'obtient en appliquant l'une des propriétés (Équation 5-9) de l'hypothèse de stationnarité d'ordre-2 établie par la géostatistique linéaire:

Équation 5-9

$$C(h) = C(0) - \gamma(h)$$

Où :

$\Rightarrow C_Z(h_{\alpha\beta}) = Cov[Z_\alpha, Z_\beta]$: covariance entre la variable Z localisée au point x_α et la variable localisée au point x_β , $h_{\alpha\beta}$ étant le vecteur de distance entre les deux points.

$\Rightarrow C_Z(0) = Cov[Z_\alpha, Z_\alpha]$: covariance de la variable Z à une distance égale zéro, égale à la variance de la variable.

$\Rightarrow \gamma_Z(h_{\alpha\beta}) = \gamma(Z_\alpha, Z_\beta)$: variogramme entre la variable Z localisée au point x_α et la variable localisée au point x_β , $h_{\alpha\beta}$ étant le vecteur de distance entre les deux points x_α et x_β .

Et donc, la variance minimale peut être écrite en fonction de variogrammes selon l'Équation 5-10.

Équation 5-10

$$Var[Z^* - Z] = - \sum \sum \lambda_\alpha \lambda_\beta \{ \gamma_Z(h_{\alpha\beta}) + \gamma_{Rs}(h_{\alpha\beta}) \} + Var(Rs) + 2 \sum \lambda_\alpha \gamma_Z(h_{0\alpha})$$

Pour assurer la variance minimale de l'erreur d'estimation, une nouvelle fonction Φ à dériver est définie (Équation 5-11). Cette fonction fait intervenir le coefficient de Lagrange pour tenir compte de la précédente contrainte sur les poids.

Équation 5-11

$$\Phi = Var[Z^* - Z] - 2\mu \left[\sum \lambda_\alpha - 1 \right]$$

L'annulation des dérivées partielles de la fonction « Φ » selon le pondérateur de Lagrange « μ » et selon les pondérateurs « λ_α », donne les équations du système de krigeage (Équation 5-12 et Équation 5-13).

Équation 5-12

$$\frac{d\Phi}{d\mu} = 0 \quad \rightarrow \sum \lambda_\alpha = 1$$

Équation 5-13

$$\frac{d\Phi}{d\lambda_\alpha} = 0 \quad \rightarrow \sum \lambda_\beta \{ \gamma_Z(h_{\alpha\beta}) + \gamma_{Rs}(h_{\alpha\beta}) \} + \mu = \gamma_Z(h_{0\alpha})$$

L'utilisation de l'Équation 5-13 dans l'Équation 5-10 donne l'expression finale de la variance minimale (Équation 5-14), ce qui montre que la variance de l'erreur d'estimation dépend du modèle de la variable Z et de la variance du résidu-sismique.

Équation 5-14

$$Var[Z^* - Z] = \sum \lambda_\alpha \gamma_Z(h_{0\alpha}) + Var(Rs) + \mu$$

L'autre façon de présenter le système de krigeage est sous la forme matricielle (Équation 5-15). La lecture de cette matrice montre clairement le filtrage de la composante du résidu dans le

deuxième membre. La résolution de cette matrice donne les valeurs des pondérateurs des données λ_α utilisés pour l'estimation de Z.

Équation 5-15

$$\begin{bmatrix} \{\gamma_Z(h_{\alpha\beta}) + \gamma_{Rs}(h_{\alpha\beta})\} & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_\alpha \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_Z(h_{0\alpha}) \\ 1 \end{bmatrix}$$

5.2. Voisinage

Le voisinage concerne le nombre de données utilisés lors de l'estimation ainsi que leur disposition. Deux voisinages ont été envisagés en lien avec deux modèles, l'un qui suppose connue mais invérifiable la variabilité latérale de la variable Z en plus de la variabilité verticale connue et vérifiable. L'autre ne prend en compte que la variabilité verticale de la variable Z. Les modèles utilisés pour tester les deux voisinages sont ceux qui ont été présentés pour le profil 07EST07 dans le chapitre précédent.

Pour le voisinage uniquement vertical, la longueur du segment est de 30 ms. Un minimum de 15 échantillons est requis pour estimer un point et un nombre optimal de 30 échantillons.

L'ellipse de recherche du voisinage bidimensionnel, a un rayon vertical de 15 ms et un rayon horizontal de 60 m. Le nombre minimum d'échantillons requis pour l'estimation est de 15, et le nombre optimal de 2500 échantillons. La Figure 5-1 montre un dessin des deux voisinages, pour mieux illustrer leurs différences.

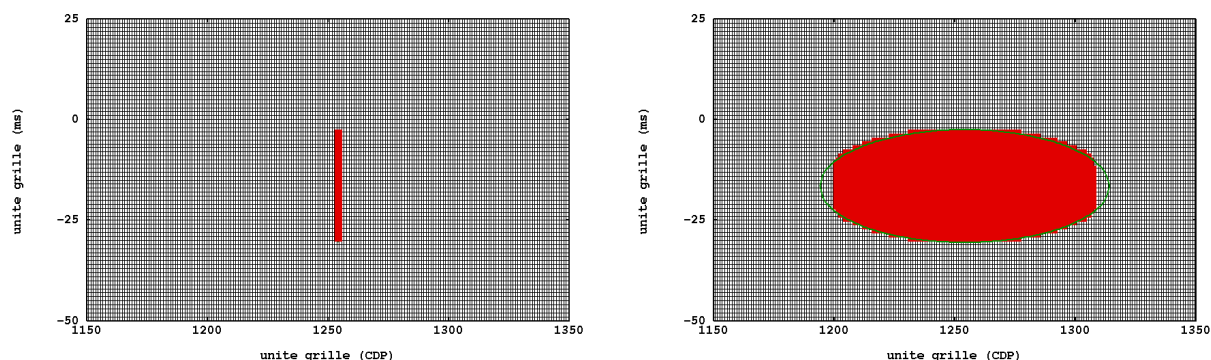


Figure 5-1 : Voisinages testés pour l'estimation de la structure Z le long du profil 07EST07. Uniquement vertical (à gauche) et bidimensionnel (à droite).

5.3. Illustration des résultats

Les cartes estimées à partir des deux modèles choisis pour le profil 07EST07 sont montrées dans les Figure 5-2 et Figure 5-3. La comparaison des deux cartes montre des différences très peu marquées.

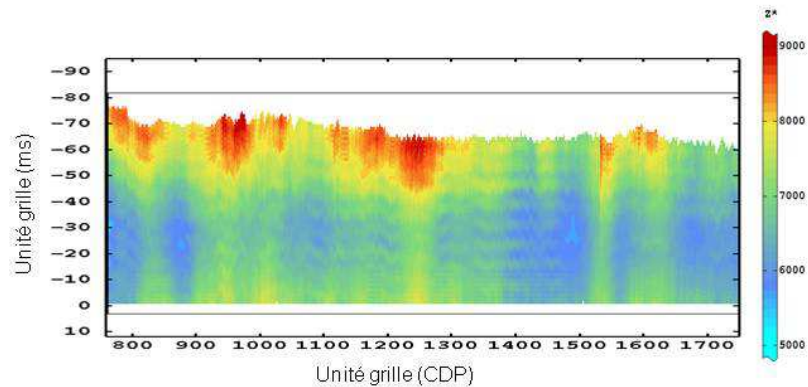


Figure 5-2 : Carte d'estimation de la variable Z le long du profil 07EST07 obtenue à partir du modèle vertical et d'un voisinage uniquement vertical.

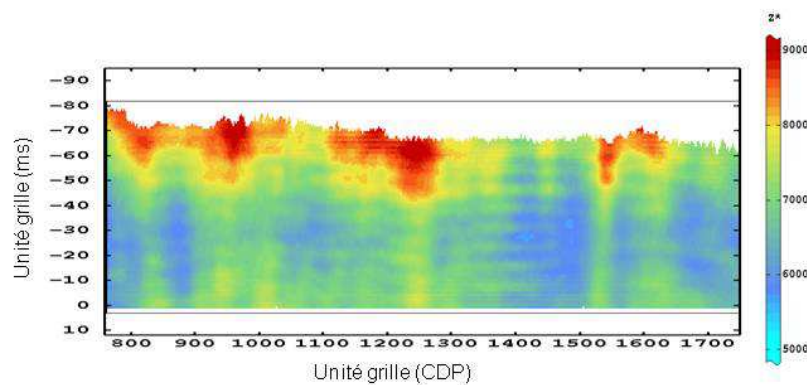


Figure 5-3 : Carte d'estimation de la variable Z le long du profil 07EST07 obtenue à partir du modèle bidirectionnel et d'un voisinage bidimensionnel.

Le faible impact du modèle latéral sur l'estimation de la variable Z est lié à la courte portée choisie suivant l'horizontale. Le fait de travailler uniquement sur la verticale (trace par trace) implique que la corrélation latérale a été négligée, cette approche suppose que la continuité latérale de la variable Z est entièrement donnée par les données sismiques. Ce n'est pas complètement exact, mais sachant que la structure latérale de la variable Z est inconnue, pas d'information suffisante de puits, il a donc été décidé de réaliser l'estimation de Z (filtrage du résidu sismique) à partir du modèle vertical et d'un voisinage uniquement vertical. Les résultats de l'estimation de Z, ainsi que les cartes de l'écart-type d'estimation et du résidu sont fournis pour tous les profils dans l'Annexe - B (en page 135).

Chapitre 6.

Proposition d'une méthode pour améliorer la qualité de l'amplitude

Au cours de la mise en œuvre de la méthode de filtrage de l'impédance-sismique, qui repose sur la décomposition de cette variable en la somme d'une impédance « propre » et d'un résidu lié à la mesure, une hétérogénéité des mesures a été mise en évidence sur certains profils (exemple 07EST03, 07EST04 et 07EST11).

Le résidu tel qu'il a été caractérisé ne permet pas d'éliminer ces différences qui ont été associées à un problème d'acquisition. Ceci a conduit à envisager une analyse de l'amplitude, variable « directement » mesurée et qui est à l'origine de l'impédance-sismique.

Un test de « nettoyage » de l'amplitude a été appliqué uniquement sur le profil 07EST03. En vue des résultats positifs obtenus, la méthode est présentée ici succinctement, afin d'ouvrir une nouvelle piste qui cherche à améliorer la qualité des données sismiques, laquelle devrait être explorée plus en détail.

Les étapes de la procédure sont les suivantes :

- Elimination des données le long du profil basée sur un critère qui prend en compte le coefficient de corrélation entre l'amplitude mesurée et l'amplitude synthétique (issue de l'impédance) en même temps que le rapport signal / bruit de l'amplitude mesurée.
- Détermination du modèle variographique de l'amplitude dite propre. Puis simulation conditionnelle des données éliminées en 1.
- Filtrage géophysique des simulations dans la bande passante de la sismique. Puis calcul d'un nouveau rapport signal / bruit.

6.1. Nettoyage du profil

Le critère utilisé pour le nettoyage du profil est basé à la fois sur le coefficient de corrélation entre l'amplitude sismique et l'amplitude calculée à partir de l'impédance sismique et sur le rapport signal / bruit de la section sismique. La Figure 6-1 montre le coefficient de corrélation des amplitudes le long du profil, leur comparaison avec le rapport signal / bruit (Figure 6-2) montre que les portions du profil qui présentent un coefficient de corrélation faible coïncident avec celles où le rapport signal / bruit est faible aussi.

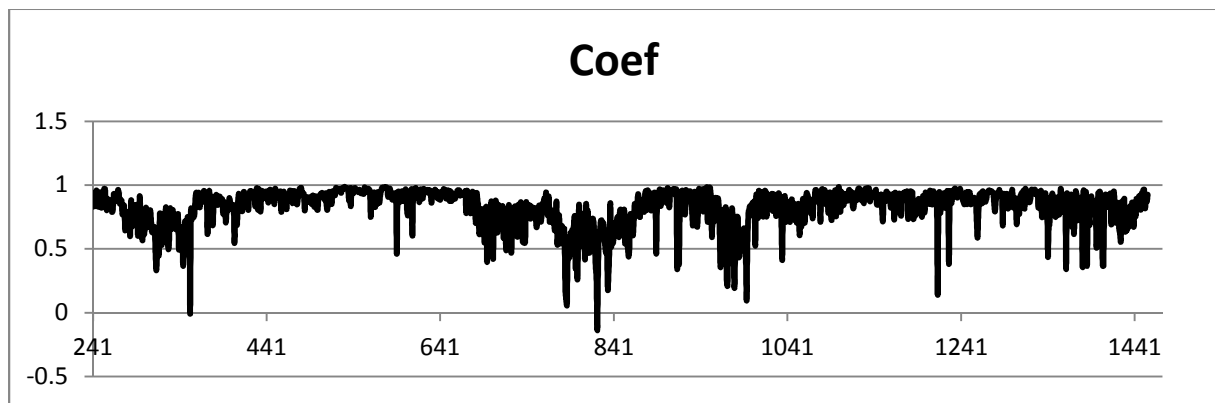


Figure 6-1 : Coefficient de corrélation entre l'amplitude mesurée et l'amplitude calculée à partir de l'impédance-sismique. Profil 07EST03.

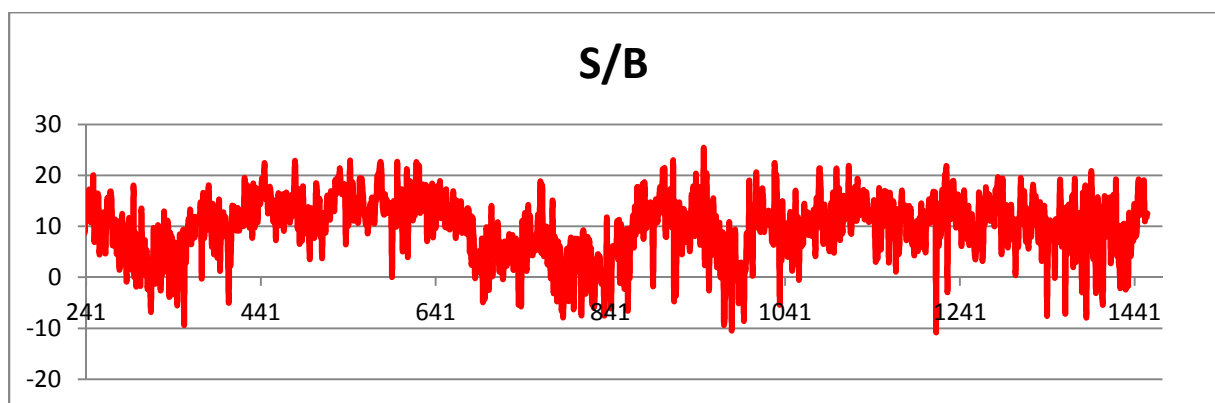


Figure 6-2 : Rapport signal / bruit de l'amplitude mesurée le long du profil 07EST03.

Le critère choisi ne garde que les données qui ont un coefficient de corrélation supérieur à 0.6 et un rapport signal / bruit supérieur à 3.

La Figure 6-3 montre les amplitudes le long du profil avant (en haut) et après (en bas) suppression des zones à faible rapport signal / bruit.

L'idée est de reconstruire le profil en amplitude à partir des données « propres ».

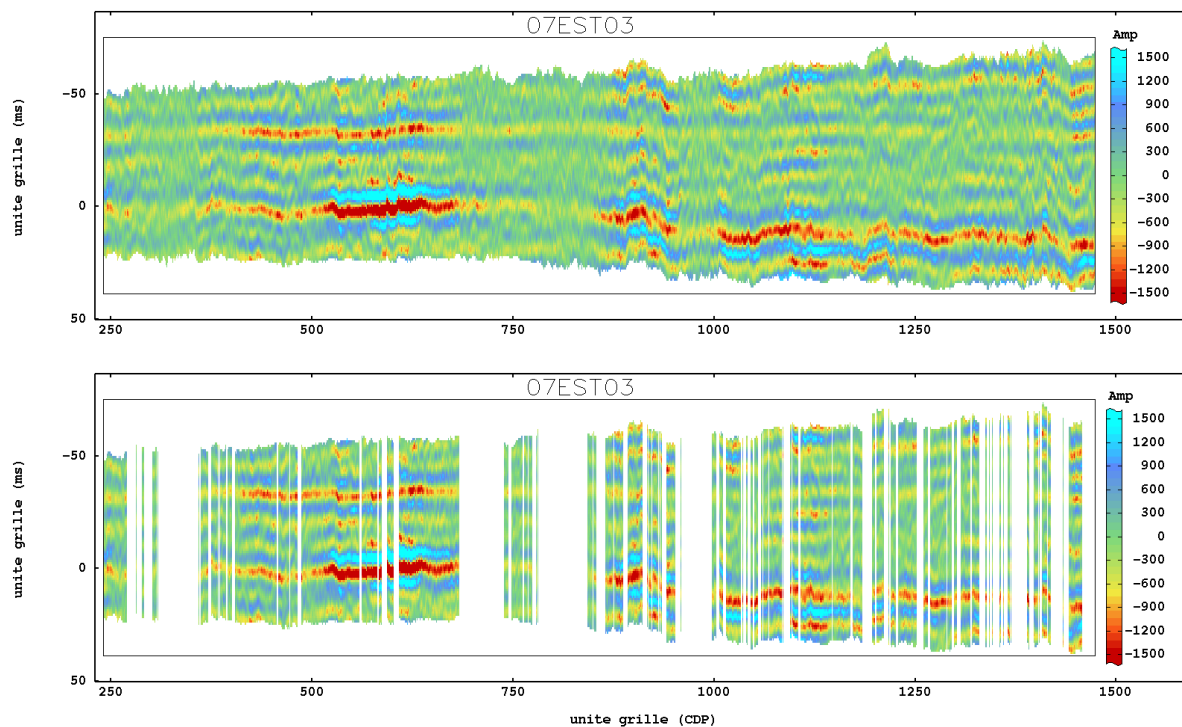


Figure 6-3 : Cartes en amplitude du profil 07EST03, avant (en haut) et après (en bas) suppression des CDP à faible rapport signal / bruit.

6.2. Variogramme des données propres

Les variogrammes calculés dans les directions verticale et horizontale ainsi que leurs ajustements sont montrés dans la Figure 6-4.

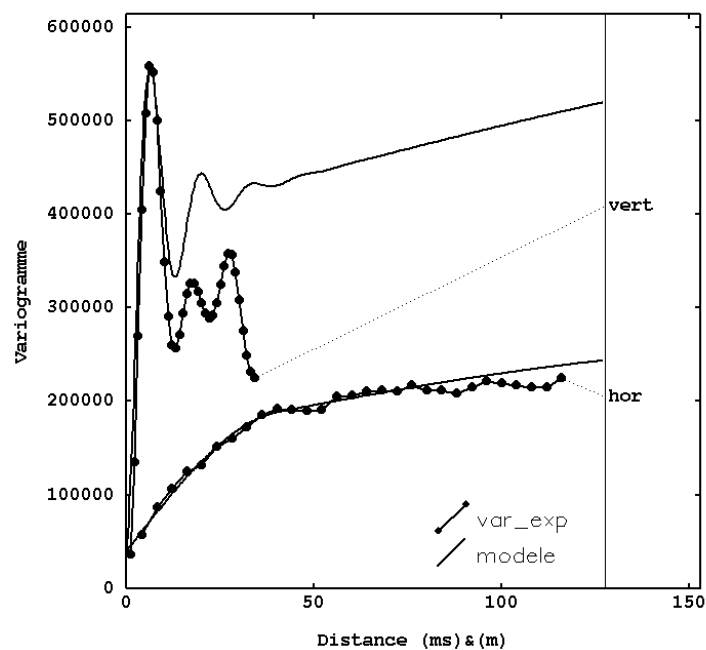


Figure 6-4 : Variogrammes expérimentaux et modèles d'ajustement de l'amplitude « propre », pour les deux principales directions du profil 07EST03.

Deux structures sphériques, une structure cosinus exponentiel et un effet de pépité ont été utilisés pour l'ajustement des variogrammes.

La Figure 6-5 montre une simulation conditionnelle d'amplitude, obtenue par la technique des gaussiennes séquentielles, en utilisant le modèle précédemment décrit.

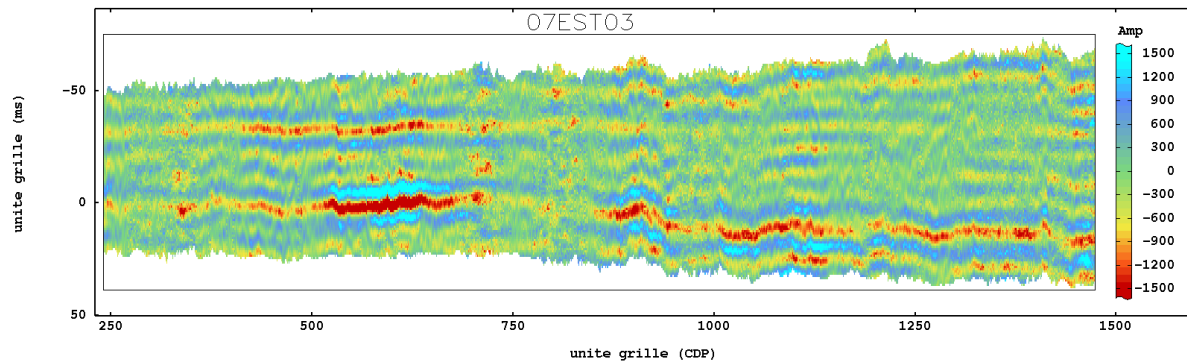


Figure 6-5 : Résultat d'une simulation, à partir du modèle des amplitudes propres.

6.3. Analyse et validation du résultat

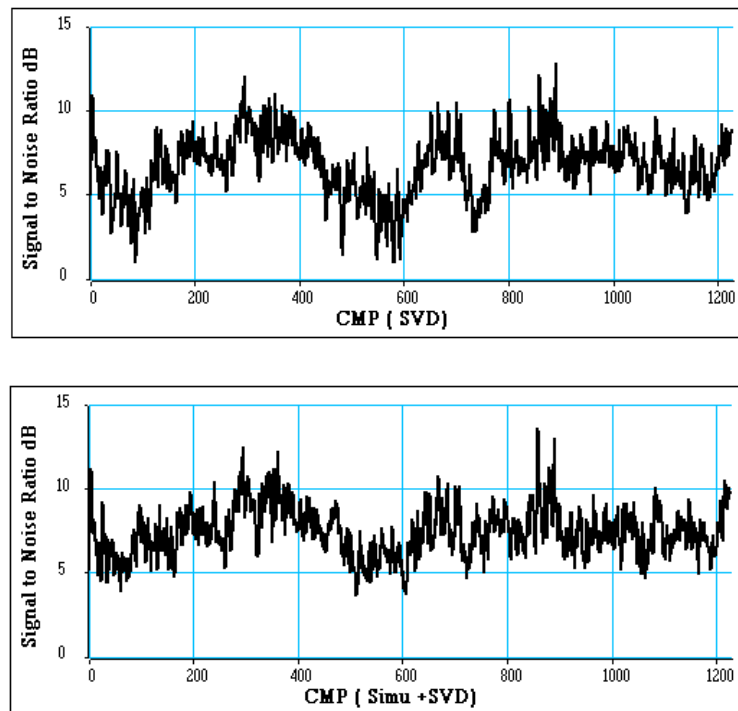
La simulation géostatistique reproduit la continuité latérale des différents niveaux mais elle ajoute aussi une variabilité liée au modèle, cette variabilité correspond à un intervalle de fréquences plus large que celui de amplitudes étudiées. Un filtre géophysique a donc été appliqué à l'amplitude résultant des simulations.

Le résultat de la combinaison de la simulation géostatistique et du filtre géophysique montre une amélioration de la section.

Toutes les figures de ce sous-chapitre ont été créées par l'un des logiciels utilisés par les géophysiciens. L'unité de l'axe horizontal dans les figures précédentes est le CDP. La zone du profil analysé est située entre les CDP 241 et 1473. Dans les figures de ce sous-chapitre, l'unité de l'axe est le CMP (comme la formation du Callovo-Oxfordien est subhorizontale le CMP coïncide avec le CDP) et l'intervalle varie entre 0 et 1232, donc pour comparer ces figures aux précédentes il faut additionner 241 à chaque valeur.

La Figure 6-6 montre le rapport signal / bruit d'une portion du profil avant (en haut) et après (en bas) modification des zones « corrigées ». L'amélioration du rapport est clairement visible autour des CMP 60 et 500 (équivalents au CDP 301 et 741).

Signal to Noise Ratio before and after editing by geostatistical simulations

**Figure 6-6 : Rapport signal / bruit des amplitudes avant et après simulation géostatistique et filtrage géophysique.**

Les Figure 6-7 et Figure 6-8 montrent les deux portions du profil les plus étendues, qui ont été soumises au filtrage. Les figures de gauche montrent les sections avant simulation géostatistique et celles de droite les sections après. En haut les sections brutes, au milieu les sections après filtrage géophysique et en bas les résidus.

Une amélioration de la continuité latérale des motifs géophysiques est clairement visible en comparant les sections filtrées (au milieu des figures). Par ce procédé, plusieurs simulations conditionnelles peuvent être obtenues, il serait donc intéressant de poursuivre cette analyse afin de vérifier son intérêt après passage en impédance.

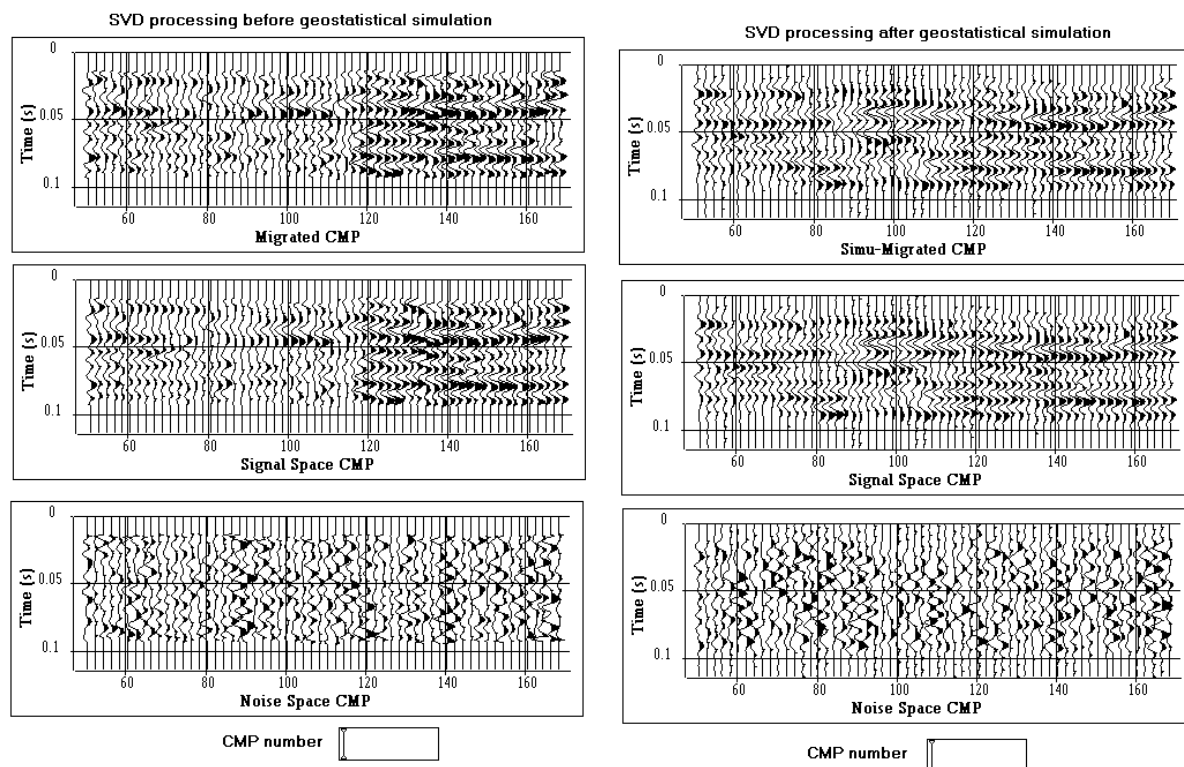


Figure 6-7 : Comparaison des sections sismiques avant (à gauche) et après (à droite) le filtrage géostatistique et géophysique.

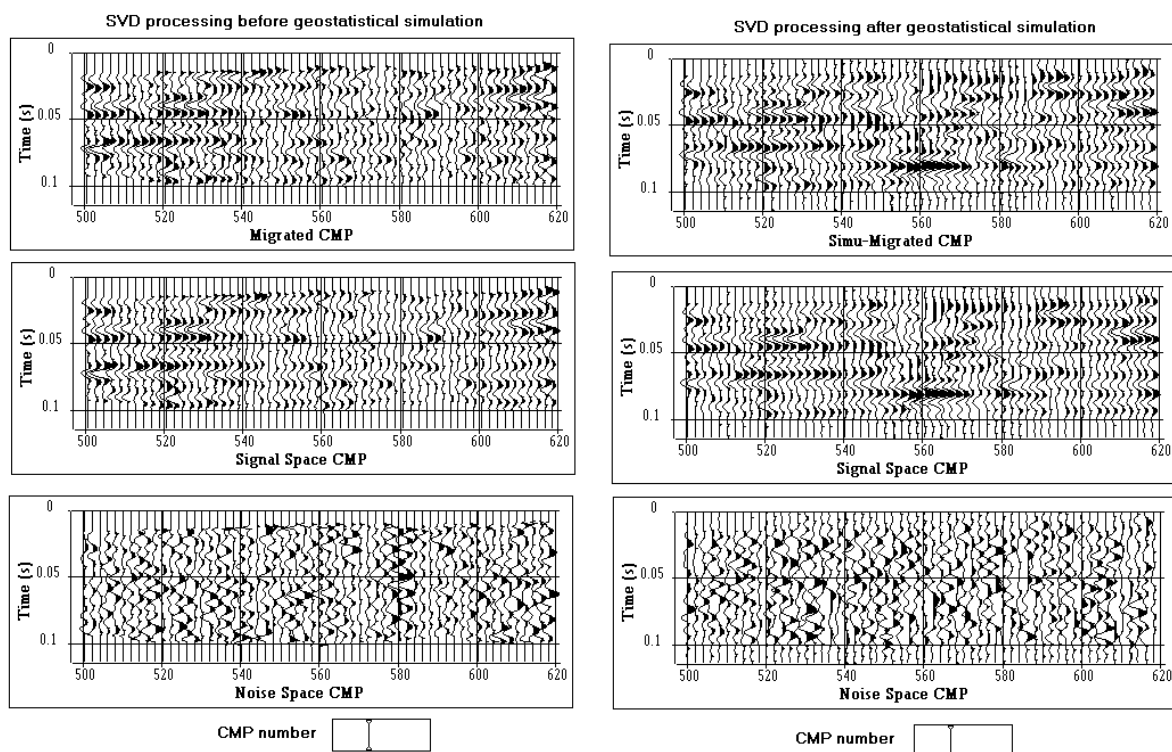


Figure 6-8 : Comparaison des sections sismiques avant (à gauche) et après (à droite) le filtrage géostatistique et géophysique.

Chapitre 7.

Synthèse

Cette partie de la thèse concerne l'étude de deux mesures d'impédance : l'impédance-sismique issue de l'inversion géophysique des dix profils sismiques de la campagne 2007 et l'impédance-log issue des mesures diagraphiques réalisées le long des quatre puits EST412, EST422, EST433 et EST441.

La corrélation entre l'impédance-log et l'impédance-sismique au niveau de la trace associée au puits devrait être forte par construction. Or la comparaison des deux impédances au niveau de chaque puits montre une corrélation relativement faible. Ceci est dû au fait que l'inversion géophysique est réalisée sur une fenêtre verticale beaucoup plus grande que la zone d'intérêt pour cette étude. Afin de voir s'il était possible d'améliorer cette corrélation locale, une analyse des traces voisines a été effectuée. Les résultats n'étant pas trop différents, les traces retenues pour l'analyse conjointe des impédances sont les traces initiales utilisées par le BEICIP lors de l'inversion géophysique.

L'analyse exploratoire des impédances par sous-unité (S0S1 et S1S2) montre des moyennes plus faibles dans les parties centrales des sous-unités. La moyenne de la partie centrale de la sous-unité S1S2 est plus faible que celle de la sous-unité S0S1. L'analyse de l'évolution de la moyenne de l'impédance-sismique le long des profils, montre de façon générale :

- Une variabilité latérale plus forte suivant la direction de non-stationnarité des épaisseurs.
- En général, des valeurs d'impédance plus faibles vers le nord-est pour les deux sous-unités, qui correspondent aux zones d'épaisseurs plus élevées.
- Un comportement plus homogène pour la sous-unité S0S1 que pour la sous-unité S1S2, surtout dans la partie sud-centrale de la zone de transposition.
- Dans la partie supérieure nord-ouest (au nord des profils 07EST01 et 07EST02) une augmentation des impédances dans la sous-unité S1S2, par rapport à la tendance générale.

L'analyse variographique des impédances par sous-unité montre des différences importantes entre les deux-unités, cependant ces différences sont fortement contrôlées par les fortes valeurs d'impédance localisées en bordure de la formation. Le fait de masquer quelques données en bordure diminue de manière importante ces différences. Le choix de considérer la formation comme une seule unité après érosion des bordures a été retenu pour la suite du travail.

Les variogrammes verticaux, pour l'ensemble de la formation, le long des profils sismiques montrent un comportement plus ou moins homogène de la formation dans les parties nord et nord-est de la zone de transposition. La partie centrale-sud montre un comportement plus hétérogène d'un profil à l'autre et aussi le long d'un même profil (exemples 07EST04 et 07EST11).

Les variogrammes individuels le long des puits montrent des comportements similaires. La même conclusion est obtenue suite à l'analyse des variogrammes individuels le long des traces sismiques correspondantes (BEICIP). L'hypothèse d'une composante commune aux deux types de mesure et de résidus indépendants et structurés a été formulée suite à l'analyse des variogrammes simples et croisé calculés à partir des quatre puits et des traces associées. L'ajustement satisfaisant des variogrammes rend cette hypothèse acceptable. L'objectif choisi consiste donc à trouver la structure de la composante commune aux deux impédances qui est supposé liée aux caractéristiques de la roche. Celui-ci est obtenue par filtrage de l'impédance-sismique. L'information des puits a été prise en compte pour trouver la structure de la composante commune, puis à partir de cette structure un filtrage des résidus sismiques a été réalisé le long des profils.

Les cartes des résidus filtrés montrent une structuration des résidus qui suggère la présence d'une part de signal. Afin d'améliorer le filtrage, une nouvelle piste est proposée à partir de l'étude de l'amplitude le long des profils. Cette méthode consiste à ne garder que les amplitudes dont le rapport signal / bruit est supérieur à un seuil d'acceptation prédéfini. À partir du modèle variographique des amplitudes propres, des simulations des amplitudes manquantes sont réalisées. Le test appliqué sur un profil montre des améliorations importantes dans le rapport signal / bruit. Suite au filtrage des amplitudes, l'application du filtrage de l'impédance-sismique devrait améliorer la qualité des résultats.

Sachant que l'ANDRA a besoin du lien entre l'impédance-sismique et l'impédance-log-filtrée pour pouvoir obtenir un modèle de paramètres géomécaniques à partir des impédances, la méthode d'estimation de la composante commune aux deux mesures est une approche très intéressante pour réconcilier les deux impédances. Par la suite, l'application de cette méthode sur la nouvelle campagne sismique 3D permettra d'obtenir directement une image 3D de la composante commune, qui servira de base à la transformation en paramètres géomécaniques.

Conclusions et perspectives

Au cours de cette thèse deux étapes clés pour la construction d'une image 3D de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien ont été effectuées.

Le toit et le mur de la formation qui définissent sa géométrie ainsi qu'une surface marqueur intermédiaire ont été cartographiés à partir de temps pointés le long de profils sismiques. L'analyse exploratoire approfondie des données, et en particulier les nuées variographiques ont permis de détecter des anomalies dans les données qui ne sont pas visibles globalement, plus précisément différentes valeurs des pointés aux intersections des profils, et des décalages globaux dans les pointés de profils d'années différentes. Cette dernière constatation a mené à ne garder que la campagne la plus récente pour la suite du travail. Cette analyse a permis aussi de mettre en évidence la non stationnarité des pointés des trois horizons ainsi que de définir les directions principales d'anisotropie qui sont en bon accord avec la structure monoclinale de la couche. Étant donné que la forme de la dérive est simple, la procédure de travail choisie est basée sur le krigeage universel. La suite du travail a été faite avec les résidus stationnaires. L'estimation finale des surfaces sur une grille a été faite par estimations successives d'une surface de référence et d'épaisseurs. Les épaisseurs montrent encore une dérive dont l'orientation est concordante avec la direction d'apports sédimentaires.

Les différences aux intersections des profils sont toujours visibles sur les résidus. Le pseudo-variogramme croisé s'avère être un outil très approprié pour les analyser, étant donné le faible nombre d'intersections. Considérer chaque profil comme une mesure différente de la variable à analyser est le point de départ pour l'utilisation de cet outil, qui rend compte du comportement spatial de différentes variables hétérotopiques. Cette analyse variographique des données et le choix des modèles ajustés aux variogrammes expérimentaux ont permis de valider l'hypothèse d'erreurs indépendantes et différentes par profil. Une analyse krigéante permet de filtrer ces erreurs et ainsi de rendre cohérentes les données d'un profil à l'autre.

Pour ces données la variance de l'erreur qui a été filtrée est faible par rapport à la variance des données, ce qui fait que l'impact sur les estimations finales est faible. Une estimation directe sur la grille, en négligeant les intersections, donne quasiment les mêmes résultats, excepté l'écart type de l'erreur d'estimation qui est plus faible, car il ne prend pas en compte l'incertitude sur les données.

Le choix d'un modèle isotrope des résidus des horizons a été fait par simplification, cependant le pseudo-variogramme croisé suggère un comportement anisotrope des résidus, même s'il est relativement difficile à quantifier à cause de la disposition particulière des informations. Il serait donc intéressant d'évaluer l'impact de l'anisotropie.

Par ailleurs, lors de la modélisation des résidus des horizons, le variogramme de l'erreur a été considéré égal à zéro (erreurs constantes), il serait aussi possible de choisir une structure de grande continuité et grande portée. Une autre approche serait de généraliser l'hypothèse d'erreurs en prenant l'espérance de l'erreur non nulle, d'autant plus que dans ce cas particulier l'espérance des résidus est

censée être nulle. Ces deux généralisations sont intéressantes du point de vue théorique, cependant en pratique le gain devrait être minime.

Quant à la caractérisation interne de la formation, elle a été approchée à travers de l'étude des impédances. La première étape a consisté à étudier le lien entre l'impédance issue des puits et l'impédance issue des profils sismiques, résultat de l'inversion géophysique de l'amplitude. Un point important ici est de bien comprendre la corrélation entre les deux impédances dans le Callovo-Oxfordien. Cela a conduit à utiliser l'impédance-log-filtré pour rester dans la même bande passante que l'impédance sismique. Plusieurs tests ont été effectués, en vue d'améliorer la corrélation des impédances. Les différentes traces envisagées pour comparer aux puits n'ont pas montré des différences trop marquées, sauf pour celles qui sont éloignées des puits. Par ailleurs, la représentation des impédances sous la forme de courbes a mis évidence un problème de calage des courbes associé probablement au modèle de vitesse. Ceci est compréhensible, étant donné que le traitement géophysique n'avait pas pour cible le Callovo-Oxfordien, mais toute la verticale (environ 1200 ms). Enfin, en tenant compte de ces considérations et afin de garder un critère homogène, il a été décidé de faire l'étude conjointe des impédances avec les traces utilisées lors de l'inversion géophysique. L'impact le plus important dans la corrélation des variables a été associé à la présence des fortes valeurs d'impédance en bordure de la formation (limitée par des formations calcaires).

La formation du Callovo-Oxfordien se compose de deux sous-unités légèrement différentes du point de vue géologique. Pour analyser les impédances il est préférable de se placer dans un repère qui maximise la corrélation latérale, c'est à dire à peu près parallèle à un horizon de dépôt, la référence considérée comme satisfaisante est la surface marqueur séparant les deux sous-unités. Une analyse exploratoire des impédances par sous-unité a conclu que la formation peut être traitée comme une seule unité à condition d'enlever les fortes valeurs d'impédance en bordure de la formation. Une plus grande précision pourrait être obtenue en travaillant sous-unité par sous-unité avec cependant une difficulté supplémentaire de transition entre les deux sous-unités.

L'étude du comportement spatial bivariable (suivant la verticale) a conduit à formuler l'hypothèse d'erreurs de mesure pour chaque impédance. Les modèles ajustés ont permis d'estimer la composante commune aux deux mesures, et ainsi de réconcilier les deux mesures d'impédance. Cette méthode peut être appliquée à la nouvelle sismique 3D de façon à obtenir une image 3D de la composante commune qui sera par la suite associée aux caractéristiques intrinsèques de la roche.

Pour la suite du travail, un point important qui a simplement été évoqué concerne l'ajout à la composante commune (aux deux impédances) des hautes fréquences visibles sur les forages, en utilisant par exemple le modèle courte portée de l'impédance-log initiale.

Bibliographie

ALLEN, P. et ALLEN, J. (1990). *Bassin Analysis, Principles & Applications*. Blackwell Scientific Publications. Pp. 3-7.

ARMSTRONG, M. et CARIGAN, J. (1997). *Géostatistique linéaire, application au domaine minier*. Les presses de l'École des Mines.

ANDRA (2005). *Dossier 2005 Argile, synthèse. Évaluation de la faisabilité du stockage géologique en formation argileuse*. Collection les rapports. Pp. 56-98.

ANDRA (2005). *Callovo-Oxfordien. Rapport de synthèse. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse / Haute-Marne*. Identification : D.RP.ADPE.04.1110. Pp. 24-51 et 215-226.

ANDRA (2005). *Dossier 2005 Référentiel du site Meuse / Haute-Marne. Tome I Histoire géologique et état actuel*. Identification : C.RP.ADS.04.0022. Pp. 159-216, 323-347.

ANDRA (2007). *Callovo-Oxfordien, Rapport de synthèse. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse / Haute-Marne*. Identification : DRPADPE041110C. Pp. 13-50.

ANDRA (2008). *Test complémentaire de filtrage spatial des amplitudes. Secteur Meuse / Haute-Marne*. Identification : C.RP.OARM.08.0001.

ANDRA (2008). *LOT M18-3 : Campagne sismique 2D et activités connexes, interprétation et inversion des données sismiques 2D : Rapport final. Campagne de reconnaissance de la zone de transposition 2007-2008. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse / Haute-Marne*. Identification : C.RP.OBEI.08.001.

ANDRA (2009). *Zonage géomecanique sur la zone de transposition. Application aux forages de la campagne de reconnaissance 2007-2008*. Identification : C.RP.OKID.09.0001.

ANDRA (2009). *Modèle conceptuel, Milieu Géologique, Site de Meuse / Haute-Marne*. Document de travail – version du 04/03/09. Pp. 5-52.

ANDRA (2010). *Clays in natural & Engineered barriers for radioactive waste confinement*. 4th International meeting, Nantes, France. Pp. 291-294.

BENITO, M. (2003). *Non stationnarité dans les modèles de type booléen : Application à la simulation d'unités sédimentaires*. Thèse de Docteur de l'École des de Paris, spécialité Géostatistique, Ecole des Mines des Paris. Pp. 1-41.

BREGOIN S. (2003). *Variabilité spatiale et temporelle des caractéristiques du Callovo-Oxfordien de Meuse/Haute-Marne*. Thèse de Docteur de l'École des de Paris, spécialité « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires », Ecole Nationale des Mines des Paris. 200 pp.

- BOYER, S. et MARI, J.** (1994). *Sismique et diagraphies*. Publications de l'institut français du pétrole. École nationale supérieure du pétrole et des moteurs. Éditions TECHNIP. pp. 71-97, 103-130, 147-148, 199.
- BOURGES, M., MARI, J. et DERAISME, D.** (2010). *Geostatistical filtering of refraction data. Methods and comparison of acquisition systems*. P223. 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010. Barcelona, Spain.
- CHAUVET P.** (1999). *Aide-mémoire de géostatistique linéaire*. Les Presses. Ecole Nationale des Mines des Paris. Pp. 13-36.
- CHILES, J.** (1977). *Géostatistique des phénomènes non stationnaires*. Thèse de Docteur de l'Université de Nancy-I, spécialité Ingénieur, Université de Nancy. Pp. 59-85.
- CHILES, J.P. et DELFINER, P.** (1999). *Geostatistics, modeling spatial uncertainty*. Wiley-Interscience Publication. Pp. 50-59.
- DELHOMME, J.** (1976). *Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau*. Thèse de Docteur de l'Ecole des de Paris, spécialité Ingénieur, Ecole des Mines des Paris et Université Pierre & Marie Curie. Pp. 1-30, 47-61.
- DIATRATA** (2008). *Interprétation séquentielle et sédimentologie des formations jurassiques du secteur de Meuse/Haute-Marne – Intégration des données des forages FZT*. Rapport ANDRA. Identification : C.RP.ODIA.08.0001.
- DROMART, G. et al.** (2003). *Perturbation of the carbon cycle at the middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence*. Am. J. Sci. 303. Pp. 667-707.
- EMERY, X.** (2000). *Geoestadística lineal*. Cátedra Codelco de evaluación de yacimientos, Departamento de Ingeniería de Minas, Facultad de ciencias físicas y matemáticas. Universidad de Chile. Pp. 233-248, 249-266 et 365-369.
- EMERY, X.** (2004). *Simulation conditionnelle de modèles isofactoriels*. Thèse de Docteur de l'Ecole des Mines de Paris, spécialité Géostatistique, Ecole des Mines de Paris. Pp. 1-2.
- ESTÉBAN, L.** (2006). *Anisotropie magnétique et de porosité des argilites du Callovo-Oxfordien du laboratoire souterrain de l'ANDRA (Meuse / Haute-Marne, bassin de Paris)* Thèse Université Paul Sabatier, Toulouse.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. et SMITH, A.** (2004). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press.
- GRONN WALD, T., SANDJIVY, L., MARI, J., DELLA, R. et SHTUKA, A.** (2009). *Sigma processing of VSP data*. P223. 71st EAGE Conference & Exhibition. Amsterdam, Netherlands.
- GUILLOCHEAU, F.** (1991). *Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectoniques dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, Série II. Pp. 1587-1593.
- HURET, E.** (2006). *Analyse cyclostratigraphique des variations de la susceptibilité magnétique des argilites callovo-oxfordiennes de l'Est du Bassin de Paris : application à la recherche de hiatus sédimentaires*. Thèse Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- JOURNEL, A.** (1997). *Géostatistique Minière*. Tome 1. Centre de Géostatistique. École Nationale des Mines des Paris. Pp. 1-75.

- LEFRANC, M.** (2007). *Variations et variabilité spatio-temporelle des argilites callovo-oxfordiennes de Meuse/Haute-Marne. Valorisation géostatistique des données diagaphiques*. Thèse de Docteur de l'Ecole des de Paris, spécialité « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires », Ecole des Mines des Paris. 273 pp.
- LEFRANCOIS, A.** (1995). *Étude de la variabilité sédimentaire dans le Callovo-Oxfordien de la bordure Ardennaise du bassin Parisien*. Thèse de Docteur de l'Ecole des de Paris, spécialité « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires », Ecole des Mines des Paris. 364 pp.
- JEANNEE N.** (2001). *Caractérisation géostatistique de pollutions industrielles de sols. Cas des hydrocarbures aromatiques polycycliques sur d'anciens sites de cokeries*. Thèse de Docteur de l'Ecole des de Paris, spécialité Géostatistique, Ecole des Mines des Paris. Pp. 1-41.
- MARI, J.-L., ARENS, G., CHAPELLIER, D. et GAUDIANI, P.** (1998). *Géophysique de gisement et de génie civil*. Publication de l'Institut Français du Pétrole. Éditions TECHNIP. Pp. 24-27, 39-97, 103-130, 147-148, 199.
- MARI, J.-L. et COPPENS, F.** (2000). *Sismique de puits*. Publication de l'Institut Français du Pétrole. Éditions TECHNIP. Pp. 1-23.
- MARI, J.-L., GLANGEAUD, F. et COPPENS, F.** (2001). *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens*. Volume 1 Prospection sismique. Éditions TECHNIP. Pp. 5-12.
- MOULIERE D.** (1998). *Intégration d'informations sismiques pour la simulation de réservoirs*. Thèse de Docteur de l'Ecole des de Paris, spécialité Géostatistique, Ecole des Mines des Paris. Pp. 1-14 et 47-57.
- MATHERON, G.** (1969). *Le krigeage universel*. Les cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, fascicule 1, École des Mines de Paris. Pp. 1-7.
- MATHERON, G.** (1969). *Cours de Géostatistique*. Les cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, fascicule 2, École des Mines de Paris. Pp. 3-10.
- MATHERON, G.** (1970). *La théorie des variables régionalisées, et ses applications*. Les cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, fascicule 5, École des Mines de Paris. Pp. 9-162.
- MATHERON, G.** (1978). *Estimer et choisir, essai sur la pratique des probabilités*. Centre de Géostatistique, École des Mines de Paris. Pp. 1-23.
- MATHERON, G. et DELFINER, P.** (1980). *Les fonctions aléatoires intrinsèques d'ordre k*. Cours de géostatistique, centre de Géosciences, École des Mines de Paris. Pp. 1-40.
- NAVIDI, W.** (2006). *Estadística para ingenieros y científicos*. McGraw-Hill/Interamericana Editores S.A. Pp. 492-497.
- READING, H. G.** (1978). *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications. London. Pp. 1-14.
- RENARD, D. et BEUCHER, H.** (2008). *Étude et test complémentaire de filtrage spatial des amplitudes sismiques 2D / 3D, secteur de Meuse / Haute-Marne*. Rapport interne. Centre de Géostatistique, Ecole de Mines de Paris. 30 pp.
- RENARD, D. et BEUCHER, H.** (2009). *Évaluation de la variabilité des argilites du Callovo-Oxfordien*. Centre de Géostatistique, Ecole de Mines de Paris. 105 pp. Réf. R090126DREN.

RIVOIRARD, J., RENARD, D. et LÉGER, M. (1993). *Quantification de l'incertitude sur les profondeurs estimées par sismique et par puits (rapport FSH)*. Centre de Géostatistique, Ecole de Mines de Paris. Pp. 0-14.

RIVOIRARD, J. (1995). *Concepts et méthodes de la Géostatistique*. Cours C-158. Centre de Géostatistique, Ecole de Mines de Paris.

RIVOIRARD, J. (2003). *Cours de géostatistique multivariable*. Cours C-172. Centre de Géostatistique, Ecole de Mines de Paris. 60 pp.

SAPORTA G. (2006). Probabilités, analyse des données et statistique, 2^{ème} édition, Editions TECHNIP. Pp. 3-9, 15-40, 69-78.

SERRA, O. (1979). *Diagraphies différées - Bases de l'interprétation*. Tome 1 : Acquisition des données diagraphies. Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine, Mémoire 1. Éditions TECHNIP. Pp. 31-80, 173-180 et 183-199.

SHTUKA, A., SANDJIVI, L., MARI, J. L., DUTZER, J. F., PIRAC, F. et GIL, R. (2011). *Geostatistical seismic data processing : equivalent to classical seismic processing + uncertainties*. F034. 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011. Vienna, Austria.

THIERRY, J. et al. (2006). *Détermination et biostratigraphie des ammonites des argilites du Callovo-Oxfordien traversées par les forages ANDRA dans l'est du bassin de Paris. Synthèse bio-chronostratigraphique, intérêts paléoécologique et paléobiogéographique ; applications paléoenvironnementale, paléogéographique et paléoclimatologique*. Rapport ANDRA. Identification : C.RP.FASMG.06.0004.A. 128 pp.

Annexes

Annexe - A

Résultats de comparaison de traces

Cette annexe donne les résultats obtenus lors de la comparaison des puits EST412, EST433 et EST441 avec les différentes traces sismiques envisagées (cf. Partie III.1.3, en page 74). Le Tableau A-1 donne les distances qui séparent les puits des différentes traces, dans chaque tableau est détaillé le nom du puits, le nom du profil ainsi que les CDP des traces utilisées.

Tableau A-1 : Distance entre le puits EST422 et les différentes traces sismiques étudiées pour leur comparaison.

Puits EST412			
Projection	CDP	Profil	Distance (m)
Distance minimale	564	07EST08	96
Orthogonale à l'épaisseur S0S1	608		567
Orthogonale à l'épaisseur S1S2	547		237
Coefficient de corrélation maximal	469		1151
Trace BEICIP	563		98

Puits EST433			
Projection	CDP	Profil	Distance (m)
Distance minimale	1423	07EST10	32
Orthogonale à l'épaisseur S0S1	1422		36
Orthogonale à l'épaisseur S1S2	1420		53
Coefficient de corrélation maximal	1465		509
Trace BEICIP	1418		74

Puits EST441			
Projection	CDP	Profil	Distance (m)
Distance minimale	751	07EST09	292
Orthogonale à l'épaisseur S0S1	664		1170
Orthogonale à l'épaisseur S1S2	735		374
Coefficient de corrélation maximal	787		558
Trace BEICIP	752		292

La Figure A-1 montre les graphiques du coefficient de corrélation entre l'impédance-log-filtrée et l'impédance-sismique en fonction des CDP pour les différents profils. Le trait vertical rouge indique la localisation de la trace qui donne le coefficient de corrélation maximale, et le trait noir la trace qui donne la distance minimale avec le puits.

Les Figure A-2, Figure A-3 et Figure A-4, montrent la représentation des impédances sous la forme de courbes (en haut) ainsi que leurs coefficients de corrélation (en bas) calculés entre les horizons filtrés $S0^*$ et $S2^*$.

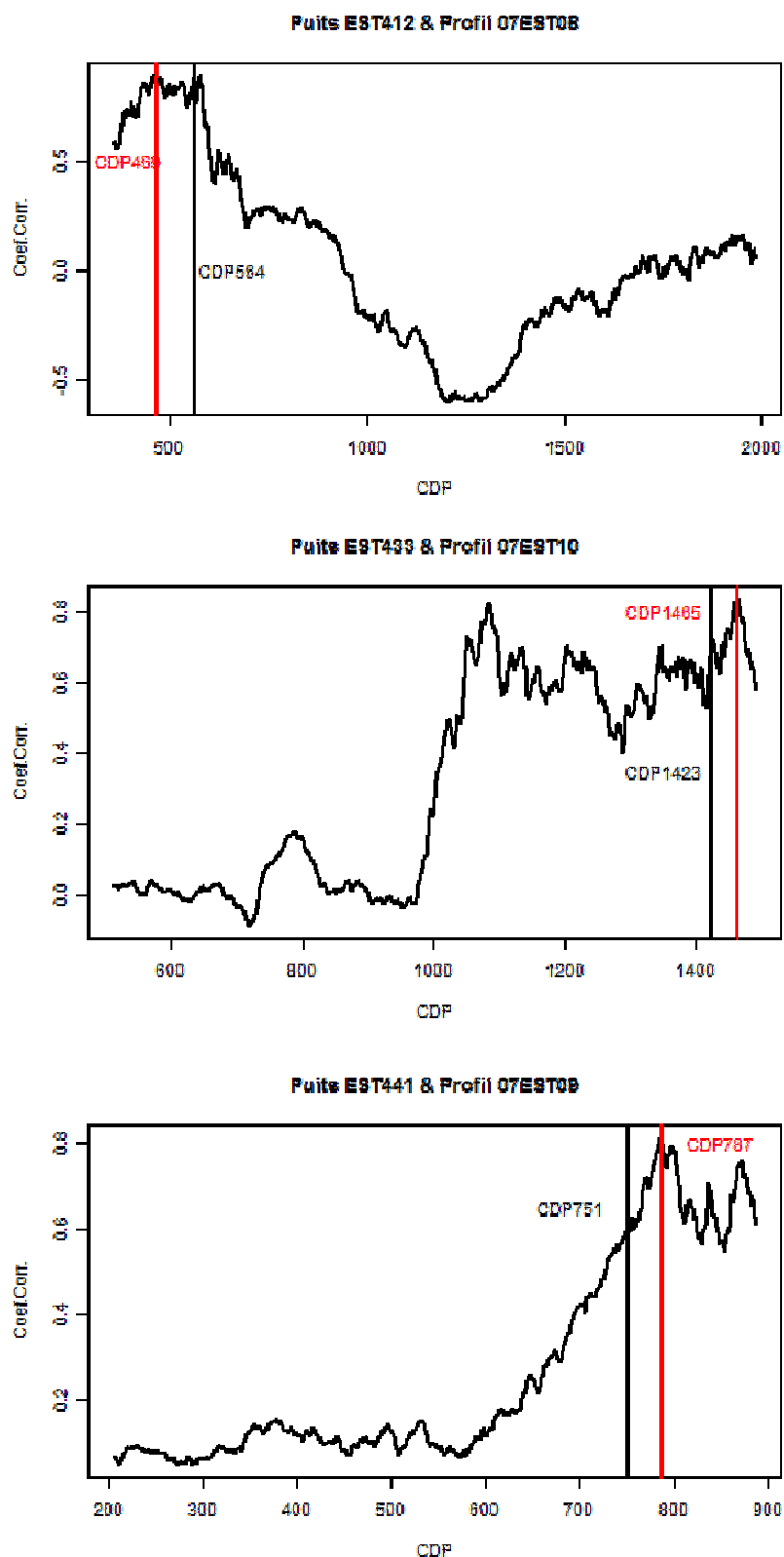


Figure A-1 : Courbes du coefficient de corrélation entre l'impédance-sismique et l'impédance-log-filtrée, en fonction des CDP. Le trait rouge est localisé au CDP qui donne le coefficient de corrélation maximale. Pour comparaison le CDP correspondant à la projection de distance minimale est identifié par le trait vertical noir. Voir légende pour l'identification des puits et des profils.

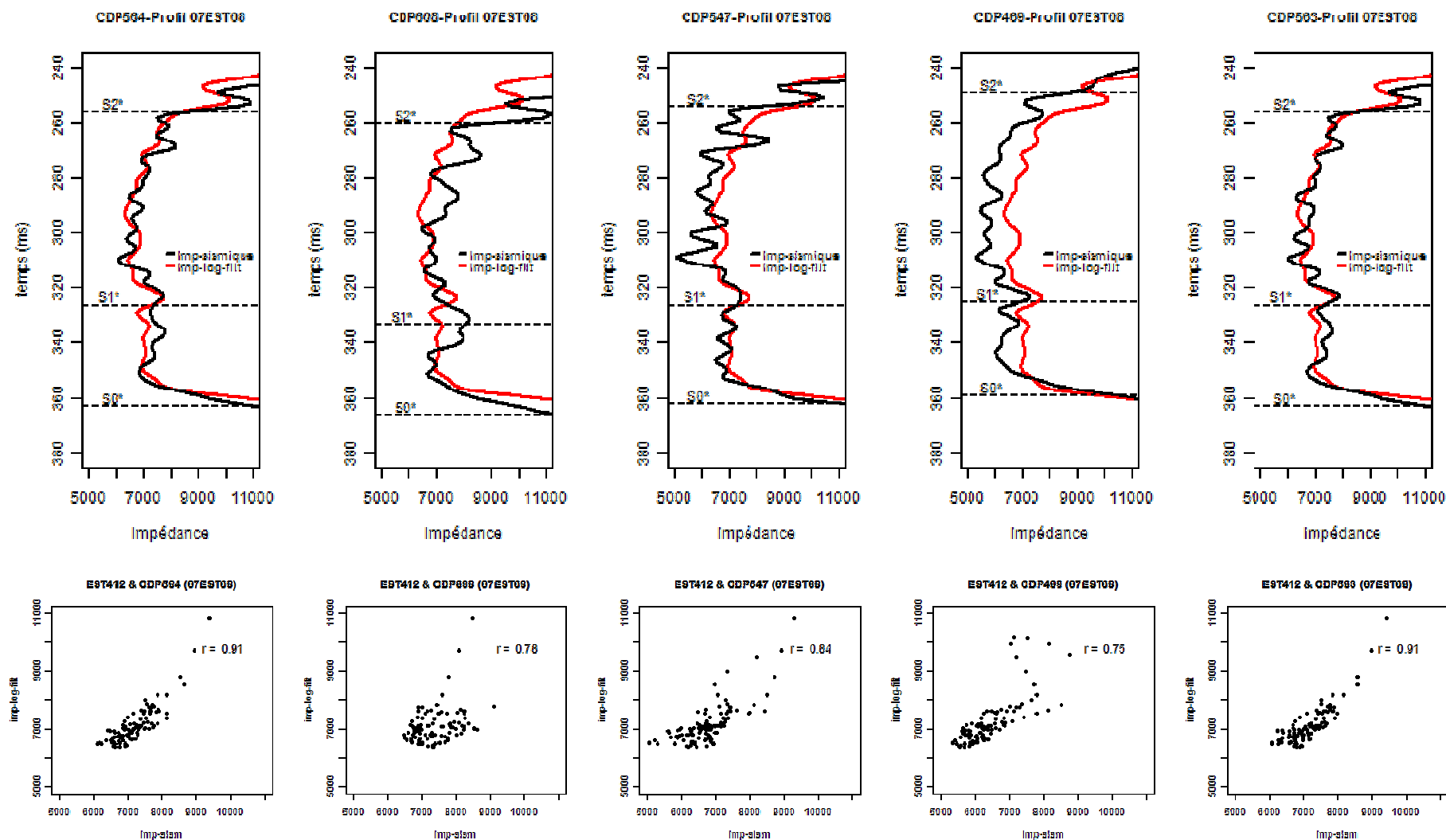


Figure A-2 : Courbes de l'impédance-sismique et l'impédance-log-filtrée (en haut) et nuage de corrélation des impédances (en bas) au niveau des différentes projections envisagées. Projections de gauche à droite : distance minimale, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S0S1, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S1S2, corrélation maximale et trace du BEICIP.

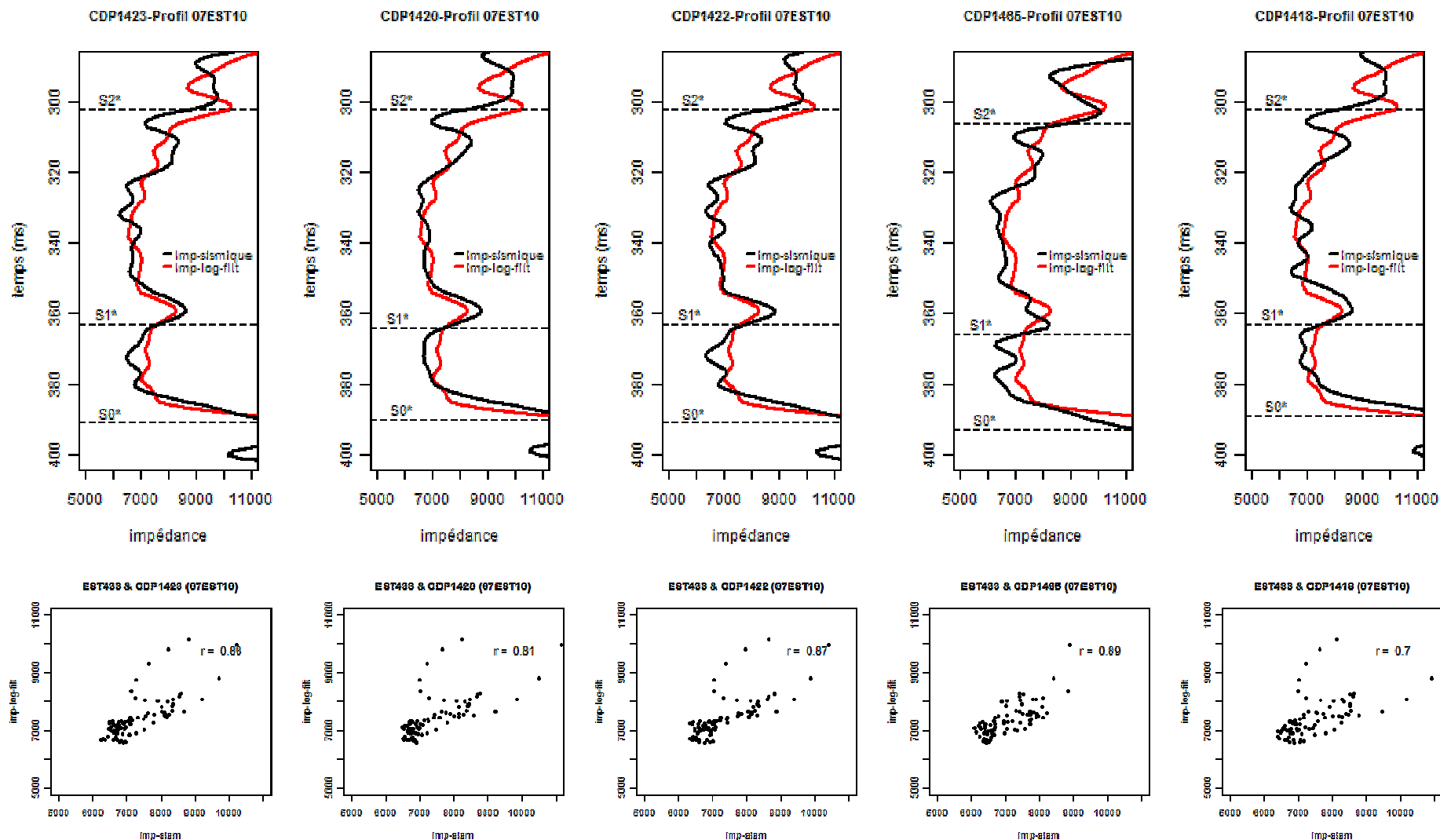


Figure A-3 : Courbes de l'impédance-sismique et l'impédance-log-filtrée (en haut) et nuage de corrélation des impédances (en bas) au niveau des différentes projections envisagées. Projections de gauche à droite : distance minimale, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S0S1, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S1S2, corrélation maximale et trace du BEICIP.

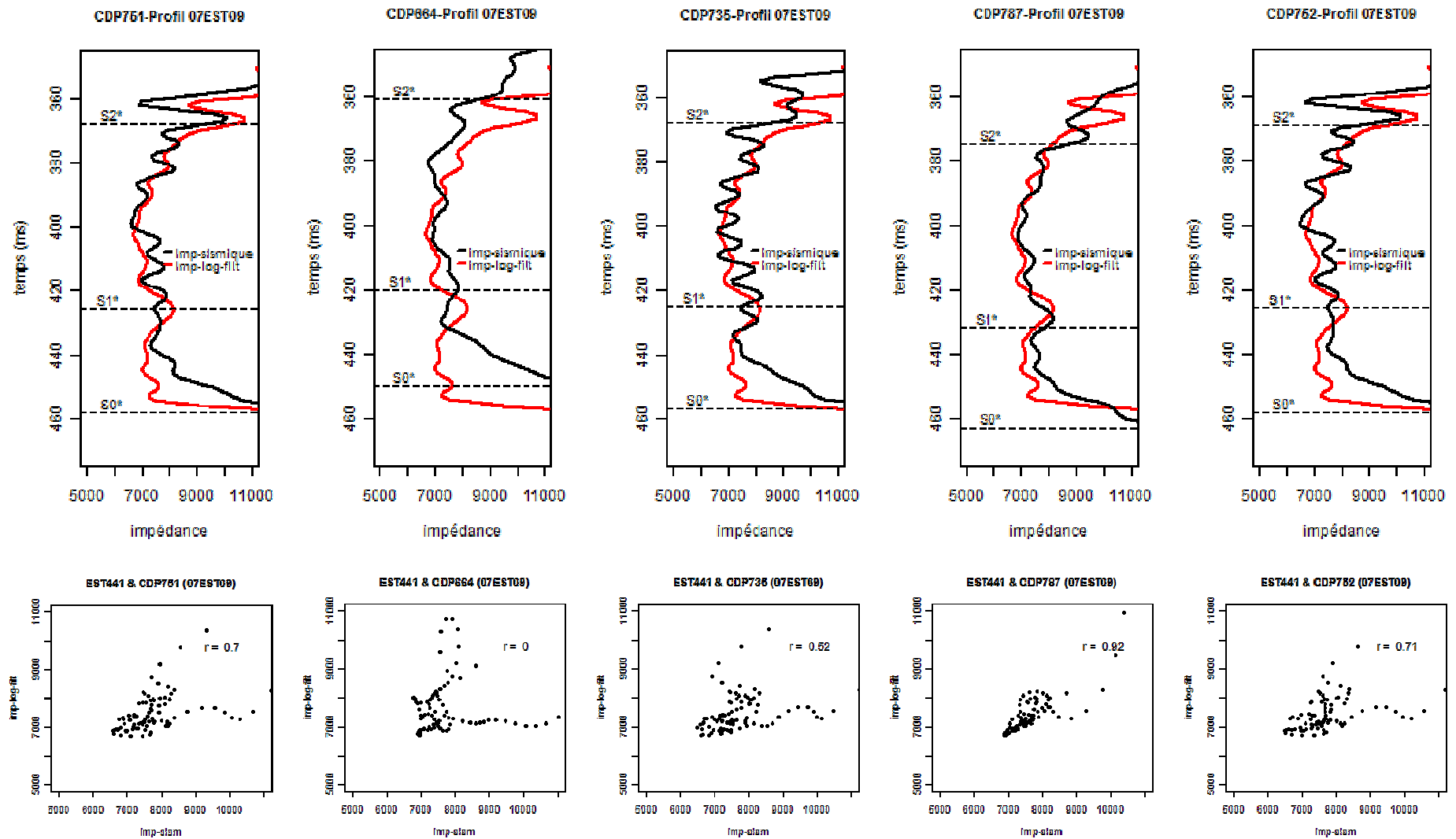


Figure A-4 : Courbes de l'impédance-sismique et l'impédance-log-filtrée (en haut) et nuage de corrélation des impédances (en bas) au niveau des différentes projections envisagées. Projections de gauche à droite : distance minimale, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S0S1, perpendiculaire à la variation de l'épaisseur S1S2, corrélation maximale et trace du BEICIP.

Annexe - B

Résultats du filtrage du résidu sismique

Cette annexe fournit les résultats de l'estimation de la composante Z le long des différents profils sismiques (*cf.* Partie III.4.1, en page 100 et Partie III.5.3, en page 111). Le Tableau B-1 liste les structures et les paramètres utilisés pour l'ajustement de chaque résidu associés aux profils.

Les données sismiques (à gauche) et les estimations de Z (à droite) le long de chaque profil sont montrées de la Figure B-1 jusqu'à la Figure B-5.

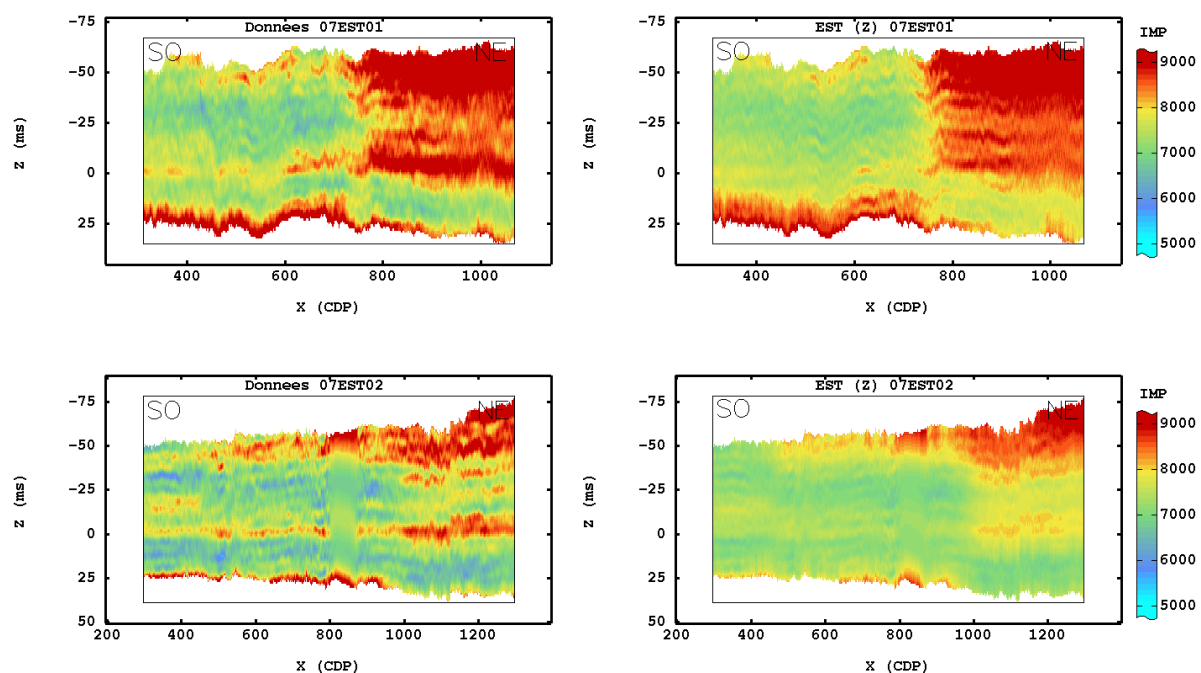
La Figure B-6 montre l'écart type de l'erreur d'estimation de la composante Z pour chaque profil.

Enfin, la Figure B-7 montre les résidus sismiques le long de chaque profil, obtenus par soustraction de l'estimation de Z aux données.

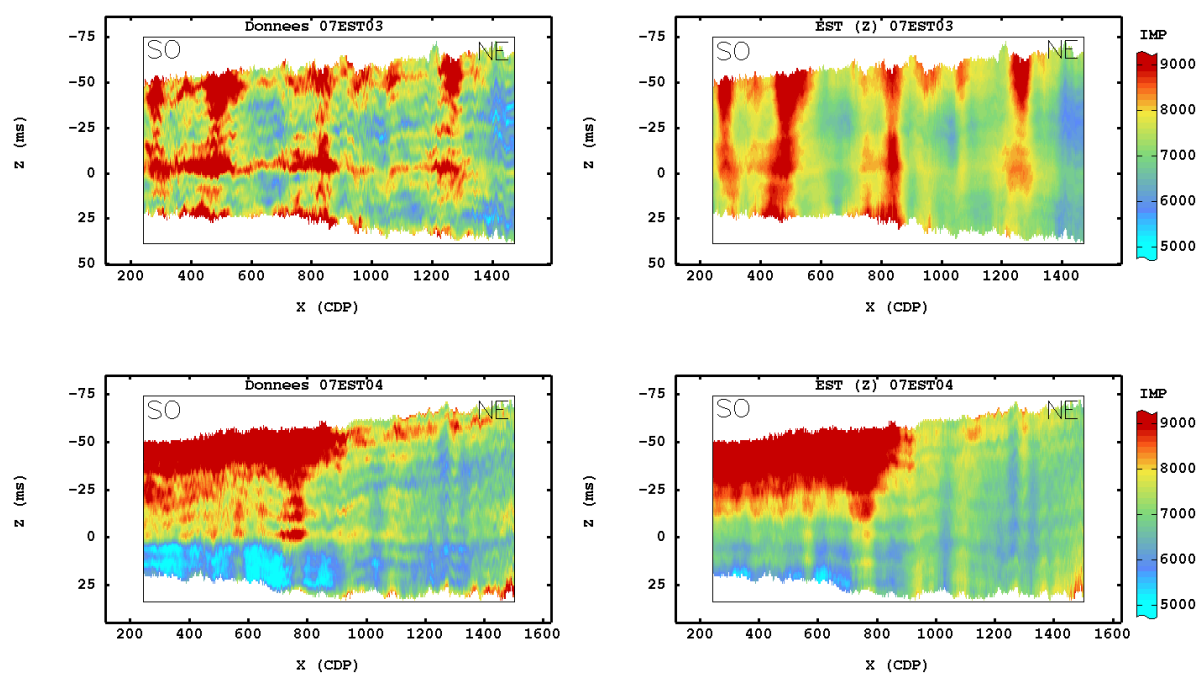
Tableau B-1 : Résumé des paramètres d'ajustement des résidus de l'impédance-sismique classifiés par profil.

	PROFILS - SISMIQUES														
	07EST01			07EST02			07EST03			07EST04			07EST06		
	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>
Cosinus-exponentiel	-	-	-	10000	25	8.2	10000	40	8.2	60000	25	10	90000	22	11
Cubique	250000	20	-	120000	9.5	-	240000	9.5	-	1050000	42	-	570000	39	-
Cubique	-	-	-	120000	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphérique	-	-	-	-	-	-	95000	25	-	-	-	-	-	-	-

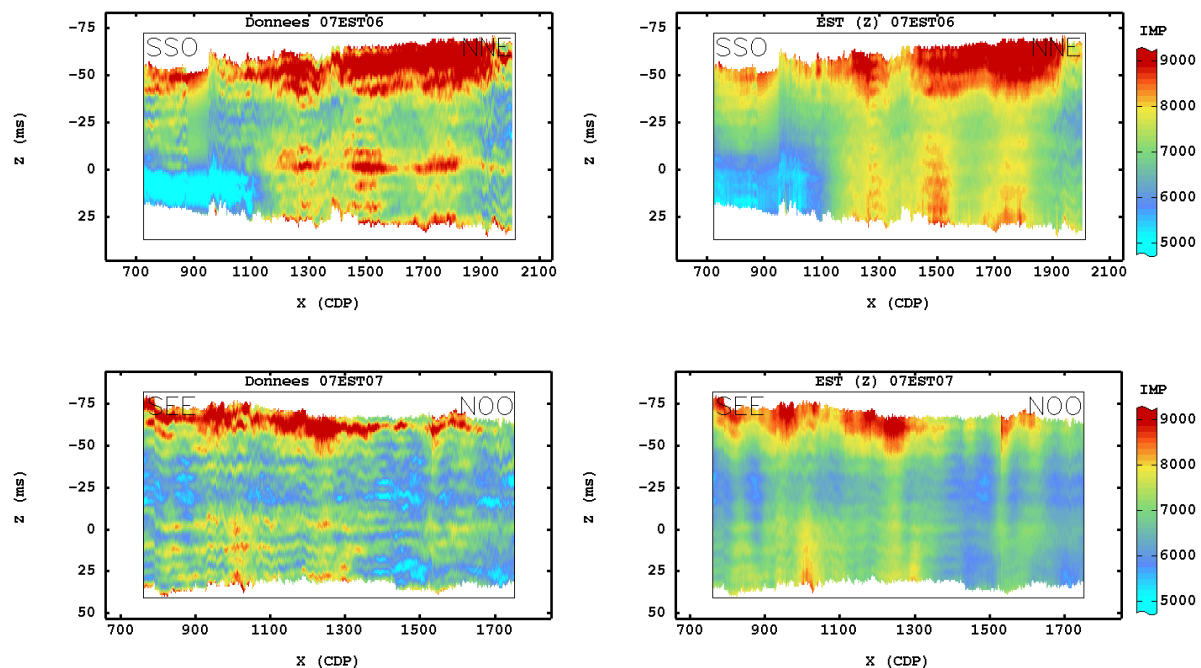
	PROFILS - SISMIQUES														
	07EST07			07EST08			07EST09			07EST10			07EST11		
	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>	<i>Palier</i>	<i>Portée (ms)</i>	<i>Troisième paramètre (ms)</i>
Cosinus-exponentiel	60000	25	9.2	55000	22	12	20000	90	8.2	60000	42	9.3	55000	50	11
Cubique	100000	12	-	200000	33	-	38000	9.5	-	130000	9.5	-	2000000	39	-
Cubique	-	-	-	-	-	-	280000	23	-	330000	36	-	-	-	-
Sphérique	220000	60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



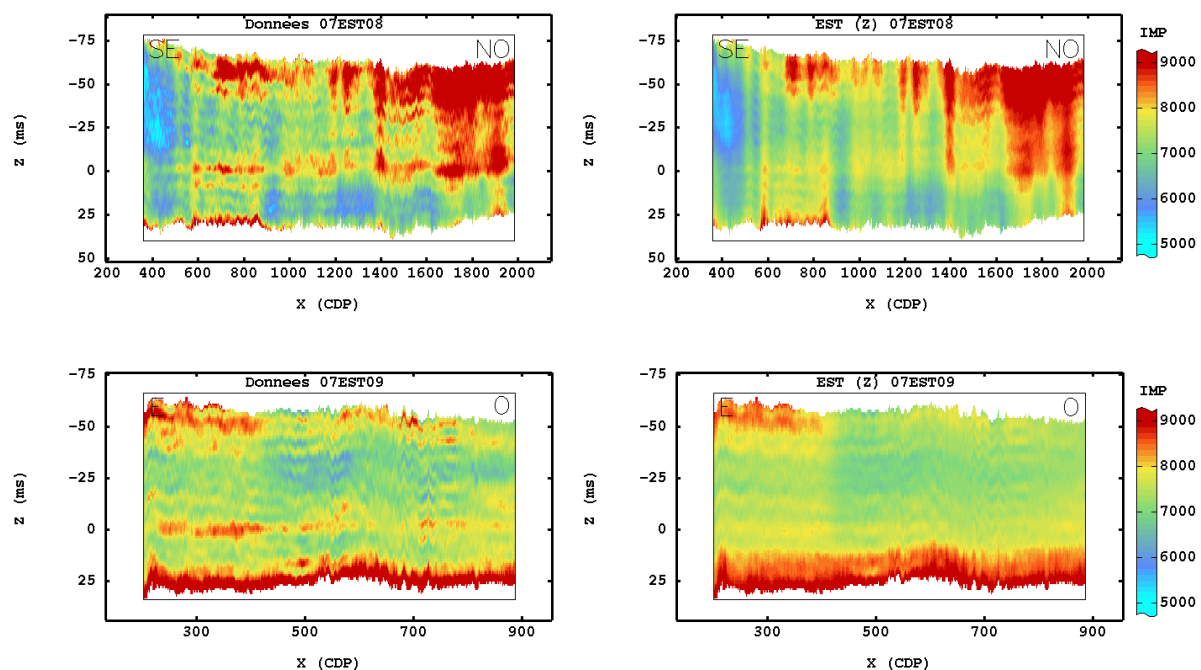
**Figure B-1 : Cartes d'impédances-sismiques, données de départ (à gauche) et estimation de la composante Z (à droite).
Profils 07EST01 (en haut) et 07EST02 (en bas).**



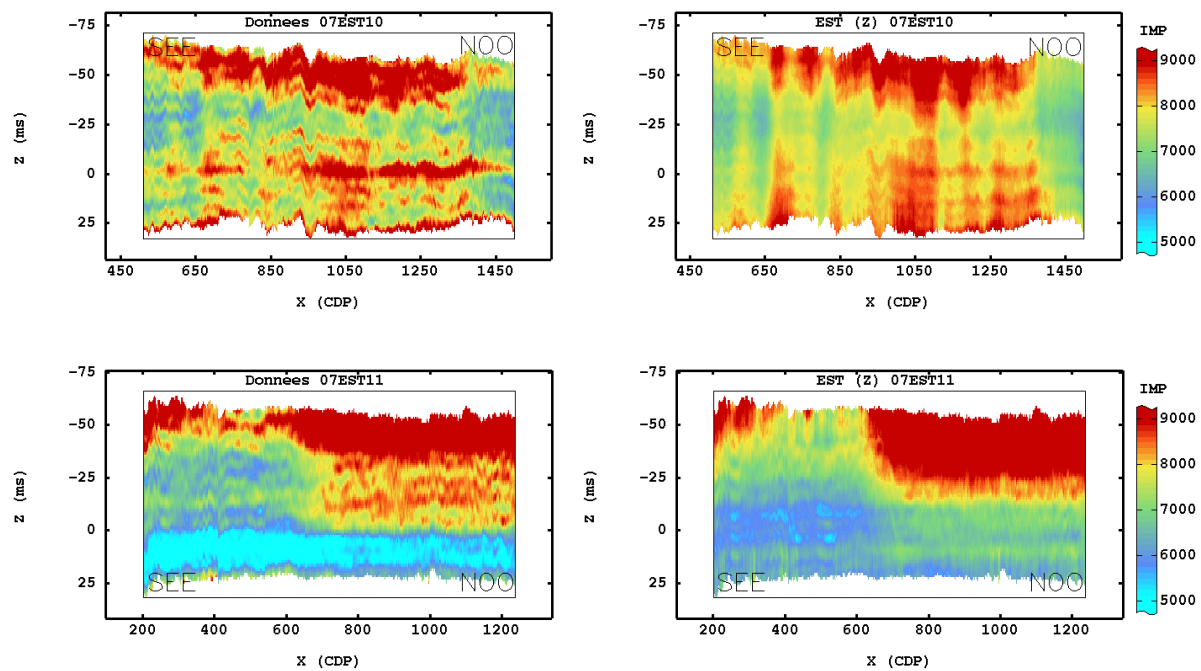
**Figure B-2 : Cartes d'impédances-sismiques, données de départ (à gauche) et estimation de la composante Z (à droite).
Profils 07EST03 (en haut) et 07EST04 (en bas).**



**Figure B-3 : Cartes d'impédances-sismiques, données de départ (à gauche) et estimation de la composante Z (à droite).
Profils 07EST06 (en haut) et 07EST07 (en bas).**



**Figure B-4 : Cartes d'impédances-sismiques, données de départ (à gauche) et estimation de la composante Z (à droite).
Profils 07EST08 (en haut) et 07EST09 (en bas).**



**Figure B-5 : Cartes d'impédances-sismiques, données de départ (à gauche) et estimation de la composante Z (à droite).
Profils 07EST010 (en haut) et 07EST11 (en bas).**

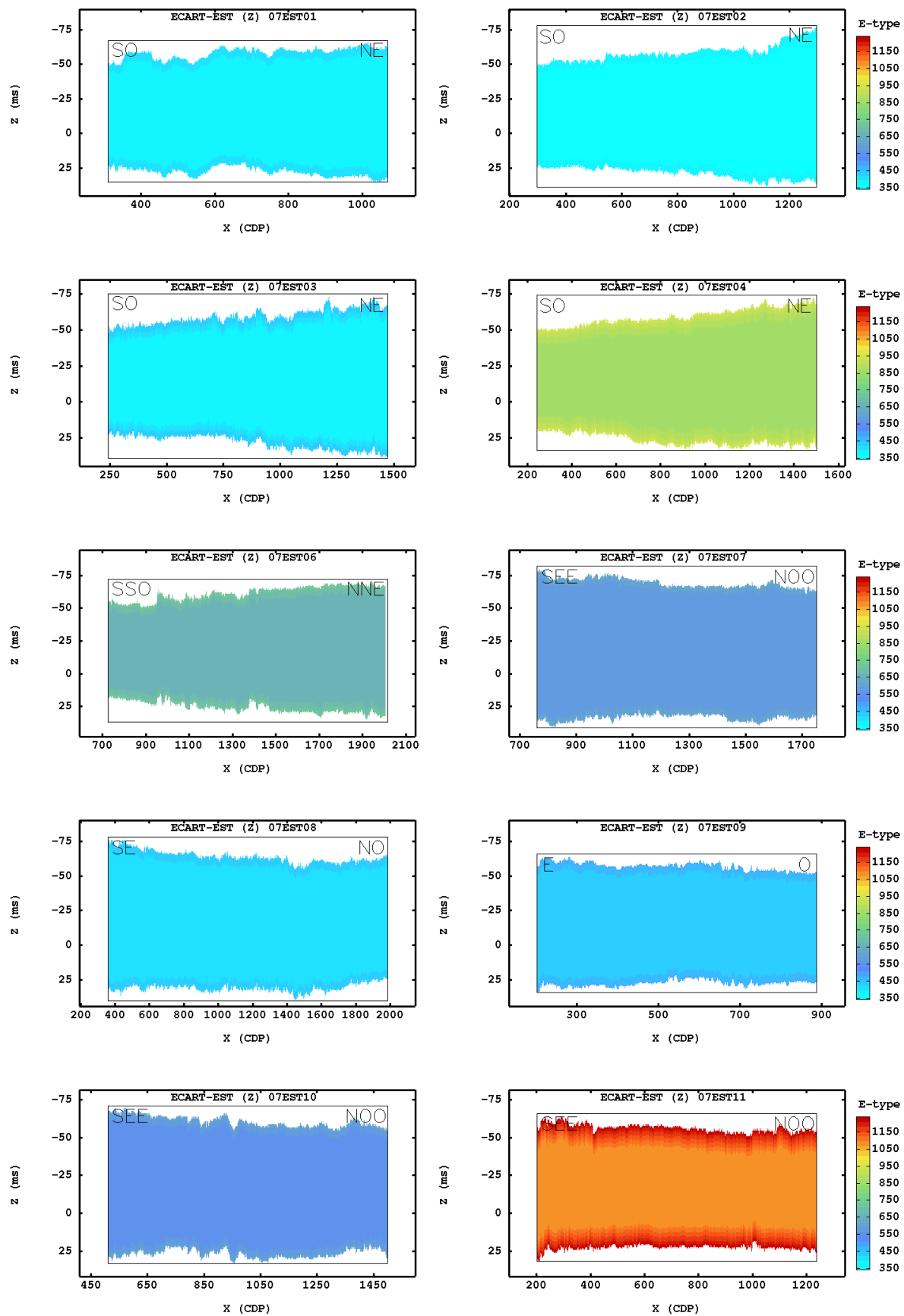


Figure B-6 : Cartes des écarts-types de l'erreur d'estimation de la composante Z, le long des dix profils sismiques.

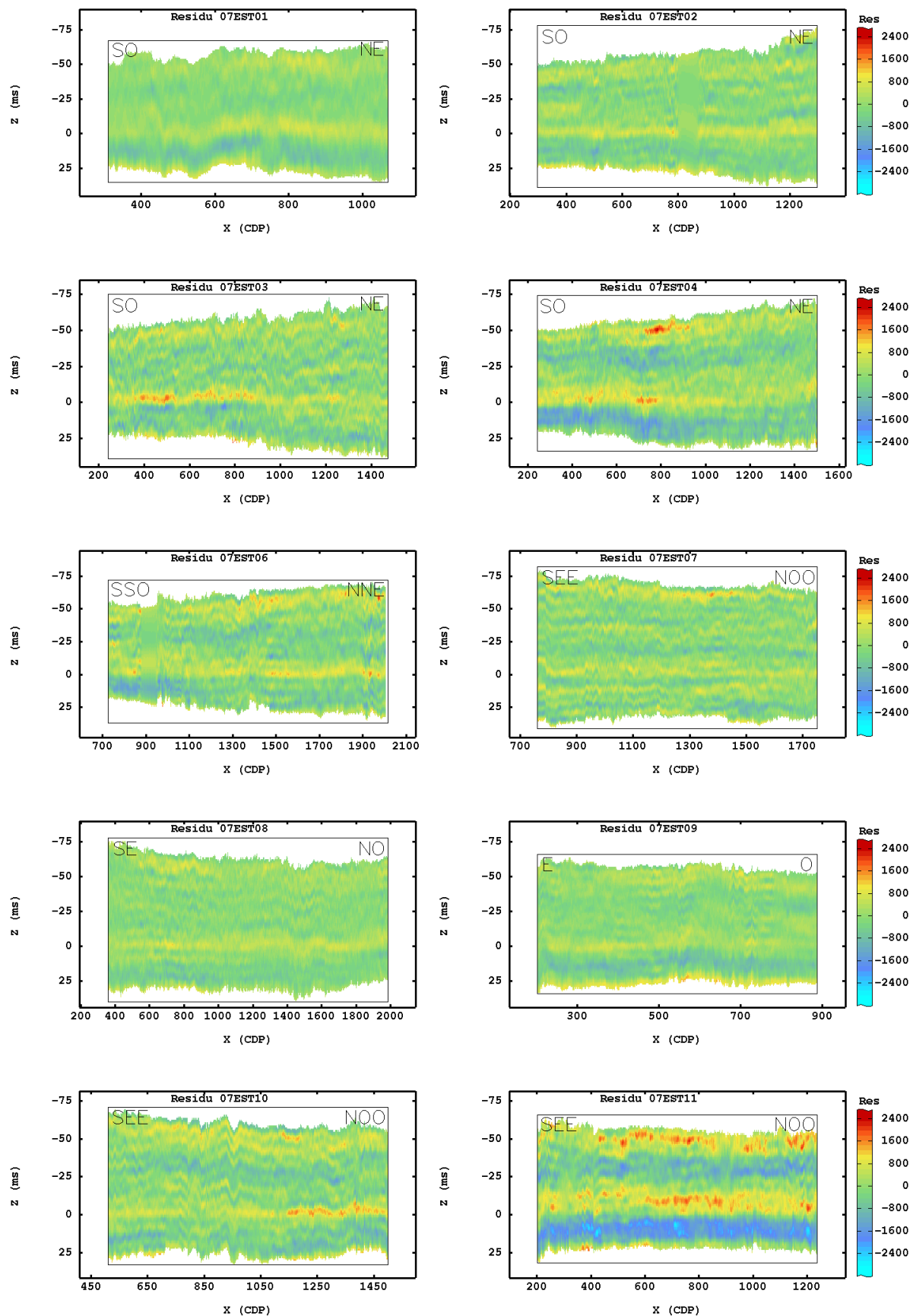


Figure B-7 : Cartes des résidus sismiques le long des dix profils sismiques.

Annexe - C

Echantillonnage de l'impédance-log

La comparaison de l'impédance-sismique et l'impédance-log nécessite que les deux mesures aient le même support, or l'impédance-log est mesurée initialement en profondeur. De plus, le contenu fréquentielle de l'impédance-log est différent de celui de l'impédance-sismique (de plus basse fréquence). Lors de l'analyse exploratoire de données il a été estimé que la corrélation des deux impédances requiert non seulement que les deux variables soient au même support mais que leur contenu fréquentiel soit aussi le même. Le passage profondeur / temps au support de la sismique ainsi que le filtrage de hautes fréquences de l'impédance-log, sont faites classiquement par les géophysiciens.

Le procédé géophysique inclut trois ou quatre grandes étapes : 1. Le passage du temps en profondeur, à partir de la loi temps / profondeur (obtenu par le modèle de vitesse), fournit l'impédance-log en temps irrégulier, 2. Puis une régularisation classique est faite (au pas de la moyenne des pas obtenue en 1), 3. Une coupure des fréquences au pas de la milliseconde est faite, puis une nouvelle régularisation. Suite à ces trois étapes on obtient l'impédance-log au pas de la sismique, mais pas dans la bande passante de celle-ci. La quatrième étape correspond à une nouvelle coupure de fréquences, pour ne garder que celles qui appartiennent à la bande passante de la sismique, l'impédance obtenue ici est celle qui été appelé impédance-log-filtré dans ce rapport.

Lors des recherches visant à améliorer la corrélation des impédances, une piste qui n'a pas été présentée dans le rapport est à l'origine de l'idée du test présenté ici. La piste envisagée consiste à faire une modification locale (au Callovo-Oxfordien) de la courbe temps / profondeur, de façon à allonger ou comprimer la courbe de l'impédance-log pour qu'elle soit mieux calée à l'impédance-sismique. Comme cette piste démarre par l'étape 1 du procédé géophysique, il faut reproduire les étapes 2, 3 et 4 pour pouvoir évaluer la qualité de résultats, sachant que nous avons besoin soit de l'impédance-log (obtenue en 3) soit de l'impédance-log-filtrée (obtenue en 4) pour comparer à la sismique.

La mise en œuvre de ce test a été faite sur le puits EST412.

Suite à l'application de la loi temps / profondeur, les données initialement régulières en profondeur sont irrégulières en temps. Une première régularisation est faite au pas de 0.2 ms (la moyenne du pas obtenue après passage profondeur/temps). La Figure C-1 illustre les courbes d'impédance en temps irrégulier (à gauche) et à pas régulier (à droite), ceci pour montrer que la régularisation n'a pas modifié les données (action classique en géophysique).

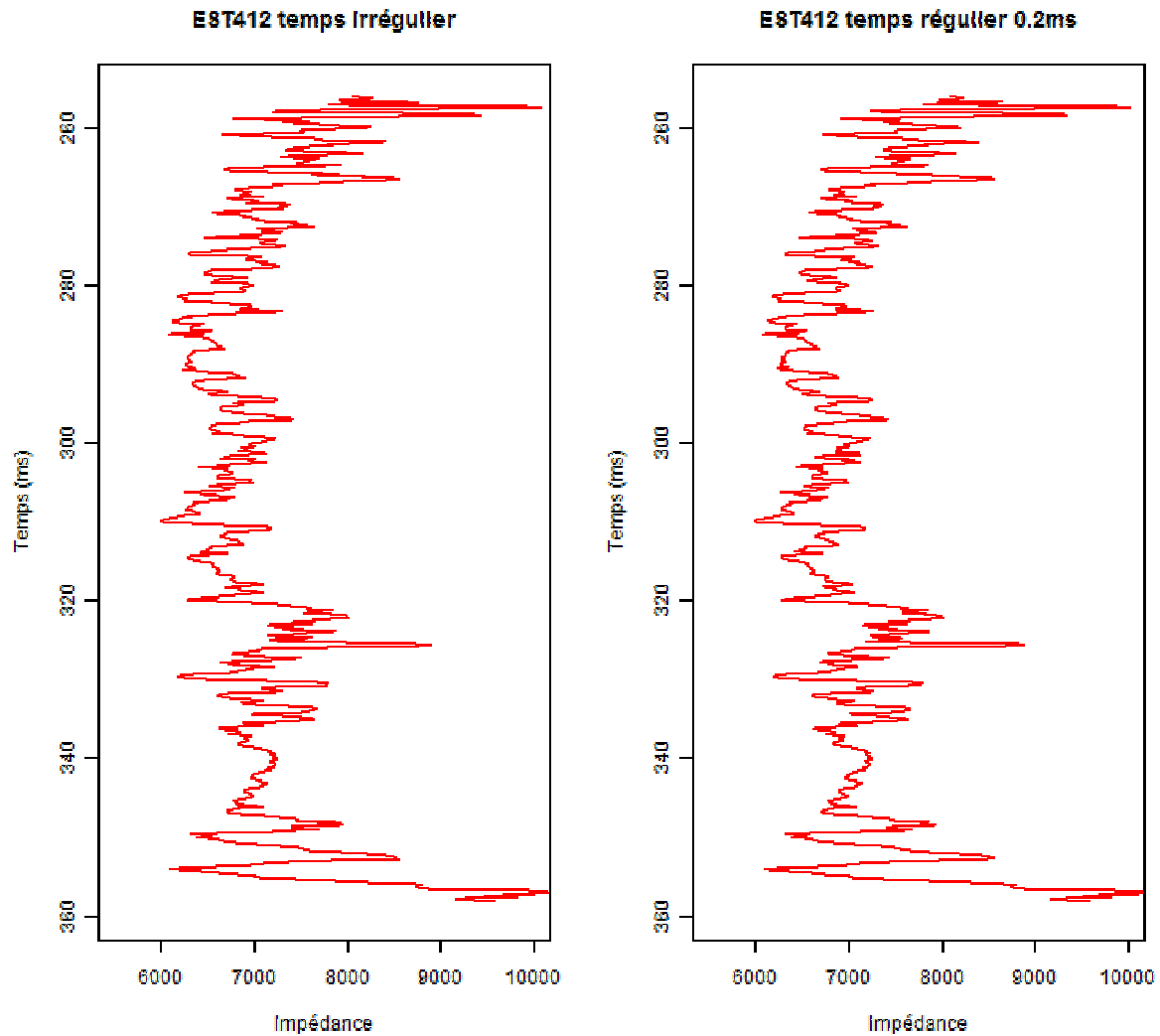


Figure C-1 : Courbes de l'impédance-log du puits EST412 en temps irrégulier (à gauche) et au pas régulière de 0.2 ms (à droite).

Ensuite, le calcul du variogramme des données régularisées a été fait avec un pas de 1 ms. Le variogramme a été ajusté avec deux structures (Figure C-2), une structure sphérique de petite portée (de 1.7 ms) et une de plus grande portée (31 ms), les paliers sont donnés par l'équation suivante :

$$\gamma(h) = 197000Sph(1.7\ ms) + 191000Sph(31\ ms)$$

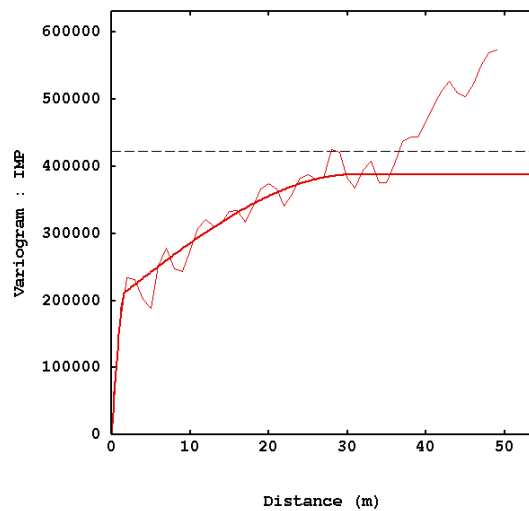


Figure C-2 : Variogramme expérimental (trait fine) et ajustement (trait gros) de l'impédance régularisée au 0.2 ms du puits EST412.

Avec ce modèle une estimation de la tendance générale de l'impédance-log (à un support de 0.2 ms) a été réalisée. Puis une deuxième régularisation au pas de 1 ms est faite sur l'estimation.

La dérive estimée et régularisée a été comparée à l'impédance-log au pas de la sismique (1 ms) obtenue par la procédure utilisée par les géophysiciens (réalisée par J. L. MARI). Le nuage de corrélation (Figure C-3) est assez serré, avec un fort coefficient de corrélation.

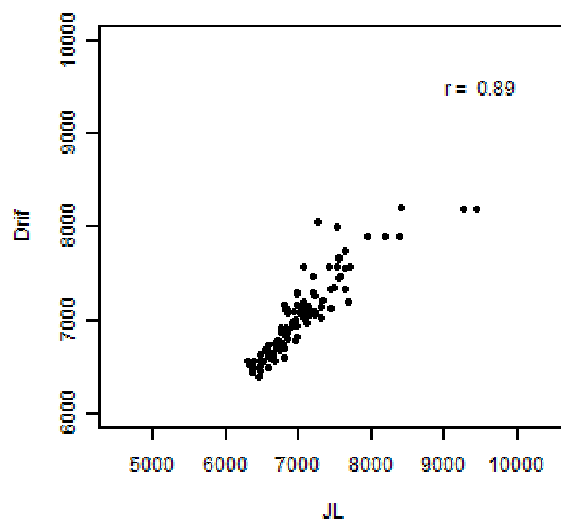


Figure C-3 : Nuage de corrélation entre la dérive estimée et régularisée et l'impédance-log au pas de la sismique obtenue par une procédure géophysique.

La représentation, de la dérive estimée et de l'impédance-log, sous la forme de courbes (Figure C-4, à droite) renforce leur similitude.

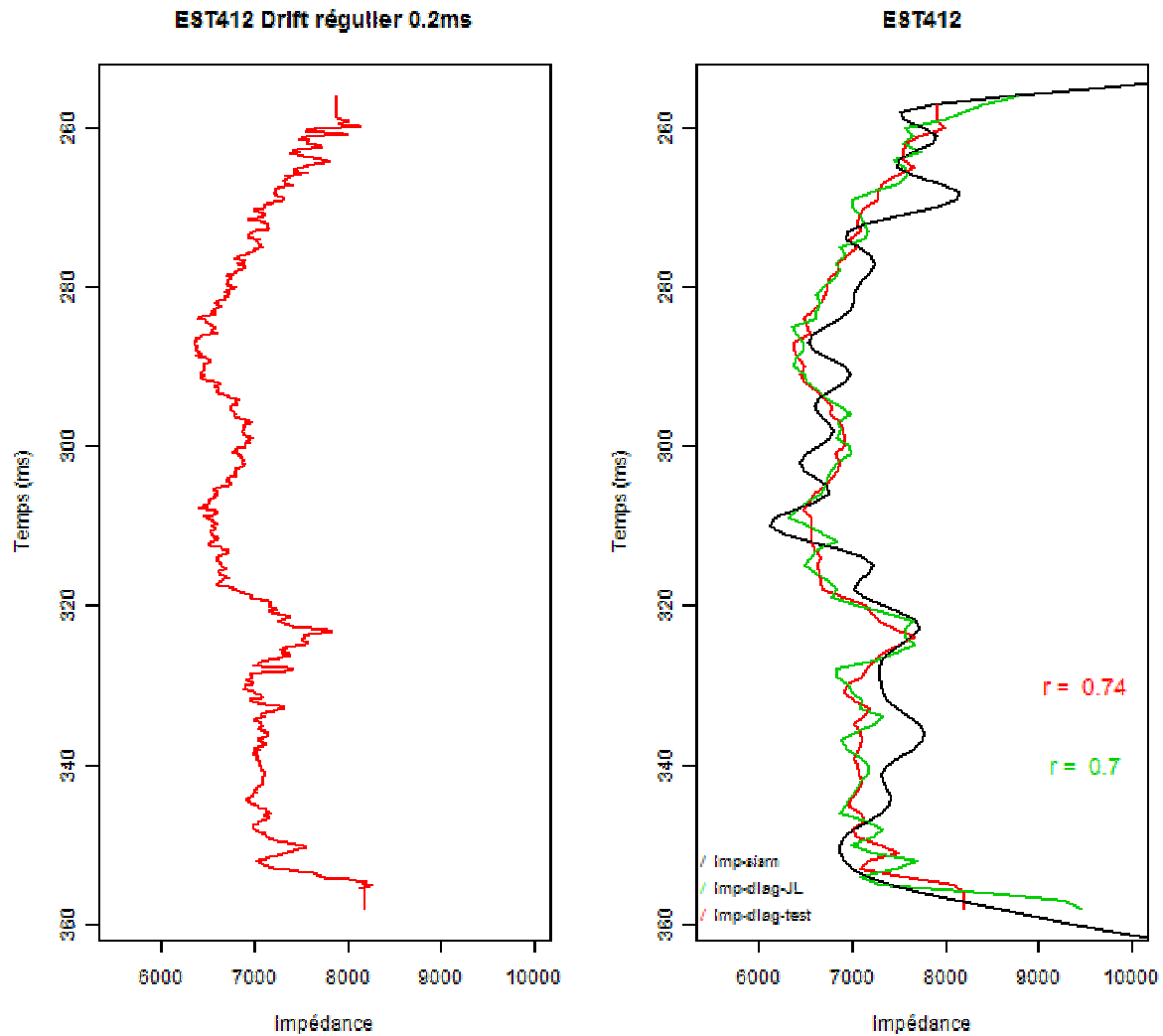


Figure C-4 : Dérive estimée au pas de 0.2 ms (à gauche). Comparaison de la dérive estimée et régularisée au pas de 1 ms avec l'impédance-log (géophysique) et la trace sismique la plus proche (à droite).

L'idée de l'approche géostatistique est de considérer la transformation géophysique (de l'étape 3) comme une dérive sur un support de 1 ms.

L'idée suivante, à tester encore, est de consolider le passage à la bande passante de la sismique (étape 4) par analyse krigéante en associant la grande portée à la basse fréquence de la sismique et la petite portée à la haute fréquence de l'impédance-log initiale. Une autre idée pour la suite est de rajouter la partie haute fréquence à la composante Z (commune aux deux impédances) estimée, de basse fréquence.

Annexe - D

Geostatistical approach to evaluate the variability in a clay deposit

H. Beucher, D. Aburto, D. Renard¹, D. Guillemot²

1. MINES Paris Tech, 77305 Fontainebleau, France

2. ANDRA, 92298 Châtenay-Malabry Cedex, France (@andra.fr)

Résumé du poster présenté au 4th International Meeting (2010) : *Clays in natural and engineered barriers for radioactive waste confinement*, qui a eu lieu à Nantes, France.

1. INTRODUCTION

Clay deposits are good candidate for radioactive waste repository. However such deposits have an internal variability that is very important to know before starting the disposal. Vertical variations in clay are visible at a small scale, in particular along the core drills (M. Lefranc et al 2008), but the lateral variability at large scale is unknown. So the question is: are these variabilities visible on indirect measurements such as seismic information?

The final aim of the clay variability characterization is to map the petrophysical properties of the medium. Assuming that these geotechnical properties are linked to the geological characteristics that are themselves linked to seismic attributes, the idea is first to analyze the variability of these seismic attributes. In this study the main variable is the acoustic impedance known accurately along the core drills from logs analyses in terms of velocity and density. In addition the seismic impedance, obtained by geophysical inversion from seismic amplitude, is interpreted on several 2D seismic lines covering the whole field. But the seismic impedance is not as precise as the impedance from well logging: it is smoother because it is obtained through a regularization by the seismic wavelet. These two interpreted variables correspond to the same underlying variable, hence the subject of this first study: the quantification of the variability of the impedances from well logging knowing the impedances from seismic.

2. PROPOSED WORKFLOW and DATA

In the geostatistical domain the variability is quantified through spatial variances of the studied variable. At data point the variability corresponds to the accuracy of the measurement whereas, at non measured points, the variability depends on the spatial structure of the variable and on their distances to the available data.

The methodology is illustrated in 2D: the data consist in log-impedances measured at core drill location sampled at the same support than the seismic impedance known along a seismic line (Figure D-1). The objective is to estimate the log-impedances variable along the seismic line. This is a bi-variable problem.

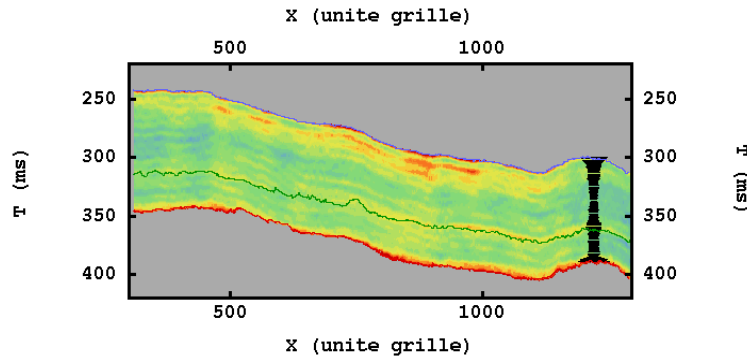


Figure D-1 : Impedances from core drill and along a seismic line.

3. STRUCTURAL ANALYSIS

The variographic analysis is performed in 2D to evaluate the spatial variability. In such sedimentary deposit, the main anisotropy follows the horizontal paleo-surface. This direction and its perpendicular define the stratigraphical grid. In the studied case, a satisfactory choice is to consider that the marker S1 (in the middle of the deposit) is a good approximation to define this stratigraphical grid. (H. Beucher & D. Renard).

The spatial variability of the two impedances (log and seismic) is summarized by the simple and cross variograms for the two directions defined by the stratigraphic grid. The cross-variogram can only be computed along the vertical axis (Figure D-2 left). The horizontal variogram is only accessible for the impedance from seismic (Figure D-2 right).

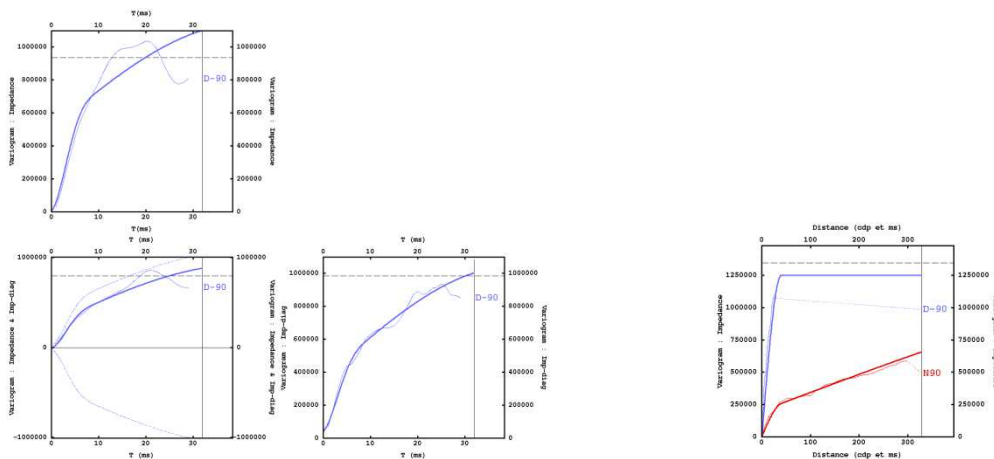


Figure D-2 : Experimental variograms and fitted bivariate model
(left) Simple and cross vertical variograms of the impedances (log and seismic)
(right) Simple horizontal and vertical variogram of the seismic impedance.

Based on these experimental variograms, a geostatistical model is chosen. This model is then used to perform the estimation of the impedance from log along the seismic line. Associated to the estimation map, the procedure gives a standard deviation map. This map points out the uncertainty on

the knowledge of the impedance; this uncertainty depends on the chosen model and on the distance to the available core drill.

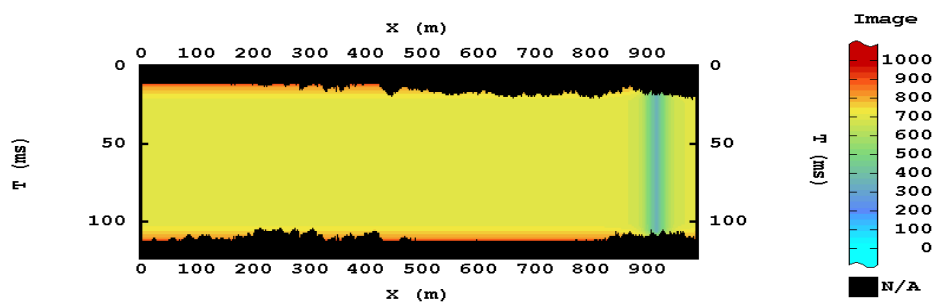


Figure D-3 : Standard deviation of the estimation.

4. PERSPECTIVES

The following improvement of this methodology can be envisaged: the estimation must now be performed in depth (rather than in time) and use the geology at a support much smaller than the one of the seismic.

5. References:

Lefranc M., Beaudoin B., Chilès J.P., Guillemot D., Ravenne C., Trouiller A., 2008. Geostatistical characterization of Callovo-Oxfordian clay variability from high-resolution log data. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 33, Supplement 1, pp. S2-S13.

H. Beucher and D. Renard [2005] *Reservoir characterization*, Note interne Ecole des mines de Paris N-03/05/G.

Geostatistical approach to evaluate the variability in a clay deposit through the seismic impedance



H. BEUCHER¹, D. ABURTO¹, D. RENARD¹, D. GUILLEMOT²

helene.beucher@mines-paristech.fr

1. MINES ParisTech, 77305 Fontainebleau, France

2. ANDRA, 92298 Châtenay-Malabry Cedex, France



OBJECTIVE:

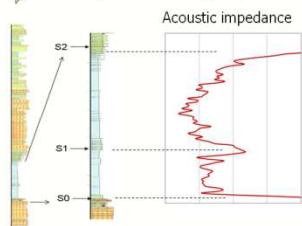
Quantify the variability of log impedance knowing seismic impedance

Preliminaries:

Clay heterogeneity in Callovo-Oxfordian

→ Variability in petroelastic parameters (V_p , ρ)

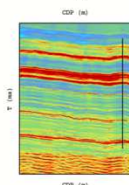
→ Variability in acoustic log impedance



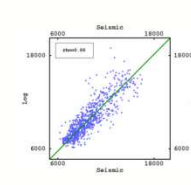
Log impedance known along few wells
Seismic impedance known exhaustively

→ Cartography of log impedance in the layer

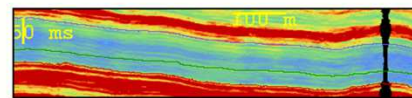
Seismic impedance:



Seismic impedance comes from (global) seismic inversion



Good correlation with log

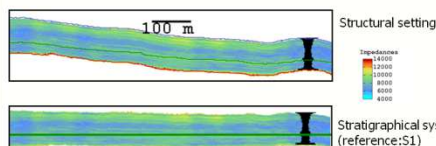


Callovo-Oxfordian between S2 and S0

Procedure:

Analyse the impedance in a stratigraphical system to take the geological correlations into account

- Knowledge of the unit top and bottom
- Choice of the correlation surface

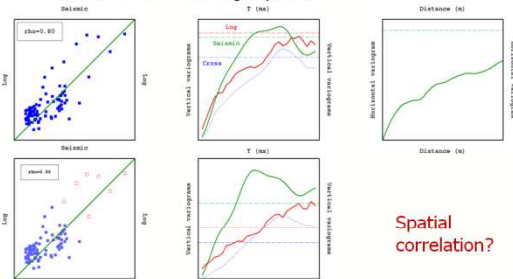


Importance of the picking

Modeling:

Bi-variable model fitted in all directions from experimental simple and cross variograms

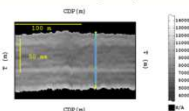
- Horizontal: Seismic impedance only
- Vertical: Seismic and log impedance



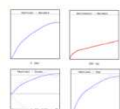
Suppressing outliers (close to boundaries)

Cartography of log-impedance:

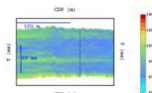
Conditioning data: seismic and log impedance



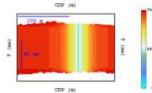
Spatial correlation model: variograms and correlation



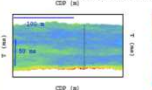
Results: Co-estimation



Standard deviation



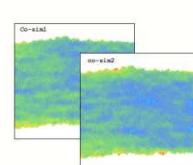
Co-simulation



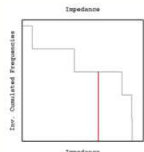
Cartography of log-impedance constrained by well knowing seismic impedance in the layer

Conclusions and perspectives:

- Quantify the variability of log-impedance in the structural grid



From several co-simulations...



...derive pointwise distribution

- Translate the variability into uncertainty in geological parameters

Annexe - E

Geostatistical Application for the Variability Study of the Callovo-Oxfordian Unit

D.Aburto¹, H.Beucher¹, D.Renard¹, D. Guillemot²

1. MINES Paris Tech, 77305 Fontainebleau, France

2. ANDRA, 92298 Châtenay-Malabry Cedex, France (@andra.fr)

Résumé du poster présenté au 4th International Meeting (2010) : *Clays in natural and engineered barriers for radioactive waste confinement*, qui a eu lieu à Nantes, France.

1. INTRODUCTION

Since 1991 Andra has the mission to investigate the feasibility of creating a radioactive waste disposal inside a profound geological formation. In this framework and taking into account several researches already realized in-situ and close to the underground laboratory of Bure (Meuse's region), it is necessary to evaluate the petrophysical variability of the clay of the Callovo-Oxfordian. This evaluation will be realized through the application of geostatistical tools.

This study begins with log and seismic information. The acoustic impedance measured at wells (named log-impedance) has been sampled in time, at the support of the seismic lines (1 millisecond). The seismic impedance obtained after geophysical inversion is compared to the log-impedance. The well-known geostatistical procedure, to predict the spatial continuity of lithofacies in the oil industry, is adapted here to evaluate the variability of the log-impedance.

2. QUANTIFICATION OF THE VARIABILITY

The results provided in this paper are based on one well and one 2-D seismic profile.

Along the studied line, the “seismic impedance” and “log-impedance” are linked with a linear correlation coefficient of about **0.71**.

To study the spatial variability, experimental variograms are computed, bivariate along the vertical direction and univariate (seismic “impedance”) along the horizontal direction.

These variograms are then fitted. A first bivariable model (thick curve in Figure E-1) with a correlation coefficient of the 0.73 has been used to perform the estimation. The corresponding

standard deviation map (right, Figure E-1), points out the fact that the variability depends on the distance to the core drill. At the core drill, the log impedance is known and therefore the standard deviation is equal to zero.

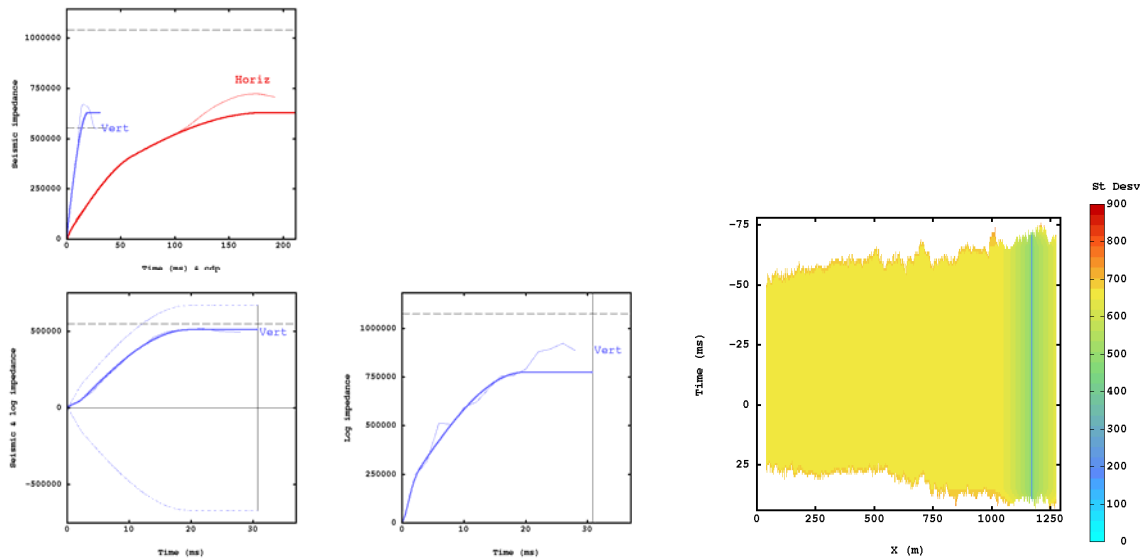


Figure E-1 : Direct and cross experimental variograms and the bivariate model (a). Map of standard deviation associated to the estimation of the log-impedance (b).

Another model has been fitted corresponding to a linear correlation coefficient of 0.68 (Figure E-2a).

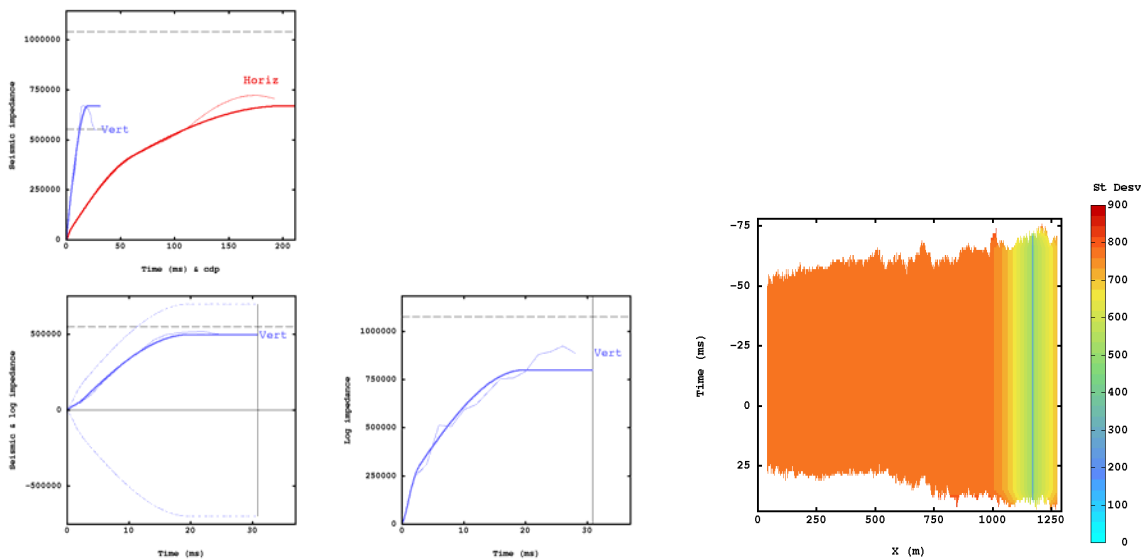


Figure E-2 : Direct and cross experimental variograms and the bivariate model (a). Map of standard deviation associated to the estimation of the log-impedance (b).

The resulting standard deviation map gives higher values far from the core drill (Figure E-2b).

These computations highlight the impact of the model and therefore the importance of the data analyses. As the correlation between seismic and log impedances is estimated only at core drill location, the coefficient correlation is defined accurately but locally.

Moreover, for a correlation coefficient close to 1, a good knowledge of the seismic impedance is necessary. Therefore a detailed data analysis has been performed. The results of this analysis are listed:

- The values of the seismic impedance and log-impedance increase towards the limits of the unit of the Callovo-Oxfordian. The correlation between the two impedances decreases if we exclude the edges of the unit.
- The distribution of the impedances puts in evidence a subdivision in two sub-units. These sub-units have been studied separately: they seem to have different geostatistical behaviors. The low sub-unit is more homogeneous than the upper one.
- Low values of the seismic impedance in the low sub-unit are observed in the south-east part of the zone of study.

3. PERSPECTIVES 3D

- Application of this methodology to 3D seismic impedances.
- Validation of the variogram model could be more precise with 3D information.
- Study of the relationship between the impedances and the geological characteristics (content of carbonates, clay and silt) before addressing the case of the geomechanical variability.

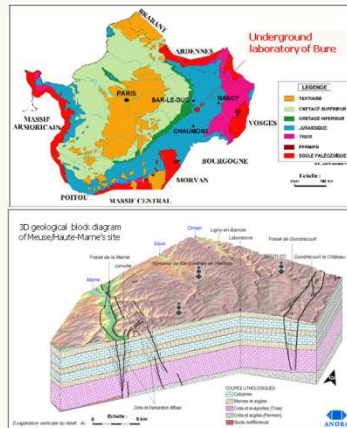
Geostatistical study of the Callovo-Oxfordian variability

D. ABURTO¹, H. BEUCHER¹, D. RENARD¹, D. GUILLEMOT²
 1. MINES ParisTech, 77305 Fontainebleau, France
 2. ANDRA, 92298 Châtenay-Malabry Cedex, France
danitza.aburto@ensmp.fr

PURPOSE OF THE STUDY: Reproduce the geotechnical behavior of the Callovo-Oxfordian formation through the application of geostatistical tools.

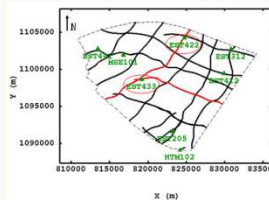
Context

Since 1991 ANDRA has the mission to investigate the feasibility of a radioactive waste disposal at the site of Bure (Meuse region), inside the Callovo-Oxfordian clays (to a depth of about 500m).

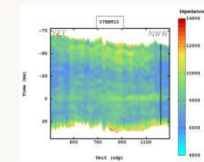
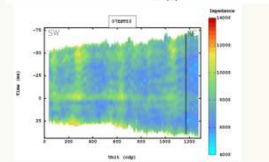


Available data

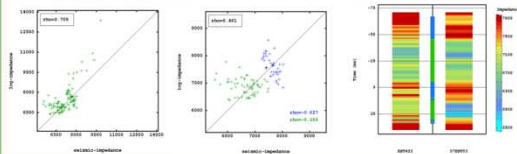
The seismic impedance is compared to the acoustic impedance calculated at wells (named log-impedance).



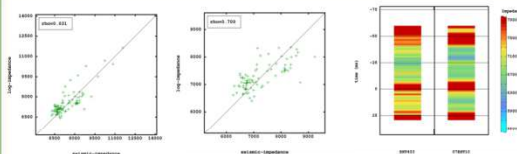
The polygon delimitates the area of interest. The results showed in this poster include the analysis of profile 07EST03 (orientated according to the direction where thickness displays a trend) and the analysis of profile 07EST10.



Point correlations

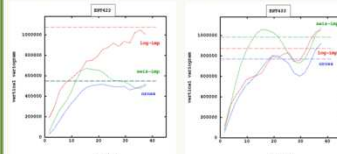


07EST03: The correlation coefficient changes when the border samples are removed. Presence of sub-populations.

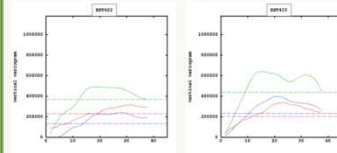


07EST10: The correlation coefficient is not too altered when the border samples are removed.

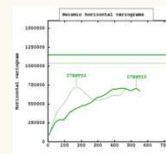
Spatial correlations



All samples



Without border samples

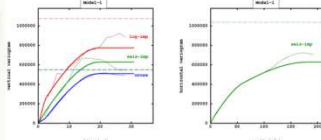


Seismic horizontal variograms: The differences on the horizontal variograms are mainly due to the specificity of the seismic impedance of profile 07EST03.

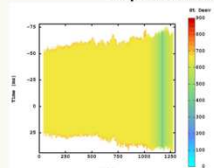
Seismic and log impedances vertical variograms: The vertical simple and cross variograms show similar behavior when removing the border samples.

Modeling on seismic profile 07EST03

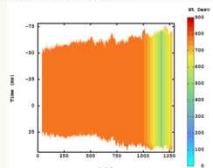
The correlation coefficient depends on the choice of the relative variances in the fitting procedure (3 spatial structures have been used: 1 cubic and 2 spherical).



Maps of standard deviations for two different models



Correlation coefficient of model-1: 0.73



Correlation coefficient of model-2: 0.68

Obviously, more the correlation coefficient is high less the log impedance estimation is uncertain. As this coefficient expresses the experimental link between the seismic and log impedances, the data analyses (seismic quality) are of prime importance.

Conclusions and perspectives

- Calibration of the database is a critical step.
- Correlation coefficient is very sensitive to the picking and the presence of sub-populations.
- Application of this methodology in 3D.
- Elaborate a procedure to take into account the uncertainty of the seismic impedance.

Filtrage géostatistique de données géophysiques en vue de la cartographie de l'impédance d'une formation argileuse : Exemple du Callovo-Oxfordien de Meuse

RESUME : Dans le cadre de recherches menées par l'ANDRA, qui visent à évaluer la faisabilité de créer un stockage de déchets radioactifs dans la formation argileuse du Callovo-Oxfordien, cette thèse s'intéresse à deux étapes indispensables pour obtenir une image 3D du sous-sol. La première étape concerne la cartographie de la géométrie de la formation. Celle-ci est déterminée à partir de temps pointés le long de profils sismiques, orientés suivant deux directions principales. Aux intersections, les valeurs enregistrées par deux profils sont différentes. Le faible nombre d'intersections ne permettant pas une étude détaillée du comportement spatial de ces différences, elles sont analysées par le biais du pseudo-variogramme croisé. L'analyse variographique permet de choisir un modèle cohérent pour l'ensemble des profils. À partir de ce modèle une estimation du temps corrigée est présentée. La deuxième étape concerne l'étude de l'impédance, variable liée aux propriétés intrinsèques de la roche. Deux types de mesure sont disponibles. D'une part l'impédance-sismique résultant de l'inversion géophysique de l'amplitude enregistrée le long de profils de sismique réflexion est largement étendue dans la zone d'intérêt. D'autre part, l'impédance-log, résultant du produit de la densité de la roche et de la vitesse des ondes P, n'est connue uniquement dans quelques puits. Le comportement spatial bivariable, le long de la direction verticale, a permis de formuler l'hypothèse suivante : chaque mesure d'impédance est décomposée en une somme d'une variable Z (commune aux deux mesures) et d'un résidu différent pour chaque mesure. Sous certaines hypothèses supplémentaires, il est possible d'estimer la composante commune sur l'ensemble des sections sismiques. En complément à ces études, d'autres points ont été évoqués, par exemple la correspondance entre procédés géophysiques et géostatistiques, ou la prise en compte d'incertitude sur les amplitudes.

Mots clés : Formation argileuse, Callovo-Oxfordien, filtrage géostatistique, impédance acoustique, pseudo-variogramme, sismique réflexion.

Geostatistical filtering of geophysical data with application to the modeling of the impedance in a clay formation : Example of the Callovo-Oxfordian of Meuse

ABSTRACT : In the framework of researches carried out by ANDRA (the French agency for nuclear waste), which aim at evaluating the feasibility of creating a repository of radioactive waste in the Callovo Oxfordian clay formation. This thesis studies two key steps to obtain a 3D image of the formation: its geometry and its internal heterogeneity. The geometry of the sedimentary formation is determined from seismic time picking along profiles. These profiles are oriented along two main directions. At the intersections, the values registered by two profiles are different. The low number of intersections does not allow a precise study of the spatial behavior of these differences; they are analyzed via the pseudo-cross-variogram. The variography analysis allows the choice of a coherent model for all the profiles, from which an estimation of the corrected time is presented. The internal heterogeneity is performed through the study of the impedance, a variable linked to the intrinsic properties of the rock. Two types of measurements are available. On one hand, the seismic impedance resulting from the geophysical inversion of the amplitude recorded along seismic reflection profiles is densely distributed in the area of interest. On the other hand, the impedance log, resulting from the product of rock density and P wave velocity, is known at only few wells. Bivariate spatial behavior along the vertical direction has allowed the formulation of the following hypothesis: each impedance measurement can be decomposed into a sum of a variable Z (common to both measures) and a residual specific to each measure. Under certain supplementary hypotheses, it is possible to estimate the common component along the seismic sections. Some complements to these studies are mentioned, for example the correspondence between geophysical and geostatistical methods or the consideration of uncertainty in the amplitudes.

Keywords : Clay formation, Callovo-Oxfordian, geostatistical filtering, acoustic impedance, pseudo-variogram, seismic reflection.