



**HAL**  
open science

# Estimation géostatistique de l'impédance acoustique après migration prestack en profondeur

François Schaub

► **To cite this version:**

François Schaub. Estimation géostatistique de l'impédance acoustique après migration prestack en profondeur. Planète et Univers [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007. Français. NNT : 2007ENMP1449 . pastel-00002987

**HAL Id: pastel-00002987**

**<https://pastel.hal.science/pastel-00002987>**

Submitted on 5 Oct 2007

**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.



MINES PARIS  
ParisTech

Collège doctoral

Ecole Doctorale n° 398 : "Géosciences et Ressources Naturelles"

*N° attribué par la bibliothèque*

□□□□□□□□□□□□□□

## **T H E S E**

pour obtenir le grade de  
**Docteur de l'Ecole des Mines de Paris**  
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

**François SCHAUB**

le lundi 2 juillet 2007

**ESTIMATION GEOSTATISTIQUE DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE  
APRES MIGRATION PRESTACK EN PROFONDEUR**

Co-directeur de thèse : Philippe THIERRY

Jury

Dr Hélène Beucher (Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau).....Co-Directrice  
Pr Jean-Paul Chilès (Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau)..... Examineur  
Pr. Michel Cuer (Université Montpellier II)..... Rapporteur  
M. Frédéric Huguet (Gaz de France).....Examineur  
Pr. Jean-Luc Mari (Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison).....Président  
Dr Pierre Thore (Total, Pau).....Rapporteur



*Partir, c'est ranger un peu.*

Alain Rémond.



Calvin & Hobbes©, Bill Watterson



*A mes grands-parents maternels,  
Thérèse et Maurice.*

## Remerciements

J'ai toujours rêvé de rédiger cette partie, on y est...

Je tiens tout d'abord à remercier Pascal Podvin et Jean-Paul Chilès qui m'ont chaleureusement accueilli aux centres de Géophysique et Géostatistique, aujourd'hui fusionnés dans le centre de Géosciences. Je garde un très bon souvenir des années que j'y ai passé et de toutes les personnes que j'y ai rencontrés. Plus généralement, je remercie l'Ecole des Mines de Paris pour m'avoir permis de m'épanouir, faire évoluer mes connaissances, et me donner un bel élan pour ma future vie professionnelle.

Mes sincères remerciements reviennent à Pierre Thore, Michel Cuer, Jean-Luc Mari, Jean-Paul Chiles et Frédéric Huguet qui ont accepté d'être membres du jury de ma thèse.

Un grand merci à mes deux directeurs de thèse. Tout d'abord, et galanterie oblige, Hélène Beucher, qui m'a grandement aidé et m'a apporté beaucoup de conseils et d'idées pour mener à bien ce projet. Je tiens à souligner sa grande gentillesse et sa patience absolue ! Ensuite, je tiens à exprimer ma très vive reconnaissance envers mon directeur de thèse en géophysique, Philippe Thierry, pour l'aide qu'il m'a apportée au cours de cette recherche. Malgré la distance, il a toujours su être présent et disponible. Son humour cinglant me manquera (« *Moralité... .. ça roule !* »).

Tous mes remerciements aux autres chercheurs de l'école des Mines, qui ont su répondre à mes questions quand j'étais un peu perdu : Mark Noble, Hervé Chauris et Didier Renard. Ils ont été des riches conseillers. Bonne continuation à vous tous.

Evidemment, je ne peux oublier Véronique, notre assistante préférée du centre de Géophysique. Merci pour son aide, son organisation qui rattrapait la mienne et sa gentillesse profonde. Ma thèse aurait été bien moins agréable sans elle.

Je désire remercier les différents interlocuteurs que j'ai rencontrés pendant ces années, et ceux que je connaissais avant : François Renard pour sa disponibilité, Lars Sonneland pour ses contacts et Chantal Valentini pour son coaching sans faille.

Et maintenant les collègues ! Tous les doctorants de l'Ecole des Mines, anciens, présents, ou tous neufs. Mon plus grand merci revient à Alexandre Egreteau qui a véritablement été un « parrain » en m'accueillant très chaleureusement dans notre grand bureau. Je n'oublierai pas nos journées de travail (souvent musicales.... « *Il est 5 heures, Paris s'éveille* », « *Elles sont vineuses !* »), nos trajets en train, et bien sûr tous ses conseils et son travail sur lequel j'ai pu m'appuyer. Et puis les plus proches : Caroline, Pierre, Christophe, Nicolas, Aurélie, Hugo, Sunseare, Cédric, Pierre-Yves, Matthieu, Marie, Olivier, Rose, Thomas, Timothée, Dieb, Frédéric.....et tous les autres, la liste serait trop longue.

Et maintenant les remerciements plus personnels... je tiens à remercier toute ma famille (et quelle famille !) pour son soutien pendant ces années : mes parents Maryvonne et Pascal, mes sœurs Céline et Aurélie, mes beaux-frères Romain et Thomas, mes grands-parents Liliane et Henri, et aussi Marcel. J'ajoute évidemment Clara, ma filleule, et mes neveux Jules et Matthieu, qui ont vu le jour pendant ma thèse. Une énorme pensée aussi pour ma nouvelle famille Cardi (cf. dernier remerciement) : Jean-Claude,

Renée, Bertrand, Isabelle, Naïma, Bruno et Aurélien, et leur dire que je suis heureux et fier de faire partie du clan !

Une spéciale dédicace à la tribu Schaaf : Thomas, géophysicien averti, qui a été mon guide, non seulement pour cette thèse mais aussi mes études antérieures, et son papa, André, géologue très très averti, qui m'a convaincu d'accepter cette thèse. Quand la famille se mélange au travail....

Une pensée particulière à mes terres natales, Strasbourg et l'Alsace.... Je laisse aux locaux le soin de comprendre ce proverbe : « *Denne vun Milhüse esch's égàl wenn d'Strosburier in de rhin brünze !* ». Et vive les *leverknepfles* !

Voici un des remerciements les plus délicats : les copains.... par souci de ne pas doubler la taille de cette thèse, je ne pourrai évidemment tous les citer. Tout d'abord le noyau dur : Seb, Phil, Arthur, Gus, Brok, Virge, Thib, Manu, Christian, Schru, John, Etienne, Antoine, Bastien, Robin, Fabrice... sans oublier les filles : Noémie, Gabi, Marie, Elise, et Juliette ! Merci pour leur soutien général, et leur patience quand le boulot m'empêchait de les voir (Arthur ?). Une pensée à tous ceux que je n'ai pas cités, ils se reconnaîtront. Et big up au Petit Musc.

Last but not least.....mon plus grand remerciement et mes plus belles pensées vont à ma Chère et Tendre, Véronique. Bientôt neuf ans après notre première rencontre de jeunes bacheliers, tu es toujours auprès de moi. Mille mercis pour ton soutien, ta présence, ta patience lors de mes réveils grincheux, et ton amour quotidien. Je nous souhaite à tous les deux la plus belle des vies communes.

Parce qu'à deux, c'est toujours mieux.





---

## Résumé

Un des enjeux majeurs de l'exploration pétrolière consiste à construire des modèles réalistes et précis de réservoirs pétroliers exprimés en propriétés comme les faciès géologiques, la porosité ou l'impédance acoustique (produit de la vitesse des ondes dans la roche et la densité). La base de la prospection géophysique est la sismique réflexion. Après acquisition, puis traitement des données sismiques, cette méthode fournit les coefficients de réflexion des interfaces géologiques. Ces coefficients et d'autres attributs associés fournissent des informations sur la structure du sous-sol et permettent d'estimer les propriétés pétro-acoustiques de chacune des couches géologiques à l'aide de techniques de simulation géostatistique. Le but de cette thèse est d'exploiter au mieux les résultats du traitement des données sismiques en profondeur pour réaliser une simulation géostatistique de l'impédance acoustique.

Nous utilisons une migration en profondeur avant sommation et à amplitude préservée. Ce type d'imagerie permet d'obtenir des données sismiques migrées en profondeur, dont les variations de réflectivité selon l'angle sont conservées. Après la migration en profondeur, l'analyse de ces variations (inversion *Amplitude Versus Angle* AVA) est effectuée sur les panneaux Iso-X le long de trajectoires définies par la variation de la réflectivité avec l'angle d'incidence. Ces trajectoires permettent d'obtenir une première interprétation structurale (le squelette) à laquelle sont aussi associés les attributs AVA majeurs tels que l'intercept (réflectivité à angle d'incidence nulle) et le gradient (variation de la réflectivité avec l'angle d'incidence). Une phase de pointé sur ces deux squelettes complémentaires (basée sur des critères quantitatifs et géométriques) permet de délimiter des couches dans lesquelles la simulation sera effectuée. L'analyse des trajectoires permet de plus de contrôler la qualité des données après le traitement géophysique.

L'application de notre méthodologie revient à proposer un premier résultat, le modèle initial, correspondant à une simulation géostatistique de l'impédance acoustique avec pour seules contraintes les données de puits et l'information structurale issue des squelettes intercept et gradient. Ensuite, après avoir interprété sur les sections sismiques et attributs AVA des éventuelles anomalies en hydrocarbures, nous proposons de contraindre localement le modèle initial par ces informations pour reproduire ces anomalies. Pour cela, nous nous servons du lien qui existe entre l'impédance acoustique et l'intercept (l'intercept correspond aux contrastes de l'impédance).

Cette méthode permet d'obtenir finalement une section en impédance acoustique en profondeur, valable sur la globalité de la section étudiée, et qui tient compte des anomalies d'hydrocarbures importantes pour l'éventuelle exploration et production du réservoir. Ce modèle peut être utilisé pour construire un géo-modèle par un habillage en faciès géologiques, en porosité, perméabilité, etc. pour pouvoir effectuer les simulations réservoirs et d'autres travaux d'ingénierie réservoir.



## Abstract

One of the main goal of geosciences in the petroleum industry is to build accurate and predictive reservoir models, expressed in terms of properties such as geological facies, porosity or acoustic impedance (product of the wave velocity and density). The seismic reflection technique is the base of geophysical prospecting. After acquisition and data processing of the seismic data, the method provides the reflection coefficients associated to the geological interfaces. These coefficients, and other associated attributes, provide information about the subsurface structures and allow us to estimate the layers petroacoustic properties using geostatistical simulation. The purpose of this PhD thesis is to rigorously use the depth seismic processing outputs to perform the acoustic impedance geostatistical simulation.

We use a preserved amplitude prestack depth migration which give the depth migrated seismic data, where reflectivity variations versus angle are conserved. After depth imaging, the variation analysis (Amplitude Versus Angle (AVA) inversion) is done with the common image gathers sections along trajectories defined by the reflectivity variations with the angle. These trajectories provide a geology depth structural interpretation (the skeleton) with two major AVA attributes: intercept (zero offset reflectivity) and gradient (variation of the reflectivity with the angle). A horizon picking phase using both skeletons, based on quantitative and geometrical criteria, define the intervals where the simulation will be achieved. Furthermore, the analysis of the trajectories allows a data quality control to be performed after the seismic processing step.

The application of the methodology leads to a preliminary result, the initial model, which corresponds to an acoustic impedance geostatistical simulation constrained by the well data and the structural information derived from the intercept and gradient skeletons. Then, after the interpretation of the hydrocarbons anomalies over the seismic and AVA attributes sections, we propose to locally constrain the initial model in order to reproduce these anomalies. To handle it, we use the relationship between the acoustic impedance and the intercept (which corresponds to the impedance contrasts).

This method finally provides a depth acoustic impedance section, valid over the whole studied area, which contains the hydrocarbon anomalies for a possible oil and gas exploration & production. This last model may be used to simulate a geo-model filled with facies, porosity, permeability, etc. in order to go through the fluid flow simulations and other reservoir engineering steps.

# Table des matières

<b>I.</b>	<b>INTRODUCTION GENERALE.....</b>	<b>7</b>
I.1.	CONTEXTE DE LA THESE .....	8
I.2.	PROBLEMATIQUE GENERALE.....	9
I.3.	PLAN DE THESE .....	10
<b>II.</b>	<b>ÉTAT DE L'ART .....</b>	<b>13</b>
II.1.	INTRODUCTION .....	14
II.2.	AMBITIONS ET HISTORIQUE .....	15
II.3.	CONSTRUCTION DES MODELES RESERVOIR .....	16
II.3.1.	<i>Définitions du modèle réservoir .....</i>	<i>16</i>
II.3.2.	<i>Techniques d'estimation de l'impédance acoustique.....</i>	<i>17</i>
II.3.3.	<i>Utilisation de l'information sismique en géostatistique .....</i>	<i>20</i>
II.4.	METHODE PROPOSEE.....	26
<b>III.</b>	<b>METHODOLOGIE .....</b>	<b>29</b>
III.1.	IMAGERIE SISMIQUE .....	30
III.1.1.	<i>Historique.....</i>	<i>30</i>
III.1.2.	<i>Principe de l'imagerie sismique .....</i>	<i>31</i>
III.1.3.	<i>Traitements classiques.....</i>	<i>35</i>
III.1.4.	<i>Migration sismique en profondeur à amplitude préservée .....</i>	<i>42</i>
III.1.5.	<i>Calage de la sismique aux puits .....</i>	<i>45</i>
III.2.	TRAITEMENTS APRES MIGRATION : INVERSION AVA .....	48
III.2.1.	<i>Principe de l'inversion AVA .....</i>	<i>51</i>
III.2.2.	<i>Attributs AVA et classification des anomalies .....</i>	<i>57</i>
III.2.3.	<i>Inversion AVA.....</i>	<i>60</i>
III.2.4.	<i>Inversion AVA suivant des trajectoires (TMO).....</i>	<i>62</i>
III.3.	SQUELETTES AVA .....	68
III.3.1.	<i>Qualité et nettoyage du squelette.....</i>	<i>70</i>
III.3.2.	<i>Utilisation des squelettes AVA.....</i>	<i>76</i>
III.4.	SIMULATION GEOSTATISTIQUE DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE .....	83
III.4.1.	<i>Les données conditionnantes .....</i>	<i>83</i>
III.4.2.	<i>Anamorphose gaussienne .....</i>	<i>83</i>
III.4.3.	<i>Choix du modèle géostatistique.....</i>	<i>85</i>
III.5.	UTILISATION DE L'INFORMATION QUANTITATIVE .....	85
III.5.1.	<i>Impédance et réflectivité.....</i>	<i>86</i>
III.5.2.	<i>Simulation sous contrainte quantitative .....</i>	<i>89</i>
III.6.	CONCLUSION .....	91
<b>IV.</b>	<b>APPLICATION A UN MODELE GEOPHYSIQUE.....</b>	<b>93</b>
IV.1.	UTILISATION DU MODELE MARMOUSI II .....	94
IV.2.	DESCRIPTION DU MODELE UTILISE .....	99
IV.3.	MODELISATION DES POINTS DE TIR SISMIQUES.....	101
IV.4.	MIGRATION EN PROFONDEUR A AMPLITUDES PRESERVEES .....	104
IV.5.	INVERSION AVA ET SQUELETTES .....	107
IV.6.	POINTE DES HORIZONS ET CHOIX DE LA CORRELATION .....	112
IV.7.	SIMULATION DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE.....	115
IV.8.	DOUBLE CONTRIBUTION DE LA SECTION INTERCEPT .....	121
IV.9.	INTEGRATION DE L'INFORMATION QUANTITATIVE .....	123
IV.10.	CONCLUSIONS .....	128
<b>V.</b>	<b>DONNEES REELLES.....</b>	<b>131</b>
V.1.	PRESENTATION DES DONNEES .....	132
V.1.1.	<i>Données sismiques .....</i>	<i>132</i>
V.1.2.	<i>Modèle de vitesse .....</i>	<i>133</i>

V.1.3.	<i>Données de puits</i> .....	136
V.1.4.	<i>Prétraitements</i> .....	138
V.1.5.	<i>Migration et interprétation sismique</i> .....	140
V.2.	CALAGE DE L'IMAGE SISMIQUE EN PROFONDEUR.....	149
V.3.	INVERSION AVA ET SQUELETTE .....	150
V.3.1.	<i>Inversion AVA classique</i> .....	150
V.3.2.	<i>Inversion AVA sur les trajectoires</i> .....	153
V.4.	POINTE DES HORIZONS .....	157
V.5.	PREMIERE ETAPE DE SIMULATION DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE .....	159
V.6.	SIMULATION DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE AVEC CONTRAINTES QUANTITATIVES .....	162
V.7.	CONCLUSIONS.....	165
<b>VI.</b>	<b>APPLICATION A UN MODELE GEOLOGIQUE .....</b>	<b>167</b>
VI.1.	INTRODUCTION ET IDEE INITIALE DE L'ETUDE.....	168
VI.1.1.	<i>Contexte original de l'étude Ravenscar</i> .....	168
VI.1.2.	<i>Géologie régionale et lithostratigraphie</i> .....	169
VI.1.3.	<i>Approche pour notre application</i> .....	170
VI.2.	LE MODELE GEOLOGIQUE.....	171
VI.2.1.	<i>Insertion d'anomalies</i> .....	172
VI.2.2.	<i>Mise en conditions réelles</i> .....	173
VI.3.	MODELISATION DES DONNEES SISMIQUES SYNTHETIQUES .....	177
VI.4.	MIGRATION EN PROFONDEUR ET ANALYSE AVA.....	177
VI.5.	POINTE DES HORIZONS .....	184
VI.6.	VARIOGRAPHIE DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE .....	186
VI.7.	MODELE EN IMPEDANCE ACOUSTIQUE .....	190
VI.8.	VALIDATION DU RESULTAT .....	192
<b>VII.</b>	<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>197</b>
VII.1.	CONCLUSIONS.....	198
VII.2.	PERSPECTIVES.....	200
<b>VIII.</b>	<b>ANNEXE .....</b>	<b>202</b>
VIII.1.	MIGRATION SISMIQUE EN PROFONDEUR A AMPLITUDE PRESERVEE .....	203
VIII.1.1.	<i>Problème direct</i> .....	203
VIII.1.2.	<i>Equation d'ondes</i> .....	204
VIII.1.3.	<i>Fonctions de Green asymptotiques</i> .....	205
VIII.1.4.	<i>Problème inverse</i> .....	206
VIII.1.5.	<i>Migration d'attributs</i> .....	207



# I. Introduction générale



---

## I.1. Contexte de la thèse

Cette thèse s'intéresse au problème de la connaissance du sous-sol dans le cadre de l'exploration pétrolière. Un des enjeux majeurs de l'industrie pétrolière est d'avoir la meilleure connaissance des gisements de gaz et de pétrole. Les méthodes de prospection du sous-sol sont nombreuses, mais la plus utilisée est l'imagerie sismique qui est, à une échelle beaucoup plus large, très semblable à l'échographie médicale. D'autres types de méthodes sont les diagraphies effectuées dans des forages qui mesurent les propriétés des couches qui sont des informations précises, mais très localisées.

Une des grandes thématiques de recherche et développement de l'industrie pétrolière est l'« intégration » de ce type de données de natures très différentes, ou comment combiner au mieux les informations disponibles (données sismiques, logs de puits, informations géologiques, etc.) pour créer la meilleure image – ou meilleur modèle – de la zone étudiée ?

Dans le cadre pétrolier, les études géophysiques ont émergé et beaucoup évolué au cours du XX<sup>e</sup> siècle, en parallèle avec l'industrialisation massive mondiale. Leur première mission est d'obtenir des données (ou enregistrements), qui sont elles-mêmes utilisées pour construire des modèles du sous-sol, dits modèles réservoir qui expriment des propriétés comme l'impédance acoustique, la porosité, la perméabilité, les faciès géologiques, etc. pour ensuite permettre la prise de décision concernant une éventuelle exploitation.

Pendant longtemps les techniques de construction de modèle réservoir ont été géophysiques, un de leur point faible est de ne pas pouvoir estimer rigoureusement les incertitudes sur les résultats, ce qui est un point essentiel pour des études aux enjeux financiers énormes. La géostatistique, une science apparue dans les années 1960 au Centre de Géostatistique de l'École des Mines de Paris, s'est alors positionnée sur ces problèmes de construction de modèles réservoir.

Des méthodes d'estimation de variables perfectionnées, contraintes ou non par des informations *a priori*, des modèles de structure spatiale et de corrélation entre les variables elles-mêmes ont été développés et ont permis d'apporter des réponses à des problèmes que la géophysique connaissait : comment reproduire les hétérogénéités des variables vues au puits sur l'ensemble du modèle ? Comment intégrer rigoureusement des données de nature différente ? Comment quantifier les incertitudes entre les étapes de construction du modèle, ou sur le modèle final lui-même ?

Ce contexte, à cheval sur les deux domaines Géophysique et Géostatistique est celui qui a été à l'initiative de cette thèse. Dans un souci de collaboration des centres de recherche entre eux, l'École des Mines de Paris, a permis qu'un sujet intégrant les deux sciences, proches des soucis de l'industrie pétrolière, soit proposé.

Cette thèse se positionne à la suite de celle d'Alexandre Egret, ancien doctorant du Centre de Géophysique, qui a travaillé sur l'analyse des variations de la réflectivité sismique après une méthode d'imagerie sismique en profondeur. Nous allons reprendre une partie de ces travaux que nous décrirons pour la bonne compréhension de la méthodologie proposée.

Nous allons maintenant décrire la problématique générale de cette thèse.

---

## I.2. Problématique générale

Cette thèse a pour sujet la création des modèles dits réservoir à partir des données issues des traitements géophysiques comme l'imagerie sismique et l'analyse de la réflectivité, mais aussi des données issues des puits situés sur la zone étudiée.

Les méthodes sismiques ont pour but de fournir une image structurale qui permet une interprétation fine du sous-sol mais aussi d'obtenir des informations caractéristiques comme le contenu en hydrocarbures. L'impédance acoustique (c'est-à-dire le produit de la vitesse sismique et de la densité) permet de relier des faciès et des valeurs de porosité et perméabilité à l'aide de l'information des logs vus aux puits.

Avec la description géophysique de la subsurface (vitesse et densité), un des paramètres fournis par l'imagerie sismique est le contraste d'impédance acoustique, correspondant à la réflectivité sismique. Malheureusement, l'obtention de l'impédance acoustique à partir des contrastes d'impédance enregistrés par la sismique réflexion n'est pas évidente.

Dans le domaine de la caractérisation de réservoir, les méthodes de calcul de l'impédance acoustique sont nombreuses, et en évolution constante. Les plus employées, dans le secteur géophysique sont des méthodes comme l'inversion en forme d'ondes non linéaire, comme proposé par [Cruse *et al.*, 1990] ou l'inversion stratigraphique [Tonellot, 2000].

Récemment, [Egreteau, 2005] a démontré que la migration en profondeur à amplitude préservée suivie par un traitement après-migration adéquat, une inversion AVA (pour *Amplitude Versus Angle*), peut être un outil adapté à la localisation et la classification des anomalies de réflectivité dans le domaine profond.

Cette méthode ne fournit que des contrastes d'impédance, mais ils sont a priori correctement positionnés en profondeur et leurs amplitudes sont préservées. En extrayant en même temps l'information structurale mais aussi l'information quantitative des différentes sections d'attributs AVA, nous voulons conditionner la construction d'un modèle en impédance acoustique en profondeur sur l'ensemble de la zone étudiée.

L'inversion AVA utilisée dans cette thèse permettra d'obtenir des sections AVA sous forme de squelettes qui décrivent la réflectivité et sa variation le long de l'angle pour des points situés sur toute la zone. À chacun des points du squelette est associée une « trajectoire » qui correspond à la variation de réflectivité le long de la gamme angulaire. La morphologie de ces trajectoires permet de quantifier les incertitudes de chacun des éléments du squelette en termes de positionnement en profondeur, d'existence et de valeur d'attributs AVA. Ainsi les éléments du squelette associés à des incertitudes trop élevées ne seront pas pris en compte pour la construction du modèle en impédance acoustique.

La méthode de construction du modèle est une simulation géostatistique conditionnée par les informations fournies par l'ensemble des traitements géophysiques.

Dans un premier temps, la simulation sera conditionnée par les valeurs d'impédance acoustique vues aux puits et la géométrie des couches qui sont pointées sur les squelettes AVA. Le modèle en impédance acoustique obtenu par simulation géostatistique sera considéré comme le modèle initial pour la suite de la méthode.

Ensuite, nous proposons d'intégrer l'information quantitative contenue dans une des sections issue du traitement AVA qui fournit une valeur de réflectivité (intercept) en chaque point de la section. L'interprétation des résultats de la migration, de l'analyse AVA et d'autres attributs permet de repérer les

---

éventuelles anomalies d'hydrocarbures présents sur la zone. De plus, la réflectivité est directement liée à l'impédance acoustique. Nous pouvons donc localement modifier le modèle en impédance acoustique de fond pour reproduire les anomalies.

Nous proposons maintenant de décrire les différentes parties qui composent ce mémoire et ainsi expliquer l'évolution de ce travail et surtout exposer les différentes applications dans des cas synthétiques et réels qui nous ont permis de tester, faire évoluer et valider notre méthodologie.

### I.3. Plan de thèse

Cette thèse est organisée selon cinq grandes parties, la première présente toute la méthodologie développée dans cette thèse et décrira les travaux sur lesquels nous nous basons. Les parties suivantes correspondent aux applications sur les données synthétiques et réelles et ont chacune leur intérêt pour ce travail. Enfin, la dernière partie présente les conclusions et les perspectives de la thèse.

#### 1. Méthodologie

Cette première partie décrit l'ensemble de la méthodologie. Nous présenterons dans un premier temps les principes de l'imagerie sismique et la méthode de migration en profondeur avant sommation et à amplitude préservée (développement complet en annexe) et ensuite les traitements AVA pour l'analyse de la réflectivité. Puis, les travaux d'A. EgretEAU seront décrits, ils fournissent les sections squelettes AVA qui serviront pour contraindre la simulation géostatistique de l'impédance acoustique. L'analyse de ces squelettes et des trajectoires associées permet de quantifier les incertitudes qui décrivent la qualité de tous les traitements précédents.

Nous décrirons ensuite la méthode de simulation géostatistique et les avantages qu'elle apporte pour la création du modèle en impédance acoustique initial.

Enfin, nous présenterons la méthode pour intégrer l'information en réflectivité fournie par le squelette intercept. Cette opération permet de reproduire des anomalies locales en impédance acoustique qui ont été préalablement repérées lors de la phase d'interprétation des sections issues des traitements géophysiques.

Chacune des étapes de cette méthodologie sera illustrée par des figures différentes et extraites de travaux antérieurs, elles n'auront donc pas forcément de cohérence entre elles.

#### 2. Application sur données synthétiques créées par la géophysique

La première application a pour but de mettre en place et tester notre méthodologie, mais aussi de l'illustrer clairement. Pour cela, nous avons défini un milieu élastique synthétique (sections en vitesse P, vitesse S et densité), sur lequel nous avons effectué une modélisation d'un ensemble de données sismiques synthétiques réalistes par différences finies de l'équation d'onde élastique. L'ensemble des traitements géophysiques, migration et analyse AVA seront effectués pour pouvoir obtenir les squelettes d'attributs AVA. Ensuite, toutes les étapes pour pouvoir effectuer la simulation géostatistique à partir d'un ou de plusieurs puits extraits du modèle en impédance théorique seront faites. Les résultats du premier modèle en impédance acoustique initial, puis celui intégrant l'information quantitative pour

---

reproduire une anomalie de gaz seront analysés et comparés au modèle en impédance théorique qui représente la réalité.

### 3. Application sur données réelles

La méthode est appliquée à un cas de données réelles où un seul puits est disponible. Cette partie a pour but la mise en pratique de la méthodologie dans un cas réaliste et d'aborder les questions liées aux contraintes que nous ne rencontrons pas dans les cas synthétiques : calage de la sismique au puits, un seul puits disponible, etc. Les résultats de la migration et de l'inversion AVA sont plus incertains et bruités que ceux des applications synthétiques, et l'identification des anomalies en gaz est moins évidente. Dans ce cas nous proposerons une méthode de calage des résultats de la migration sismique au puits. Nous mettrons en évidence la performance de la migration en profondeur utilisée.

L'interprétation des résultats sismiques et des sections AVA nous indiquera la présence de deux anomalies de gaz de nature différentes, ce qui permettra de tester les différents types de modification locale du modèle en impédance acoustique initial.

### 4. Application sur données géologiques synthétiques

Cette dernière application de la méthodologie sur un cas de données sismiques synthétiques calculées sur un modèle élastique ( $V_p$ ,  $V_s$ , densité) construit par des simulations géostatistiques.

Ce cas correspond à un résultat obtenu en caractérisation de réservoir en faciès à partir de données de forages principalement. Les images obtenues sont à l'échelle du réservoir, donc de taille plus réduite que dans le premier cas et de précision plus grande, présentant des hétérogénéités plus importantes.

Les conditions se rapprochent donc de celles d'un cas réel. L'intérêt de cet exemple est multiple :

- comparer la réponse sismique à la « réalité ».
- analyser les liens entre les variogrammes horizontaux des différentes variables.

### 5. Conclusions et perspectives

Nous ferons dans cette dernière partie un récapitulatif des résultats obtenus et mettrons en avant les avantages, mais aussi les limitations de la méthodologie.

Cette thèse étant une première amorce d'une collaboration entre les centres de Géostatistique et de Géophysique de l'École des Mines de Paris, un grand nombre de points ont été abordés, sans pouvoir toujours approfondir rigoureusement les problèmes. Conscients que ces travaux doivent être continués dans certaines directions, nous proposerons un certain nombre de perspectives qui permettraient des orientations pour une éventuelle succession.



## II. État de l'art

## II.1. Introduction

La caractérisation des réservoirs sert de base à la prise de décision du développement du gisement. Elle consiste à fournir une image la plus représentative possible d'un réservoir d'hydrocarbures en vue de son éventuelle exploitation en permettant l'estimation de caractéristiques comme l'extension du réservoir, les volumes de fluide, les qualités pétrophysiques (porosité, perméabilité, etc.).

La figure 1 illustre le cheminement d'une étude d'exploration de réservoir dans le contexte géophysique. Les étapes sont les suivantes : acquisition, prétraitements, construction du modèle de vitesse, imagerie, études AVO (le plus souvent effectuées en temps sur les sections « point milieu commun » CDP) pour l'analyse du comportement de la réflectivité ou directement interprétation des images sismiques. La caractérisation permet d'obtenir un modèle réservoir, qui est utilisé pour effectuer des simulations d'écoulement de fluide au cours du temps (études de faisabilité de production) comme le propose par exemple le logiciel ECLIPSE de la compagnie Schlumberger, pour finalement permettre la prise de décision d'une nouvelle exploration ou de production si les résultats sont très positifs.

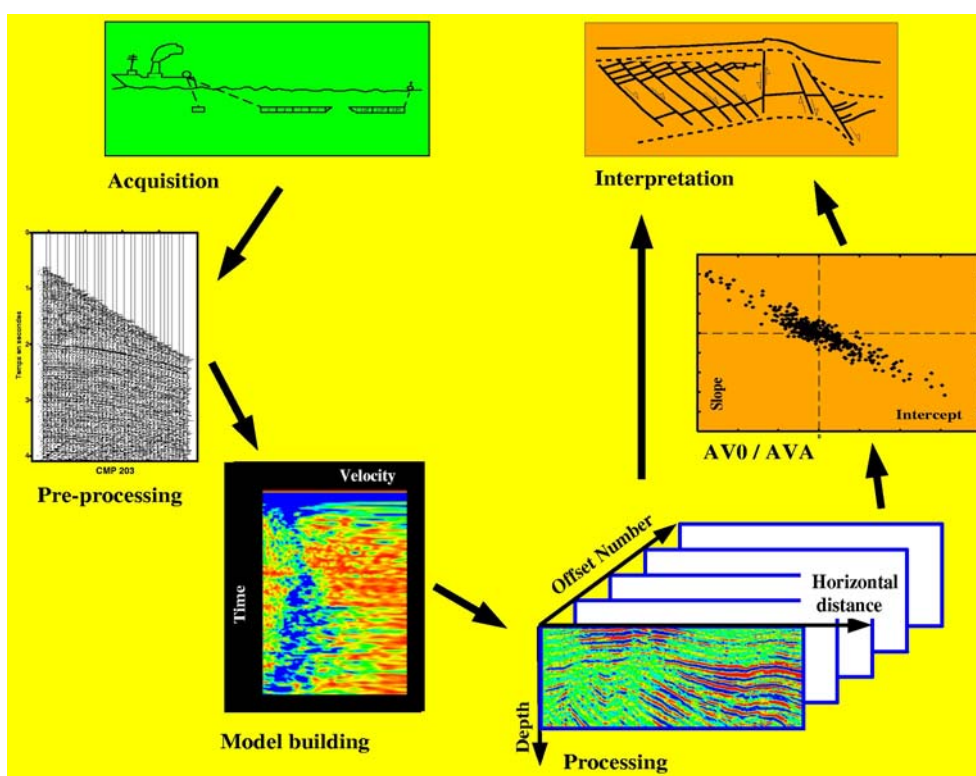


figure 1 : Illustration du cheminement de l'étude d'exploration de réservoir d'hydrocarbures.

Nous discuterons dans cette partie de la définition de la caractérisation de réservoir et présenterons les méthodes les plus utilisées pour construire un « modèle réservoir ». Depuis une vingtaine d'années des méthodes utilisant des concepts géostatistiques et des données géophysiques sont apparues, nous les présenterons pour ensuite préciser le contexte dans lequel cette thèse s'inscrit, ainsi que l'innovation que nous souhaitons apporter.

---

## II.2. Ambitions et historique

[Lake et Carroll, 1986] ont proposé une première définition de la caractérisation des réservoirs : c'est un procédé pour combiner quantitativement les propriétés réservoir, reconnaître l'information géologique et les incertitudes sur la variabilité spatiale.

Dans le cadre de cette thèse, il est important de définir ce que nous allons appeler caractérisation de réservoir. Suivant le domaine d'application étudié, le terme « caractérisation » peut prendre plusieurs sens :

- **Dans le domaine des études réservoir dynamiques**, la caractérisation signifie l'étude du comportement du réservoir observé lors de simulations d'écoulements de fluide, nous parlons alors plutôt de « simulation réservoir ». Quand ces études sont effectuées avant la mise en production du gisement, elles permettent d'anticiper les migrations de fluide et optimiser, par exemple, la localisation des puits producteurs. Nous sommes alors dans le cadre d'études dites de « faisabilité ». Quand ces travaux sont effectués pendant la production du gisement, les simulations permettent l'ajustement instantané des paramètres du modèle réservoir afin de caler aux historiques de production et prédire le comportement futur du réservoir.
- **Dans le domaine des études réservoirs statiques**, et celui de la géostatistique pétrolière, la « caractérisation » est synonyme de « modélisation » : des méthodes sont mises en œuvre pour construire le meilleur modèle réservoir représentatif de la réalité à l'aide d'un maximum d'informations (géologie, sismique, puits, etc.). À la différence de la définition précédente, un modèle statique est construit.

Nos travaux sont entrepris selon cette dernière définition : il faut entendre le terme caractérisation par celui de modélisation. Il sera aussi essentiel de ne pas interpréter le terme « simulation » par celui de la simulation d'écoulement, mais plutôt par celui de simulation géostatistique, outil permettant la modélisation du réservoir.



---

## II.3. Construction des modèles réservoir

### II.3.1. Définitions du modèle réservoir

La caractérisation de réservoir consiste à créer un modèle à haute résolution qui intègre et concilie différents types d'informations géologiques et physiques, allant de l'échelle du pore à celle du bassin. Ce modèle est souvent défini comme « interdisciplinaire », c'est-à-dire qu'il est construit par intégration d'informations d'origines et de types différents.

Un des enjeux de la caractérisation de réservoir est de sélectionner les variables (porosité, perméabilité, faciès, etc.) et leurs géométries qui permettent de décrire au mieux le réservoir et d'éventuellement pouvoir mimer son comportement dans un souci de meilleure exploitation.

Les évolutions techniques et l'amélioration des performances de calcul informatique ont permis depuis longtemps de passer de modélisations simplistes (comme la simple interpolation des paramètres réservoir entre les puits d'exploration) à des approches plus complexes comme les méthodes d'inversion stratigraphique et les méthodes de simulation géostatistique.

L'approche traditionnelle est effectuée par un géologue de production. Elle a pour but de décrire le réservoir à l'aide des variables pétrophysiques (porosité, perméabilité) via les vitesses sismiques, la densité, les impédances et les transformations usuelles telles les équations de Gassman. C'est une solution déterministe qui est limitée si le gisement est complexe et qui présente une incertitude élevée. Il est donc difficile d'établir des estimations de volumes fiables.

L'approche géostatistique, plus moderne, consiste en l'estimation d'une distribution de valeurs possibles (ou une gamme de valeurs) en chaque endroit de la zone étudiée pour des variables pétrophysiques (l'impédance acoustique dans notre cas). Elle permet l'intégration cohérente des données de types différents, la modélisation des hétérogénéités des roches et la quantification des incertitudes.

Dans le chapitre suivant, nous proposons de présenter les principales techniques existantes, et nous nous étendrons plus largement sur l'estimation géostatistique, pour ensuite présenter la nouvelle méthodologie qui est le fruit de ce travail.

## II.3.2. Techniques d'estimation de l'impédance acoustique.

### II.3.2.1. Les données utilisées

La caractérisation de réservoir fait la synthèse de données de deux types (figure 2) :

- Les données dites « *globales* » comme les données sismiques. Ce sont des données qui couvrent des zones larges mais sont de faible résolution (de l'ordre de la dizaine de mètres).
- Les données dites « *ponctuelles* » comme les données de puits qui ne sont connues qu'en certains endroits de la zone mais ont une résolution élevée (de l'ordre du centimètre).

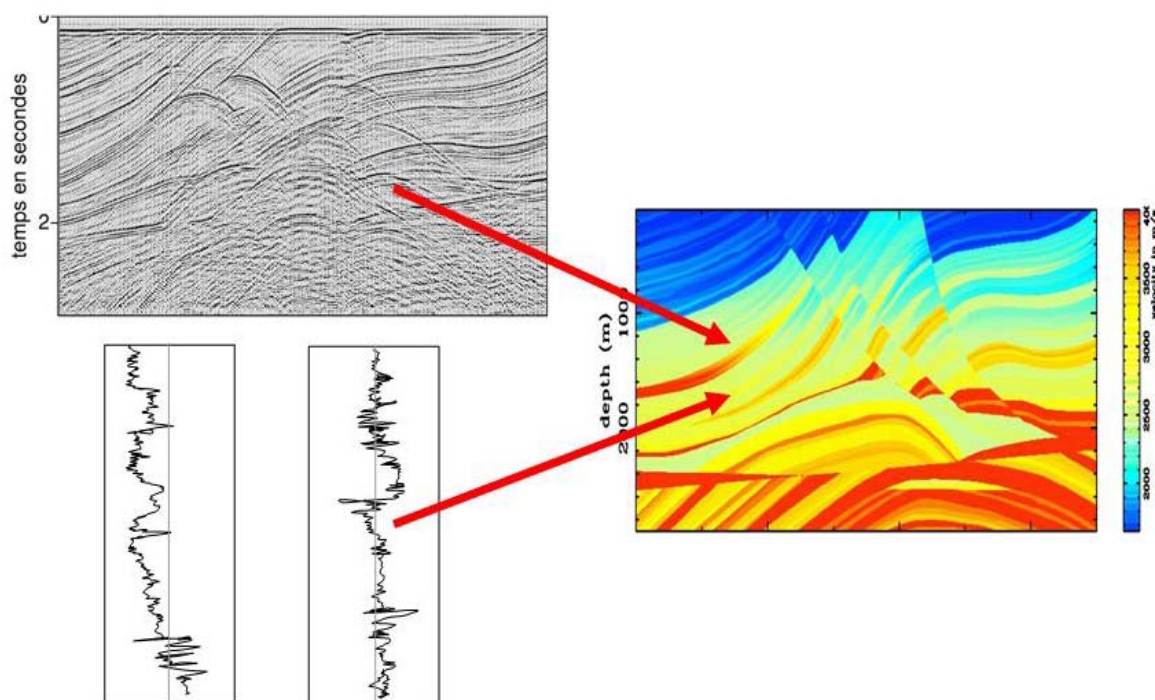


figure 2 : Les données « globales » (sismique, haut) et les données « ponctuelles » (puits, bas) permettent de caractériser la zone étudiée en paramètres réservoir (impédance acoustique (droite), porosité, perméabilités, faciès, etc.).

L'intérêt de la caractérisation de réservoir est la prise en compte de l'ensemble des données disponibles concernant le réservoir, et surtout pouvoir combiner au mieux leur différence de résolution.

### II.3.2.2. Interpolation des données

Une des méthodes simples et rapides pour proposer un modèle de réservoir est d'interpoler les informations vues aux puits (vitesses, densité transformées en impédance, porosité, perméabilité, etc.) dans tout l'espace, ce qui correspond à une estimation de variables régionalisées. Il est aussi possible d'extrapoler les variables au-delà des puits. Cette méthode, utilisée largement au début des études réservoir, est acceptable pour des cas géologiques simples : milieu homogène, tabulaire et sans

discontinuités majeures. Les techniques d'interpolation peuvent bien sûr être adaptées au cas par cas : plus proche voisin, moyenne mobile, inverse des distances, ou des méthodes géostatistiques comme l'estimation ponctuelle, l'estimation de bloc, etc., mais ces méthodes ont pour défaut de ne pas quantifier les incertitudes sur le modèle obtenu.

### II.3.2.3. Inversion stratigraphique

L'inversion stratigraphique permet l'obtention du modèle réservoir en impédance acoustique à l'aide d'une méthode d'inversion basée sur la minimisation d'une fonction coût. Elle permet de calculer les paramètres réservoirs comme les faciès mais aussi l'impédance acoustique, la porosité et la perméabilité à l'échelle du réservoir.

Cette méthode utilise les données sismiques réelles après ou avant sommation sur une zone (2D ou 3D). Un premier modèle réservoir est estimé, par exemple en interpolant les valeurs d'impédance vues aux puits sur la zone étudiée. Le problème direct consiste à calculer la réponse sismique de ce modèle a priori à une excitation donnée.

Ensuite, une fonction coût est définie, qui calcule l'erreur entre les données sismiques réelles et les données sismiques calculées. Le principe de l'inversion stratigraphique, qui résout un problème inverse, est de trouver le modèle de sous-sol qui minimise la fonction coût, donc l'erreur entre les données réelles et calculées.

Souvent, la minimisation de la fonction coût est une méthode de gradient conjugué et le modèle de paramètre réservoir obtenu est unique, ainsi l'inversion stratigraphique est une méthode déterministe.

Depuis sa formulation de base, l'inversion stratigraphique a beaucoup évolué, notamment pour le calcul des propriétés élastiques de la subsurface en utilisant les données sismiques avant sommation qui contiennent toute l'information sismique en fonction de l'angle. [Conolly, 1999] a proposé d'inverser séquentiellement les données sommées pour chaque classe d'angle afin d'obtenir un modèle en impédance (pseudo) élastique permettant le calcul des modèles d'impédance  $I_p$  et  $I_s$ . [Pendrel *et al.*, 2000] ont proposé une amélioration du calcul de  $I_p$  et  $I_s$  en inversant simultanément toutes les données sismiques en classe d'angle.

La principale limitation de ces méthodes est que le calcul de  $I_s$  n'est pas bien conditionné par les ondes sismiques de compression  $PP$ . [Tonellot *et al.*, 2001] propose alors un meilleur conditionnement de l'inversion stratigraphique par classes d'angle en utilisant plusieurs modèles *a priori*  $I_p$ ,  $I_s$  et densité. Il définit aussi une fonction coût qui est globale car elle calcule toutes les erreurs, soit :

- un terme sismique qui calcule l'erreur entre les données sismiques réelles et calculée.
- un terme géologique qui calcule l'erreur entre les paramètres géométriques a priori et les paramètres prédits.

[Agullo *et al.*, 2004] ont ensuite proposé une extension de la méthode de [Tonellot *et al.*, 2001] en utilisant non pas une seule mais plusieurs composantes des données sismiques avant sommation, soit les ondes  $PP$  et converties  $PS$ .

#### II.3.2.4. Inversion des formes d'ondes

L'imagerie des paramètres physiques du sous-sol à partir d'enregistrements sismiques de surface constitue un problème inverse non linéaire.

L'inversion des formes d'ondes est une méthode d'imagerie quantitative multiparamètres, nécessitant au préalable la connaissance précise d'un modèle de vitesse qui permet de transformer l'information sismique en paramètres élastiques comme les vitesses sismiques  $V_p$ ,  $V_s$  et la densité.

Dans un premier temps, l'inversion effectue le calcul direct de l'équation d'onde par une modélisation en différences finies. Cette modélisation, plus performante que la modélisation classique par convolution, peut être effectuée dans des milieux complexes, elle inclut tous les types d'ondes du régime de propagation considéré et permet ainsi d'obtenir à terme des modèles réservoirs de grande qualité.

Ensuite, l'étape d'inversion s'appuie sur une méthode de gradient pour minimiser une fonction coût quantifiant l'erreur les différences entre données sismiques observées et calculées.

Historiquement, [Tarantola, 1984] a développé le concept d'inversion des formes d'ondes dans le cadre de l'exploration sismologique. Ensuite, [Gauthier *et al.*, 1986] et [Mora, 1987] ont développé des algorithmes d'inversion en forme d'ondes complets pour les données de sismique réflexion acoustiques et élastiques. Leur méthode est fondée sur les solutions de l'équation d'onde par différences finies dans le domaine temps. Malgré des bons résultats sur des données sismiques à 2D, cette technologie n'a jamais été appliquée pour des cas d'exploration pétrolière industrielle qui font intervenir des grandes quantités de données sismiques.

L'inversion effectuée dans le domaine fréquentiel est apparue dans les années 1990 : [Pratt, 1999] a étendu l'inversion en forme d'onde au domaine de Fourier qui est d'un point de vue théorique strictement équivalente à la version temporelle. Cette évolution permet de limiter la solution du problème inverse à un certain nombre de fréquences qui sont inversées simultanément, ce qui améliore l'efficacité du processus d'inversion et permet donc l'application de l'inversion en forme d'ondes pour des grands volumes de données.

Les méthodes de construction de modèle réservoir que nous venons de présenter se basent sur le principe de l'inversion des données sismiques. C'est à dire qu'un modèle a priori doit être proposé, pour ensuite être mis à jour afin de minimiser l'erreur entre les données calculées et les données réelles. Ne souhaitant pas utiliser ce formalisme, nous proposons de calculer un modèle en impédance acoustique de façon directe, sans effectuer d'itérations. Nous présenterons à la fin de ce mémoire une méthode pour effectuer un contrôle qualité du modèle final qui, s'il est satisfaisant, pourra être utilisé tel quel pour la création d'un géo-modèle en faciès, porosité, perméabilité, etc. Sinon, il pourrait être utilisé comme modèle a priori pour les méthodes itératives dont nous venons de parler.

### II.3.3. Utilisation de l'information sismique en géostatistique

Les développements actuels sur la modélisation de réservoir font une grande place aux méthodes géostatistiques.

Nous allons nous intéresser aux méthodes qui traitent de l'intégration des données sismiques dans la construction géostatistique d'un modèle réservoir, c'est-à-dire un modèle exprimé en termes de porosité, faciès, etc.

L'approche géostatistique est une méthode reconnue pour interpoler et/ou extrapoler les variables pétrophysiques mesurées aux puits. Une de ses caractéristiques intéressantes est sa capacité à intégrer des mesures de résolution spatiale différentes. Les méthodes géostatistiques permettent aussi de quantifier les incertitudes d'estimation. Enfin, elles peuvent imposer une relation non déterministe entre les mesures et les paramètres pétrophysiques inconnus.

Auparavant, la plupart des applications géostatistiques aux réservoirs d'hydrocarbures étaient basées sur l'utilisation des données de puits. La prise en compte des données sismiques existantes entre les puits par l'estimation géostatistique est apparue ensuite (avant, elles n'étaient vues que comme des informations auxiliaires, pour imposer une dérive externe par exemple).

De nos jours, les principales techniques pour intégrer complètement les données sismiques dans la détermination géostatistique des paramètres réservoir sont le cokrigeage, la cosimulation et l'inversion géostatistique.

Nous allons rappeler rapidement des notions de géostatistique pour la bonne compréhension de ces techniques. Ensuite, nous présenterons les techniques de cokrigeage et cosimulation, puis l'inversion géostatistique et enfin nous proposerons notre méthodologie et expliquerons comment elle se positionne par rapport aux méthodes existantes.

#### II.3.3.1. Notions de géostatistique

En géostatistique, une quantité est définie comme une variable aléatoire. Son comportement spatial est décrit par le variogramme, outil principal utilisé par la méthode d'estimation appelée le krigeage.

L'enjeu de la géostatistique est de caractériser cette variable aléatoire en terme de comportement spatial de façon à réaliser soit des estimations pour obtenir des cartes moyennes, soit des simulations pour reproduire la variabilité de la quantité étudiée.

#### **Le variogramme et la covariance**

Le variogramme  $\gamma(h)$  qui fournit une information statistique et spatiale sur le champ à estimer résume le comportement de la variable en fonction de la distance  $h$ .

La forme du variogramme qui est globalement croissant quand la distance augmente traduit le comportement moyen de la variable (régulier, erratique, stationnaire...) sur le domaine étudié.

Par la suite, nous utiliserons un modèle géostatistique qui sera exprimé en terme de covariance. Il existe un lien entre le variogramme  $\gamma(h)$  et la covariance  $C(h)$  :

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

La covariance quantifie la similarité des données selon la distance qui les sépare.

De façon similaire, quand le variogramme atteint un palier, cela signifie que les valeurs ne sont plus corrélées : la distance atteinte correspond à la portée du variogramme.

Le comportement spatial que nous souhaitons appliquer aux données à estimer est obtenu par le calage d'un variogramme modélisé sur le variogramme expérimental calculé à partir des données. Ce variogramme modélisé quantifie la corrélation comme une fonction de la distance et traduit la continuité et plus généralement la structure spatiale de la variable.

La figure 3 représente un exemple de variogramme ajusté avec affichés la portée, le palier et l'effet de pépite qui correspond à la variation à très courte distance entre les variables (bruit de fond).

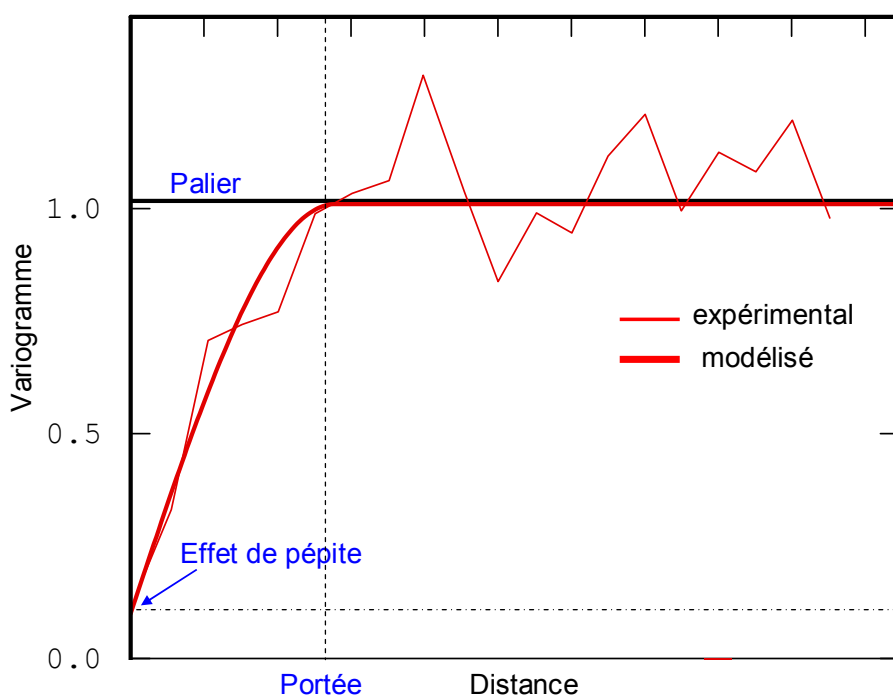


figure 3 : Variogramme expérimental modélisé avec la portée, le palier et l'effet de pépite qui correspond à la variation à très courte distance entre les variables (bruit de fond).

### Estimation : le krigeage

Un problème courant en sciences de la terre est la cartographie de variables régionalisées à partir de points connus (topographie, pollution, hydrologie, exploration pétrolière, etc.).

Le krigeage est un interpolateur qui a pour avantage de fournir une variance d'erreur en plus de la valeur interpolée. Cette variance ne dépend pas explicitement des valeurs servant à l'interpolation, mais du modèle de variogramme, de la position du point interpolé et de la géométrie de l'échantillonnage.

L'idée principale du krigeage est de vouloir construire un estimateur  $Z^*(u)$  qui est une combinaison linéaire des données, sans biais, et qui est optimal dans le sens des moindres carrés. C'est-à-dire que la différence moyennée et quadratique est minimisée entre la valeur réelle  $Z(u)$  et son estimation :

$$Erreur = [z(u) - z^*(u)]$$

L'équation de krigeage à résoudre est la suivante :

$$z^*(u) - m(u) = \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} [z(u_{\alpha}) - m(u_{\alpha})]$$

avec :

- $z^*(u)$  l'estimation à la cible définie par le vecteur  $u$ .
- $m(u)$  la moyenne a priori aux cibles  $u$ .
- $\lambda_{\alpha}, \alpha = 1, \dots, n$ , les poids appliqués aux  $n$  données.
- $Z(u_{\alpha}), \alpha = 1, \dots, n$  les données.
- $m(u_{\alpha}), \alpha = 1, \dots, n$  les moyennes a priori des cibles (points conditionnants).

Suivant le statut de la moyenne, les modèles d'estimation sont différents : krigeage simple (moyenne connue), krigeage ordinaire (moyenne inconnue), krigeage intrinsèque...

### Les simulations

Simuler consiste à générer plusieurs réalisations de la fonction aléatoire. Chaque simulation reproduit les principales caractéristiques de dispersion de cette variable. Elle permet alors d'obtenir des informations d'ordre statistique : valeur médiane, fluctuation, etc. sur le phénomène étudié et surtout de quantifier des courbes de risque quand une sélection est appliquée aux réalisations.

Il existe de nombreuses méthodes pour générer les fonctions aléatoires comme celle de simulation séquentielle gaussienne, que nous allons utiliser. Elle consiste à ajouter à l'estimation par krigeage un résidu pondéré par l'écart type de krigeage :

$$Z_n = Z_{n-1}^k + \sigma_{n-1}^k R_n,$$

où :

- $Z_{n-1}^k$  est le krigeage de la variable avec les  $n-1$  valeurs connues à l'étape  $n$ .
- $\sigma_{n-1}^k$  est l'écart type de krigeage correspondant.
- $R_n$  est un résidu gaussien indépendant des valeurs gaussiennes précédentes  $Z$ .

Sur une zone de réservoir construite par méthode géostatistique, le calcul des volumes (c'est-à-dire la quantité de fluide contenue dans une unité entre le toit du réservoir et la surface de contact) sera biaisé si le calcul des paramètres pétrophysiques est effectué par estimation comme le krigeage ou une quelconque méthode d'interpolation (techniques linéaires et lissantes). La technique des simulations doit alors être utilisée : elle fournit différents résultats donc chacun reproduit les caractéristiques de la variable initiale (les hétérogénéités) et cale parfaitement aux données conditionnantes.

Afin de se rendre compte de l'apport de la simulation, nous affichons une comparaison (figure 4) entre le krigeage (courbe verte) et deux simulations (courbes bleue et rouge) d'une surface topographique. Nous observons bien le caractère hétérogène reproduit par les simulations, tandis que l'estimation par krigeage produit une courbe très lisse.

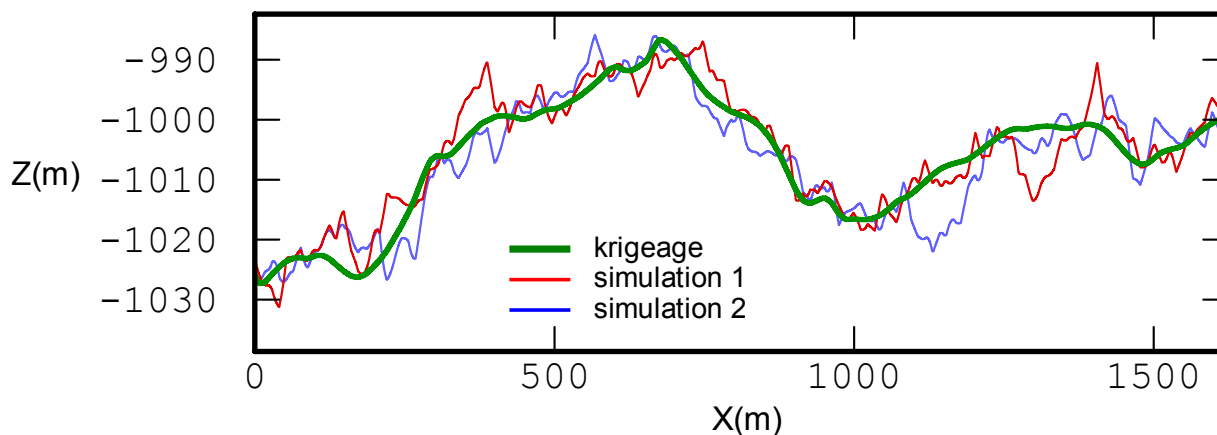


figure 4 : Comparaison entre une surface topographique estimée par krigeage (courbe verte) et par simulations (courbes rouge et bleue). Nous observons bien le caractère hétérogène reproduit par les simulations, tandis que l'estimation par krigeage produite une courbe très lisse (Centre de Géostatistique, École des Mines de Paris).

### II.3.3.2. Utilisation de l'information sismique

Nous présentons les méthodes classiques qui permettent d'intégrer au calcul de l'impédance acoustique (ou d'autres paramètres) l'information fournie par la sismique. La méthode géostatistique proposée va être mise en relation avec ces méthodes et nous en décrivons l'originalité.

#### II.3.3.2.1. Les données sismiques comme variable secondaire : le cokrigeage et la cosimulation

Des méthodes ont été développées pour intégrer les données sismiques comme une variable auxiliaire qui guide l'estimation d'une autre variable (porosité, impédance acoustique, etc.). Ce sont les méthodes de cokrigeage ou cosimulation qui utilisent la sismique comme données *a priori*.

Le cokrigeage est une méthode d'interpolation permettant de combiner plusieurs sources d'information.

La forme la plus courante est le cokrigeage à deux variables qui correspond à l'interpolation d'un paramètre à l'aide des points connus de ce même paramètre (variable primaire) et des valeurs d'un autre paramètre (variable secondaire) localisées en ces mêmes points et/ou en d'autres points.

Le cokrigeage a été développé dans les années 1960 pour des applications minières. [Doyen, 1988] a soumis pour la première fois l'idée que cette méthode pouvait être utilisée pour estimer la porosité d'un réservoir en utilisant les logs de porosité des puits et l'impédance acoustique calculée par inversion sismique.

Pour des applications pétrolières, la variable primaire correspond généralement aux mesures obtenues le long des forages, alors que la secondaire est issue des données sismiques.



Les principales difficultés du cokrigage sont :

- de définir et d'ajuster les modèles simples et le modèle croisé des variables qui décrit la structure conjointe des variables entre elles. Les relations entre les variables, même si elles sont bien décrites en théorie, peuvent s'avérer délicates dans des cas réels (comme la porosité en fonction de l'impédance acoustique).
- prendre en compte toute l'information de la sismique (donnée présente partout), ce qui pose un problème de taille de voisinage à cause de l'énorme quantité de données sismiques.

Plusieurs simplifications ont été proposées pour s'affranchir du problème de taille de voisinage : le cokrigage colocalisé [Xu *et al.*, 1992] et [Coléou, 2002a], le cokrigage multi-colocalisé [Chilès et Delfiner, 1999] ou le cokrigage factoriel [Coléou, 2002b].

Le cokrigage est comme une estimation qui fournit un résultat lisse. Nous préférons utiliser des simulations, donc des cosimulations pour notre méthodologie. Les cosimulations peuvent être définies de différentes manières :

- les données sismiques sont considérées comme variables secondaires (cas le plus classique), comme pour le cokrigage. Un attribut sismique est considéré comme variable secondaire et il est statistiquement corrélé avec la variable primaire que nous souhaitons simuler. Ces relations entre variables peuvent être linéaires, mais aussi non linéaires [Gomez-Hernandez et Journel, 1993].
- la simulation sous contrainte d'intervalles dépendant d'une autre variable (information sur la moyenne locale par exemple).
- la simulation conditionnelle en cascade : à partir de la première simulation de la porosité, d'autres variables peuvent être générées (perméabilité, saturation, etc.) par simulation successive. Cette méthode débute avec la variable la mieux connue, puis chaque simulation est contrainte par la simulation antérieure.

#### II.3.3.2.2. Calibrage par la sismique : l'inversion géostatistique

Les méthodes d'inversion, tout comme la géostatistique, ont fait d'énormes progrès ces trente dernières années. [Tarantola, 1987] et [Duijndam, 1988] ont proposé l'approche déterministe basée sur l'optimisation.

Les années 1990 ont vu émerger l'idée d'appliquer la technique de simulation conditionnelle à l'inversion de l'impédance acoustique pour obtenir des ensembles de modèles, tous contraints par les données sismiques. Cette méthode est communément appelée inversion géostatistique. Dans ce cas les données sismiques sont vues comme données a posteriori.

La méthode a été bien décrite par [Haas et Dubrule, 1994]. L'inversion géostatistique consiste à générer des réalisations multiples de l'impédance acoustique, toutes contraintes par les données sismiques. Elle permet de respecter les données de puits, le variogramme et les données sismiques.

L'algorithme proposé est le suivant : à un endroit de la zone étudiée (2D ou 3D), la simulation gaussienne séquentielle calcule un grand nombre de réalisations de traces en impédance acoustique (les logs de puits sont les données conditionnantes). Ces traces sont convoluées avec l'ondelette sismique et la trace la plus similaire avec la trace sismique réelle est sélectionnée. L'opération est ensuite effectuée à un autre

endroit, choisi selon un chemin aléatoire. Quand toutes les traces en impédance de la zone sont simulées, le modèle en impédance acoustique final est obtenu.

L'erreur entre les données simulées et les données réelles est quantifiée à l'aide d'une fonction objective, souvent estimée par un résidu au sens des moindres carrés. Dans cette approche, la convergence du résultat n'est pas obtenue par minimisation de la fonction en mettant à jour le modèle (comme pour l'inversion stratigraphique en géophysique), mais en choisissant la meilleure réalisation dans un panel de traces simulées.

Les paramètres statistiques qui contraignent la simulation sont les mêmes que pour la simulation géostatistique classique, c'est-à-dire le variogramme et les caractéristiques statistiques de chaque couche. Le variogramme latéral permet d'obtenir une continuité latérale entre les traces en impédance.

L'inversion géostatistique permet d'intégrer la grande résolution verticale des données de puits avec la large couverture des données sismiques [Torres-Verdin *et al.*, 1999].

Un des problèmes majeurs de cette technique est le nombre de réalisations nécessaires pour obtenir un résultat satisfaisant, et donc une erreur entre les données simulées et les données réelles acceptable. La performance de cette méthode est directement liée au nombre de réalisations effectuées pour chaque trace : nous pouvons être amenés à générer beaucoup de réalisations pour en trouver une satisfaisante. C'est notamment le cas pour les études de réservoirs 3D où le produit du nombre de traces par le nombre de réalisations choisies peut être lourd.

### II.3.3.3. Contexte géostatistique de la thèse

Dans le cadre de cette thèse, nous allons proposer une méthode qui s'inscrit dans la lignée des cosimulations géostatistiques, c'est-à-dire que nous utiliserons une donnée secondaire a priori pour contraindre la simulation de l'impédance acoustique.

Contrairement aux méthodes de cokrigage et de cosimulation qui utilisent les amplitudes des données sismiques comme variable secondaire, nous proposons d'utiliser les résultats de traitements géophysiques qui sont des pointés de la réflectivité. Ce type de réflectivité, organisé sous forme de « squelette », est directement lié à l'impédance acoustique par une relation physique et mathématique que nous préciserons. De plus, nous ciblerons les zones pour lesquelles nous voulons intégrer cette information en réflectivité, dans le but de reproduire des anomalies d'impédance.

Par rapport à l'inversion géostatistique qui est effectuée sous forme de boucles de calcul, nous proposons un modèle qui reproduit directement les anomalies ciblées. Si le résultat est satisfaisant (en comparant par exemple des données sismiques synthétiques à partir du modèle en impédance acoustique avec les données sismiques réelles), le modèle peut être utilisé tel quel. Si ce n'est pas le cas, le modèle simulé peut être utilisé comme modèle d'entrée pour une inversion stratigraphique qui convergera beaucoup plus vite que dans un cas classique.

Nous avons aussi ici intérêt d'utiliser des données sismiques exprimées en fonction de la profondeur, la simulation sera effectuée dans ce domaine, en cohérence avec les données de puits.

---

## II.4. Méthode proposée

Un des points forts de ce travail de thèse a été de créer des liens étroits entre le centre de Géophysique et le centre de Géostatistique de l'École des Mines de Paris, les deux disciplines ayant chacune une longue expérience dans le domaine pétrolier.

La géophysique couvre des domaines très larges comme l'acquisition des données, les prétraitements, l'estimation du modèle de vitesse, l'imagerie sismique, etc.

La géostatistique, science plus récente, s'est solidement positionnée sur les problèmes de caractérisation de réservoir (comme l'estimation de la géométrie des réservoirs, la simulation de faciès géologiques), mais aussi sur le traitement des vitesses sismiques, de changements d'échelle, et bientôt sur des méthodes de sismique 4D.

L'idée de départ de ce travail consistait en une bonne compréhension des techniques appliquées par les deux disciplines et des résultats associés afin de proposer une nouvelle méthode de construction d'un modèle en impédance acoustique à l'aide d'un maximum d'informations géophysiques et géostatistiques.

Cette méthodologie inclut :

- la prise en compte des informations géométriques et quantitatives contenues dans les résultats, les traitements de la géophysique comme l'imagerie sismique et l'analyse de la réflectivité enregistrée ;
- les outils de la géostatistique pour simuler une variable à partir de valeurs connues (données de puits).

Notre volonté est de combiner au mieux les outils et les résultats entre les deux domaines en intégrant un certain nombre d'informations sur la qualité des traitements géophysiques à la construction géostatistique du modèle réservoir. Trop souvent les différents domaines des études pétrolières (géologie, géophysique, gisements, géostatistique) sont opaques les uns envers les autres : les résultats sont transmis et utilisés tel quels, les incertitudes s'accumulent alors et les erreurs apparaissent.

La figure 5 présente le contexte de l'imagerie et la caractérisation de réservoir dans le domaine profondeur dans lequel ce travail sera effectué.

Les prétraitements des données sismiques sont effectués dans le domaine temps. Dans notre cas, un algorithme de migration des données en profondeur est utilisé. Il permet d'obtenir une section 2D migrée en profondeur et les panneaux de réflectivité en angle pour chaque position (cette étape d'imagerie sera décrite dans la partie suivante).

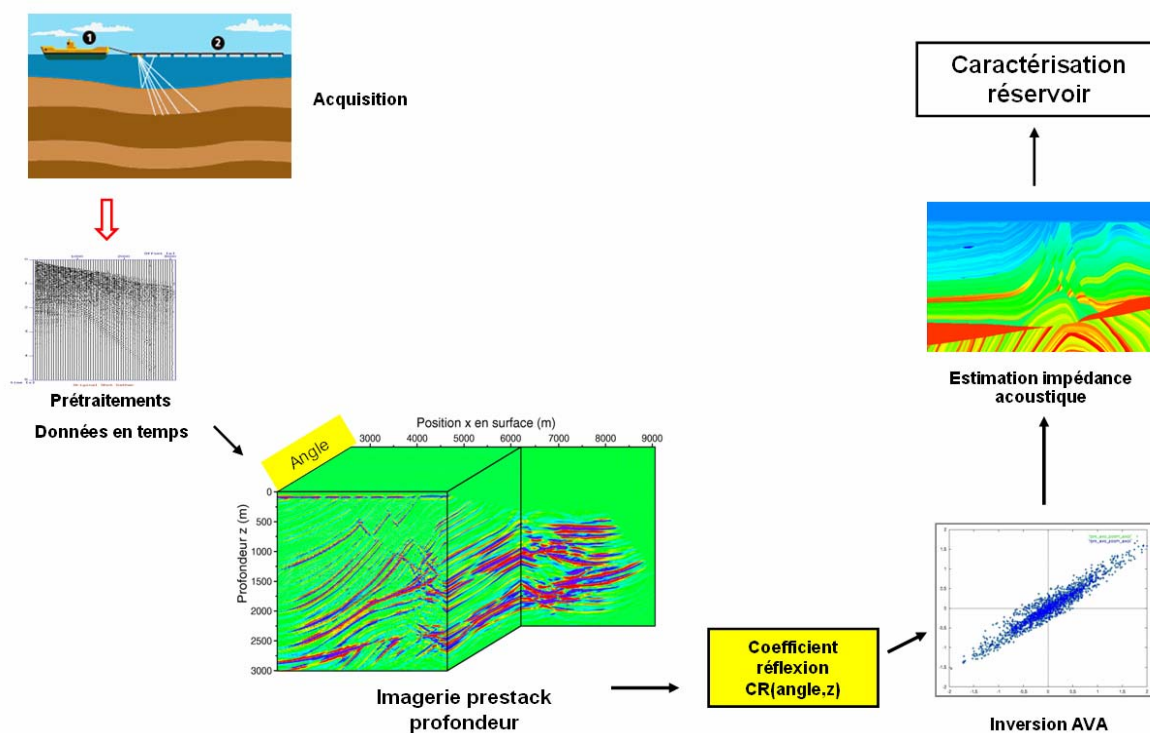


figure 5 : Contexte de l'imagerie et la caractérisation de réservoir dans le domaine profond.

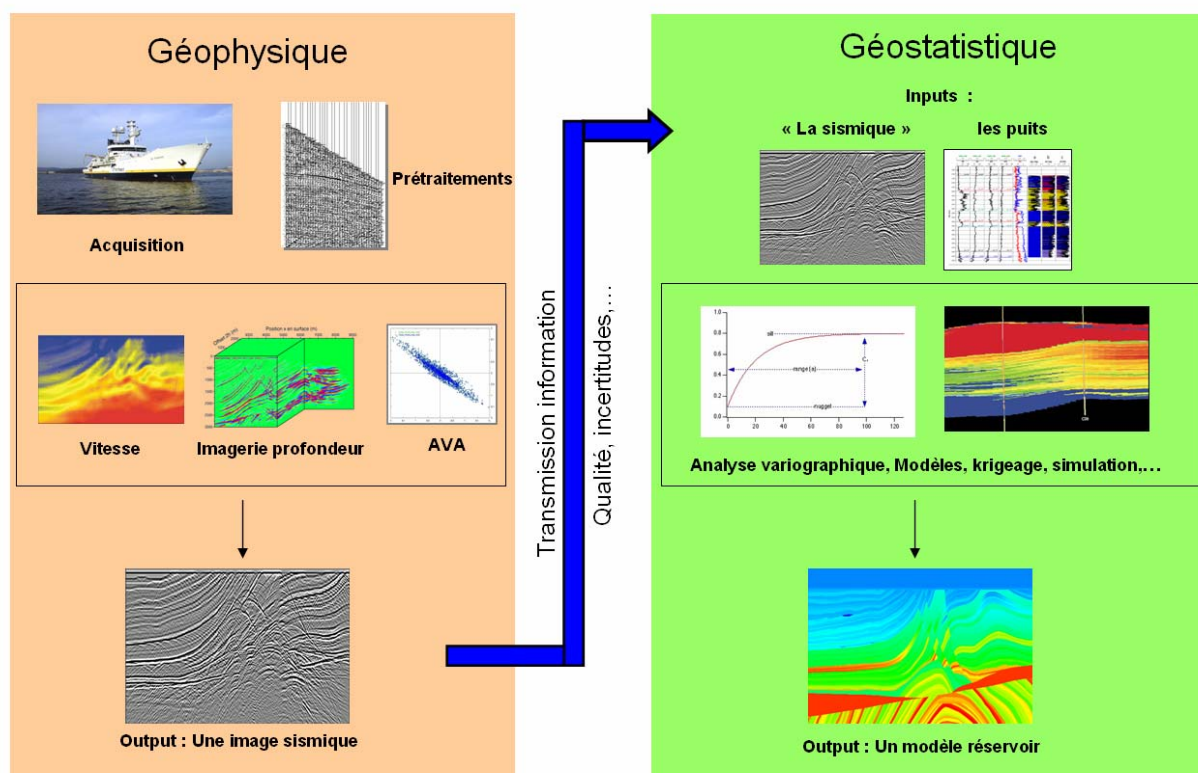


figure 6 : Transition entre le domaine géophysique et le domaine géostatistique.

La figure 6 schématise le passage entre le domaine géophysique et le domaine géostatistique que nous allons considérer dans le cadre de cette thèse.

Ce type d'imagerie intègre implicitement l'étape de conversion temps profondeur, elle permet de procéder aux traitements post-migration directement en profondeur (l'analyse AVA, la caractérisation, etc.). De plus elle permet de travailler sur des milieux hétérogènes complexes.

En géophysique, les principales étapes que nous mettrons en œuvre sont l'imagerie sismique en profondeur à amplitudes préservées (avec tout ce que cela importe : prétraitement des données de sismique, l'élaboration du modèle de vitesse, calage de l'image sismique au puits, etc.) et les traitements après imagerie : inversion AVA, calcul des squelettes et analyse des trajectoires.

Les résultats que nous utiliserons pour la géostatistique sont l'image migrée en profondeur, les sections AVA et les logs des puits présents sur la zone étudiée. Nous proposerons une analyse variographique des impédances aux puits pour reproduire le comportement structural de l'impédance acoustique, puis nous effectuerons les simulations géostatistiques à partir des puits sous contrainte des informations contenues dans les sections AVA (géométrie et information quantitative) pour obtenir finalement un modèle réservoir décrivant au mieux la structure du sol et contenant des anomalies en hydrocarbure.

La méthodologie complète va être développée dans la partie suivante et différentes applications sont proposées par la suite : tout d'abord une application sur un modèle synthétique qui a permis de développer et tester nos outils. Ensuite, une mise en œuvre de cette méthodologie sur des données réelles, et enfin une application sur un modèle synthétique créé par la géostatistique.

### III. Méthodologie

---

La méthodologie proposée fait intervenir un grand nombre de concepts et d'outils en géophysique et géostatistique. Chaque étape est développée et illustrée par des exemples différents. Chacune des applications sur données synthétiques et réelles que nous présenterons dans les chapitres suivants revient sur ces concepts, mais fait aussi intervenir des notions supplémentaires, adaptées à chaque cas particulier.

La première partie est essentiellement géophysique, elle traite l'imagerie sismique, et plus précisément la migration avant sommation en profondeur et à amplitude préservée (*Preserved Amplitude Prestack Depth Migration*, PAPSDM aussi appelée migration *rai + Kirchhoff* de part les deux approximations majeures mises en œuvre). Puis nous nous concentrerons sur l'analyse de la réflectivité en fonction de l'angle d'incidence de l'onde (analyse *Amplitude Versus Angle* AVA) après la migration et les résultats de cette analyse qui seront utiles pour la suite de la méthode.

La deuxième partie concerne les méthodes géostatistiques (plus précisément le variogramme et la simulation) et l'utilisation des résultats du traitement géophysique pour la construction d'un modèle réservoir en impédance acoustique.

### III.1. Imagerie sismique

En géophysique, les méthodes d'exploration du sous-sol sont nombreuses, elles sont basées sur des principes physiques différents : l'électromagnétisme, la gravimétrie, la conduction électrique, etc. La méthode la plus courante qui a été principalement développée par l'industrie pétrolière et qui est basée sur la propagation et la réflexion des ondes sismiques est l'imagerie sismique (ou plus précisément « sismique réflexion »).

#### III.1.1. Historique

La récupération des hydrocarbures est un enjeu mondial majeur. L'industrialisation massive depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle, l'utilisation incontournable des moyens de transports routiers, aériens et maritimes, le développement du confort domestique (chauffage au gaz naturel et fioul), ont conduit le pétrole, au même titre que l'eau, à devenir une ressource indispensable au fonctionnement et au développement d'un pays.

L'annonce d'une pénurie possible, les nombreux problèmes géopolitiques, économiques et maintenant environnementaux ébranlent l'industrie pétrolière et amènent les compagnies à augmenter la capacité de production des gisements existants (en augmentant par exemple le taux de récupération) et incitent à la recherche de nouvelles réserves.

Dans un contexte difficile et instable, les compagnies pétrolières (aidées actuellement par un prix du baril de pétrole élevé, 60 \$ en février 2007) n'hésitent pas à investir de façon accrue dans la recherche et le développement des méthodes d'exploration qui ont constamment évolué depuis les années 1920-1930, notamment les techniques d'imagerie sismique.

Le développement des techniques de recouvrement des acquisitions dans les années 1950, la numérisation des données dans les années 1960 et parallèlement les progrès de l'informatique et l'électronique ont conduit à l'élaboration de méthodes d'imagerie 2D et surtout 3D.

### III.1.2. Principe de l'imagerie sismique

L'imagerie sismique a pour but d'obtenir des images du sous-sol, d'identifier précisément sa composition et en particulier détecter la présence d'huile et de gaz.

Il est impensable d'imager tout le sous-sol pour réaliser une recherche systématique des hydrocarbures, ainsi il est indispensable de connaître les mécanismes de formation et d'accumulation pour pouvoir localiser les zones réservoirs potentielles (figure 7).

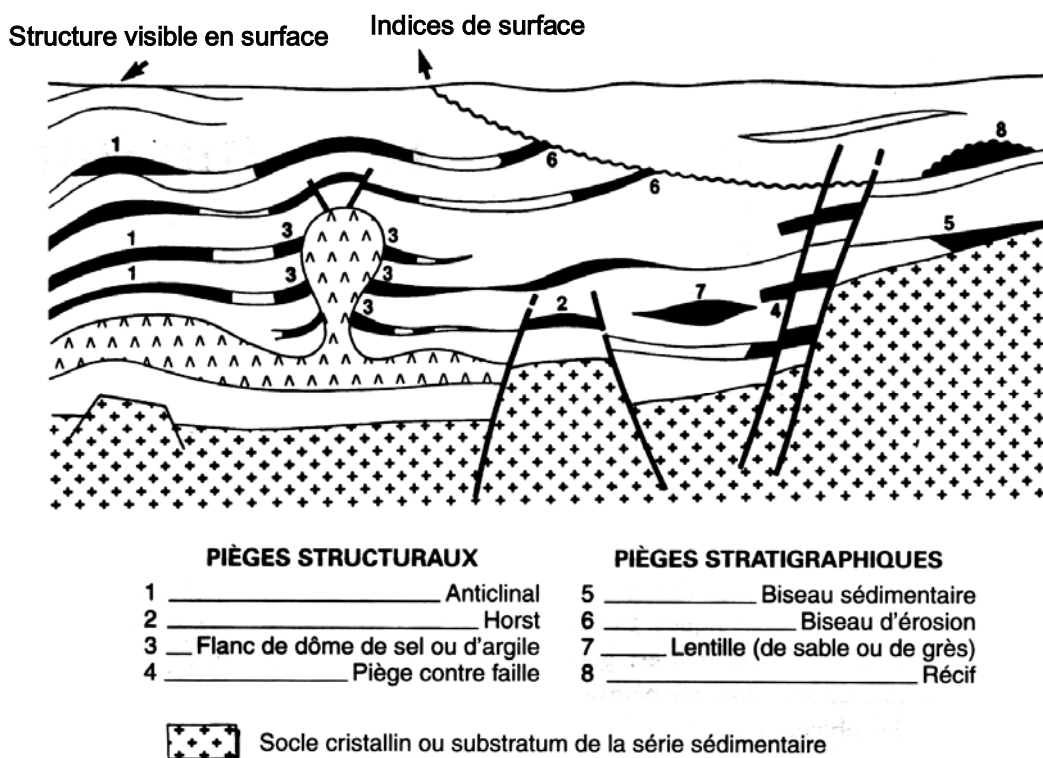
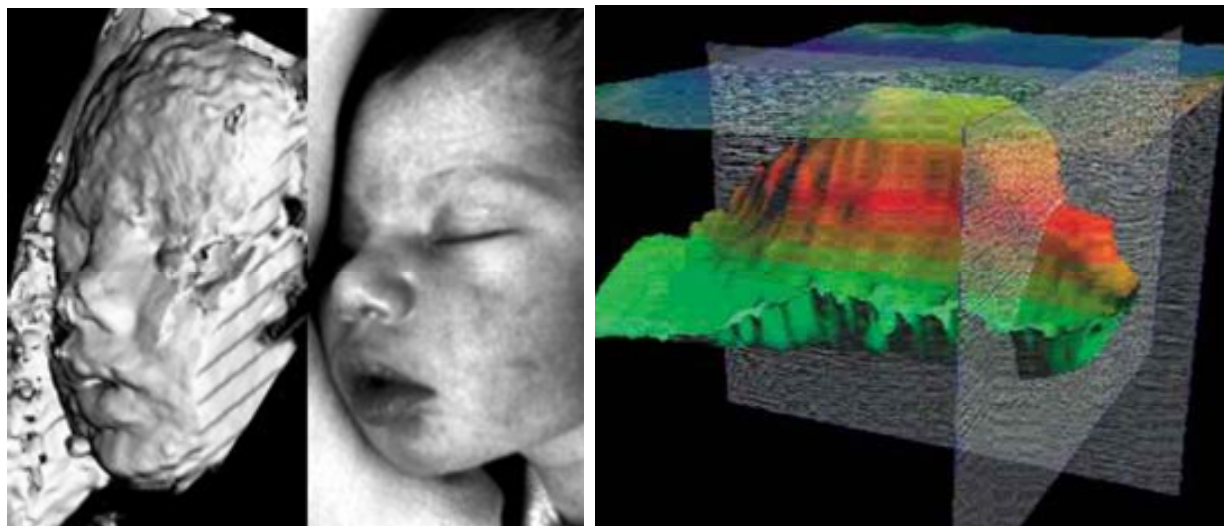


figure 7 : Illustration des pièges à hydrocarbures les plus courants (source : Henry, 1997). Deux grands types de pièges existent : les pièges stratigraphiques et les pièges structuraux.

Par analogie avec le secteur médical, l'imagerie sismique est semblable à l'échographie prénatale (figure 8) : des ultrasons sont envoyés dans le ventre maternel et se réfléchissent sur les organes du fœtus. Dans ce cas les fréquences utilisées sont de l'ordre de 3 MHz pour obtenir une résolution inférieure au millimètre. Dans le cas de l'exploration pétrolière les dimensions sont différentes : le corps imagé est la subsurface (ses premiers kilomètres). Les ondes utilisées sont les ondes de compression P et/ou de cisaillement S. Les fréquences sont beaucoup plus faibles, entre 10 et 120 Hz pour une grande pénétration, mais une résolution de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres. Dans les deux domaines l'imagerie a évolué des méthodes 2D aux méthodes 3D au cours des vingt dernières années, essentiellement grâce à l'électronique et l'informatique.





Fréquence ~ Mhz  
Résolution ~ Millimètre

Fréquence ~ Hz  
Résolution ~ Mètre - Décamètre

*figure 8 : Analogie entre l'échographie médicale (gauche) et l'imagerie sismique (droite). Les ondes utilisées ne sont pas de même nature (fréquences différentes). Dans les deux domaines les méthodes à trois dimensions ont émergé (sources : projet Procubeteam, Geomore).*

Une source artificielle (explosif ou vibreur sur terre, canon à air en mer) émet des ondes dans le sous-sol. Ces ondes propagées se réfléchissent et se diffractent sur les interfaces délimitant les couches géologiques. Un ensemble de capteurs positionnés en surface (géophones sur terre et hydrophones en mer) permet l'enregistrement du temps d'arrivée des ondes qui ont été réfléchies vers la surface.

Il est ainsi possible de connaître la réflectivité de chaque point du sous-sol, et donc son image structurale à 2D ou 3D selon le dispositif utilisé.

La figure 9 montre un dispositif d'acquisition de sismique marine. La figure 10 présente deux photographies (personnelles) d'un bateau d'exploration sismique appartenant à l'Ifremer. La photographie de droite montre les deux canons à eau tirés une dizaine de mètres derrière le bateau, et les deux flûtes contenant les séries de capteurs attachées aux bras extérieurs.

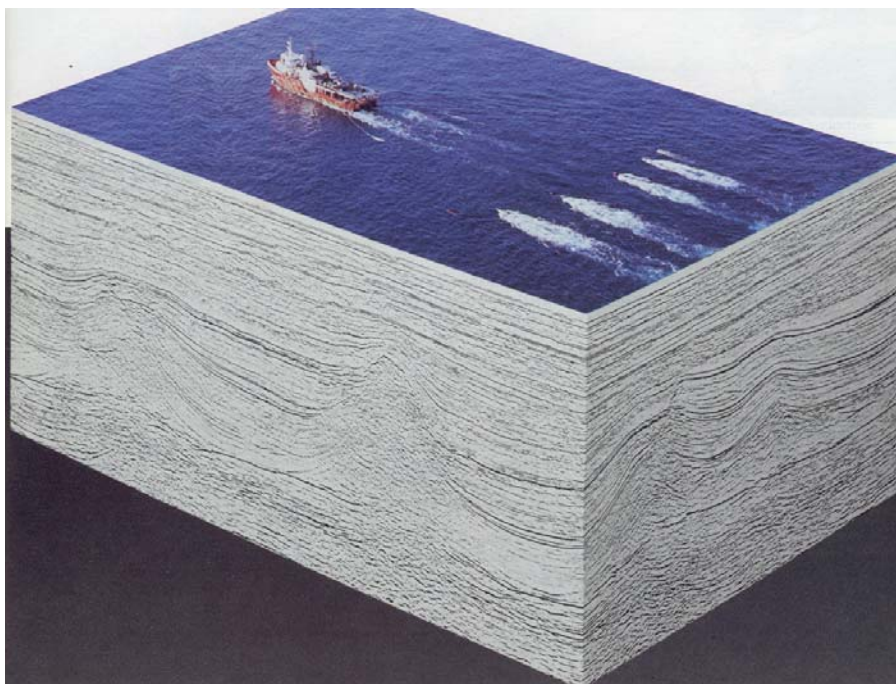


figure 9 : Illustration d'une acquisition sismique marine : un bateau tire un dispositif de canons à air et des flûtes contenant les hydrophones qui enregistrent les temps d'arrivées des ondes qui ont été réfléchies par le sous-sol.



figure 10 : Bateau d'exploration sismique « Le Suroît » de la compagnie Ifremer (gauche) au départ d'une mission en mer Méditerranée. Vue arrière du pont muni de l'équipement d'acquisition (droite), les deux canons à air sont immergés à l'arrière du bateau. Deux flûtes de 3 km de long munis d'hydrophones sont attachées à des bras extérieurs (contribution personnelle).

Les enregistrements par les capteurs de l'ensemble des ondes sont des traces sismiques en temps  $T(t)$  dont l'équation est, dans le modèle dit convolutif :

$$T(t) = att(t)(RC(t) * s(t) * M(t)) + bruit(t)$$

La trace sismique comprend plusieurs termes :

- le premier terme multiplicatif  $att(t)$  qui est le terme d'altération du signal (les corrections d'amplitude seront explicitées ultérieurement). Il est à la fois géométrique (décroissance en  $1/r$  de l'amplitude en fonction de la distance  $r$ ) et anélastique (perte d'énergie et diminution du contenu fréquentiel avec la profondeur). Nous cherchons souvent à en combler la partie prépondérante due à l'expansion du front d'onde, en appliquant une correction de gain et ainsi obtenir des sections énergiquement très équilibrées. Le problème est que cette correction détruit l'information sur les amplitudes contenues dans chaque trace et le travail ultérieur sur l'information quantitative des réflexions du sous-sol sera biaisé. Nous préférons alors conserver les caractéristiques du signal propre à chaque trace.
- $RC(t)$  correspond aux coefficients de réflexion du sous-sol.
- $s(t)$  est le terme de source.
- $M(t)$  exprime les réflexions multiples.
- le terme de bruit additif  $bruit(t)$  est constitué des bruits aléatoires et des arrivées des ondes réfractées qui se propagent plus lentement que les ondes de réflexion. Ce bruit peut être annulé par filtrage ou élimination (*mute*), nous augmentons ainsi le rapport signal/bruit.

Les prétraitements des données brutes, donc l'ensemble des traces sismiques enregistrées lors de l'acquisition sont des étapes essentielles pour espérer obtenir une bonne image du sous-sol. Le prétraitement sera abordé au sein des chapitres sur les applications.

D'un point de vue idéal, nous travaillons avec la trace débarrassée des bruits et des multiples :

$$T(t) = att(t)(RC(t) * s(t))$$

Mais, la trace peut aussi être déconvoluée, c'est-à-dire que l'on retire le terme de source. Nous obtenons alors le log de réflectivité :

$$L = RC ,$$

ou

$$L = att.RC$$

si nous n'appliquons pas de correction de gain.

L'impulsion initiale  $s(t)$  est vue comme une ondelette sismique d'une longueur d'onde donnée. Les structures fines du sous-sol n'ont globalement pas d'impact sur les champs d'ondes qui les traversent : il existe une limite de résolution de l'imagerie sismique qu'il est possible de réduire en agrandissant la

bande de fréquence de l'ondelette initiale, mais ceci au détriment du pouvoir de pénétration du champ d'onde.

Dans le cas de la déconvolution, l'estimation de l'ondelette est un point crucial, il faut connaître son contenu fréquentiel, son type (Rickert d'ordre 1, 2 ou 3...), et sa phase.

Nous allons maintenant décrire les types de traitements classiques qui seront appliqués aux données sismiques enregistrées, pour pouvoir ensuite développer le type d'imagerie qui sera utilisé dans cette thèse. En effet, les données sismiques brutes ne sont pas directement utilisables pour une interprétation robuste du sous-sol imagé et pour des traitements post-imagerie, comme l'étude de la variation de la réflectivité et en particulier notre méthodologie de construction de réservoir en impédance acoustique.

### III.1.3. Traitements classiques

La figure 11 représente un exemple de point de tir sismique montrant les réflexions enregistrées en temps par un ensemble de capteurs. Cette section représente donc un ensemble de traces sismiques disposées les unes à côté des autres. L'offset (ou déport en français) correspond à la distance entre source et récepteur.

Nous y observons les hyperboles de réflexion qui sont la signature des réflecteurs sismiques. Le trait en pointillé rouge indique une de ces hyperboles. Elles sont courbées vers le bas (effet d'obliquité) en raison du temps d'arrivée croissant avec l'augmentation de l'offset.

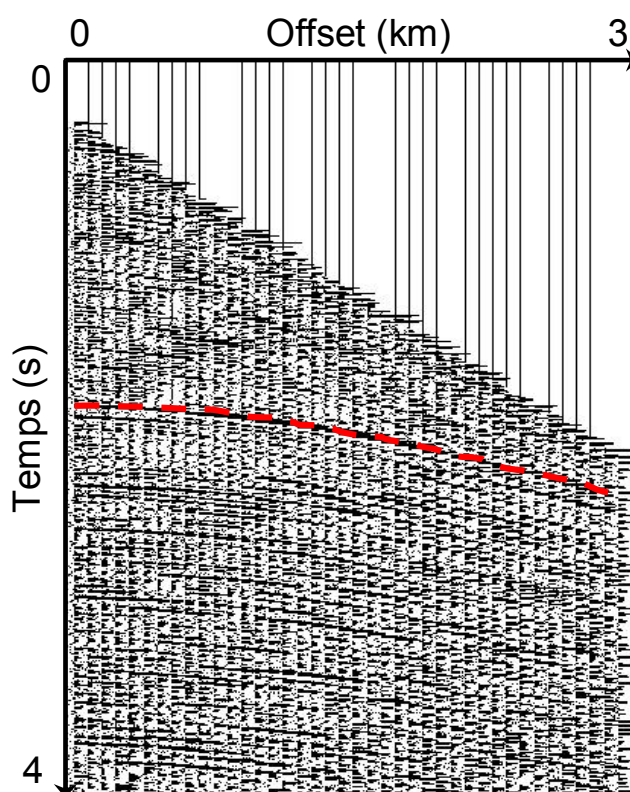


figure 11 : Exemple de point de tir montrant les réflexions enregistrées en temps par un ensemble de capteurs. Nous y observons les hyperboles de réflexion qui sont la signature des réflecteurs sismiques.

### III.1.3.1. Corrections dynamiques (NMO)

La correction dynamique compense l'effet d'obliquité des réflexions le long de l'offset. Elle a pour principe de ramener les temps d'arrivée à ceux de traces à offset nul, c'est-à-dire quand la source et le récepteur sont confondus. Cette correction est communément appelée Normal Move Out (NMO). La correction dépend de l'offset  $h$  et du temps d'arrivée  $t$  de l'onde réfléchie.

Pour le cas d'un réflecteur horizontal et pour une couche homogène, la réflexion sur l'interface a pour indicatrice une hyperbole d'équation :

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{h^2}{V^2}$$

où  $t_0$  est le temps où l'émetteur et le récepteur confondus,  $V$  la vitesse d'intervalle dans la couche surmontant l'interface et  $h$  l'offset.

Pour les cas de plusieurs réflecteurs horizontaux et d'une succession de couches planes, horizontales et homogènes d'épaisseur temps  $\Delta t$  et de vitesse  $V_i$  :

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{h^2}{V_{rms}^2}$$

où  $V_{rms}$  est la vitesse moyenne temps des vitesses d'intervalle  $V_i$ .

Pour les cas d'un réflecteur incliné nous avons :

$$t^2(h) = t_0'^2 + \frac{h^2}{V_\alpha^2}$$

où  $\alpha$  est le pendage du réflecteur,  $t_0'^2$  est le temps correspondant au rayon normal au point-milieu commun et :

$$V_\alpha = \frac{V}{\cos \alpha}$$

$$t_0'^2(h) = t_0 \pm \frac{x \sin \alpha}{V}$$

avec  $t_0$  le temps correspondant au rayon normal au point source et le signe + ou - dépend de la position du récepteur par rapport à la source.

### III.1.3.2. Corrections de pendage (DMO)

Quand les pendages des interfaces sont importants, il est nécessaire de transformer les collections point-milieu commun en collection point-miroir de façon à ce que chaque point-milieu commun contienne les arrivées réfléchies provenant du même point-miroir. Cette transformation est appelée correction de l'effet de pendage ou DMO (Dip Move Out), [Mari *et al.*, 1997].

Après corrections dynamiques, les arrivées réfléchies apparaissent sur les traces d'un même point-milieu commun à des temps  $t'_{0,h}$  selon la relation :

$$t'_{0,h} = t_0 \pm \frac{x \sin \alpha}{V} = t_0 \pm \frac{h}{V'}$$

où  $V'$  est la vitesse apparente égale au rapport de fréquence  $f$  au nombre d'onde  $k$  :  $V'=f/k$ .

Tout comme la correction NMO, la correction de pendage DMO consiste à transformer les sections à offset constant en sections à offset nul et peut se réaliser aussi bien dans le domaine fréquentiel ( $f,k$ ) que le domaine temps ( $h,t$ ).

Les sections après correction de pendage DMO et corrigées NMO peuvent être utilisées comme données entrantes de la migration après sommation en temps (post-stack).

### III.1.3.3. La migration

Les données sismiques brutes sont souvent regroupées par points milieu communs (CMP) ou points profondeur communs (CDP). Elles vont être utilisées pour l'analyse de l'amplitude de la réflectivité en fonction de l'offset. Le problème est que le positionnement et la longueur des événements vus dans la section temps sont le plus souvent erronés (figure 12).

Dans le cas de l'imagerie d'un milieu peu complexe, relativement tabulaire, la section à offset nul donne une première image des structures géologiques. Cependant, si le milieu imagé est plus complexe, avec des couches à fort pendage, des failles ou des contrastes de vitesse latéraux importants, il est indispensable de procéder à la migration des données en profondeur.

C'est alors qu'intervient le principe de migration, qui existe depuis l'apparition de la sismique réflexion dans les années 1920 (première expérience de l'allemand Mintrop). Il consiste au repositionnement dans le domaine temps ou le domaine profondeur (l'imagerie en profondeur est apparue plus tard) des réflexions observées dans les données, et si possible, à retrouver quantitativement les propriétés du milieu comme les contrastes d'impédance.

Une des définitions de la migration correspond au déplacement « imaginaire » en profondeur des sources et des récepteurs.

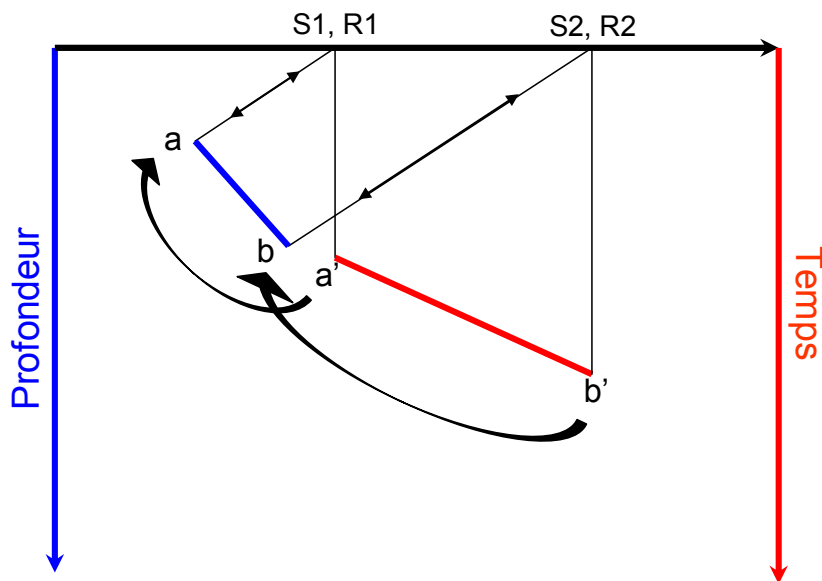


figure 12 : Illustration du principe de migration et de l'effet de migration. L'enregistrement  $[a',b']$  des ondes réfléchies sur le segment  $[a,b]$  est réalisé dans le domaine temps (rouge). La représentation est erronée en termes de position, pendage et taille. La migration consiste à obtenir l'image correcte en profondeur (bleu) à partir de la section temps (flèches noires).

Les méthodes existantes pour résoudre ce problème sont toutes basées sur la résolution d'une forme d'équation d'onde. Elles se distinguent selon que :

- la section migrée soit représentée en fonction du temps (migration en temps ou *time migration* ») ou de la profondeur (migration profondeur ou *depth migration*).
- elles utilisent un nombre réduit de données obtenues par sommation des traces originales (migration après sommation ou *post-stack migration*) ou qu'elles utilisent toutes les traces des données avant sommation (migration avant sommation ou *pre-stack migration*).

La figure 13 montre un exemple de migration en profondeur sans sommation de données sismiques 2D en temps : les événements sont repositionnés en profondeur et fournissent une première interprétation structurale de la zone imagée.

Ces méthodes sont souvent combinées et la méthode la plus adaptée pour les milieux complexes est la migration en profondeur avant sommation des traces (ou *Prestack Depth Migration*) comme ce sera le cas dans cette thèse, sous réserve d'approximations pour rendre le calcul de la migration faisable ou moins coûteux.

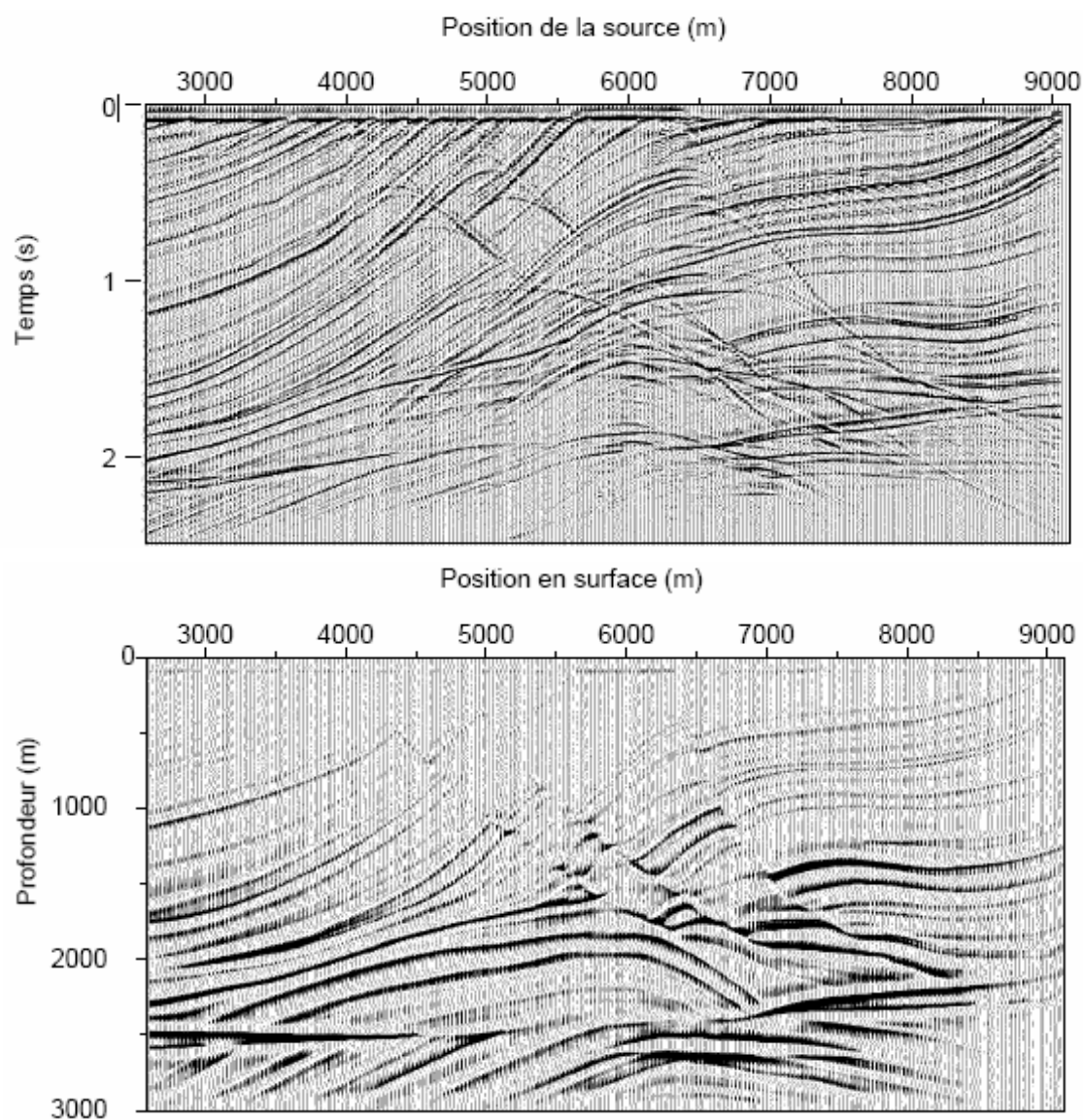


figure 13 : Exemple de migration en profondeur avant sommation de données initiales en temps. En haut sont affichées les données en temps, pour une distance source récepteur constante (section à offset commun). En bas le résultat de la migration avec des événements repositionnés en profondeur et qui fournissent une première interprétation géologique de la zone imagée. Source [Thierry, 1997].



### III.1.3.4. Modèle de vitesse

Le modèle de vitesse est un élément crucial dans la chaîne du traitement sismique. Il a une influence majeure sur le prétraitement, la migration et la relation entre l'offset et l'angle que nous expliciterons ultérieurement.

Dans le cas d'un milieu tridimensionnel, la complexité du modèle de vitesse est définie par le nombre de directions pour lesquelles existent des contrastes, donc des hétérogénéités.

Le milieu peut donc :

- être homogène dans les trois directions.
- montrer des variations dans une seule direction, généralement la profondeur, ce qui donne un milieu tabulaire dont les couches sont homogènes.
- montrer des variations dans deux directions, x et z (cas « 2.5 D »).
- montrer des variations dans toutes les directions, il est donc totalement hétérogène.

Le problème de la détermination du modèle de vitesse n'est à l'heure actuelle que partiellement résolu. La méthode la plus classique est l'analyse de vitesse basée sur le pointé des vitesses quadratiques moyennes. Ce point est abordé à la Partie V lors de l'application de la méthode sur les données réelles.

Ce type d'analyse de vitesse n'est applicable qu'aux milieux stratifiés horizontalement et s'avère donc inadapté aux milieux complexes.

Depuis une quinzaine d'années, plusieurs méthodes ont été développées pour tenter de pallier ce problème, la principale difficulté étant de surmonter la non-linéarité. De la même façon que l'analyse classique, ces méthodes utilisent les données observées pour extraire l'information sur la loi de vitesse. Ces techniques qui se généralisent dans la pratique sont la tomographie de temps de trajet et l'analyse de vitesse.

Le modèle de vitesse a en particulier une importance prépondérante pour la migration des données. Lorsque le modèle de vitesse utilisé pendant la migration est correct, la position en profondeur d'une interface, qui est unique, ne doit pas dépendre du déport ou de l'angle [Al-Yahya, 1989] : les panneaux en angle (appelés Iso-X) doivent donc présenter des événements horizontaux, quelle que soit la complexité du sous-sol (figure 14).

Dans le cas où le modèle de vitesse est surestimé, c'est-à-dire que la vitesse est trop élevée, les événements dans l'Iso-X penchent vers le bas. Dans le cas où le modèle de vitesse a été sous-estimé, nous obtenons l'inverse. Ces courbures dans les Iso-X sont appelées les pentes résiduelles.

Enfin, il n'y a que dans le cas où le modèle de vitesse est proche de la réalité que les événements apparaissent plats.

La figure 15 montre deux sections réelles avant et après migration en profondeur effectué avec un modèle de vitesse correct, c'est-à-dire un point de tir exprimé en temps (gauche) et un Iso-X exprimé en profondeur.

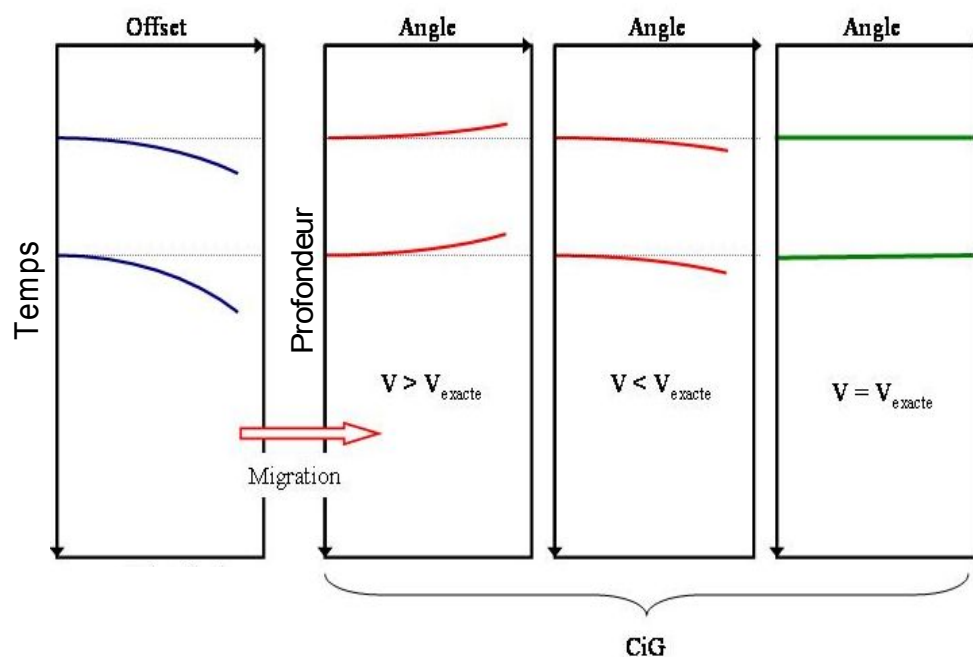


figure 14 : Résultat de la migration en profondeur pour plusieurs modèles de vitesse sur un panneau schématisant un point de tir. À gauche les données initiales exprimées en temps et organisées selon l'offset croissant. À droite le résultat migré en profondeur pour trois modèles de vitesse différents. Seul le modèle de vitesse proche de la réalité positionne correctement à plat les événements.

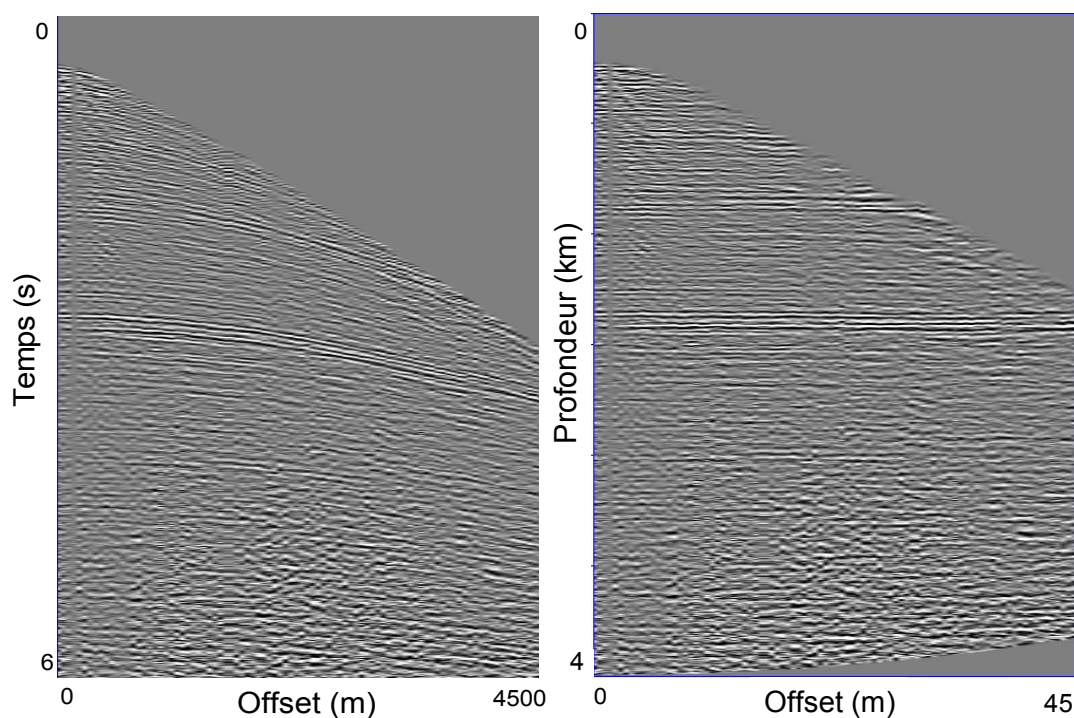


figure 15 : Résultat de la migration en profondeur sur un panneau représentant un point de tir. À gauche les données initiales exprimées en temps et selon l'offset croissant. À droite le résultat migré en profondeur avec les événements remis à plat.

Le souci de fiabilité du modèle de vitesse est essentiel pour mener à bien une migration, mais aussi les prétraitements des données brutes. Ce problème ne fait pas partie du travail présenté dans ce rapport.

Cependant nous nous devons de bien comprendre l'information comprise dans ces Iso-X et l'apport que nous pouvons en tirer pour la caractérisation de réservoir. Nous présenterons plus tard une méthode d'analyse de la réflectivité et les informations que nous pouvons en tirer sur la qualité de l'imagerie utilisée.

### III.1.3.5. Conversion offset à angle

Les données sismiques fournissent une information sur le contraste de réflectivité en fonction du temps et de l'offset. La migration en profondeur que nous utiliserons permettra d'obtenir des données exprimées en profondeur et en fonction de l'offset. Mais les équations qui régissent les variations du coefficient de réflexion seront exprimées en fonction de l'angle d'incidence.

Il est alors nécessaire de convertir les données exprimées en offset en données exprimées en angle.

Classiquement, ce calcul peut se faire à partir de plusieurs hypothèses [Walden, 1991] :

- le milieu est homogène entre la surface et le point profondeur.
- le milieu est stratifié avec des réflecteurs horizontaux [Dix, 1955].
- le milieu est composé d'une couche homogène de vitesse  $V_{rms}$  et une dernière couche au-dessus du point de réflexion auxquelles on applique la loi de Snell-Descartes.

L'estimation classique des angles se fait sur chaque position point-milieu commun (ou *common Mid-Point* CMP) pour chaque offset. Les traces sont sommées dans des classes d'angles prédéfinies et nous obtenons un jeu de données sismiques composé de quelques gammes angulaires (de l'ordre de la dizaine) à comparer aux centaines de gammes de contributions en déport.

Nous allons maintenant présenter la méthode d'imagerie que nous allons utiliser. C'est une migration profondeur avant sommation et à amplitudes préservées et présente beaucoup d'avantages pour notre méthodologie de construction d'un modèle en impédance acoustique.

### III.1.4. Migration sismique en profondeur à amplitude préservée.

Par souci de fluidité de ce mémoire, nous présentons en annexe 1 le principe de la migration profondeur prestack à amplitude préservée ou *Preserved Amplitude Prestack Depth Migration* (PAPsDM).

Nous mentionnons seulement le fait que ce type d'imagerie se base sur la reformulation du principe de migration, qui a été une des évolutions majeures. En effet, la migration est vue comme une méthode d'inversion, c'est-à-dire basée sur la méthode du problème inverse de [Tarantola, 1984].

Les données initiales sont des données sismiques en temps et non sommées Les différentes étapes de la migration sont :

- le tracé de rais sismiques (problème direct) au sein du modèle de vitesse qui a été lissé, et donc le calcul des fonctions de Green qui fournissent la réponse impulsionnelle à une source dans un

certain milieu. Ces fonctions fournissent les valeurs de divergence géométrique, et le temps de trajet des ondes.

- la résolution du problème inverse qui permet de formuler l'expression de la migration qui minimise une fonction coût entre les données sismiques mesurées et calculées.
- la migration des attributs sismiques (comme l'angle), et la conversion offset à angle intrinsèque.

La figure 16 montre un schéma de la migration PAPsDM. Le résultat de l'imagerie est un ensemble de données migrées en profondeur et à amplitude préservée. Perpendiculairement à la section à angle nul, les sections Iso-X (ou CiG pour *Common image Gather*) fournissent la réflectivité de chaque point imagé selon l'angle.

Chacune des étoiles sur les données en temps indique une distance source-récepteur (offset) croissante pour un point imagé, et est associée à une étoile sur l'Iso-X, selon un angle croissant.

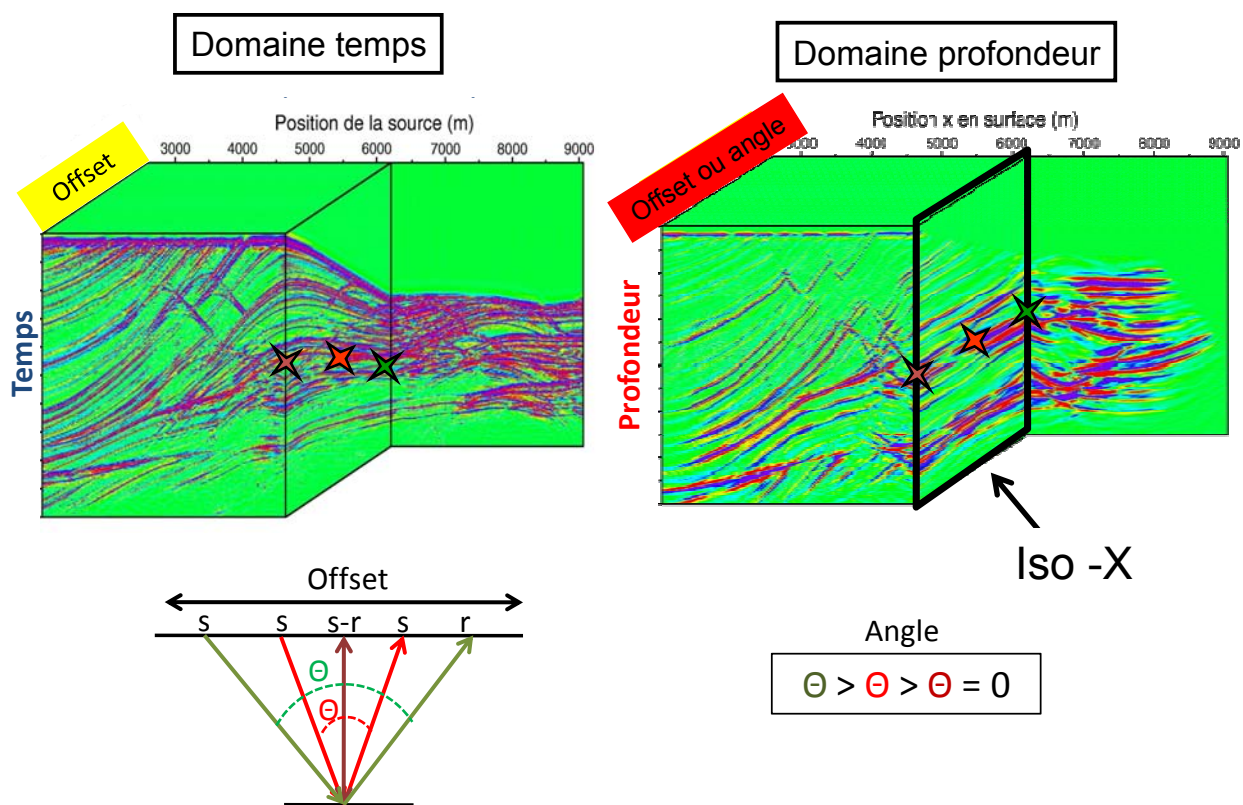


figure 16 : Jeu de données 2D, classé en fonction de l'offset (gauche) et passage au domaine migré (droite). L'Iso-X est indiqué en carré noir. Le schéma du bas montre l'imagerie d'un même point suivant différents offset (ou disposition de la source et du récepteur l'un par rapport à l'autre). Ces enregistrements sont indiqués sur les panneaux à l'aide d'étoiles. (Schéma d'après [Chauris, 2000]).

Pour résumer les apports du travail en profondeur, le tableau de la figure 17 décrit la comparaison des méthodes d'imagerie dans le cas classique en temps et notre cas en profondeur.

Les données avant sommation permettent de conserver toute l'information sur la variation de la réflectivité, un point essentiel pour le bon déroulement des traitements après migration.

Contexte	Temps	Profondeur
Préservation de l'amplitude	Correction divergence géométrique 1D	Migration quantitative Correction divergence géométrique 3D implicite
Conversion Temps - Profondeur	Loi de vitesse 1D Lors de la caractérisation	Loi de vitesse 3D Lors de la migration profondeur
Complexité de la cible	Limitation du traitement temps	Qualité de la migration profondeur
Conversion Offset - Angle	Loi de vitesse 1D	Loi de vitesse 3D

figure 17 : Comparaison des procédés d'imagerie dans les deux contextes temps et profondeur.

Nous décrivons les points pour lesquels cette migration est une solution pour garantir les meilleurs résultats pour le bon fonctionnement de notre méthodologie :

- classiquement, la correction de divergence géométrique fonction du temps est appliquée aux données sismiques initiales lors de la phase de prétraitements pour rehausser l'amplitude des données initiales qui ont été altérées. Le problème est que cette correction, souvent effectuée à partir d'une loi de vitesse 1D, détruit l'information sur les amplitudes et leurs variations. La migration avant sommation à amplitude préservée en profondeur, qui utilise une loi de correction géométrique 3D implicite, est une bonne solution pour garantir la qualité et la préservation des variations d'amplitudes contenues dans les données brutes.
- la migration permet un repositionnement en profondeur des événements et de la focalisation de toutes les contributions contenues dans les données avant sommation.
- la migration en profondeur avant sommation à amplitude préservée permet de résoudre le problème direct – la propagation – dans un champ de vitesse hétérogène réaliste, et permet d'obtenir des images mieux focalisées lorsque les zones d'intérêt sont complexes.
- les méthodes d'analyse de variation l'amplitude qui seront utilisées par la suite font intervenir des équations qui dépendent de l'angle d'incidence. Or la migration PAPSDM effectue une conversion offset-angle implicite par une loi de vitesse 3D, donc apte à être effectuée pour des zones complexes. Tandis que les méthodes classiques font souvent l'hypothèse de milieu

tabulaire (loi de vitesse 1D) pour effectuer cette conversion [Walden, 1991], ce qui restreint les champs d'application aux milieux sédimentaires simples.

Cette thèse n'a pas pour but de tester ou développer une méthode d'imagerie, mais notre méthodologie requiert des données sismiques migrées spécifiques (exprimées en profondeur et en angle, amplitudes sismiques préservées, etc...). Ainsi, toute méthode d'imagerie proposant ces avantages, et pouvant être appliquée dans un milieu complexe, peut être utilisée. Nous pourrions par exemple utiliser les nouvelles méthodes de migration dites *wave equation* basées sur une approximation paraxiale de l'équation d'onde équation d'onde qui permettent elles aussi de préserver les amplitudes, et ont l'avantage d'être sensibles aux forts contrastes.[Joncour, 2005].

### III.1.5. Calage de la sismique aux puits

Lors d'une étude sismique, avant d'interpréter la structure de la zone, la première opération à effectuer est le calage aux puits. Cela consiste à affecter à un niveau géologique un événement sismique tel qu'un maximum ou un minimum d'une trace.

Généralement, le calage du puits est effectué de la façon suivante :

- il faut tout d'abord établir une relation entre un temps de propagation et une profondeur en définissant une loi de vitesse obtenue par un log de sonic (vitesse des couches).
- une trace synthétique dans la bande de fréquence de la sismique est créée en convoluant le log de réflectivité (déduit du log d'impédance) par une ondelette en temps
- la « trace sismique » ainsi obtenue est comparée aux traces sismiques en temps voisines issues de l'image migrée (figure 18).

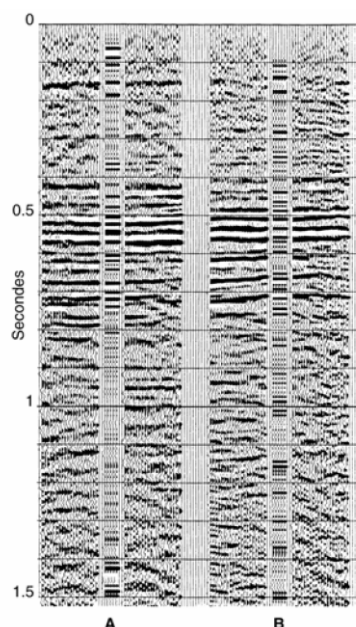


figure 18 : Corrélations entre les données de sismique de surface et de puits (Source : Gaz de France). Ici deux puits A et B sont disponibles, ils sont convertis en temps et ils ont été filtrés dans la même bande de fréquence de la sismique.

---

[Boyer et Mari, 1994] ont proposé une méthode pour estimer une relation temps-profondeur robuste : en intégrant le log de lenteur  $\Delta t$  sur la profondeur, nous obtenons le temps que mettrait l'onde pour parcourir la distance comprise entre les deux profondeurs correspondantes. L'opération de calage a pour but de calculer le temps vertical de propagation d'une onde émise en surface par une source et enregistrée par un capteur ancré à la paroi du puits à différentes côtes et à lui associer une profondeur. Les méthodes du  *$\Delta t$  minimum* et *Bloc shift* [Boyer et Mari, 1994] permettent de corriger les temps mesurés dans le sonic des effets de zone altérée, de fluctuation de signature et du déport de la source par rapport au puits.

Dans le cas de cette thèse, les logs de puits dont nous disposons sont exprimés selon la profondeur qui correspond à la profondeur réelle.

Il est important d'effectuer ce calage en profondeur (surtout pour notre application sur données réelles) car malgré les performances de la migration en profondeur mise en œuvre, le bon positionnement des horizons est très dépendant du modèle de vitesse utilisé et du lissage qui y a été appliqué (conséquent dans notre cas d'imagerie de type rai + Kirchhoff).

Dans notre cas, l'image migrée est exprimée en profondeur. Nous proposons alors un calage en profondeur qui est ici résumé en plusieurs étapes :

- le puits a généralement un échantillonnage supérieur à l'image migrée de l'ordre de la dizaine de centimètres contre le mètre ou la dizaine de mètres pour la sismique, et présente une gamme de fréquence plus élevée. Nous filtrons le log de puits dans la même bande de fréquence que l'image migrée et échantillonnons l'ensemble des données à la même résolution.
- nous recherchons les contrastes sur le log et les traces sismiques voisines au puits qui témoignent de la présence d'un même récepteur. Pour cela nous affichons le puits dupliqué entouré des traces sismiques environnantes (figure 19). Cet affichage, qui correspond à un film synthétique, permet alors de définir aisément les points de l'image migrée dont nous souhaitons modifier la profondeur.
- après avoir référencé les points de l'image migrée que nous souhaitons caler en profondeur, nous calculons une fonction d'anamorphose lisse qui va permettre d'associer à chaque point une nouvelle profondeur en fonction du conditionnement imposé. En effet, plutôt que d'effectuer un étirement (ou une compression) entre deux contrastes, indépendamment d'une autre partie, l'ensemble du puits sera modifié de façon homogène et progressive, tout en respectant les points conditionnants (figure 20).

Un exemple de résultat du calage est présenté sur la figure 21. Les deux ellipses indiquent des contrastes que nous souhaitons caler, pour cela l'image migrée a été décalée en profondeur et étirée ou compressée de façon progressive.

Les futures sections et résultats qui seront utilisés dans la suite du travail seront directement calés avec le puits (la même transformation est appliquée à toutes les sections, comme pour l'image migrée).

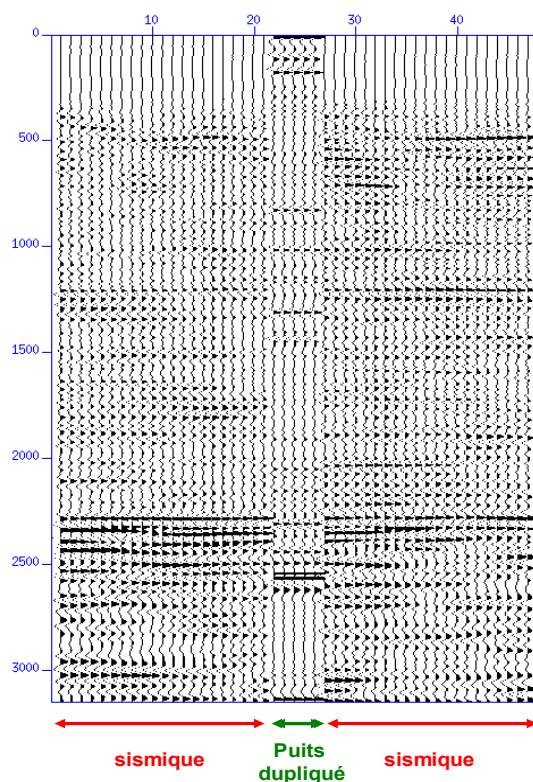


figure 19 : Film synthétique qui est l'outil de calage de la sismique par rapport au puits. Le puits (filtré dans la bande de fréquence de l'image migrée) au centre est dupliqué cinq fois, et il est entouré des traces sismiques environnantes. Cet affichage permet une meilleure visualisation du calage à effectuer.

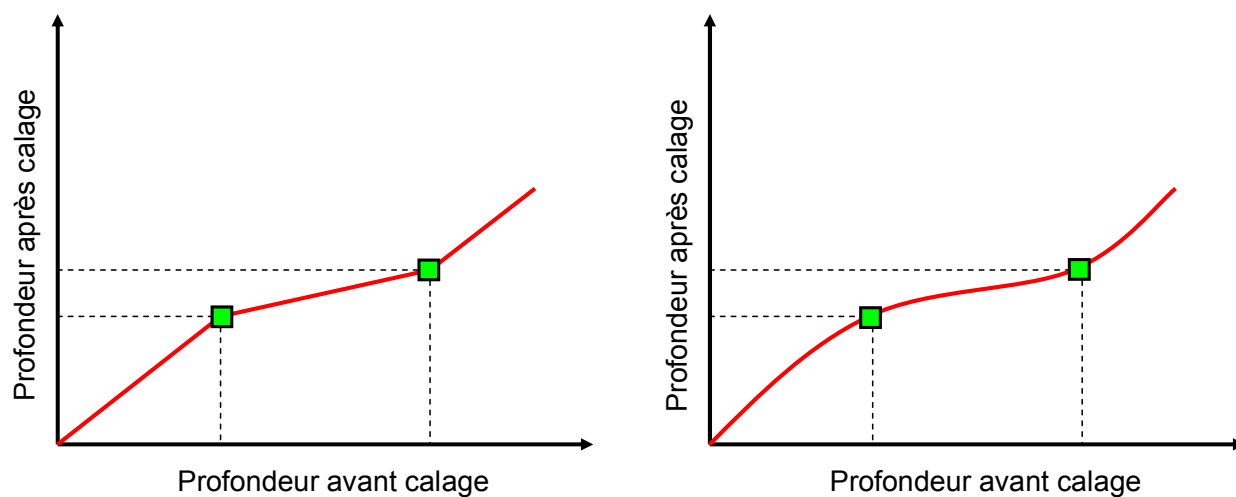


figure 20 : Les marqueurs verts correspondent aux profondeurs à caler. Le graphique de droite montre une fonction d'anamorphose lisse qui permet de modifier de façon homogène et progressive chaque point de la profondeur. Tandis que le graphique gauche montre une courbe segmentée qui correspond à des étirements (ou compressions) indépendants les uns des autres.



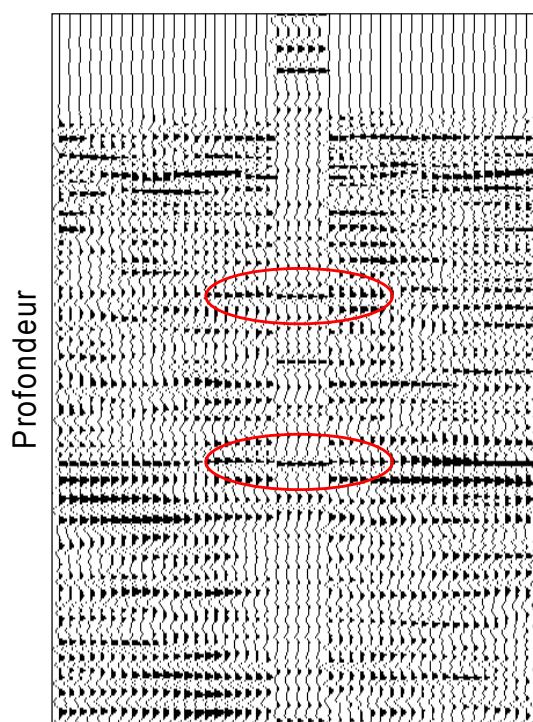


figure 21 : Exemple de calage de la sismique sur le puits à l'aide de la fonction d'anamorphose. Les ellipses indiquent deux horizons que nous souhaitons caler par rapport au puits.

Après avoir décrit les avantages de la migration PAPSDM que nous utiliserons pour ce travail et du calage des données sismiques migrées en profondeur aux puits, nous allons discuter de la mesure et l'analyse de la réflectivité enregistrée le long de chacun de ces événements et décrire la méthode d'analyse AVA développée par [Egreteau, 2005]. En effet, la qualité du modèle de vitesse est un prérequis fondamental pour la bonne cohérence des traitements classiques. La méthode qui va être proposée permet de prendre en compte l'impact de la qualité du champ de vitesse, mais aussi l'impact de tous les traitements amont qui se traduisent souvent par des artefacts contenus dans l'image sismique.

### III.2. Traitements après migration : inversion AVA

L'étape suivant l'imagerie consiste à analyser la réflectivité et sa variation avec l'angle. En effet l'évolution du coefficient de réflexion avec l'angle est dépendante des couches qui ont été à l'origine de la réflexion, et elle est caractérisée par des attributs que nous allons définir.

Cette partie a pour but de présenter l'ensemble des traitements qui vont nous permettre d'obtenir les résultats nécessaires à la construction géostatistique du modèle réservoir. Nous voulons obtenir les sections des attributs sismiques intercept et gradient qui correspondent respectivement à la réflectivité à angle nul et à la variation de cette réflectivité selon l'angle.

Ce traitement, usuellement utilisé lors des études sismiques dans l'exploration d'hydrocarbures, est nommé analyse AVO pour « Amplitude Versus Offset ». Elle est classiquement effectuée par analyse des pointés des réflectivités le long de l'offset ou par comparaison des données à offset proches et lointains.

Les analyses AVA (en angle) ont longtemps été basées sur l'analyse de données classées par point milieu commun et par départ (analyse AVO), c'est-à-dire qu'elles sont effectuées avant les étapes d'imagerie.

L'analyse AVO classique est effectuée en plusieurs étapes :

- prétraitement des données sismiques : atténuation des distorsions des variations d'amplitude ne correspondant pas au changement de réflectivité avec l'offset, correction de la divergence géométrique du signal, corrections dynamiques NMO pour aplatir les événements et ainsi sélectionner les amplitudes à temps constant. Dans les années 1980-1990, [Beydoun *et al.*, 1993] ou [Mosher *et al.*, 1996] proposent d'effectuer une migration, respectivement en profondeur et en temps, des données sismiques avant sommation. Ainsi, il devient possible d'effectuer les études AVO après cette migration, ce qui est plus performant qu'après des seules corrections dynamiques NMO.
- sélection des amplitudes à temps constant en fonction de l'offset des données sismiques prétraitées. Des formules comme celle proposée par [Walden, 1991] permettent d'exprimer l'angle d'incidence en fonction de l'offset.
- les attributs AVA sont estimés par régression linéaire à partir des valeurs de réflectivité en fonction de l'angle.

Ces méthodes classiques présentent plusieurs limitations :

- les corrections d'amplitude ne permettent pas forcément d'éliminer les valeurs fausses des données sismiques : la correction de divergence sphérique est instable.
- la conversion selon une loi 1D de l'angle à l'offset réduit l'application de ces méthodes à des milieux simples.
- ces études sont lourdes en terme de calcul, et sont donc restreintes à être effectuées sur des cibles localisées : sur quelques réflecteurs de panneaux points milieux communs.

Par rapport aux méthodes usuelles, [Egreteau, 2005] propose une méthode d'inversion le long de trajectoires dans le domaine migré en angle. Elle permet d'obtenir des sections AVA spécifiques, auxquelles nous adapterons la méthode de simulation de l'impédance acoustique que nous emploierons. Cette étape sera décrite dans la suite de ce mémoire.

Les équations de [Zoeppritz, 1919] permettent le calcul de la variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle. Mais leur complexité amènera à présenter des approximations qui sont des formes linéarisées et sont valables pour des cas où nous supposons un contraste faible des paramètres élastiques des couches. Ces approximations permettent l'estimation de la réflectivité, elle-même fonction des rapports des contrastes de vitesse des ondes P et S ( $\Delta V_p/V_p$ ,  $\Delta V_s/V_s$ ), de densité ( $\Delta \rho/\rho$ ) et d'impédance des ondes P et S ( $\Delta I_p/I_p$ ,  $\Delta I_s/I_s$ ).

Nous présenterons les deux attributs AVA intercept  $R_0$  et gradient G calculés par [Shuey, 1985], le mode de représentation (graphique AVA) et la classification des anomalies qui en découle. De plus, nous décrirons un autre attribut nommé facteur de fluide, et qui est un indicateur d'hydrocarbures.

La figure 22 représente les schémas conventionnels pour l'analyse AVA, et celui que nous allons utiliser. Nous partons de la réflectivité migrée en profondeur à chaque point  $x$ . Il y a trois chemins principaux pour effectuer l'inversion AVA conventionnelle qui sont décrits ici par les chemins (a), (b) et (c), du moins au plus robuste. Le dernier (c) est celui que nous utiliserons.

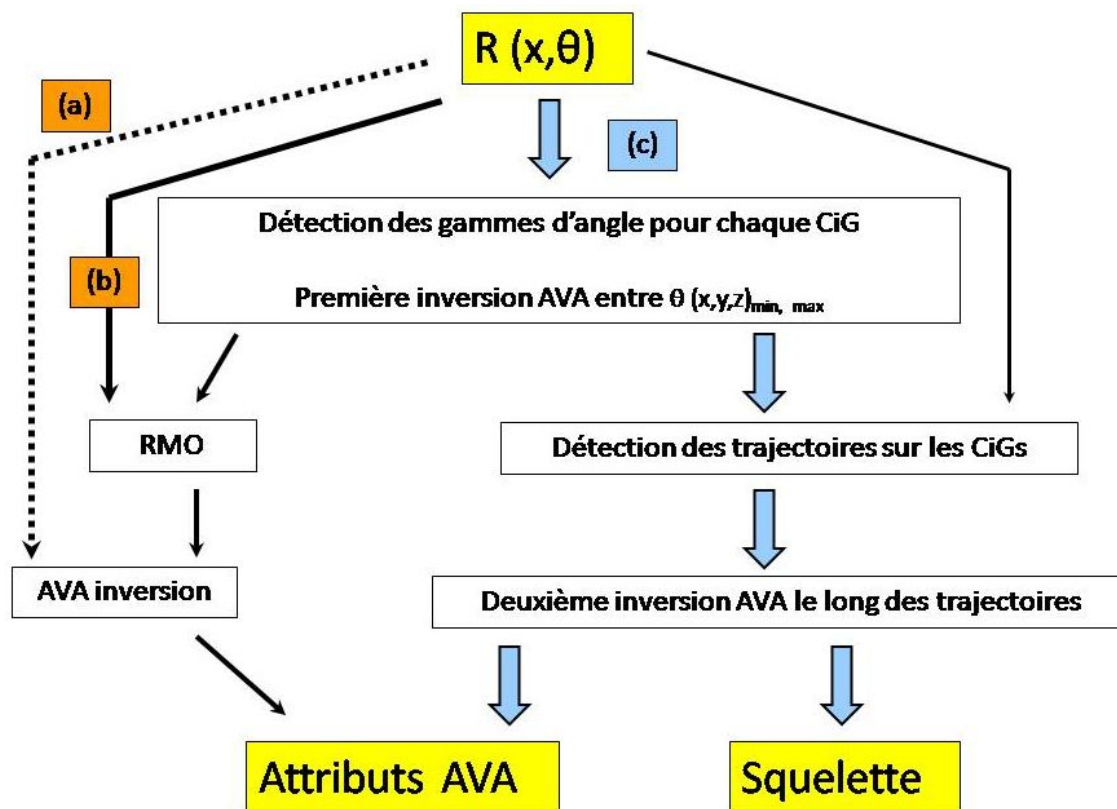


figure 22 : Illustration du schéma de travail pour l'analyse AVA. Il y a trois chemins principaux pour effectuer l'inversion AVA conventionnelle et robuste, décrits ici par les chemins (a), (b) et (c), du moins au plus robuste (c).

---

### III.2.1. Principe de l'inversion AVA

#### III.2.1.1. Variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle

Les premières études sismiques des réservoirs ne faisaient intervenir que des données sismiques aux offsets assez faibles : l'information n'était extraite qu'à partir de quelques traces sommées.

L'avènement des acquisitions sismiques aux offsets multiples a entraîné la mise au point de l'étude des variations du coefficient de réflexion avec le départ, c'est-à-dire l'analyse Amplitude Versus Offset (AVO) ou Amplitude Versus Angle (AVA).

En effet, l'évolution de l'amplitude du coefficient de réflexion en fonction de l'offset ou de l'angle d'incidence dépend des paramètres pétrophysiques (vitesses sismiques de propagation des ondes et densité) des couches situées de part et d'autre de la discontinuité qui donne naissance à la réflexion.

La figure 23 indique l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence pour plusieurs rapports du coefficient de Poisson ( $\sigma$ ) des milieux 1 et 2 ( $\sigma_1/\sigma_2$ ) et pour différents rapports de vitesse ( $VR$ ) et de densité ( $DR$ ). Le coefficient de Poisson [Koefoed, 1955] caractérise le rapport entre les déformations verticales et horizontales subies par un milieu dans lequel un champ d'ondes P et S existe. L'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle est fortement affectée par le rapport des coefficients de Poisson des deux milieux 1 et 2.

Le coefficient de Poisson, estimé indirectement par l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'offset ou de l'angle d'incidence, permet d'accéder aux informations quantitatives sur les paramètres pétrophysiques des milieux traversés, mais aussi sur les éventuels hydrocarbures présents dans le réservoir. L'analyse AVO/AVA est donc aujourd'hui un outil courant pour la détection des réservoirs potentiels d'hydrocarbures.

Une onde incidente qui atteint une interface entre deux milieux aux propriétés pétrophysiques différentes entraîne une division de l'énergie en une onde P réfléchie, une onde S réfléchie, une onde P transmise et une onde S transmise. [Zoeppritz, 1919] propose une formulation permettant de calculer la variation des coefficients de réflexion et de transmission des ondes P et S.

La figure 24 schématise le comportement d'une onde P plane lors du passage à travers une interface entre deux couches de propriétés pétrophysiques différentes (vitesses sismiques et densité).

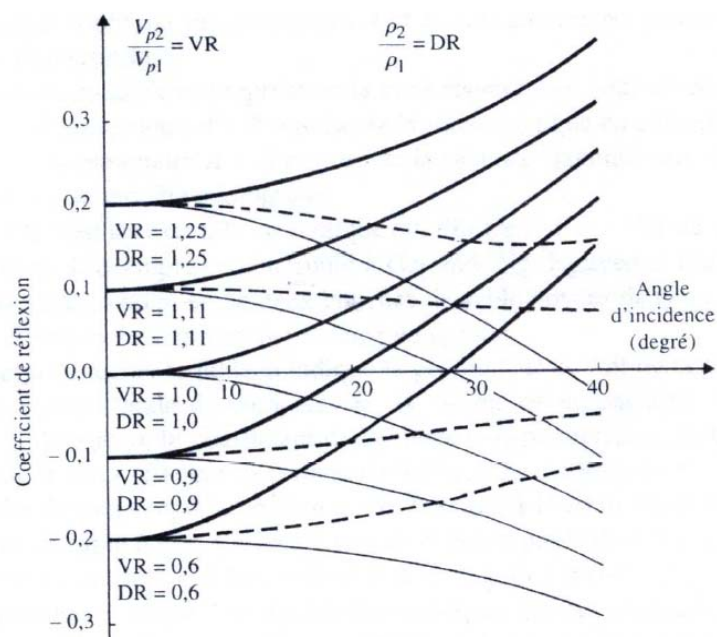


figure 23 : Évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence et du rapport du coefficient de Poisson des milieux 1 et 2 ( $\sigma_1/\sigma_2$ ) ([Ostrander, 1984]). Le trait pointillé indique le rapport  $\sigma_1/\sigma_2 = 1$ , le trait épais  $\sigma_1/\sigma_2 < 1$  et le trait fin  $\sigma_1/\sigma_2 > 1$ .

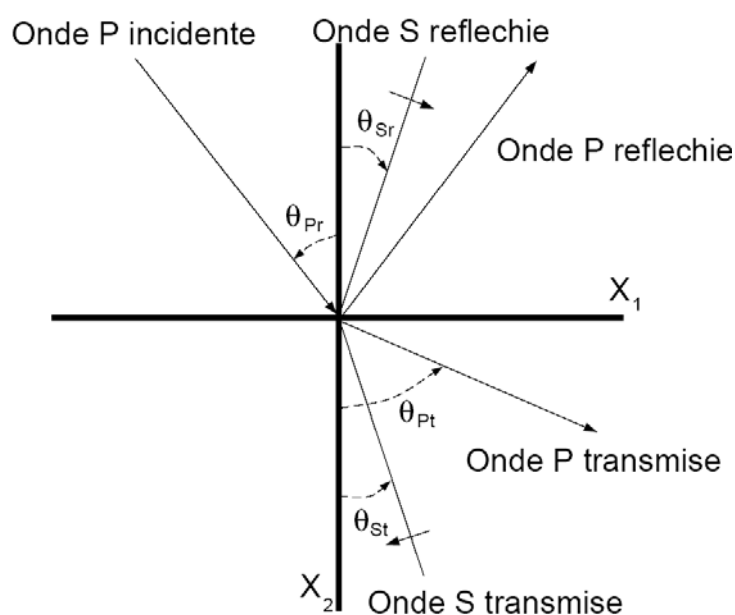


figure 24 : Modèle de base de l'AVO : deux milieux élastiques, semi-infinis, isotropes, homogènes séparés par une interface plane. Réflexion et transmission d'une onde plane de compression P au passage d'une interface entre deux couches aux caractéristiques pétrophysiques  $V_p$ ,  $V_s$  et densité. Cette onde donne naissance à quatre types d'ondes : une onde P réfléchie, une onde S réfléchie, une onde P transmise et une onde S transmise.

Les valeurs des angles d'incidence et de réflexion de l'onde P  $\theta_{Pr}$ , de réflexion de l'onde S  $\theta_{Sr}$  et de transmission de l'onde P  $\theta_{Pt}$  et de l'onde S  $\theta_{St}$  sont régies par la loi de Snell-Descartes :

$$\frac{\sin \theta_{Pr}}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_{Pt}}{V_{p2}} = \frac{\sin \theta_{Sr}}{V_{s1}} = \frac{\sin \theta_{St}}{V_{s2}}$$

Le coefficient de réflexion de l'onde P réfléchi  $R_{PP}$  en fonction de l'angle d'incidence  $\theta_{Pr}$  est défini comme le rapport de l'amplitude de l'onde P réfléchi sur l'amplitude de l'onde P incidente. Le coefficient de transmission de l'onde P transmise  $T_{PP}$  est défini comme le rapport de l'amplitude de l'onde P transmise sur l'amplitude de l'onde P incidente. Les coefficients de réflexion et de transmission de l'onde S sont calculés de manière analogue avec les amplitudes des ondes S incidente, réfléchies et transmises.

Si nous considérons l'incidence normale, c'est-à-dire  $\theta_{Pr} = 0$ , le coefficient de réflexion  $R_{PP}$  est fourni par :

$$R_{PP} = \frac{V_{p2}\rho_2 - V_{p1}\rho_1}{V_{p2}\rho_2 + V_{p1}\rho_1} = \frac{I_{p2} - I_{p1}}{I_{p2} + I_{p1}}$$

où  $I_{p1}$  et  $I_{p2}$  sont les impédances acoustiques des ondes P pour les milieux au-dessus et en dessous de l'interface.

Le coefficient de transmission  $T_{PP}$  est donné à incidence normale par :  $T_{PP} = 1 - R_{PP}$

Après avoir défini les coefficients de réflexion et de transmission à incidence normale, nous allons présenter dans la prochaine partie le calcul des mêmes coefficients pour l'ensemble des angles, ce sera l'objet des équations de Zoeppritz et des approximations associées.

### III.2.1.2. Les équations de Zoeppritz et leurs approximations

Les variations d'amplitude d'une réflexion sont directement liées à l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle conformément aux équations de [Zoeppritz, 1919] qui forment la base théorique de l'AVA.

La figure 25 illustre la variation des coefficients de réflexion des ondes P calculés à partir des équations de [Zoeppritz, 1919]. Dans ce cas théorique, l'angle d'incidence s'élève jusqu'à 90 degrés, ce qui n'est évidemment pas réaliste pour les études pétrolières où les angles d'incidence ne dépassent pas 30 à 50 degrés.

Nous pouvons observer que la variation du coefficient est faible pour des angles inférieurs à 30 degrés. De plus, il apparaît des maxima locaux du coefficient correspondant à l'angle critique de l'onde P et de l'onde S. Pour le modèle A, l'angle critique est égal à 48.5 degrés, et à 23.5 degrés pour le modèle B.

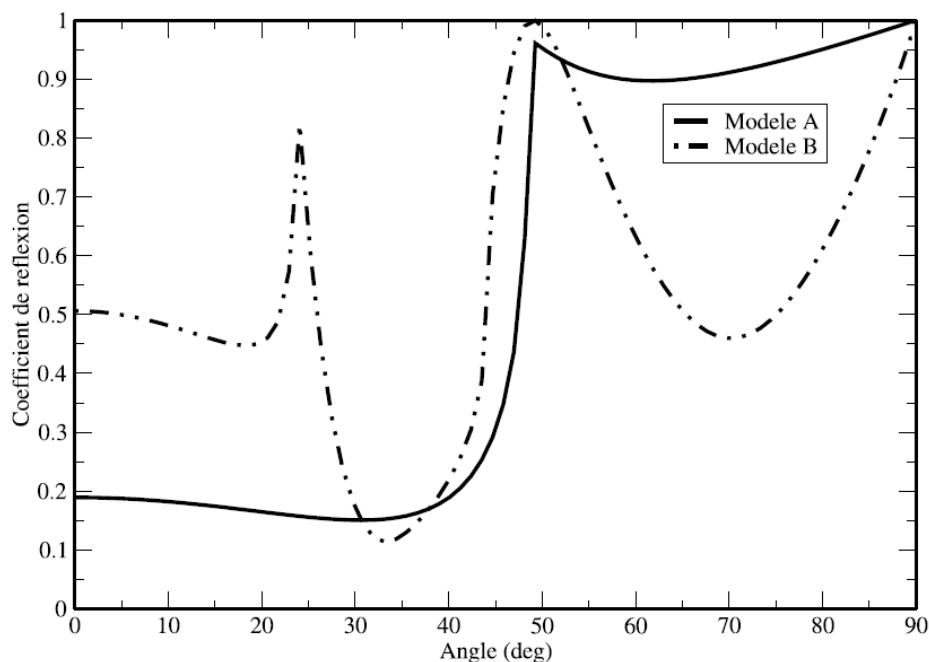


figure 25 : Les équations de [Zoeppritz, 1919] permettent de calculer la variation de la réflectivité des ondes P en fonction de l'angle d'incidence. Le modèle A correspond à un faible contraste des vitesses P et S, et le modèle B à un fort contraste des vitesses P et S.

Ces équations sont complexes et leur exploitation est difficile, il est difficile et d'évaluer comment la variation d'un de leurs paramètres (vitesse de propagation des ondes P et S ou densité) va affecter le coefficient de réflexion. C'est pour cette raison que les équations de [Zoeppritz, 1919] seront utilisées sous leur forme linéarisée.

La réflectivité, dans ces différentes approximations, s'exprime en fonction de l'angle d'incidence ( $\theta$ ) et d'attributs AVA dépendant des rapports des contrastes de vitesse des ondes P et S ( $\Delta V_p/V_p$ ,  $\Delta V_s/V_s$ ), de densité ( $\Delta \rho/\rho$ ) et d'impédance des ondes P et S ( $\Delta I_p/I_p$ ,  $\Delta I_s/I_s$ ). Dans toutes ces approximations, le calcul des attributs AVA se fait par régression linéaire. Toutes les approximations ont été établies sous l'hypothèse que les contrastes des paramètres élastiques sont faibles.

La régression linéaire est habituellement estimée par la méthode des moindres carrés. Cette méthode consiste à inverser la relation  $y(x) = ax + b$  pour estimer les paramètres  $a$  et  $b$ .

Nous proposons de référencer les approximations qui ont été créées, nous ne donnerons que leur formulation finale sans démontrer leur développement :

**L'approximation de [Bortfeld, 1961]** : C'est la première approximation qui a été proposée. Elle n'est valable que pour des milieux sédimentaires clastiques où les contrastes des paramètres élastiques des différentes couches sont faibles. [Hilterman, 2001] en a proposé une version modifiée :

$$R_p(\theta_{Pr}) \approx \frac{\rho_2 V_{P2} \cos(\theta_{Pr}) - \rho_1 V_{P1} \cos(\theta_{Pt})}{\rho_2 V_{P2} \cos(\theta_{Pr}) + \rho_1 V_{P1} \cos(\theta_{Pt})} + \left( \frac{\sin(\theta_{Pr})}{V_{p1}} \right)^2 [V_{s1} + V_{s2}] \left[ 3(V_{s1} - V_{s2}) + 2 \left( \frac{V_{s2} \rho_1 - V_{s1} \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \right) \right].$$

Le premier terme correspond au terme de fluidité. Le second, dépendant de la vitesse de cisaillement, correspond au terme de rigidité.

Cette équation contient six paramètres à inverser, ce qui rend l'inversion difficile.

**L'approximation de [Aki-Richards, 1980]** : elle est une forme linéarisée des équations de [Zoeppritz, 1919]. Redéfinie à partir de la formulation de [Bortfeld, 1961], elle exprime la réflectivité de l'interface séparant deux couches simplement en fonction du rapport des vitesses sismiques  $V_p, V_s$ , de la densité du milieu  $\rho$  ainsi que l'angle d'incidence  $\theta$  :

$$R_p(\theta) = \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_p}{V_p} + 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{1}{2} \left( 1 - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta \rho}{\rho}$$

où  $\theta$  est l'angle moyen entre  $\theta_{Pr}$  et  $\theta_{Pt}$ .

Le calcul des attributs AVA ( $\Delta V_p/V_p, \Delta V_s/V_s$  et  $\Delta \rho/\rho$ ) par régression linéaire requiert la connaissance du rapport  $V_s/V_p$  seulement connu au puits. Sinon, il est souvent supposé égal à 2.

**L'approximation de [Shuey, 1985]** est celle que nous allons utiliser. Elle reprend celle de [Aki-Richards, 1980] et l'exprime la moyenne des angles de réflexion et de transmission en fonction de  $\theta$ :

$$R(\theta) \approx R_0 + G \sin^2(\theta) + C(\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

Elle fait apparaître trois paramètres :

- $R_0$ , la réflectivité à incidence normale qui est appelée intercept ou ordonnée à l'origine par référence à la régression linéaire par rapport aux termes en  $\sin^2 \theta$ . Il reste constant quel que soit l'angle d'incidence :

$$R_0 = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$



- Le paramètre G lui, est nommé « gradient » ou « pente ». Il exprime le degré de variation de l'amplitude avec l'angle d'incidence :

$$G = -2 \frac{\Delta V_s^2}{V_p^2} \left( 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

- Le troisième terme C, qui permet de rendre l'approximation valable pour des angles supérieurs à 30 degrés :

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}$$

L'équation de Shuey, connue comme l'équation AVA trois termes de Shuey exprime le coefficient de réflectivité du sous-sol variable avec l'angle d'incidence  $\theta$ . Elle ne tient pas compte du rapport  $V_s/V_p$ , c'est pour cette raison qu'elle est l'approximation la plus couramment utilisée.

Les deux paramètres intercept et gradient sont les attributs AVA qui seront amplement utilisés dans la suite du travail. Nous présenterons leur utilité courante dans les études de réservoirs.

**L'approximation de [Smith et Gidlow, 1987]** aussi issue de celle de [Aki-Richards, 1980] :

$$R_p(\theta) = A \frac{\Delta V_p}{V_p} + B \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

avec :

$$A = \frac{5}{8} - \frac{1}{2} \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \tan^2 \theta \quad \text{et} \quad B = -4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta$$

Une inversion linéarisée permet d'extraire  $\Delta V_p/V_p$  et  $\Delta V_s/V_s$  qui sont deux attributs permettant de calculer deux autres paramètres AVA :

- Le pseudo-coefficient de Poisson :

$$\frac{\Delta \sigma'}{\sigma'} = \frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

- Le facteur de fluide :

[Castagna *et al.*, 1985] définissent une relation linéaire entre la vitesse des ondes P et celle des ondes S, cette droite appelée ligne boue-roche (*mudrock line*) représentée par l'équation :

$$V_p = c_0 + c_1 V_s$$

où les coefficients  $c_0$  et  $c_1$  sont déterminés de manière empirique pour différents types de roches.

[Smith et Gidlow, 1987] propose alors un attribut, le facteur de fluide  $\Delta F$ , qui indique la propriété des roches par rapport à la ligne boue-roche, défini par :

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{V_p} - c_1 \frac{V_s}{V_p} \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

[Gidlow et Smith, 2003] ont redéfini le facteur de fluide à l'aide des valeurs d'intercept et de gradient. Un angle  $\Phi$  est défini entre l'axe intercept et la ligne de boue (voir paragraphe III.2.2 pour la définition de la représentation AVA) le long de laquelle l'ensemble des données des couches saturées en eau se positionnent.  $\Phi$  est calculé tel :

$$\tan(\Phi) = -\frac{G}{R_0}$$

Les couples  $(R_0, G)$  des couches saturées en eau suivent l'équation :

$$\begin{aligned} R_0 \tan(\Phi) &= -G \\ R_0 \sin(\Phi) &= -G \cos(\Phi) \end{aligned}$$

Le facteur de fluide correspond à la différence entre les données et la tendance générale, d'où :

$$\Delta F = R_0 \sin(\Phi) + G \cos(\Phi)$$

Si  $\Delta F$  est proche de zéro, le milieu est saturé en eau, et s'il existe des roches saturées en hydrocarbure,  $\Delta F$  sera négatif au toit du réservoir.

Le facteur de fluide est souvent considéré comme indicateur d'hydrocarbures et c'est cette dernière formulation qui sera utilisée dans la suite du travail.

L'approximation de [Shuey, 1985] est celle qui va être utilisée pour l'inversion AVA présentée dans la prochaine partie. Permettant le calcul de la réflectivité selon l'angle d'incidence, elle y est spécialement adaptée à l'étude de données migrées exprimées en fonction de l'angle.

### III.2.2. Attributs AVA et classification des anomalies

L'inversion AVA effectuée après migration permet d'obtenir les sections d'attributs AVA : intercept  $R_0$  et gradient  $G$ . L'utilisation usuelle de ces résultats consiste à les représenter sur un graphique l'un par rapport à l'autre. Cette représentation est appelée *cross-plot*.

Décrivant les relations entre les deux paramètres  $R_0$  et  $G$ , cette représentation permet d'identifier une anomalie dans la variation de la réflectivité, et ainsi caractériser le réservoir en fluides.

À partir de l'identification éventuelle d'une ou plusieurs anomalies sur le graphique, il est alors possible d'effectuer leur classification à l'aide de la position.

Lorsque nous positionnons sur un graphique AVA l'ensemble des points intercept et gradient, la majeure partie s'aligne le long d'une droite nommée la ligne de fluide (en bleu sur la figure 26). La présence d'hydrocarbures ou de gaz provoque un décalage des valeurs d'intercept et de gradient, vers le bas pour

les réflexions du toit des zones d'hydrocarbure, et vers le haut pour les réflexions à leur base. Ce décalage positif et négatif est amplifié pour les sables saturés en gaz.

Ce sont ces anomalies localisées sur les droites rouges et vertes que nous essayons de mettre en évidence par l'intermédiaire du graphique AVA.

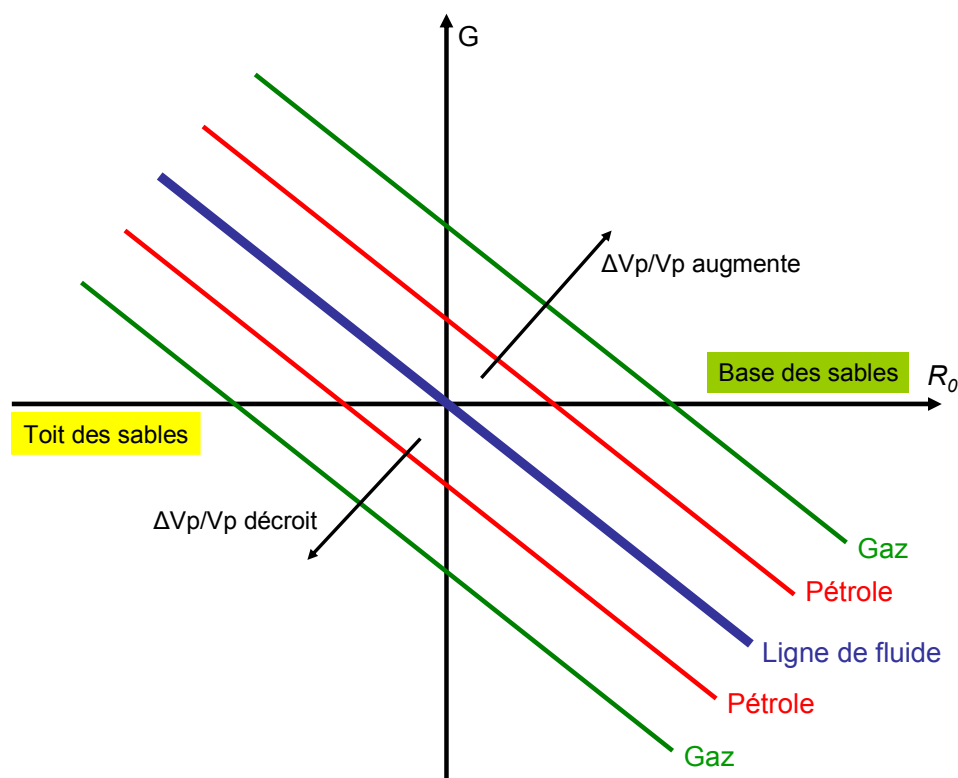


figure 26 : Réponses AVA sur un graphique gradient  $G$  en fonction de l'intercept  $R_0$  pour le toit et la base d'un sable saturé en fluide, pétrole ou gaz. (d'après [Foster and Keys, 1999]).

[Rutheford et Williams, 1989] ont défini une nomenclature pour la classification des sables selon leur positionnement sur le graphique AVA, pour les valeurs négatives du gradient (c'est-à-dire correspondant au toit des sables).

Quatre classes AVO définissent quatre types de sable suivant le signe de l'intercept  $R_0$  et du gradient  $G$  :

- **Classe I** ( $R_0 > 0$  et  $G < 0$ ) : sables d'impédance élevée par rapport à l'encaissant argileux. Ce sont des sables très consolidés (porosité inférieure à 15 %).
- **Classe II** ( $R_0 \approx 0$  et  $G < 0$ ) : sables de contraste d'impédance presque nul avec l'encaissant. Ces sables sont moins consolidés que les sables de classe I, et ils sont modérément compactés (porosité de 15 à 25 %). Ces sables sont souvent difficiles à distinguer sur les sections sommées car leur amplitude diminuant et changeant de signe aux angles lointains, elle a tendance à s'annuler. Nous nous intéresserons à ces sables et proposerons une méthode de détection.

- **Classe III** ( $R_0 < 0$  et  $G < 0$ ) : sables de faible impédance par rapport à l'encaissant. Leur porosité est souvent supérieure à 25 %. Ils sont aisément détectables dans la section sommée grâce à une amplitude élevée.
- **Classe IV** ( $R_0 < 0$  et  $G > 0$ ) : sables peu consolidés. Ils sont similaires aux sables de classe III à la seule différence qu'ils sont généralement recouverts de couches plus dures comme les argiles et les carbonates, ce qui génère un fort contraste et une variation particulière par rapport aux classe III.

Pour illustration, considérons un sable saturé en gaz au sein d'une couche encaissante, le schéma du graphique AVA montre trois zones majeures (figure 27) :

- la tendance générale conduite par la ligne de fluide (éléments bleus sur la figure).
- une anomalie à intercept négatif qui correspond au contact sable sur gaz, soit le toit de la couche sableuse. Le sable saturé en gaz un sable de classe III.
- une anomalie à intercept positif qui correspond au contact gaz sur sable, soit la base de la couche sableuse

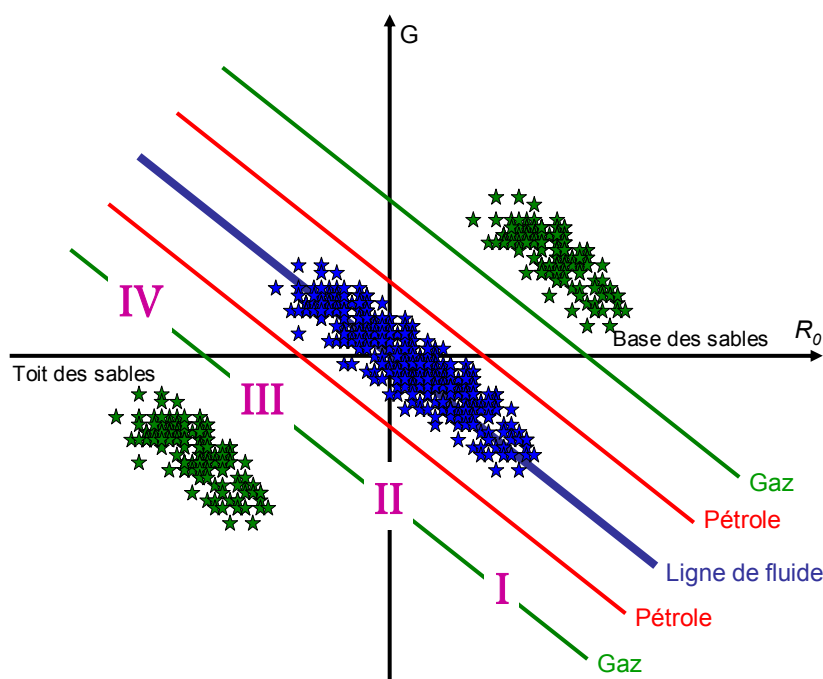


figure 27 : Exemple de réponse AVA d'un sable saturé en gaz au sein d'une couche encaissante. La numérotation indique les localisations des sables classés selon les quatre types de sables.

Les attributs AVA intercept et gradient (et d'autres comme le facteur de fluide) sont étroitement liés aux paramètres réservoirs comme la porosité, la perméabilité, les faciès, etc. La représentation spécifique du gradient en fonction de l'intercept et la classification AVO/AVA sont des outils permettant de mettre en évidence la présence d'hydrocarbures et ainsi de qualifier les réservoirs.

Après avoir décrit le principe de l'analyse AVA après migration, nous présentons les résultats d'un traitement évolué : l'inversion AVA de type TMO proposée par [Egreteau, 2005].

### III.2.3. Inversion AVA

L'inversion AVA a pour principe d'analyser la variation de la réflectivité en fonction de l'angle d'incidence et donc de calculer la valeur des attributs intercept et gradient (et d'autres si nécessaires). À partir de la connaissance de la valeur de la réflectivité en chaque point de la zone étudiée, et exprimée selon l'angle, une méthode d'inversion linéaire est utilisée pour calculer les attributs AVA. Nous montrons les résultats de l'inversion AVA classique sur des données réelles dont la section migrée et sommée est présentée sur la figure 28. Bien sûr ce n'est pas cette section sommée qui est utilisée pour l'inversion mais sur les données migrées contenant toute l'information de la réflectivité selon l'angle.

La figure 29 montre les sections intercept et gradient calculées après inversion AVA effectuée sur toute la section.

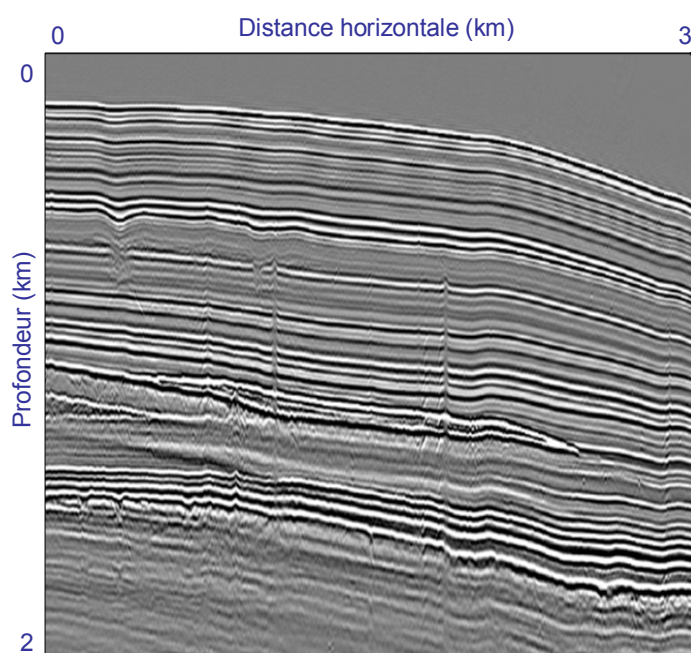


figure 28 : Exemple de section réelle migrée et sommée qui montre la réflectivité en profondeur ([Egreteau, 2005]).

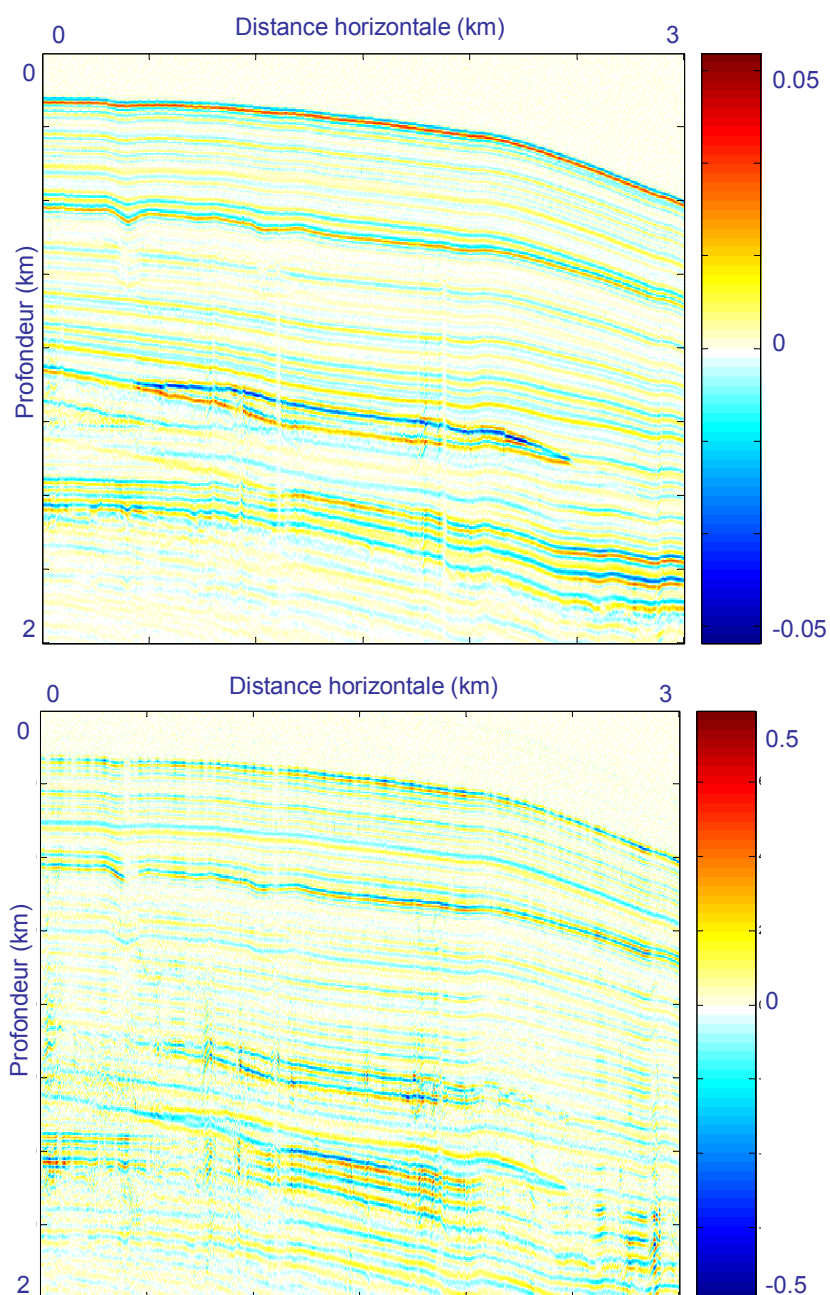


figure 29 : Sections intercept (haut) et section gradient (bas) calculées par inversion AVA à l'aide de l'approximation de Shuey à trois termes ([Egreteau, 2005]).

La section intercept montre la réflectivité à incidence nulle et la section gradient exprime la variation de la réflectivité avec l'angle d'incidence. Les horizons sont bien représentés et continus, surtout dans la section intercept. La section gradient permet d'interpréter les anomalies bien visibles sur la section intercept (comme l'événement fort apparaissant en dessous de 1 000 mètres de profondeur).

Un exemple de représentation graphique du gradient en fonction de l'intercept est montré sur la figure 30. L'ensemble des points décrivent un nuage dans lequel il est difficile de distinguer une anomalie ou un comportement particulier.

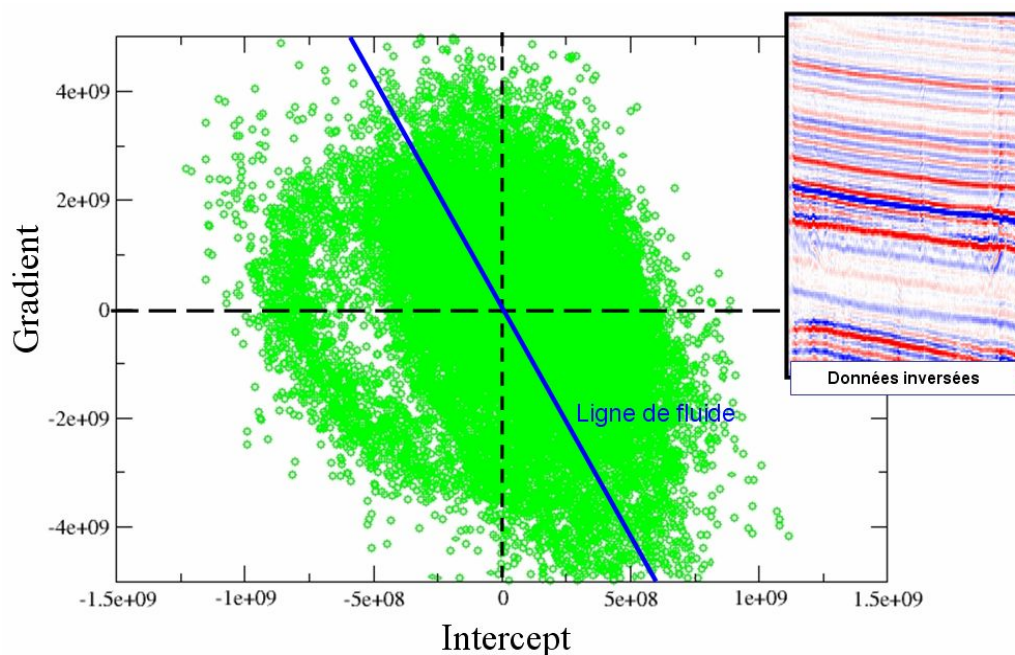


figure 30 : Représentation du graphique intercept/gradient sur un exemple de zone d'une image migrée. La plupart des couples  $(R_0, G)$  suivent la ligne de fluide, mais montrent ensemble un nuage de point dans lequel il est difficile de distinguer une anomalie ([Egreteau, 2005]).

Ce type d'étude AVA est bien connu et utilisé dans le monde de l'exploration pétrolière. Cependant leur cohérence et l'interprétation qui en est faite dépendent très largement de la qualité du traitement géophysique effectué auparavant : la prochaine partie va décrire une méthode d'inversion AVA permettant de diminuer les effets qui peuvent apparaître, surtout pour des cas réels.

### III.2.4. Inversion AVA suivant des trajectoires (TMO)

Les résultats de la migration en profondeur effectuée peuvent faire apparaître des erreurs, notamment pour le formalisme de *Kirchhoff* qui utilise un modèle de vitesse très lisse.

Ces erreurs se caractérisent dans les Iso-X par des pentes résiduelles, signatures de la surestimation ou sous-estimation de la vitesse. En effet, lorsque le modèle de vitesse est correct, la position en profondeur d'une interface, qui est unique, ne doit pas dépendre de l'offset ou de l'angle [Al-Yahya, 1989]. Les Iso-X doivent donc présenter des événements horizontaux, quelle que soit la complexité du sous-sol.

Dans le cas d'un modèle de vitesse erroné, les erreurs peuvent être les positionnements des interfaces et l'amplitude de la réflectivité.

Des méthodes existent pour mettre à jour le modèle de vitesse après le constat de ces pentes résiduelles. Par exemple les méthodes d'analyse de vitesse par migration, ou MVA [Al-Yahya, 1989] pour *Migration Velocity analysis*, utilisent la migration pour retrouver le modèle de vitesse. C'est un procédé qui recherche l'aplatissement des trajectoires dans les Iso-X.

---

Dans le cas classique de l'inversion AVA, celle-ci est effectuée après une étape de correction de déviation des réflecteurs RMO (pour *Residual Move Out*), ce qui veut dire que des amplitudes biaisées ou même celle d'autres réflecteurs peuvent être pris en compte dans la régression linéaire, surtout si le modèle de vitesse utilisé est erroné.

Dans le but de fournir les meilleurs résultats quant à l'estimation des paramètres intercept et gradient, mais aussi de s'affranchir des effets induits par l'utilisation d'un modèle de vitesse erroné, [Egreteau, 2005] propose une méthode d'inversion linéarisée dont le principe est décliné dans les deux prochaines parties : le choix d'une limite angulaire, et le calcul de « trajectoires » sur les Iso-X.

### III.2.4.1. Calcul de la limite angulaire

Les données aux angles lointains apparaissent souvent avec des artefacts (bruits, étirement des ondelettes, problèmes de vitesse). Leur présence fausse les sections sommées mais aussi les résultats de l'inversion AVA.

Une première solution est d'appliquer une sélection manuelle (un *mute*) des éléments des Iso-X à prendre en compte dans l'inversion AVA, en regardant l'angle à partir duquel les artefacts apparaissent.

Une méthode de [Jin *et al.*, 1996] permet de calculer automatiquement les limites des zones où les événements apparaissent relativement plats après migration.

Son principe est d'appliquer aux Iso-X une fonction de cohérence 2D qui permet de distinguer les zones où les événements sont plats des zones bruitées. La fonction de cohérence est définie telle que deux traces consécutives avec des événements positionnés à la même profondeur et non bruités ont des valeurs de cohérence proche.

La limite de zone (appelée *corridor mute*) est ainsi définie par les variations abruptes de l'image de cohérence en utilisant sa dérivée.

La figure 31 représente le calcul de cette limite angulaire sur un Iso-X : calcul de la fonction de cohérence, de sa dérivée pour la détection des contours et affichage du « corridor mute » sur l'Iso-X.



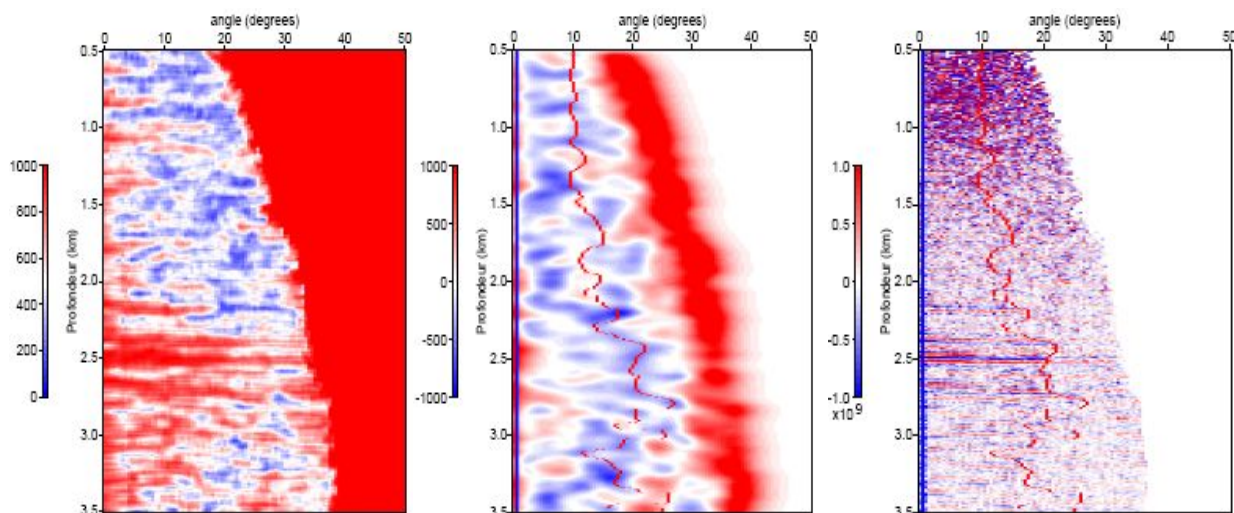


figure 31 : Exemple d'un Iso-X (droite) dans le domaine angle, fonction de cohérence (gauche), dérivée de la cohérence et détection des limites (milieu). Limites de mute estimées superposées sur l'Iso-X (droite).

### III.2.4.2. Calcul des trajectoires

L'analyse AVO classique effectuée sur les sections CDP en temps peut poser problème : l'éirement de l'ondelette, les diffractions, le mauvais positionnement des réflecteurs à cause du modèle de vitesse erroné entraînent des erreurs sur les résultats et les valeurs des attributs.

Généralement, les calculs des attributs AVA sont sensibles aux faibles déviations des données proches et grands déports dus aux erreurs du modèle de vitesse. Ces mauvais alignements produisent des distorsions des attributs AVA qui sont souvent plus élevées que celles produites par l'éirement de l'ondelette aux angles lointains.

L'estimation de cette déviation en profondeur est effectuée en estimant théoriquement et en détectant les variations de réflectivité le long des éléments des Iso-X avec la technique du *Trajectory Move-Out* (TMO) proposée par [Egreteau, 2005].

C'est-à-dire que partant d'une première valeur initiale  $R_0(\theta_{i0})$  calculée par une première inversion AVA, nous calculons la valeur théorique suivante  $R_0(\theta_{i0+1})$  selon l'angle croissant à l'aide de l'équation trois termes de Shuey, et nous détectons la valeur du voisinage la plus similaire. Cela revient à faire une recherche/détection (*scanning*). Cette opération est effectuée d'angle en angle, et le chemin pris par l'inversion le long de la dimension angulaire est défini comme la trajectoire associée au réflecteur (figure 32).

Cette trajectoire correspond donc aux valeurs de réflectivité les plus robustes, car les valeurs réelles sont les plus proches des valeurs théoriques. Elle est d'autant plus précise qu'elle permet la prise en compte des éventuelles inversions de polarité qui peuvent exister sous certaines conditions. En effet, dans certains cas, la réflectivité d'une interface peut passer d'une valeur positive à une valeur négative le long de l'angle, et ce type d'interface peut ne pas figurer sur la section sommée.

En plus de considérer les valeurs de réflectivité les plus sûres, cette technique présente plusieurs avantages :

- le nombre de valeurs inversées ou représentées sur le graphique intercept/gradient diminue fortement.
- un grand nombre de valeurs biaisantes sont supprimées.
- le temps de calcul de l'inversion est amélioré.

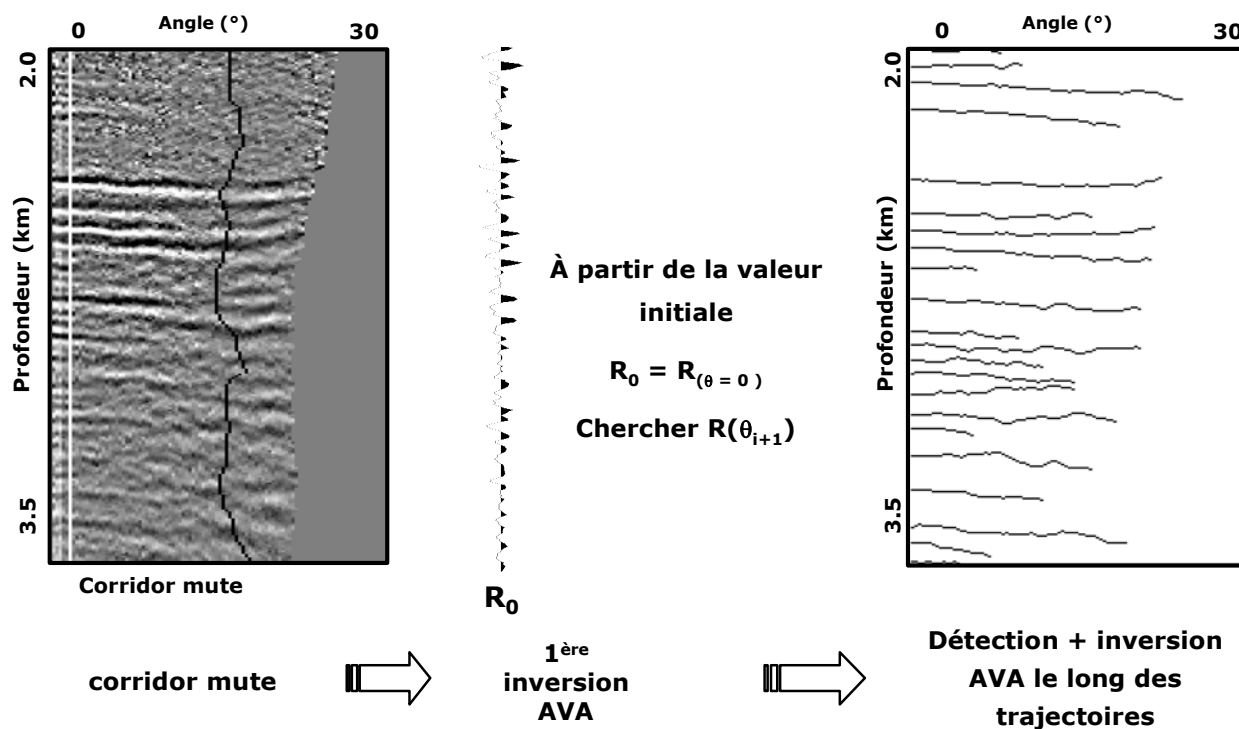


figure 32 : Principe utilisé pour l'inversion AVA le long des trajectoires d'un Iso-X. C'est le principe de l'inversion TMO (Trajectory Move Out), [Egreteau, 2005].

La précision de l'inversion AVA est ainsi clairement améliorée par rapport aux méthodes classiques qui effectuent l'inversion AVA dans le domaine angulaire sans prise en compte des éventuelles déviations du réflecteur. La figure 33 représente deux comparaisons des valeurs de réflectivité extraites dans le cas classique et le cas TMO. Nous observons les valeurs de réflectivité pointées très différentes, surtout pour les offsets lointains. Les valeurs des attributs AVA seront donc meilleures quand la méthode des trajectoires est employée.

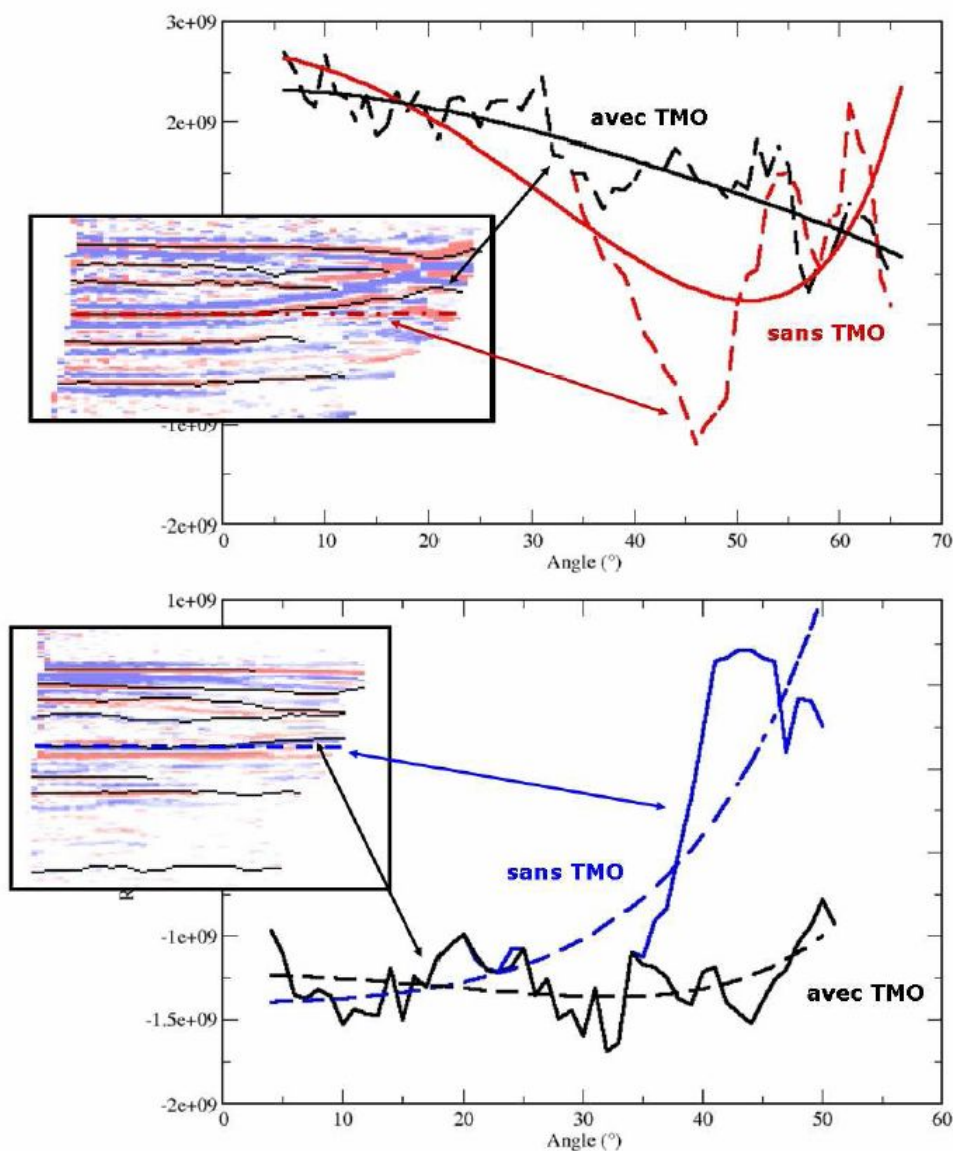


figure 33 : Exemple réel de la précision de l'inversion AVA basée sur les trajectoires. Il est possible de suivre des éléments des Iso-X jusqu'à des angles lointains. La réponse AVA est ainsi fortement modifiée, [Egreteau, 2005].

### III.2.4.3. Le squelette géométrique

Si nous calculons les trajectoires sur tous les Iso-X et considérons la section à angle nul ou faible, nous constatons qu'il apparaît une structure en profondeur que nous appellerons « squelette géométrique » de la zone imagée (figure 34).

Ce squelette géologique (figure 35) est exprimé dans le domaine profondeur. Cette section contient des éléments (les points de départ des trajectoires) qui représentent toutes les interfaces associées à des contrastes d'impédance relativement forts pour générer une réflexion sismique.

La sélection de chacun des éléments de ce squelette est en fait directement basée sur la valeur de l'intercept correspondant. Par extension, il existe pour chacun de ses éléments une estimation des paramètres AVA intercept et gradient, mais aussi d'autres attributs qui en découlent (coefficient de Poisson, facteur de fluide, etc.).

Ce squelette contient un segment pour chaque trajectoire détectée, ce qui satisfait donc l'approximation AVA utilisée pour la modélisation, au moins pour quelques offsets ou angles. Ce pointé, quand nous le comparons à un pointé des événements réalisés sur une section sommée après migration, permet d'éliminer automatiquement les pointés qui n'auraient aucune signification géophysique.

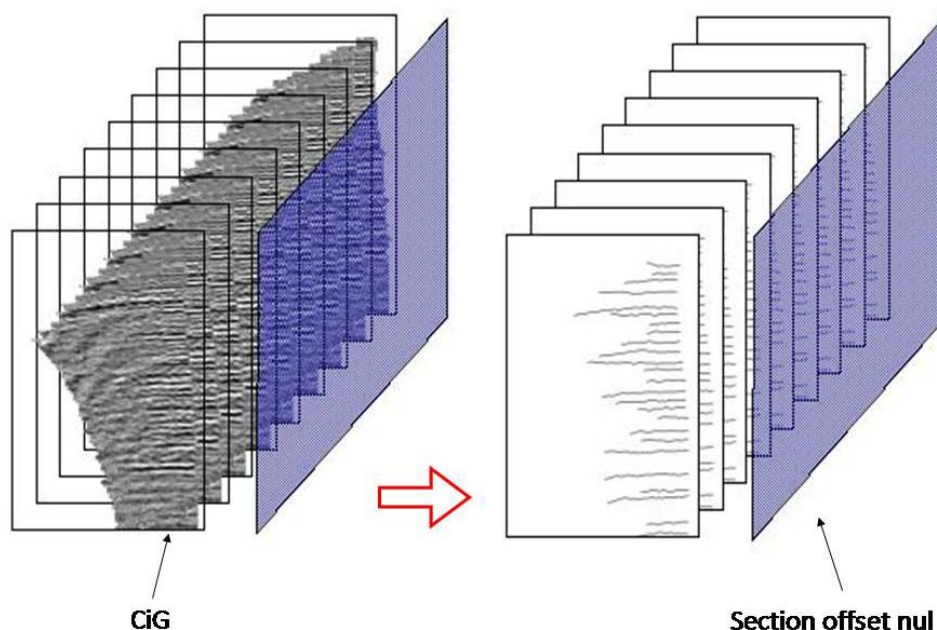


figure 34 : Illustration de l'obtention de la section squelette en sélectionnant le premier angle où la trajectoire de l'événement apparaît.

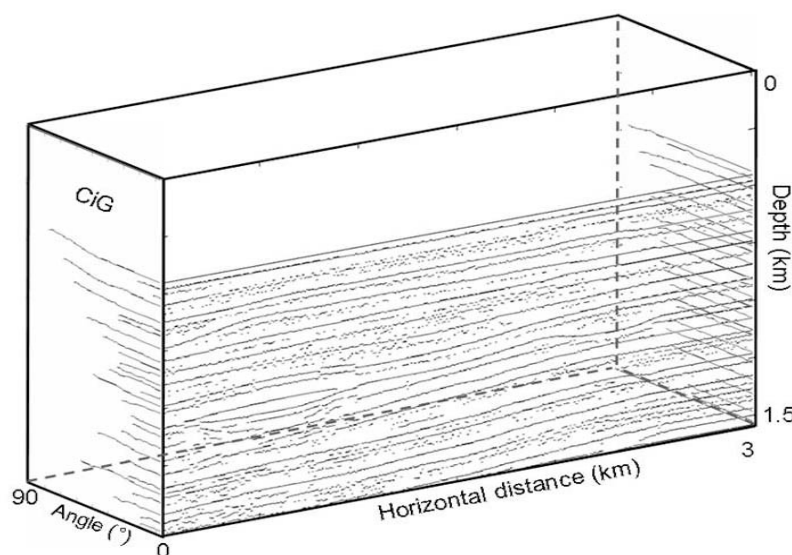


figure 35 : Squelette géométrique obtenu après inversion AVA suivant les trajectoires.

### III.3. Squelettes AVA

L'estimation des paramètres AVA intercept et gradient est effectuée le long des trajectoires, donc pour chacun des éléments du squelette géométrique. En conséquence, il existe un squelette intercept et un squelette gradient, eux aussi exprimés en profondeur.

La figure 36 représente un squelette géométrique calculé par l'inversion AVA à l'aide des trajectoires. La figure 37 montre les squelettes intercept et gradient associés, qui correspondent aux deux sections intercept et gradient pleines présentés plus haut.

Avant de parler de l'utilisation future que nous ferons de ces squelettes pour la construction d'un modèle d'impédance acoustique, nous présentons un de leurs premiers avantages.

La figure 38 montre le graphique calculé sur la même zone que précédemment (figure 30), mais inversée à l'aide des trajectoires. Dans ce cas, le nombre de points étant réduit, il est plus facile de distinguer les différents ensembles.

Si nous pointons la forte réflectivité de valeur négative (figure 39), nous observons directement l'anomalie correspondante.

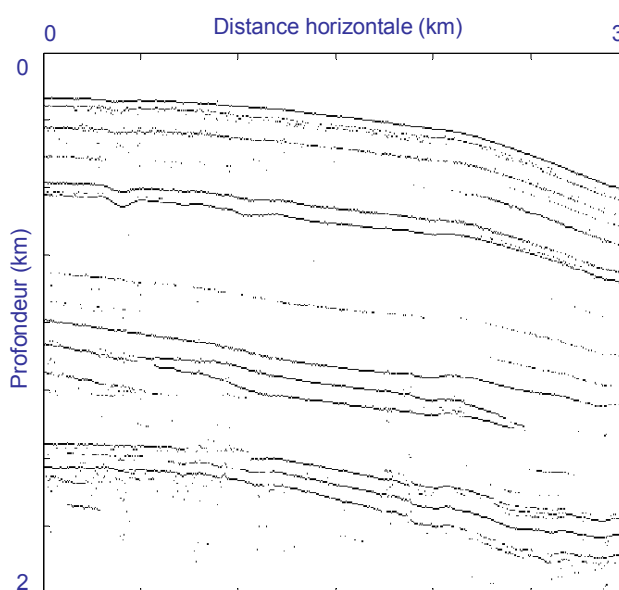


figure 36 : Squelette géométrique issu de l'inversion AVA.

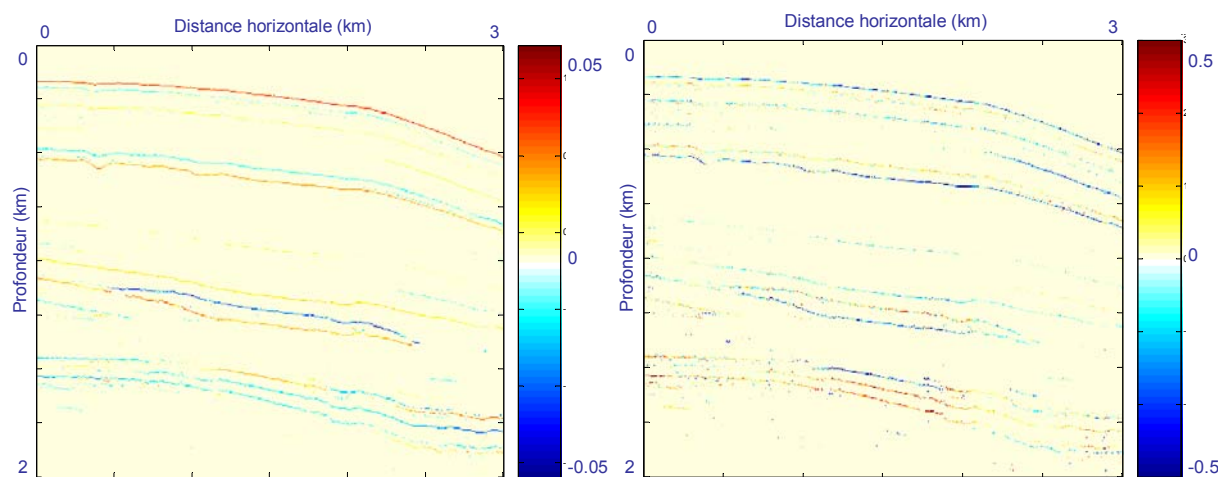


figure 37 : Sections intercept (haut) et gradient (bas) issues de l'inversion AVA le long des trajectoires (TMO).

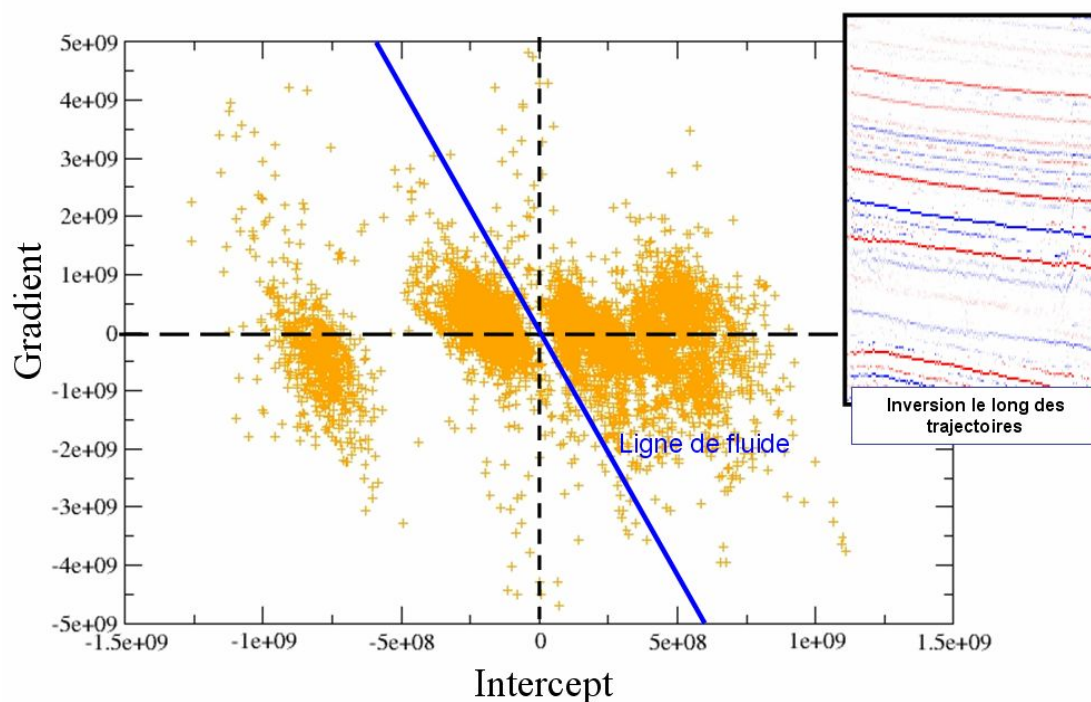


figure 38 : Représentation du graphique intercept/gradient sur un exemple de la même zone que sur la figure 30 en utilisant la méthode des trajectoires TMO. Il est ici plus facile de distinguer les différents ensembles. Le nombre d'éléments significatifs est restreint et permet un calcul de l'inversion AVA plus rapide et plus robuste.

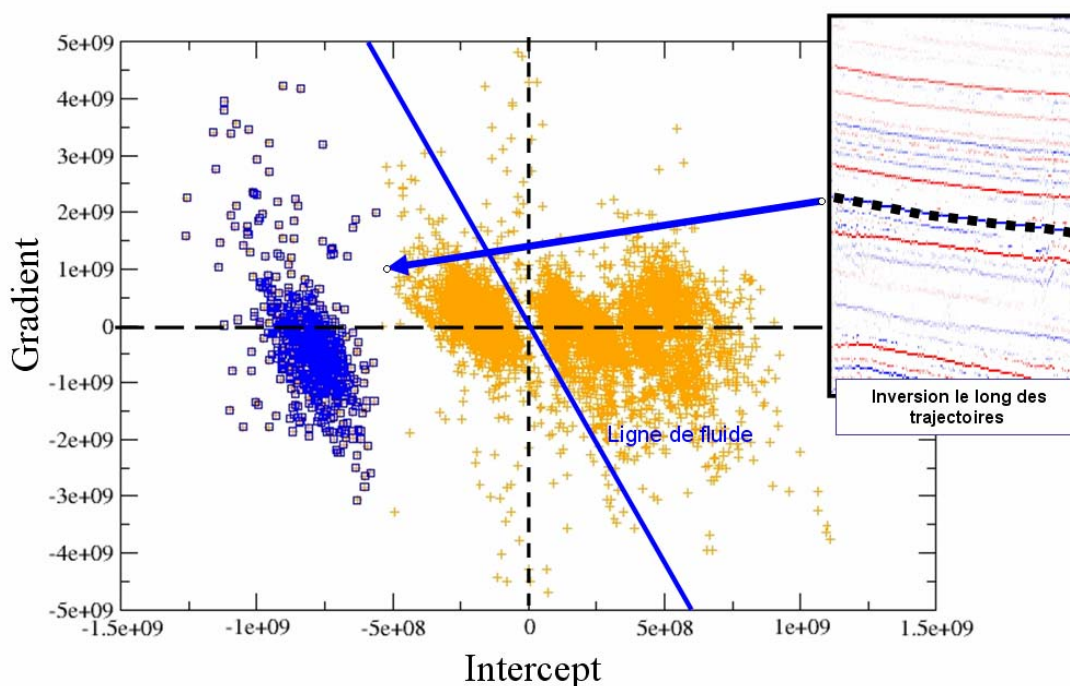


figure 39 : Visualisation plus évidente des anomalies de la zone grâce à l'utilisation des trajectoires.

### III.3.1. Qualité et nettoyage du squelette

Les squelettes intercept et gradient sont à la base de la méthodologie proposée pour la construction d'un modèle en impédance acoustique. La simulation de l'impédance acoustique sera effectuée à partir des données de puits dans des couches qui délimitent la section étudiée et qui seront définies avec les squelettes intercept et gradient. Il est donc indispensable de discuter de leur fiabilité et des véritables informations qu'ils fournissent aux niveaux quantitatifs et qualitatifs.

Nous appellerons dorénavant le squelette géométrique « squelette », quand nous le considérons comme binaire. C'est-à-dire que nous associons à une valeur intercept non nulle un élément de valeur 1, et le reste est égal à zéro.

La validité du squelette dépend fortement du prétraitement appliqué aux données avant la migration, et de la migration elle-même.

Discutons tout d'abord des limites de ce squelette :

- il ne peut contenir que les structures sur lesquelles les ondes se sont réfléchies au cours de leur propagation.
- le prétraitement des données n'a pu éliminer tous les multiples contenus dans les données initiales, notamment ceux du fond de l'eau : le moindre multiple de forte amplitude présent sur la section migrée sera présent dans le squelette.
- la continuité des interfaces vues sur le squelette n'est pas parfaite, surtout dans les cas réels.
- le positionnement en profondeur des interfaces dépend très fortement du modèle de vitesse utilisé et il n'est en aucun cas possible d'affirmer que celui-ci est parfait.

- La première inversion AVA qui calcule la première valeur de réflectivité à partir de laquelle la trajectoire est définie est effectuée sur la section intercept pleine. Or cette section contient l'ondelette sismique, ce qui veut dire que des lobes apparaissent de part et d'autres des réflecteurs principaux. Malgré le seuillage imposé lors de la détection des réflecteurs principaux pour le calcul des trajectoires, certains lobes peuvent être pris en compte et apparaître dans le squelette.

Il est possible de qualifier et quantifier ces incertitudes et approximations faites au cours du traitement sismique. Il convient alors de proposer des critères de qualité, d'en quantifier l'importance et d'apporter une solution simple à l'usage des simulations géostatistiques effectuées ultérieurement.

### III.3.1.1. Critères sur les trajectoires

Nous proposons de définir des critères de qualification liés d'une part à l'organisation géométrique du squelette et d'autre part à la morphologie des trajectoires de l'Iso-X associées aux événements.

#### Isolement des éléments

Le premier critère est associé à l'organisation géométrique du squelette. Nous considérons que des événements du squelette trop isolés par rapport à leurs voisins peuvent être éliminés (figure 40). Car même s'il est possible qu'ils représentent une réelle signature due à des événements locaux, ils peuvent aussi tout à fait être des artefacts de migration. Nous préférons alors leur associer une incertitude d'existence proportionnelle à leur isolement et éliminer les éléments les plus incertains.

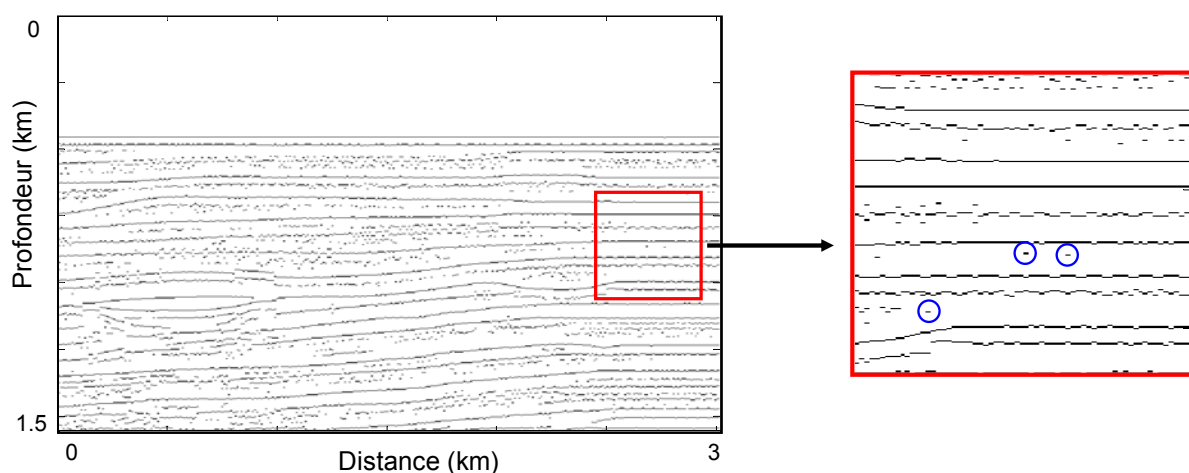


figure 40 : Filtrage des événements trop isolés de leurs voisins (cercles bleus), dont l'incertitude associée est très élevée.



## Gamme angulaire

Nous calculons la « longueur » des trajectoires le long de l'angle, ce qui fournit ce que nous appelons la « gamme angulaire » (figure 41). Nous pensons a priori que les événements associés à des gammes trop petites ne peuvent être fiables. En effet, dans ce cas, l'inversion AVA est effectuée avec trop peu de points conditionnants et est donc instable. Nous n'avons qu'une confiance limitée envers les valeurs d'intercept et gradient associées, nous n'éliminons pas l'événement mais nous lui associons une incertitude élevée.

Un exemple de section de gamme angulaire est présenté sur la figure 42. Nous pouvons y apercevoir :

- une décroissance globale de la gamme selon la profondeur qui est liée à la limitation angulaire imposée à l'inversion AVA le long des trajectoires.
- globalement, le même ordre de gamme angulaire le long de chaque horizon continu.
- la présence d'éléments de faible gamme par rapport à leur voisinage, nous pouvons associer à ces éléments une incertitude sur leurs valeurs d'attributs AVA intercept et gradient.

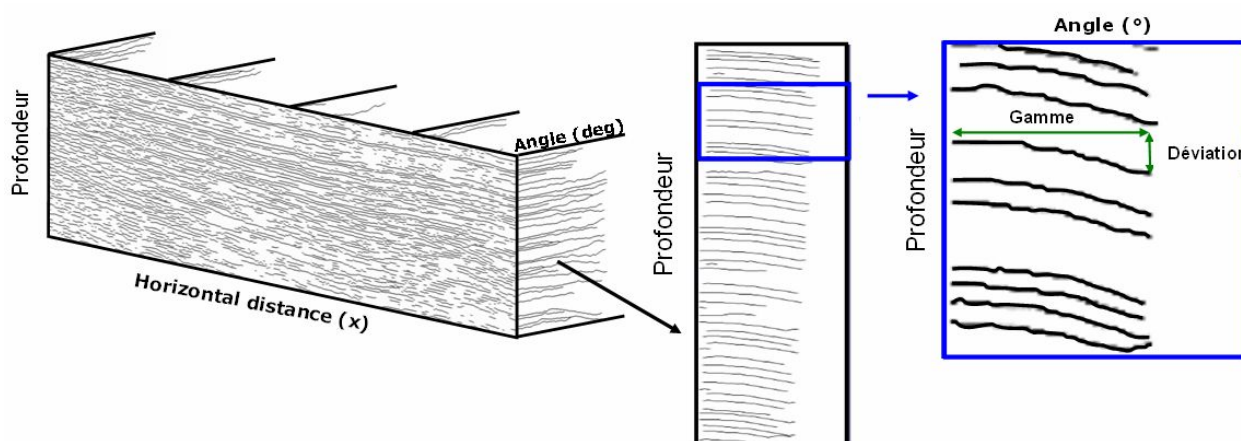


figure 41 : Critères de qualité des trajectoires vues sur un Iso-X et qui sont associées à chacun des éléments du squelette : la gamme et la déviation angulaire. La déformation angulaire qui sera plutôt utilisée est égale au rapport de la déviation sur la gamme.

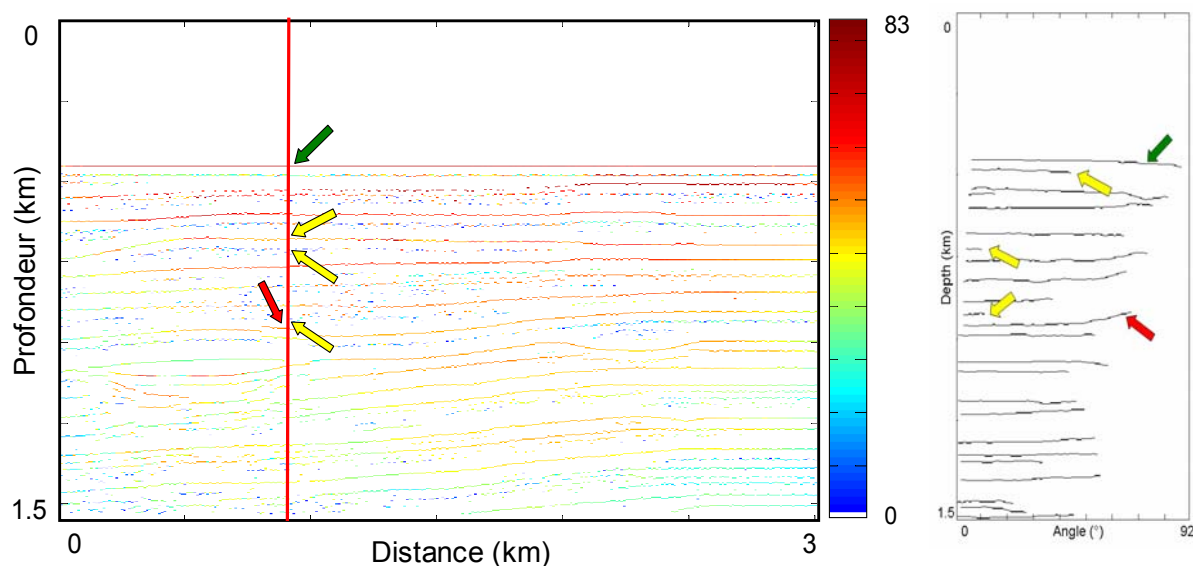


figure 42 : Gamme angulaire sur l'ensemble des Iso-X constituant le squelette (gauche) (étudiée dans la partie III). Exemple d'Iso-X correspondant au squelette étudié (droite). La flèche verte pointe une trajectoire présentant une gamme angulaire élevée. Les flèches jaunes pointent des trajectoires de faible gamme par rapport à leur voisinage.

### Déformation angulaire

De la même manière que la gamme, nous calculons la « déformation angulaire » (figure 41). Dans un premier temps nous avons estimé la « déviation angulaire », soit la déviation verticale de chaque trajectoire entre ses deux extrémités. Dans ce cas, une déviation trop élevée peut renseigner sur l'erreur de la migration due à un modèle de vitesse trop erroné. C'est souvent le cas d'anomalies ou de multiples. Nous pouvons donc associer à ce genre d'éléments une incertitude du positionnement en profondeur.

Pour chacun des éléments du squelette, et donc pour chacune des trajectoires, nous proposons de diviser cette valeur de déviation par celle de la gamme. En effet, les trajectoires de large gamme ayant davantage de risque d'être déviées, la normalisation de leur déviation par la valeur de la gamme permet de quantifier de façon robuste leur déviation relative, que nous appelons déformation angulaire.

Pour illustrer ce raisonnement, nous proposons un schéma (figure 43). Les deux trajectoires A et B présentent la même valeur de déviation en profondeur ( $D=1$ ), mais des valeurs de gamme angulaire courte ( $\alpha$ ) et longue ( $\beta$ ). Le type de déviation de la trajectoire A a beaucoup plus de risque de provenir de l'effet de l'étirement de l'ondelette, ou d'un mauvais pointé de la réflectivité sur l'Iso-X. Tandis que la trajectoire B montre clairement une déviation induite par une mauvaise correction de vitesse. La valeur de déviation n'est pas discriminante, alors que celle de la déformation angulaire (0.5 pour la trajectoire A et 1 pour la trajectoire B) permet de discerner quelles trajectoires sont réellement touchées par un mauvais positionnement en profondeur.

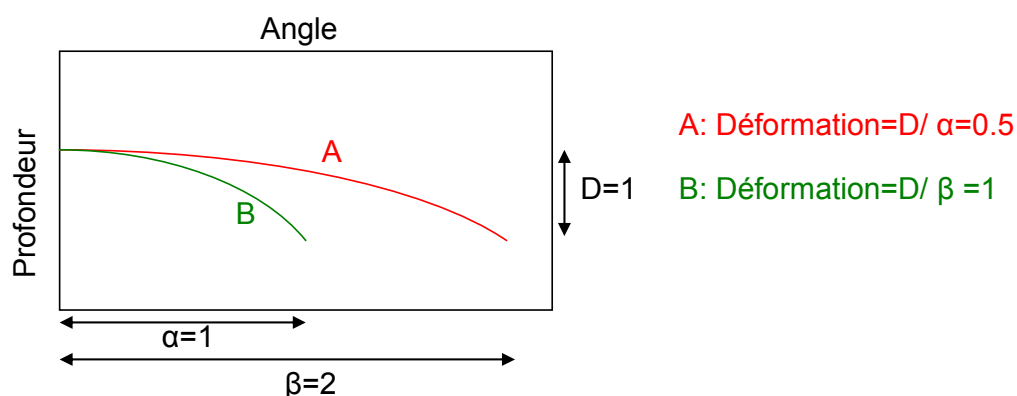


figure 43 : Schéma illustratif de l'intérêt d'utiliser la déformation angulaire. Les trajectoires A et B ont des morphologies différentes (gamme angulaires de valeurs  $\alpha=1$  et  $\beta=2$ ) mais une valeur de déviation similaire. Par contre, le critère de déformation angulaire permet d'identifier la trajectoire (ici B) qui est associée à un mauvais positionnement en profondeur.

La section de déformation angulaire est calculée et présentée sur la figure 44. Nous pouvons y apercevoir :

- des valeurs globalement élevées sur la partie gauche (une anomalie de gaz perturbe l'imagerie).
- des trajectoires montrent une déformation positive élevée qui correspond à un mauvais pointé.

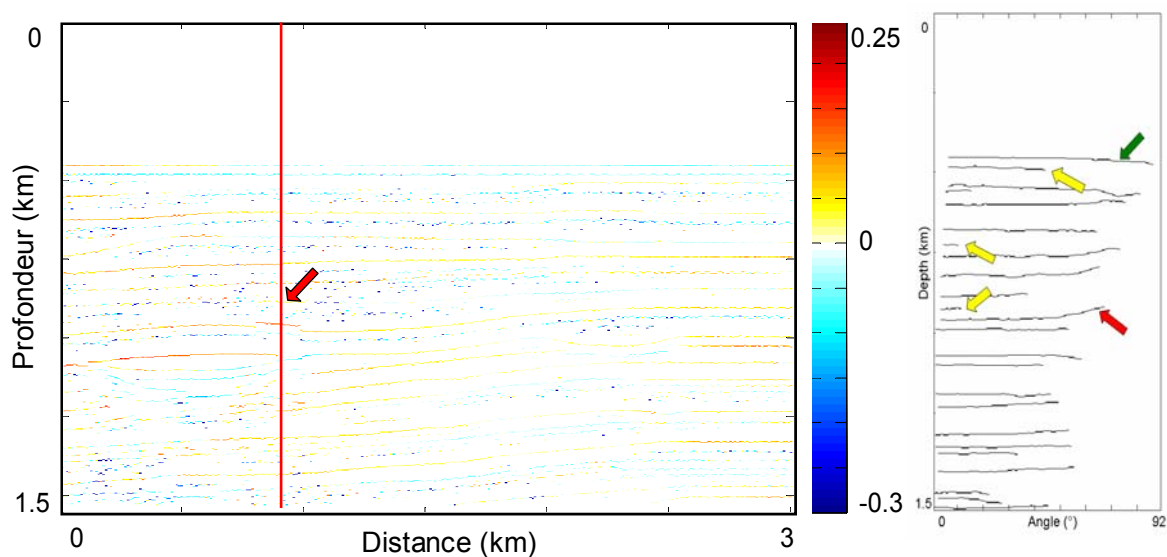


figure 44 : Déformation angulaire sur l'ensemble des Iso-X constituant le squelette (gauche). Exemple d'Iso-X correspondant au squelette étudié (droite). La flèche rouge pointe une trajectoire présentant une déformation angulaire élevée (donc une déviation forte).

### III.3.1.2. Sections incertitudes

Tous les critères que nous venons de décrire fournissent des cartes d'incertitudes qui peuvent elles-mêmes être utilisées dans chacune des étapes qui suivent.

Nous proposons ainsi par le biais de ces sections, et donc de l'analyse des trajectoires des Iso-X, de transmettre l'information sur la qualité du traitement géophysique à la construction géostatistique du modèle en impédance acoustique.

Cette solution reste délicate, sensible aux prétraitements et type d'imagerie employés (donc à la complexité du réservoir étudié et en conséquence au modèle de vitesse utilisé), et bien évidemment à l'interprétation personnelle.

Chacune des sections critères présentées plus haut a été convertie en degré d'incertitude (figure 45). Cette conversion est définie à partir d'un jugement personnel et est singulière pour chaque étude.

Nous avons donc, pour chaque élément du squelette intercept :

- des valeurs d'intercept et de gradient avec incertitude :  $R_0 \pm \Delta R_0$  et  $G \pm \Delta G$ .
- une profondeur avec incertitude :  $Z \pm \Delta Z$
- une probabilité d'existence.

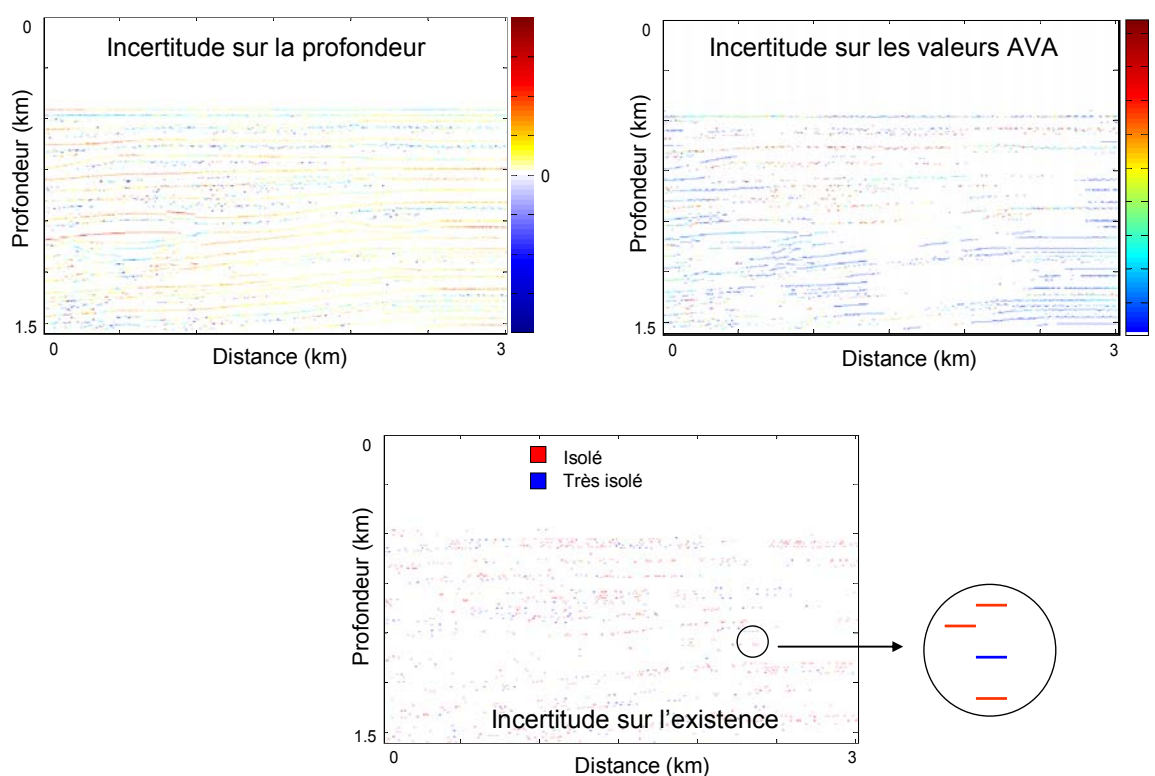


figure 45 : Sections incertitude sur la profondeur, les valeurs des attributs AVA et la probabilité d'existence. Toutes trois sont estimées à partir de respectivement, la déformation angulaire, la gamme angulaire et l'isolement des éléments au sein du squelette.

Nous proposons donc de combiner ces informations en incertitude pour les étapes suivantes : pointé des horizons sur les squelettes intercept et gradient, incertitude en profondeur et en valeur pour la simulation des anomalies, etc.

Nous allons maintenant présenter l'utilisation des squelettes AVA dans le cadre de notre méthodologie : ils vont permettre de façon complémentaire de définir une information géométrique de qualité pour les couches de la zone étudiée. La simulation géostatistique de l'impédance acoustique sera effectuée dans chacune de ces couches.

### III.3.2. Utilisation des squelettes AVA

#### III.3.2.1. Complémentarité des squelettes

Le squelette intercept est celui qui sera majoritairement utilisé pour le pointé des horizons qui définira les couches dans lesquelles la simulation de l'impédance acoustique sera effectuée. Le squelette gradient va permettre de compléter le pointé car il affiche des horizons absents sur le squelette intercept et associés à des sables de classe II. En effet, ces sables sont caractérisés par des valeurs d'intercept nulles ou faibles mais à des valeurs de gradient significatives (fortement négative pour le toit d'une anomalie en sable de classe II). L'exploration et la description de ce type de sable fait de plus en plus partie des enjeux de l'industrie pétrolière.

Afin d'expliquer en quoi l'attribut gradient peut fournir une information supplémentaire sur la qualité du squelette intercept, nous proposons un schéma simple (figure 46).

Imaginons que localement, la méthode d'imagerie fournisse un résultat de deux interfaces très rapprochées, de même morphologie (continuité dans le pendage, cohérence de la profondeur) et de caractéristiques de réflectivité similaires.

Nous pouvons imaginer deux situations :

- une zone en gaz située au-dessus a un effet local perturbant sur la propagation des ondes sismiques, il apparaît alors en contrebas une zone floue présentant aucune ou peu de réflectivité. Il est alors tout à fait possible de constater une interface complète « tronquée » en dessous de cette anomalie (figure 46, gauche).
- une zone de sable de classe II, soit  $R_0 \approx 0$  et  $G < 0$ , (contraste d'impédance presque nul avec son encaissant), traverse une interface continue de réflectivité homogène. Dans ce cas-là aussi le résultat de l'imagerie sismique indique une interface tronquée (figure 46, droite).

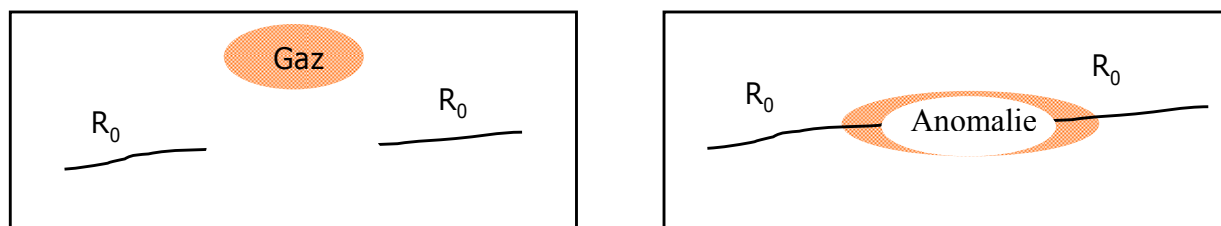


figure 46 : Schéma simple de deux situations possibles pour lesquelles une interface complète est tronquée par l'effet d'une zone en gaz ou un sable de classe II. Cas d'un effet propagatif (gauche), et cas d'un sable de classe II (droite).

Il est tout à fait possible que ces deux interfaces ne soient effectivement pas liées, même si l'interprétation sismique semble indiquer le contraire.

Dans le dernier cas, l'analyse du squelette gradient peut alors permettre de déterminer si cette interface est continue ou non. Il est alors possible de pouvoir reconstruire l'interface complète.

Comme nous le verrons lors de la première application, les squelettes intercept et gradient sont complémentaires pour fournir l'information sur l'organisation géométrique de la section sismique, et notamment pour extraire les horizons qui délimiteront les couches dans lesquelles nous simulerons l'impédance acoustique.

Dans les cas classiques, le travail d'interprétation sur une section sismique sommée ne permet pas de prendre en compte ce genre de situation. En effet, la sommation de la réflectivité qui change de phase peut s'avérer destructive et donc être absente sur la section sommée.

Nous allons maintenant décrire l'étape de pointé des horizons sur les squelettes intercept et gradient, qui prend en compte les incertitudes issues des critères sur les trajectoires que nous avons décrites plus haut.

### III.3.2.2. Pointé des horizons

Nous avons développé un outil de pointé qui affiche les squelettes intercept et gradient et qui prend intrinsèquement en compte les incertitudes sur le positionnement et les valeurs d'attributs.

Cet outil est conçu sous forme d'un « logiciel », qui requiert les sections intercept et gradient comme données d'entrée, mais qui peut aussi intégrer les sections d'incertitudes. Le pointé de chaque horizon est effectué de façon manuelle, et l'utilisateur peut choisir le nombre de pointés, donc de couches à extraire, qu'il souhaite. Le format des fichiers de sortie est organisé sous forme de colonnes, qui correspondent chacune à une interface. Ce format est compatible et directement utilisable par le code de simulation géostatistique créé pour la suite de la méthode.

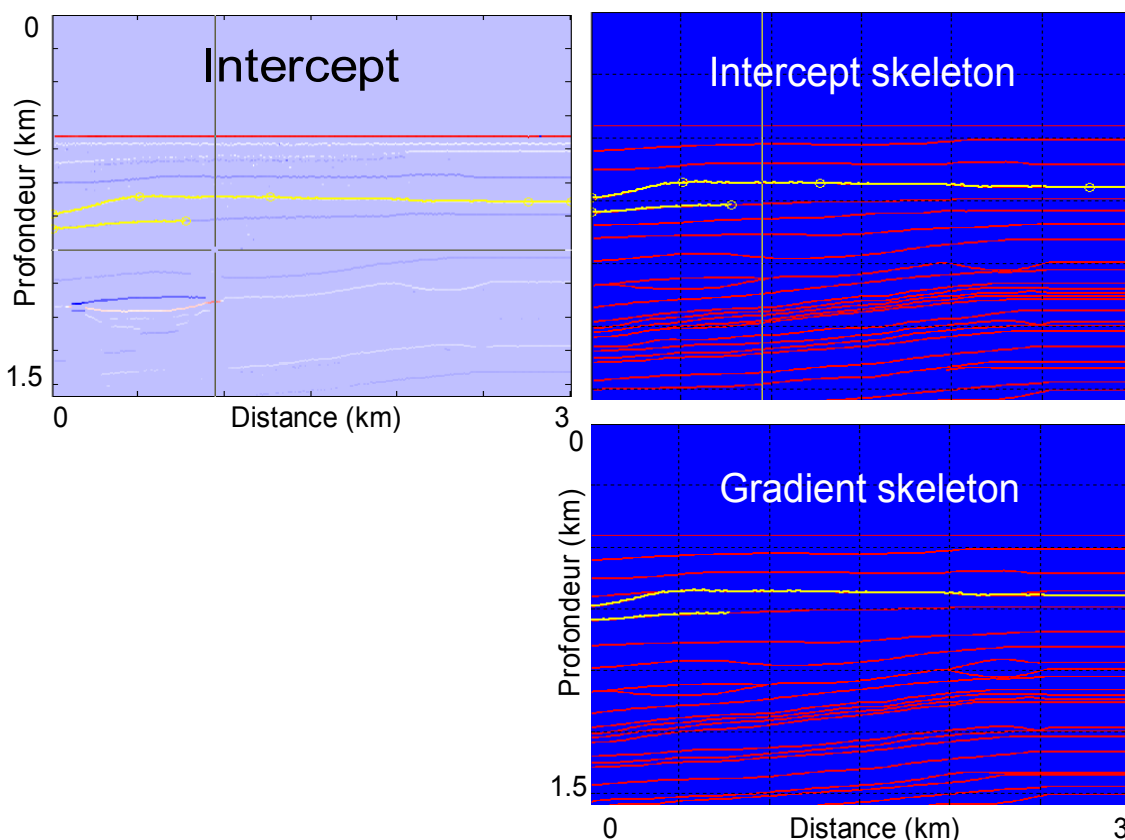


figure 47 : Outil de pointé des horizons qui propose des solutions instantanées que l'utilisateur peut corriger.

L'outil permet une « semi-automatisation » du pointé en proposant un pointé instinctif entre les parties des horizons que l'utilisateur choisit : il cherche les éléments aux critères satisfaisants (et en conservant une cohérence géométrique) et interpole l'horizon quand apparaît une partie vide. L'utilisateur peut corriger à chaque instant les solutions proposées.

Le principe consiste à sélectionner pour chacune des interfaces à extraire les points conditionnants entre lesquels les éléments du squelette sont sélectionnés sur plusieurs critères :

- la cohérence structurale : dans un milieu présentant une géologie continue sans zone structurale complexe, les interfaces sont supposées être continues et présenter une cohérence latérale sans biais majeur. Ainsi les éléments répertoriés sont recherchés dans une zone réduite définie par la localisation verticale et latérale des points conditionnants.
- les valeurs d'intercept et de gradient : nous faisons l'hypothèse qu'une interface présente une cohérence de la valeur intercept associée à chacun de ses éléments. La valeur gradient n'est utilisée que pour les cas des interfaces de sables de classe II.
- les incertitudes sur les trajectoires associées : l'outil ne sélectionne pas les éléments qui ont été définis incertains (sur leurs valeurs, leur positionnement et leur existence).

Il est très difficile de concevoir un outil complètement automatique sans intervention humaine. Dans des zones complexes, le pointé présente souvent plusieurs solutions, dont certaines sont incorrectes. Pour ne pas fausser la suite de la modélisation de réservoir, à chaque pointé nous devons vérifier et valider ou non le résultat d'interpolation proposé.

Dans des cas de pointés délicats, par exemple quand la densité des éléments du squelette est élevée et que l'interpolation est facilement perturbée, il est possible de demander à l'outil (par une commande au clavier) une interpolation estimée (qui ne prend pas en compte tous les éléments voisins) de l'horizon conditionnée par les éléments que l'utilisateur choisit. Cette estimation peut aussi intégrer les incertitudes en positionnement.

La qualité de ce pointé estimé ou non est évidemment très liée à l'interprétation effectuée au préalable de la section migrée et à la connaissance géologique et structurale de la zone étudiée.

Cet outil a été développé pour être appliqué sur des sections 2D, mais il pourrait être tout à fait possible de l'étendre à des cas de volumes 3D.

### III.3.2.3. Choix de la corrélation

Le pointé des horizons a permis de définir les limites des couches. Celles-ci vont être considérées comme les « espaces de travail » dans lesquels la simulation géostatistique va être effectuée.

Avant la simulation, chacune des couches définies dans le modèle est horizontalisée (figure 49). La simulation sera effectuée à partir des portions de puits correspondants aux interfaces qui délimitent les couches. Ensuite les couches aplaties seront déformées et repositionnées dans la section structurale initiale.

Le problème est de savoir comment ces couches simulées vont être déformées pour le repositionnement au sein de la zone. Ce choix a une influence majeure sur le modèle final obtenu. Les bornes supérieures et inférieures (donc les interfaces délimitant les couches) sont respectées mais c'est la corrélation géométrique par rapport à ces bornes qu'il faut étudier et choisir.

Dans notre cas, nous proposons trois types de corrélation : la corrélation parallèle au toit et à la base, au toit seul, ou à la base seule. La figure 49 montre l'influence de ces trois types de déformation sur les deux segments (rouges) qui apparaissent sur la couche simulée de la figure 49.

La figure 50 représente des cas où le choix de corrélation sur trois couches d'un même modèle de contraintes géométriques (haut, gauche) est différent. Le modèle simulé est un assemblage de trois couches de couleurs différentes (haut, droite). Les trois modèles obtenus illustrent bien la différence de résultat à partir des mêmes couches isopaques. Ce résultat dépend complètement des corrélations choisies. Dans certains cas, des effets de troncature ou d'érosion font apparaître des continuités, dans d'autres des couches internes sont complètement absentes.

Le choix de la corrélation peut être effectué dans un premier temps avec les informations issues de l'interprétation de la section sismique (présence d'onlaps, de surfaces érosives, de continuités majeures) et avec connaissance de la tectonique locale ou globale (système sédimentaire simple, ou milieu complexe).



En complément, nous proposons une solution pour tester trois hypothèses de corrélation de chacune des couches définies au sein de la zone. Nous avons créé un module intégré au code de simulation géostatistique qui permet de choisir en temps réel le type de corrélation associé à chacune des couches (figure 51).

Chacune des couches extraites du squelette est déformée parallèlement au toit et à la base, au toit seul et à la base seule de la couche. Une première interprétation visuelle du nombre de réflecteurs internes qui sont horizontaux permet de choisir le type de déformation qui présente un maximum d'interfaces planes et renvoie donc le type de corrélation à appliquer lors du repositionnement de la couche simulée. En effet, ces horizons internes traduisent la stratigraphie d'ensemble de la couche, et la morphologie de ces structures horizontalisées par rapport à deux références permet d'apprécier le type de déformation que la couche a subie après son dépôt.

En plus de l'appréciation visuelle des couches horizontalisées, nous proposons des critères quantitatifs. En effet, nous nous plaçons ici dans un cadre de géologie tabulaire, ce qui veut dire que nous souhaitons trouver un maximum de pics et de zones nulles sur la courbe de semblance horizontale des couches squelettes horizontalisées. Nous proposons aussi de calculer la valeur d'écart-type de cette semblance, qui indique celle ayant le maximum de contrastes et permet ainsi de confirmer ou d'ajuster le choix du type de corrélation, en traduisant celui qui montre le maximum d'interfaces internes mises à plat.

Un exemple de choix de corrélation est montré sur la figure 51.

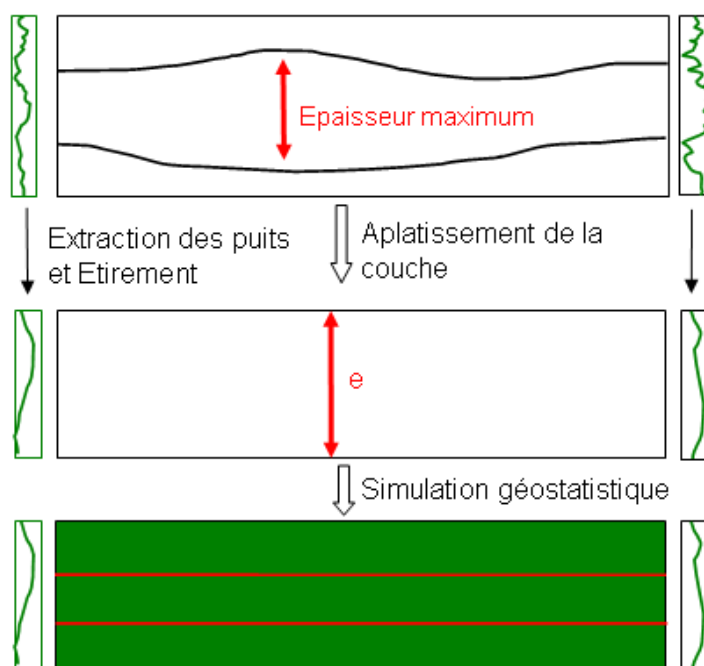


figure 48 : Horizontalisation d'une couche définie par le pointé des interfaces. La simulation géostatistique sera effectuée au sein de la couche aplatie, à partir du ou des segments de puits correspondants.

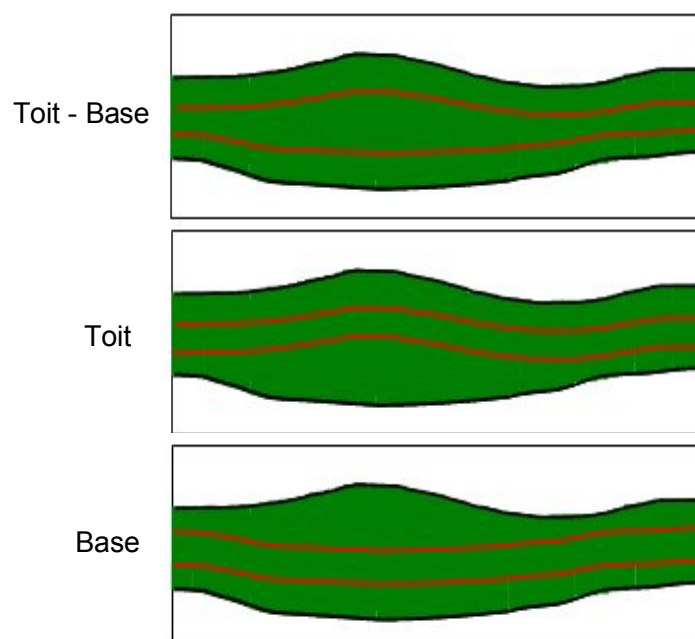


figure 49 : Principe de déformation d'une couche simulée en lien avec la corrélation choisie : proportionnelle (parallèle au toit et à la base de la couche), par rapport au toit seul ou à la base seule. Les interfaces rouges illustrent la déformation au sein de la couche.

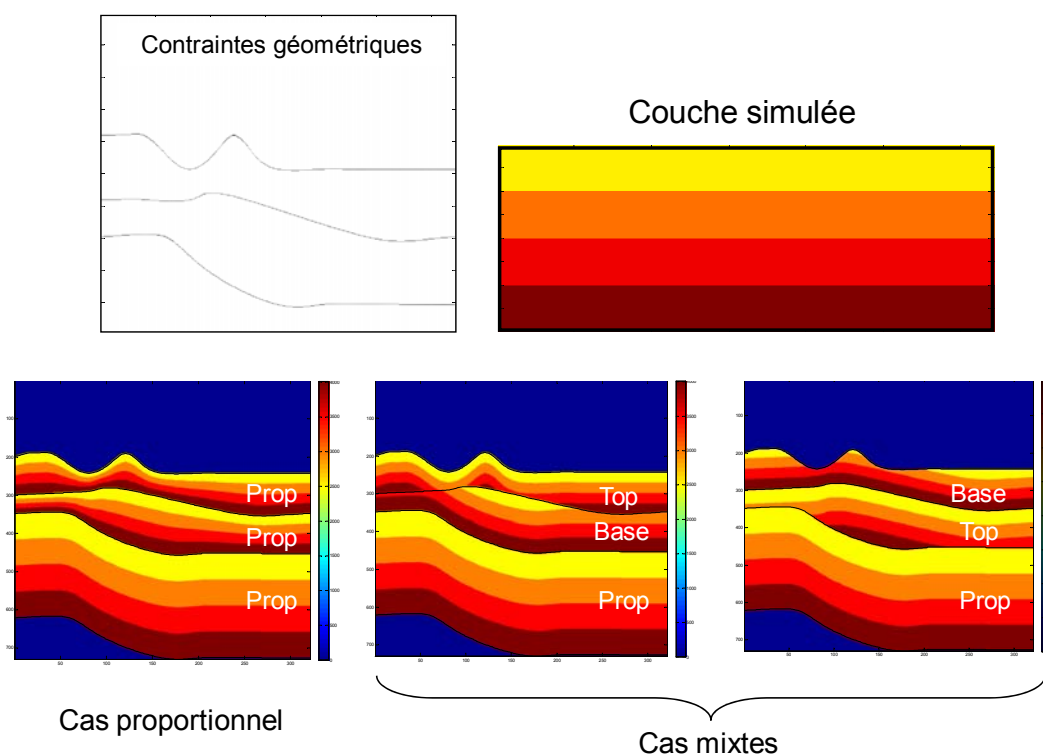


figure 50 : Choix de corrélation sur trois couches d'un même modèle de contraintes géométriques (haut, gauche). Les trois modèles obtenus illustrent bien la différence de résultat à partir d'une même couche.

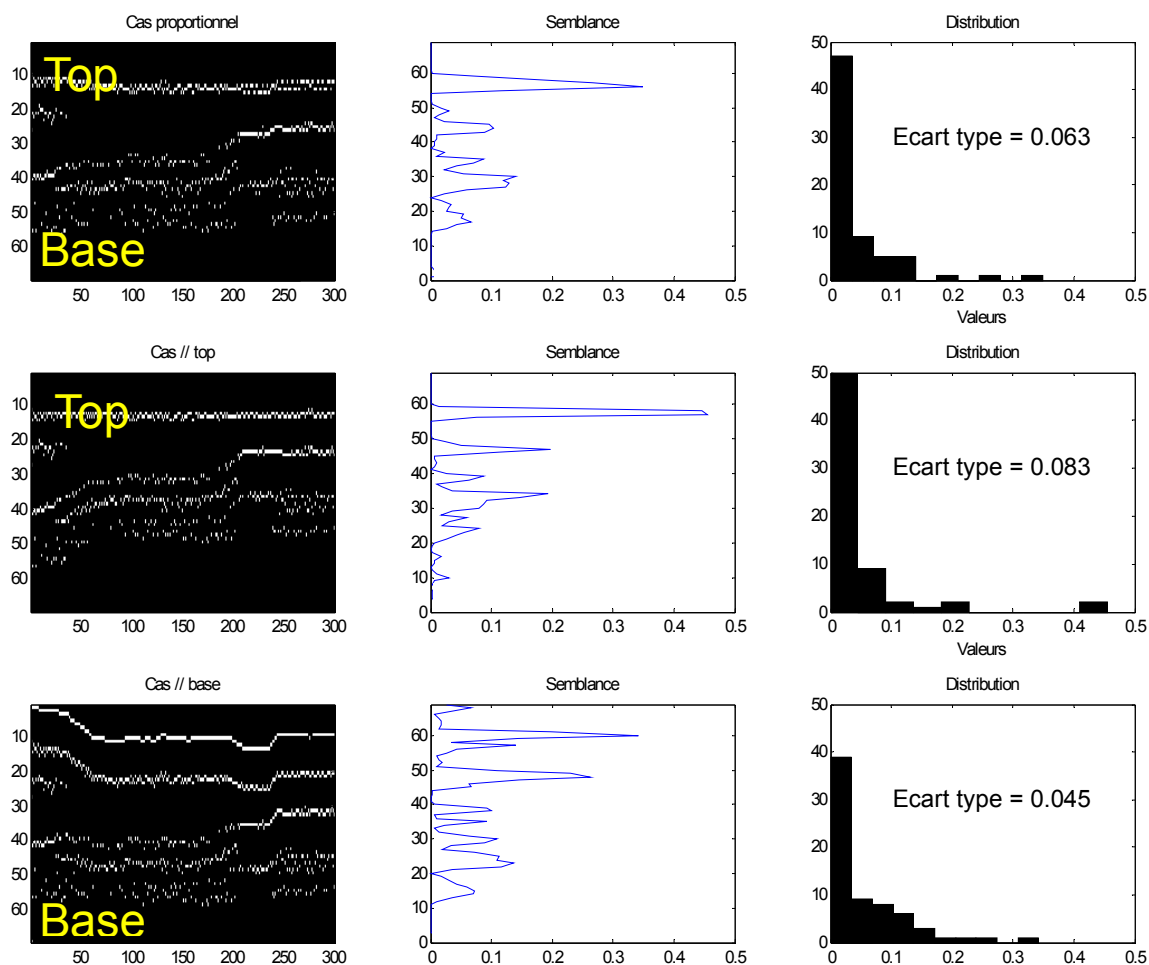


figure 51 : Méthode pour choisir le type de corrélation à associer à chaque couche. Chacune des couches extraites du squelette est déformée parallèlement au toit et à la base de la couche (1<sup>er</sup> cas), au toit seul (2<sup>e</sup> cas) ou à la base seule (3<sup>e</sup> cas). Une première interprétation visuelle du nombre de réflecteurs internes horizontaux permet de choisir. Nous pouvons être aidés par la courbe de semblance horizontale calculée sur les couches squelettes horizontalisées, mais aussi par la distribution de cette semblance et l'écart-type associé pour estimer le cas qui donne le maximum de « pics » et de zones nulles. Pour cet exemple c'est la corrélation parallèle au toit seul (« top ») qui sera choisie car elle présente le plus grand nombre de réflecteurs plats et de pics sur la semblance (dont la valeur d'écart-type est la plus grande).

Un exemple de choix de corrélation sera présenté lors de la première application sur modèle synthétique (partie IV).

Nous avons défini des couches à partir des squelettes AVA par une méthode de pointé robuste avec prise en compte des incertitudes. Pour chacune de ces couches, qui seront nos espaces de travail pour la simulation géostatistique, nous avons établi une méthode pour le choix de la corrélation géométrique.

Nous pouvons maintenant définir la méthode de simulation géostatistique pour construire le modèle en impédance acoustique.

---

### III.4. Simulation géostatistique de l'impédance acoustique

Le modèle en impédance acoustique va être obtenu par simulation géostatistique de chacune des couches qui ont été extraites à partir des résultats de l'imagerie en profondeur et des résultats de l'inversion AVA. La simulation géostatistique est une simulation gaussienne séquentielle (SGS).

Nous allons décrire dans un premier temps les données conditionnantes qui sont les valeurs d'impédance acoustique au puits. Puis nous expliquerons l'anamorphose gaussienne, qui permet de transformer les données de façon à ce que leur distribution statistique soit de type gaussien et que ces données transformées puissent être utilisées pour la simulation.

Ensuite, nous allons décrire le modèle de covariance que nous utiliserons pour la simulation, et expliquer pourquoi nous le choisissons.

Dans un premier temps, la simulation géostatistique de l'impédance sera effectuée classiquement avec pour seules contraintes les données de puits et la géométrie des couches. Nous obtiendrons le modèle en impédance acoustique initial qui contient tous les avantages apportés par la simulation géostatistique, c'est dire la probabilisation du résultat, et la reproduction des hétérogénéités des données de puits sur l'ensemble de la section.

La deuxième phase contient notre innovation majeure : l'intégration de l'information quantitative des données sismiques par une modification locale a posteriori de la section d'impédance acoustique. Cette information quantitative est contenue dans le squelette intercept, et elle nous permettra de reproduire localement des anomalies d'impédance.

#### III.4.1. Les données conditionnantes

Les données de puits sont les données conditionnantes de la simulation : les logs de puits fournissent souvent les mesures de la vitesse des ondes P (ou plutôt la lenteur) et la densité du milieu traversé par le puits. En multipliant ces deux valeurs, nous obtenons des mesures de l'impédance acoustique qui seront les données conditionnantes.

Dans les cas synthétiques qui seront décrits à la partie IV et la partie VI, nous aurons l'opportunité de disposer des sections en vitesse P et densité complètes, et donc en impédance acoustique. Nous pourrons donc extraire des verticales de la section impédance et les considérer comme des logs de puits.

Dans le cas réel de la partie V, nous disposerons des logs d'un seul puits localisé sur la section.

#### III.4.2. Anamorphose gaussienne

Nous souhaitons aborder un point essentiel quant au bon fonctionnement de la simulation. En effet, les simulations par la méthode SGS fournissent des valeurs dont la distribution est gaussienne, il est donc nécessaire de transformer les données de façon à ce qu'elles satisfassent ces conditions.

Le problème est que les distributions statistiques des logs d'impédance qui vont conditionner la simulation ne présentent pas cette caractéristique gaussienne, il est alors nécessaire d'effectuer une opération de transformation nommée anamorphose gaussienne.

L'anamorphose gaussienne fait intervenir une fonction qui fait correspondre à chaque valeur initiale du puits une valeur gaussienne et inversement (par le biais des distributions cumulatives). Cette opération doit être bijective car nous souhaitons retrouver à la fin du calcul des valeurs de données réelles et qui présentent le même type de distribution statistique qu'au départ. La figure 52 schématise cette opération : l'histogramme et la distribution cumulative des données initiales sont présentés à gauche, et ceux des données « anamorphosées » à droite.

Pour les applications suivantes, nous avons choisi une anamorphose simple qui consiste à centrer et normer les valeurs d'impédance acoustique. Elle sera effectuée indépendamment pour chacune des portions de puits correspondant aux couches qui les traversent.

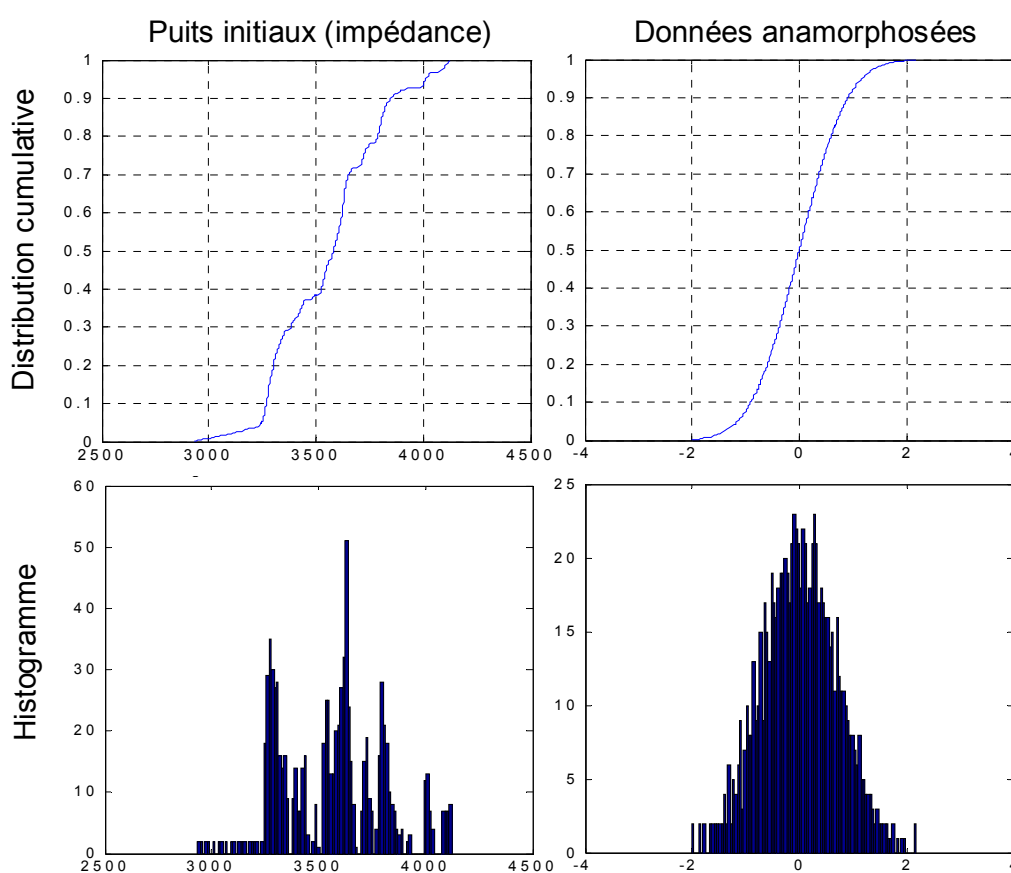


figure 52 : Principe de l'anamorphose gaussienne. Les courbes du haut sont les distributions cumulatives des données initiales (gauche) et des données anamorphosées (droite). Les graphiques du bas sont les histogrammes correspondants. Les données initiales sont transformées en valeurs gaussiennes par l'utilisation d'une fonction d'anamorphose qui utilise les distributions cumulatives. Cette opération doit être réversible pour pouvoir retrouver des valeurs significatives à la fin de la simulation.

### III.4.3. Choix du modèle géostatistique

Nous devons préciser quel modèle de covariance géostatistique sera utilisé pour la simulation géostatistique.

Le modèle géostatistique (le variogramme en particulier) quantifie l'organisation spatiale des données conditionnantes dans les dimensions spatiales. Ici nous travaillons à deux dimensions (un plan vertical) et nous avons choisi une covariance factorisée telle :

$$C(h) = C_z(h_z).C_x(h_x)$$

avec des covariances exponentielles :

$$C(h) = e^{-\frac{|h|}{a}}$$

où  $h$  est la distance entre le point simulé et les données conditionnantes et  $a$  est la covariance spatiale.

Ce modèle est adapté aux anisotropies zonales entre les directions horizontale et verticale des milieux sédimentaires. Les covariances exponentielles permettent des simplifications dans la recherche des voisinages de krigeage. L'avantage du choix du modèle exponentiel est l'« effet d'écran » qui simplifie le krigeage grâce à la présence de pondérateurs nuls permettant de limiter le voisinage de krigeage sans approximation. Ce choix est donc purement méthodologique.

Dans le cadre de cette thèse, nous choisissons uniquement les portées horizontales et verticales quand ce sera possible. Les valeurs d'impédance verticales sont accessibles au niveau du puits. Concernant la portée horizontale, elle sera beaucoup plus élevée que la portée verticale car la géologie est le plus souvent organisée de façon horizontale, nous ferons donc un choix.

### III.5. Utilisation de l'information quantitative

Les résultats de la première phase de simulation géostatistique dans les couches seront montrés dans les chapitres des applications sur les données synthétiques et réelles.

Ces sections d'impédance initiales, c'est-à-dire respectant la moyenne prise constante des impédances vues aux puits (elle reflète la « géologie sans fluide »), sont contraintes par les données conditionnantes (les puits), et par l'information géométrique issue du pointé des squelettes AVA.

Dès lors, nous souhaitons présenter une amélioration à cette méthodologie : la simulation peut être aussi contrainte par l'information quantitative contenue dans le squelette intercept. En effet, celui-ci contient une information en réflectivité qui est physiquement liée à l'impédance acoustique. Quand nous sommes sûrs de cette information en réflectivité (constatation de forts contrastes après interprétation des sections sismiques et AVA), il est possible de contraindre localement la simulation pour rendre compte de fortes anomalies dues aux hydrocarbures.

Dans un premier temps, nous allons discuter du lien entre l'intercept et la réflectivité et proposer les hypothèses sur lesquelles nous allons fonder la suite de cette méthode. Ensuite nous présenterons la méthode pour contraindre quantitativement la simulation.

### III.5.1. Impédance et réflectivité

L'intercept est par définition la réflectivité à incidence nulle. Ces deux quantités sont liées entre elles par une relation différentielle. L'approximation de Shuey propose cet attribut comme étant égal à la différence des valeurs d'impédance respectives des couches situées au-dessus  $I(x, z + \Delta z)$  et en dessous  $I(x, z)$  (ou au niveau) du réflecteur sismique, normalisé par la somme des impédances :

$$R_0(x, z + \Delta z) \approx \frac{I(x, z + \Delta z) - I(x, z)}{I(x, z + \Delta z) + I(x, z)}$$

La figure 53 représente un exemple synthétique de trois couches de paramètres pétrophysiques différents (gauche). Elles correspondent à une couche gazeuse confinée au sein de deux couches argileuses (impédance plus élevée). Un log de réflectivité correspondant à ces couches (figure 54) montre deux pics de polarité opposée et correspond à la réflectivité à offset nul, donc à l'intercept. Le passage entre l'intercept et l'impédance est une intégration (et inversement une dérivation).

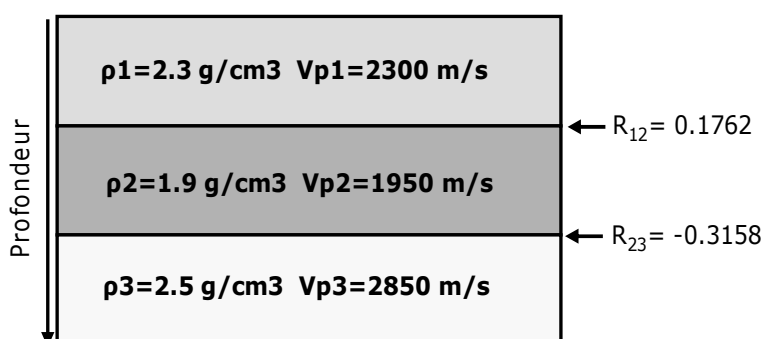


figure 53 : Exemple synthétique de trois couches de paramètres pétrophysiques différents (gauche). Elles correspondent à une couche gazeuse confinée au sein de deux couches argileuses (impédance plus élevée).

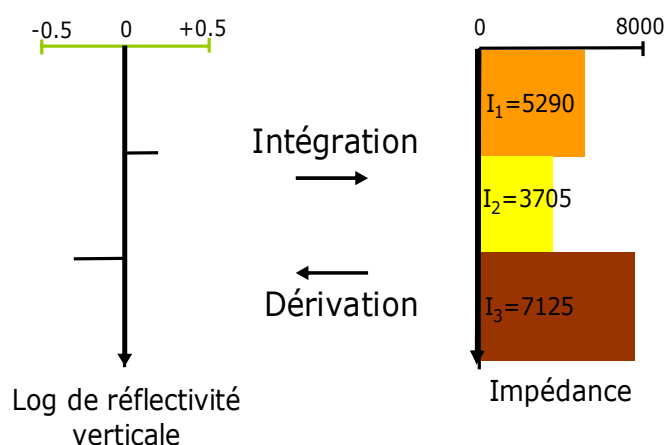


figure 54 : Log de réflectivité vertical (gauche) associé au modèle synthétique trois couches (droite). Le passage entre l'intercept et l'impédance est une intégration (et inversement une dérivation).

Nous allons baser cette partie de notre méthodologie sur la relation différentielle entre l'impédance acoustique et la réflectivité à incidence nulle. C'est une hypothèse qui nous permet de contraindre la simulation de l'impédance acoustique par l'information en réflectivité fournie par le squelette intercept.

Nous proposons d'appliquer cette contrainte pour des cas où le squelette intercept nous renseigne sur la présence d'une anomalie en hydrocarbure, c'est-à-dire s'il existe des éléments intercept de fortes valeurs, positives ou négatives, qui sont la signature de la frontière entre la zone de gaz ou de pétrole et le milieu encaissant.

Cette technique nécessite une phase d'interprétation du résultat d'imagerie en profondeur et des résultats de l'AVA (notamment la section de facteur de fluide) : le choix de contraindre la simulation localement a beaucoup d'importance sur le résultat final et nous nous devons d'être sûrs de l'identité de l'anomalie. Pour cela, nous pouvons être aidés par les données de puits, la connaissance géologique de la zone et toute autre information supplémentaire disponible.

Nous savons que cette hypothèse est délicate, et sa fiabilité dépend du type d'imagerie utilisé. En effet, si nous souhaitons utiliser les valeurs d'intercept élevées, c'est-à-dire qui correspondent à un contraste d'impédance élevé, il est préférable que la prise en compte des forts contrastes de vitesse par la migration soit fiable.

La figure 55 illustre une courbe de valeur d'impédance (ligne rouge) variable selon la profondeur. Nous indiquons sur cette courbe un exemple de maillage sismique. L'analyse AVA est effectuée à partir du résultat de la migration, donc les squelettes qui en découlent sont échantillonnés à cette résolution. Le graphique du bas indique le log de réflectivité qui correspond aux contrastes d'impédance, nous avons une valeur de réflectivité par maille sismique.

Cette illustration montre deux situations que nous pouvons rencontrer :

- à l'échelle sismique, certains comportements locaux de l'impédance de moyenne ou faible ampleur ne sont pas ou presque pas révélés par le log de réflectivité. Le cas (1) montre une augmentation et une diminution de l'impédance dans l'intervalle  $\Delta z$  d'observation, le log de réflectivité ne rendra pas compte de cet événement.
- les réflectivités moyennes à importantes enregistrées témoignent d'une variation de l'impédance de grande ampleur sous forme de palier (cas (2) par exemple).

Dans ce cas, l'évolution de l'impédance en profondeur présente un comportement stationnaire, c'est-à-dire que la moyenne suivant la verticale reste constante. Idéalement, si nous sommions les valeurs de réflectivité sur toute la verticale, nous trouverions un résultat nul ou faible.

Nous présentons maintenant une courbe d'impédance à tendance non stationnaire (figure 56), globalement décroissante en profondeur. Idéalement, la somme des réflectivités selon la profondeur reflétera cette dérive en présentant une valeur de réflectivité globale négative.

Malgré la performance de la migration en profondeur et à amplitude préservée utilisée, nous ne pouvons pas être absolument sûrs de la qualité de l'information apportée par le squelette intercept. c'est pourquoi il est intéressant de prendre en compte les incertitudes sur les données et de proposer différents résultats d'impédance acoustique.



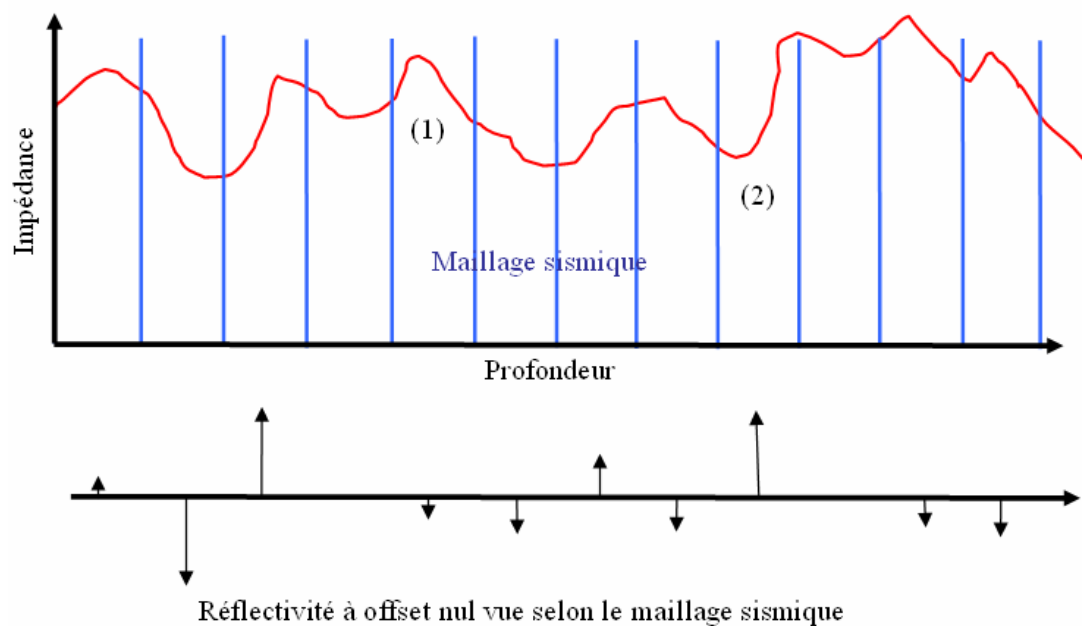


figure 55 : Courbe de valeur d'impédance (ligne rouge) variable selon la profondeur superposée sur le maillage sismique. Le graphique du bas indique le log de réflectivité qui correspond aux contrastes d'impédance.

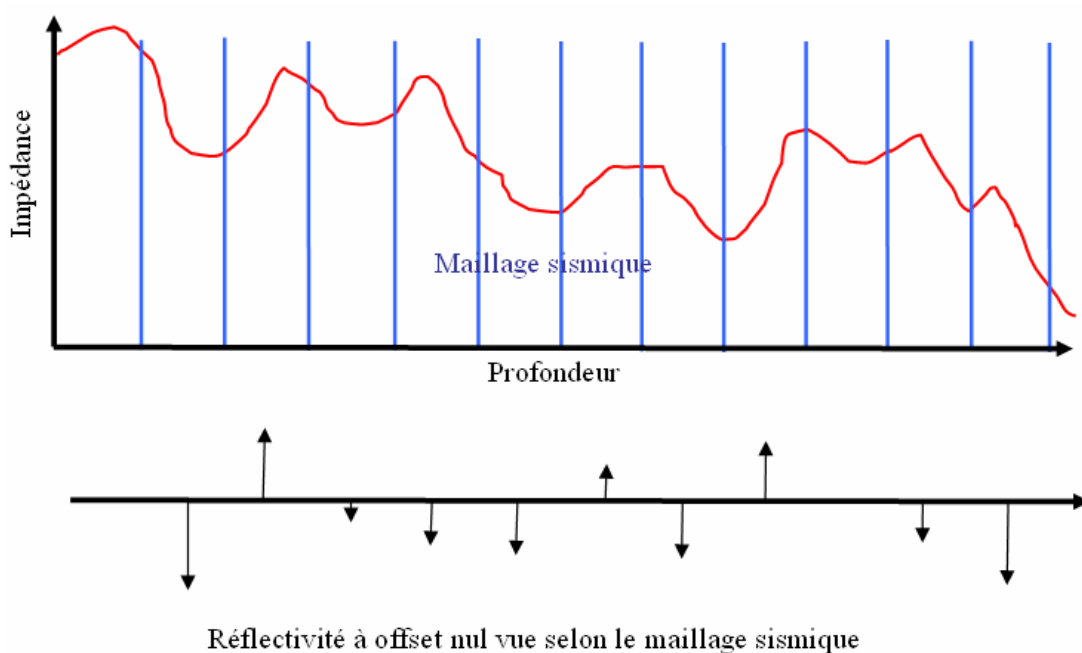


figure 56 : Même illustration que sur la figure 56 mais avec une courbe non stationnaire globalement décroissante avec la profondeur. La somme des réflectivités selon la profondeur reflétera cette dérive en présentant une valeur de réflectivité globale négative.

### III.5.2. Simulation sous contrainte quantitative

Nous proposons maintenant une solution qui va permettre de contraindre quantitativement la simulation de l'impédance à l'aide de l'information en réflectivité fournie par le squelette intercept.

Une valeur de réflectivité donne une indication sur l'évolution de l'impédance, du haut vers le bas, c'est-à-dire dans le sens de la profondeur. Une valeur d'intercept positive signifie que l'impédance augmente vers le bas, tandis qu'une valeur négative correspond à une diminution. La valeur d'impédance en un point dépend donc de celle du point précédent et de ses voisins.

Pour reproduire ces variations d'impédance quand il existe une valeur intercept élevée, nous proposons de modifier localement la moyenne de la section en impédance acoustique initiale. Pour conserver la structure aléatoire créée par la simulation géostatistique, nous proposons d'ajouter une constante, positive ou négative à la zone de la simulation sous-jacente et qui est calculée directement à l'aide de la valeur intercept.

La situation initiale, c'est-à-dire le premier résultat de la simulation sans contrainte quantitative est illustrée sur le schéma du haut de la figure 57 qui représente une verticale d'impédance simulée au sein du modèle.

Après interprétation des résultats sismiques et AVA, nous choisissons d'intégrer l'information en réflectivité, donc en variation d'impédance fournie par une valeur d'intercept significative  $R_0$  (négative dans cet exemple). Suivant la configuration de l'anomalie repérée, nous avons deux types de configurations :

- soit nous avons interprété l'anomalie comme une zone confinée et bien délimitée géométriquement par le squelette intercept, et nous souhaitons reproduire une variation d'impédance constante en profondeur. Dans ce cas, nous modifions de façon constante en profondeur la zone d'impédance conservée (bas, gauche de la figure 57). Cela revient à faire une modification de la moyenne locale de l'impédance simulée : elle est constante au sein de l'anomalie (courbe verte).
- soit nous avons interprété l'anomalie par une forte réflectivité sur un horizon (comme nous le verrons lors de l'application sur données réelles), mais qu'il n'y a pas d'autres informations sur la délimitation de cette zone, surtout au niveau de sa base. Dans ce cas nous suspectons une zone de gaz ou d'huile confinée sous une zone imperméable, et l'interprétation des sections migrées, intercept, gradient et facteur de fluide nous permet d'estimer la profondeur de l'anomalie. La moyenne de l'impédance simulée est modifiée localement au niveau de la valeur intercept (courbe verte) et tend à retrouver sa valeur initiale quand nous nous éloignons en profondeur du toit de l'anomalie (bas, droite de la figure 57).

La technique utilisée pour effectuer la modification en profondeur des valeurs d'impédance simulées fait intervenir un masque local sur la section en impédance qui permet d'augmenter ou de réduire les valeurs selon un coefficient calculé à partir de la valeur intercept  $R_0(z_0)$ . L'intercept étant égal à la réflectivité à offset nul, soit la variation en profondeur de l'impédance acoustique, l'impédance acoustique modifiée  $I(z_0 + \Delta z)$  est telle que :

$$I(z_0 + \Delta z) = I(z_0) \frac{R_0(z_0) + 1}{1 - R_0(z_0)}$$

L'utilisation d'un masque a deux avantages :

- pour pouvoir recréer les deux types d'anomalies, nous jouons sur la valeur du coefficient de modification sur la profondeur du masque. Il sera constant sur tout le masque si nous souhaitons obtenir une zone en impédance homogène finale, par contre pour reproduire une zone en impédance hétérogène (saturation au toit) le coefficient sera décroissant en profondeur et deviendra nul au niveau du bas de la zone d'influence. Nous pouvons même jouer sur le taux de décroissance (proportionnel, quadratique, etc.) du coefficient pour reproduire le type de saturation interprété.
- le masque n'a pas une influence seulement en profondeur, mais aussi latérale. Cela permet de reproduire une anomalie en impédance homogène si les éléments de squelette intercept ne sont pas complètement continus, mais aussi éviter de retrouver de contrastes d'impédance latéraux trop forts aux bords de l'anomalie : ainsi chaque élément du squelette intercept pris en compte a une influence en profondeur et une influence latérale.

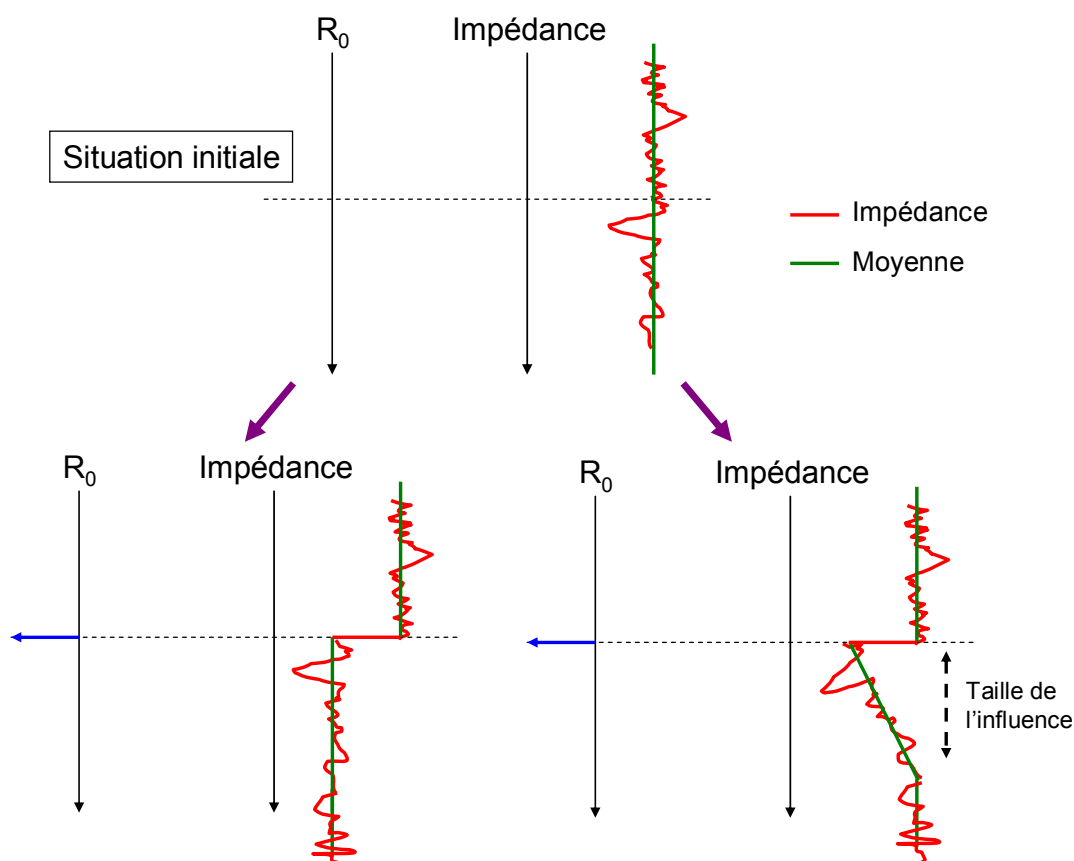


figure 57 : (Haut) Illustration d'une impédance verticale simulée (modèle de fond). (Bas, gauche) Si une valeur d'intercept est prise en compte (flèche bleue), la moyenne de l'impédance acoustique est modifiée de façon constante sur le reste de la profondeur, ce qui produit un effet de non-stationnarité. (Bas, droite) L'influence de la valeur intercept est limitée selon la profondeur, la moyenne d'impédance acoustique tend à retrouver sa valeur initiale (cas où nous souhaitons reproduire un effet de stationnarité). La modification est effectuée à l'aide d'un masque homogène ou hétérogène de coefficients dépendants de la valeur intercept et de l'impédance située au-dessus de l'anomalie.

Nous n'appliquerons pas systématiquement ce conditionnement quantitatif, car prendre en compte tous les éléments du squelette reviendrait à perturber fortement l'ensemble de la section d'impédance. En effet l'intégration verticale de l'impédance à partir de chaque point du squelette crée des effets de « cheminée » qui ne sont pas du tout réalistes. Néanmoins, il serait intéressant de procéder à une simulation de l'impédance acoustique sous contrainte du squelette intercept entier, sous réserve de la bonne qualité des éléments pris en compte (nous discuterons de cela comme une perspective).

### III.6. Conclusion

Cette partie avait pour but de présenter l'ensemble de la méthodologie que nous proposons pour construire un modèle en impédance acoustique par simulation géostatistique à partir d'informations géophysiques de qualité. Les points importants sont les suivants :

- le type d'imagerie utilisé, la migration en profondeur avant sommation et à amplitude préservée fournit des résultats de qualité pour l'inversion AVA et donc pour l'ensemble de la méthodologie : les données sismiques migrées sont exprimées en profondeur, leurs amplitudes sont préservées, même dans un milieu complexe. Nous disposons aussi des valeurs de variation de la réflectivité selon l'angle grâce à une conversion offset-angle implicite à la migration.
- la méthode d'inversion AVA employée permet, via le calcul de trajectoires, de minimiser les effets d'un mauvais modèle de vitesse utilisé pour la migration. De plus elle fournit des résultats sous forme de squelettes qui traduisent ce que « l'imagerie sismique a vu », et fournit pour chaque élément du squelette des valeurs des attributs AVA intercept et gradient. Si nous associons en plus les critères de qualité des éléments estimés par l'analyse des trajectoires, cette méthode permet une véritable « labellisation » du squelette.
- les squelettes intercept et gradient, mais aussi les sections incertitudes (en positionnement en profondeur et valeurs d'attributs) sont utilisés par un outil semi-automatique de pointé des horizons pour définir les couches qui constituent le sous-sol étudié. Une analyse automatique de chacune des « couches squelette » horizontalisées permet de définir le type de corrélation géométrique à effectuer lors du repositionnement de chaque couche (ou une aide à la décision avec l'interprétation géologique de la section sismique).

La simulation géostatistique à partir du ou des logs de puits en impédance acoustique est effectuée pour chacune des couches extraites. Nous obtenons alors un premier modèle en impédance en profondeur complet sur toute la section étudiée qui est le modèle initial pour la suite de la méthodologie. Cette première simulation est donc une étape. Enfin, nous proposons d'utiliser le squelette intercept, ou plus précisément des forts contrastes dans les couches du squelette, qui après interprétation des différents résultats d'imagerie et d'analyse AVA traduisent la présence d'anomalies en impédance acoustique, donc d'hydrocarbures. Nous établissons un lien physique direct entre la réflectivité à offset nul (l'intercept) et l'impédance acoustique, pour localement modifier les valeurs d'impédance simulées et reproduire une variation d'impédance forte. Cette modification peut être faite de façon stationnaire ou non stationnaire suivant le type d'anomalie que nous souhaitons reproduire : homogène sur une zone confinée ou une saturation sous une couche couverture imperméable. Ainsi, en plus de fournir l'information géométrique par le biais du pointé des horizons, le squelette intercept a une double contribution : géométrique et quantitative.

Cette méthodologie va maintenant être appliquée selon trois cas : le premier est un cas synthétique qui nous a permis de mettre en place les principales étapes et tester nos idées, le deuxième est un cas sur données réelles, intéressant pour valider la méthodologie dans une situation réaliste, et le troisième est un cas sur un modèle synthétique construit par des méthodes géostatistiques, qui va permettre d'analyser les relations entre les différentes variables.

## IV. Application à un modèle géophysique

La partie précédente a décrit la méthodologie pour la simulation géostatistique de l'impédance acoustique après migration en profondeur et analyse AVA. Cette méthodologie fait intervenir des étapes cruciales comme le calcul du squelette, le pointé des horizons et la simulation de l'impédance acoustique conditionnée ou non.

Nous proposons de construire un premier ensemble de données sismiques synthétiques. La connaissance parfaite du modèle initial (densité et vitesses sismiques P et S) permettra aussi de se rendre compte de la qualité du modèle en impédance final obtenu après simulation.

Le modèle synthétique que nous allons créer est un modèle 2D extrait du modèle Marmousi II, ce dernier est présenté dans le prochain paragraphe. À partir des sections de vitesse et de densité, nous pourrions calculer des données sismiques.

## IV.1. Utilisation du modèle Marmousi II

Nous expérimentons notre méthodologie avec des données synthétiques calculées dans un milieu défini à l'échelle de l'imagerie. Dans le but de créer un ensemble de données sismiques synthétiques, nous utilisons un code de modélisation d'ondes élastiques 2D basé sur le travail de [Crase, 1990]. Mais, avant de procéder à la modélisation, nous devons définir un milieu en vitesses P, S et en densité qui seront utilisés.

Notre modèle est extrait du modèle 2D Marmousi II [Martin, 2002] dont nous connaissons les trois paramètres pétrophysiques vitesse sismique P et S et densité. Nous proposons d'abord de décrire ce modèle initial pour expliquer pourquoi nous souhaitons créer notre propre expérimentation.

L'idée initiale Marmousi ([Versteeg, 1993]) fut de fournir aux principaux acteurs de l'imagerie sismique un jeu de données sismiques brut dont l'enjeu était la calibration des méthodes d'estimation des vitesses.

Deux versions ont été proposées : Marmousi (section de vitesse sismique  $V_p$ ) et Marmousi II (sections de vitesses  $V_p$ ,  $V_s$ , et densité). Le dernier est une version étendue et mise à jour du modèle synthétique d'origine. Cette extension a été réalisée en accord avec la géologie mais aussi pour s'éloigner de la complexité structurale de la zone centrale, permettant d'obtenir des données de complexité différente pour la calibration AVO.

Les principales modifications sont :

- Longueur étendue de 9,2 km à 17 km.
- D'avantage d'hydrocarbures ont été ajoutés dans des zones structurales simples et complexes.
- Des caractéristiques stratigraphiques, comme des chenaux, des couches d'impédance nulles ont été ajoutées.

Ce modèle a été placé sous une couche d'eau de 50 mètres d'épaisseur environ, ce qui permet d'avoir des données adaptées aux méthodes d'explorations sismiques de surface le long de câbles (Ocean Bottom Cable OBC).

La figure 58 montre les trois sections initiales  $V_p$ ,  $V_s$  et densité du modèle Marmousi II.

---

La figure 59 présente les caractéristiques géologiques de la zone et va permettre de décrire le modèle :

- la partie centrale présente des structures très complexes : des très forts pendages, des failles et des très forts contrastes de vitesse surplombant un anticlinal composé de marnes.
- latéralement, les structures sont plus calmes. Elles montrent des unités argileuses alternant avec des couches sableuses. Nous y observons des pièges à hydrocarbures qui sont utiles à l'analyse des méthodes AVO.
- une discontinuité et une couche saline partiellement évacuée séparent les marnes des couches plus profondes de l'anticlinal, qui sont aussi composées d'argiles sableuses.

De la section en vitesse P, les vitesses de cisaillement S ont été estimées à l'aide des équations de [Greenburg et Castagna, 1992], et la densité à l'aide des équations de [Castagna *et al.*, 1993].

Un ensemble de couches d'hydrocarbures a été introduit dans le modèle structural et positionné à différentes profondeurs dans la zone complexe faillée et dans la zone plus simple. Ces couches d'hydrocarbures varient en taille, en forme, en complexité structurale et en contenu. Des huiles et du gaz ont été introduits à l'aide de techniques de substitutions de fluides. Le modèle contient deux couches de transitions sous le fond de l'eau. Le modèle contient aussi une couche qui devrait être non détectable par les données en ondes P seules. Ces unités présentent des valeurs d'onde P et de densité identiques aux couches encaissantes, ce qui en résulte une impédance P nulle. Les valeurs d'onde de cisaillement ont été modifiées à partir des valeurs fournies par les transformations afin d'obtenir une impédance S faible.

Des points de tir ont été simulés sur le modèle avec des fréquences allant jusqu'à 55 Hz en utilisant différents modes d'acquisition (surface, OBC, VSP).

Dans notre cas, nous avons effectué une première analyse de la sismique de surface marine pour vérifier si ces données pouvaient être utilisées pour appliquer nos méthodes. La figure 60 montre par exemple la section offset proche où nous pouvons observer des multiples et beaucoup d'effets de diffraction autour de la zone complexe. Le champ d'onde est évidemment compliqué dans un tel milieu (figure 61).

La complexité du modèle Marmousi II nous amène à l'élaboration d'un modèle plus simple et plus adapté à la mise en place de notre méthode. C'est pourquoi nous avons choisi d'extraire une partie de ce modèle Marmousi II, et nous décrivons ci-après les données sismiques synthétiques qui ont été créées.



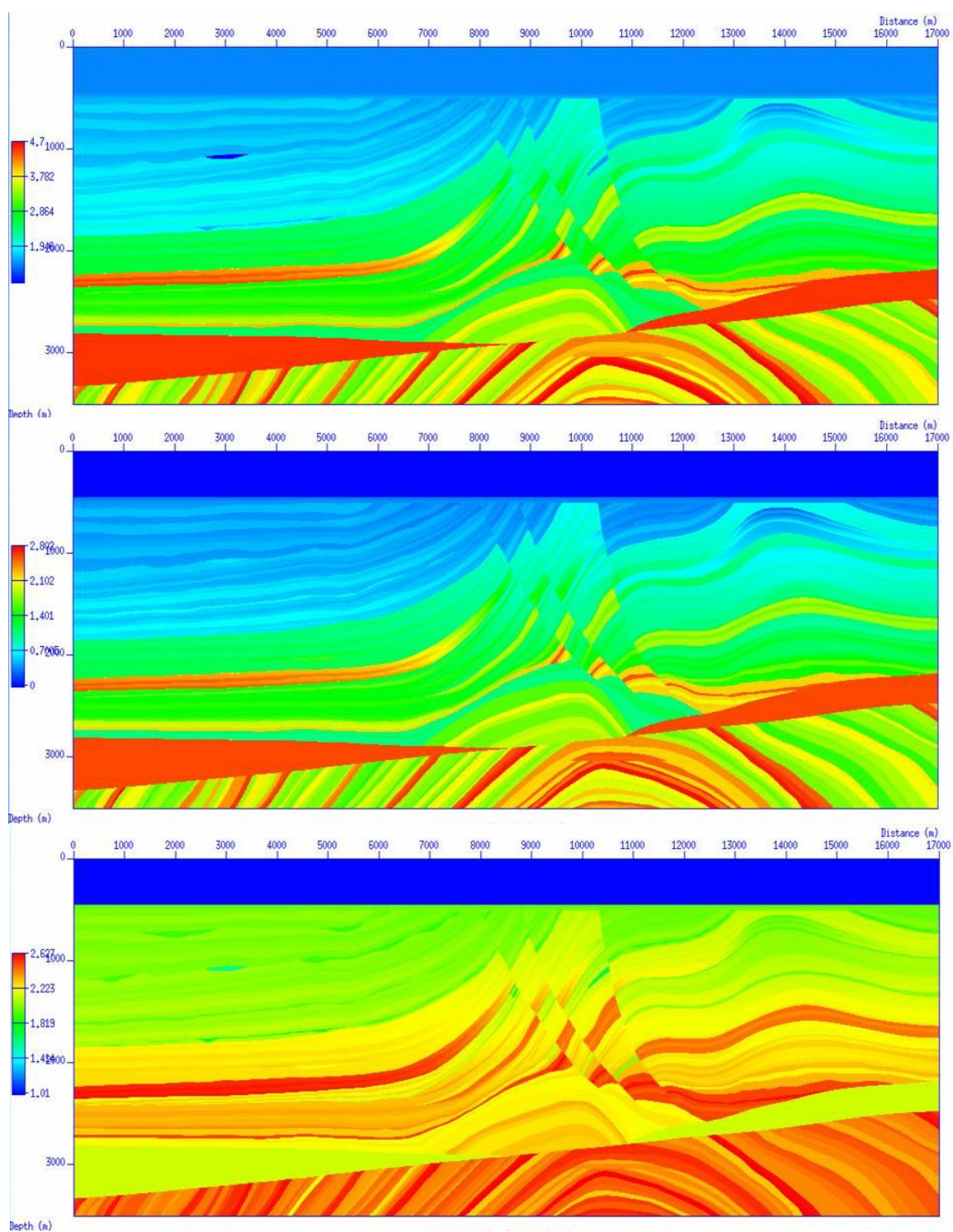


figure 58 : De haut en bas, les sections  $V_p$ ,  $V_s$  et densité du modèle Marmousi II.

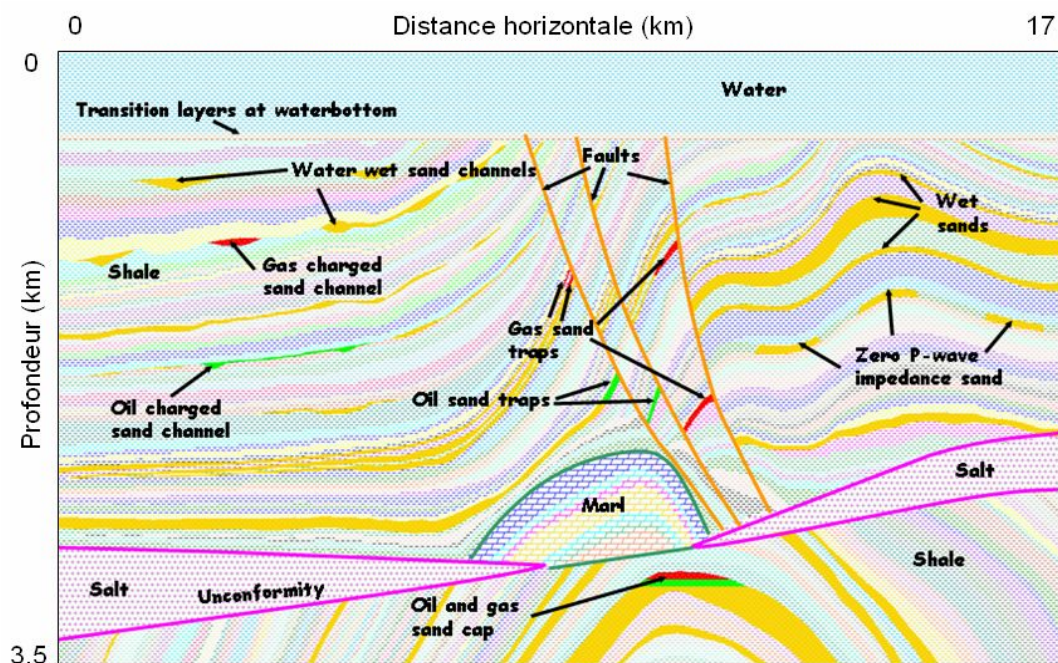


figure 59 : Caractéristiques géologiques du modèle Marmousi II.

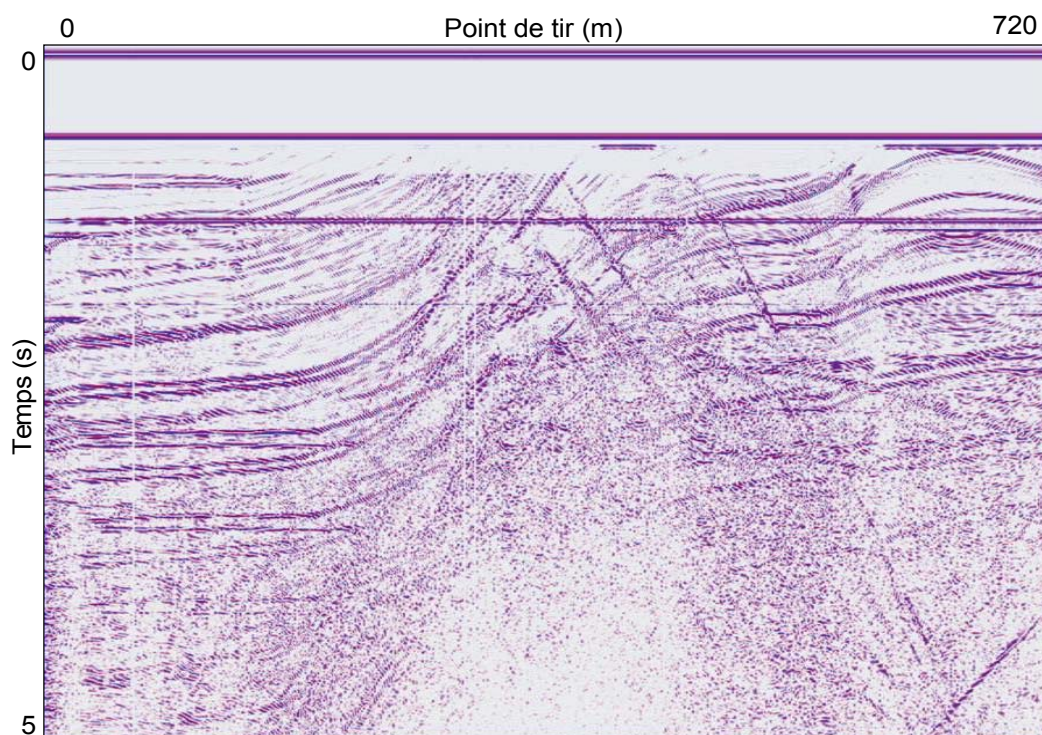
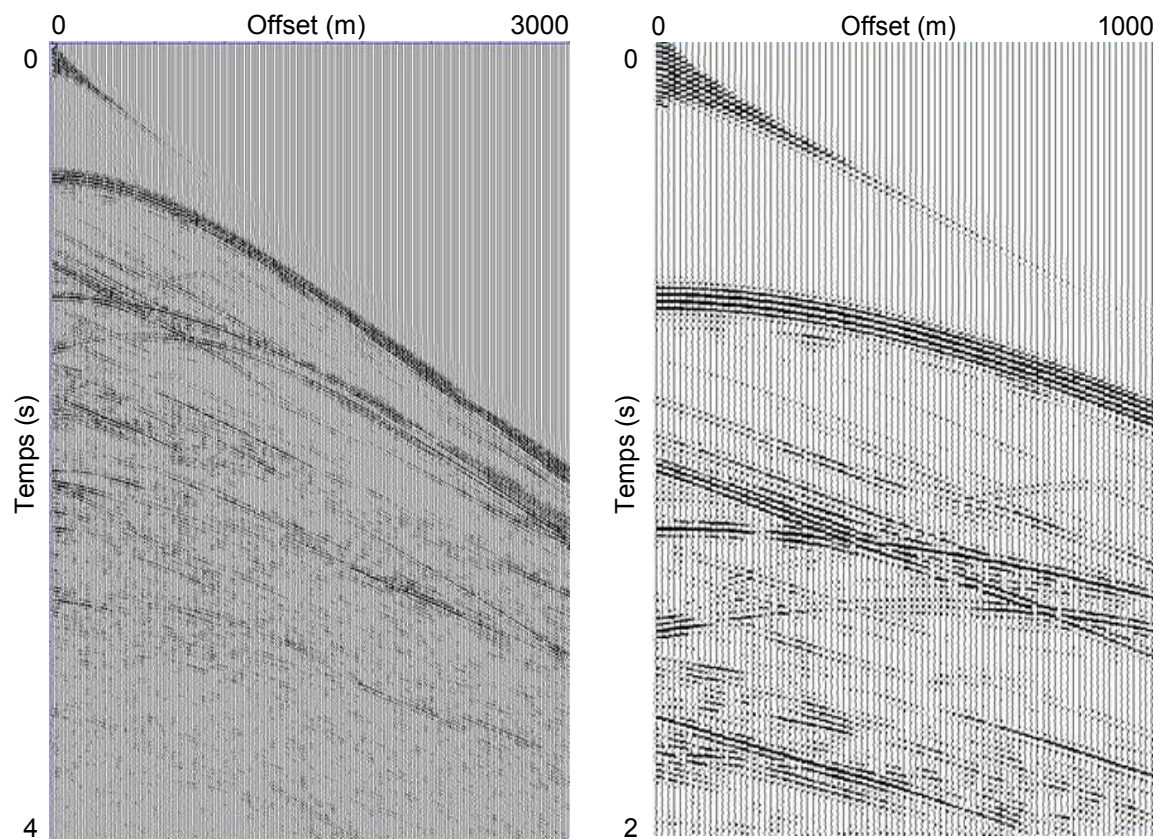


figure 60 : Exemple de section premier offset commun obtenu avant prétraitements. Les multiples (internes et fond de l'eau) sont clairement visibles ainsi que les diffractions générées par la zone complexe faillée.



*figure 61 : Exemple de point de tir (gauche) et agrandissement associé (droit).*

## IV.2. Description du modèle utilisé

Nous avons décidé d'extraire une partie des sections Marmousi II ( $V_p$ ,  $V_s$  et densité) dans le but de créer un modèle autour d'une zone AVO simple et d'utiliser notre propre modélisation en équation d'onde élastique 2D. Ce modèle est appelé Schaubousi.

La première étape fut de créer un petit modèle : nous avons extrait une partie du modèle Marmousi II (rectangle sur la figure 62) qui est une zone incluant une forte anomalie AVO et qui présente des couches relativement stables, modérément pentées et des gammes de vitesses et densité restreintes à larges.

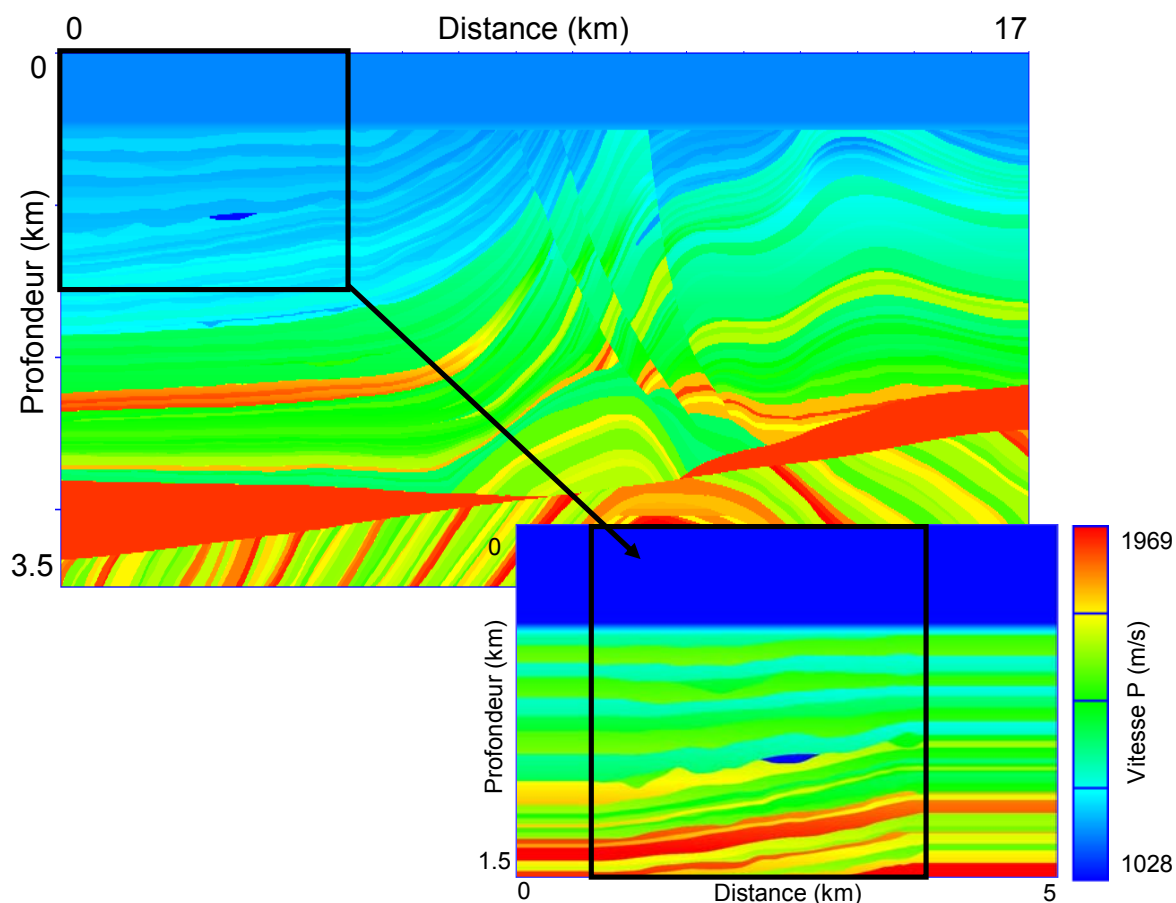


figure 62 : Le modèle Schaubousi a été extrait de la partie en haut à gauche du modèle Marmousi II. Nous choisissons de travailler sur la zone limitée par le rectangle qui contient une lentille gazeuse.

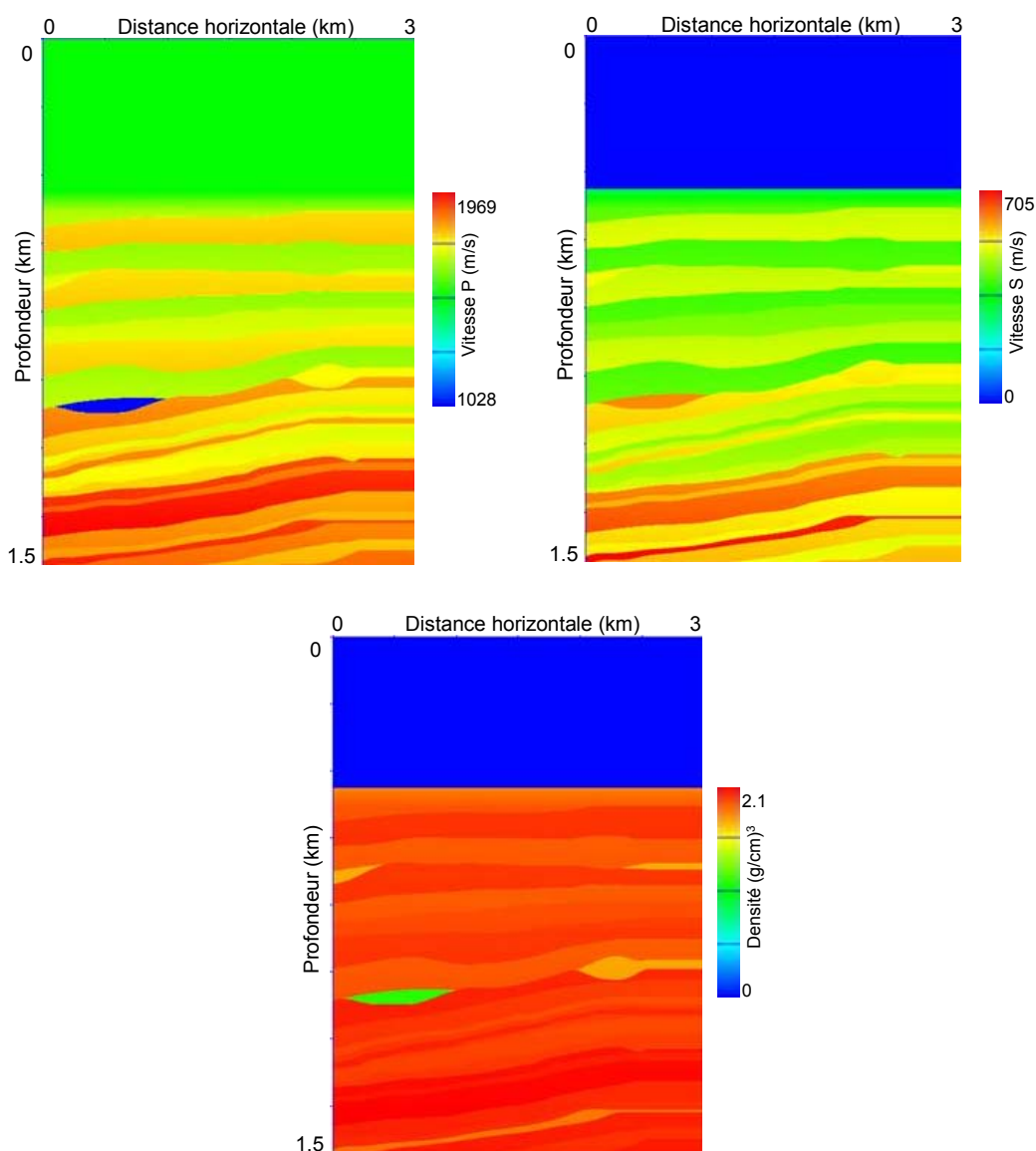


figure 63 : Les trois sections ( $V_p$  et  $V_s$  en haut, densité en bas) extraites du modèle Marmousi II et qui serviront à la modélisation en différences finies des données de sismique synthétique.

La figure 63 montre les trois sections  $V_p$ ,  $V_s$  et densité extraites du modèle Marmousi II. La géologie est assez calme, et les contrastes de vitesse aussi. Néanmoins, il apparaît une lentille gazeuse, bien visible sur la section  $V_p$ .

Nous conservons l'échantillonnage original de 1.25 mètres sur les axes horizontaux et verticaux et nous avons étendu latéralement le modèle pour créer une zone tabulaire sur les bords gauche et droite de l'anomalie AVO.

### IV.3. Modélisation des points de tir sismiques

Comme indiqué précédemment, nous souhaitons générer des données de sismique réflexion avec les sections de vitesses et de densité construites à partir de l'information à l'échelle réservoir ou directement à l'échelle de l'imagerie.

L'idée principale est d'utiliser une modélisation par différences finies de l'équation d'onde en domaine temps [Crase, 1990].

L'échantillonnage en temps choisi pour les données sismiques modélisées est de 0,4 ms pour un temps total de 3 secondes.

Après avoir réalisé une première acquisition sur un modèle étendu latéralement (figure 64) par duplication 1D des bords afin d'obtenir une couverture multiple homogène sur toute la zone qui nous intéresse (c'est-à-dire le modèle Schaubousi original). Il aurait fallu établir un modèle plus grand, mais par manque de temps de test a été conservé et a suffi à valider la méthode. La zone en pointillé sur la figure représente la zone d'acquisition entière et la zone en trait plein la cible optimale pour la migration.

La géométrie d'acquisition choisie est de 161 points de tir avec 120 récepteurs par tir. Les récepteurs sont espacés de 25 mètres. Le premier tir est à 3 200 mètres et le dernier à 7 175 mètres.

La figure 65 montre un exemple de point de tir obtenu après la modélisation en différences finies, sans (gauche) ou avec (droite) une correction de gain appliquée. Ces images correspondent à l'enregistrement du temps d'arrivée des ondes pour chacun des 120 récepteurs. L'offset, ou la distance source-récepteur est ici de 3 km.

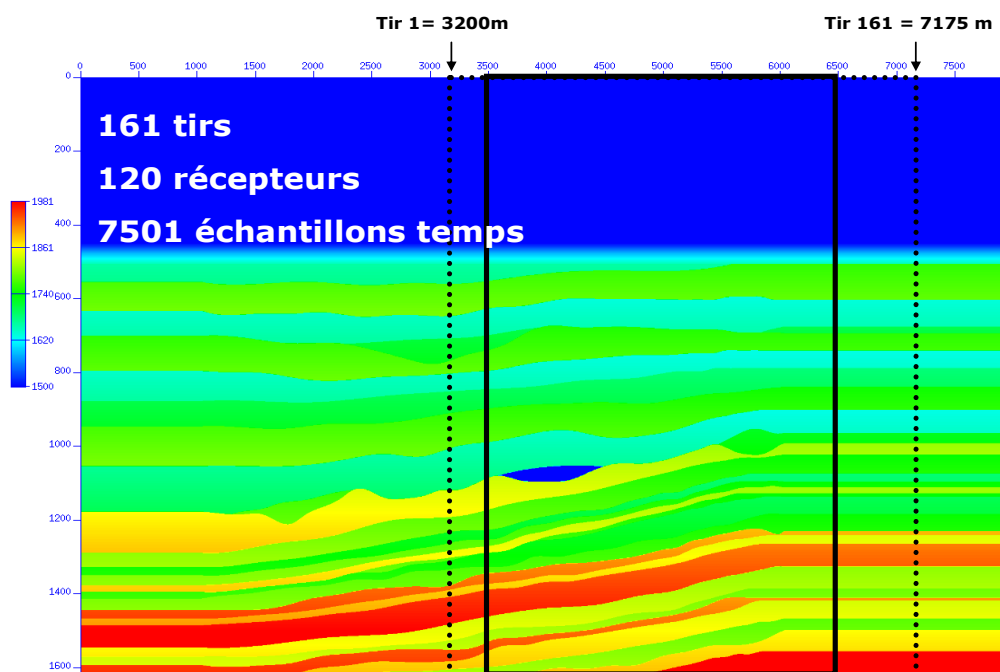


figure 64 : Illustration de l'acquisition sismique de surface sur notre modèle. Nous avons calculé 161 tirs avec 120 récepteurs par tir (espacés de 25 mètres). Le rectangle en pointillé représente la zone d'acquisition entière et le rectangle en ligne pleine la cible optimale pour la migration.

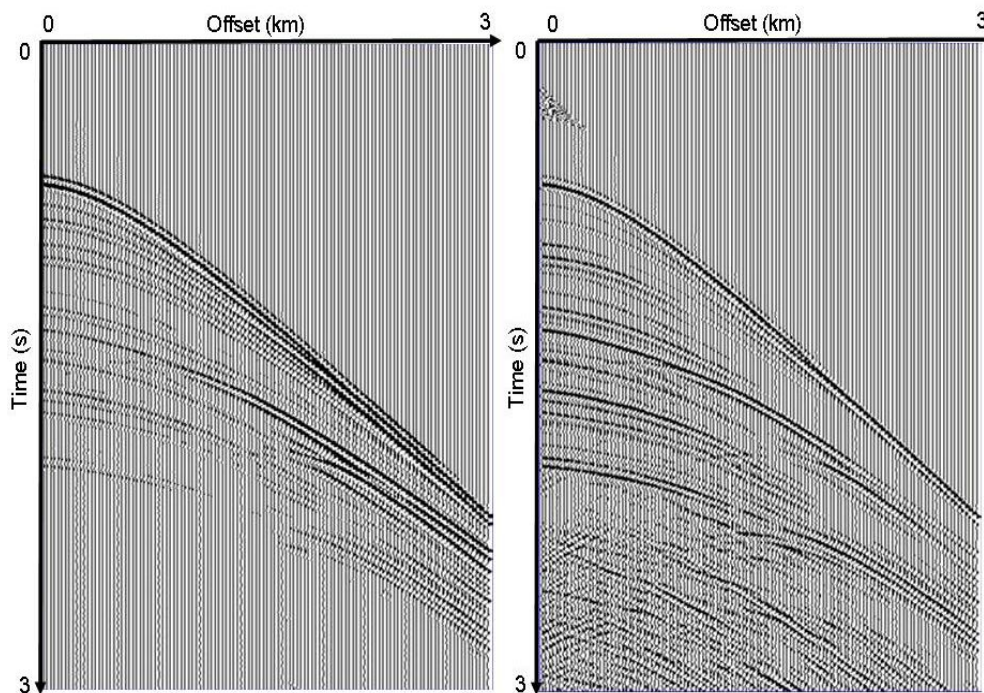


figure 65 : Exemple de points de tir enregistrés pendant 3 secondes à un échantillonnage de 0,4 ms (gauche). Même point de tir avec une correction de gain appliqué (droite). Nous conservons une faible dispersion (par rapport au cas du modèle Marmousi II).

Nous avons choisi de travailler sur des données sismiques de très bonne résolution, ainsi nous augmentons la fréquence, ou plutôt le contenu fréquentiel, du signal utilisé (l'ondelette sismique). La figure 66 montre le point de tir de la figure 8 et son spectre de fréquence associé. Celui-ci montre une gamme de fréquence allant de 5 à 50 Hz.

La figure 67 montre trois images associées : à gauche la section  $V_p$  initiale utilisée pour la modélisation en différences finies (calée sur la cible de migration), la section à offset proche au milieu qui montre clairement les réflecteurs sismiques dans le domaine temps, la réponse de la lentille gazeuse, mais aussi des multiples en contrebas. Sur la droite est affiché un point de tir associé à cette section à offset proche.

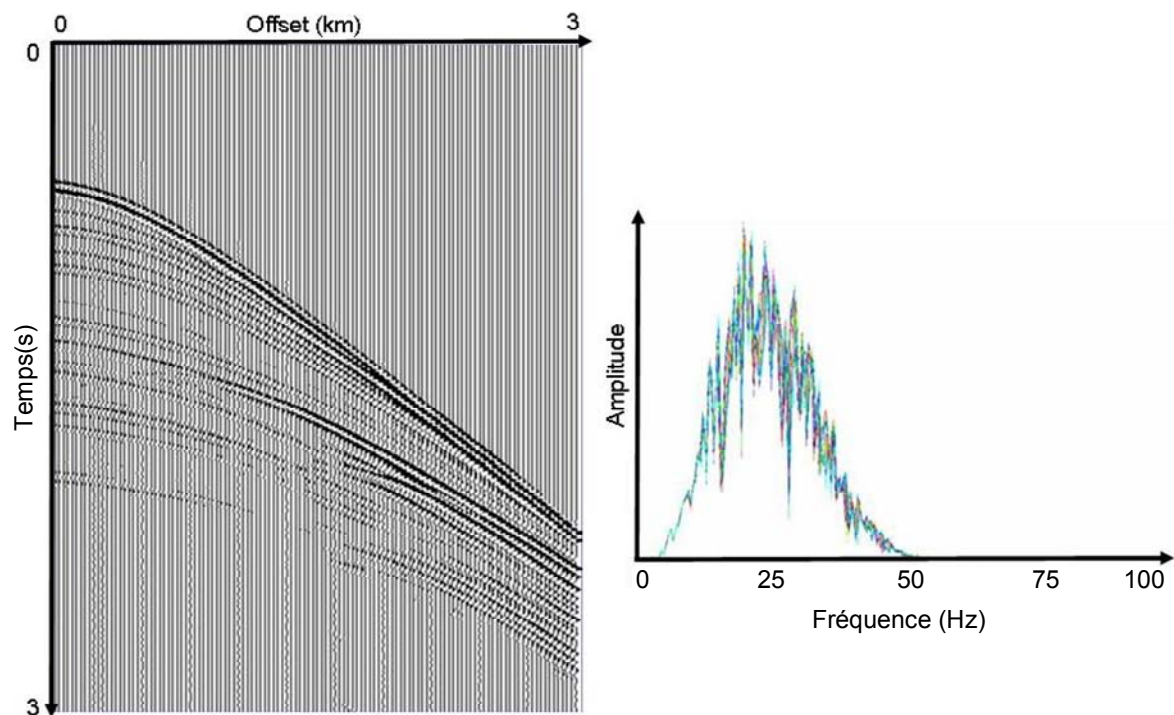


figure 66 : Même tir que celui de la figure précédente, avec le spectre en fréquence des premières traces correspondant.

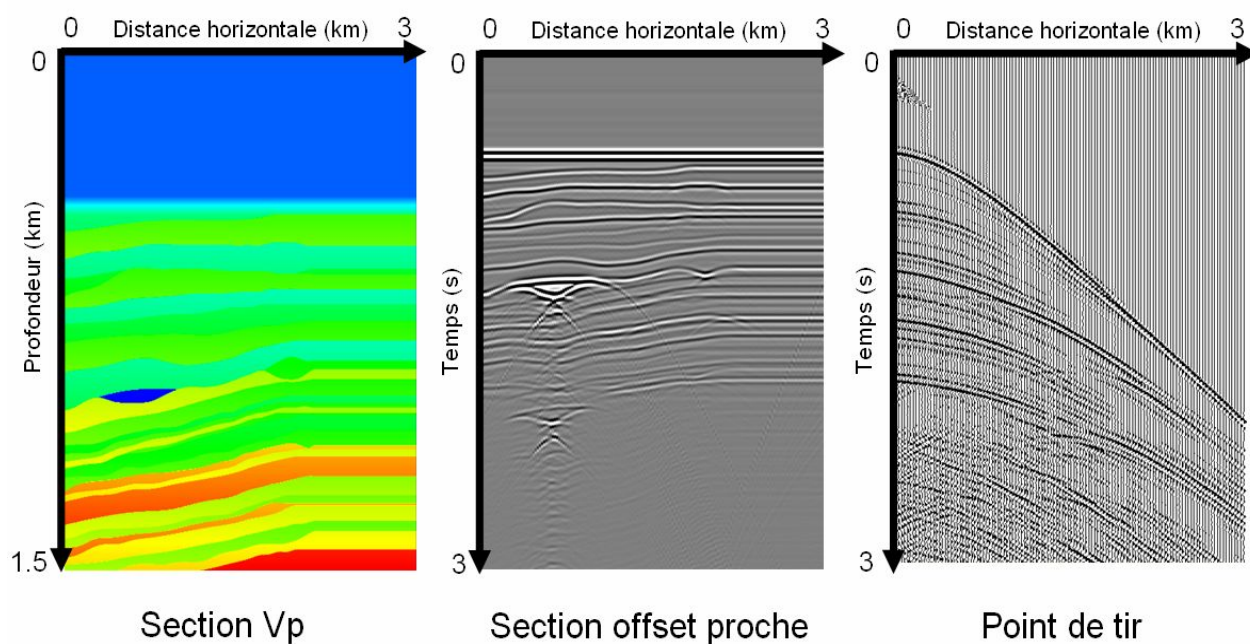


figure 67 : Section  $V_p$  initiale (gauche) à la taille de la cible de migration. Section offset proche avant prétraitements associée (milieu) et exemple de point de tir (droite). Les multiples (internes et fond de l'eau) sont clairement visibles sur la section offset proche.



---

## IV.4. Migration en profondeur à amplitudes préservées

Une fois les données synthétiques calculées, nous pouvons procéder à la migration en profondeur à amplitudes préservées.

Dans un cas synthétique comme celui-ci, cette étape est relativement aisée à effectuer car :

- nous connaissons tous les paramètres d'acquisition et de géométrie.
- la qualité des données sismiques est proche de la perfection : peu d'artefacts d'acquisition apparaissent dans les données et il n'y a pas de bruit dû à l'instrumentation.
- le modèle de vitesse est connu.

Nous choisissons de migrer les données à une discrétisation horizontale de 5 mètres et de 12.5 mètres en vertical.

Le résultat de la migration en profondeur à amplitudes préservées est montré sur la figure 68 (gauche) sous forme de la section sommée sur toute la gamme d'angle. La section est longue de 3 km, et épaisse de 1,5 km. Le fond de l'eau est caractérisé par un horizon de très forte amplitude où apparaissent des bavures dues à l'étirement du signal avec l'angle. Les horizons sous-jacents sont bien visibles et continus. Vers 1 100 mètres de profondeur apparaît la lentille gazeuse qui est définie par deux horizons locaux d'amplitude négative au-dessus et positive en dessous. Nous observons à la base de cette anomalie un multiple du toit de l'anomalie.

Sur la droite de la figure 68 est représenté un exemple d'Iso-X passant par l'anomalie gazeuse. Il montre la réflectivité de chaque point de la verticale et sa variation le long de la gamme angulaire. Le premier réflecteur le plus fort est le fond de l'eau, qui montre un étirement de l'ondelette significatif, ce qui est à l'origine de la bavure observée sur la section sommée. Les autres événements de forte amplitude sont les réflecteurs encadrant la zone en gaz.

Il faut remarquer que les événements sont bien aplatis et prouvent ainsi la fiabilité du modèle de vitesse utilisé : nous pouvons avoir confiance dans le positionnement en profondeur de chaque réflecteur.

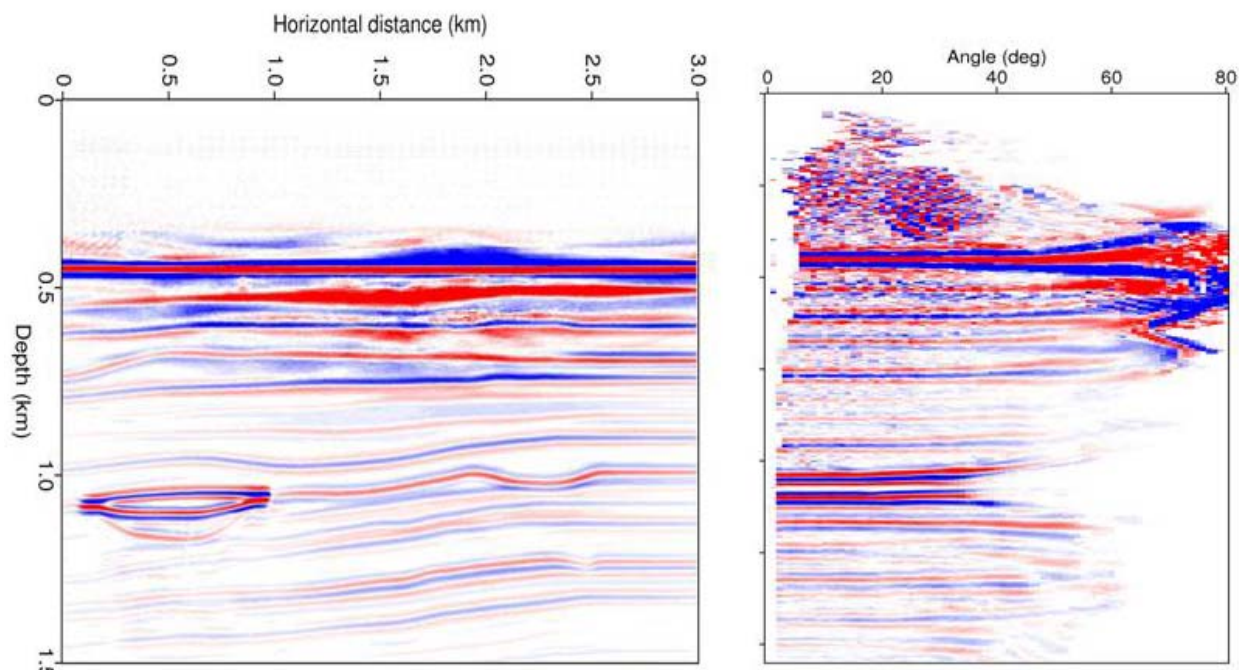


figure 68 : Section sommée après migration (gauche) de 3 km de long et 1,5 km de profondeur. Le fond de l'eau (où apparaissent des bavures dues à l'étirement du signal avec l'angle) et les horizons majeurs sont bien visibles, ainsi que la lentille gazeuse à 1 100 mètres (avec quelques multiples à sa base). À droite se situe un exemple d'Iso-X qui montre les événements associés à chaque réflecteur dans le domaine angulaire mais aussi l'aplatissement global de chacun d'entre eux, ce qui prouve la fiabilité du modèle de vitesse utilisé.

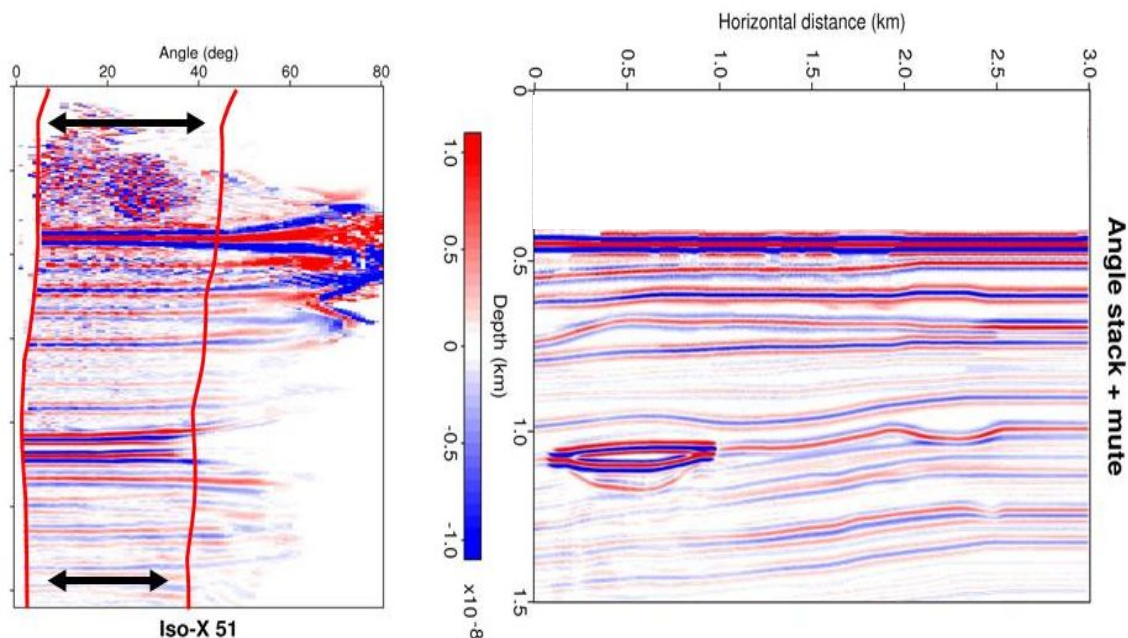


figure 69 : Somme sur une gamme d'angles proche, elle permet une meilleure interprétation de la sismique en évitant de prendre en compte l'étirement de l'ondelette et l'éventuelle déviation due à l'erreur induite par le modèle de vitesse.

Afin de permettre une interprétation sismique plus facile, il est d'usage de calculer une section sommée sur une gamme d'angle réduite pour éviter l'effet de l'étirement de l'ondelette aux grands angles. De plus, dans cette zone les réflecteurs sont souvent déviés à cause du modèle de vitesse approximatif. La section sommée réduite permet alors d'avoir une image mieux focalisée et plus fiable, comme c'est le cas de la section montrée sur la figure 69.

Nous pouvons observer que le fond de l'eau est mieux imagé, car il n'y a pas de bavures, ce qui est aussi le cas des marqueurs de la zone en gaz.

Dans le but d'apprécier l'utilité de la migration des données sismiques en profondeur, nous affichons sur la figure 70 la comparaison de la même section à offset commun avant et après la migration en profondeur. En plus de repositionner correctement les événements en profondeur, la migration permet d'éviter les diffractions observées dans les données initiales comme nous le voyons au niveau de l'anomalie en gaz. De plus, nous observons très facilement les multiples induits par cette zone au bas de la section en temps.

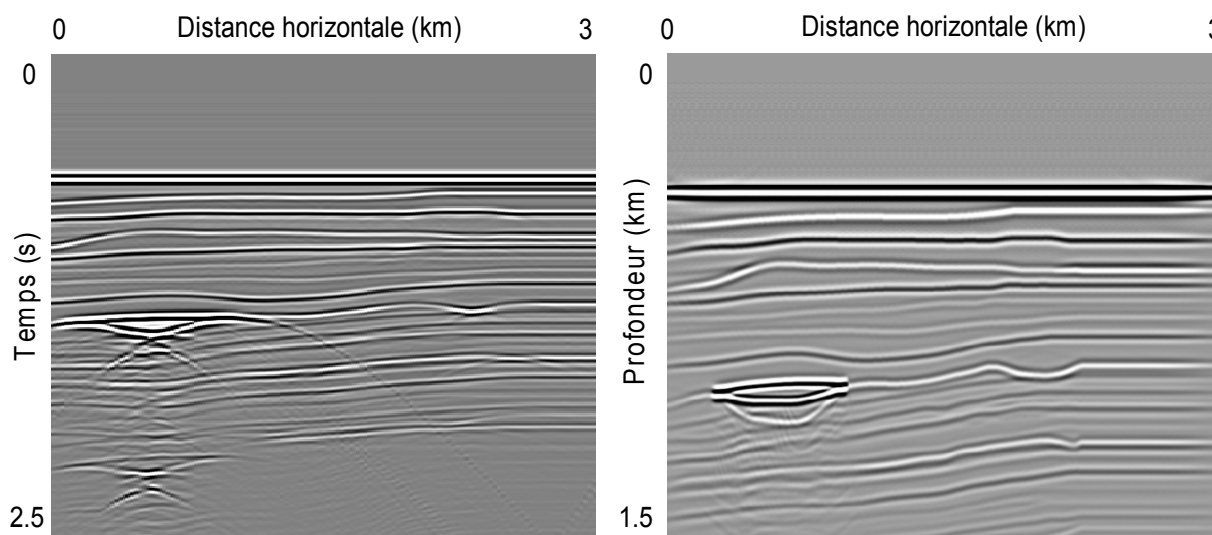


figure 70 : Comparaison des deux sections à offset commun, avant (gauche) et après migration en profondeur (droite).

Après avoir effectué la migration en profondeur, nous pouvons procéder à l'analyse AVA du modèle Schaubousi et le calcul des squelettes qui guideront l'estimation de l'impédance acoustique. Nous exposerons dans la partie suivante les différentes étapes qui ont été décrites de façon détaillée dans le chapitre II.

## IV.5. Inversion AVA et squelettes

Suivant le cheminement proposé pour notre traitement “post-migration”, et avant de calculer les attributs AVA, nous avons déterminé les bornes inférieures et supérieures des événements cohérents sur les Iso-X en angle.

Nous savons que l’approximation deux termes de [Shuey, 1985] n’est valable que pour des angles inférieurs à 30-35 degrés. Or, dans notre cas, les angles dépassent cette limite, aussi nous pensons qu’il est important d’utiliser l’approximation à trois termes de [Shuey, 1985].

Un des intérêts de ce premier cas d’application est de mettre en évidence l’utilité de la détection des trajectoires pour l’inversion AVA et ainsi d’obtenir des squelettes aux caractéristiques essentielles à l’estimation géostatistique de l’impédance acoustique.

Les sections intercept et gradient directement calculées à partir des Iso-X et de l’approximation trois termes de Shuey sont représentés sur la figure 71

La section intercept représente une grandeur physique réelle à comparer à la section sommée après migration qui n’a qu’une valeur structurale. Nous parlons ici de réflectivité à incidence verticale, ce qui correspond au contraste d’impédance acoustique  $\Delta I_p$ .

Selon la classification des anomalies AVA, seuls les sables de classe II ayant une réflectivité à incidence nulle ou proche de zéro, ne sont pas visibles sur ce type de section. C’est le cas si nous observons la section gradient, à 1 km de profondeur et 2 km en distance horizontale apparaît une structure (flèche verte) qui n’est pas présente sur la section intercept. Cette zone de sable de classe II est donc repérée par la variation d’amplitude associée sur la section gradient.

Le calcul des trajectoires, comme il est illustré sur la figure 72, permet tout d’abord l’obtention du squelette des événements. Cette section (figure 73) donne une première interprétation en profondeur des structures et peut être exploitée pour l’estimation de l’impédance acoustique contrainte par l’information sismique.

Dans notre cas, nous nous limitons à représenter ce squelette avec les valeurs d’intercept mais tous les attributs AVA sont disponibles pour chaque segment du squelette.

La partie haute de la figure 74 et de la figure 75 présentent respectivement la superposition du squelette intercept et du squelette gradient sur la section  $V_p$  initiale qui a servi à la modélisation des données sismiques. La partie basse indique respectivement la section intercept et la section gradient calculées sans l’utilisation des trajectoires

Le modèle de vitesse P était connu, nous constatons que le squelette intercept cale nettement avec la section  $V_p$ . Le squelette gradient permet d’identifier certaines réflexions que le squelette intercept ne voit pas : ce sont les sables de classe II caractérisés par une valeur d’intercept nulle ou faible mais une variation de la réflectivité significative.

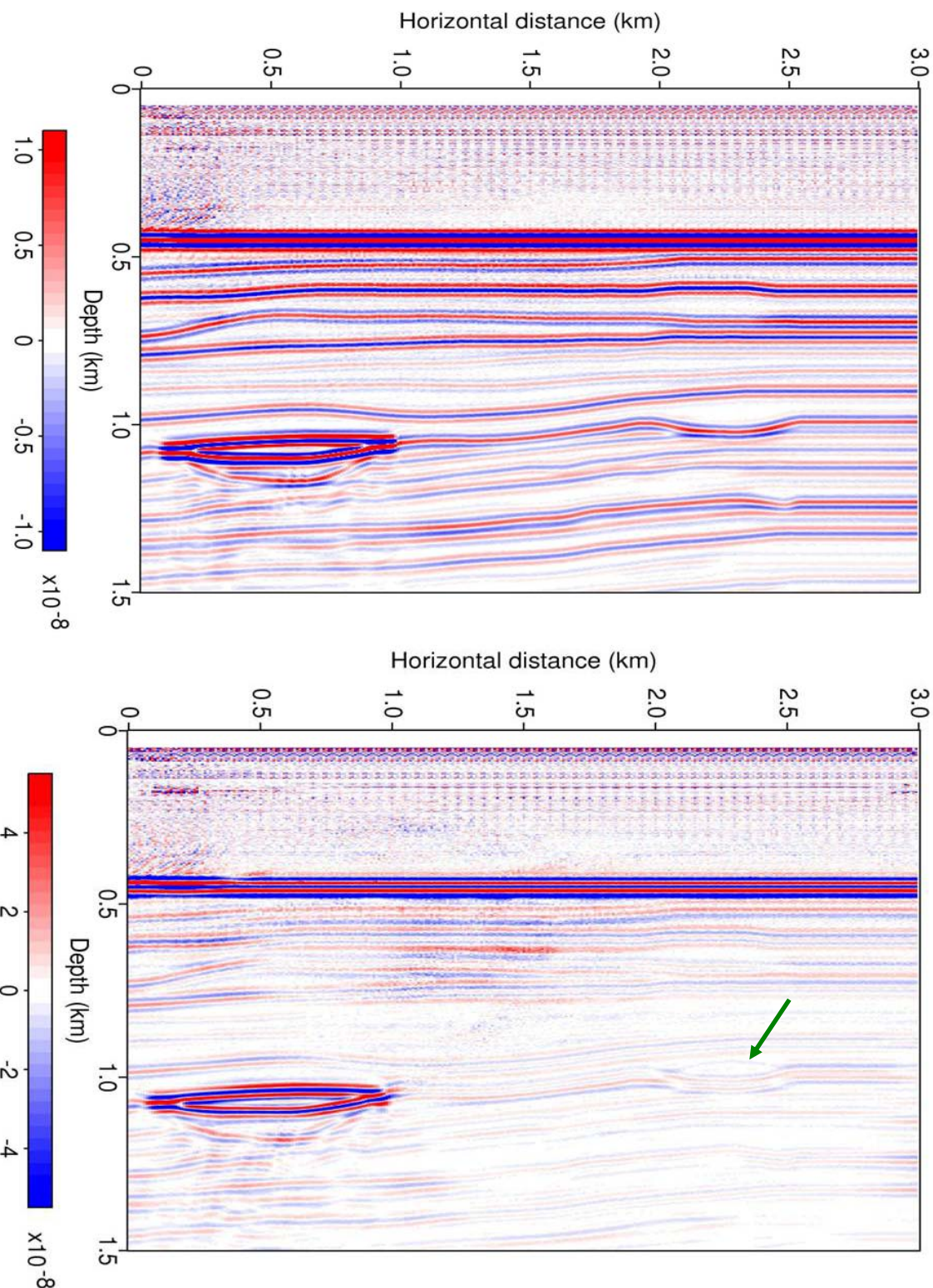


figure 71 : Sections intercept (haut) et gradient (bas) issues de l'inversion AVA effectuée avec l'approximation de Shuey trois termes. Sur la section gradient, à 1 km de profondeur et 2 km en distance horizontale apparaît une structure (flèche verte) qui n'est pas présente sur la section intercept.

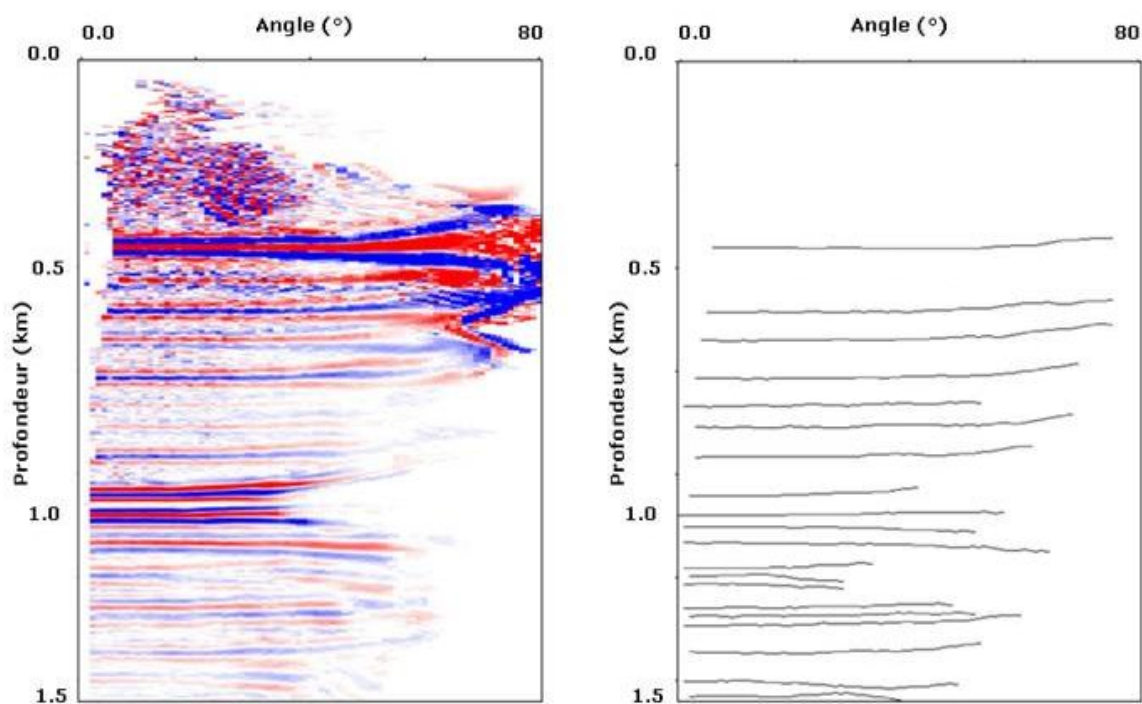


figure 72 : Iso-X en angle (gauche) et ses trajectoires correspondantes. Cet Iso-X traverse la lentille gazeuse. La plupart des événements ont une « longueur angulaire » cohérente. La validation de cette longueur angulaire peut être utilisée pour éliminer les petits segments et ainsi partiellement nettoyer les trajectoires mais aussi le squelette.

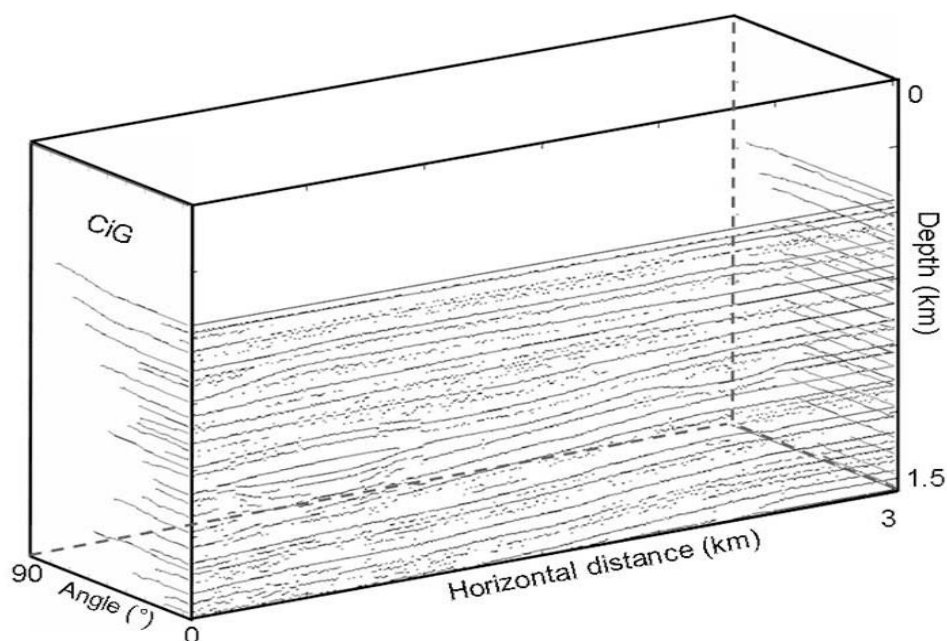


figure 73 : La prise en compte de l'ensemble des trajectoires sur chaque Iso-X permet d'obtenir le squelette quand nous regardons une section à angle proche. Le squelette permet une première interprétation de la géométrie en profondeur

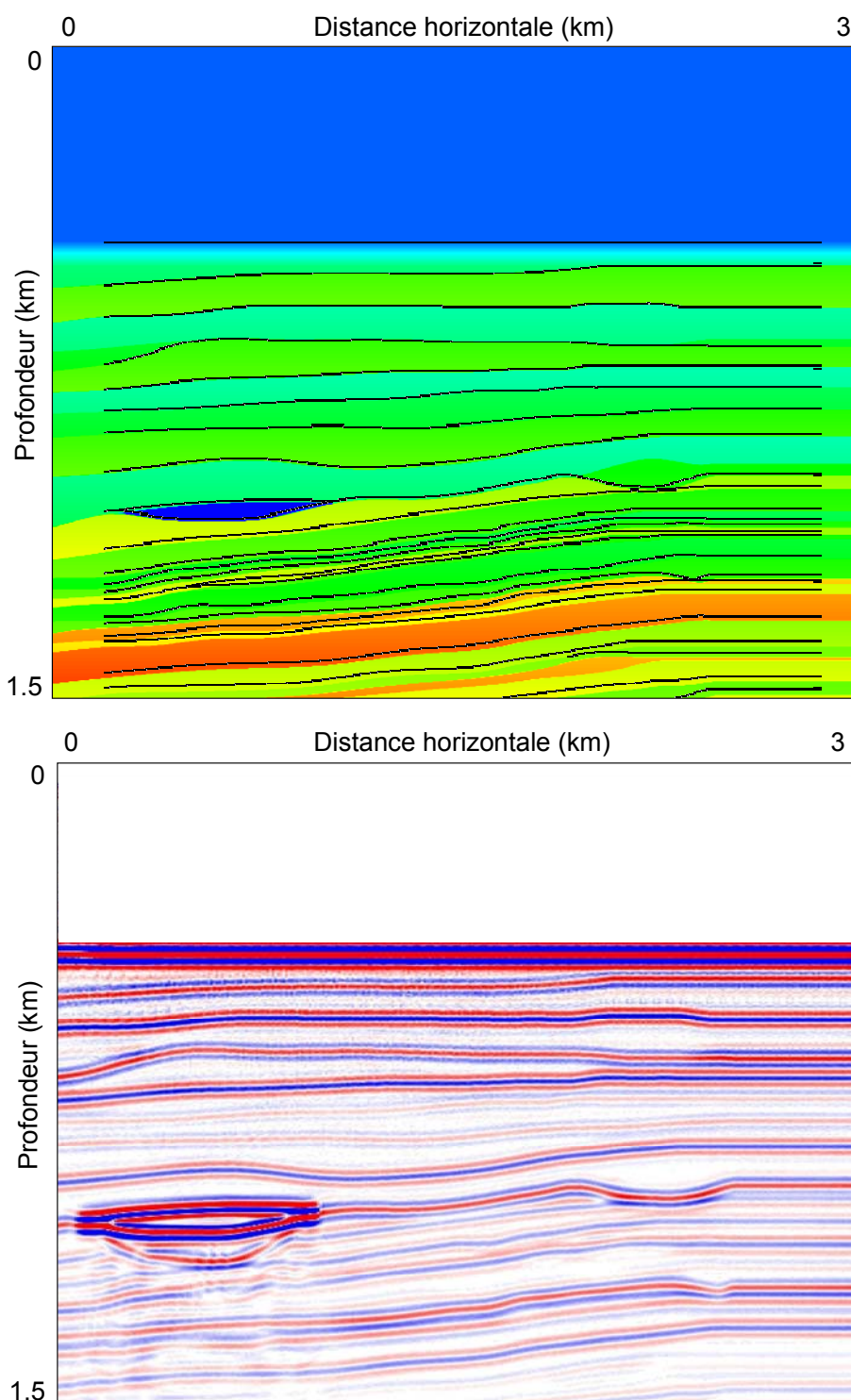


figure 74 : Superposition du squelette intercept sur la section  $V_p$  initiale qui a servi à la modélisation des données sismiques (haut). Section intercept pleine calculée sans l'utilisation des trajectoires (bas). Ayant effectué le vrai modèle de vitesse pour la migration, le squelette intercept cale précisément avec la section  $V_p$  et accorde ainsi toute confiance envers son utilisation pour contraindre géométriquement la future estimation de l'impédance acoustique.

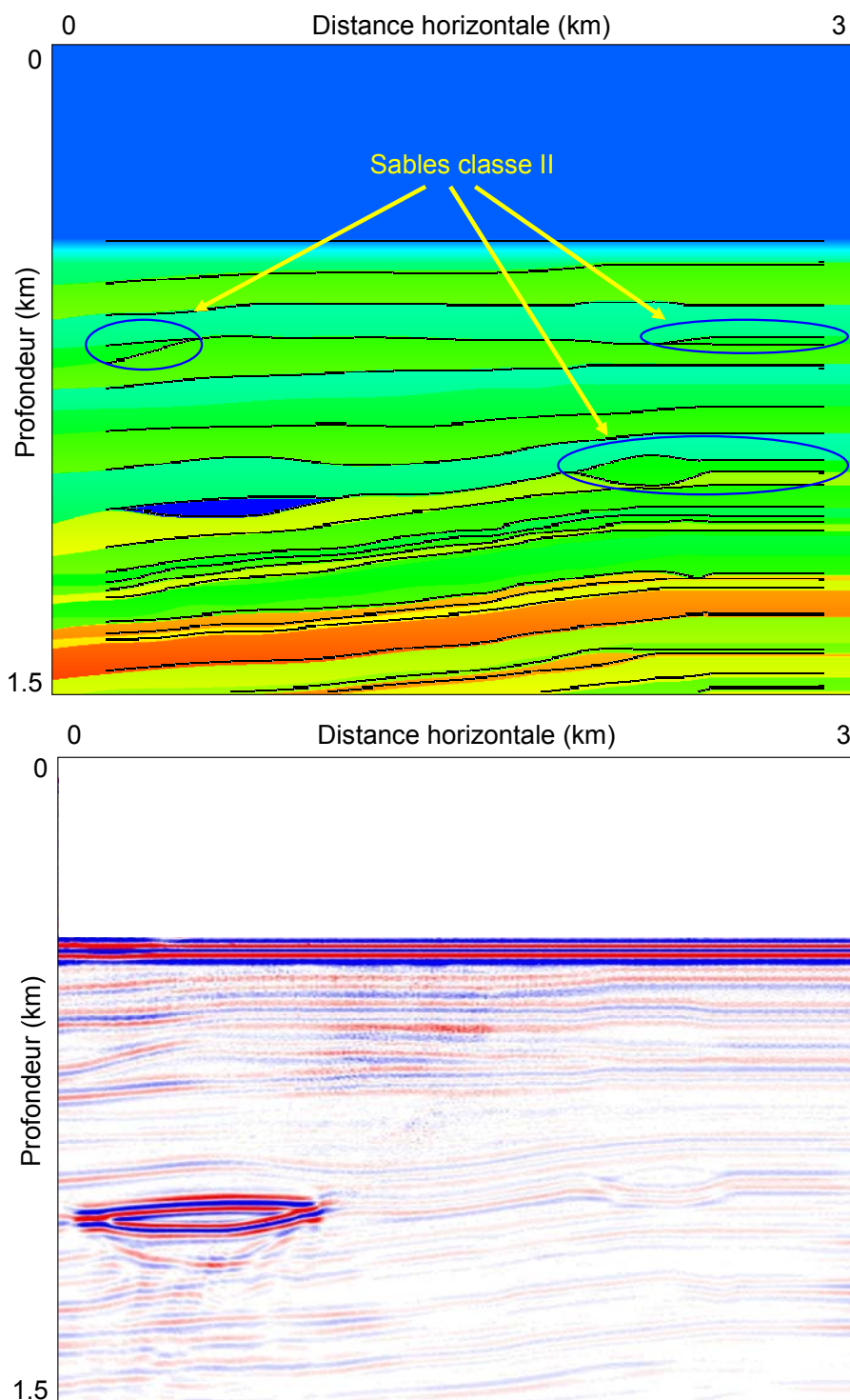


figure 75 : Superposition du squelette gradient sur la section  $V_p$  initiale qui a servi à la modélisation des données sismiques (haut). Section gradient pleine calculé sans l'utilisation des trajectoires (bas). Le squelette gradient permet d'identifier certaines réflexions que le squelette intercept ne voit pas : ce sont les sables de classe II caractérisés par une valeur d'intercept nulle ou faible mais une variation de la réflectivité significative.



---

## IV.6. Pointé des horizons et choix de la corrélation

La simulation de l'impédance acoustique sera effectuée dans des couches qui délimitent la section étudiée.

Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre III.3.2.2, les squelettes intercept et gradient sont utilisés pour le pointé des horizons qui délimitent les couches : ils nous procurent tous les deux l'information géométrique complémentaire qui va contraindre la simulation géostatistique par le biais des couches qui sont les repères de travail.

Cette opération est délicate et nous souhaitons nous aider de tous les types d'informations disponibles. Avant de procéder au pointé nous effectuons les opérations suivantes :

- Nous calculons les caractéristiques des trajectoires comme l'isolement, la gamme et la déviation angulaires. Les éléments trop isolés sont supprimés et plus un élément du squelette est associé à une longueur angulaire élevée et à une faible déviation angulaire (c'est-à-dire un bon positionnement en profondeur), plus nous lui accordons notre confiance.
- En plus du squelette intercept, le squelette gradient va nous permettre de compléter le pointé car il affiche des horizons qui ne sont pas présents sur le squelette intercept et qui sont associés à des sables de classe II.

Après de multiples essais et en accord avec l'interprétation que nous avons faite de la section migrée et des squelettes AVA, nous obtenons une délimitation de la section en un nombre fini de couches. La figure 76 montre la section intercept initiale (haut) et les horizons pointés (bas). La plupart des horizons pointés sont continus sur l'ensemble de la section, mais nous avons aussi choisi de sélectionner des horizons tronqués qui sont la signature des zones de sable de classe II et qui étaient affichés par la section gradient. Nous avons ici l'illustration de la complémentarité des deux principaux attributs AVA.

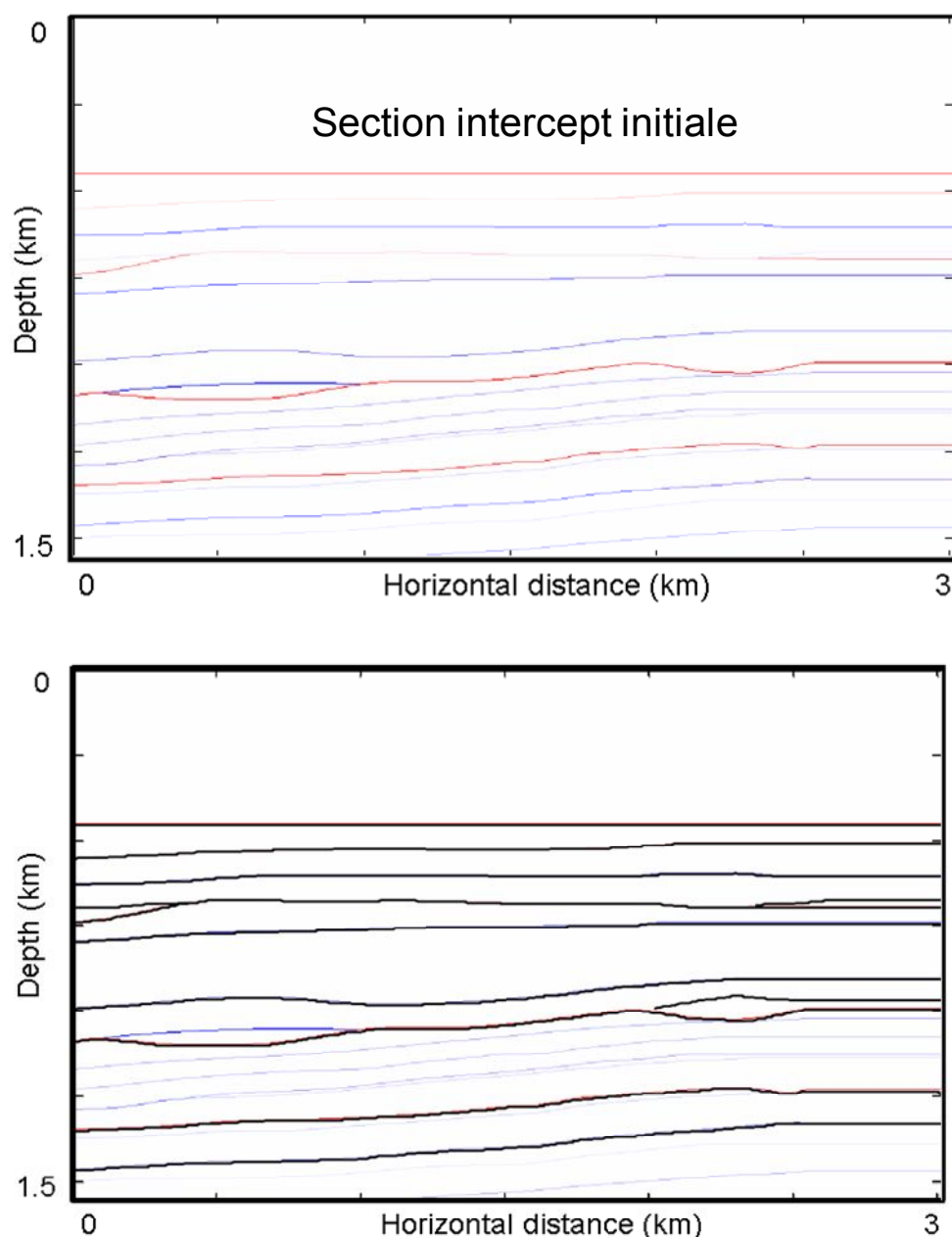


figure 76 : Section intercept initiale (haut) et les horizons pointés (bas). La plupart des horizons pointés (en noir) sont continus sur l'ensemble de la section, mais nous avons aussi choisi de sélectionner des horizons tronqués qui sont la signature des zones de sable de classe II et qui étaient affichés par la section gradient.

Nous avons défini les espaces de travail pour la simulation ultérieure. Comme expliqué dans la partie III, les couches squelettes sont horizontalisées et analysées pour choisir le meilleur type de corrélation pour le repositionnement des couches simulées. Le choix pour chacune des couches est affiché sur la figure 77. Il a une influence primordiale sur le modèle en impédance acoustique obtenu à la fin de l'étude. Pour des cas réels, il est nécessaire d'intégrer les informations issues de l'analyse géologique qui permettra de

délimiter les zones d'intérêt et d'interpréter les différentes zones (dépôts de mêmes familles) ou surfaces (érosion, etc.).

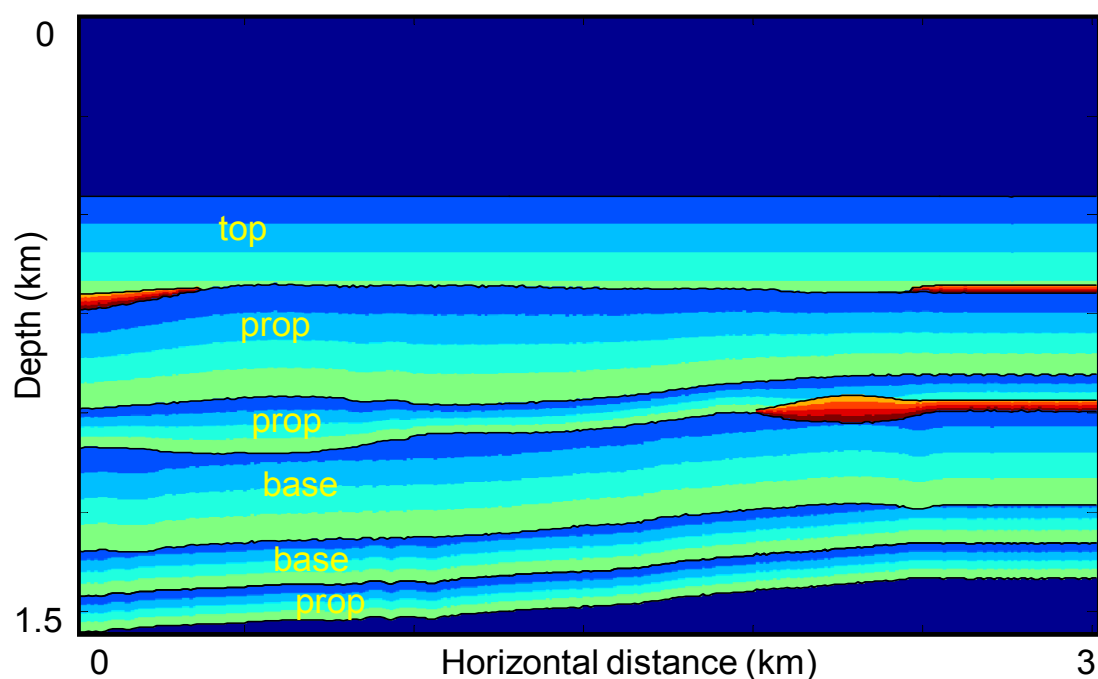


figure 77 : Choix des types de corrélation pour chacune des couches pointées de la section Schaubousi. « Top » indique une corrélation parallèle au toit, « base » parallèle à la base et « prop » parallèle au toit et à la base en même temps.

Nous avons ainsi extrait les principales informations pour procéder à une première simulation géostatistique de l'impédance acoustique qui est l'objet du prochain paragraphe.

---

## IV.7. Simulation de l'impédance acoustique

Pour cette application synthétique, les données conditionnantes de la simulation sont des puits extraits des sections en impédance acoustique initiales. Nous avons choisi dans un premier temps d'effectuer la simulation avec deux puits.

Nous avons décrit précédemment le modèle de covariance qui va être utilisé pour la simulation : le modèle exponentiel factorisé. Nous devons maintenant choisir les portées verticales et horizontales qui vont être appliquées à ce modèle. Le modèle Schaubousi a été conçu à la base d'un point de vue géophysique : chacune des couches est homogène en valeur  $V_p$ ,  $V_s$  et densité, donc en impédance acoustique et un léger gradient vertical a été ajouté. Dans ce cadre synthétique, nous n'avons pas calculé les variogrammes et allons imposer des valeurs de portées verticales et horizontales.

De plus, dans ce premier cas, la résolution des logs de puits et celle de la sismique sont les mêmes, le problème de changement de résolution n'est donc pas évoqué.

Dans un premier temps, nous allons extraire deux pseudo-puits en impédance acoustique aux extrémités de la section. La figure 78 représente trois exemples de simulations géostatistiques de l'impédance acoustique dans chacune des couches, à partir des deux puits. Trois portées horizontales différentes ont été appliquées : 3 000 mètres (haut), 1 000 mètres (milieu) et 100 mètres (bas) pour une portée verticale de 25 mètres.

Dans le cas où la portée horizontale est très élevée, les couches en impédance acoustique semblent très homogènes, et les zones similaires entre les deux puits se voient connectées d'un puits à l'autre grâce à la contrainte géométrique des horizons pointés. Quand la portée horizontale diminue, l'impédance acoustique dans les couches montre de plus en plus des variations.

Nous illustrons ces comportements en affichant sur la figure 79 les dix couches horizontalisées dans lesquelles la simulation a été effectuée, et ceci pour les trois valeurs de portées horizontales. Nous observons les différentes morphologies de corps sédimentaires reproduits pour chaque valeur de portée : très continues pour une portée élevée, et très variables pour une portée faible.

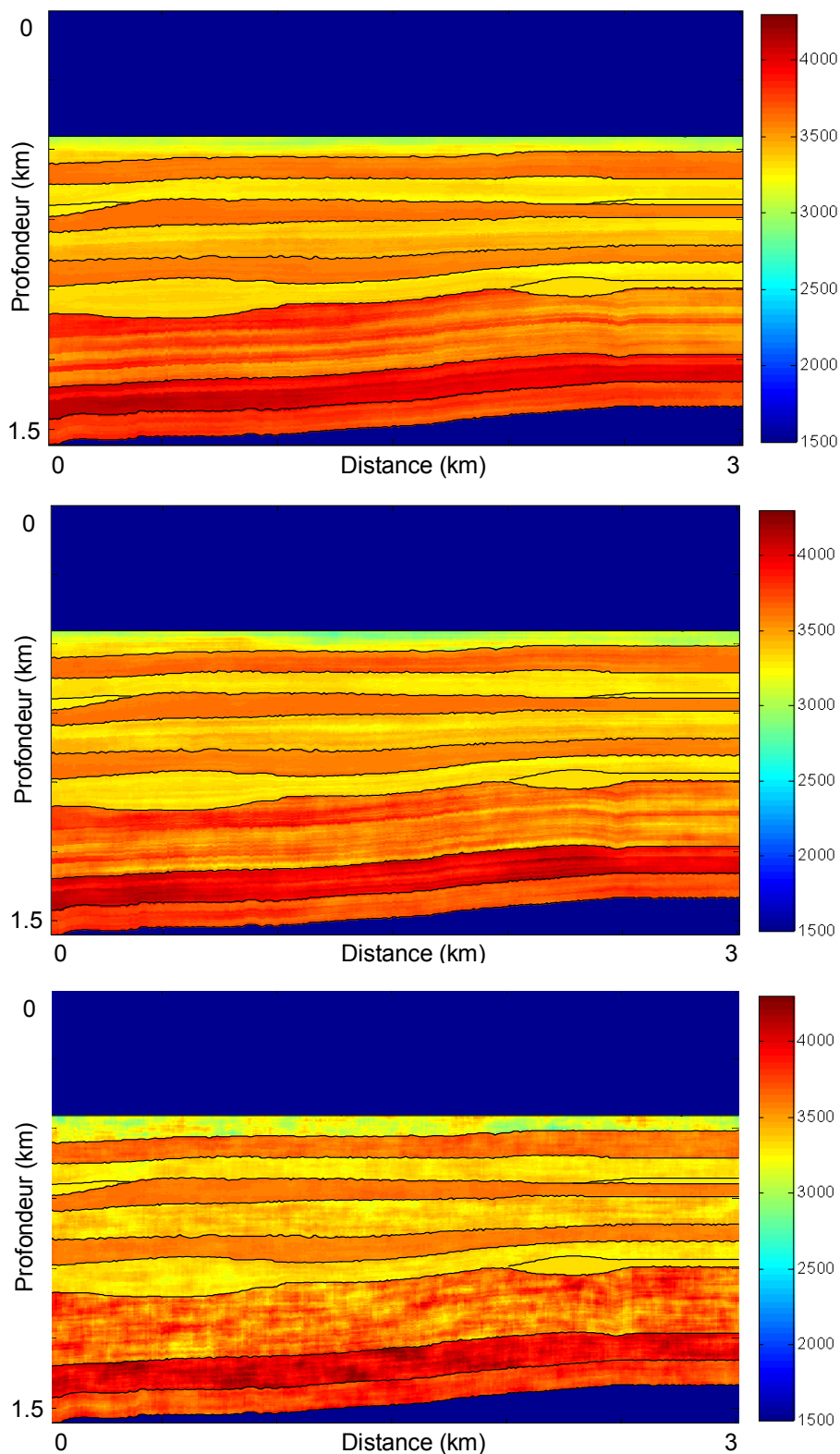


figure 78 : Exemple de simulations de l'impédance acoustique dans chacune des couches, à partir des deux puits situés aux extrémités. Trois portées horizontales différentes ont été appliquées : 3 000 mètres (haut), 1 000 mètres (milieu) et 100 mètres (bas) pour une portée verticale de 25 mètres.

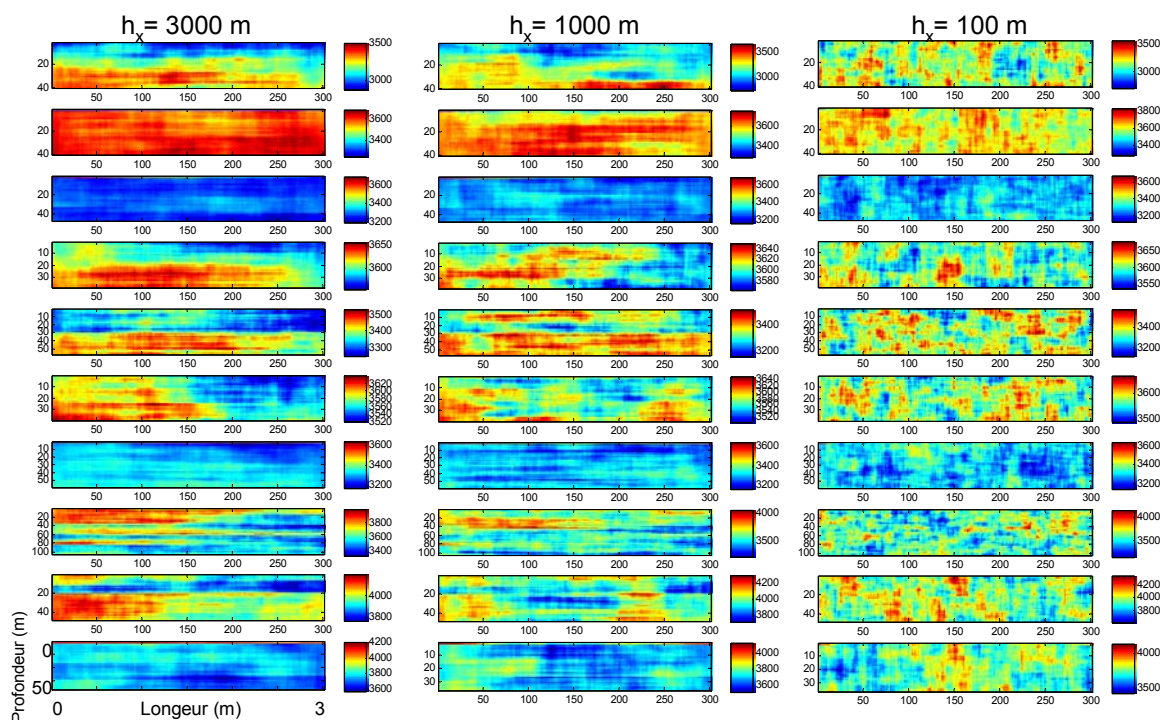


figure 79 : Simulation de l'impédance acoustique dans chacune des 10 couches horizontalisées (colonnes). Les trois valeurs de portées horizontales reproduisent des corps sédimentaires de morphologies très différentes.

Afin de comparer les trois sections en impédance entre elles, nous proposons d'effectuer une dizaine de simulations pour chaque valeur de portée, et d'en extraire des verticales situées au centre de la section. Nous extrayons aussi au même endroit une verticale du modèle théorique.

La figure 80 présente les verticales simulées superposées (en bleu) et la moyenne de ces simulations (en rouge) pour les trois valeurs de portées horizontales. Nous observons que :

- c'est pour le cas où la portée horizontale est la plus élevée que la dispersion autour de la moyenne est la plus faible. En effet, c'est dans ce cas que l'influence des puits est la plus forte, et que la variance de la simulation est la plus faible.
- quand la portée est très faible, les puits n'ont plus aucune influence à longue distance, comme c'est le cas ici au milieu de la section et seul le modèle géostatistique conduit la simulation : les valeurs oscillent autour de la moyenne.

La figure 81 (gauche) représente les moyennes des verticales d'impédance simulées superposées (en couleurs) à la verticale réelle (rouge) et les écarts quadratiques avec la verticale d'impédance réelle (droite). Ces écarts pour les portées de 3 000, 1 000 et 10 mètres valent respectivement  $2.54 \cdot 10^8$ ,  $4.29 \cdot 10^8$  et  $5.95 \cdot 10^8$ . Donc nous pouvons dire que localement, la moyenne des simulations pour une portée horizontale de 3 000 mètres est celle qui se rapproche la plus de la réalité. Cette analyse nous permet de choisir la valeur de la portée élevée pour cette première phase de simulation d'une section en impédance acoustique.

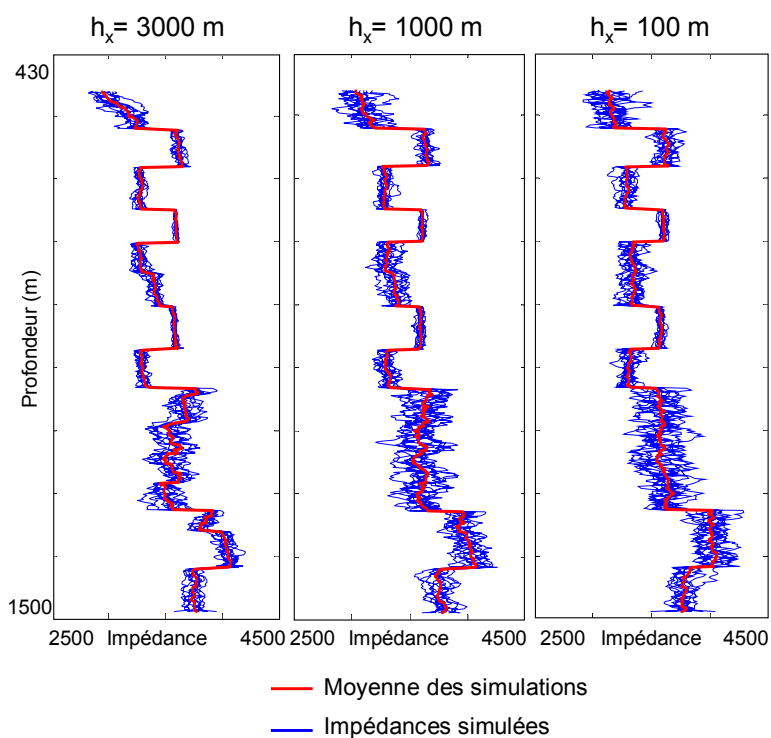


figure 80 : Verticales d'impédance simulées superposées (en bleu) et la verticale réelle (rouge) pour la simulation avec les trois valeurs de portées horizontales. Trois moyennes des simulations de portées différentes superposées à la verticale d'impédance réelle (droite).

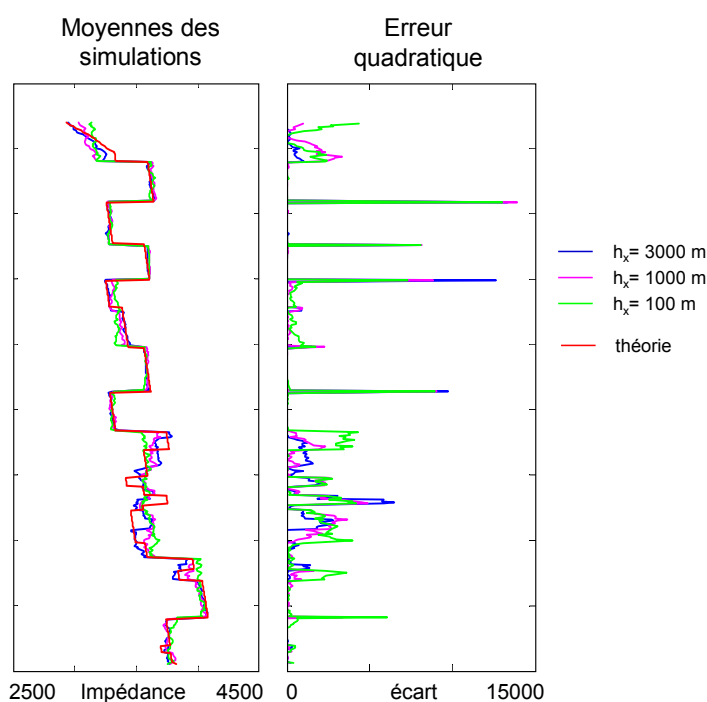


figure 81 : Moyennes des verticales d'impédance simulées superposées (en couleurs) et la verticale réelle (rouge) pour la simulation avec les trois valeurs de portées horizontales (gauche). Écarts quadratiques avec la verticale d'impédance réelle (droite).

La section en impédance acoustique choisie est présentée sur figure 82. Les seules contraintes imposées à la simulation sont l'information géométrique issue du pointé des squelettes AVA et les puits qui sont affichés aux bords de la section. Afin de mieux évaluer la qualité de la section simulée, nous proposons de la comparer avec la section en impédance théorique dont nous disposons.

À cette échelle d'observation, la section simulée semble très similaire à la section théorique, qui représente le résultat idéal que nous recherchons. La valeur de l'impédance dans les couches est correctement reproduite et la disposition géométrique est bien retrouvée. Les zones similaires entre les deux puits se voient connectées d'un puits à l'autre grâce à la contrainte géométrique des horizons pointés.

Nous proposons de calculer les valeurs moyennes des couches en impédance acoustique sur la longueur de la section, en intégrant les valeurs réelles moyennes des couches au niveau des puits. Les courbes sont affichées sur la figure 83. Quand les courbes fluctuent autour de la même valeur nous pouvons considérer qu'il y a une stationnarité horizontale. Par contre certaines croissent régulièrement, ce qui indique une légère dérive.



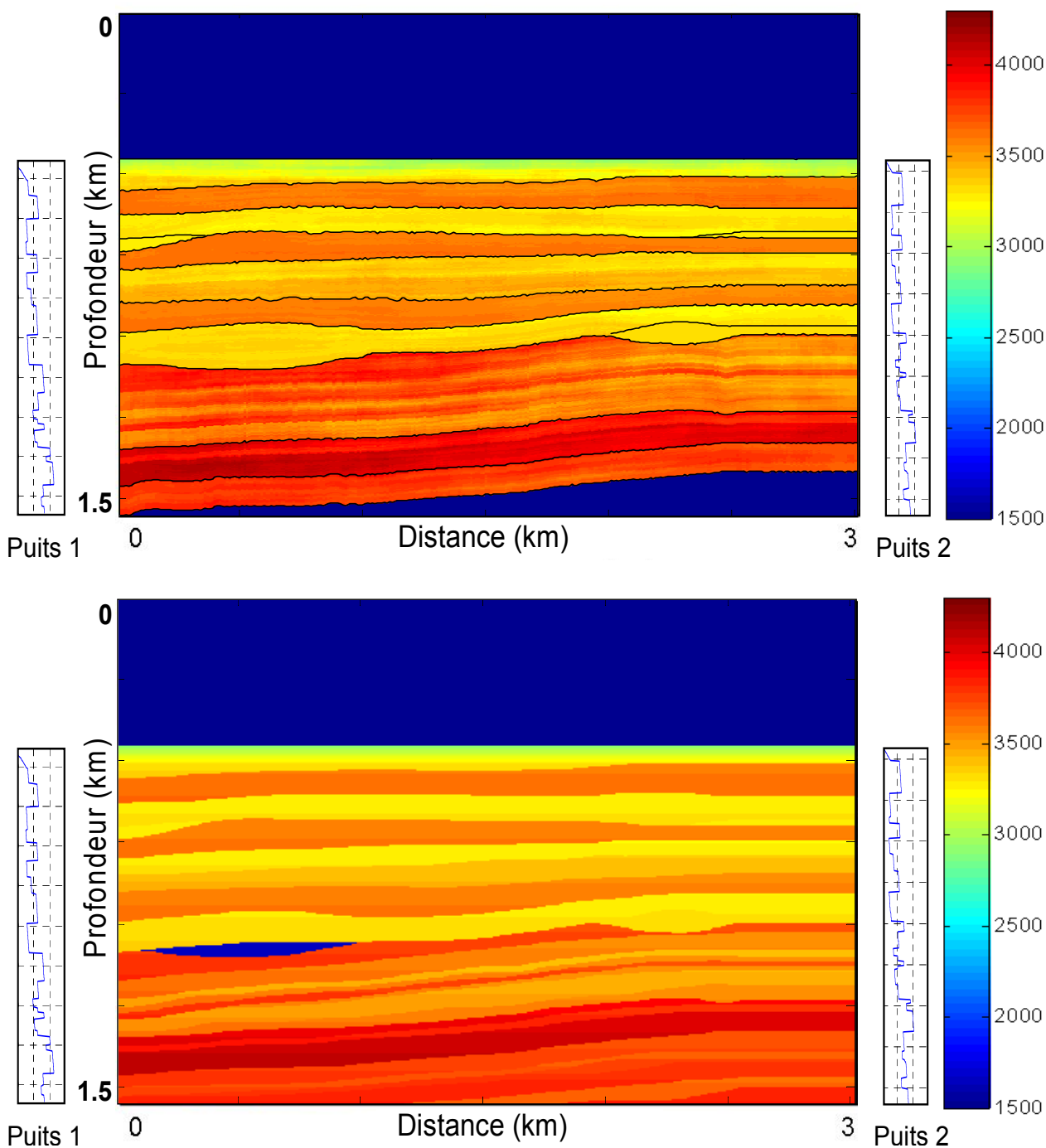


figure 82 : Section en impédance acoustique en profondeur obtenue par simulation géostatistique à partir des logs d'impédance des puits (haut). Les puits sont affichés aux extrémités de la section. Les seules contraintes imposées sont les couches définies à l'aide des sections AVA. Comparaison avec la section en impédance théorique (bas). Les deux sections sont très similaires, les couches sont correctement reproduites, et le calage entre les réflecteurs pointés est très bon (les zones similaires sont bien retrouvées aux deux extrémités de la section).

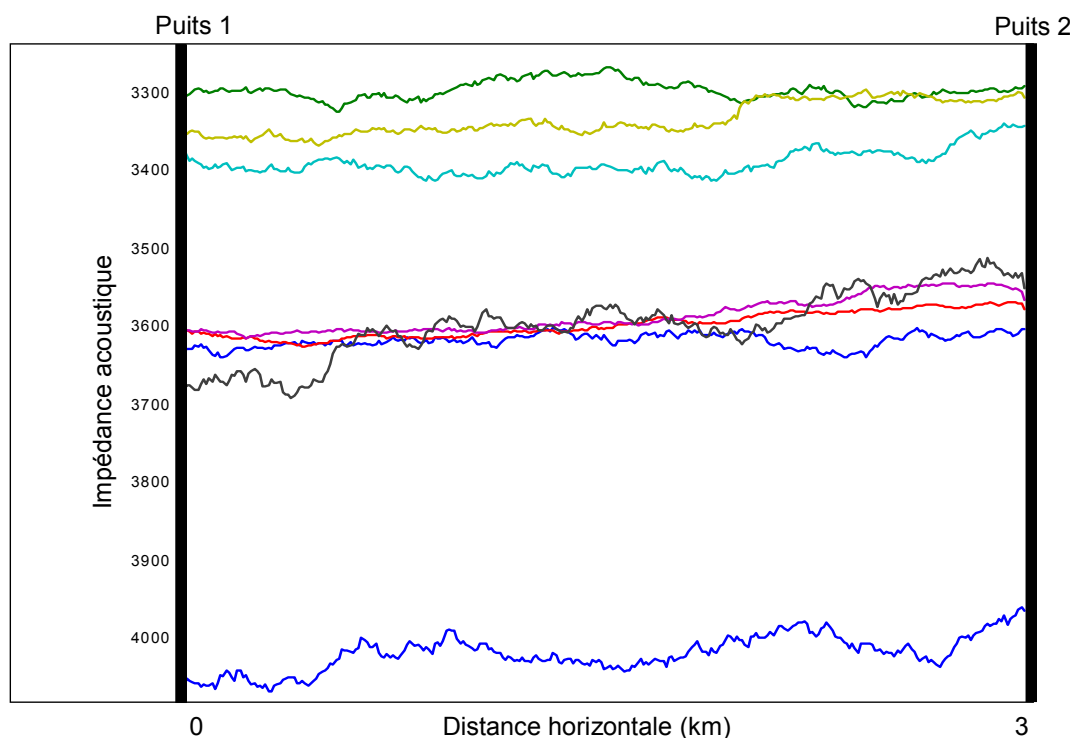


figure 83 : Valeurs moyennes des couches en impédance acoustique sur la longueur de la section, en intégrant les valeurs réelles moyennes des couches au niveau des puits (extrémités noires des courbes).

Au vu de la comparaison entre la section simulée et la section théorique, nous constatons l'absence de la lentille de gaz sur la section simulée, alors qu'elle est fortement visible sur la section théorique. La principale explication à ce problème est que la lentille n'étant pas traversée par un des puits, il est impossible que la simulation rende compte de la baisse de valeur de l'impédance, car elle n'est conditionnée que par les valeurs au puits.

#### IV.8. Double contribution de la section intercept

Notre méthode a pour but d'utiliser le maximum d'informations issues du traitement géophysique, c'est-à-dire tous les types d'informations contenues dans les squelettes AVA : géométrique et quantitative.

Le squelette intercept est par définition un squelette de réflectivité, c'est-à-dire qu'il fournit en chaque point une quantification de la réflectivité sismique : soit elle est nulle ou très faible, et le squelette est vide, soit il existe une valeur non nulle et le squelette est plein. Cette information en réflectivité a pour grand avantage d'être globale, c'est-à-dire existante sur l'ensemble de la zone étudiée, et c'est une des caractéristiques des données sismiques. Les données de puits, par exemple sont des données locales ou ponctuelles, c'est-à-dire qu'elles ne sont connues qu'en certains endroits du champ.

Nous superposons le squelette géométrique du modèle Schaubousi avec la dernière section en impédance simulée (figure 84). Nous pouvons tout d'abord remarquer qu'il existe un grand nombre d'éléments de valeurs intercept non nulle au sein de chaque couche « homogène », ils sont en majorité des éléments de faibles valeurs.

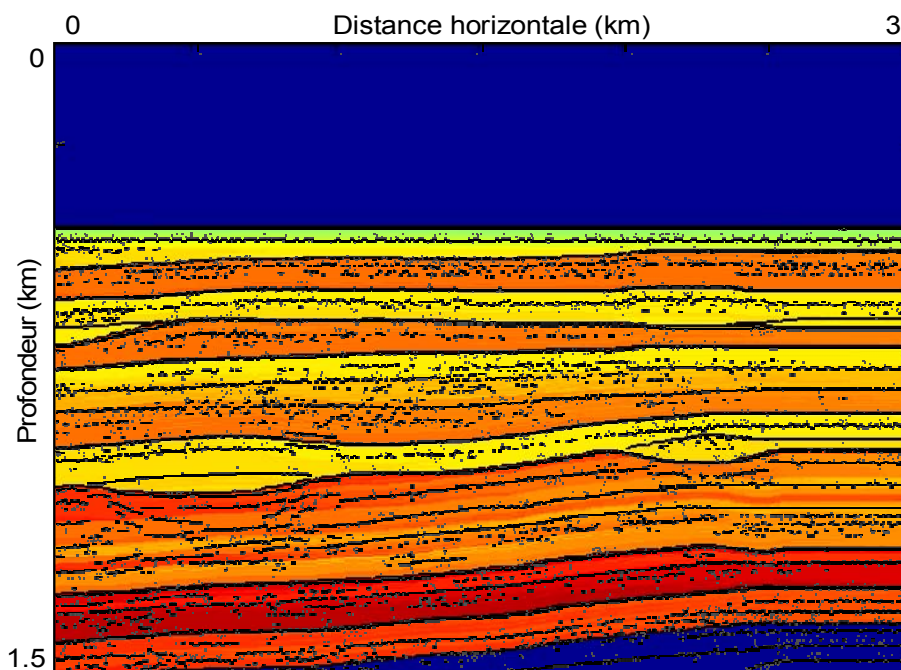


figure 84 : Superposition du squelette intercept et de la section simulée en impédance acoustique. En plus de fournir une information géométrique en définissant les couches, la valeur de réflectivité devrait nous permettre de simuler localement des anomalies d'impédance.

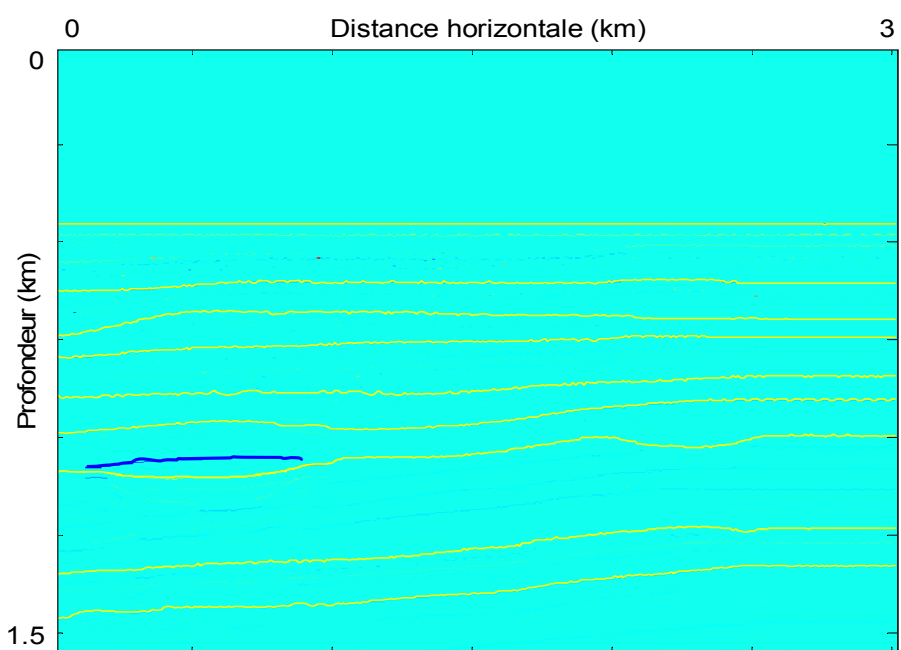


figure 85 : Squelette intercept pointé, la réflectivité négative de l'anomalie est bien visible en bleu. Il apparaît intéressant de la prendre en compte pour la simulation de l'impédance acoustique dans le but de reproduire l'anomalie de gaz.

Nous affichons maintenant les horizons pointés superposés avec la section squelette intercept (figure 85). La réflectivité (bleue) est fortement négative et se distingue clairement des autres valeurs. Dans un cas comme celui-ci, il est intéressant d'intégrer cette information en réflectivité pour l'estimation de l'impédance acoustique, la zone en gaz peut ainsi être directement reproduite.

#### IV.9. Intégration de l'information quantitative

Nous proposons de procéder à la modification de la première section en impédance acoustique initiale pour la couche dans laquelle le squelette intercept fait apparaître des informations quantitatives correspondant à la signature de la présence d'une anomalie en impédance.

Cette couche fait apparaître un horizon relativement continu de valeur intercept négative (figure 85), elle correspond au toit d'une anomalie de gaz. Dans ce cas, comme dans tous les cas où la sismique donne une information « représentative », il est intéressant de faire apparaître la zone de gaz (impédance très faible par rapport à son encaissant).

Le résultat de l'intégration de l'information quantitative du squelette intercept sur la section en impédance acoustique initiale est représenté sur la figure 86. Nous avons souhaité reproduire une anomalie homogène en créant un effet de non-stationnarité verticale par utilisation d'une moyenne locale constante. Ainsi, il apparaît une zone relativement homogène où l'impédance acoustique est faible par rapport à l'encaissant. L'hypothèse de non-stationnarité permet d'éviter le retour de la moyenne de la valeur d'impédance acoustique à celle de la couche.

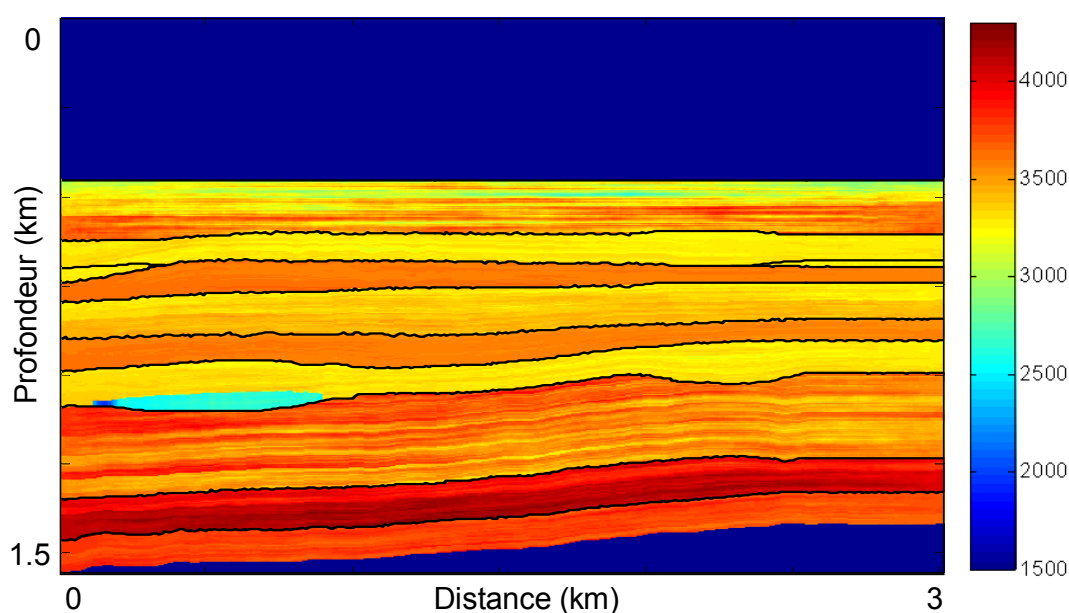


figure 86 : Résultat de l'intégration de l'information quantitative du squelette intercept sur la section en impédance acoustique initiale. Nous avons souhaité reproduire une anomalie homogène en créant un effet de non-stationnarité verticale par utilisation d'une moyenne locale constante.

Nous affichons la comparaison de cette dernière section avec la section en impédance acoustique théorique (figure 87) comme nous l'avons fait pour le premier type de simulation.

Nous observons la similarité des anomalies en gaz, malgré la différence de valeur. Celle-ci est très bien localisée et leurs formes sont similaires.

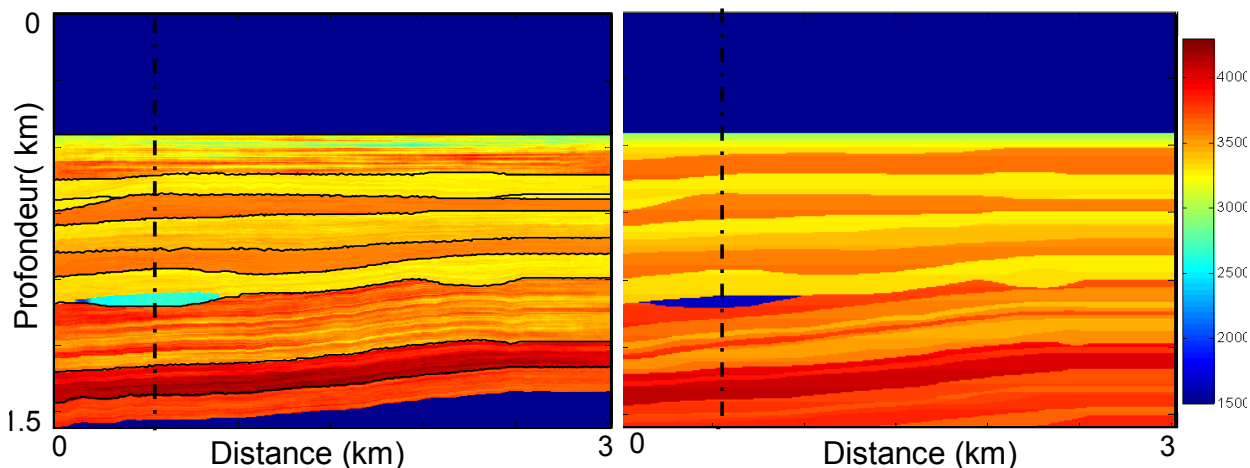


figure 87 : Comparaison de la section simulée avec hypothèse de non-stationnarité et la section en impédance acoustique théorique.

Nous extrayons les valeurs d'impédance acoustique des sections théorique et simulée sur la même verticale qui traverse la zone de gaz (pointillé noir sur la figure 87) et les superposons sur la figure 88. Nous calculons aussi l'erreur entre les deux courbes (droite).

Les deux courbes sont relativement bien confondues, et indiquent la bonne reproduction de l'impédance acoustique par la simulation. Nous observons aisément la composante haute fréquence de la courbe simulée qui traduit la capacité de la simulation à rendre compte des hétérogénéités des données conditionnantes.

La principale observation est qu'au niveau de l'anomalie de gaz la décroissance de l'impédance est bien prise en compte par la simulation, mais de façon trop modérée : la valeur simulée est égale à la moitié de la valeur théorique.

Nous remarquons aussi qu'il y a davantage de variations d'impédance acoustique sous l'anomalie car cela correspond à la couche la plus épaisse de la section dont la variance autour de la valeur moyenne est la plus grande.

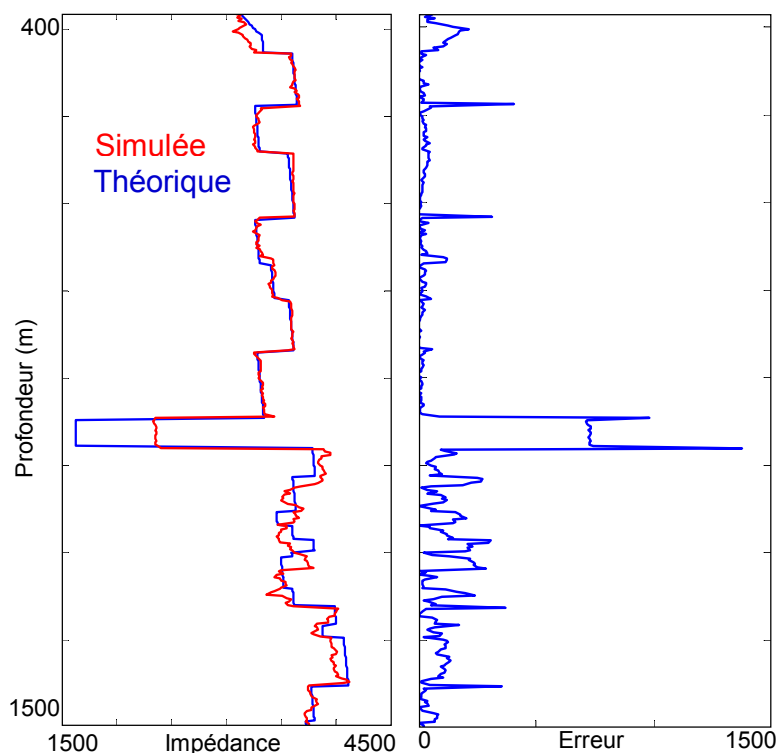


figure 88 : (Gauche) Comparaison des valeurs d'impédance acoustique théorique (rouge) et simulée (bleu) sur une verticale – correspond au trait en pointillé noir sur la figure 87 (gauche). (Droite) Erreur entre les deux courbes. Elles sont très similaires, mais l'anomalie d'impédance n'est pas assez forte dans le cas de la simulation.

Le problème du contraste d'impédance acoustique trop faible vient du fait que la valeur de la réflectivité issue du squelette intercept n'est pas assez élevée. Cela est probablement dû aux limitations de la migration en profondeur qui utilise l'approximation de Kirchhoff en ne considérant que les premières arrivées, et ne reproduit pas bien les forts contrastes sismiques comme c'est le cas de l'anomalie en gaz. Pour cette méthode d'imagerie, un fort lissage du modèle de vitesse est nécessaire pour assurer la continuité au deuxième ordre de la dérivée pour le calcul des rais : la faible vitesse de l'anomalie n'est donc pas prise en compte dans la migration et ce lissage peut induire un mauvais calcul de la cinématique. De plus il apparaît des triplications : trois ondes de même type arrivent à trois instants différents, comme c'est le cas sur des horizons en forme de cuvette, ou ici sur l'anomalie gazeuse. Il y aurait ici intérêt d'utiliser soit la même migration considérant plusieurs arrivées, soit un autre type de migration comme celle basée sur l'approximation de l'équation d'onde (*one way*) qui prend bien en compte les forts contrastes du modèle de vitesse.

La figure 89 représente deux verticales extraites de la section simulée traversant les zones de sables de classe II qui ont été prises en compte grâce au pointé des horizons à l'aide du squelette gradient (extrémités gauche et droite de la section). Ce type de sable est très recherché par les pétroliers pour leur capacité de stockage d'hydrocarbures, mais leur détection reste difficile à cause de la réflectivité faible ou nulle qui les caractérise au sein des sections sismiques. Les ronds noirs indiquent ces zones discrètes pour lesquelles l'impédance acoustique ne varie pas beaucoup par rapport à l'ensemble.

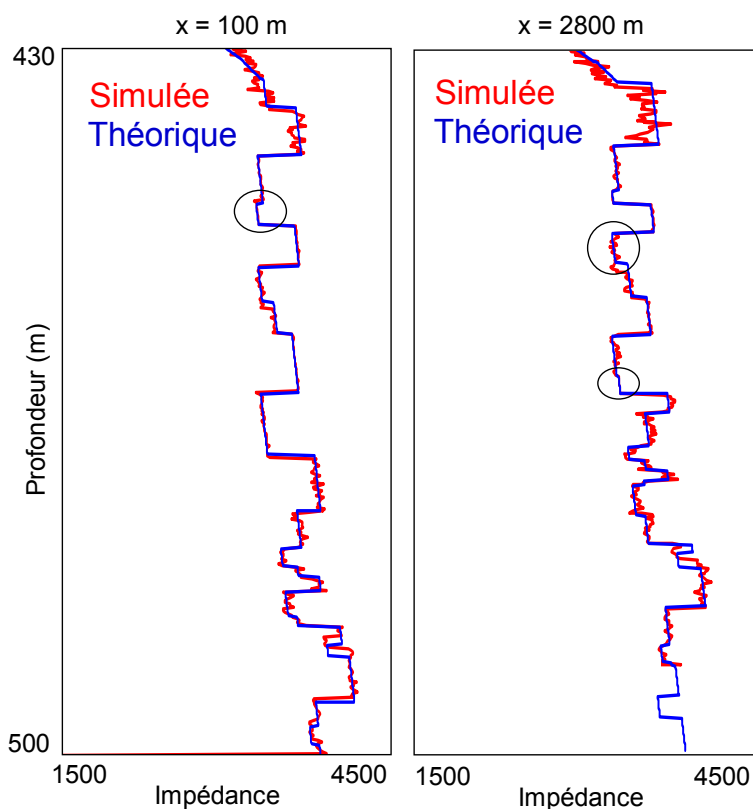


figure 89 : Verticales traversant les zones de sables de classe II. Les ronds noirs indiquent les trois zones.

Enfin, nous voulons démontrer les capacités de cette méthodologie quand nous n'avons que peu d'informations conditionnantes, comme ce serait le cas si nous n'avions qu'un seul puits.

La figure 90 montre des cas où la simulation sous contrainte a été effectuée avec un seul puits et la même valeur de corrélation. Le trait pointillé indique la localisation du puits. Les résultats sont très similaires. La figure 91 représente les verticales extraites au niveau de l'anomalie de gaz. Les courbes bleues sont les courbes théoriques et les courbes rouges sont les courbes simulées. À droite de la figure sont superposées les trois courbes simulées et qui correspondent aux trois positions différentes du puits. Nous observons une très grande similitude entre les courbes qui atteste de la bonne cohérence de la courbe simulée, sous réserve d'une corrélation horizontale élevée, c'est-à-dire de l'homogénéité des couches.

Ce résultat est intéressant car dans un cas réel le nombre de puits disponibles est souvent restreint, comme le cas réel que nous traiterons plus tard et pour lequel nous n'avons qu'un seul puits.

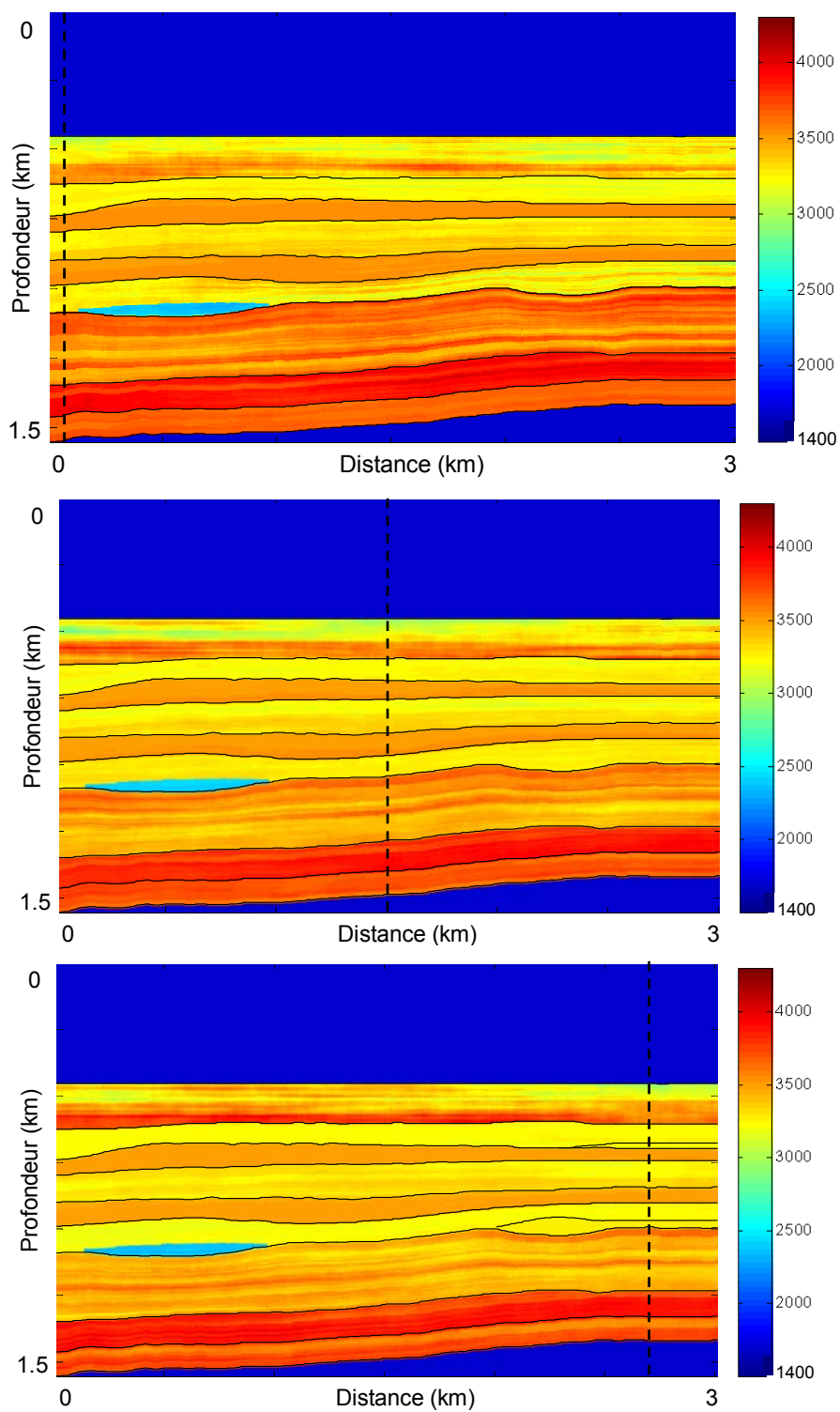


figure 90 : Comparaison des sections simulées avec un seul puits et pour différentes positions (trait pointillé).



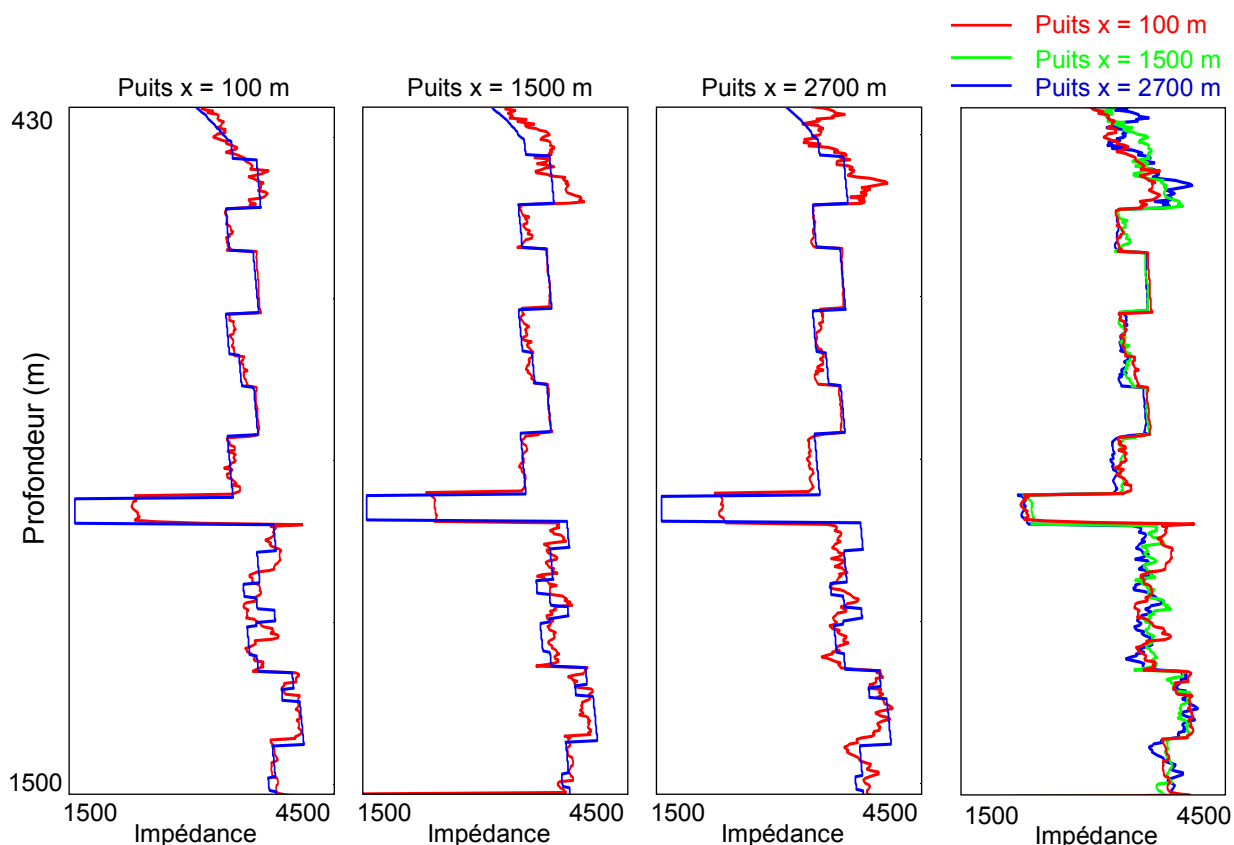


figure 91 : Comparaison des verticales simulées traversant l'anomalie pour les trois positions des puits des figures précédentes (gauche) A droite les courbes sont superposées.

## IV.10. Conclusions

Les développements présentés sont basés sur la simulation gaussienne séquentielle de l'impédance acoustique à partir :

- des logs de puits (un ou deux puits) qui sont les données conditionnantes.
- des couches définies par les squelettes AVA en profondeur qui ont été interprétés et pointés.
- du type de corrélation stratigraphique sélectionné après interprétation et/ou analyse des couches du squelette AVA mises à plat.
- de l'information quantitative en réflectivité fournie par le squelette intercept, en des endroits interprétés comme zone d'hydrocarbures.

Ces simulations ont été effectuées dans des repères de travail définis par le pointé sur la section intercept. Ces repères sont des couches dont les limites ont été définies par la sélection semi-automatique des horizons majeurs constituant le squelette géométrique, sous contraintes des valeurs d'intercept, de gradient et des caractéristiques morphologiques des trajectoires sur les Iso-X (comme montré dans la partie précédente). L'interpolation de chacun des horizons a été basée sur les cohérences géométriques et quantitatives entre les points sélectionnés sur la section intercept.

Cette première phase de pointé des horizons majeurs est complétée par une analyse du squelette gradient, qui permet d'identifier des horizons dont les valeurs d'intercept sont nulles, soit des zones de sables de classe II, comme il en apparaît aux extrémités de la section Schaubousi. Des horizons partiels, ou tronqués, sont ainsi sélectionnés et sont superposés aux horizons continus.

Le résultat comparé à la section en impédance acoustique théorique (calculée grâce aux données synthétiques initiales) permet de démontrer la bonne qualité de la section simulée : la contrainte géométrique apportée par les squelettes intercept et gradient fournit une information essentielle quant aux morphologies des couches.

Cette première section simulée nous sert de section initiale sur laquelle nous allons apporter l'information quantitative. Nous avons alors proposé la double contribution du squelette intercept, c'est-à-dire que celui-ci fournit une contrainte géométrique par le biais du pointé des horizons mais conditionne aussi localement la simulation par la prise en compte des valeurs de réflectivité significatives. Après comparaison avec la section impédance théorique, la section finale obtenue est très satisfaisante, avec conditionnement par un ou plusieurs puits. Il est néanmoins nécessaire de choisir l'hypothèse de stationnarité ou non-stationnarité selon le type d'anomalie que nous voulons reproduire. Toutefois, le problème de la valeur d'intercept erronée, et donc de la valeur contraste d'impédance acoustique qui en découle, nous amène à proposer l'utilisation de cette méthodologie après, par exemple, une migration de type *Kirchhoff* multi-arrivée par équation d'onde (*one way* ou *two way*).

Néanmoins, quelque soit le type d'imagerie utilisée, l'idée d'utiliser la simulation géostatistique est un moyen pour combler les « déficiences » de la détermination des valeurs et de l'imagerie dans un cas réel, où de plus la quantité d'information fournie par les puits est souvent très faible.

Notre approche est différente des autres méthodes géophysiques pour la prise en compte de l'information sismique :

- premièrement, nous ne proposons pas une mise à jour du modèle en impédance acoustique comme c'est le cas de l'inversion stratigraphique par exemple pour que l'erreur entre les données sismiques synthétiques et réelles soit la plus faible possible. Le modèle obtenu, qui est issu d'une simulation géostatistique, et intègre donc une dimension probabiliste peut être accepté tel quel pour la suite du travail de modélisation : construction du géo-modèle en faciès, porosité ou perméabilité.
- deuxièmement, la prise en compte de la réflectivité est effectuée de manière originale : les squelettes AVA permettent de connaître la réflectivité et sa variation de façon robuste par l'inversion effectuée le long de trajectoires. Les critères sur les trajectoires permettent d'estimer la qualité du traitement sismique utilisé au préalable. De plus, le travail est entièrement effectué en profondeur.
- généralement, pour les constructions de modèle réservoir en géophysique l'information structurale est estimée à l'aide d'un pointé des sections sismiques, qui sont souvent exprimées en fonction du temps. Les pointés sont effectués manuellement et/ou automatiquement par des logiciels d'interprétation sur des sections sommées, qui ne contiennent pas l'information de la variation de la réflectivité en angle. Les sections d'attributs AVA ne sont pas directement utilisées pour l'extraction des horizons comme nous le proposons ici par le biais des squelettes.



## V. Données réelles

Nous allons tester notre méthodologie sur un ensemble de données réelles. Celles-ci comportent deux lignes de sismique marine 2D qui se croisent, avec deux modèles de vitesse respectifs, et différents logs sur un puits localisé à la jonction des deux lignes. Nous présenterons dans un premier temps ces données et le contexte de l'étude pour laquelle elles ont été enregistrées. Puis nous aborderons l'ensemble des prétraitements indispensables à l'utilisation d'un tel jeu de données (parallèlement aux données synthétiques). Nous décrirons ensuite les résultats de la migration en profondeur, ainsi que le calage de la section sismique par rapport au puits. La suite exposera l'ensemble du traitement AVA que nous avons déjà énoncé, pour ensuite procéder au pointé des horizons et à la simulation géostatistique de l'impédance acoustique au sein de la section. Par souci de confidentialité, nous n'indiquerons pas un certain nombre d'informations sur ces données, notamment leur localisation et leur signature géologique.

## V.1. Présentation des données

Cette partie consiste en une brève description des données dont nous disposons. Nous présentons tout d'abord les données sismiques, le modèle de vitesse estimé, ainsi que les logs de puits.

### V.1.1. Données sismiques

Nous disposons de deux lignes sismiques 2D acquises sur un même site (figure 92). La localisation du puits se trouve à l'intersection des deux lignes. Par souci de temps, nous n'avons pu qu'appliquer nos outils d'imagerie sur une seule, la ligne 1. Celle-ci, la plus longue, fait une trentaine de kilomètres de longueur.

Les tirs sismiques ont été effectués tous les 25 mètres, avec un offset maximal d'environ 4 500 mètres. Les récepteurs sur la flûte sont espacés de 25 mètres, le temps d'enregistrement est de 6 secondes et échantillonné toutes les 4 ms.

La figure 93 représente la ligne sismique et un point de tir en perspective.

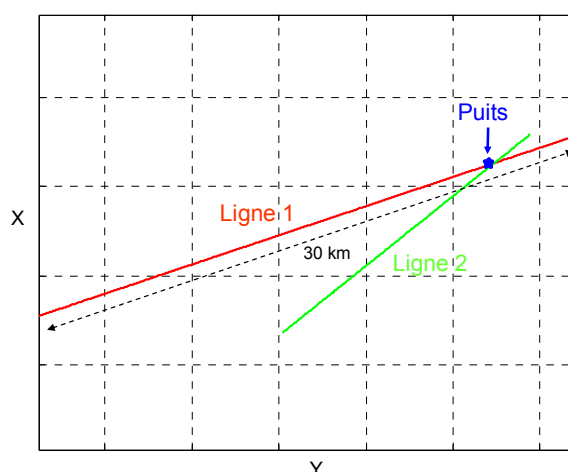


figure 92 : Illustration de la géométrie des deux lignes sismiques et de l'emplacement du puits à leur croisement. Nous n'allons travailler qu'avec la ligne 1, en rouge sur la figure et qui fait une trentaine de kilomètres de longueur.

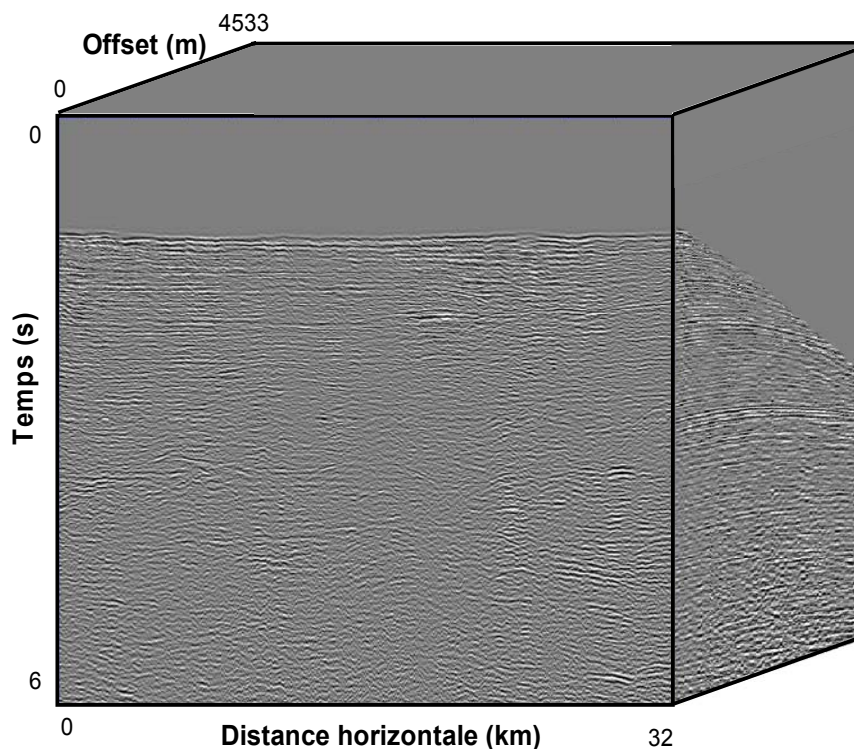


figure 93 : Géométrie de la ligne sismique. La section de face est la section à incidence nulle. L'axe vertical est le temps. Le troisième axe, en perspective, représente la distance source-récepteur.

### V.1.2. Modèle de vitesse

Le modèle de vitesse que nous allons utiliser pour la migration en profondeur est un modèle obtenu à partir de l'analyse de vitesse sur un certain nombre de sections à point miroir commun (« Common Depth Point », CDP). Ces CDP sont extraits tous les 125 mètres le long de la ligne sismique brute.

L'analyse de vitesse consiste à appliquer une correction NMO sur toutes les sections CDP. Pour chaque profondeur, une gamme de vitesse est utilisée par la correction dans le but d'aplatir les réflexions. Cette analyse permet d'obtenir un panneau de semblance pour chaque CDP (figure 94) dont les zones maximales indiquent les vitesses les plus appropriées. Un pointé de ces vitesses permet d'obtenir une courbe de vitesse qui est interpolée et lissée. Un exemple d'analyse de vitesse est représenté sur la figure 94. Les vitesses sélectionnées permettent d'aplatir les événements pour chaque CDP (figure 95).

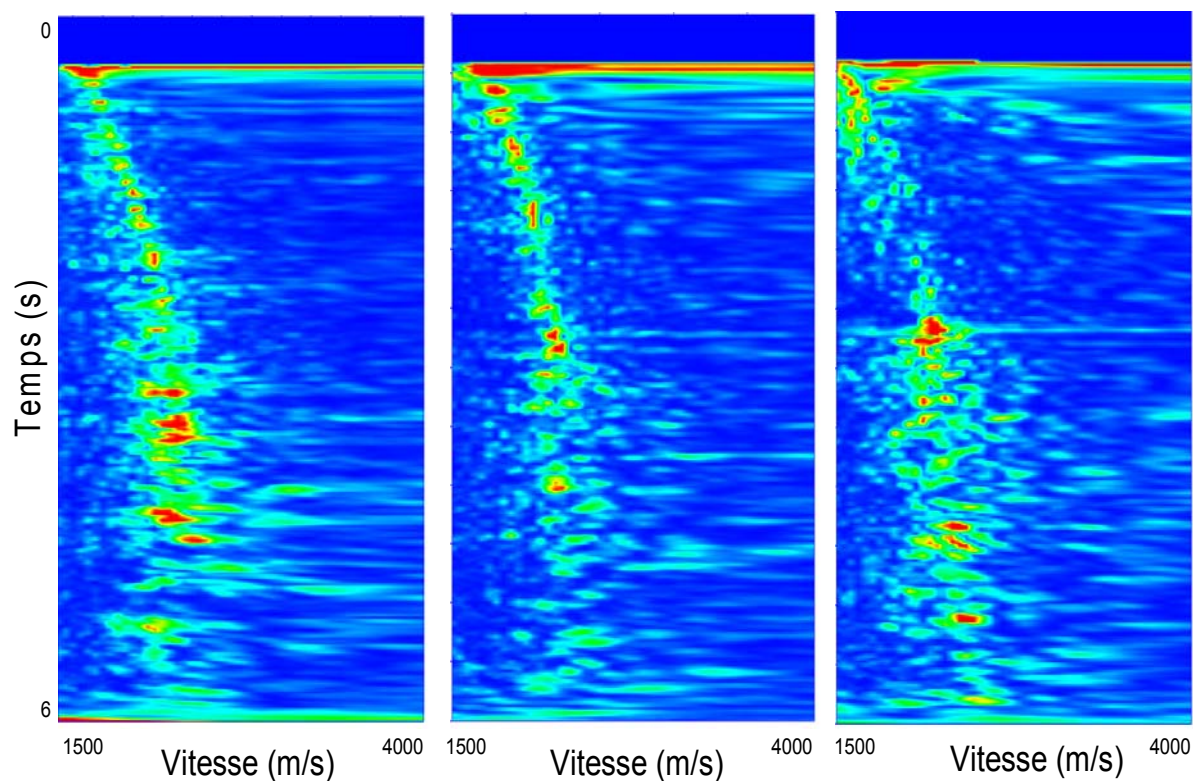


figure 94 : Panneaux de semblance associés aux analyses de vitesse de quelques CDP. Les zones rouges indiquent les vitesses pour lesquelles les horizons ont été les mieux aplatis, ce sont ces vitesses qui vont être sélectionnées pour créer le modèle de vitesse.

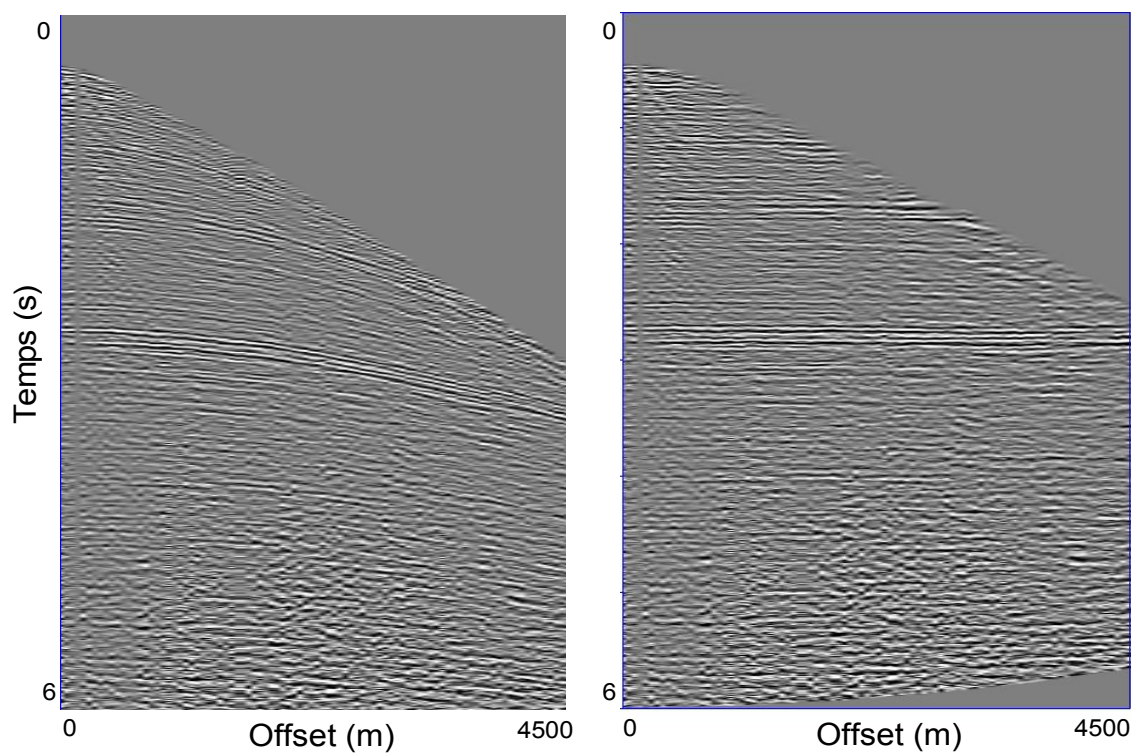


figure 95 : Exemple d'horizons mis à plat pour un CDP par correction NMO.

Le modèle de vitesse en temps initial est présenté sur la figure 96 (gauche). Il est échantillonné toutes les 0,15 secondes et s'étend sur toute la longueur de la ligne sismique. Nous proposons une conversion de ce modèle de vitesse du domaine temps au domaine profondeur (figure 96, droite) en choisissant un échantillonnage de 50 mètres pour une profondeur totale de 5 000 mètres.

Finalement, par nécessité d'obtenir une bonne couverture sismique sur toute la longueur de la ligne sismique, nous extrapolons le modèle de vitesse sur la droite par duplication 1D (figure 97). Ainsi, jusqu'à l'extrémité droite de la ligne, l'imagerie sera effectuée dans les meilleures conditions.

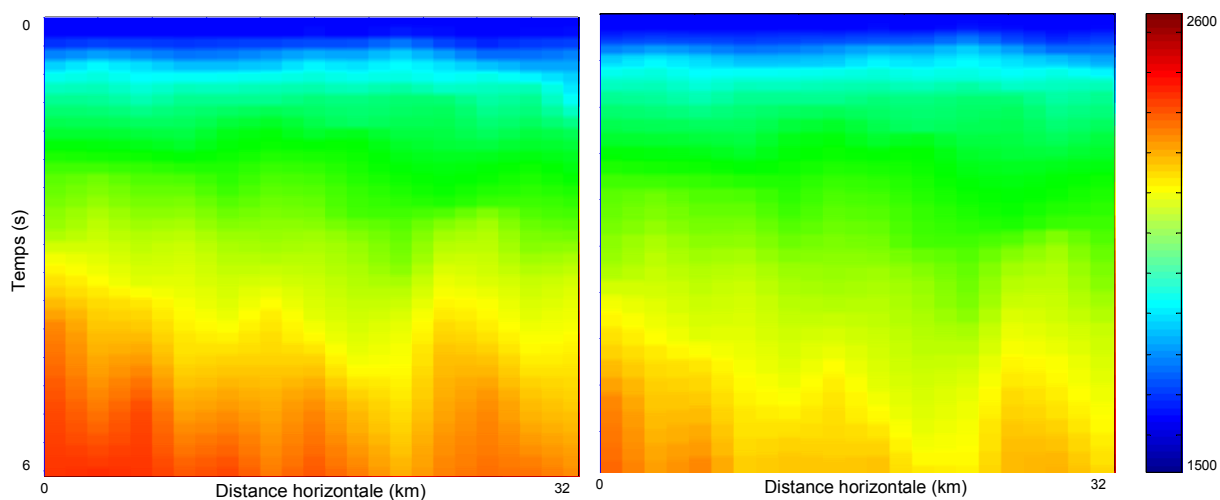


figure 96 : Modèle de vitesse en temps estimé à partir de l'analyse de vitesse (gauche). Il est échantillonné toutes les 0,150 secondes et s'étend sur toute la longueur de la ligne sismique. Modèle de vitesse converti en profondeur (droite). Il est échantillonné tous les 50 mètres et fait 5 000 mètres de profondeur.

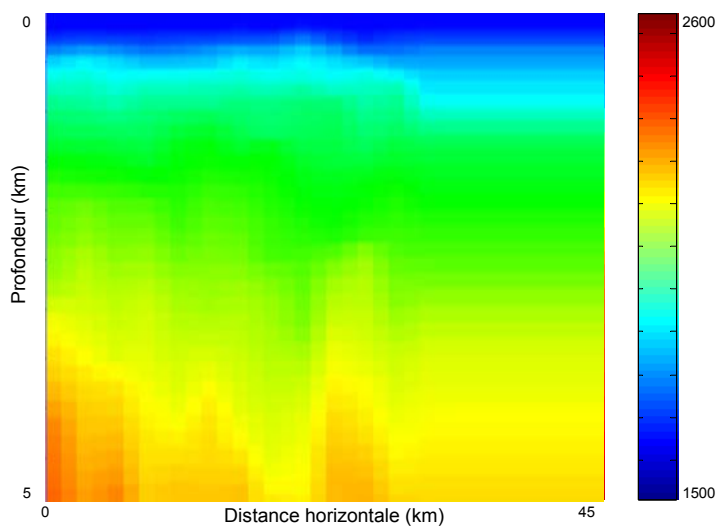


figure 97 : Extension du modèle de vitesse sur la droite par duplication 1D afin d'avoir une couverture large jusqu'à la fin de la section.



### V.1.3. Données de puits

La méthode d'estimation de l'impédance acoustique nécessite des données d'impédance acoustique connues que nous trouverons sur les logs de puits. Pour cette application sur données réelles nous n'avons pu avoir des mesures que dans un seul puits qui traverse la ligne sismique au niveau de son extrémité droite (figure 98).

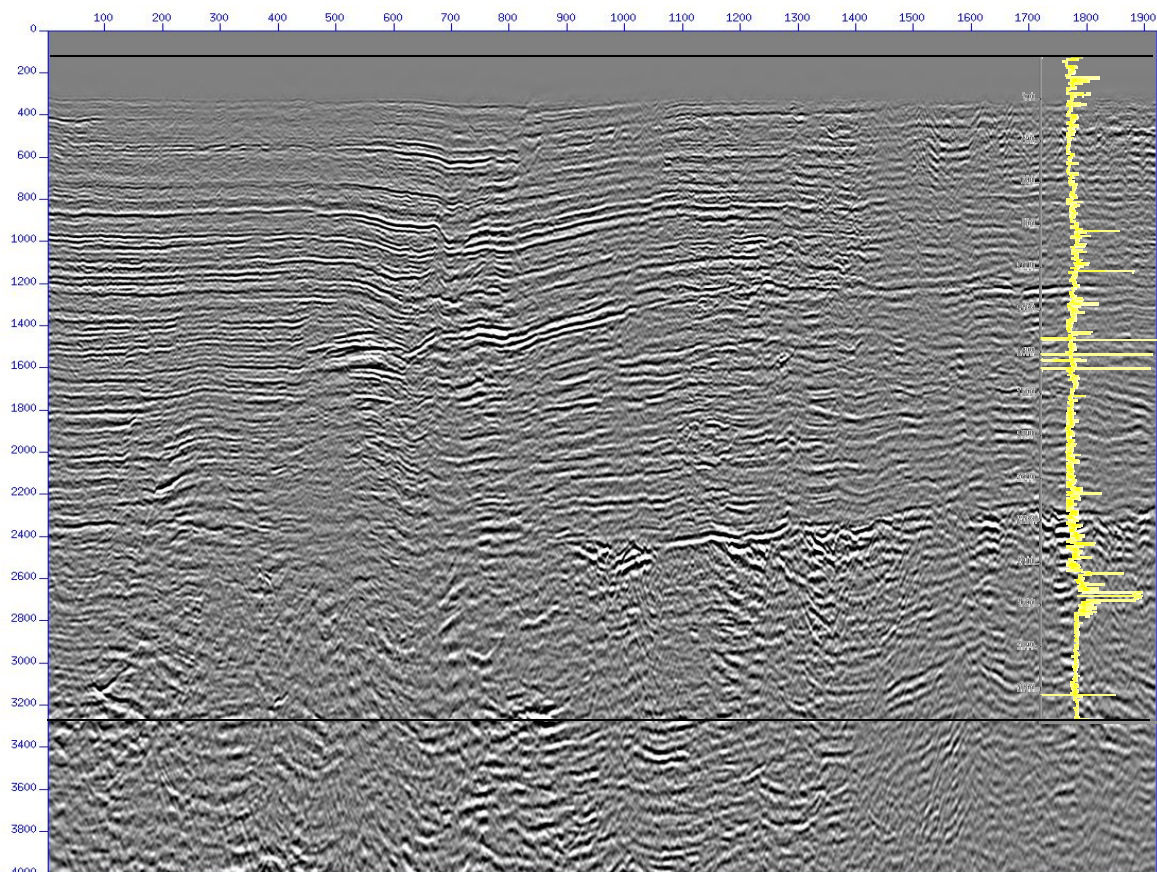


figure 98 : Emplacement du puits sur la section sismique.

Pour ce puits, nous disposons de quelques logs qui sont le sonic (donc la vitesse sismique  $V_p$ ), le gamma ray, le potentiel spontané, etc., dont la résolution d'enregistrement est de 0,5 mètre.

Nous avons besoin des valeurs de l'impédance, soit le produit de  $V_p$  et de la densité. Malheureusement, nous n'avons pas d'enregistrement de ce dernier paramètre. Nous proposons alors de l'estimer à partir de  $V_p$ . [Gardner *et al.*, 1974] propose une loi reliant  $V_p$  et la densité, particulièrement adaptée aux études AVO, pour plusieurs lithologies :

$$\rho = 0.3 * V_p^{0.25}$$

où  $\rho$  correspond à la densité.

Cette relation nous permet de déduire un log empirique de la densité, et par là même un log d'impédance acoustique (figure 99).

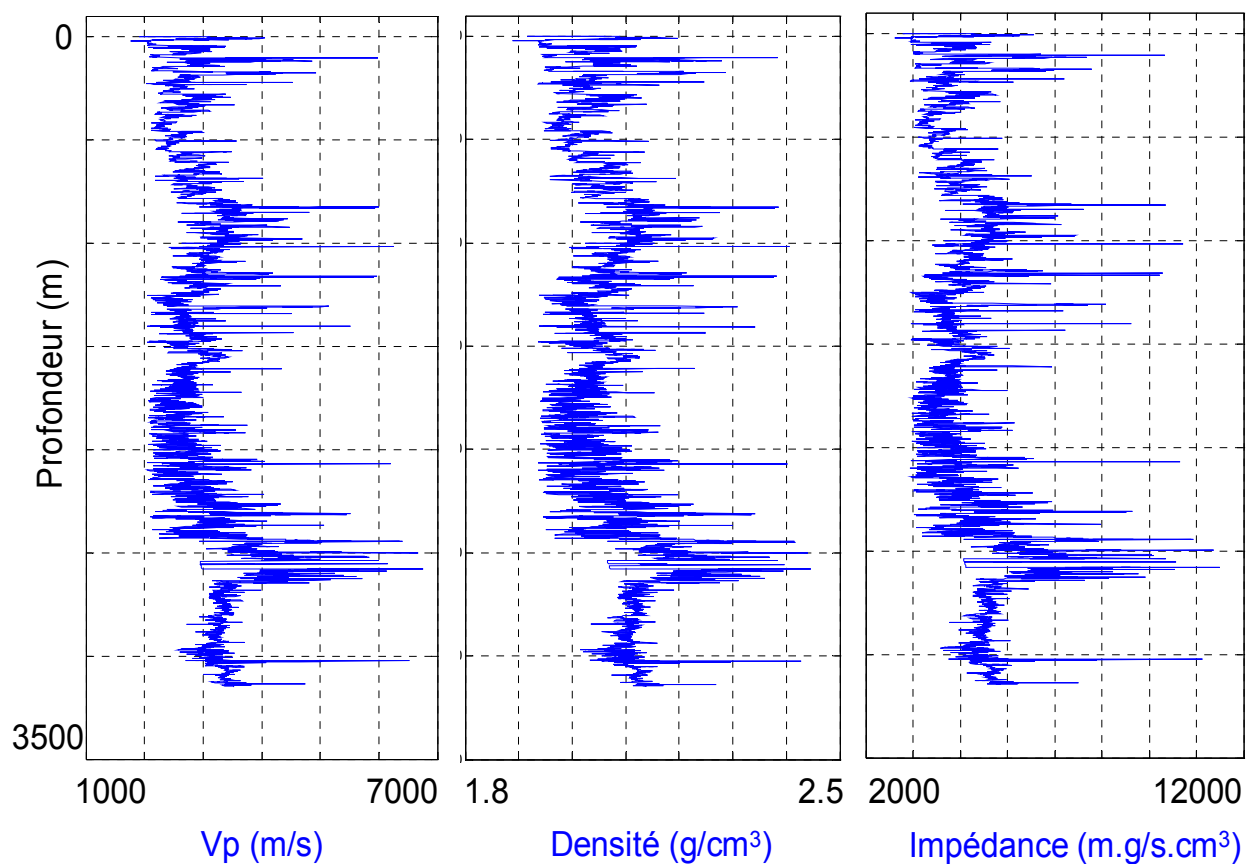


figure 99 : Logs  $V_p$ , densité et impédance acoustique extraits et estimés des données de puits (échantillonnage 0,5 mètre).

Nous avons présenté l'ensemble des données dont nous disposons pour cette application sur données réelles. Avant de décrire l'étape de migration des données sismiques en profondeur, nous proposons d'exposer les prétraitements qui ont été appliqués aux données brutes.

### V.1.4. Prétraitements

Un certain nombre de prétraitements ont été nécessaires pour la préparation de ces données sismiques afin d'obtenir un bon résultat après la migration en profondeur. Nous décrivons succinctement ici ces opérations par ordre de mise en œuvre.

#### Mise à zéro

Une opération de mise à zéro (*mute*) des données est effectuée sur la partie supérieure de chaque point de tir. En effet nous observons des artefacts au début d'un certain nombre de traces (au niveau de la trace n°50) que nous souhaitons éliminer, ainsi que les arrivées réfractées qui sont les premières ondes enregistrées et qui ne doivent pas rentrer en compte pour la migration en profondeur. La figure 100 présente une ligne rouge indiquant la base inférieure de la zone mise à zéro. La partie droite représente le point de tir résultant.

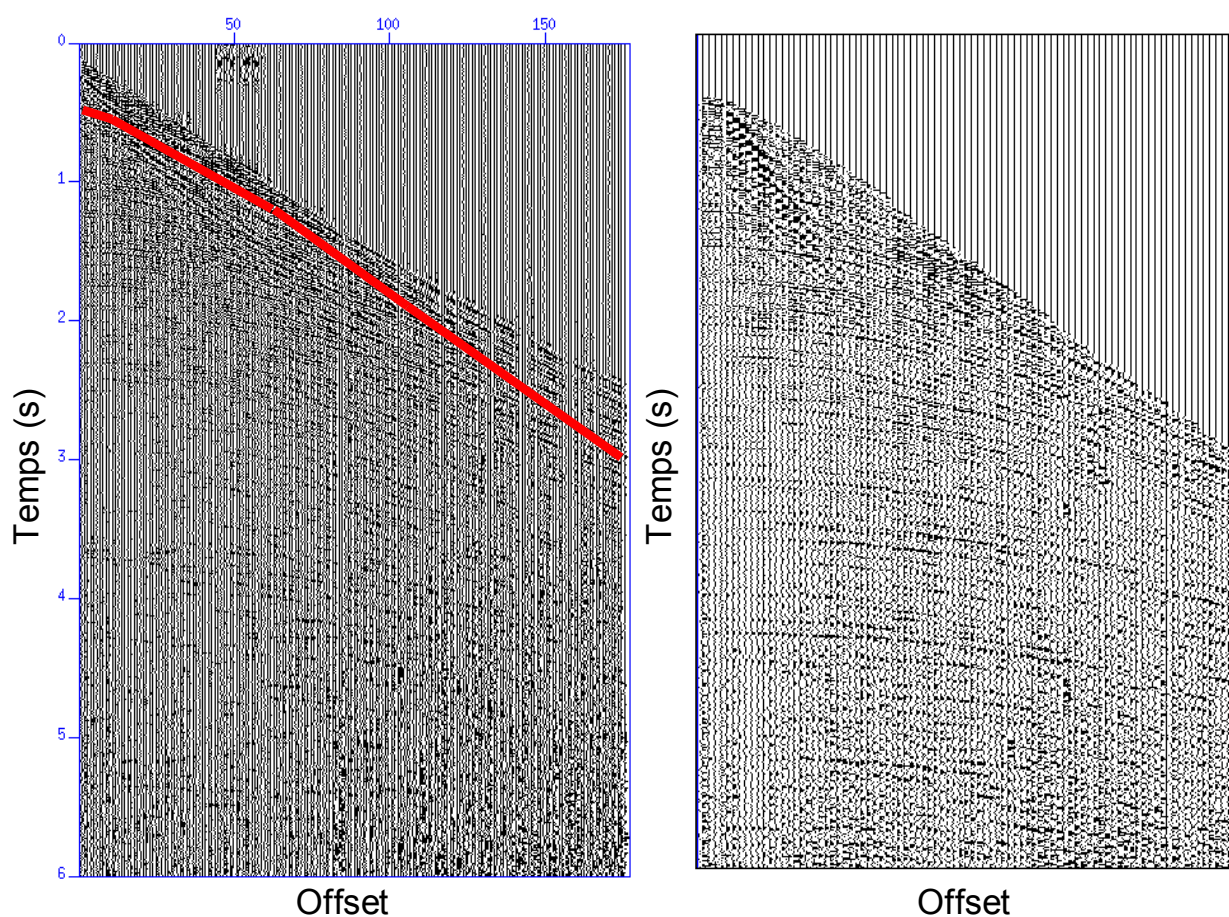


figure 100 : Mise à zéro de la zone supérieure des données pour chacun des points de tir. La ligne rouge indique la base inférieure de la zone mise à zéro. La partie droite montre le point de tir résultant.

### Correction de divergence sphérique

Nous savons qu'une correction de divergence géométrique a été effectuée sur les données initiales. Cette correction a pour but d'augmenter les valeurs des amplitudes sismiques qui ont été altérées par effet de diffusion en profondeur. La migration en profondeur ayant pour but de préserver les amplitudes, la divergence géométrique est calculée et un gain sur les données est appliqué. Les deux opérations entraînent une amplification abusive des amplitudes du résultat.

Ainsi, nous proposons de supprimer cette première correction de divergence géométrique en atténuant les données initiales en profondeur d'un facteur proportionnel au temps en  $1/Vt$  où  $V$  est la vitesse et  $t$  est le temps (figure 101).

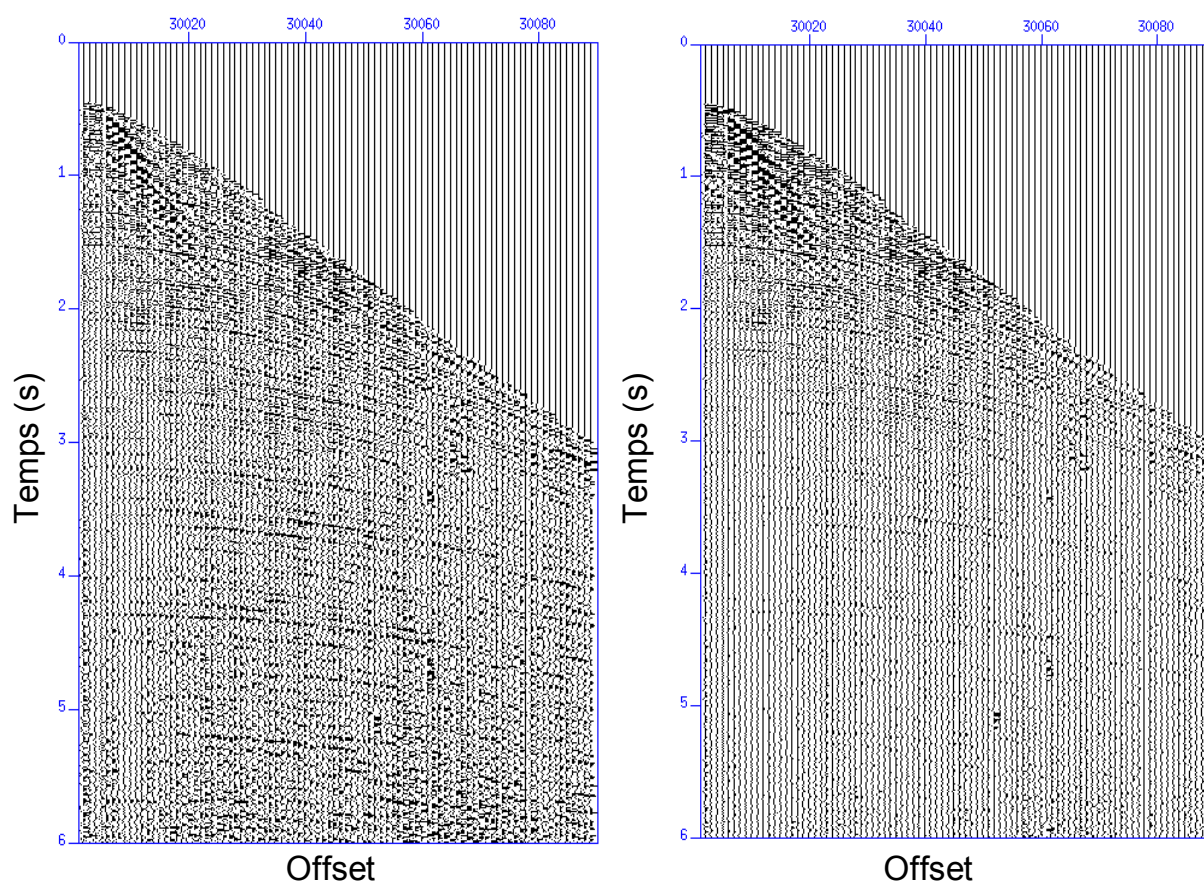


figure 101 : Suppression de la correction de divergence géométrique en appliquant un gain décroissant proportionnel au temps.

### Filtrage par bande passante

Les données initiales présentent un spectre de fréquence large : de quelques hertz à plus de 100 hertz. Il est préférable de supprimer les fréquences extrêmes afin de conserver le signal de meilleure qualité, pour cela nous appliquons un filtre en bande passante à l'ensemble des données (figure 102).

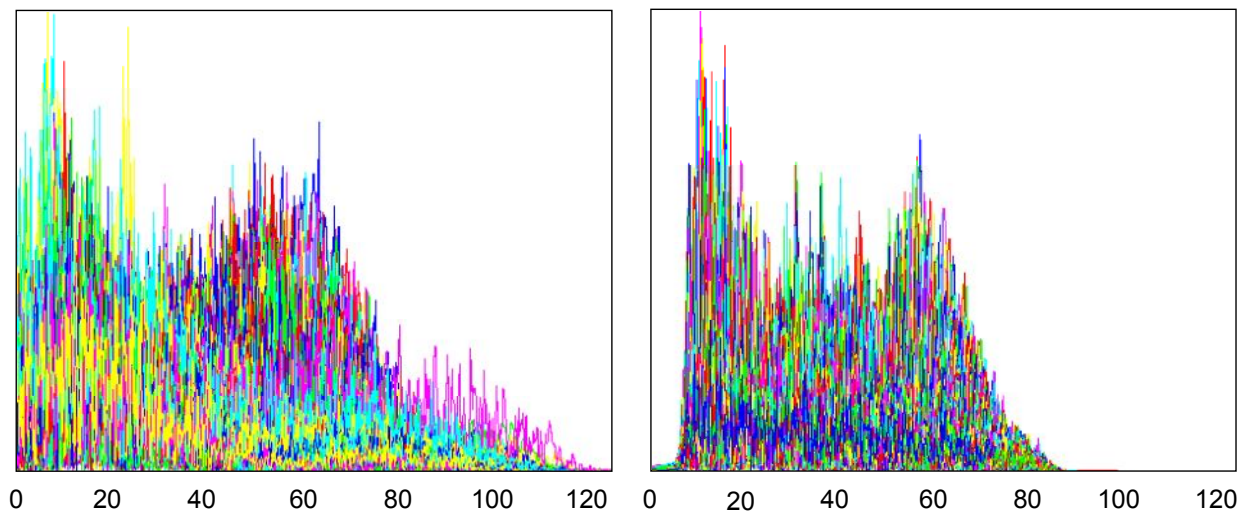


figure 102 : Filtrage en fréquence des données sismiques initiales (gauche à droite).

### V.1.5. Migration et interprétation sismique

Après avoir effectué la série de prétraitements sur les données sismiques initiales, nous pouvons procéder à la migration en profondeur. Celle-ci comporte plusieurs étapes : le lissage du modèle de vitesse, le tracé de rai dans le modèle de vitesse, puis la migration des données.

Nous avons choisi de migrer une cible de 4 km de profondeur et 24 km de long. Nous présentons dans ce rapport que le résultat final (figure 103) sous forme d'un « cube » migré en profondeur et de sections à offset commun Iso-X (l'offset est ici exprimé en fonction de l'angle). La résolution sismique choisie est de 2.5 mètres en profondeur et 12.5 mètres en distance horizontale. Le nombre total d'offset en angle est égal à 176, ce qui correspond à  $78^\circ$ , car l'échantillonnage en angle est égal à  $0.5^\circ$ .

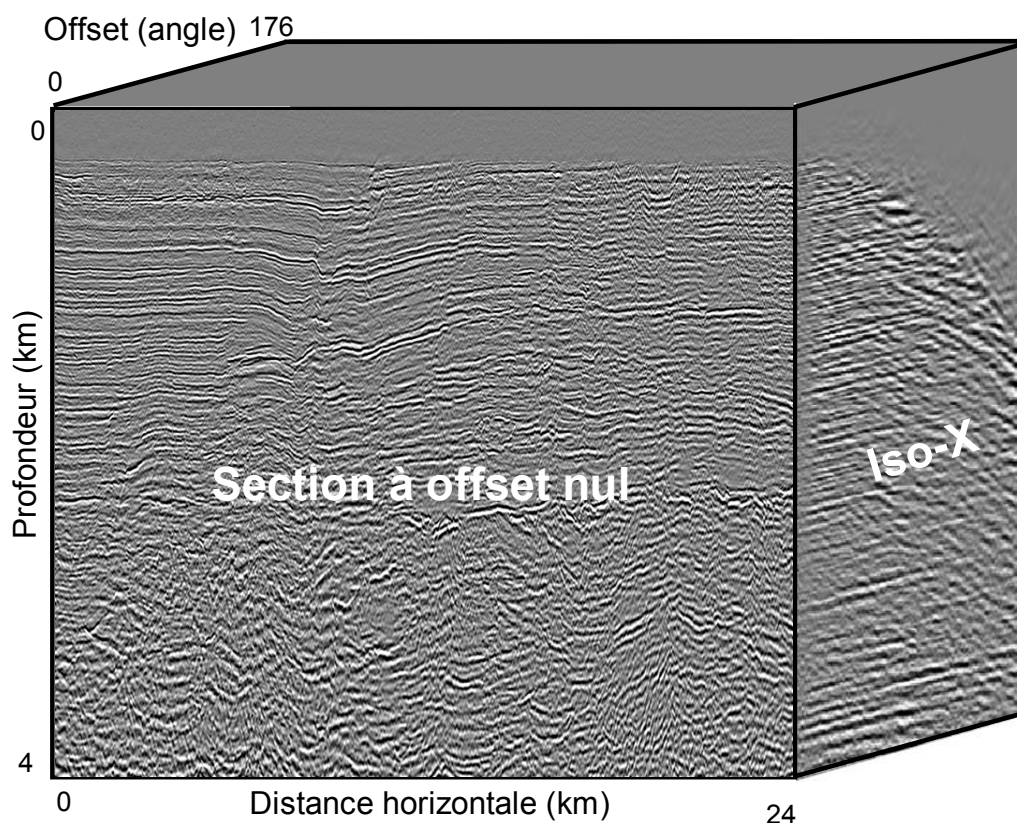


figure 103 : Illustration du résultat de la migration des données en profondeur. Le cube présenté montre la section à offset nul et la troisième dimension correspond à l'angle.

La figure 104 présente la section sommée sur une gamme d'angle restreinte. Cette visualisation limitée permet d'obtenir une image précise des événements sismiques de la zone étudiée. Elle est échantillonnée à 2.5 mètres en profondeur et à 12.5 mètres en longueur. Cette résolution de migration est différente de la résolution sismique qui correspond à la capacité de discerner deux structures sismiques l'une de l'autre. La « mesure » sismique est une ondelette d'une longueur d'onde  $\lambda$ , et pour pouvoir distinguer deux objets, ils doivent être distants d'au moins le quart de cette longueur d'onde qui est calculée telle  $\lambda = V/f$ , avec  $V$  la vitesse moyenne et  $f$  la fréquence dominante de la bande passante. Ainsi, pour cette application réelle la résolution verticale moyenne sur la section est de l'ordre de la dizaine de mètres (plus précise à faible profondeur et plus faible à forte profondeur).

Concernant la résolution horizontale, elle est définie par la première zone de Fresnel qui est la zone qui crée la réflexion de l'onde incidente. Plus la longueur d'onde est grande (donc la fréquence faible), plus la zone qui réfléchit l'onde est large et la résolution faible. Dans notre cas, cette résolution est de l'ordre de la dizaine de mètres.

La qualité de la section migrée obtenue est satisfaisante : elle présente les amplitudes sismiques dont l'énergie est relativement homogène sur toute la section, car un gain a été appliqué par la migration. Dans la moitié supérieure, nous observons une bonne continuité des horizons, et l'interprétation sismique est tout à fait possible.

Nous serions tentés d'interpréter la tranche supérieure sans signal (de 0 à 300 mètres) comme une tranche d'eau, mais elle correspond en fait à la partie des données sismiques initiales que nous avons mise à zéro.

Une méthode usuelle pour vérifier la qualité de la migration sismique en profondeur est d'analyser les Iso-X qui présentent les données migrées en fonction de la profondeur et de l'angle.

La figure 105 montre des Iso-X extraits du cube migré qui correspondent aux traits pointillés jaunes indiqués sur la section migrée. Chacun des réflecteurs continus représente un point imagé selon toute la gamme d'angle. Si le modèle de vitesse utilisé pour la migration représente correctement la réalité, ces réflecteurs migrés doivent apparaître les plus plats possibles. Dans le cas contraire ils montrent un pendage croissant ou décroissant selon que la vitesse locale (ou celle au-dessus) est respectivement trop basse ou trop élevée. Dans ce cas les Iso-X montrent des réflecteurs modérément plats, qui démontrent la relative qualité du modèle de vitesse utilisé pour la migration sismique en profondeur.

Il est cependant aisé d'y observer les principaux réflecteurs qui se distinguent en terme d'amplitude sur la section sommée, notamment celui situé à 6 900 mètres et qui traverse une zone que nous suspectons contenir du gaz. Malgré la déviation des réflecteurs le long de l'angle, la bonne qualité des Iso-X promet une analyse AVA rigoureuse le long des trajectoires.

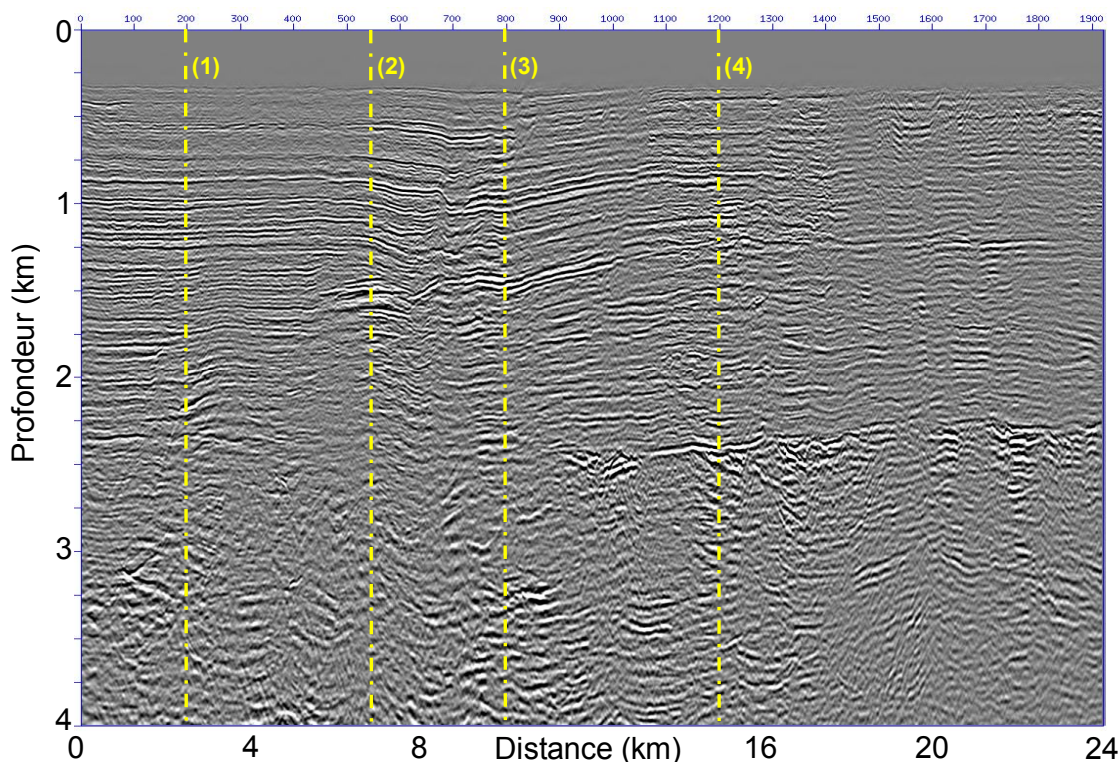


figure 104 : Section migrée en profondeur sommée sur une gamme d'angle restreinte. Elle est échantillonnée à 2,5 mètres en profondeur et à 12,5 mètres en longueur. La qualité obtenue est très satisfaisante car elle fait apparaître nettement les réflecteurs sismiques et leur continuité.

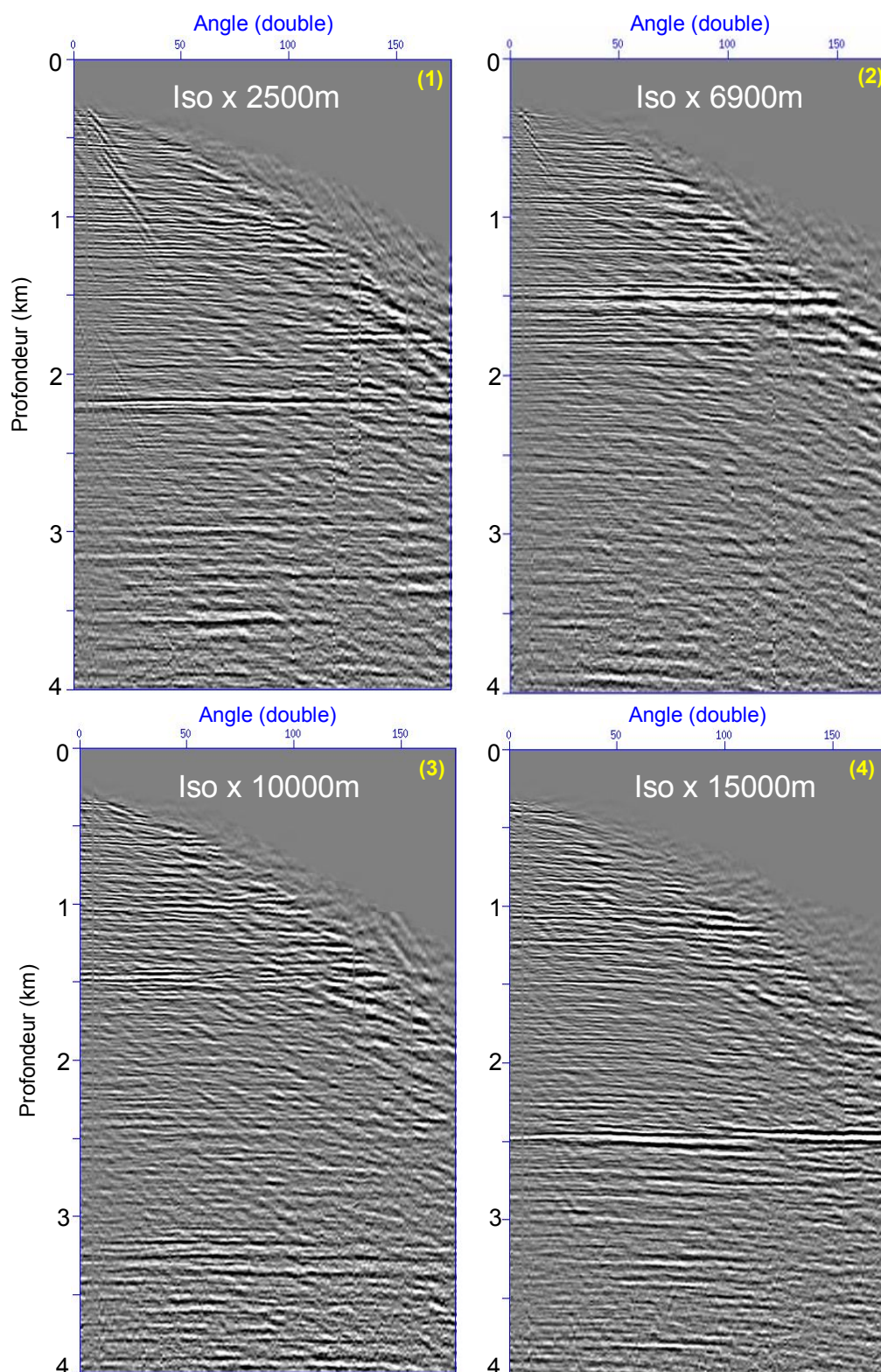


figure 105 : Exemples d'Iso-X extraits du cube migré et qui correspondent aux traits pointillés jaunes.



Nous proposons brièvement de regarder la section migrée en temps qui a été fournie par le partenaire industriel (figure 106). Cette section est exprimée en fonction de la profondeur et elle nécessite une étape de conversion temps-profondeur pour mener à bien une étude réservoir. Cette étape est implicite dans notre algorithme de migration. De plus, nous observons que les structures présentent moins de continuités, et la section est assez bruitée.

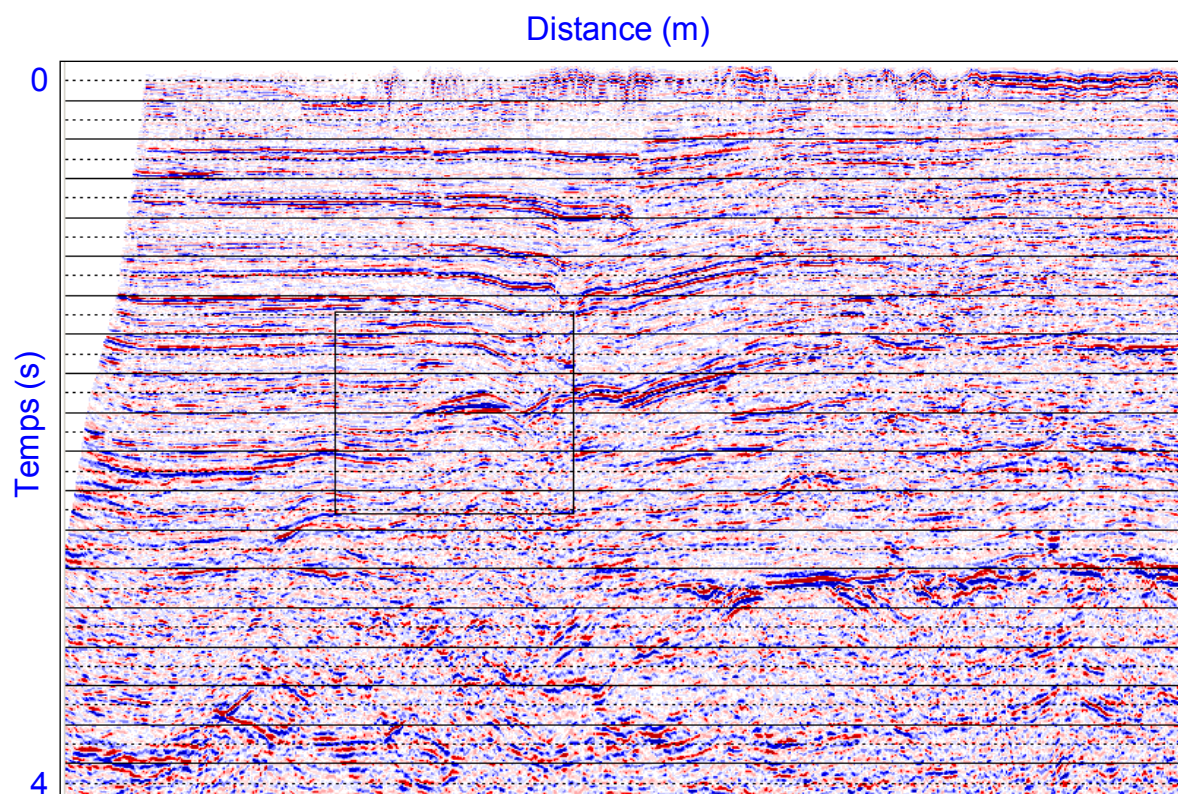


figure 106 : Section migrée en temps. Cette image a été fournie par le partenaire. En plus d'être exprimée en temps, la section montre des structures moins continues que celles de l'image migrée en profondeur.

L'inversion AVA, que nous présenterons ultérieurement, nous permet d'obtenir plusieurs attributs, comme le facteur de fluide  $\Delta F$ .

Si  $\Delta F$  est proche de zéro, le milieu est saturé en eau, et si nous avons des roches saturées en hydrocarbure,  $\Delta F$  sera négatif au sommet du réservoir. Ainsi, le facteur de fluide est souvent considéré comme indicateur d'hydrocarbures.

Nous présentons une section complète en facteur de fluide (figure 107). Des fortes valeurs de facteur de fluide montrent la présence d'hydrocarbures. Cette cible est encadrée par un rectangle rouge.

De plus, à partir de 2 500 mètres de profondeur, nous observons sur la section sismique une zone bruitée et ne présentant pas des structures bien définies, due à la présence d'un socle subhorizontal qui perturbe l'imagerie à cause d'une forte réflexion (visible à droite à 2 500 mètres de profondeur).

Nous proposons de réduire notre étude à la zone supérieure de l'image sismique – rectangle jaune sur la figure 108 (haut). Tout le traitement post-migration sera effectué sur cette zone réduite qui est affichée sur la figure 108 (bas).

Comme c'est le cas de l'image migrée, nous allons extraire la partie supérieure des logs des puits. Ils sont représentés sur la figure 109.

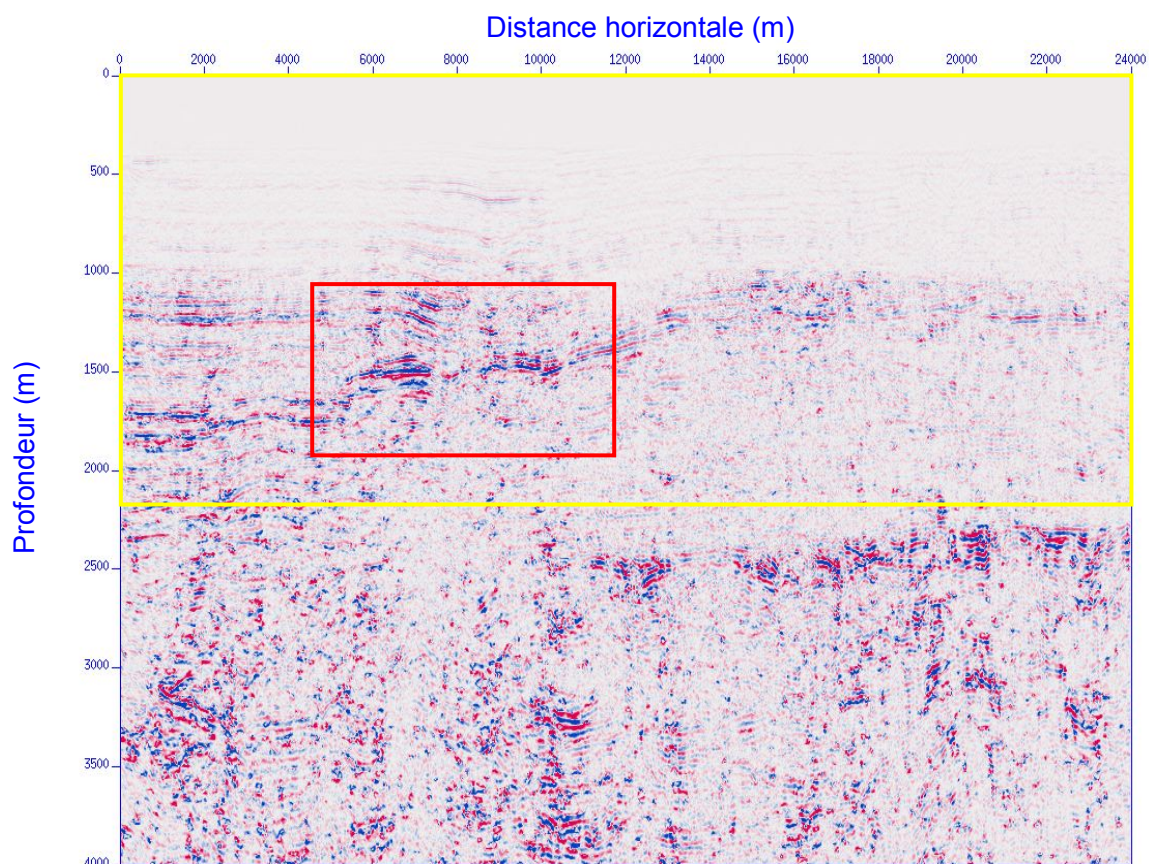


figure 107 : Facteur de fluide estimé sur route la zone. Le rectangle jaune correspond à la zone sur laquelle la suite du travail sera effectuée.

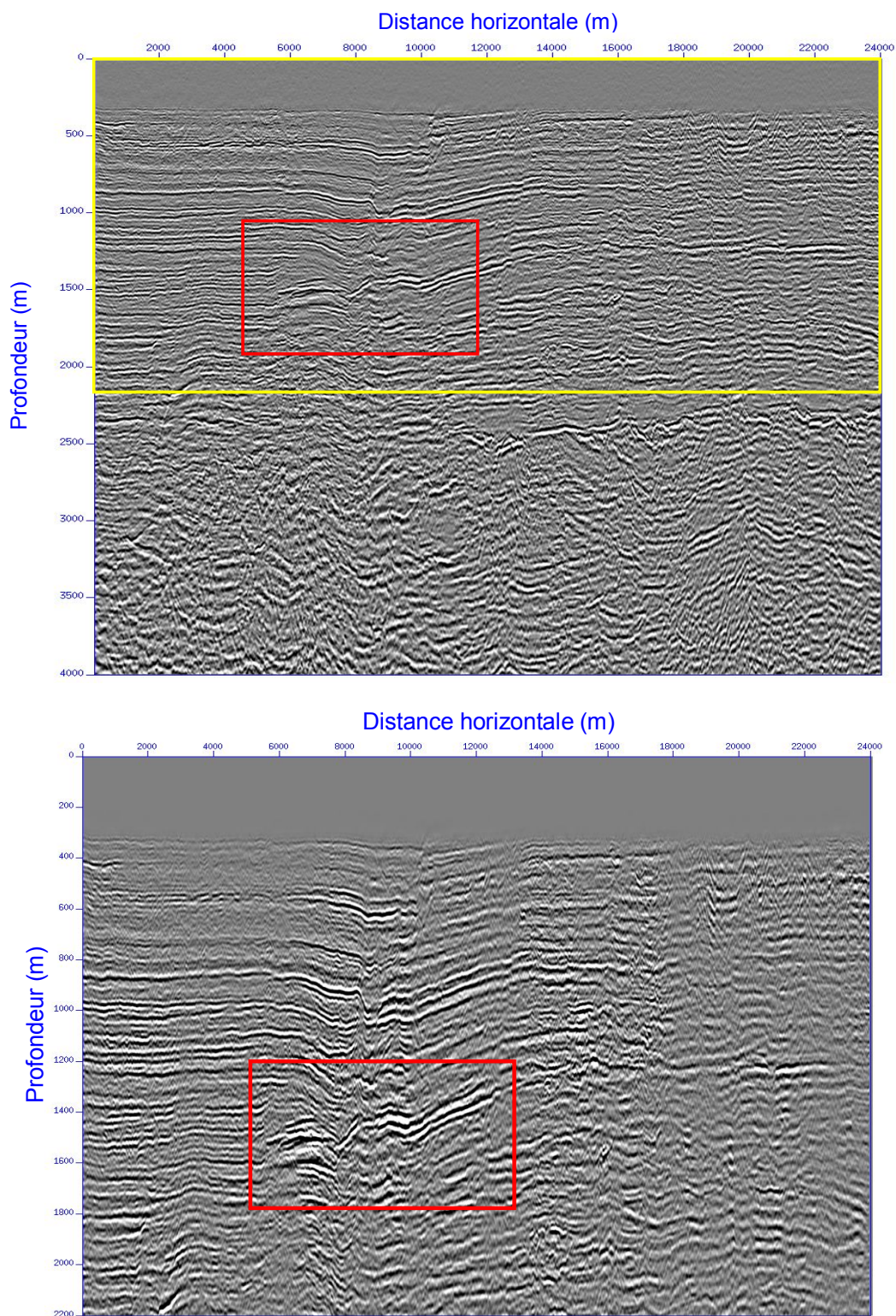


figure 108 : Repositionnement de la zone d'étude. La section sismique du bas correspond au rectangle jaune de la section complète du haut.

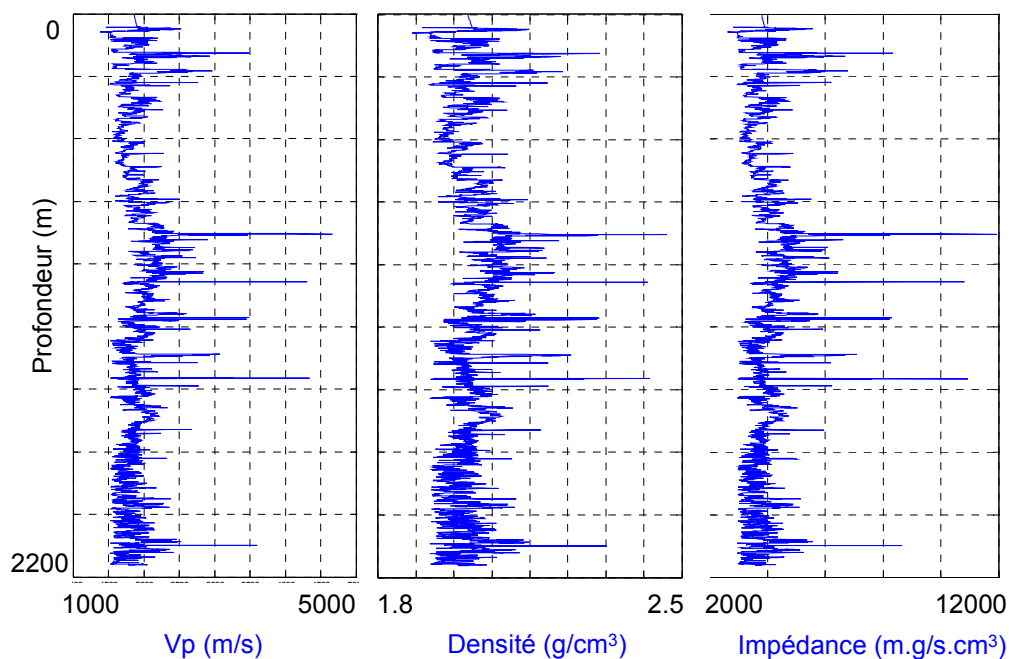


figure 109 : Sélection des logs de puits en accord avec le repositionnement de la zone étudiée.

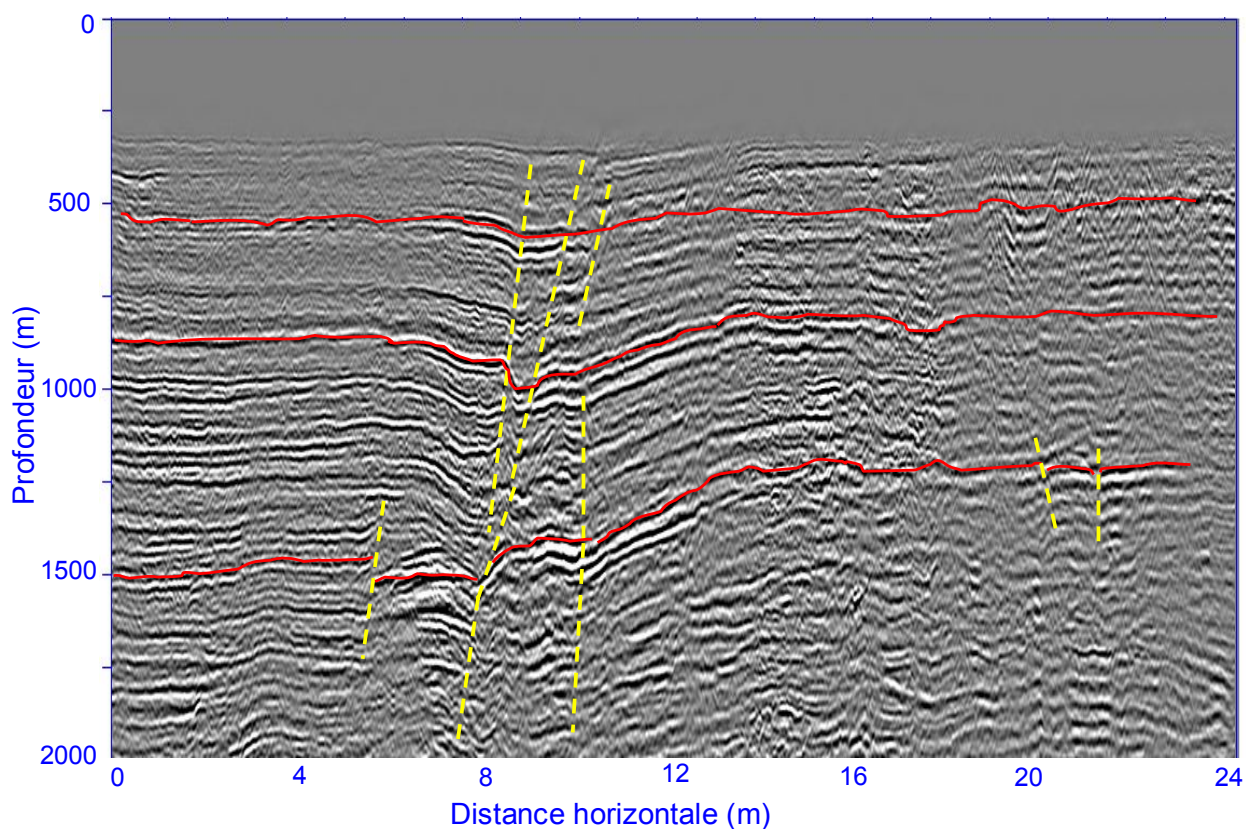


figure 110 : Interprétation de la section sismique migrée. Les lignes rouges indiquent les horizons sismiques continus qui sont la signature d'un même niveau de sédimentation. Les traits jaunes sont des failles.

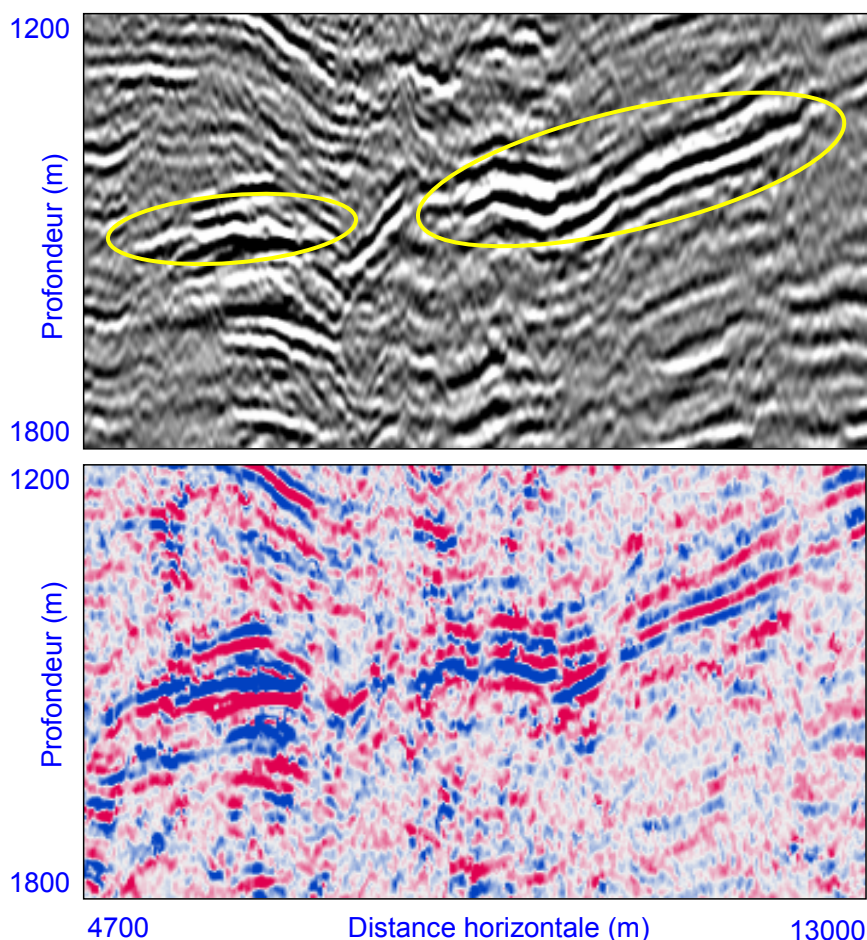


figure 111 : Agrandissement de la cible (section sismique en haut, section facteur de fluide en bas). Les ellipses montrent des zones que nous interprétons comme réservoirs de gaz.

La figure 110 illustre l'interprétation de la section sismique migrée. Les traits rouges indiquent les horizons sismiques continus qui sont la signature d'un même niveau de sédimentation. Les traits jaunes correspondent à des failles. Nous savons que ces failles jouent entre elles par cisaillement (perpendiculairement à la section), et c'est pourquoi le jeu de déplacements tectoniques qui en résulte n'est pas simple : nous observons dans certains cas des rejets verticaux de 50 à 100 mètres entre les deux bords des failles, et aucun ou peu d'en d'autres cas.

Un agrandissement de la cible est représenté sur la figure 111. Nous affichons en haut l'agrandissement de la section sismique et en bas celui de la section en facteur de fluide. La zone sismique montre une forte réflexion qui se distingue en termes d'amplitude et de géométrie de l'ensemble du signal (ellipse gauche), cela correspond à un *bright spot* qui correspond au toit d'une zone en gaz. Au même endroit, le facteur de fluide est fortement négatif (en bleu) et indique aussi une forte baisse de la réflectivité, qui correspond sur un graphique AVA à passer de la ligne de fluide à une zone de sables remplis en gaz.

En dessous, nous observons un *dim spot* sur la section sismique, qui montre une très faible amplitude par rapport au voisinage.

Au niveau de l'ellipse droite de l'agrandissement, nous observons aussi des fortes réflexions qui sont géométriquement corrélées avec la stratigraphie locale. Cette anomalie négative est aussi visible sur la section facteur de fluide. Nous suspectons aussi qu'il existe à cet endroit une saturation en gaz sous une couche couverture.

Cette interprétation des zones en gaz potentielles sera utile quand nous souhaiterons contraindre la simulation de l'impédance acoustique à reproduire des anomalies.

Nous avons effectué la migration en profondeur et l'interprétation succincte des données sismiques, et proposé un recadrage de la zone étudiée. Avant de procéder au traitement AVA, nous devons effectuer une dernière opération : le calage de l'image sismique migré en profondeur par rapport au puits, ce qui sera l'objet de la prochaine partie.

## V.2. Calage de l'image sismique en profondeur

Le résultat du calage de la section sismique au puits est présenté sur la figure 112. Les deux flèches indiquent deux contrastes que nous souhaitons caler. Pour cela l'image migrée a été décalée en profondeur et étirée ou compressée de façon progressive. Dans notre cas, nous sommes limités par le fait de n'avoir l'information que d'un seul puits : la transformation de l'image migrée a été effectuée de la même façon pour toutes les traces, proches ou très éloignées. Un calage à partir de plusieurs puits permettrait une mise en forme progressive en profondeur, mais aussi selon la distance aux puits.

Les résultats qui concernent le traitement AVA que nous allons présenter par la suite seront, en plus d'être effectués sur la zone réduite, directement calés avec le puits (la même transformation est appliquée à toutes les sections, comme pour l'image migrée). Cependant nous souhaitons rappeler que :

- la simulation géostatistique sera effectuée dans ce cas avec un seul puits très distant (de l'ordre de 15-20 km) de la zone d'hydrocarbure qui est la cible.
- l'opération de calage au puits reste très délicate car la qualité des données sismiques est moyenne et le puits est très éloigné.

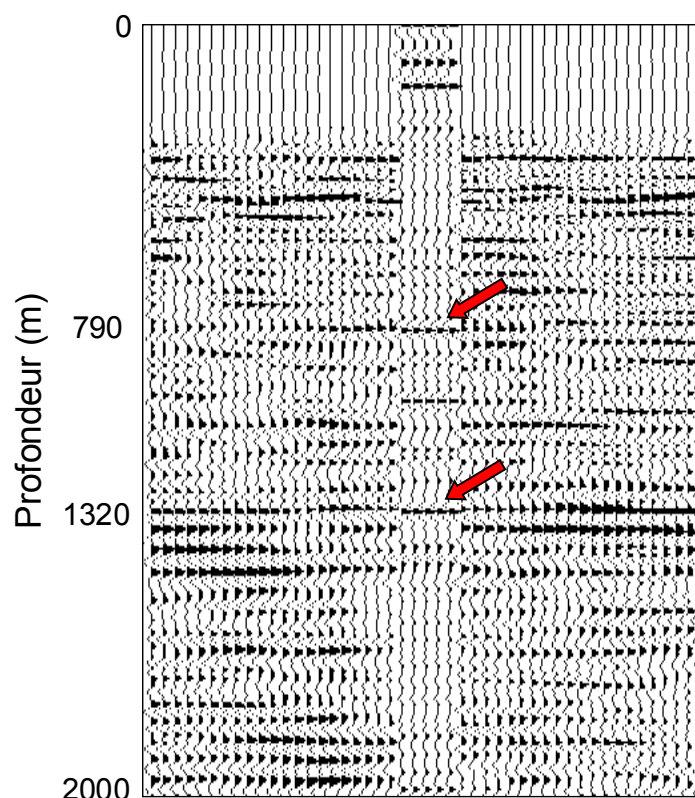


figure 112 : Calage de la partie supérieure de la sismique sur le puits. Les flèches indiquent deux horizons entre le puits et la sismique qui sont corrélés. Un seul puits étant disponible, cette déformation locale est appliquée à l'ensemble de la section.

### V.3. Inversion AVA et squelette

Après avoir effectué la migration des données sismiques en profondeur et le calage de la sismique au puits, nous pouvons enchaîner sur l'analyse AVA des données migrées. L'ensemble des étapes et la théorie sous-jacente ont déjà été développés lors de la partie III, nous en montrerons donc les principaux résultats.

#### V.3.1. Inversion AVA classique

L'inversion AVA avec l'approximation trois termes de [Shuey, 1985] fournit les sections des attributs intercept et gradient exprimées en fonction de la profondeur.

La section intercept est présentée sur la figure 113. Elle correspond à la réflectivité à incidence nulle, et est très similaire à la section migrée. La réflectivité est ici associée au contraste d'impédance acoustique.

La section gradient est présentée sur la figure 114. Elle présente la variation de la réflectivité avec l'augmentation de l'angle d'imagerie. Nous observons que la partie supérieure montre des valeurs de

gradient plutôt faibles, alors que la moitié inférieure présente des fortes variations, notamment au niveau de la cible en gaz.

Nous souhaitons montrer à nouveau la section facteur de fluide calculée par l'inversion AVA (figure 115). Nous rappelons que cet attribut est indicateur d'hydrocarbures quand la valeur calculée se distingue d'une ligne boue-roche (« mud-rock line »). Nous observons des zones non nulles majoritairement dans la partie inférieure de la zone, et notamment au niveau de la cible située entre 1 400 et 1 600 mètres de profondeur.

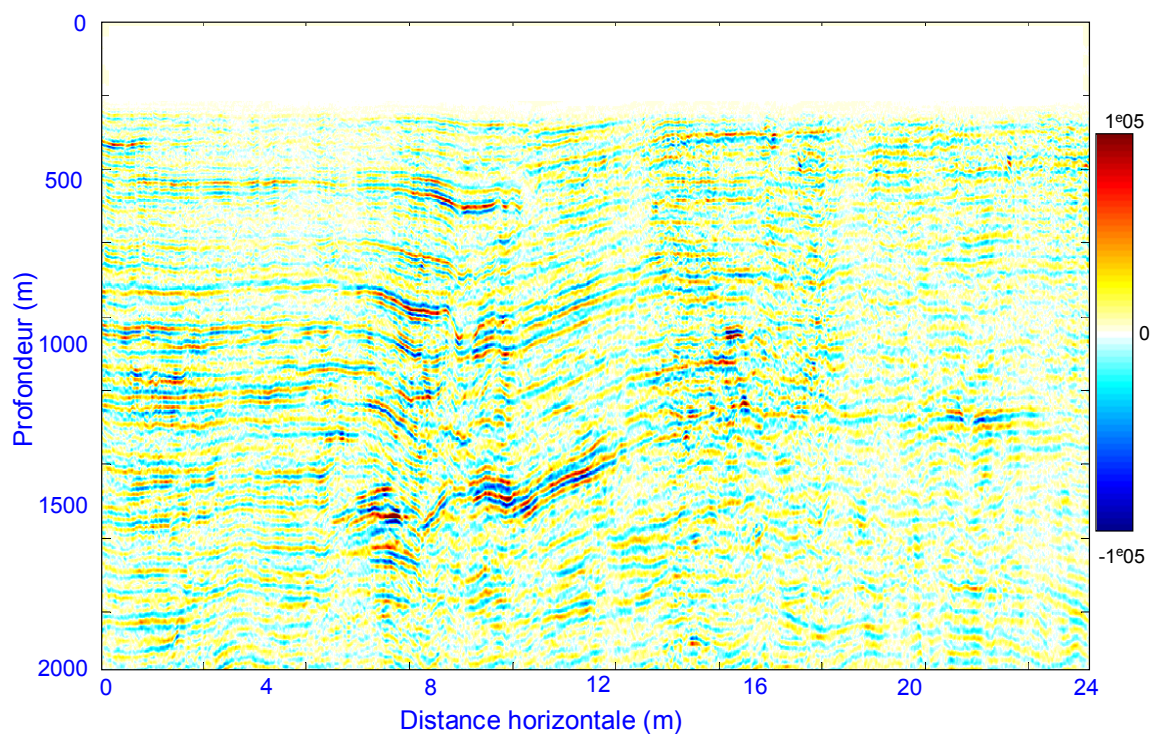


figure 113 : La section intercept correspond à la réflectivité à incidence nulle, et semble très similaire à la section migrée.



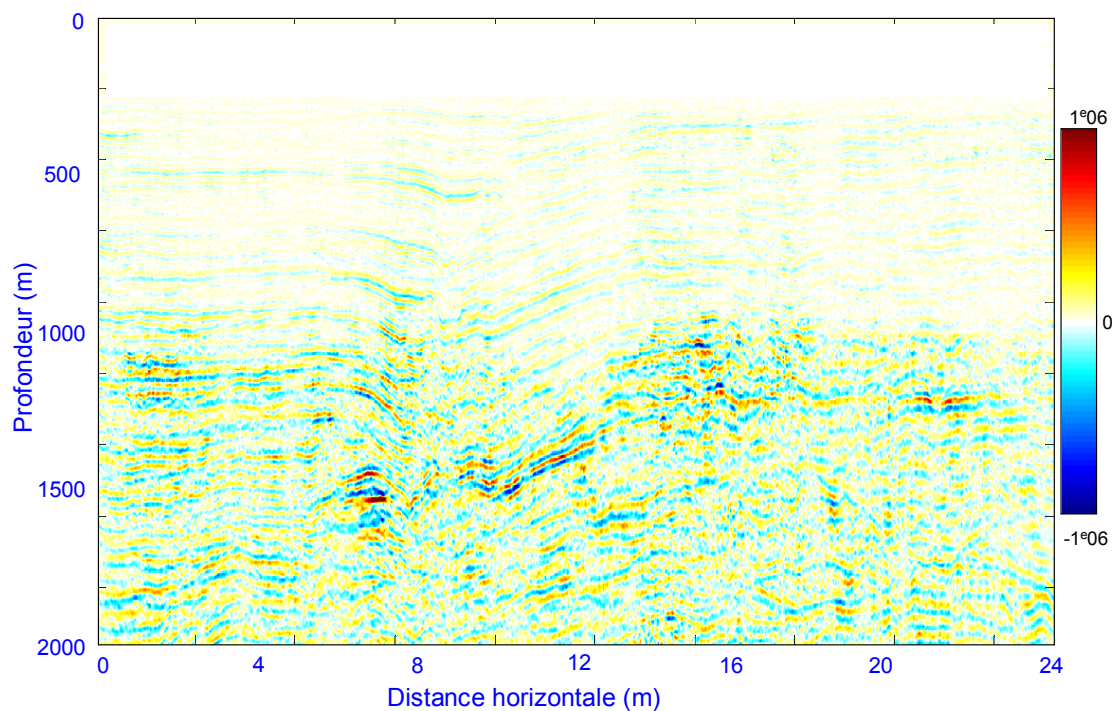


figure 114 : La section gradient présente la variation de la réflectivité avec l'augmentation de l'angle. La partie supérieure montre des valeurs de gradient faibles, alors que la moitié inférieure présente des fortes variations, notamment au niveau de la cible en gaz.

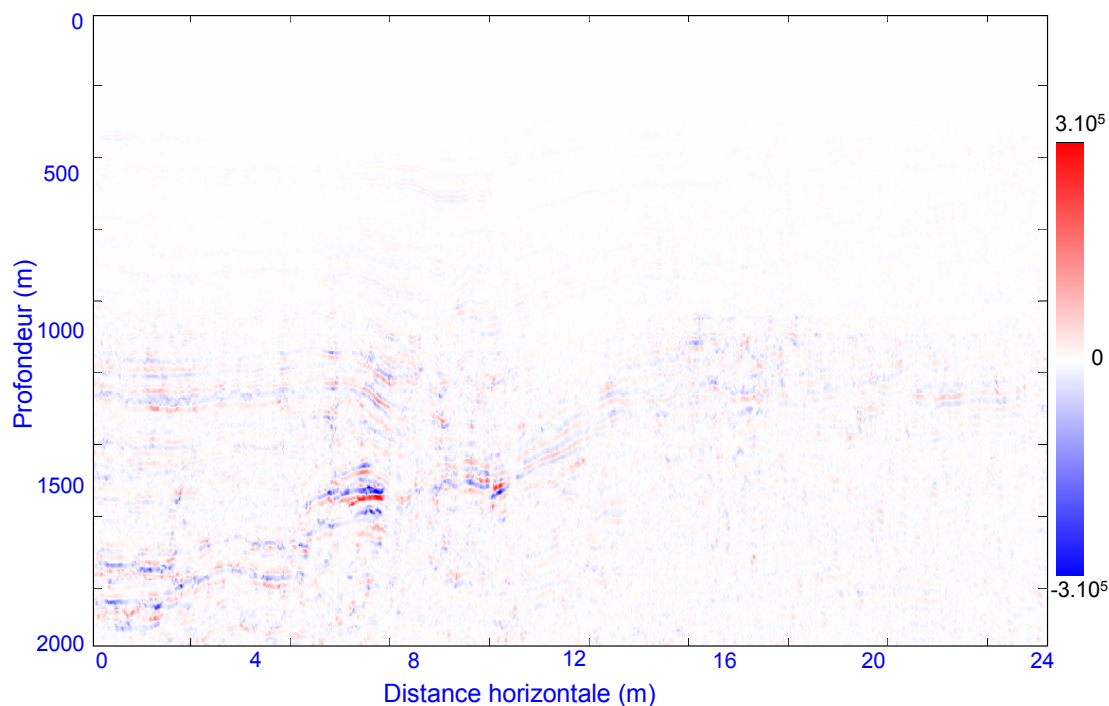


figure 115 : La section facteur de fluide est complémentaire avec celle du couple intercept/gradient quant à l'identification de la présence d'hydrocarbures. Nous observons des zones non nulles majoritairement dans la partie inférieure de la zone, et notamment au niveau de la cible située entre 1 400 et 1 600 mètres de profondeur

### V.3.2. Inversion AVA sur les trajectoires

L'inversion AVA est effectuée avec la méthode des trajectoires ([Egreteau, 2005]). Le squelette géométrique est représenté sur la figure 116. Tout en mettant en évidence la structure géologique de la section étudiée, le squelette fait apparaître un grand nombre d'éléments qui donnent un aspect bruité à la section. C'est d'ailleurs un problème récurrent pour les applications de ce type d'inversion AVA sur données réelles, comme montré par [Egreteau, 2005].

Il sera alors nécessaire de perfectionner l'outil de pointé des horizons et de proposer une « édition » des anomalies à prendre en compte avant la simulation géostatistique.

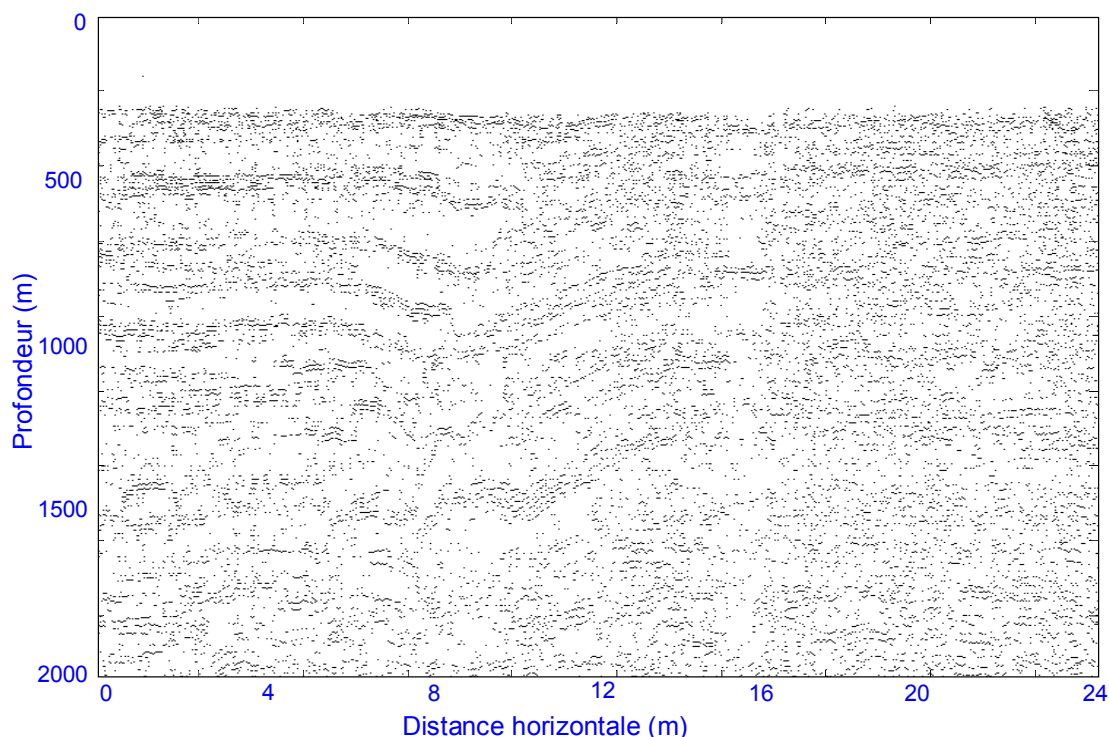


figure 116 : Squelette géométrique calculé par l'inversion AVA sur les trajectoires. Tout en présentant les structures de la zone, il montre aussi beaucoup de points qui rendent un aspect bruité.

Les squelettes intercept et gradient sont représentés sur la figure 117 et la figure 118. Le squelette intercept est le squelette qui conduira majoritairement le pointé des horizons. Il indique les horizons majeurs par des valeurs d'intercept élevées. Sa représentation n'est pas évidente à cause d'un grand nombre d'éléments de valeurs moyennes à faibles : le choix de la coloration a privilégié l'observation des fortes valeurs.

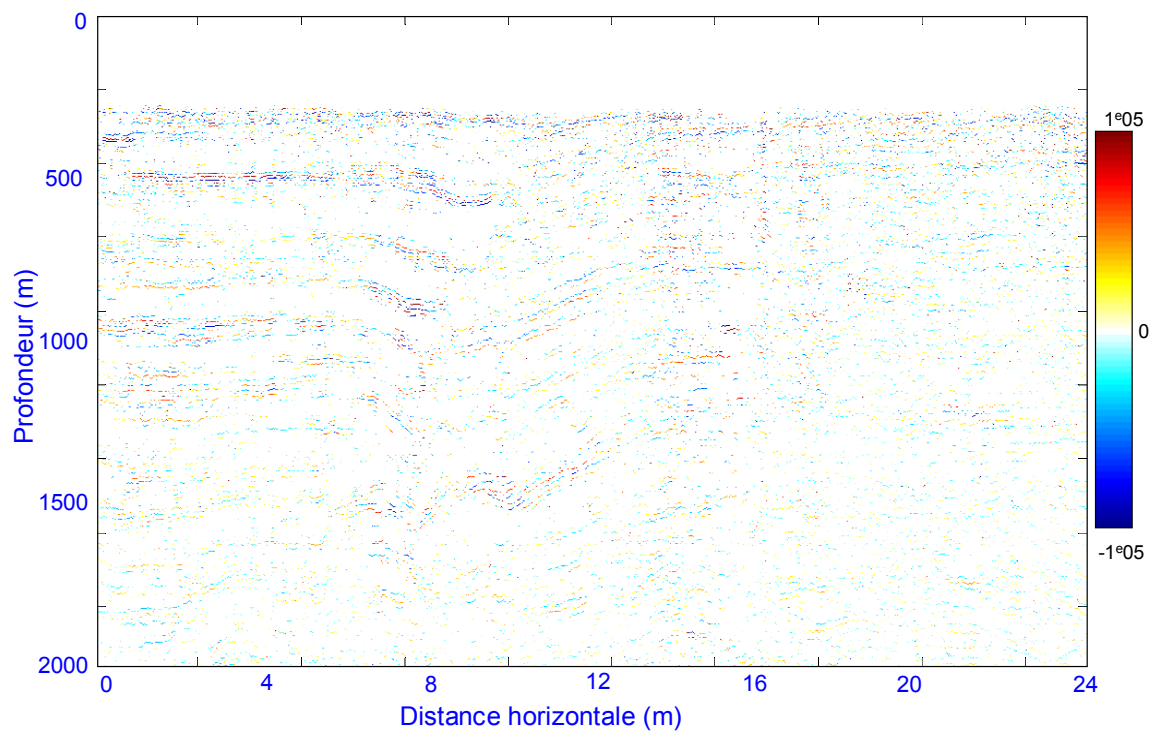


figure 117 : Squelette intercept.

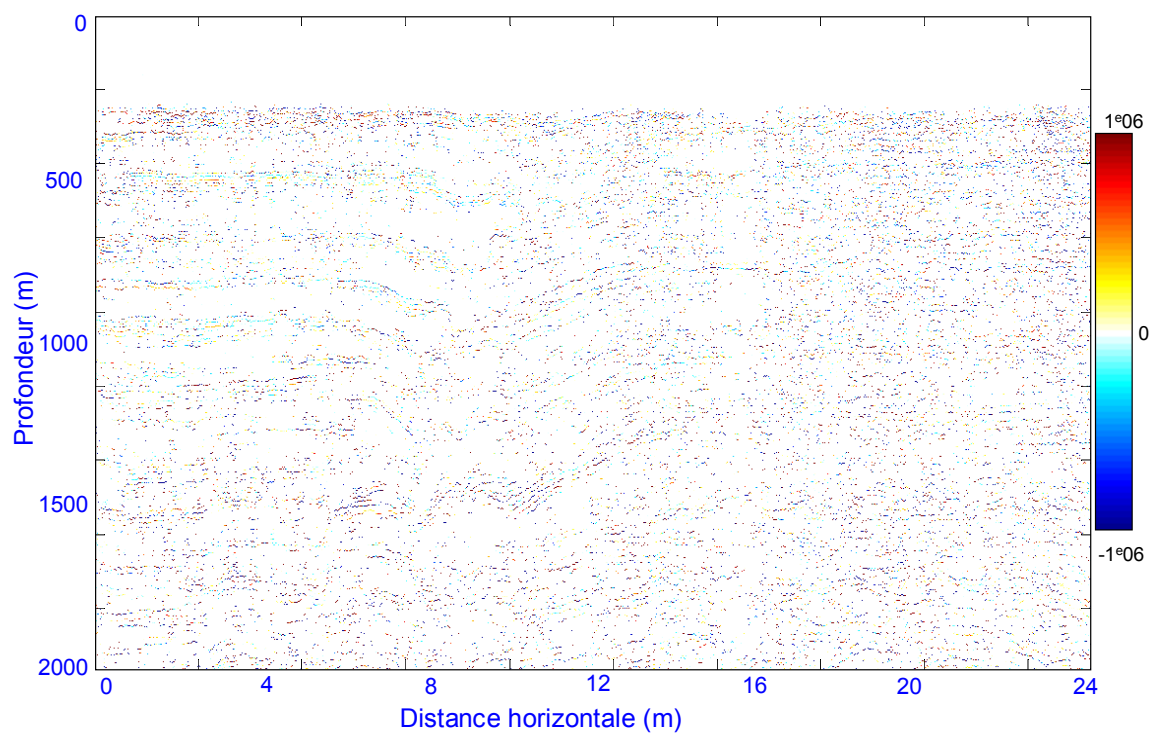


figure 118 : Squelette gradient

Nous avons calculé les valeurs des critères sur trajectoires qui ont été présentés précédemment : la gamme angulaire, la déviation et plus généralement la déformation angulaire des trajectoires. Ces sections de critères sont montrées sur la figure 119 et par souci de clarté nous affichons l'histogramme de chaque section.

La gamme angulaire montre des zones de valeurs élevées, surtout sur les structures aux tendances continues, ce sont d'ailleurs dans ces zones que nous allons pointer et extraire les horizons qui définiront les couches. Nous observons aussi des éléments de gammes faibles sur l'ensemble de la section, qui seront ou éliminés pour la suite du travail, ou liés à une forte incertitude.

Nous montrons à titre illustratif la section de déviation angulaire, qui est une étape avant de calculer la déformation angulaire qui permet de connaître le comportement d'une trajectoire indépendamment de sa gamme. Nous observons sur la section déformation, mais aussi sur l'histogramme correspondant, que la plupart des éléments du squelette sont peu déformés (ou déviés), ce qui atteste de la bonne qualité de la migration en profondeur, et donc du positionnement des horizons sismiques. Les quelques éléments fortement déformés apparaissent de manière aléatoire sur la section et s'apparentent donc davantage à des artefacts (de migration ou issus les données sismiques initiales).

L'ensemble de ces squelettes résultats d'inversion AVA le long des trajectoires est utilisé par l'outil de pointé des horizons.

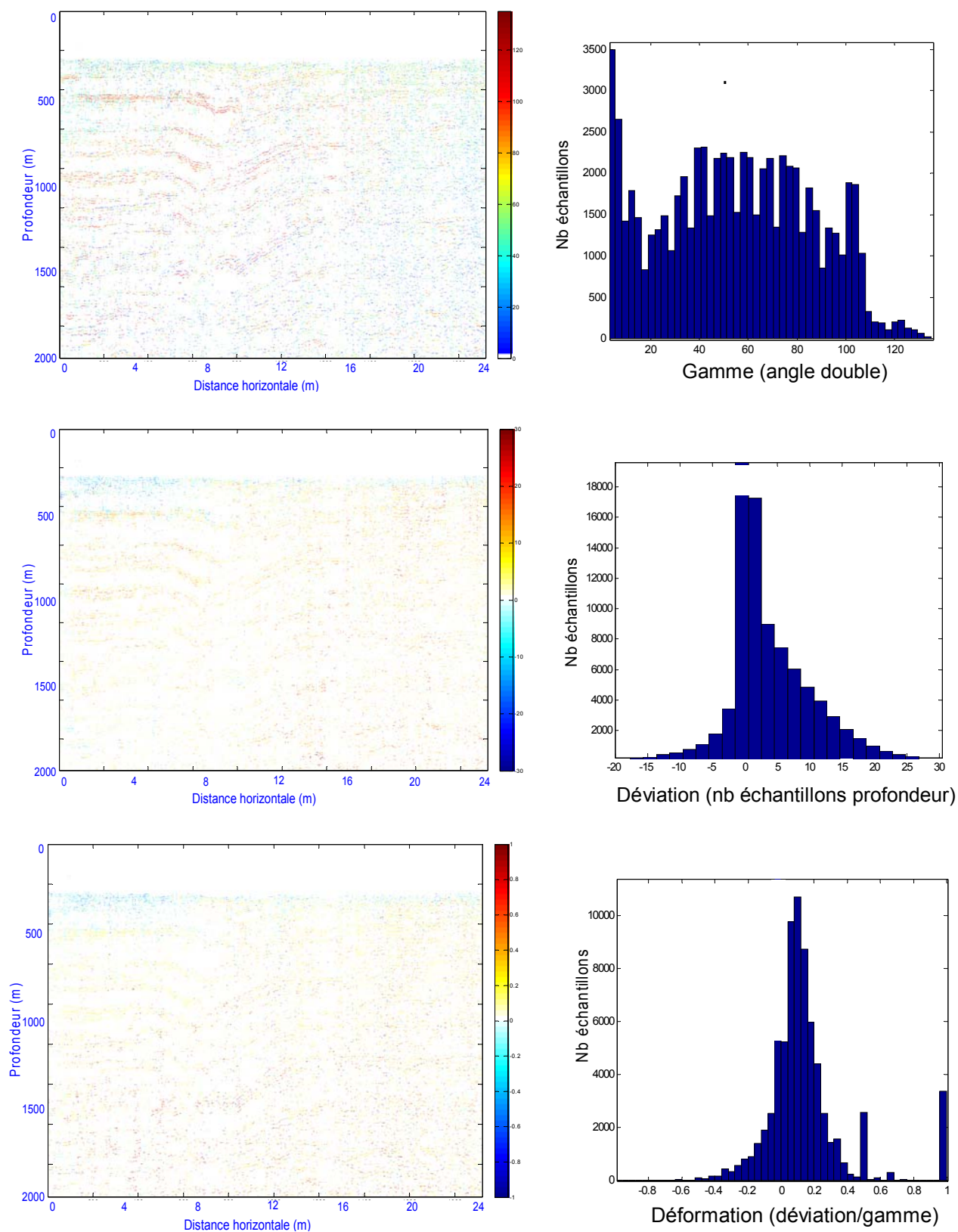


figure 119 : Gamme angulaire (haut), déviation (milieu) et déformation (bas) des trajectoires et histogrammes associés. Les éléments du squelette associés à des incertitudes de positionnement ou de valeurs d'attributs AVA trop élevées ne seront pas pris en compte pour le pointé des horizons.

## V.4. Pointé des horizons

L'étape d'interprétation de la section sismique migrée en profondeur est essentielle pour le bon déroulement du pointé des horizons sismiques qui vont conditionner la simulation géostatistique. Le choix des horizons pointés sur les sections intercept et gradient seront conduits par la section interprétée que nous avons présentée plus haut (figure 110).

La qualité du squelette géométrique montre que ce pointé peut être rendu difficile par le nombre de points présents sur la section, qui peuvent perturber l'interpolation (et donc l'interprétation automatique) de l'outil entre les points conditionnants proposés par l'utilisateur.

Nous proposons alors de permettre à l'outil de proposer une interpolation estimée entre les points conditionnants sans qu'il doive respecter tous les points environnants (figure 120). Car dans certains cas l'horizon n'est pas très continu, il montre des discontinuités à haute fréquence en sélectionnant beaucoup d'éléments respectent les critères d'interpolation (figure 121). Dans ce cas les points conditionnants doivent être nombreux. Parallèlement, nous avons aussi amélioré l'outil et ses critères pour le pointé : auparavant l'application sur les données synthétiques de bonne qualité ne nous avait pas posé ce problème.

Au final, il est intéressant de permettre de faire un choix lors du pointé entre une interpolation « libre » et conditionnée par les éléments du squelette selon le type ou la difficulté locale du squelette.

Le pointé final, qui est à l'origine de l'information structurale imposée à la simulation géostatistique de l'impédance acoustique est représenté sur la figure 122. Il a été effectué au mieux à partir de l'interprétation de la section migrée en profondeur, mais conditionné par les sections d'attributs AVA et les critères sur les trajectoires.

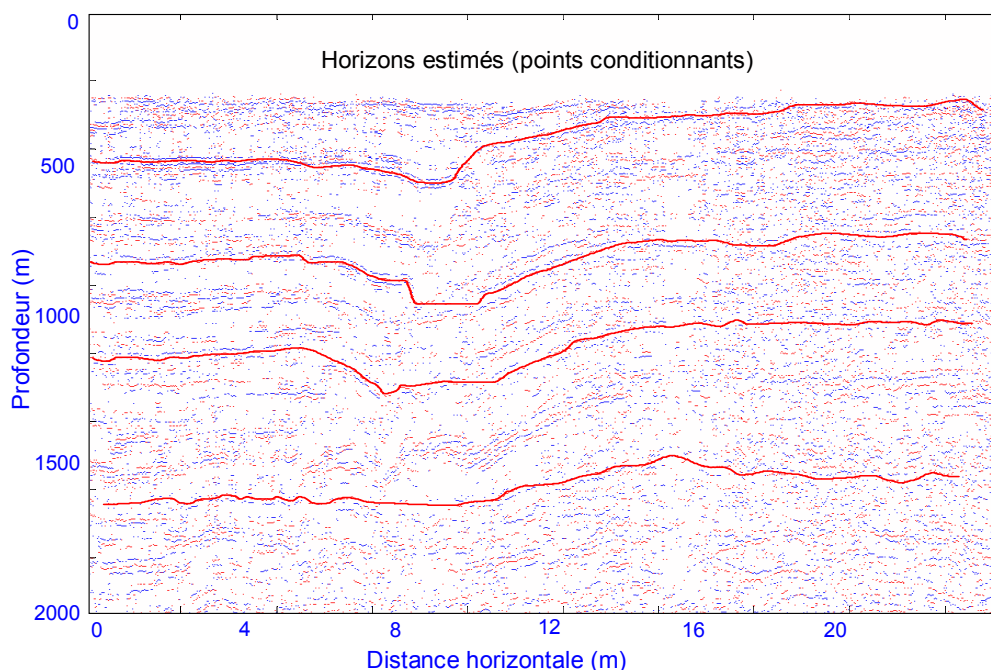


figure 120 : Exemple de pointé des interfaces par estimation « libre » entre des points conditionnants. Le nombre de points doit être élevé pour guider au mieux l'interpolation.

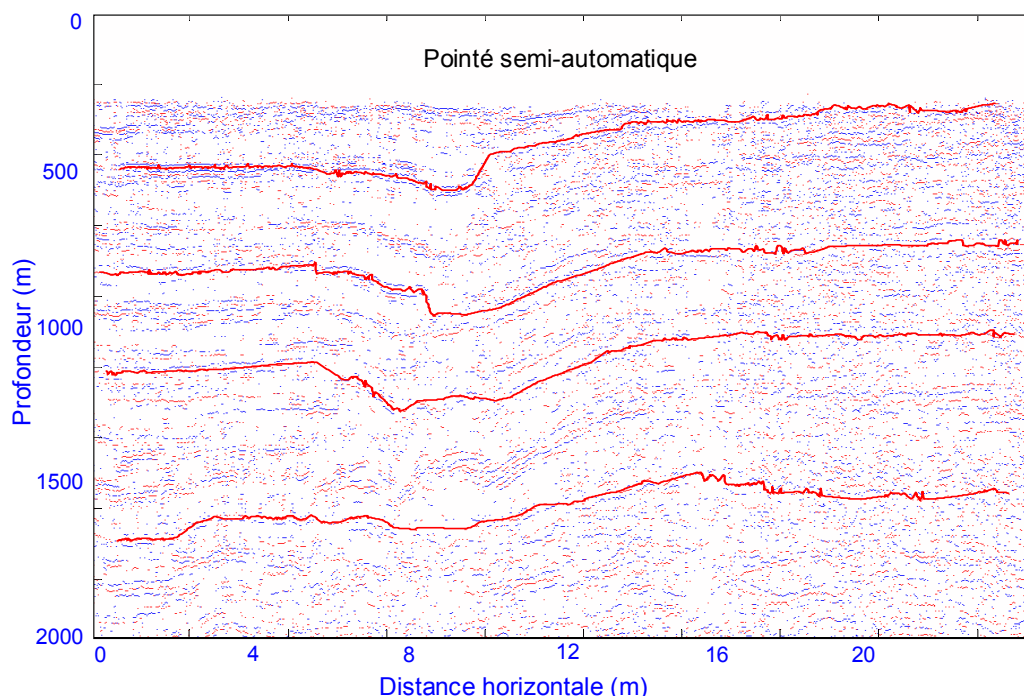


figure 121 : Exemple de pointé des interfaces guidé par les éléments entre des points conditionnants. Il montre des comportements haute fréquence à cause de la prise en compte d'un trop grand nombre d'éléments respectant les conditions.

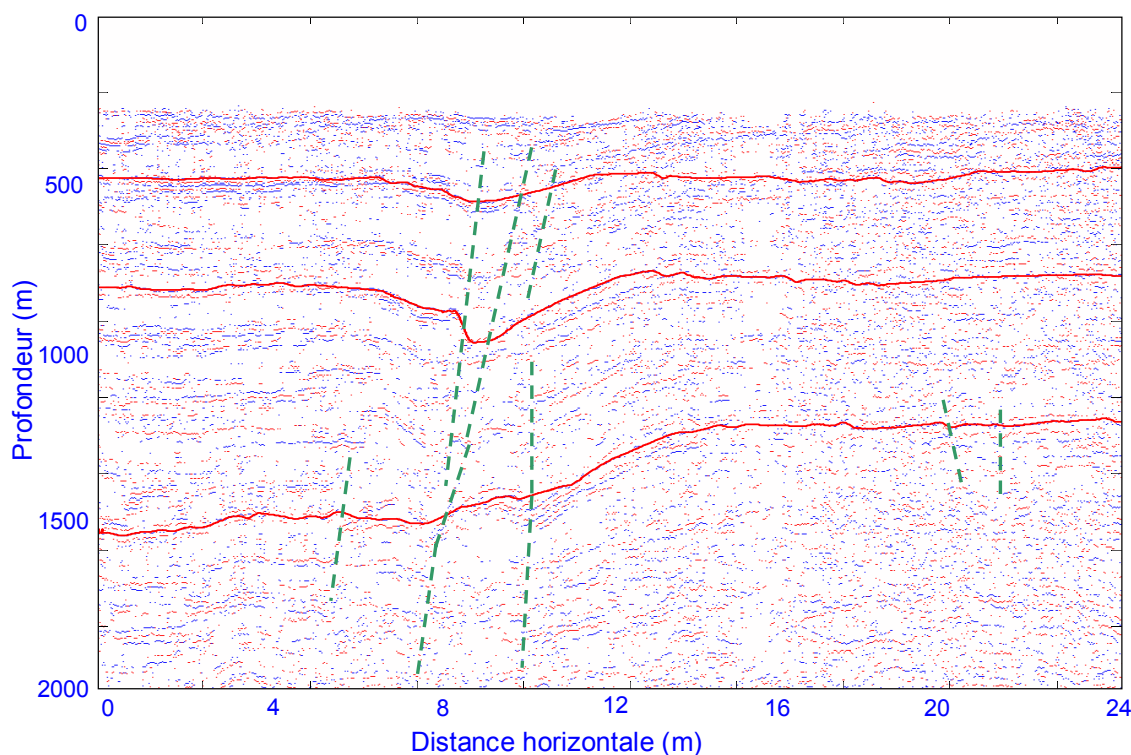


figure 122 : Pointé des interfaces qui vont contraindre géométriquement la simulation géostatistique de l'impédance acoustique à partir du puits.

Nous avons extrait au mieux l'information géométrique qui va permettre de contraindre la simulation de l'impédance acoustique. Nous pouvons maintenant effectuer la simulation géostatistique, avec pour seules contraintes la géométrie et les données de puits dans un premier temps, et ensuite avec l'information en réflectivité des anomalies.

## V.5. Première étape de simulation de l'impédance acoustique

Avant de présenter le premier résultat de simulation, nous devons calibrer les corrélations horizontales et verticales du modèle de covariance utilisée pour la simulation.

Nous présentons sur la figure 123 les variogrammes verticaux qui ont été calculés sur les portions de puits délimitées par les couches pointées. Comme nous l'avons indiqué à la partie III de ce mémoire, le modèle géostatistique implémenté à ce jour est une covariance exponentielle factorisée. Nous ne choisissons donc pas le type de variogramme qui devra l'être pour l'étude finale, nous allons simplement ajuster au mieux la portée verticale.

Pour la première couche, le variogramme expérimental montre une première rupture de pente vers 15 mètres puis une croissance globalement linéaire avec une "périodicité" d'une trentaine de mètres. Nous proposons de définir la portée verticale étant égale à 15 mètres.

Pour la deuxième couche, le variogramme expérimental montre une première rupture de pente vers 20 et une "périodicité" d'une quinzaine de mètres. Nous proposons de définir la portée verticale étant égale à 20 mètres.

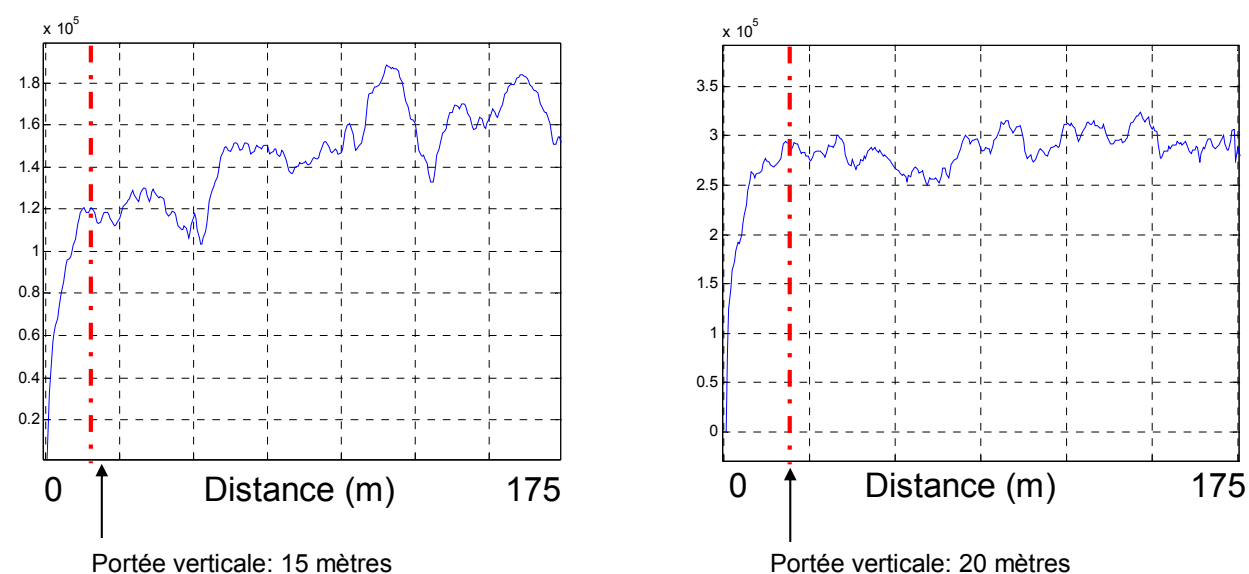


figure 123 : Variogrammes verticaux sur les parties de puits correspondantes aux couches (gauche pour couche 1, droite pour couche 2). Nous pouvons estimer une valeur de corrélation verticale pour chacune des couches (15 et 20 mètres).



Concernant la portée horizontale, nous ne disposons que d'un seul puits. Il est donc impossible d'ajuster sa valeur. Nous proposons alors de choisir une valeur théorique, basée sur la connaissance de la continuité géologique des couches de cette zone et du type de sédimentation. Dans le cas de cette zone réservoir, la sédimentation correspond à des dépôts de corps sableux très continus. Nous proposons alors une corrélation horizontale de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Mais nous effectuerons quand même la simulation avec différentes valeurs de portée horizontale.

Nous ne développerons pas ici l'étape du choix du type de corrélation géométrique pour le repositionnement de chaque couche simulée. Après analyse des couches squelettes mises à plat, nous avons choisi d'associer à chacune une corrélation parallèle avec son toit et sa base.

La résolution du puits est égale à 0.5 mètres, et celle de la section sismique à 2.5 mètres (soit cinq fois plus large). Pour conserver la résolution élevée du puits, donc l'hétérogénéité verticale de l'impédance acoustique et la propager à travers toute la section simulée, nous effectuons la simulation au sein d'un maillage de 0.5 mètres d'échantillonnage verticale.

La figure 124 représente un exemple de modèle en impédance acoustique simulé à partir des valeurs du puits et dans chacune des couches repositionnées. Pour obtenir une section davantage complète, nous avons défini une troisième couche plus profonde comme l'extension en profondeur du dernier horizon pointé.

Sur la figure 125, nous affichons l'alignement des frontières des couches avec le log d'impédance acoustique du puits (dont l'emplacement est illustré par le trait pointillé jaune). Nous observons que mis à part le premier horizon, les deux suivants sont bien corrélés avec des forts contrastes sur le log d'impédance.

Ce premier modèle est contraint par l'information géométrique issue des squelettes AVA, et par le puits. Nous voyons bien les continuités latérales de l'impédance acoustique choisies pour reproduire le type de sédimentation. Il montre une résolution verticale fine qui est celle vue au puits, ce qui correspond à l'intérêt d'utiliser la simulation géostatistique qui permet de reproduire le comportement à haute fréquence d'une variable.

Le positionnement en profondeur de ce modèle et des interfaces est cohérent, sous réserve du calage au puits qui n'a malheureusement pu être effectué qu'avec un seul puits.

Ce puits étant excentré sur la section, il ne nous permet pas de reproduire un comportement anormal de l'impédance acoustique, nous obtenons pour cette première phase de simulation un modèle en impédance initial qui nous servira pour l'intégration des informations quantitatives.

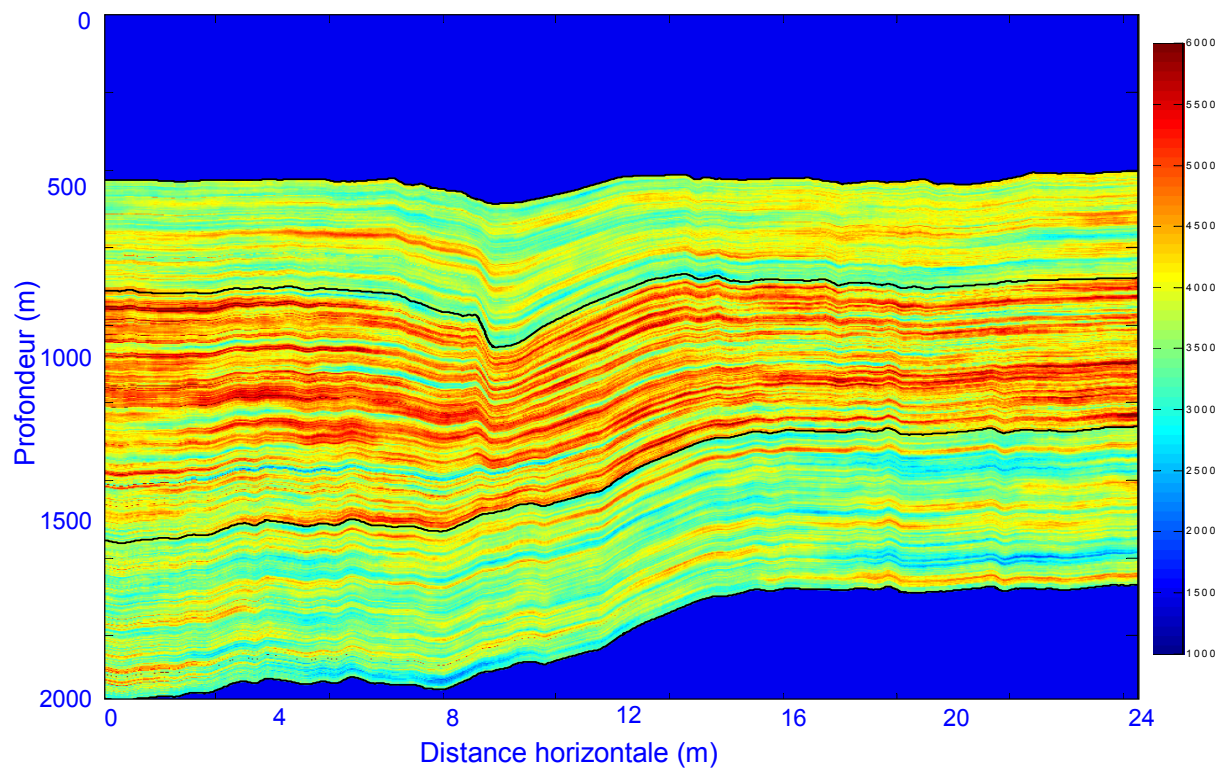


figure 124 : Exemple de simulation de l'impédance acoustique sous contrainte du puits et des couches pointées.

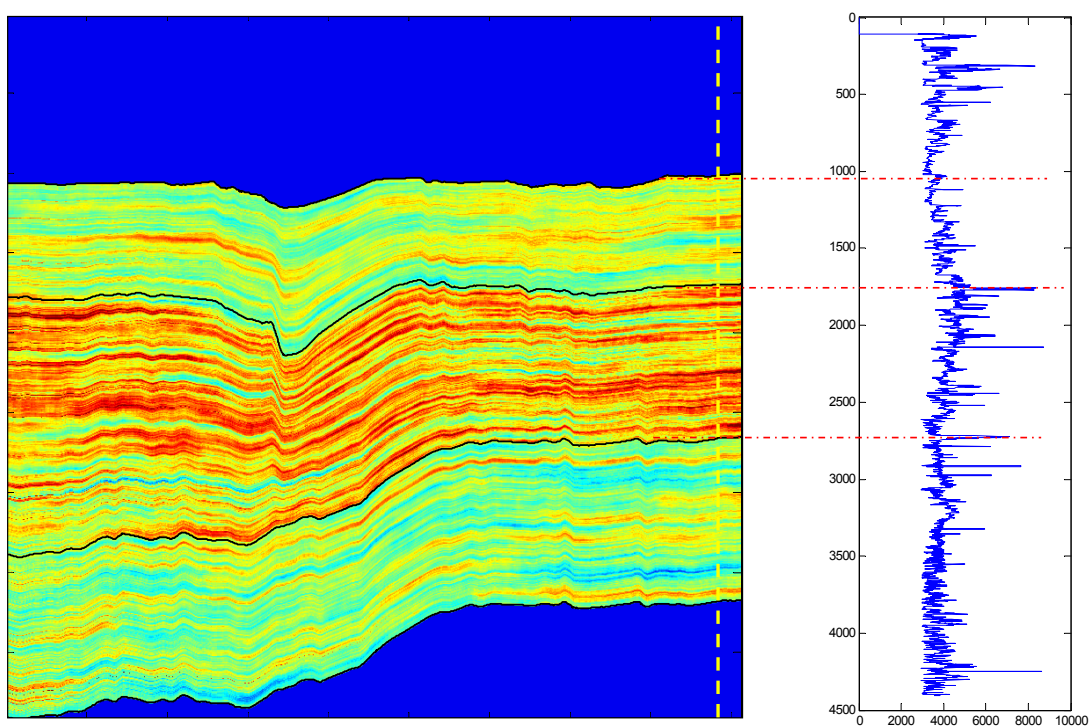


figure 125 : Observation de l'alignement cohérent des limites de couches avec le log d'impédance acoustique du puits.

---

Nous allons maintenant intégrer l'information supplémentaire apportée par le squelette intercept, ce qui constitue le cœur de ce travail. En effet l'interprétation de la section migrée en profondeur, mais aussi de la section en facteur de fluide nous a montré la présence de deux anomalies en gaz au sein de la zone étudiée. Nous devons donc vérifier dans ce cas réel si l'utilisation de l'information géophysique apportée par la migration et l'AVA nous permet d'améliorer la section simulée.

## V.6. Simulation de l'impédance acoustique avec contraintes quantitatives

Les sections obtenues après migration en profondeur et après inversion AVA nous renseignent sur la présence de deux zones en gaz qui sont la cible de cette étude 2D. Nous proposons de les reproduire au sein du modèle en impédance acoustique simulé géostatistiquement.

Cette étude sur un cas réel est assez similaire à l'application sur le modèle Schaubousi que nous avons décrite dans la Partie IV. Nous ne reviendrons pas concrètement sur la méthode de contrainte de la simulation de l'impédance à partir de l'information en réflectivité fournie par le squelette intercept.

Cependant, dans ce cas un travail d'édition et de mise en place de l'anomalie sur le squelette intercept doit être effectué. Nous devons effectuer plusieurs tâches :

- l'interprétation de la section sismique et de la section en facteur de fluide doit nous aider à définir quelle information sur le squelette intercept doit être prise en compte (exemple sur la figure 126). C'est-à-dire que nous sélectionnons sur ce dernier les éléments qui contraignent quantitativement la simulation et qui correspondent au toit et/ou à la base de l'anomalie. Nous ne pouvons évidemment pas prendre toute l'information comprise dans le squelette intercept, sous peine de reproduire beaucoup d'artefacts dans le modèle en impédance acoustique.
- une fois l'anomalie sélectionnée sur le squelette intercept, nous devons effectuer l'édition de l'horizon. En effet, et surtout dans un cas réel, il peut ne pas être parfaitement continu et présenter en certains endroits des valeurs faussées par rapport à l'ensemble des valeurs. Ces problèmes peuvent perturber la simulation et reproduire des comportements aberrants de l'impédance acoustique.

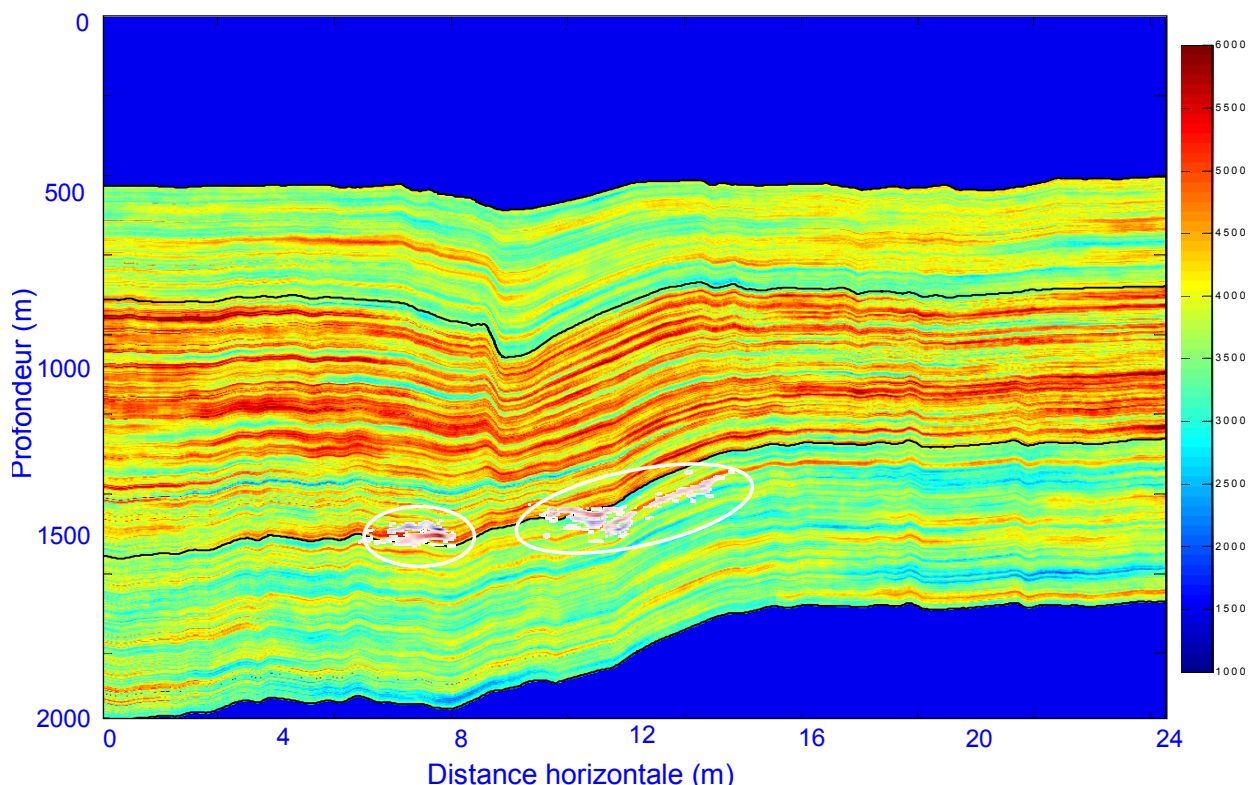


figure 126 : Superposition des fortes valeurs de la section migrée sommée sur la section simulée initiale. Cette illustration illustre l'interprétation des anomalies et le choix du conditionnement quantitatif local pour les reproduire.

Nous devons choisir pour chacune des anomalies en impédance le type de modification effectuée. En effet dans un cas, l'anomalie de gaz (celle de gauche) semble avoir une forme de lentille au sein de la couche, comme c'était le cas du modèle Schaubousi. De plus, le facteur de fluide nous indique les bornes de cette anomalie par deux horizons de valeurs opposées (négative au-dessus et positive en dessous), nous souhaitons alors reproduire une zone de contraste d'impédance homogène avec la géologie de fond. Ainsi une modification constante de l'impédance – cas de la non-stationnarité – est reproduite.

Dans le deuxième cas, où l'anomalie est identifiée par un horizon de valeur intercept négative, qui semble être le toit de zone de gaz, nous souhaitons reproduire une saturation de gaz sous une couche imperméable et nous utilisons une modification hétérogène – cas de la stationnarité – de l'impédance acoustique de fond simulée précédemment. Dans ce cas, nous devons aussi connaître la profondeur de l'anomalie (à partir de l'interprétation) qui correspond à la distance d'influence en profondeur de la réflectivité. Nous choisirons pour cet exemple une profondeur de 110 mètres.

Une fois l'étape d'édition et le choix de modification effectués, nous pouvons effectuer la modification a posteriori de la première section de fond simulée.

Un exemple de section intégrant l'information quantitative est présenté sur la figure 127.

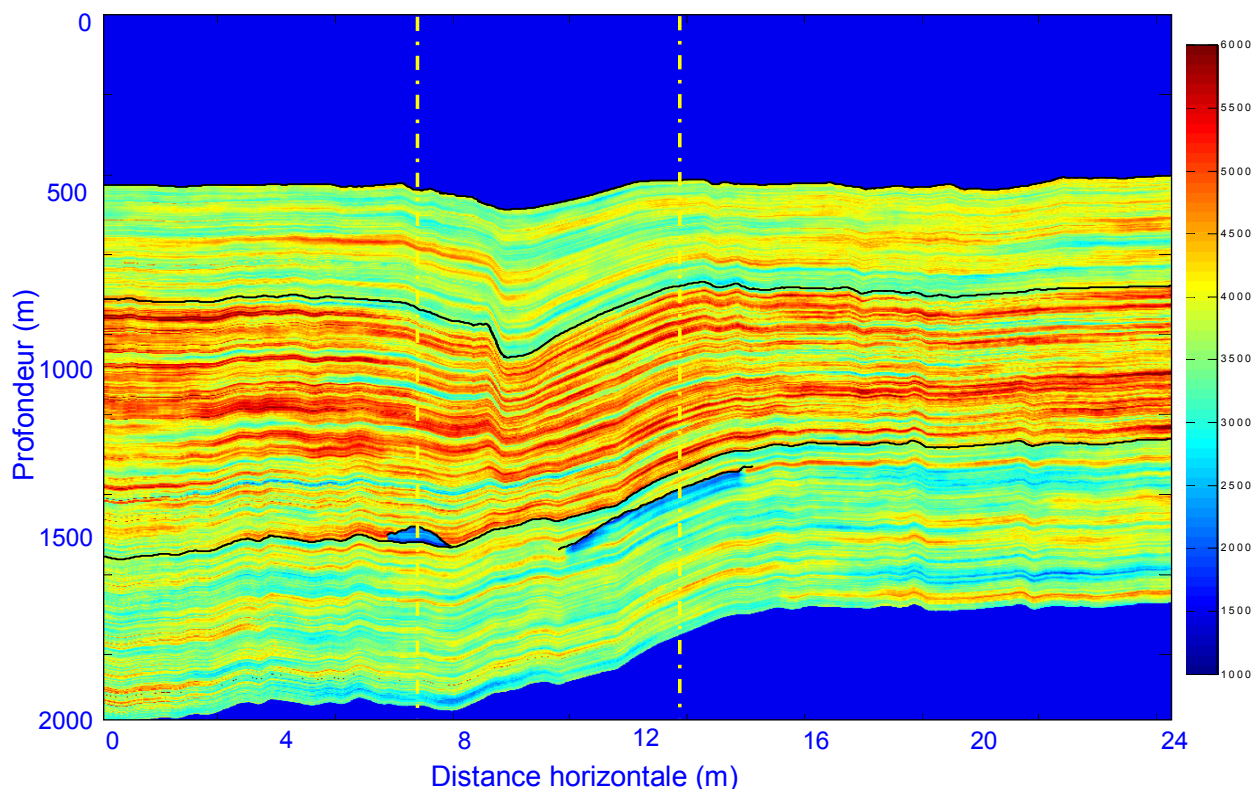


figure 127 : Exemple de section en impédance acoustique intégrant l'information en réflectivité sélectionnée. Deux anomalies de gaz sont reproduites : la première (gauche) a une forme de lentille confinée au sein d'un encaissant, la deuxième présente une saturation de gaz sous une couche confinante.

L'exemple de section en impédance contrainte par l'information en réflectivité montre les deux anomalies que nous souhaitons reproduire. La première (gauche) a une forme de lentille confinée au sein d'un encaissant, la deuxième présente une saturation de gaz sous une couche confinante. Celle-ci suit la stratigraphie globale de la couche, comme nous l'avons observé sur la section facteur de fluide.

Nous présentons deux verticales extraites de cette section sur la figure 128 qui correspondent aux traits pointillés jaunes. Les courbes bleues représentent la valeur d'impédance simulée et courbes rouges les zones modifiées sur chacune des anomalies.

La première anomalie (partie gauche) a été reproduite par une modification constante de la valeur d'anomalie sur toute la zone délimitant l'anomalie. C'est ce qui est observé sur le zoom affiché. La deuxième anomalie (partie droite), par contre, a été reproduite par une modification non constante des valeurs d'impédance qui permet de retrouver graduellement la valeur d'impédance originelle à une certaine profondeur, ici 110 mètres en dessous du toit.

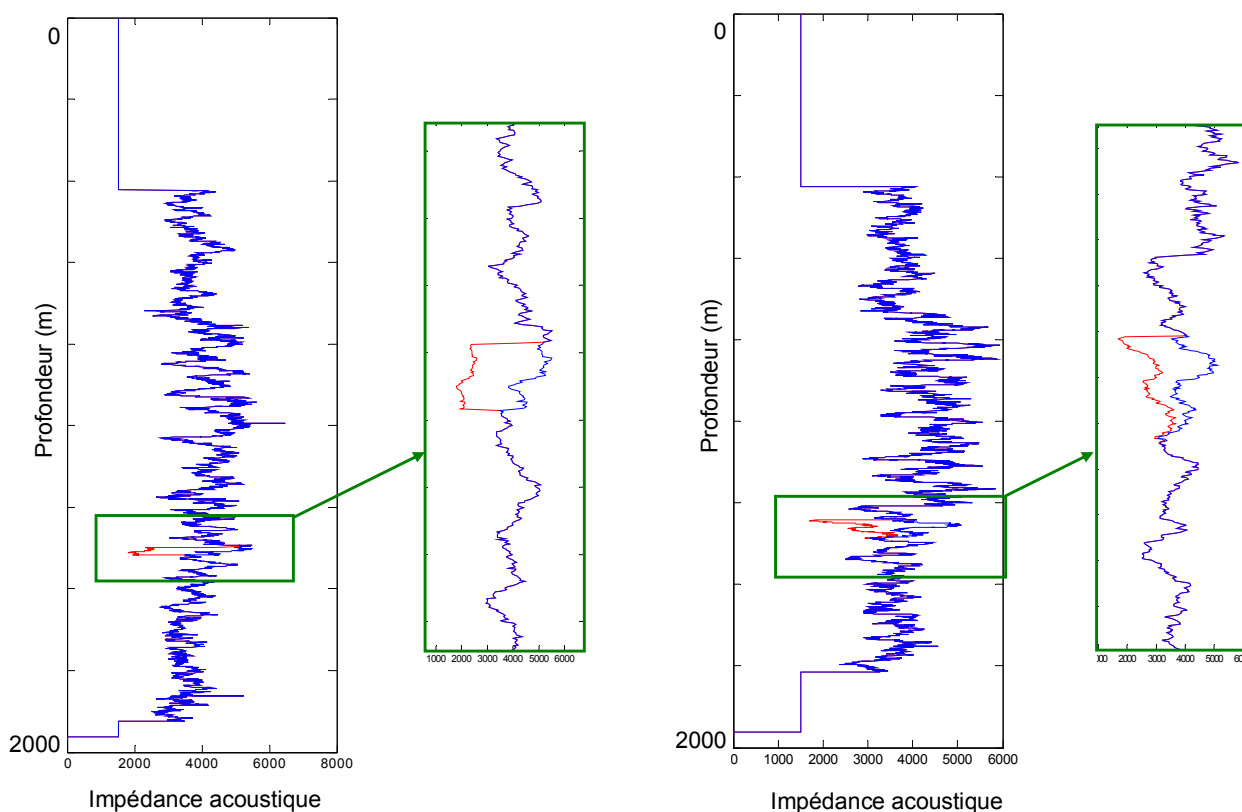


figure 128 : Deux verticales extraites de la section en impédance simulée puis modifiée qui correspondent aux traits pointillés jaunes. Les courbes bleues représentent la valeur d'impédance simulée et courbes rouges les zones modifiées sur chacune des anomalies.

## V.7. Conclusions

Après avoir appliqué notre méthodologie à un cas synthétique, nous avons souhaité la tester sur un cas de données réelles. Nous avons obtenu des données sismiques 2D, ainsi que des données log de puits sur la section étudiée. Il nous a été précisé que ces zones de gaz étaient recherchées pour être éventuellement exploitées.

Nous précisons les points essentiels de cette application :

- tout d'abord les résultats de la migration PAPSDM sont satisfaisants, davantage que ceux fournis par le partenaire. La section résultante est exprimée en profondeur, les amplitudes sont homogènes, les structures relativement continues, et la zone faillée est bien mise en évidence. Toutefois, la migration n'a pu utiliser qu'un modèle de vitesse estimée par analyse de vitesse, il serait intéressant de l'améliorer avec un modèle de vitesse de meilleure qualité.
- les études AVA effectuées permettent d'obtenir des sections d'attributs comme l'intercept, le gradient, mais aussi le facteur de fluide, qui permettent d'affiner l'interprétation de la section, la localisation des cibles d'hydrocarbures. Nous avons ainsi choisi de recadrer notre étude sur la partie supérieure de la section qui comprend les zones de gaz potentielles.

- le pointé des horizons délimite les couches (dans lesquelles la simulation de l'impédance est effectuée est aidé par les squelettes AVA), en respectant l'interprétation de la section sismique migrée. Il permet pour certaines couches de reproduire le décalage induit par certaines parties de failles.
- nous avons analysé les variogrammes verticaux pour chacune des portions de puits correspondant aux couches pour pouvoir paramétrer le modèle de covariance utilisé par la simulation. Concernant la covariance horizontale, le seul puits ne permet pas une analyse variographique, nous avons donc estimé la portée horizontale de façon arbitraire pour pouvoir reproduire la sédimentation continue qui constitue la zone.
- la simulation de l'impédance acoustique à partir du puits permet de construire un modèle en impédance acoustique de fond en conservant la résolution verticale vue au puits.
- nous avons souhaité reproduire les anomalies de gaz qui ont été interprétées sur les sections sismiques, AVA et facteur de fluide. Deux types d'anomalies ont été identifiés : une sous forme de lentille et l'autre sous forme de saturation sous une couche imperméable. Cette situation nous a permis de tester les deux types de modifications locales de la section d'impédance de base : une modification constante sur toute la zone de la lentille, et une modification graduelle pour l'autre anomalie. Les valeurs de décalage d'impédance sont fournies par les valeurs du squelette intercept.

Cependant, cette application présente plusieurs problèmes :

- nous ne disposons pour cette étude que d'un seul puits très excentré sur la section (il a été foré précédemment pour étudier d'autres cibles). Le problème est que loin du puits, donc des valeurs conditionnantes, la simulation est davantage conditionnée par le modèle géostatistique que par les puits eux-mêmes : au niveau des anomalies les valeurs d'impédance acoustique ne sont vraisemblables que statistiquement. Dans un cas idéal, il nous aurait fallu un puits au moins au centre de la section.
- les données sismiques initiales n'étaient pas de grande qualité. Ce qui a résulté à retrouver beaucoup de bruit dans le squelette géométrique. Dans les zones difficiles, le pointé des horizons sur les squelettes AVA a dû être modifié de façon à ce que tous les éléments entre deux pointés ne soient pas pris en compte.
- nous avons effectué un calage de la sismique à l'aide d'un seul puits excentré, donc loin de la zone où existent les anomalies d'impédance acoustique. Nous avons conscience de la faiblesse de calage, d'autant que les compagnies pétrolières disposent d'outils très performants pour mener à bien ce problème, et utilisent des puits souvent bien placés par rapport aux zones ciblées. Cependant, nous avons souhaité l'effectuer pour repositionner correctement au moins une partie de la section, et pour que les portions de puits qui conditionnent la simulation de l'impédance acoustique soient cohérentes pour chacune des couches.

## VI. Application à un modèle géologique



## VI.1. Introduction et idée initiale de l'étude

Cette partie concerne l'application de notre méthodologie sur une nouvelle application synthétique.

Pour cette application, le modèle synthétique a été créé par des méthodes géostatistiques : les couches de la section ont été remplies en facies par différents types de simulations géostatistiques, pour ensuite être converties en sections Vp, Vs et densité.

Plusieurs raisons nous ont conduits à mettre en œuvre cette étude :

- comparer la réponse sismique à la « réalité ».
- tester une nouvelle fois notre méthodologie de simulation de l'impédance acoustique à partir des données de puits et des résultats des traitements post-sismiques.
- proposer une méthode pour déterminer les portées horizontales de l'impédance acoustique.

Nous allons succinctement exposer l'idée originelle de ce travail de modélisation géostatistique et les méthodes utilisées pour la création du modèle.

Le modèle initialement créé est nommé « Ravenscar », du nom d'une ville dans le Yorkshire au Royaume-Uni où se situe la zone d'étude.

Nous présentons dans un premier temps le contexte dans lequel le modèle Ravenscar 3D a été créé.

### VI.1.1. Contexte original de l'étude Ravenscar

Comparée à la modélisation géophysique (comme c'est le cas du modèle Marmousi), la modélisation géostatistique a pour intérêt de reproduire les hétérogénéités des dépôts. En effet les distances entre les forages sont souvent trop grandes pour que les corrélations entre les puits soient fiables, la connaissance détaillée des logs de puits apporte peu d'informations quantitatives sur l'extension latérale des corps géologiques.

Dans le cadre de la prospection pétrolière, la sismique utilisée n'a généralement pas une résolution suffisante pour identifier des corps de faibles épaisseurs. À partir des forages, nous ne pouvons donc savoir si les niveaux réservoir sont continus ou non. La localisation et la circulation des fluides à l'intérieur des réservoirs dépendent largement de leur structure géologique. Une meilleure connaissance des hétérogénéités géologiques permet ainsi une amélioration significative de l'efficacité des processus d'exploitation.

Pour palier cette absence d'information sur la structure des réservoirs aux distances inférieures à l'espacement des sondages, une méthodologie de simulations des hétérogénéités des réservoirs par une approche géostatistique a été élaborée par le Centre de Géostatistique de l'École des Mines de Paris et l'Institut Français du Pétrole ([Matheron *et al.*, 1988], [Ravenne et Galli, 1990]).

La philosophie de cette méthode part du principe que les hétérogénéités des propriétés pétrophysiques d'un réservoir sont étroitement liées aux hétérogénéités géologiques ([Doligez, 1992]). Le problème est donc de restituer une image 3D fine et réaliste du réservoir, informée en lithofaciès, à partir de données quantifiées le plus souvent à 1D (puits, carottes...).

Les concepts de base sont :

- la stratigraphie séquentielle qui permet de découper le réservoir en unités de sédimentologie homogènes, correspondant à une même logique de dépôt par rapport à un niveau de référence.
- la géostatistique permet de tester ces interprétations à l'intérieur de chaque unité par l'analyse des courbes de proportions et de quantifier les longueurs de corrélation des hétérogénéités par le calcul des variogrammes.

Un algorithme de simulation basé sur la méthode des gaussiennes seillées fournit alors une image 3D du réservoir, remplie en lithofaciès et respectant les données de puits. L'étape finale est d'attribuer à chaque maille des propriétés pétrophysiques (vitesses sismiques et densité) en utilisant des statistiques relatives à chaque faciès.

## VI.1.2. Géologie régionale et lithostratigraphie

Une présentation concise de la géologie de la zone Ravenscar est proposée dans ce mémoire. Pour plus d'informations, une description plus complète est indiquée par [Eschard, 1989].

La zone étudiée Ravenscar (figure 129) présente des séries fluvio-deltaïques de l'âge Jurassique moyen (-175 Ma à -154 Ma) dans le Yorkshire (U.K). L'Institut Français du Pétrole (IFP) a combiné des études d'affleurements sur les falaises du Yorkshire, des données sédimentaires et diagraphiques sur plus d'une cinquantaine de forages peu profonds.

Pour cette étude, les données de 18 puits verticaux sont utilisées (dont les emplacements sont indiqués sur la figure 129). Cinq de ces puits traversent toute la formation, soit 200 m du Bajocien au Toarcien, et les autres sont peu profonds en atteignant une profondeur maximale de 60 m dans le Bajocien seulement.

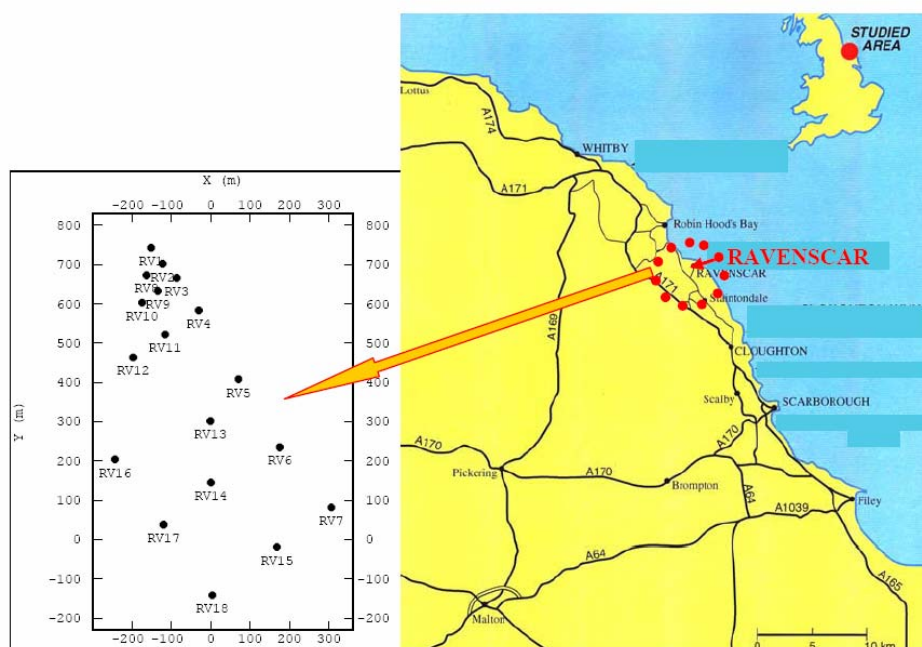


figure 129 : Localisation du site de l'étude et emplacement des forages.

Le bassin qui forme la zone étudiée a été formé au Jurassique moyen par un système de failles transversales durant une phase d'extension E-W. Le groupe Ravenscar est constitué approximativement de 200 m de sédiments principalement silicoclastiques, déposés durant l'Aalénien et le Bajocien basal.

Six unités lithostratigraphiques ont été définies, de Saltwick à Scarborough (figure 130).

Les séries du groupe de Ravenscar ont été déposées dans des environnements sédimentaires allant de la mer ouverte (offshore) à la plaine côtière ou deltaïque.

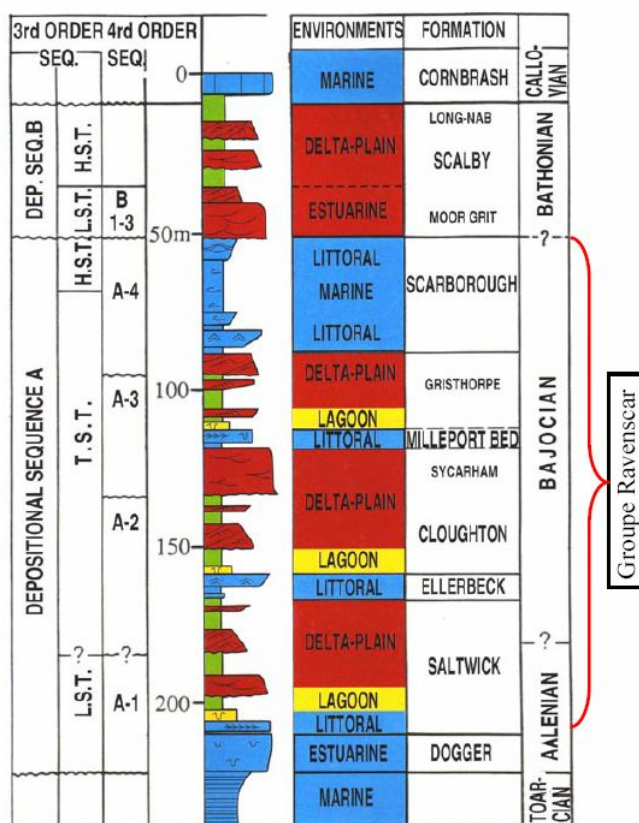


figure 130 : Lithostratigraphie du Jurassique moyen dans le Yorkshire (IFP).

### VI.1.3. Approche pour notre application

Les résultats des premières études géostatistiques sont le point de départ de cette nouvelle application [Beucher *et al.*, 2006].

Notre méthode est mise en œuvre à partir d'une section 2D extraite du modèle 3D, que nous appellerons par la suite section Ravenscar.

Nous allons procéder à la transformation des faciès en paramètres pétrophysiques :  $V_p$ ,  $V_s$  et densité pour effectuer la modélisation des données sismiques synthétiques. Cette affectation sera effectuée de façon directe : à un type de faciès est associé un ensemble de valeurs [ $V_p$ ,  $V_s$ , densité].

## VI.2. Le modèle géologique

La section comporte six unités remplies en faciès. Chacune des unités a été simulée avec la méthode des plurigaussiennes seuillées. La section est échantillonnée finement, notamment en profondeur. La figure 131 présente la section en faciès avec une échelle de couleur segmentée permettant de distinguer aisément chacun des faciès.

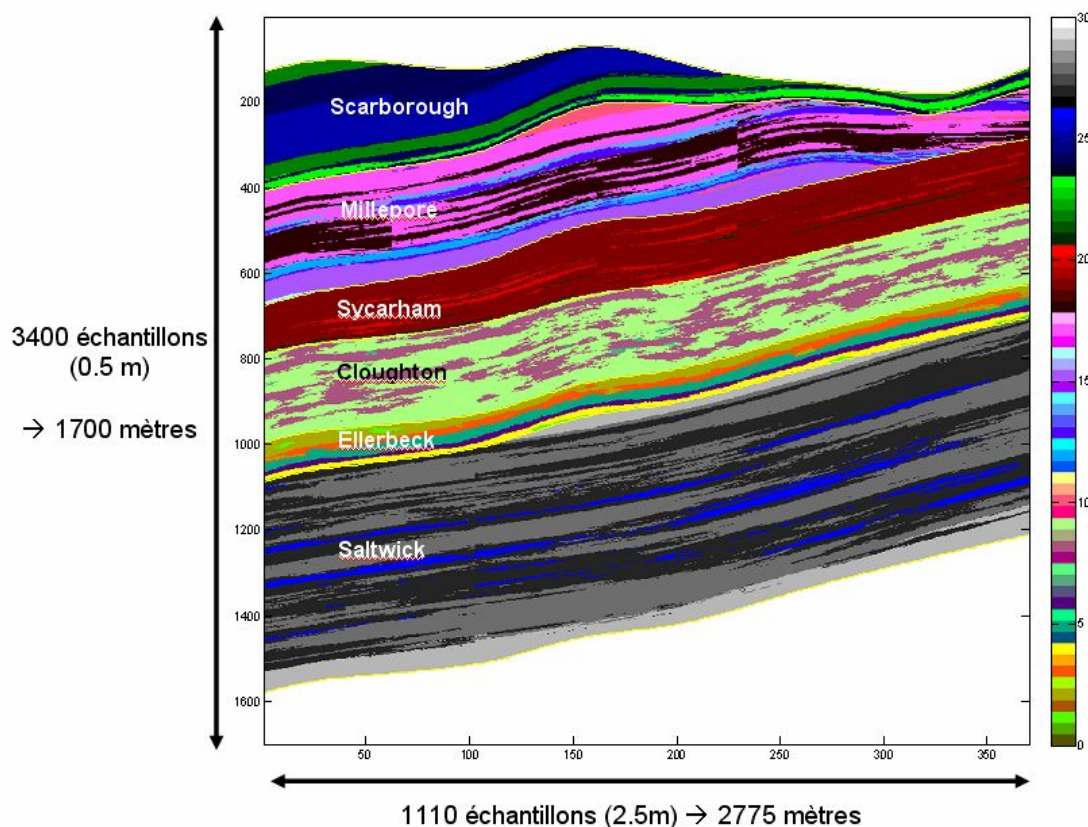


figure 131 : Modèle Ravenscar initial exprimé en faciès.

Nous créons deux couches supplémentaires au dessus et en dessous des unités déjà présentes :

- la première surmonte l'unité Scarborough et correspond à la tranche d'eau, permettant une modélisation de sismique marine. Elle est homogène et remplie entièrement en un faciès de type « eau ».
- la deuxième est située au bas de la section, sous l'unité Saltwick. Elle permet de combler le vide de la section, et sera remplie avec une simulation gaussienne seuillée de faciès correspondant à une géologie argileuse.

La figure 132 montre la nouvelle section en faciès. Nous pouvons y observer les deux unités supplémentaires : l'eau en haut (faciès 0) et l'unité de base (faciès 31 à 34).

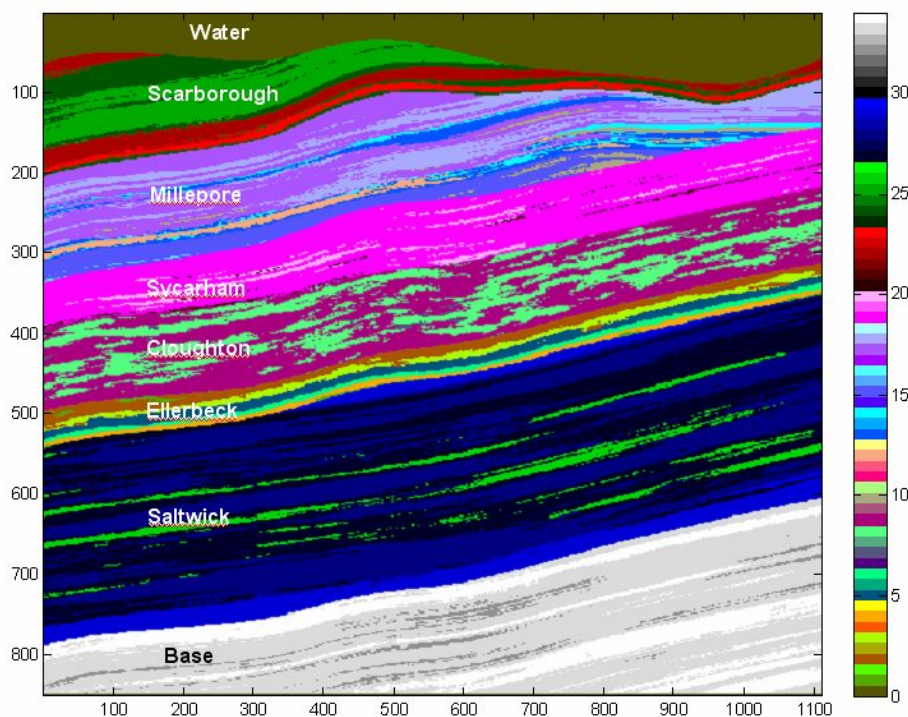


figure 132 : Ajout d'une couche de tranche d'eau (Water) et d'une couche à la base (Base) pour remplir complètement la section.

### VI.2.1. Insertion d'anomalies

Nous souhaitons introduire quelques anomalies pétrophysiques au sein de la section Ravenscar. Deux types d'anomalies vont être créés : des anomalies AVA et une zone de sable de classe II, sous la forme de faciès de code -1.

Les deux anomalies AVA que nous allons rajouter montrent une différence d'impédance élevée traduite dans notre cas par une différence de vitesse P. Elles simulent en fait la présence de fluide (gaz ou huile) dans des roches confinantes ou encaissantes. La figure 133 présente les deux zones choisies : dans la partie la plus haute, une anomalie est positionnée comme si du gaz avait migré vers le haut et était bloqué par une dépression au sein de l'unité Scarborough. La deuxième anomalie est située plus bas, nous avons simplement converti un ensemble de faciès simulés au sein de l'unité Cloughton en faciès anomaux, ce qui construit un autre type de corps AVA, aux délimitations moins nettes.

L'anomalie de sable de classe II sera positionnée plus bas, au sein d'une lithologie sableuse. Ce qui caractérise cette anomalie est un horizon d'intercept faible et de gradient non nul. Cela revient à imposer un contraste de vitesse S considérable et une similarité en vitesse P et densité par rapport à l'encaissant. Cette zone sélectionnée est indiquée sur la figure par un faciès de code -1.

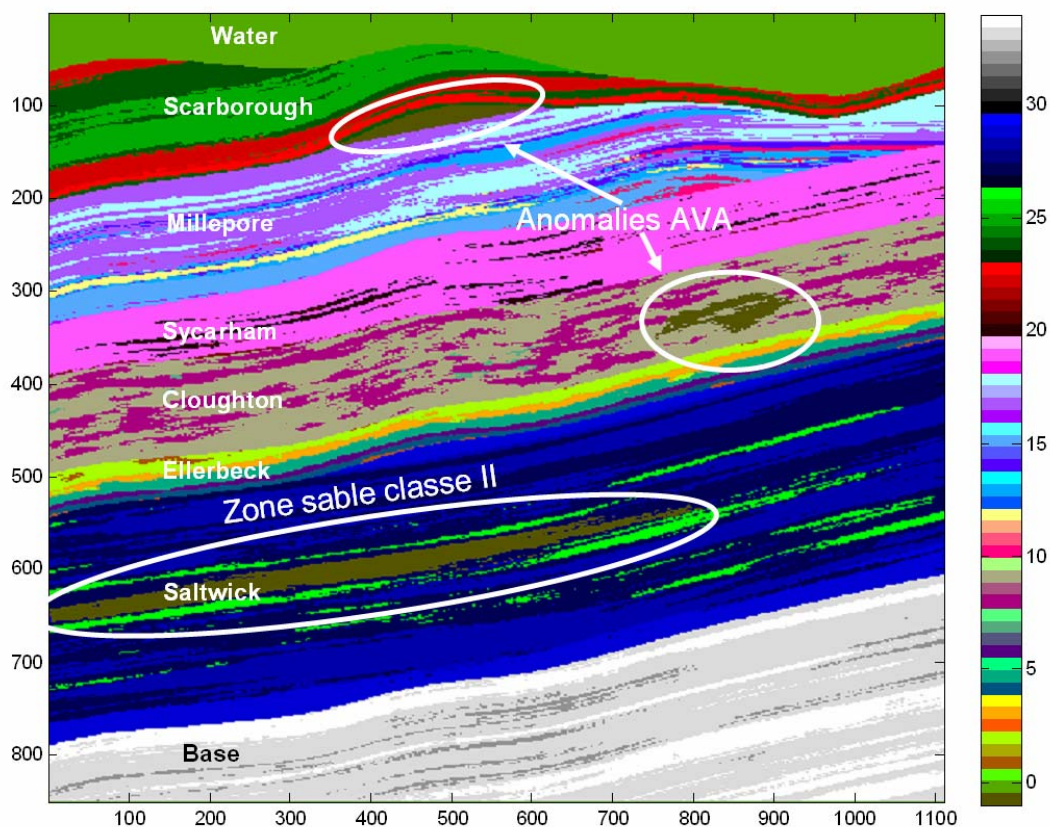


figure 133 : Modèle de porosité pour une des unités simulées.

## VI.2.2. Mise en conditions réelles

Comparativement aux études sismiques, les études de réservoir travaillent souvent sur des tailles de champs (2D ou 3D) relativement restreintes, correspondant à des zones cibles. Les études sismiques font majoritairement intervenir des ensembles de données volumineux, surtout quand il s'agit de cubes sismiques 3D.

Un des premiers problèmes rencontrés concernant la modélisation géostatistique fut la très petite taille (en profondeur et longueur réelle) du modèle, pour l'échantillonnage proposé. En effet si nous superposons ce premier modèle test sur le modèle Schaubousi utilisé lors de cette thèse, nous observons une différence de taille d'un rapport proche de 1/60 (figure 134), et le modèle Schaubousi est déjà extrêmement réduit au regard des cas de géophysique classique.

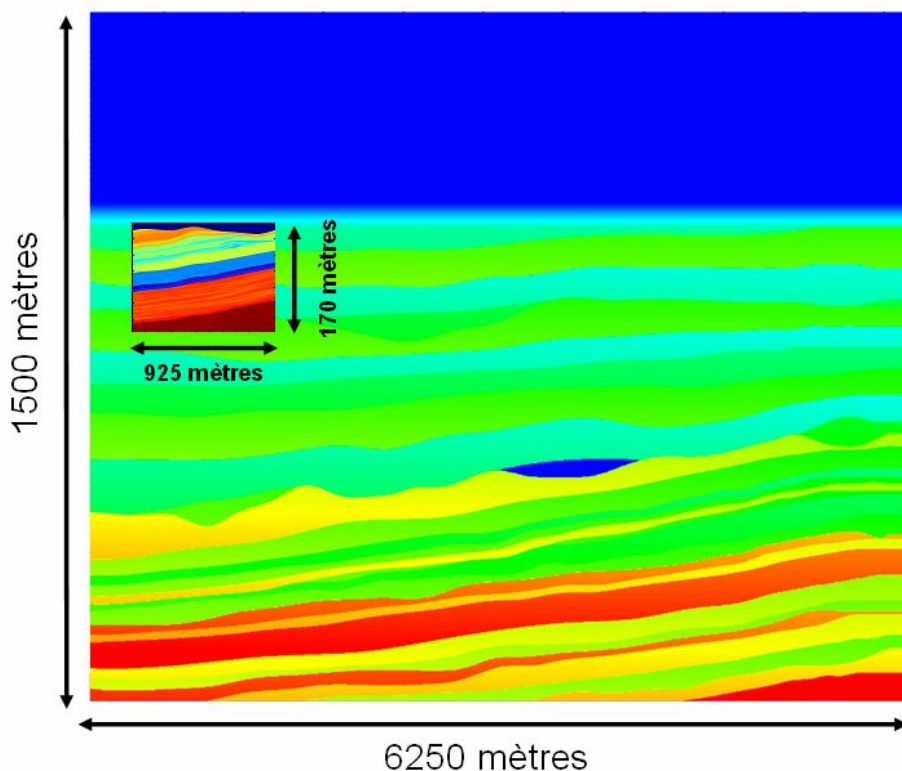


figure 134 : Superposition du modèle Ravenscar initial sur le modèle Schaubousi. La différence de taille est de l'ordre de 1/60.

La modélisation géostatistique fournit un modèle avec pour échantillonnage  $\Delta x=2,5$  m en horizontal et  $\Delta z=0,1$  m en vertical et pour nombre d'échantillons  $N_x=370$  en horizontal et  $N_z=1\ 700$  en vertical. Ce qui veut dire que le modèle a pour dimensions 925 mètres en longueur et 170 mètres en profondeur.

Le modèle Schaubousi utilisé pour le développement de notre méthodologie fait 1 500 mètres de profondeur et 3 000 mètres de long, avec  $\Delta x=2,5$  m et  $\Delta z=2,5$  m pour échantillonnage.

Si nous considérons que la taille horizontale de la maille du modèle Ravenscar ne correspond pas à  $\Delta x=2,5$  m mais plutôt à  $\Delta x=5$  m, sa longueur est égale à 1 850 mètres. Et si nous considérons que la taille verticale ne correspond pas à  $\Delta z=0,1$  m mais plutôt à  $\Delta z=0,5$  m, sa profondeur est égale à 850 mètres, donc à environ 1 250 mètres si nous rajoutons une couche d'eau. Ce qui donne une taille finale du même ordre entre les deux modèles.

La modélisation des données sismiques par différences finies nécessite un certain nombre d'opérations pour son bon fonctionnement et l'obtention de résultats significatifs et utiles pour la suite du traitement. Nos outils de modélisation ayant été calés sur le modèle Schaubousi (que nous avons présenté au chapitre IV), l'intérêt est de proposer un modèle aux dimensions similaires (tailles, échantillonnage). Les points suivants sont abordés :

- la taille d'échantillonnage sismique est plus grande que celle du modèle géologique. En effet, en imagerie sismique, l'impulsion initiale émise par la source est modélisée par une ondelette dont la taille dépend de la bande de fréquence utilisée. Il en résulte souvent une limite de résolution de l'ordre du mètre au décimètre, il est alors inutile de choisir un échantillonnage inférieur à cette

limite de résolution. Dans le cas de Ravenscar, nous choisissons des échantillonnages en profondeur  $\Delta z$  et horizontal  $\Delta x$  de 2.5 mètres.

- un des critères de bon fonctionnement de l'imagerie sismique consiste en la couverture multiple : chaque « point miroir » renvoie l'onde incidente qui lui est parvenue, si chacun des points miroir est imagé successivement par le dispositif d'acquisition prévu pour cela, l'imagerie sera de qualité supérieure, avec notamment un bon rapport signal sur bruit. Le nombre de fois maximum où un point miroir est vu est appelé « couverture ». La figure 135 schématise ce principe avec une couverture d'ordre 6. Dans notre cas, nous souhaitons une imagerie de bonne qualité, le modèle sera donc élargi latéralement, comme cela a été fait pour la section Schaubousi. En effet, un dispositif de récepteurs d'une longueur totale de 3 km sera paramétré, il est donc nécessaire qu'il y ait au moins 3 km de chaque côté de notre cible, soit la section initiale Ravenscar. La section finale aura ainsi 4 401 échantillons en horizontal, ce qui permet d'obtenir finalement une section de 11 km de longueur.
- finalement, comme pour le modèle Schaubousi, nous modifions la profondeur moyenne de la tranche d'eau supérieure, qui sera approximativement autour de 400 mètres.

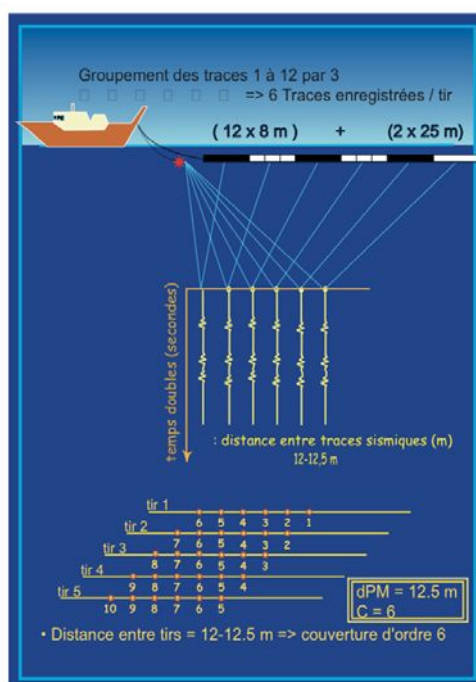


figure 135 : Rappel du principe de la couverture multiple.

La figure 136 présente la section en faciès finale (avec les anomalies) à partir de laquelle les sections  $V_p$ ,  $V_s$  et densité seront créées, par affectation d'un ensemble de valeurs [ $V_p$ ,  $V_s$  et densité] pour un faciès, puis utilisées pour l'étape de modélisation des données sismiques synthétiques. Ces dernières sections sont présentées sur la figure 137. Elles ont une taille de 2 525 mètres en profondeur et 11 002,5 mètres en longueur. Les sections géologiques seront représentées avec un échantillonnage en profondeur égale à 2.5 mètres.



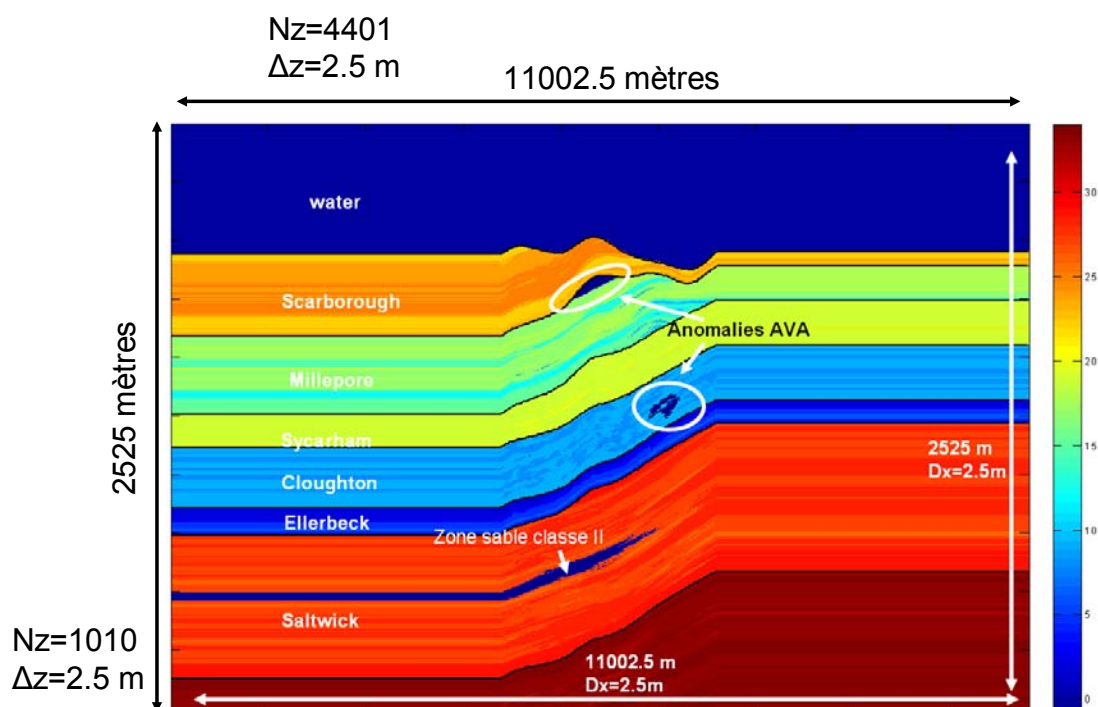


figure 136 : Section finale en faciès qui permet de calculer les sections en  $V_p$ ,  $V_s$  et densité et qui seront utilisées par la modélisation des données sismiques.

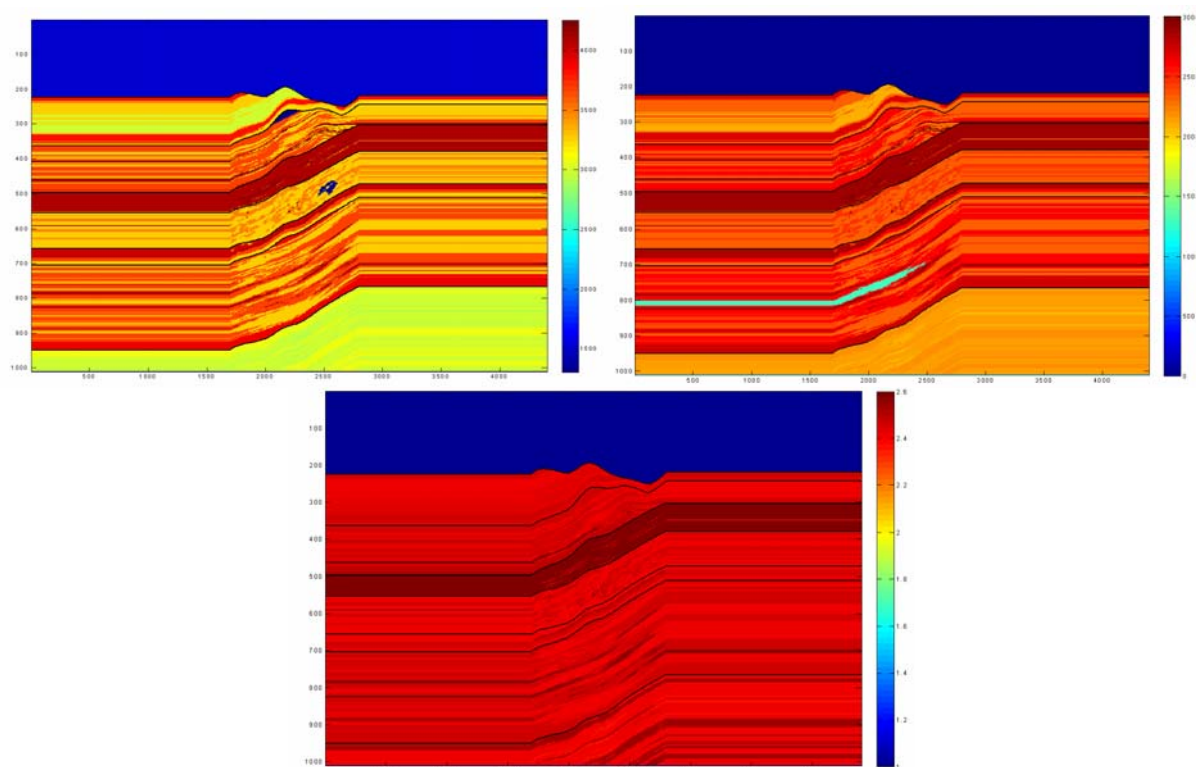


figure 137 : Sections finales en  $V_p$  (haut, gauche),  $V_s$  (haut, droite) et densité (bas) utilisées par la modélisation en différences finies des données sismiques.

### VI.3. Modélisation des données sismiques synthétiques

La modélisation en différences finies permet de créer les données sismiques synthétiques à partir des trois modèles  $V_p$ ,  $V_s$  et densité.

La figure 138 présente la section à offset nul exprimée en fonction du temps. Le calcul a été effectué sur la partie centrale du modèle, nous reconnaissons le fort contraste de réflectivité associé au fond de l'eau (un peu moins de 1 seconde), mais aussi les signatures des anomalies qui ont été insérées. Aux environs de 2 secondes apparaît un multiple du fond de l'eau. De plus, il faut remarquer les fortes hyperboles de diffractions dues aux discontinuités (ou « cassures ») entre les parties dupliquées et la partie centrale du fond de l'eau.

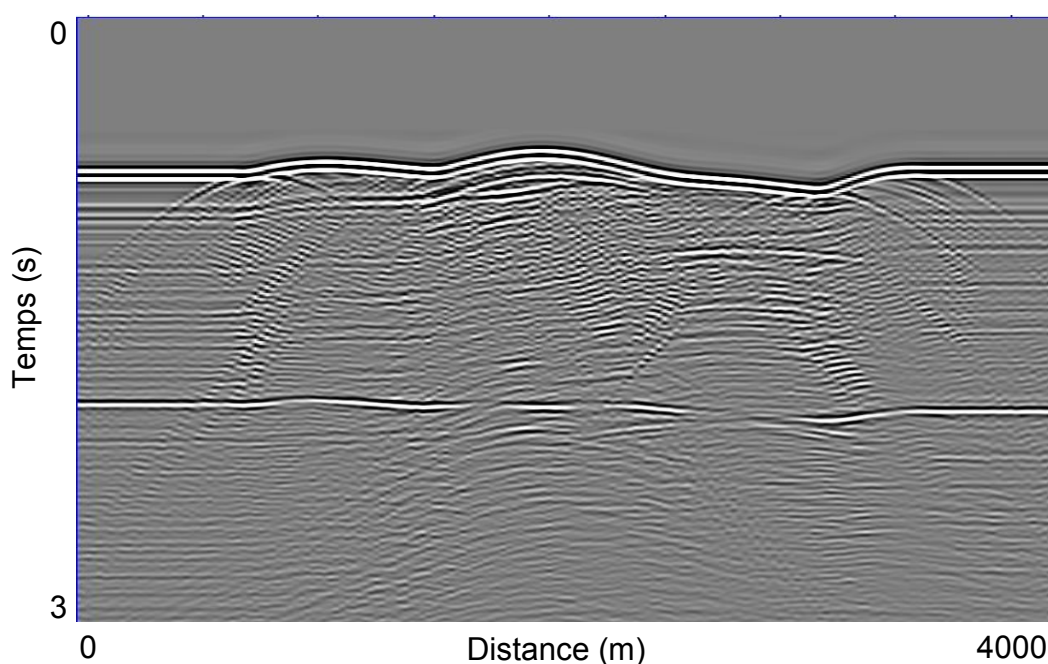


figure 138 : Résultat de la modélisation des données sismiques synthétiques. La section à offset nul est exprimée en temps. Elle montre le contraste du fond de l'eau (et des hyperboles dues aux discontinuités), la signature des deux anomalies et le multiple du fond de l'eau.

### VI.4. Migration en profondeur et analyse AVA

De la même façon que pour les deux dernières applications, nous appliquons une migration en profondeur avant sommation à amplitude préservée (PAPsDM). Le modèle de vitesse utilisé a été défini avec la section en vitesse  $V_p$  issue du modèle Ravenscar, ce qui assure un bon positionnement des données sismiques migrées en profondeur.

La figure 139 représente la section à offset nul migrée en profondeur. Nous centrons l'étude sur les premiers 2 450 mètres pour une distance horizontale de 3 km. Nous observons bien le très fort réflecteur du fond de l'eau, mais aussi les contrastes associés aux anomalies. Nous remarquons la forte décroissance

en amplitude en dessous du fond de l'eau à cause de la perte d'énergie induite par la réflexion du fond de l'eau, et les perturbations d'imagerie induites par les anomalies.

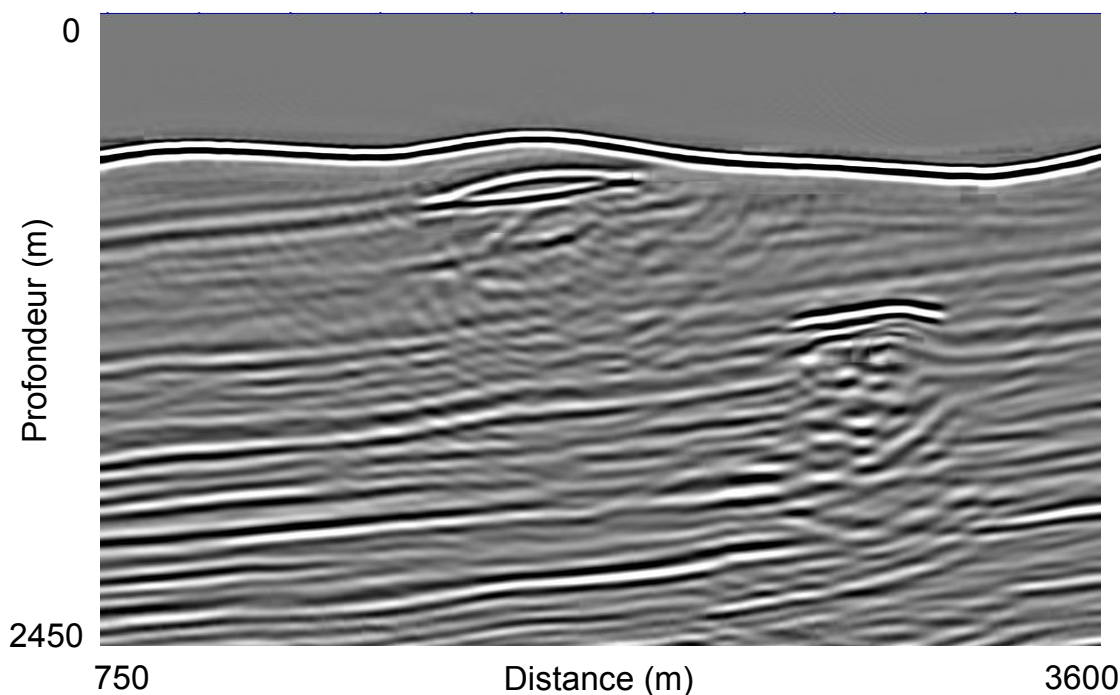


figure 139 : Résultat de la migration en profondeur des données sismiques synthétiques. La section à offset nul est exprimée en profondeur et montre le contraste du fond de l'eau, les deux anomalies et un ensemble d'horizons relativement continus.

Après la migration en profondeur, l'analyse AVA est effectuée, nous présentons les sections intercept et gradient pleines sur la figure 140 calculées par inversion avec l'approximation à trois termes de Shuey.

La section intercept correspond à la réflectivité à offset nul, elle est très similaire à la section migrée en présentant la réflexion du fond de l'eau, les réflexions dans le sous-sol avec une énergie plus faible, mais surtout les deux anomalies de réflectivité. L'anomalie supérieure a une morphologie d'une lentille au sein d'un milieu encaissant : son toit est associé à une valeur d'intercept négative (bleue), et sa base à une valeur positive (rouge), c'est-à-dire que la valeur d'impédance au sein de la lentille est plus faible que celle de l'encaissant. Nous repérons aussi le multiple de cette anomalie en dessous de sa base.

La deuxième anomalie, plus profonde, est caractérisée par une valeur d'intercept négative sur une seule discontinuité locale. Nous observons bien sur cette section la forte perturbation entraînée par ce contraste fort, qui coupe notamment les horizons situés plus en profondeur.

La section gradient correspond à la variation de la réflectivité dans le domaine angulaire. Nous observons particulièrement la forte variation au niveau de la deuxième anomalie et sur les horizons les plus profonds de la section.

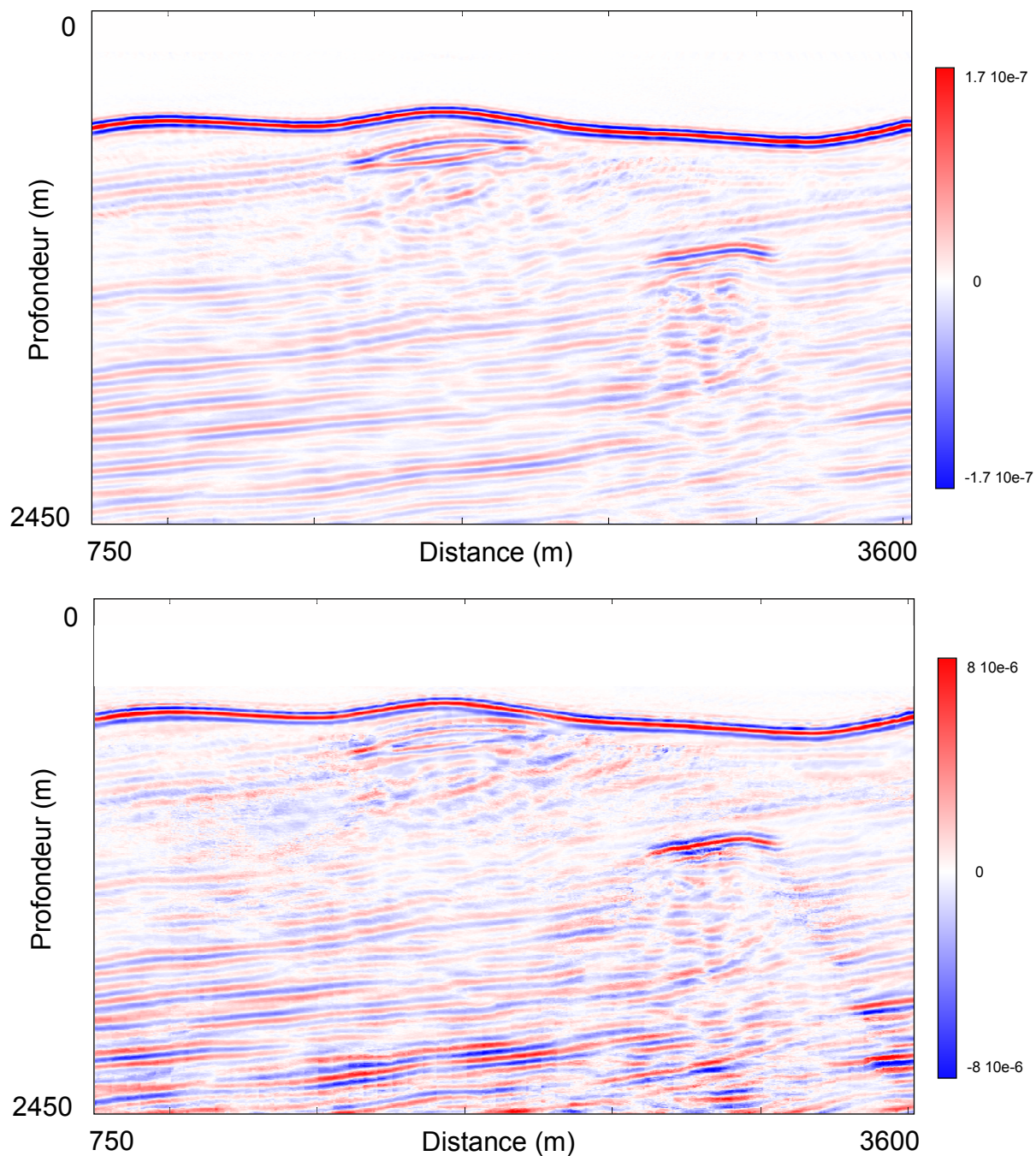


figure 140 : Sections intercept et gradient pleines issues de l'inversion AVA classique avec l'approximation à trois termes de Shuey.

La section facteur de fluide est calculée après l'inversion AVA. Elle est présentée sur la figure 141. Nous repérons des fortes valeurs au niveau des deux anomalies, mais aussi au niveau de quelques horizons au bas de la section, ce qui atteste de la présence d'hydrocarbures.

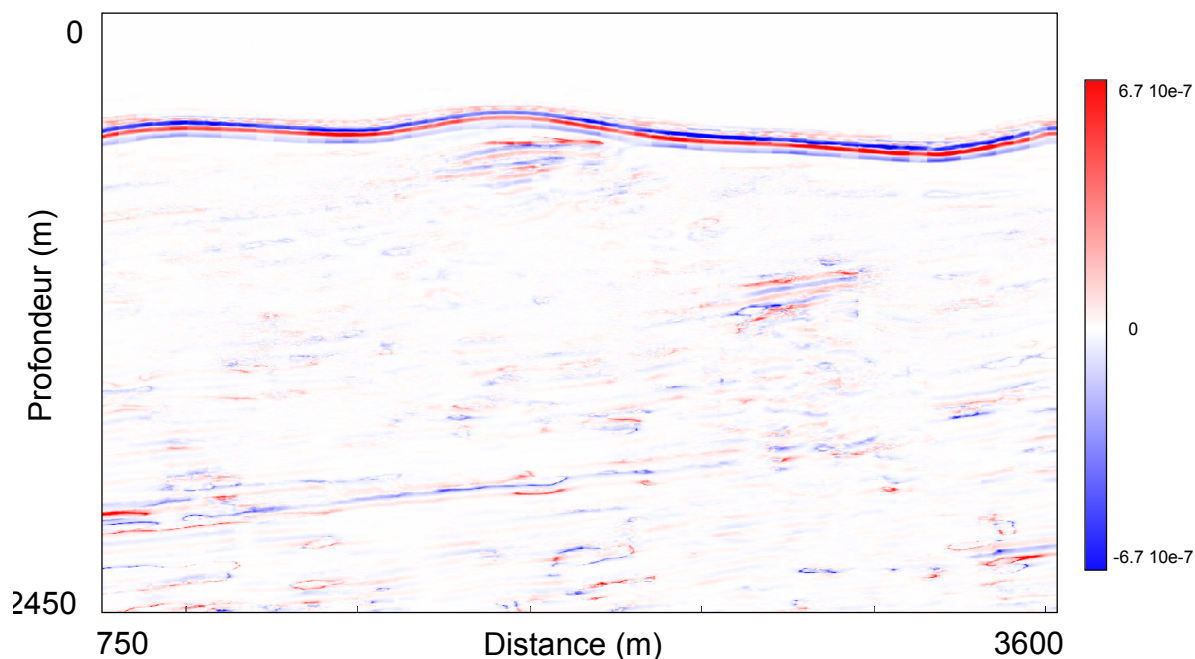


figure 141 : Section facteur de fluide.

Nous effectuons l'inversion AVA le long des trajectoires [Egreteau, 2003], ce qui fournit les squelettes intercept et gradient. Nous présentons tout d'abord le squelette géométrique en profondeur sur la figure 142.

Le squelette géométrique fait apparaître clairement les structures du sous-sol avec des horizons bien continus, mais il montre aussi des zones bruitées que le pointé des horizons nous permettra d'éviter. Nous apercevons ici un des problèmes de cette inversion sur trajectoire qui prend en compte les lobes de l'ondelette présents autour des très fortes réflexions sur les sections AVA pleines, comme c'est le cas ici au niveau du fond de l'eau (et comme c'était le cas sur les données réelles). Cela veut dire qu'il faut prendre un certain nombre de précautions pour le pointé des horizons, et que l'inversion le long des trajectoires doit être améliorée ou qu'un nettoyage doit être effectué a posteriori.

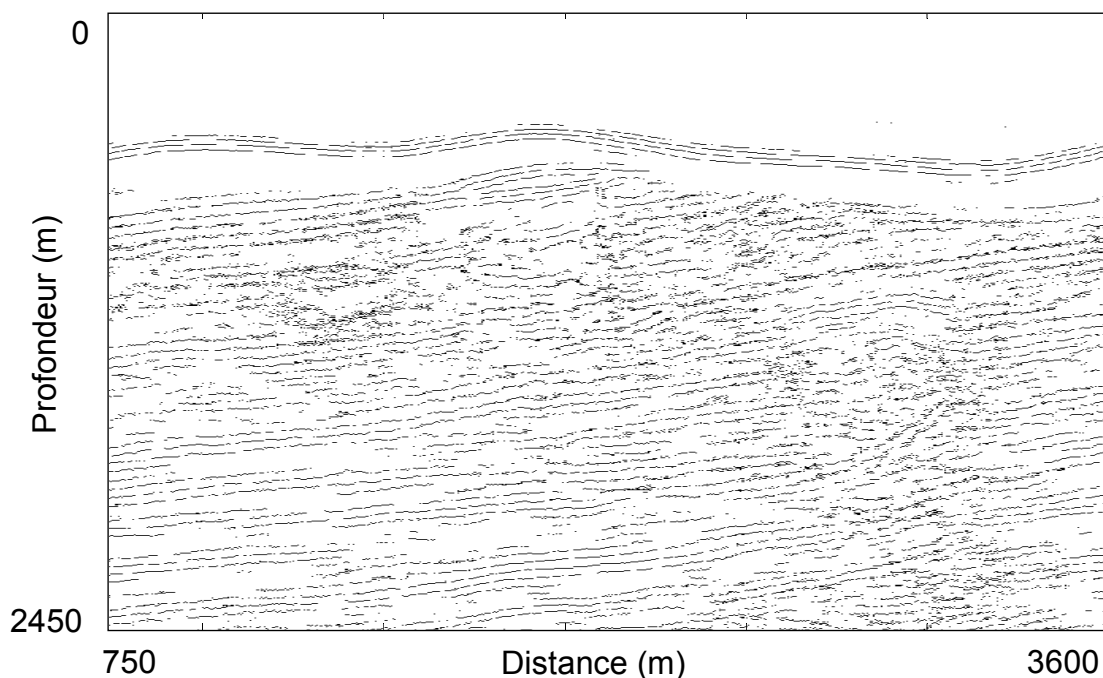


figure 142 : Squelette géométrique.

La figure 143 et la figure 144 représentent les squelettes intercept et gradient. Ces squelettes serviront à définir la géométrie du sous-sol par le biais du pointé semi-automatique, ainsi que les critères sur trajectoires et leurs histogrammes associés que nous présentons sur la figure 145.

Nous observons les fortes valeurs d'intercept et de gradient des anomalies, ainsi que les zones perturbées en dessous où il n'apparaît pas vraiment de continuités mais des structures incohérentes avec la géologie locale.

Malheureusement, après analyse des sections AVA squelettes, nous n'avons pas pu déceler la zone de sable de classe II qui a été introduite dans la section Vs initiale (pas de valeurs de gradient élevées pour des valeurs d'intercept faibles ou nulles). Cette zone est en fait de trop faible épaisseur (10 à 15 mètres) pour être clairement mise en évidence par l'imagerie sismique. En effet, la résolution sismique verticale est de l'ordre de la vingtaine de mètres. Néanmoins, elle sera simulée dans le modèle final si un des puits conditionnants la traverse.

Si nous regardons la section de déviation angulaire (figure 145, milieu), nous observons que la zone fortement perturbée sous la deuxième anomalie présente des fortes valeurs de déviation. Nous avons là une illustration sur la possibilité de connaître la qualité de l'imagerie en profondeur en analysant l'ensemble des trajectoires calculées par l'inversion AVA pour ainsi le prendre en compte dans la suite du traitement.

La section gamme angulaire montre qu'il existe beaucoup d'éléments associés à des trajectoires de gamme courte, l'outil de pointé semi-automatique permet d'éviter la sélection de ces éléments, ainsi que tous les autres éléments associés à des incertitudes élevées.

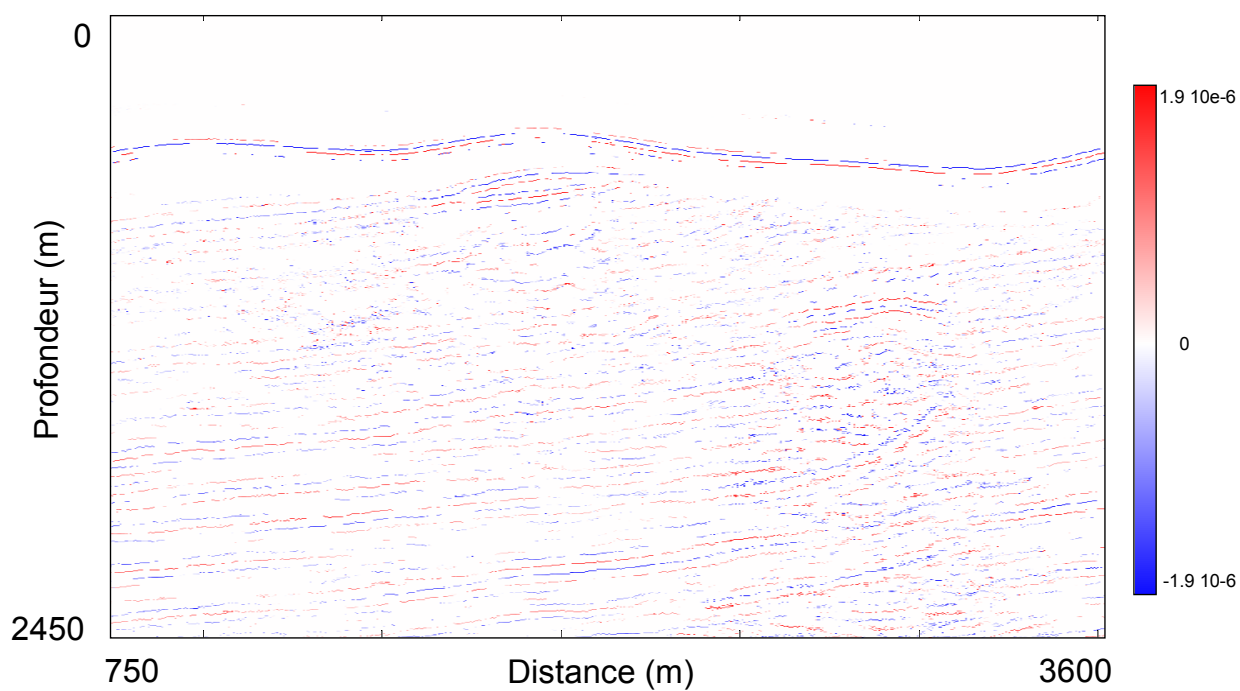


figure 143 : Squelette intercept calculé par inversion AVA le long des trajectoires.

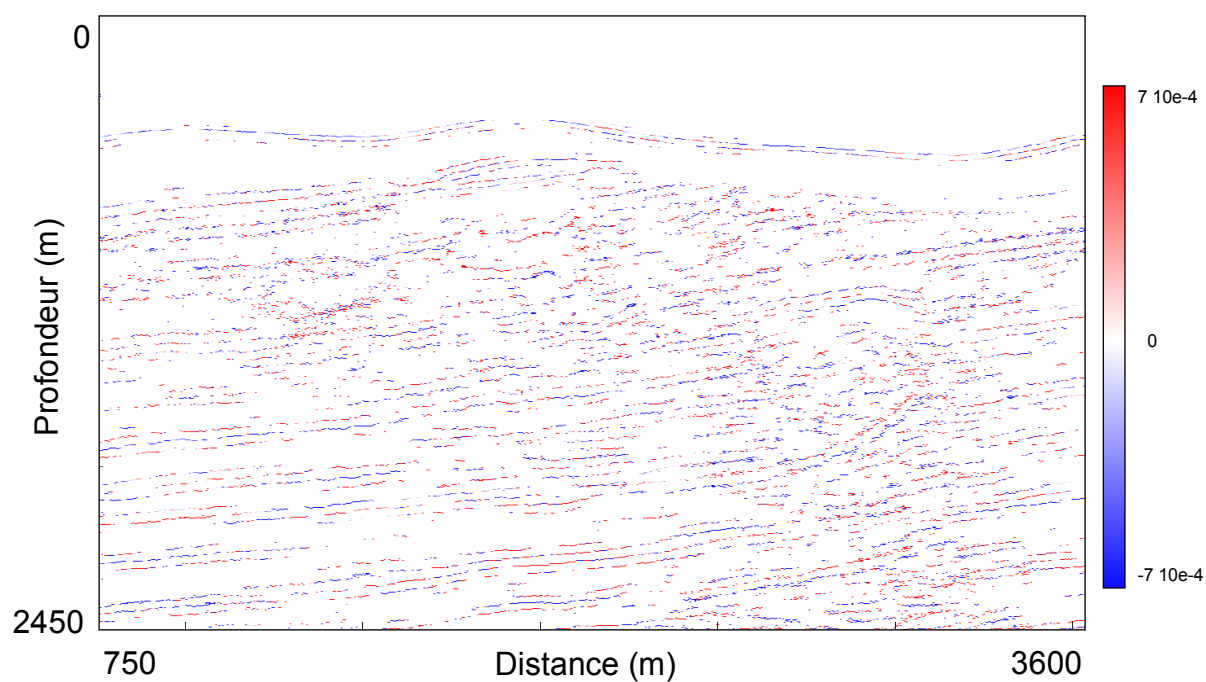


figure 144 : Squelette gradient calculé par inversion AVA le long des trajectoires.

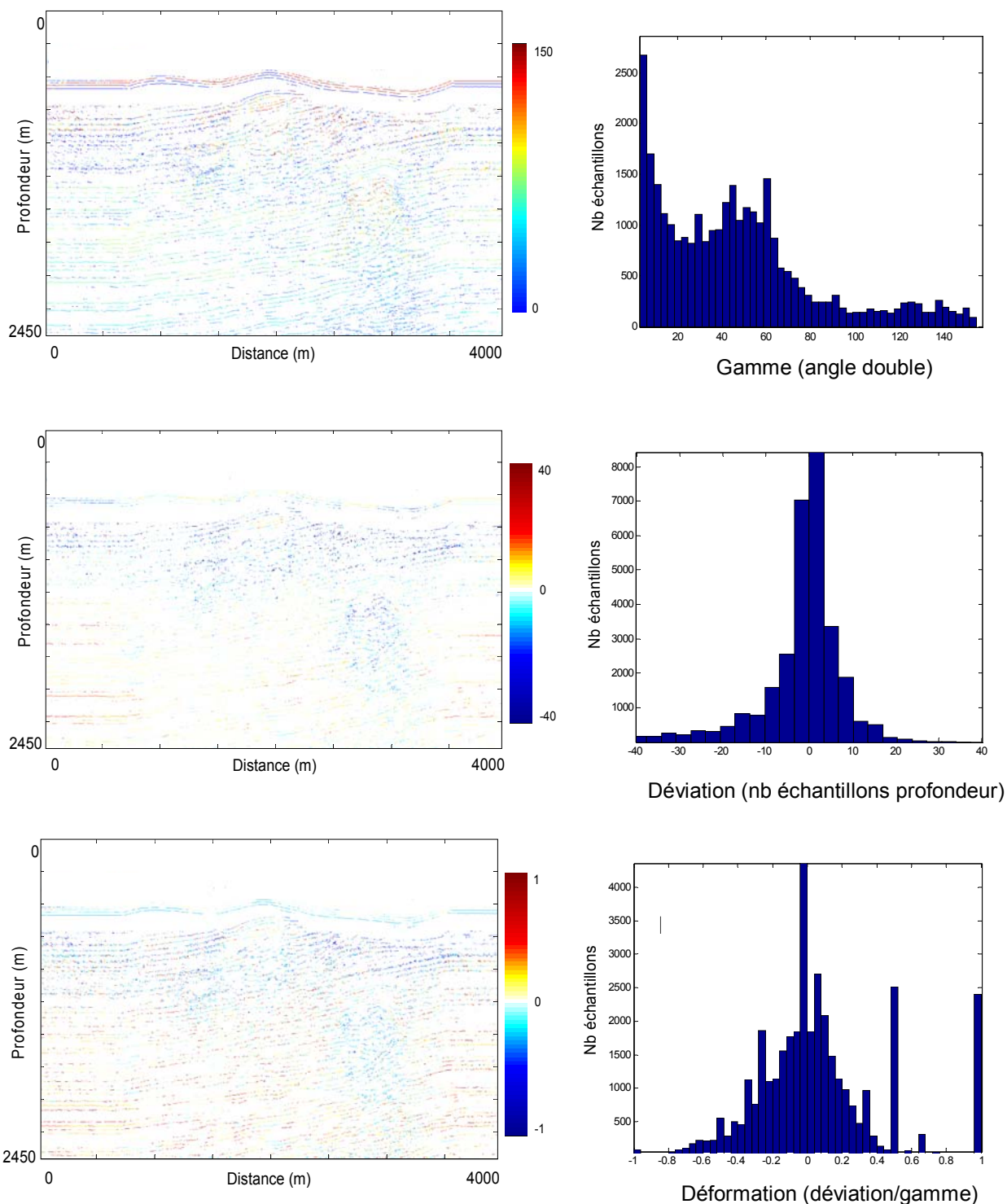


figure 145 : Critères de gamme angulaire (haut), déviation (milieu) et déformation (bas) pour chacune des trajectoires constituant le squelette et histogrammes des sections de critères sur trajectoire. La perturbation induite par l'anomalie la plus profonde est clairement visible sur la section de déviation angulaire. Les éléments du squelette associés à des incertitudes de positionnement ou de valeurs d'attributs AVA trop élevées ne seront pas pris en compte pour le pointé des horizons.



## VI.5. Pointé des horizons

La figure 146 présente les horizons qui ont été extraits avec l'outil de pointé. Ces horizons, qui délimitent des couches dans lesquelles nous effectuerons la simulation géostatistique de l'impédance acoustique, sont affichés en traits verts et superposés au squelette intercept. L'interprétation de la sismique nous a permis d'interpoler les horizons qui ont été tronqués par la zone perturbée sous la deuxième anomalie : nous avons là un exemple où nous avons ordonné à l'outil de ne pas suivre les éléments du squelette entre deux pointés. De plus, après interprétation des différentes sections, nous avons choisi de créer un contact entre les deux horizons supérieurs.

Les horizons obtenus dépendent du pointé choisi, et sont donc tributaires de l'interprétation. Ici, en particulier, l'horizon qui traverse la zone perturbée par l'anomalie est sujet à incertitudes. L'horizon avec la plus forte valeur d'intercept qui a été sélectionné donne une épaisseur locale de couche plus faible (cf. Partie VII Perspectives).

Globalement, les horizons sélectionnés ont un pendage similaire et créent des couches relativement isopaques sur toute la longueur. Seule la première couche est incomplète, et elle ne pourra être simulée en impédance que si nous disposons d'un puits qui la traverse.

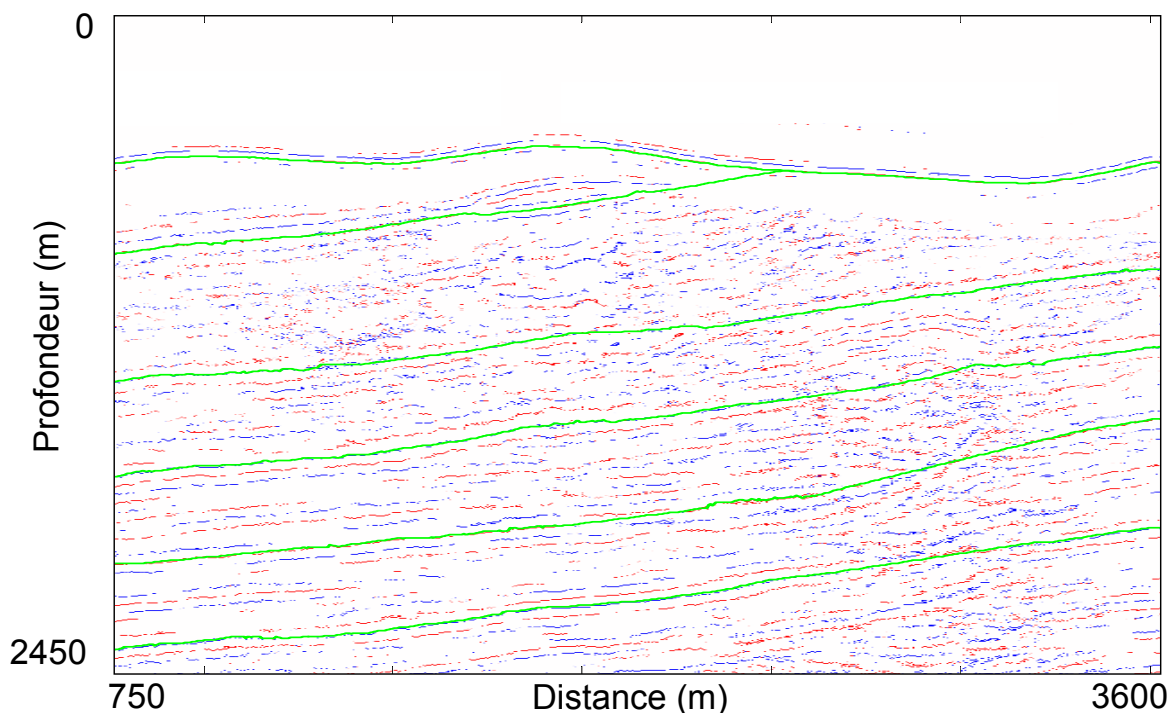


figure 146 : Résultat du pointé des horizons sur les squelettes intercept et gradient.

Nous affichons sur la figure 147 les limites des couches (en noir) sur les sections en faciès, en impédance acoustique théorique et en amplitude sismique migrée.

Le travail suivant sera effectué sur deux couches, identifiées par les lettres A et B. Nous remarquons que la superposition des pointés avec la section en faciès montre que les surfaces ne correspondent pas rigoureusement aux limites des unités sédimentaires : certaines sont absentes, d'autres sont décalées (entre A et B), et d'autres traversent des couches (cas de la couche B).

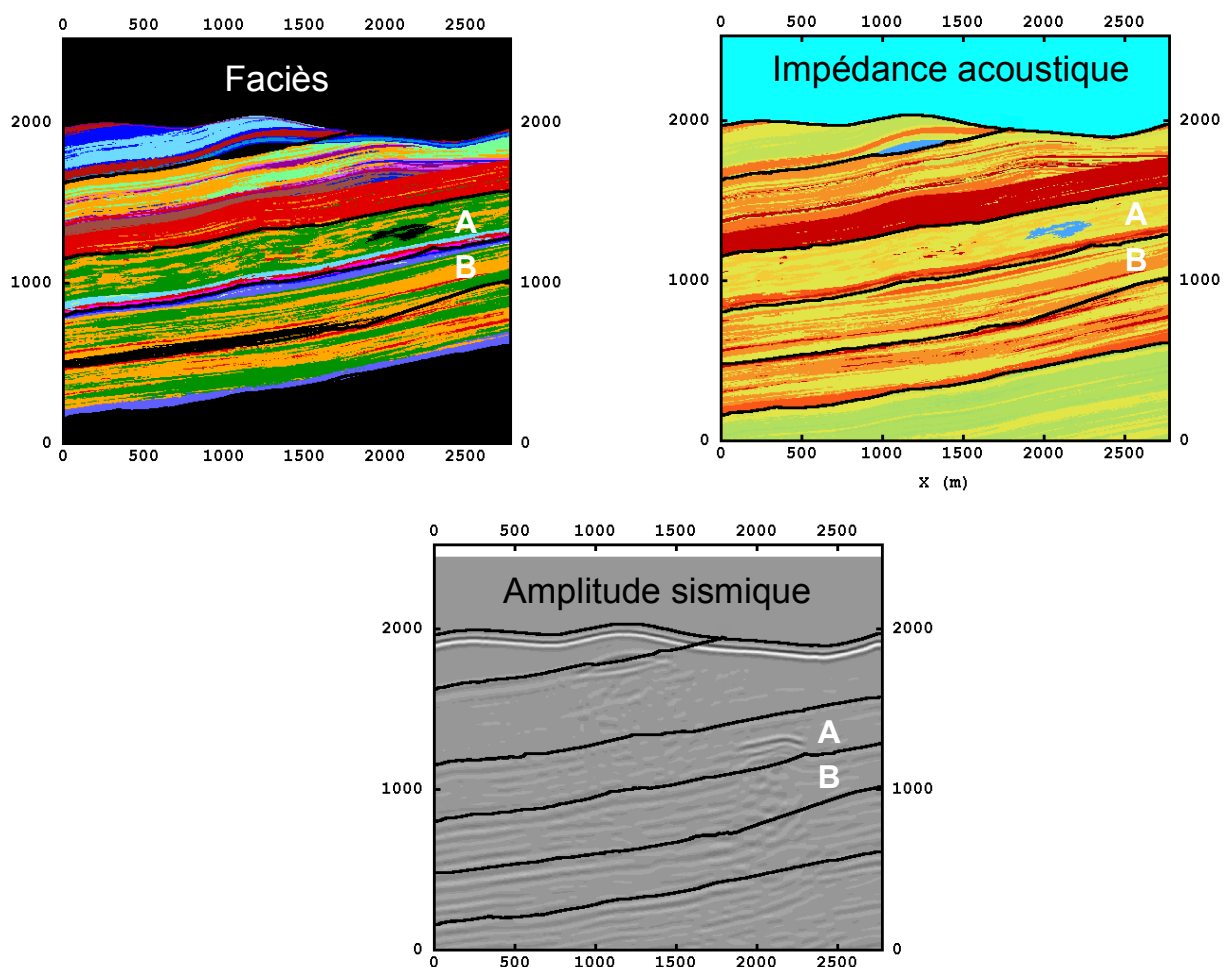


figure 147 : Délimitation des couches sur les sections en faciès (haut, gauche), en impédance acoustique originale (haut, droite) et sur la section migrée (bas). Les deux couches considérées sont identifiées par A et B, elles présentent chacune des corps géologiques de morphologies différentes.

La simulation géostatistique de l'impédance acoustique nécessite la connaissance structurale de l'impédance acoustique vue aux puits. Or, dans notre cas, nous n'allons utiliser que deux puits extraits de la section en impédance acoustique théorique, l'analyse par variogramme de la structure horizontale n'est donc pas possible.

Nous allons donc montrer pour les couches A et B comment nous proposons de paramétrer le modèle géostatistique en analysant la structure de l'amplitude sismique migrée.

## VI.6. Variographie de l'impédance acoustique

Pour les simulations, nous avons besoin des modèles variographiques de l'impédance acoustique. Pour notre approche, nous ne cherchons que les portées verticales et horizontales puisque le type de modèle est fixé.

En pratique le variogramme horizontal est difficile à ajuster car le nombre de puits est généralement trop faible. C'est pourquoi nous proposons d'analyser les relations existant entre les portées des variogrammes horizontaux des amplitudes sismiques et de l'impédance acoustique.

L'analyse de la structure variographique de l'amplitude sismique migrée est effectuée sur les deux couches A et B que nous avons choisies car l'organisation géologique de chacune est différente.

Dans le cas de la section A, les hétérogénéités en faciès, et donc en impédance acoustique sont latéralement de tailles plus petites que pour la couche B pour laquelle la sédimentation géologique reproduite est beaucoup plus continue, formant des corps très allongés sur toute la longueur de la section.

Pour chacune des couches, nous horizontalisons de façon proportionnelle l'impédance acoustique et l'amplitude sismique, en accord avec les horizons qui ont été pointés. La figure 148 représente les couches horizontalisées en impédance acoustique (haut) et en amplitude sismique (bas) correspondant à la couche A et la figure 149 celles correspondant à la couche B.

Les deux couches en impédance acoustique montrent bien les différences d'organisation géologique des corps en impédance acoustique. La couche A contient une des anomalies et la couche B montre une partie de la zone perturbée en profondeur due à cette anomalie. Dans ces deux cas, nous éviterons de prendre en compte cette zone pour l'analyse variographique horizontale (dans ce repère-là).

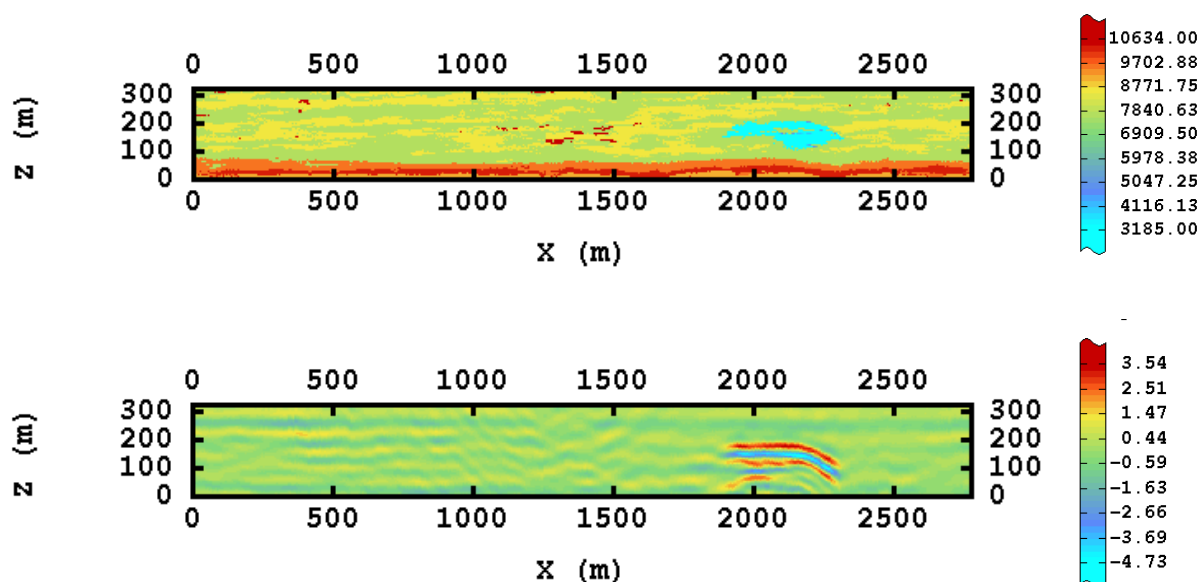


figure 148 : Couches (A) en impédance acoustique (haut) et amplitude sismiques (bas) horizontalisées.

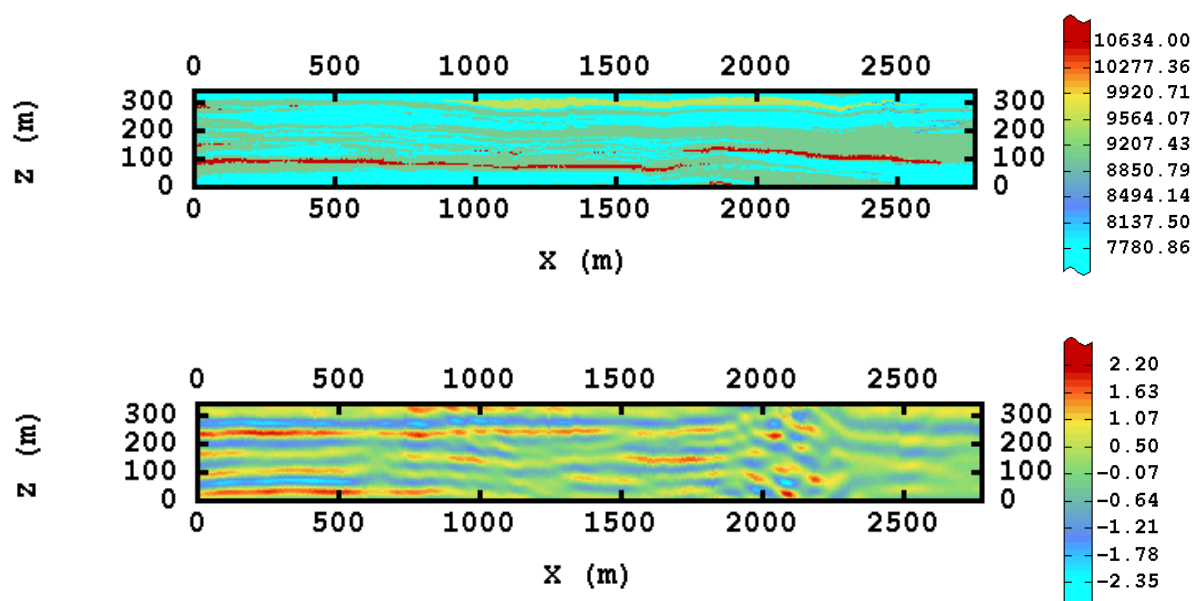


figure 149 : Couches (B) en impédance acoustique (haut) et amplitude sismiques (bas) horizontalisées.

Nous calculons maintenant les variogrammes de l'impédance acoustique et de l'amplitude sismique pour chacune des couches.

Variogrammes horizontaux de la couche A :

La figure 152 représente les variogrammes horizontaux, qui ont été modélisés, pour le cas de l'impédance acoustique (gauche) et celui de l'amplitude sismique (droite).

Pour l'impédance acoustique, le variogramme a été modélisé avec la somme d'un modèle exponentiel de portée de 120 mètres, d'un effet de pépite et d'un modèle linéaire.

Pour l'amplitude sismique, le variogramme a été modélisé avec la somme d'un modèle sphérique de portée de 130 mètres et d'un modèle linéaire.

Concernant le comportement à l'origine :

- l'impédance acoustique montre un effet de pépite en partie dû aux surfaces pointées qui sont irrégulières et ajoutent une variabilité entre les valeurs voisines.
- l'amplitude montre un comportement plus régulier à l'origine (voir agrandissement sur la figure 151) lié au fait que le calcul de l'amplitude par les méthodes géophysiques fait intervenir des calculs de moyennes, et donc lisse l'amplitude entre voisins.

Les deux variogrammes montrent une caractéristique linéaire, qui traduit une non-stationnarité horizontale : faible pour l'impédance acoustique, plus importante pour l'amplitude sismique.

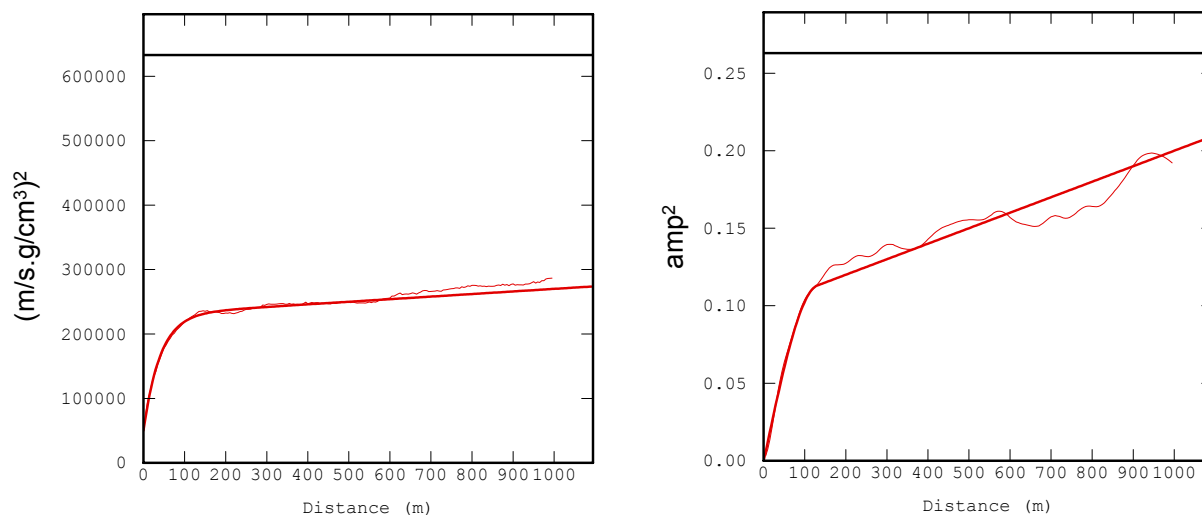


figure 150 : Variogrammes horizontaux modélisés de la couche A en impédance acoustique (gauche) et en amplitude sismique (droite).

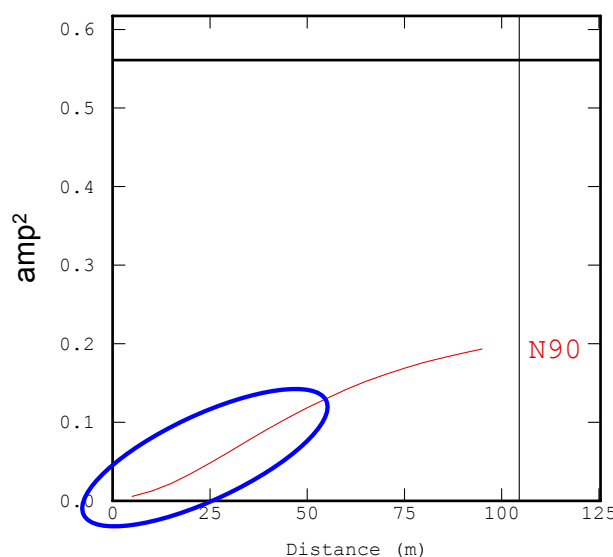


figure 151 : Agrandissement à l'origine du variogramme horizontal de l'amplitude de la couche A. Sa forme à faible distance est parabolique et démontre ainsi la régularité de la variable.

Variogrammes horizontaux de la couche B :

La figure 152 représente les variogrammes horizontaux, qui ont été modélisés, pour le cas de l'impédance acoustique (gauche) et celui de l'amplitude sismique (droite).

Pour l'impédance acoustique, le variogramme a été modélisé avec la somme d'un modèle exponentiel d'une portée de 350 mètres, d'un modèle sphérique et d'un effet de pépité.

Pour l'amplitude sismique, le variogramme a été modélisé avec la somme d'un modèle sphérique d'une portée de 240 mètres et d'un modèle linéaire.

Nous observons les mêmes comportements des variogrammes à l'origine et à grande distance que pour la couche A.

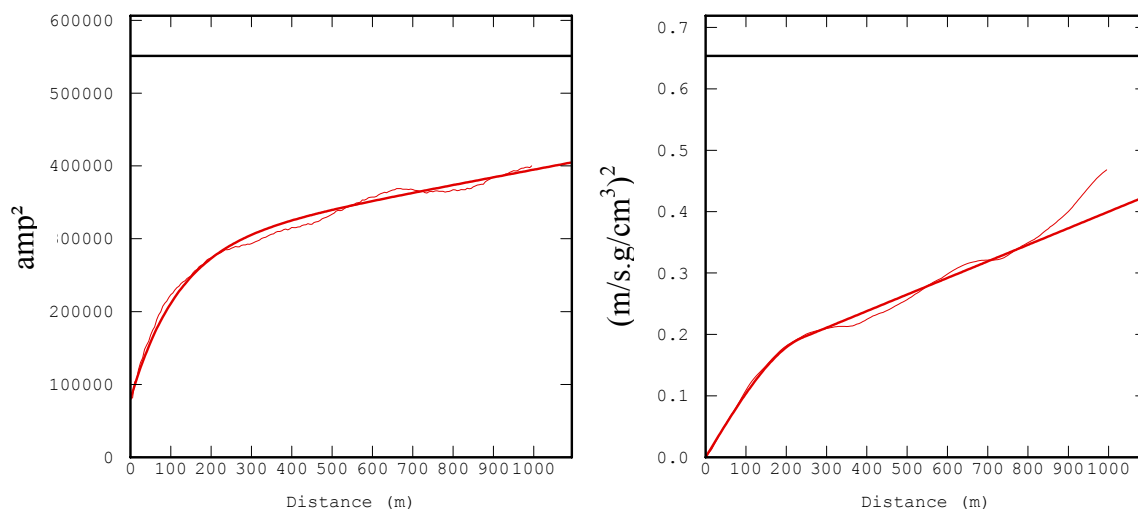


figure 152 : Variogrammes horizontaux modélisés de la couche B en impédance acoustique (gauche) et en amplitude sismique (droite).

Variogrammes verticaux de l'impédance acoustique :

La figure 153 représente les variogrammes verticaux de l'impédance acoustique pour la couche A (gauche) et la couche B (droite).

Pour la couche A, le variogramme a été modélisé avec deux modèles sphériques de portées 15 et 70 mètres. La première portée correspond bien aux dimensions verticales des hétérogénéités d'impédance acoustique observées (figure 148, haut).

Pour la couche B, le variogramme a été modélisé avec un modèle exponentiel d'une portée de 25 mètres. Ce variogramme a un aspect périodique (qui n'a pas été pris en compte pour l'estimation d'une portée) qui correspond aux alternances des couches (figure 149, haut).

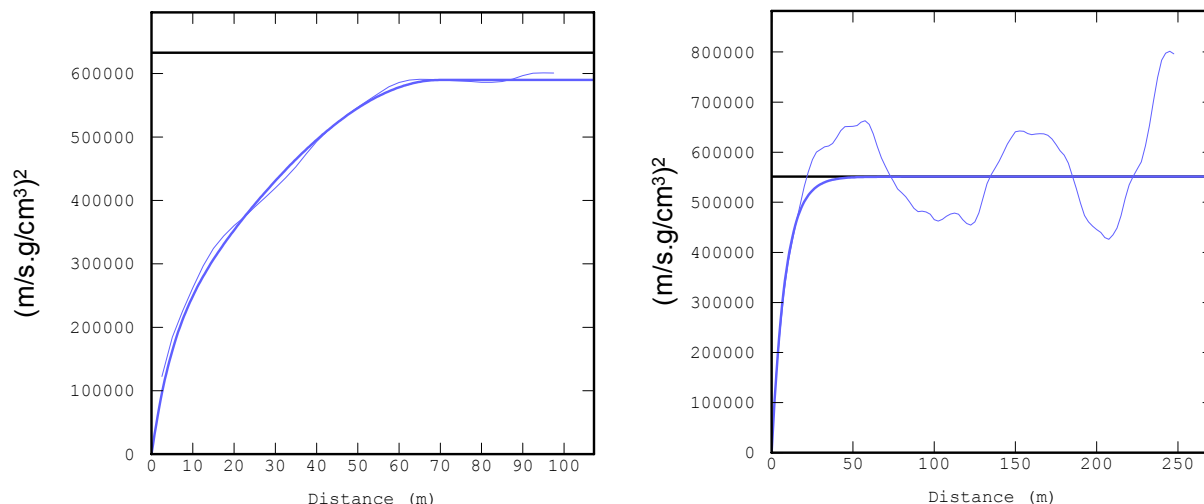


figure 153 : Variogrammes verticaux modélisés de l'impédance acoustique de la couche A (gauche) et B (droite).

Les valeurs des portées horizontales de l'impédance acoustique et de l'amplitude sismique sont assez similaires pour chacune des couches analysées. C'est pourquoi, dans un cas réel, nous proposons d'utiliser les valeurs de portée horizontale de l'amplitude sismique pour la simulation de l'impédance acoustique.

Verticalement, nous servons de l'ajustement des variogrammes expérimentaux des impédances calculés aux puits.

## VI.7. Modèle en impédance acoustique

Nous choisissons d'effectuer la simulation géostatistique de l'impédance acoustique à partir de deux puits que nous extrayons aux extrémités de la section (en évitant les zones tabulaires dupliquées), comme c'était le cas pour le modèle Schaubousi.

Nous présentons directement la simulation en impédance acoustique qui prend en compte les deux anomalies identifiées précédemment (figure 154). L'anomalie supérieure est reproduite par une non-stationnarité locale constante, alors que la deuxième anomalie l'est par une non-stationnarité linéaire.

Nous affichons aussi la section en impédance acoustique réelle créée initialement (figure 155).

La comparaison entre les deux sections nous amène à plusieurs conclusions. La section simulée est relativement cohérente avec la réalité, en termes de :

- disposition géométrique des couches : l'information structurale apportée par l'imagerie sismique est correcte.
- reproduction des deux anomalies : la non-stationnarité locale, constante ou linéaire, de l'impédance acoustique est satisfaisante. Malgré le contraste d'impédance inférieur à la réalité dans les deux cas (dû aux valeurs d'intercept sous-estimées), l'anomalie supérieure homogène

reproduit bien la lentille vue dans la section réelle. Pour l'anomalie plus profonde, l'imagerie sismique a permis de révéler sa partie la plus épaisse, mais elle ne délimitait pas sa base. Nous avons donc dû estimer son épaisseur en interprétant les différentes sections d'attributs et ainsi paramétrer l'influence en profondeur des éléments du squelette intercept pris en compte.

- reproduction des différentes organisations de l'impédance acoustique : la couche A contient des corps géologiques de faible extension latérale, alors que la couche B montre des corps très allongés.

Le problème principal de la méthode est très bien visible sur la deuxième couche (la plus épaisse). Nous observons qu'elle fait apparaître des très fortes valeurs d'impédance acoustique dans sa partie supérieure, alors que la section réelle montre qu'elles sont situées exclusivement dans sa moitié inférieure.

En effet, le pointé effectué sur les squelettes AVA ne délimite pas de façon très rigoureuse les couches, il est possible que des mélanges de deux unités aux valeurs d'impédance acoustique très différentes apparaissent. La variabilité des valeurs extraites des portions de puits peut donc être élevée (notamment aux bords), et le modèle utilisé étant stationnaire, la simulation géostatistique la reproduit dans toute la couche. Pour s'affranchir de ce problème, il serait nécessaire que le modèle géostatistique prenne en compte la non-stationnarité verticale des valeurs d'impédance acoustique vues aux puits.

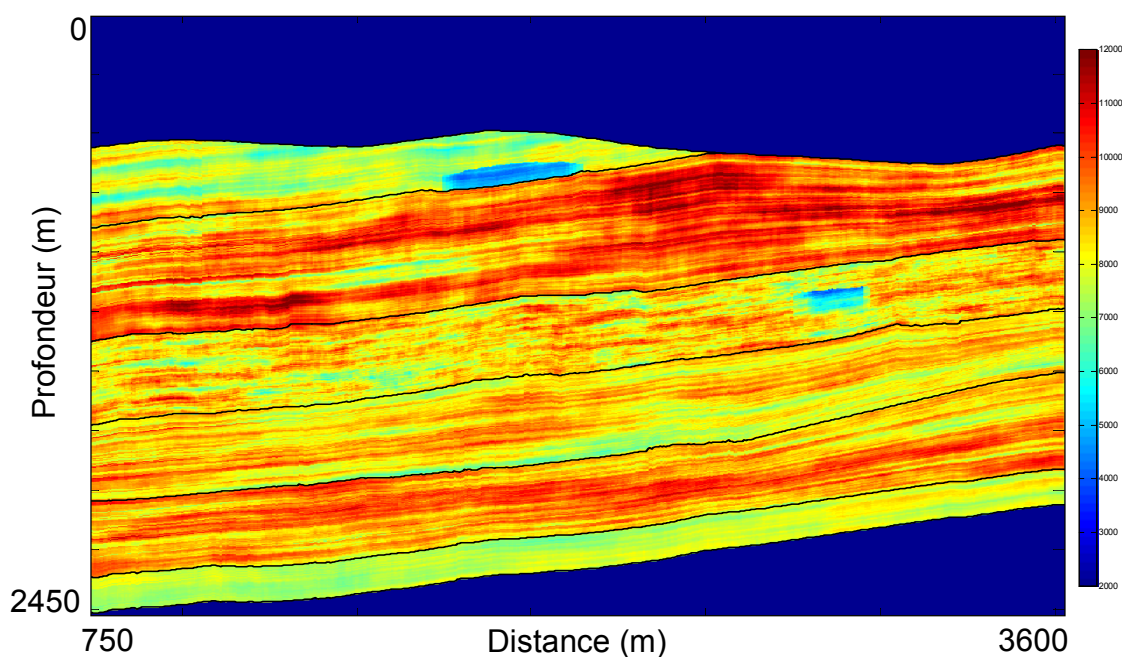


figure 154 : Section en impédance acoustique finale faisant apparaître les deux anomalies interprétées sur les sections sismiques et AVA.



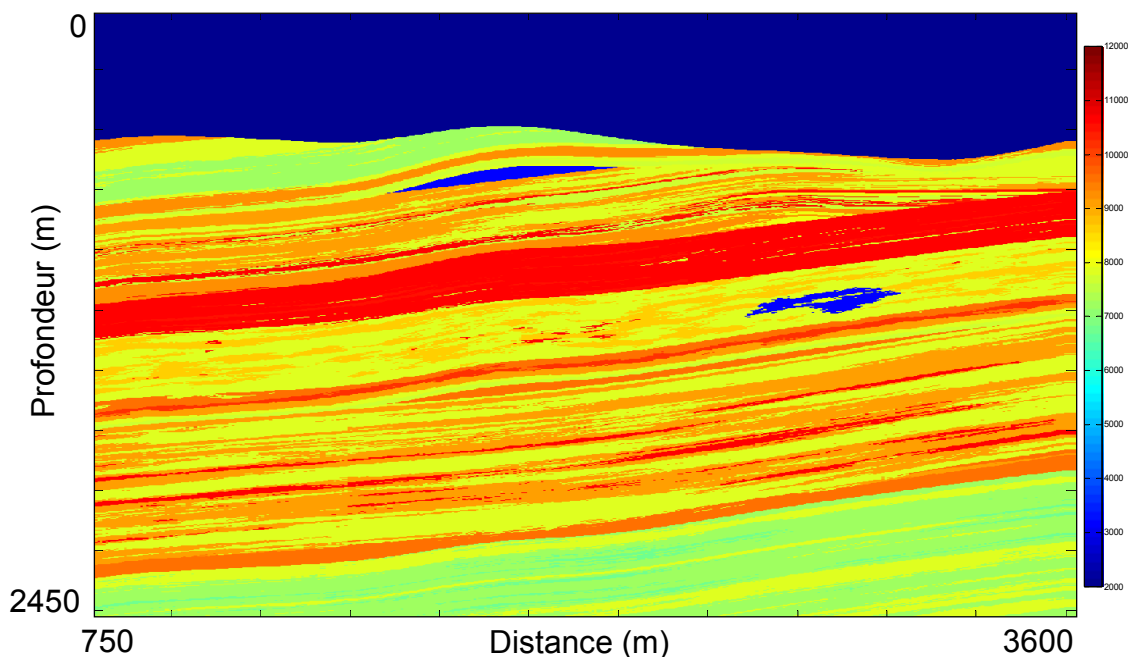


figure 155 : Section en impédance acoustique réelle ayant servi à la modélisation des données sismiques.

## VI.8. Validation du résultat

Après le calcul du modèle en impédance acoustique, il est évidemment nécessaire de valider les résultats. Dans les cas synthétiques nous pourrions comparer la section impédance obtenue avec le modèle initial que nous avons construit pour calculer les données sismiques. Cette comparaison directe reste délicate et la meilleure façon de comparer deux modèles de vitesse de propagation est certainement de comparer leur impact respectif sur la propagation des ondes.

Cela correspond au premier point que nous allons aborder. D'autre part, en accord avec les hypothèses utilisées dans notre séquence migration profondeur + AVA + simulation, c'est-à-dire l'utilisation de la réflectivité à incidence verticale, il semble aussi très judicieux de valider les résultats sur ces sections. C'est l'objet du second point.

Nous proposons deux types d'approche pour la validation du résultat :

### 1. Effectuer une modélisation en différences finies des données sismiques à partir de sections $V_p$ , $V_s$ et densité issues du modèle en impédance acoustique simulé.

Le premier problème est de définir le passage entre l'impédance acoustique et les valeurs  $V_p$ ,  $V_s$  et densité, soit en analysant des corrélations entre l'impédance acoustique et ces paramètres au niveau des puits, soit en les simulant directement à partir des puits, comme cela a été fait pour l'impédance acoustique. Dans ce dernier cas, il faut revoir la méthode de prise en compte de la réflectivité du squelette intercept pour la simulation de chacun des paramètres.

Ensuite, le principe est de comparer les points de tir obtenus aux points de tir réels, ce qui revient à effectuer une inversion en formes d'ondes, et donc à remettre à jour le modèle en impédance acoustique initial.

Le problème est que pour ce type de validation, la méthodologie complète que nous avons développée revient à calculer le modèle initial pour effectuer une inversion et donc à effectuer une mise à jour de ce modèle : les calculs supplémentaires (modélisation en différences finies et inversion) sont fastidieux et nous nous éloignons de la problématique principale qui revient à proposer une solution rapide et directe.

**2. Calculer la section réflectivité  $R_0$  à partir de la section en impédance acoustique simulée**, puis calculer une section sismique à offset nul en temps par convolution de la section réflectivité avec l'ondelette sismique. La comparaison est alors effectuée entre les traces sismiques calculées et réelles des sections. L'ajustement peut être effectué visuellement, mais aussi en effectuant une cross-corrélation qui mesure la similarité entre les traces.

Plusieurs questions se posent : si nous observons des différences entre les traces, doit-on modifier la section simulée et revenir à une méthode d'inversion, ou doit-on générer plusieurs résultats et choisir celui qui donne le minimum d'erreur (comme c'est le cas pour l'inversion géostatistique) ? Nous pensons que cette dernière solution est davantage en accord avec la méthodologie proposée, en essayant de modifier les éléments qui semblent être à l'origine des erreurs observées : type d'ondelette utilisée pour la convolution (et la phase associée), calage au puits, passage profondeur-temps et valeurs des éléments du squelette intercept qui peuvent être erronées.

Cette dernière méthode de validation est celle que nous privilégions car elle est rapide, directe à mettre en œuvre et ne remet pas en question toute la méthodologie proposée. Faute de temps, nous ne l'avons pas testée de manière complète, mais nous présentons ci-dessous des premiers travaux

Nous représentons sur la figure 156 la section en réflectivité calculée à partir de la section en impédance acoustique simulée. Les pointillés jaunes identifient les deux verticales extraites pour cette étape de validation, elles traversent les deux anomalies (ellipses rouge et verte).

Avant d'effectuer la convolution, il est nécessaire de convertir les traces en temps à l'aide d'une intégration effectuée avec une loi de vitesse en profondeur. Ensuite, il faut effectuer la convolution de la trace réflectivité en temps avec une ondelette dont la bande passante est similaire à l'ondelette réelle.

La figure 157 et la figure 158 montrent ces opérations pour les deux traces réflectivité. Pour les deux cas, le graphique gauche montre la trace réflectivité, et les graphiques de droite indiquent respectivement la trace sismique réelle et la trace sismique calculée après conversion en temps et convolution. Comme pour la figure 156, les ellipses rouge et verte indiquent les réflexions liées aux anomalies.

Il semble difficile d'effectuer une quantification de l'erreur (erreur quadratique par exemple) entre les deux types de traces, car le faible décalage en temps engendrerait des erreurs qui ne sont pas liées à des problèmes d'amplitude. De plus pour effectuer cette opération de façon très rigoureuse, il est essentiel que l'ondelette utilisée pour la convolution soit estimée à partir des données réelles, ce qui n'est pas le cas dans cette application. C'est pourquoi nous n'effectuons pas ici de calcul d'erreur, ou de cross-corrélation, mais une première interprétation visuelle.

Nous observons qu'il existe dans cet exemple un problème de phases différentes entre les traces calculées et les traces réelles. En effet, au niveau de la réflexion associée au fond de l'eau, les ondelettes observées

ne sont pas identiques (ce sont des *rickers* d'ordres différents), et se pose alors le problème du pointé de l'amplitude maximale.

Si nous passons outre ces problèmes, les réflexions des anomalies vues sur les traces réelles se repèrent facilement sur les traces obtenues après simulation. A des écarts près de quelques millisecondes dans les deux cas (ce qui revient à un écart en profondeur de l'ordre du mètre), et sous réserve du problème de phase de l'ondelette, elles sont relativement bien ajustées, et leurs amplitudes sont cohérentes. Cette courte interprétation n'est évidemment pas suffisante pour valider le résultat obtenu, d'autant plus que quelques problèmes de modélisation subsistent, mais nous souhaitons simplement aborder cette étape pour « finaliser » la méthodologie qui est l'objet de cette thèse.

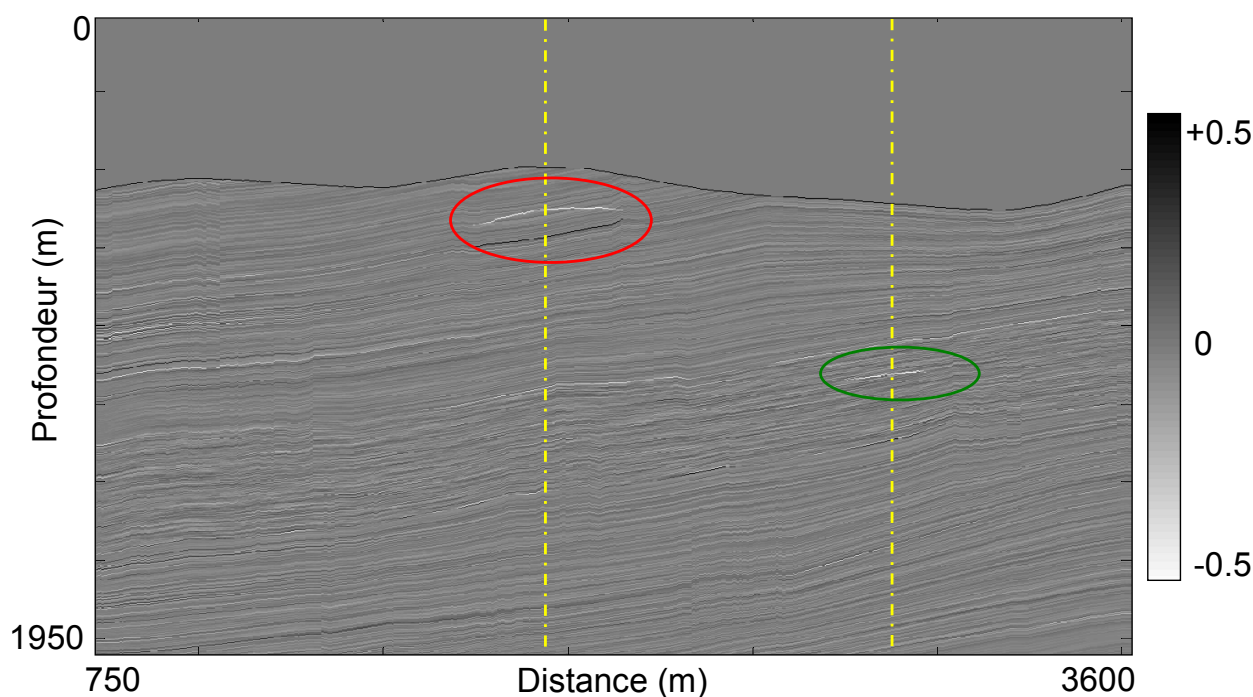


figure 156 : Section en réflectivité calculée avec la section en impédance acoustique simulée. Les traits jaunes indiquent les verticales qui sont extraites au niveau des anomalies (entourées par les ellipses).

Cette première étude Ravenscar utilisant un modèle en faciès initial créé par simulations géostatistiques de la géologie permet de mettre en avant l'utilisation des résultats géophysiques pour la connaissance de la structure du sous-sol étudié, par l'analyse variographique de l'amplitude sismique, et elle nous a permis de poser la question du type de méthode à utiliser pour la validation du résultat.

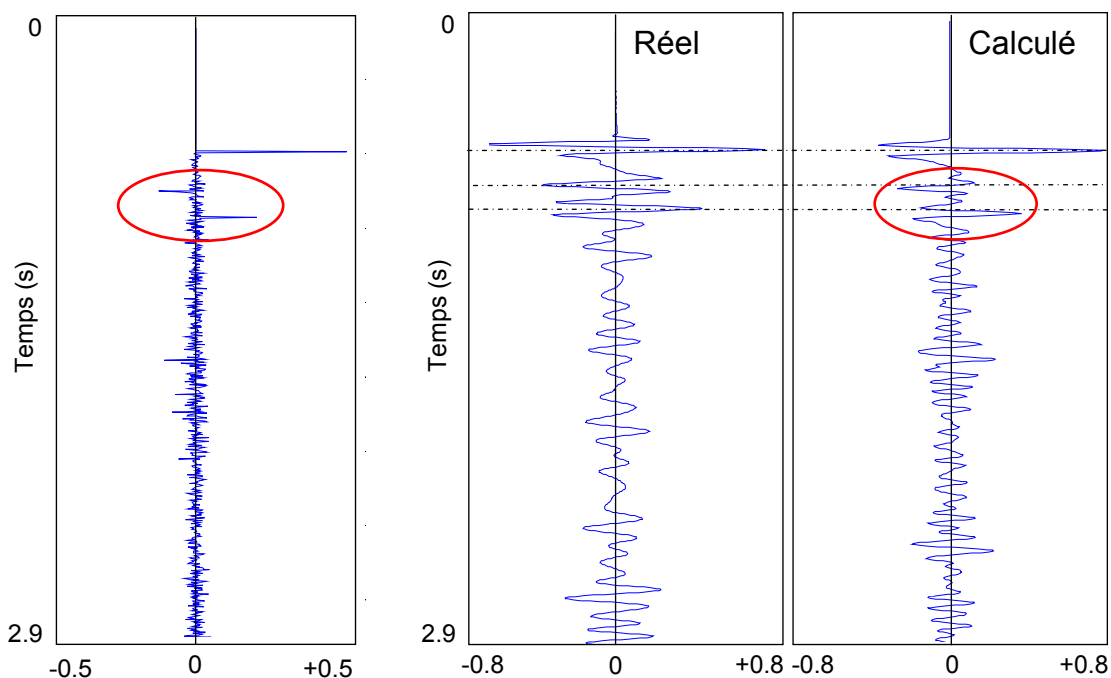


figure 157 : (1<sup>ère</sup> anomalie) Trace réflectivité calculée à partir de la trace en impédance (gauche). Comparaison des traces sismiques à offset nul réelle et calculée (droite). L'ellipse rouge indique les deux réflexions associées au toit et à la base de l'anomalie. Il existe dans cette modélisation un problème de phase d'ondelette, ce qui empêche de comparer correctement les traces.

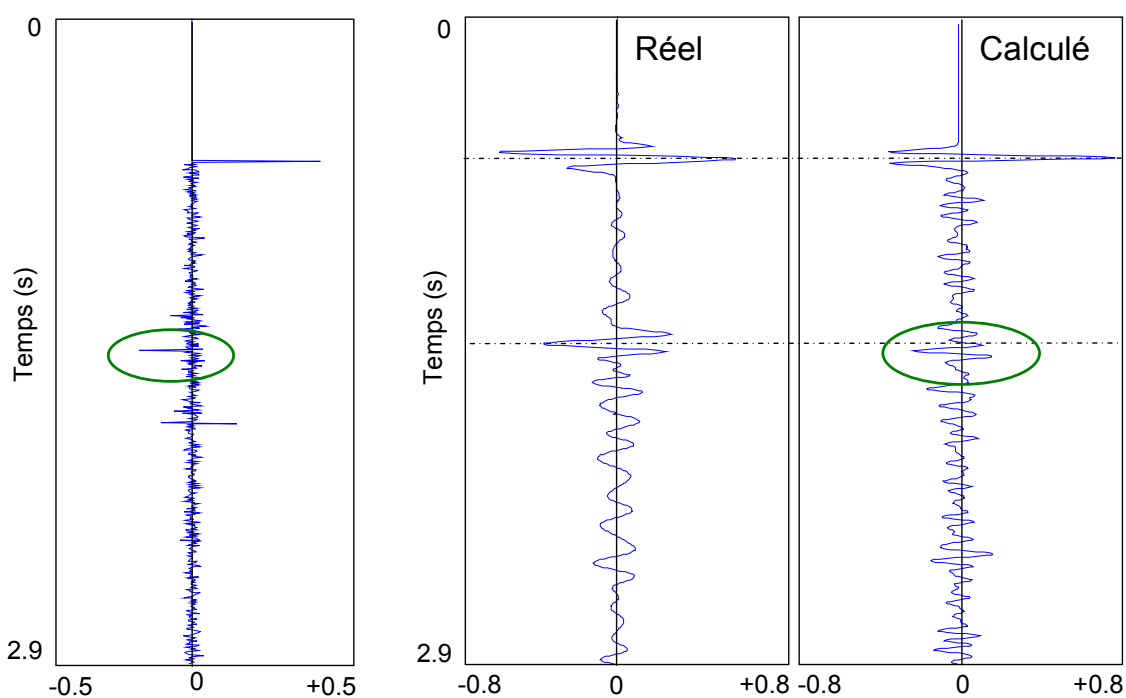


figure 158 : (2<sup>ème</sup> anomalie) Trace réflectivité calculée à partir de la trace en impédance (gauche). Comparaison des traces sismiques à offset nul réelle et calculée (droite). L'ellipse verte indique la réflexion associée au toit de l'anomalie.



## VII. Conclusions et perspectives

## VII.1. Conclusions

L'aspect novateur de cette thèse est de présenter une méthode de construction d'un modèle en impédance acoustique après une migration en profondeur suivie d'une inversion AVA spécifique qui fournit des squelettes d'attributs. Nous utilisons la simulation géostatistique à partir des valeurs d'impédance acoustique des puits pour remplir le modèle.

La migration PAPsDM propose une imagerie rigoureuse du sous-sol, même pour les zones géologiques complexes. Elle permet d'effectuer l'inversion AVA directement dans le domaine profondeur en fournissant les variations d'amplitude sismique selon l'angle. Cette inversion AVA fournit une interprétation structurale en profondeur du sous-sol via les squelettes intercept et gradient. Une phase de pointé semi-automatique sur ces deux squelettes complémentaires (basée sur des critères quantitatifs et géométriques) permet de délimiter des couches dans lesquelles la simulation en impédance acoustique est effectuée.

Nous avons proposé un contrôle qualité du squelette en analysant les trajectoires estimées par l'inversion AVA. Des sections en incertitudes sur le positionnement en profondeur, les valeurs des attributs AVA, et l'existence des éléments du squelette géométrique sont utilisées par l'outil de pointé des horizons qui évite de prendre en compte des points associés à des incertitudes trop élevées. Les incertitudes que nous corrigeons lors de ce contrôle qualité pourraient être prises en compte de façon plus rigoureuse via par exemple l'étude du Hessien dans la migration ou via les développements effectués dans les méthodes de *Migration Velocity Analysis* (MVA) de [Chauris, 2000].

Nous extrayons l'information structurale de la zone étudiée qui délimitent des couches dans lesquelles seront simulées l'impédance acoustique (de façon indépendante l'une de l'autre). Ces couches sont les repères de travail pour le calcul des corrélations des variables étudiées (c'est-à-dire la corrélation par rapport au toit et à la base, au toit seul, ou à la base seule de la couche). En plus de l'interprétation visuelle de la section sismique migrée, et des sections d'attributs AVA, une analyse qualitative et quantitative (semblance horizontale) de chacune des couches squelettes horizontalisées est proposée pour définir le type de corrélation à considérer.

A titre démonstratif de la méthodologie élaborée, une première réponse à la construction d'un modèle en impédance acoustique est proposée. Elle correspond à une simulation géostatistique de l'impédance acoustique avec pour seules contraintes les données de puits et l'information structurale issue des squelettes intercept et gradient. Ensuite, en considérant l'information en réflectivité fournie par le squelette intercept, et après avoir interprété des éléments correspondant à des anomalies en hydrocarbures dont nous avons confiance, nous proposons d'effectuer une modification de la moyenne locale du modèle initial pour reproduire les variations d'impédance acoustique, ce qui revient à contraindre quantitativement et localement la simulation géostatistique. Après définition de l'identité des anomalies d'impédance acoustique, nous reproduisons deux types :

- une modification homogène et constante dans une zone verticale limitée pour reproduire par exemple une lentille.
- une modification décroissante linéaire sur une zone dont nous devons évaluer l'épaisseur, donc quantifier l'influence en profondeur des éléments intercept considérés, pour reproduire par exemple une saturation de gaz ou d'huile sous une couche imperméable.

---

La méthodologie proposée permet d'obtenir une section en impédance cohérente avec les données vues aux puits, et leurs structures spatiales. Dans le cadre des données réelles, la résolution verticale de la section finale est celle des données de puits. Les anomalies d'impédance acoustique dues à la présence d'hydrocarbures sont reproduites, selon l'interprétation des résultats de l'imagerie sismiques et de l'inversion AVA.

Finalement, le résultat obtenu peut être utilisé pour construire le géo-modèle, c'est-à-dire estimer les faciès et les valeurs de perméabilité et porosité par exemple pour pouvoir effectuer, après *upscaling*, les travaux réservoirs comme les simulations d'écoulement de fluide.

Cette thèse a proposé plusieurs applications (parties IV, V et VI) qui ont permis d'aborder et de résoudre différents types de problèmes :

**1. Une application sur un modèle synthétique initial** construit d'un point de vue géophysique (Schaubousi), et sur lequel nous avons modélisé des données sismiques synthétiques. Cette application a permis de développer l'ensemble des outils : contrôle qualité du squelette par l'analyse des trajectoires, la pointé semi-automatique des horizons, la simulation géostatistique à partir des puits et l'intégration des valeurs intercept pour reproduire les anomalies...). Elle avait donc un but essentiellement exploratoire et a permis de tester un certain nombre d'idées, mais aussi de valider les résultats et mettre en place les applications suivantes.

**2. Une application sur données réelles** qui a permis de valider notre méthodologie dans un cas réaliste, où un certain nombre de problèmes inexistant pour l'application sur données synthétiques apparaissent : données sismiques bruitées, calage de l'image sismique aux puits, amélioration des méthodes de pointé des squelettes. Un des principaux problèmes de cette application fut la localisation du seul puits disponible, très excentrée par rapport à la cible. Néanmoins un modèle en impédance acoustique final fut proposé au partenaire industriel, et il sera intéressant d'en connaître la qualité lorsque de nouveaux forages proches des zones de gaz seront effectués.

**3. Une troisième application** qui a introduit l'analyse de la réponse des méthodes sismiques sur un modèle initial en faciès (Ravenscar). Un des intérêts a été d'analyser la structure variographique horizontale de l'impédance acoustique. En effet, comme c'est souvent le cas pour les études sur cas réels, le nombre de puits disponibles sur la section est faible, et il n'est pas possible d'ajuster un variogramme horizontal de l'impédance acoustique. Nous avons alors vérifié qu'il est possible d'estimer la portée horizontale à partir du variogramme de l'amplitude sismique, qui est une variable disponible en tout point de la zone.



## VII.2. Perspectives

Cette thèse avait pour but de rapprocher les concepts géophysiques et géostatistiques, de l'imagerie sismique initiale à l'obtention d'un modèle en impédance acoustique. La tâche était énorme dans la mesure où les deux centres de recherche d'expériences très différentes ont du collaborer. Partant du principe que les résultats géophysiques pouvaient être les données initiales de la simulation géostatistique, nous avons construit une méthodologie pour lier les deux disciplines dans le cadre de la géophysique d'exploration et la géophysique de réservoir. Nous avons résolu quelques uns de ces points, mais de nombreuses perspectives voient maintenant le jour :

- nous avons vu que la migration de type *Rai + Kirchhoff*, quand elle ne prend en compte dans notre cas que les premières arrivées, pose des problèmes pour calculer rigoureusement les valeurs de réflectivité liées aux forts contrastes d'impédance acoustique. C'est pourquoi la majorité des anomalies reproduites pour les différentes applications montraient un trop faible contraste d'impédance acoustique par rapport à la couche encaissante. Il serait donc intéressant d'utiliser les migrations basées sur l'extrapolation du champ d'onde, qui permettent depuis peu de préserver les amplitudes et ne sont pas limitées à des modèles de vitesse lisses ([Joncour, 2005]). Néanmoins, nous ne cherchions pas forcément à utiliser la meilleure méthode de migration dans la mesure où la simulation est sensée fonctionner dans des cas réels où quelque soit l'imagerie, le résultat n'est jamais parfait.
- nous avons proposé une première approche de la quantification des incertitudes par l'analyse morphologique des trajectoires issues de l'inversion AVA le long des trajectoires. Cette incertitude est utilisée par l'outil de pointé des horizons pour éviter de prendre en compte les éléments du squelette trop incertains. Une « probabilisation » complète des informations quantitatives et structurales (positionnement des éléments) fournies par les squelettes AVA peut être envisagée pour être intégrée au résultat de la simulation géostatistique. Par exemple, nous pourrions donner des incertitudes sur le positionnement des limites des anomalies d'impédance acoustique créées, et du contraste de valeur qu'elles présentent.
- nous avons succinctement présenté une méthode de validation du résultat par la modélisation de nouvelles données sismiques à comparer avec les données réelles, notamment en calculant une section sismique à offset nul. Nous pensons aussi qu'il est possible d'aller plus loin en calculant les données sismiques complètes, c'est-à-dire comprenant les variations de l'amplitude sismique le long de l'angle. La comparaison avec les données réelles pourrait alors indiquer la qualité des anomalies d'impédance reproduites.
- cette méthodologie a été développée sur des sections sismiques à deux dimensions, mais il est tout à fait pensable de l'appliquer à des zones en trois dimensions, en travaillant tout particulièrement sur l'outil de pointé des horizons.
- comme nous l'avons précisé dans la Partie VI, nous n'avons implémenté que le modèle de covariance exponentiel factorisé. Il serait important de pouvoir utiliser des modèles de variogrammes supplémentaires pour permettre un réel ajustement des variogrammes expérimentaux (et ainsi améliorer le modèle en impédance acoustique final) et aussi pouvoir prendre en compte la non-stationnarité des valeurs d'impédance acoustique en fonction de la verticale.

- dans le cadre de l'application sur données réelles, nous avons construit un modèle en impédance acoustique final dont la résolution verticale est celle des données de puits. Néanmoins, pour des développements ultérieurs, il faudrait prendre en compte automatiquement l'effet de support entre les données de nature différente, pour obtenir un modèle réservoir final présentant une résolution optimale (ni trop fine, ni trop large).
- l'outil de pointé fonctionne à deux dimensions, il serait intéressant de pouvoir le développer pour qu'il fonctionne sur des données 3D (et donc des squelettes AVA 3D). Pour l'instant, une intervention humaine est encore nécessaire (il est donc semi-automatique), notamment dans le cas de zones complexes et bruitées. Son automatisation pourrait être développée, avec l'utilisation de critères supplémentaires sur les structures à retrouver. Et il pourrait aussi être possible d'associer ses fonctions avec d'autres méthodes non-géophysiques comme la morphologie mathématique, par exemple la segmentation morphologique et topologique de cubes sismiques [Faucon, 2007].
- Le modèle final obtenu est exprimé en termes d'impédance acoustique. Or, nous disposons des informations sur la variation en angle de la réflectivité. Tout naturellement, nous pensons qu'il est possible d'estimer l'impédance élastique en conditionnant la simulation par cette information en angle fournie par le squelette gradient, souvent significative au niveau des anomalies.

## VIII. Annexe

## VIII.1. Migration sismique en profondeur à amplitude préservée

Nous développerons ici la méthode utilisée pour réaliser la migration : les données obtenues sont positionnées en profondeur, sont à amplitude préservée (migration profondeur prestack à amplitude préservée ou « Preserved Amplitude Prestack Depth Migration », PAPSDM).

Un développement très complet a été proposé par [Thierry, 1997].

Il est important de conserver au mieux l'information en amplitude du signal enregistré qui témoigne de l'intensité (ou plutôt la réflectivité) des contrastes existants dans la zone, d'autant plus que les études ultérieures se baseront sur l'analyse de ces amplitudes. Les algorithmes utilisés sont 2D ou 3D [Thierry et al, 1999].

Le type d'imagerie employé ici se base sur la reformulation du principe de migration, qui a été une des évolutions majeures de la migration. En effet la migration est vue comme une méthode d'inversion, c'est-à-dire basée sur la méthode du problème inverse de [Tarantola, 1984].

Le problème inverse consiste à obtenir une image d'un milieu inconnu à partir de l'enregistrement des ondes qui l'ont traversé, à comparer au problème direct qui calcule les temps de trajet à partir d'un milieu connu.

Dans notre cas, le problème inverse aura pour but de calculer les positions des événements mais aussi les paramètres du milieu.

### VIII.1.1. Problème direct

La première étape consiste à résoudre le problème direct, c'est à dire à modéliser la propagation des ondes dans un milieu en utilisant l'équation des ondes.

Le meilleur procédé pour réaliser cette propagation dans les milieux complexes est la méthode des différences finies [Virieux, 1984]. C'est une méthode très couteuse en temps de calcul qui était peu utilisée, surtout pour l'imagerie 3D. Mais depuis quelques années, la puissance de calcul informatique croissante permet de plus en plus d'aborder l'imagerie avec ce type de méthode.

Un autre type de méthode, celle que nous allons utiliser, est l'imagerie basée sur l'approximation « Rai + Kirchhoff ». Elle a pour principe la simulation de la propagation des ondes basée sur la théorie des rais qui est une approximation asymptotique du comportement des ondes pour une fréquence tendant vers l'infini.

La théorie des rais est utilisée depuis longtemps en sismologie [Cerveny et al, 1977], [Aki et Richards, 1980], mais son utilisation en imagerie sismique est relativement récente.

[Vinje et al, 1995] puis [Lucio, 1996] ont amélioré le principe de calcul du front d'onde en imposant le contrôle de la densité des rais et permettant ainsi une distribution uniforme du champ de rais.

Le principe consiste à intégrer le long des rais qui se propagent dans un champ de vitesse fixé, utiliser le concept des rais paraxiaux (perturbation des paramètres intégrés le long des rais), et donc à calculer les fonctions de Green asymptotiques en milieu hétérogène (2.5 D dans notre cas). Les fonctions de Green donnent la réponse en un endroit à une impulsion initiale dans un milieu. Elles fournissent les grandeurs

réelles telles que la divergence géométrique, les composantes du vecteur lenteur (l'inverse de la vitesse) et donc le temps de trajet.

Le développement de la migration utilisant le tracé de rais a permis d'introduire le concept de préservation des amplitudes qui n'était pas pris en compte dans les migrations en profondeur basées sur des résolutions de l'équation de l'Eikonal.

A l'aide des grandeurs paraxiales fournies par le tracé de rais, il est possible de calculer la divergence géométrique du front d'onde directement dans le milieu considéré. Donc au lieu d'appliquer une correction de divergence géométrique (basée sur une loi 1D) au cours du prétraitement, nous pouvons directement compenser ce terme au cours de la migration. D'où la dénomination de préservation de l'amplitude des contrastes (de réflectivité dans notre cas) pour ce type de migration. Les migrations (dites « wave equation ») basées sur l'approximation « one way » paraxiale de l'équation d'onde ont depuis peu la capacité de préserver les amplitudes ([Joncour, 2005]).

### VIII.1.2. Equation d'ondes

Par hypothèse, le sous-sol est considéré comme un milieu acoustique, isotrope et de densité constante. Ce milieu correspond à un fluide dont le module de cisaillement est nul. La vitesse de propagation  $c$  des ondes acoustiques correspond à celles des ondes de compression,  $c(x) = (K(x)/\rho(x))$ , où  $\rho$  est la densité du milieu et  $K$  le module d'incompressibilité.

L'équation d'onde s'écrit :

$$\left( \frac{1}{c^2(x)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \nabla^2 \right) P(x, t) = S(x, t)$$

où :

- $P$  est le terme de pression en tout point  $x$ .
- $S$  est le terme de source.

Si nous transformons cette équation en fréquence (transformée de Fourier), nous obtenons l'équation de Helmotz :

$$\left( \frac{\omega^2}{c^2(x)} + \nabla^2 \right) P(x, \omega) = -S(x, \omega)$$

où :

$$\left( \frac{\omega^2}{c^2(x)} + \nabla^2 \right) \text{ est appelée opérateur de Helmotz.}$$

Définissons maintenant la fonction de Green  $G_0$  comme la réponse (en pression) du milieu à une source impulsionnelle et ponctuelle  $\delta(x-s)\delta(t-t_s)$  à la position  $s$  au temps initial  $t_s$ ,  $c_0$  étant la vitesse de propagation des ondes dans le milieu de référence, soit pour  $t_s = 0$  :

$$\left( \frac{1}{c_0^2(x)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \nabla^2 \right) G_0(x, t; s) = \delta(x - s)\delta(t).$$

Nous prenons comme conditions initiales pour  $t < t_s$ ,  $G_0 = 0$  et  $\delta G_0 / \delta t = 0$ . Cette fonction de Green satisfait aussi l'équation de Helmholtz :

$$\left( \frac{\omega^2}{c_0^2(x)} + \nabla^2 \right) G_0(x, w; s) = -\delta(x - s)$$

Ainsi, nous pouvons linéairement relier la distribution spatio-temporelle de source  $S(s, \omega)$  au champ de pression  $P(x, \omega)$  en écrivant :

$$P(x, w) = \int G(x, \omega; s) S(s, \omega) ds$$

Pour les cas simples de milieux homogènes ou à gradient constant, les fonctions de Green se calculent analytiquement. Mais pour des cas généraux, nous utilisons des méthodes numériques (le tracé de rais) de calcul de fonction de Green dites asymptotiques.

### VIII.1.3. Fonctions de Green asymptotiques

L'approximation asymptotique, ou approximation haute fréquence sur laquelle est basée la théorie des rais, consiste à utiliser le comportement des ondes quand  $\omega \rightarrow \infty$ . Ces solutions asymptotiques ne sont adaptées qu'à la propagation de signaux de longueur d'ondes inférieures aux longueurs d'ondes spatiales du milieu de propagation, celui-ci étant supposé lisse.

Les approximations de Born ou de Kirchhoff sont souvent utilisées pour exprimer une solution intégrale de l'équation d'onde. Couplées aux calculs des fonctions de Green asymptotiques via la théorie des rais on parlera d'approximation « rais + Born » ou « rais + Kirchhoff ».

- La première est une relation linéaire entre les perturbations des données et les perturbations du modèle autour d'un modèle de référence et de données de référence. Sa validité nécessite que le modèle de référence contienne les grandes longueurs d'onde du modèle exact et que les données ne soient que des réflexions et diffractions primaires.
- La seconde est basée sur la réflectivité des discontinuités en fonction de l'angle de réflexion spéculaire de l'onde [Bleinstein, 1987]. En d'autres termes, nous recherchons une relation linéaire entre les données et la réflectivité.

C'est ce dernier cas, l'approximation « rais + Kirchhoff » que nous utiliserons pour exprimer la réflectivité en fonction des angles d'incidence.

Nous considérons un modèle de référence décrit en terme de lenteur au carré  $1 / c^2(x)$  dans lequel on calcule les fonctions de Green  $G_0$ . Considérons en tout point  $x$  le vecteur réflectivité du sous-sol  $\mathbf{R}(x) = R(x)n(x)$  avec  $n(x)$  la normale à l'interface et  $R(x)$  le coefficient de réflexion donnant l'amplitude du vecteur  $\mathbf{R}(x)$ . Ce coefficient de réflexion dépend de l'angle de réflexion spéculaire  $\theta(r, x, s)$ , fonction de la position de la source  $s$  et du récepteur  $r$ .

La sommation de Kirchhoff asymptotique au premier ordre dans le domaine de Fourier s'écrit :

$$\delta G(r, x, \omega; s) = \int dx R(x, \theta(r, x, s)) |q(r, x, s)| B(r, x, \omega; s)$$

où  $B$  est défini par :

$$B(r, x, \omega; s) = K(\omega)A(r, x, s)|q(r, x, s)|e^{i\omega T(r, x, s)},$$

et où le vecteur lenteur  $q$  est la somme des deux vecteurs lenteurs  $p_s$  et  $p_r$  au point diffractant  $x$  (source et récepteur), avec :

$$|q(x)| = \frac{2 \cos(\theta(x)/2)}{c(x)}.$$

$K$ ,  $A$  et  $T$  sont respectivement la signature, l'amplitude et le temps de trajet double des rais entre la source et le récepteur.

Chacun des termes de  $B$  sont :

$$A(r, x, s) = A(r, x)A(x, s),$$

$$K(\omega) = \omega^2 S^2(\omega),$$

$$T(r, x, s) = t_r(r, x)t_s(x, s)$$

où  $S$  est la signature de la fonction de Green.

A 2.5 D,  $S$  et  $A$  sont donnés par :

$$S_{2.5D}^2(\omega) = -\frac{i}{\omega}$$

$$A_{2.5D}(x, s) = \sqrt{\frac{A_{2D}(x, s)}{2\pi(\tau(r, x) + \tau(x, s))}}$$

avec :

$$A_{2D}(x, s) = \sqrt{\frac{v_0(x)}{8\pi|J(x, s)|}}.$$

où  $J(x, s)$  est la divergence géométrique [Thierry et al, 1999] associée à la fonction de Green asymptotique 2D,  $\tau$  est une grandeur paraxiale définie telle que  $d\tau = c(x).ds$ ,  $c(x)$  étant la vitesse au point  $x$  et  $ds$  le déplacement élémentaire de l'abscisse curviligne le long du rai.

#### VIII.1.4. Problème inverse

L'approximation de rai + Kirchhoff appliqué à la trace sismique (SR) associée aux positions de source  $x$  et de récepteur  $r$  est inversée dans le cadre de la théorie du problème inverse. Nous reprenons la fonction coût  $C$  de norme  $L^2$  pondérée :

$$C(R) = \frac{1}{2} \sum_{SR} d\omega Q |\delta G_{obs} - \delta G_{calc}|^2$$

où  $\delta G_{obs}$  sont les données observées et  $\delta G_{calc}$  sont les données calculées à partir du modèle de perturbation de départ. Le terme  $Q$  est le facteur de pondération équivalent à l'inverse de la matrice de covariance dans l'espace des données. Il est introduit pour permettre le calcul du Hessien  $H$  [Jin et al, 1992], sachant que la solution  $R$  qui minimise la fonction coût est donné par :

$$R = -H^{-1}(x, x_0)\phi(x_0) = +(B^\dagger QB(x, x_0))^{-1} B^\dagger Q\delta G_{obs}(x)$$

où  $\dagger$  est l'opérateur adjoint.  $B^\dagger Q\delta G_{obs}$  est le gradient de la fonction coût, et  $(B^\dagger QB)$  le Hessien.

Nous ne décrivons pas le développement du Hessien et du gradient (voir [Thierry, 1997]) pour donner directement l'expression finale de la migration dans le domaine temporel à 2D, qui est la solution de  $R$  qui minimise la fonction coût :

$$R(x_0, h) \approx \frac{1}{2\pi} \sum_{SR} \frac{\Delta SR}{A(s, x_0, r) |q(s, x_0, r)|} J[\delta'(t) * \delta G_{obs}(r, T(s, x_0, r), s)]$$

où  $J$  correspond au jacobien.

### VIII.1.5. Migration d'attributs

Nous présentons ici aussi la migration d'attributs, davantage de détails sont décrits dans [Egreteau, 2005] et [Nguyen, 2003].

Le principe consiste à estimer l'angle de réflexion spéculaire pour les analyses AVA ultérieures [Bleinstein, 1987]. En effet, les équations d'analyse de la réflectivité qui vont être utilisées sont exprimées avec l'angle, il est important pour nous de pouvoir obtenir la variation de la réflectivité en fonction de l'angle, et non pas de l'offset.

La migration est effectuée deux fois : une première qui est une migration standard, suivie d'une seconde qui multiplie l'amplitude par le cosinus de l'angle ou par la norme du vecteur lentueur qui est lié à l'angle via le modèle de vitesse.

Ainsi, la division point à point des deux images migrées (figure 159) donne les angles spéculaires le long des réflecteurs exprimés en fonction de l'offset [Thierry et al, 1999] et nous pouvons obtenir la réflectivité en fonction de l'angle d'incidence.

[Nguyen, 2003] a montré que cette double migration de [Bleinstein, 1987] est applicable à d'autres types de paramètres spéculaires de la théorie des rais : le temps de trajet, la pente à la source et au récepteur, etc. Ces attributs peuvent être utilisés pour les traitements post-imagerie, par exemple la correction des effets d'étirement de l'ondelette comme montré par [Egreteau, 2005]. Il serait aussi possible d'utiliser les composantes horizontale  $q_x$  et verticale  $q_z$  du paramètre de rai  $q$  pour guider le pointé des horizons en indiquant localement la direction dans le plan 2D de la section sismique.

La figure 160 présente un exemple de calcul de l'angle sur les données réelles (ou plutôt le cosinus de l'angle spéculaire dans cet exemple) obtenues par la méthode de division des sections migrées.



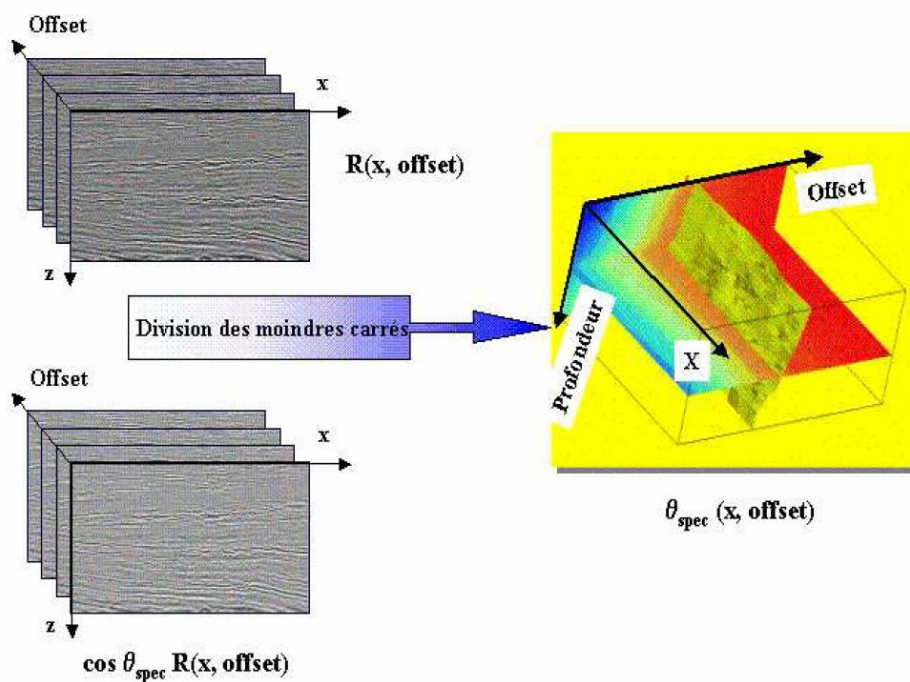


figure 159 : Illustration de la division de deux sections PPsDM migrées dans le domaine offset. Nous obtenons l'estimation de l'angle spéculaire en tout point de profondeur en fonction de tous les offsets.

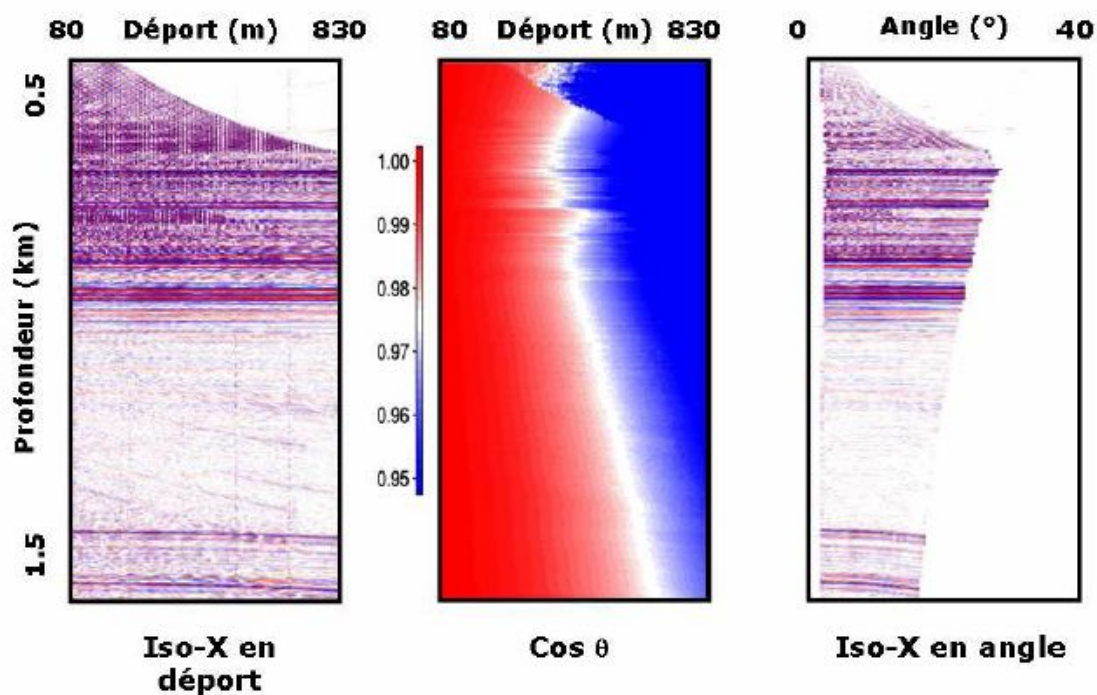


figure 160 : Illustration de la conversion offset à angle. La réflectivité et l'angle d'incidence exprimés en offset sont combinés en carte de réflectivité exprimée en fonction de l'angle.

## Références

- [Agullo *et al.*, 2004] Agullo, Y., Macé, D., Labat, K., Tonellot, T. et Bourgeois, A., 2004. Joint PP and PS stratigraphic inversion for prestack time migrated multicomponent data. 74<sup>th</sup> SEG Ann. Int. Meet, Denver.
- [Aki and Richards, 1980] Aki, K. and Richards, P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman & Co.
- [Al-Yahya, 1989] Al-Yahya, K., 1989. Velocity analysis by iterative profile migration. *Geophysics*, 54: 718–729.
- [Beucher *et al.*, 2006] Beucher-Darricau, H., Doligez B. et J. M. Yarus, J.M., 2006. Principles, Methods, and Case Studies, Volume II Edited by T.C. Coburn, J. M. Yarus, and R. L. Chambers AAPG Computer Applications in Geology 5 Modeling Complex Reservoirs with Multiple Conditional Techniques: A Practical Approach to Reservoir Characterization.
- [Beydoun *et al.*, 1993] Beydoun, W. B., Hanitzch, C., and Jin, S., 1993. Why migrate before AVO ? a single example. In *Extended Abstracts*, page B044. Eur. Ass. Expl. Geophys.
- [Bleistein, 1987] Bleistein, N., 1987. On the imaging of reflectors in the Earth. *Geophysics*, 52(7) :931–942.
- [Boyer et Mari, 1994] Boyer S., Mari J.L., 1994. Sismique et diagraphies (Seismic surveying and well logging). Éditions Technip, 200 p. (version anglaise 1997).
- [Bortfeld, 1961] Bortfeld, R., 1961. Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves. *Geophys. Prosp.*, 9 :485–502.
- [Castagna *et al.*, 1985] Castagna, J. P., Batzle, M. L., and Eastwood, R. L., 1985. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50(4):571–581.
- [Cerveny *et al.*, 1977] Cerveny, V., Molotkov, I.A., and Psencik, I., 1977. *Ray theory in Seismology*. Charles University Press, Praha.
- [Chauris, 2000] Chauris, H., 2000. Analyse de vitesse par migration pour l'imagerie des structures complexes en sismique réflexion. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.
- [Chilès et Delfiner, 1999] Chilès, J-P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics : Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley Series in Probability and Statistics, Wiley.
- [Coléou, 2002] Coléou, T., 2002. Time-lapse filtering and improved repeatability with automatic factorial co-kriging: Presented at the EAGE 64<sup>th</sup> Conference and Technical Exhibition, Eur. Assn. Geosci. Eng.
- [Connolly, 1999] Connolly, P., 1999. Elastic impedance: The Leading Edge, 18, no. 438-452.
- [Cruse, 1990] Cruse, E., Pica, A., Noble, M.S., McDonald, J. and Tarantola, A. 1990. Robust elastic nonlinear waveform inversion: Application to real data.. *Geophysics*, 55: 527-538.
- [Deutsch, 2002] Deutsch, C.V., 2002. *Geostatistical Reservoir Modeling*. Applied Geostatistics Series. Oxford University Press.
- [Dix, 1955] Dix, C. H., 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20 : 68–86.

- 
- [Doyen, 1988] Doyen, P., 1988. Porosity from seismic data; a geostatistical approach. *Geophysics*; 53(10):1263- 76.
- [Dubrule, 2003] Dubrule, O., 2003. *Geostatistics for Seismic Data Integration in Earth Models*. 2003 Distinguished Instructor Short Course, No. 6. Sponsored by the S.E.G. & E.A.G.E.
- [Duijdam, 1988] Duijdam, A. J. W., 1988, Bayesian Estimation in seismic inversion, part ii: uncertainty analysis: *Geophysical Prospecting*, 36, 899-918.
- [Egreteau, 2005] Egreteau, A., 2005. Etude des variations de l'amplitude de la réflectivité du sous-sol après imagerie sismique en profondeur. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.
- [Egreteau *et al.*, 2005] Egreteau, A. and Thierry, P., 2005, Post-migration processing for AVA inversion. *Journal of exploration geophysics*. In press.
- [Eschard, 1989] Eschard, R., 1989. Comparison of sandstone reservoir geometry in a valley-fill depositional sequence and a deltaic progradational sequence, middle Jurassic, Yorkshire, England. AAPG, San Antonio, April 23-26.
- [Faucon, 2007] Faucon, T., 2007. Segmentation morphologique et topologique de cubes sismiques. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.
- [Foster and Keys, 1999] Foster, D. J. and Keys, R. G., 1999. Interpreting avo responses. In *Expanded Abstracts*. Soc. Expl. Geophys.
- [Gardner *et al.*, 1974] Gardner, G. H., French, W. S., and Matzuk, T., 1974. Elements of migration and velocity analysis. *Geophysics*, 39 :811–825.
- [Gauthier *et al.*, 1986] Gauthier, O., Virieux, J. et Tarantola, A., 1986. Two-dimensional nonlinear inversion of seismic waveforms : Numerical results, *Geophysics*, 51 ; 1387-1403.
- [Gidlow and Smith, 2003] Gidlow, M. and Smith, G. C., 2003. The fluid factor angle. In *Expanded Abstracts*. European Association of Geoscientists and Engineers.
- [Gomez-Hernandez et Journel, 1993] Gomez-Hernandez, J.J., Journel, A.G., 1993. Stochastic imaging of the Wilmington clastic sequence. SPE paper 19857, published in SPEFE, pp. 33-40.
- [Haas & Dubrule, 1994] Haas, A., and Dubrule, O., 1994, Geostatistical inversion: a sequential method of stochastic reservoir modelling constrained by seismic data: *First Break*, vol. 12, No. 11, pp. 561 – 569.
- [Hanyga *et al.*, 1995] Hanyga, A., Thierry, P., Lambare, G. and Lucio, P.S., 1995. 2D and 3D asymptotic Green's functions for linear inversion. In *Proceedings*. SPIE.
- [Hilterman, 2001] Hilterman, F., 2001. *Seismic Amplitude Interpretation*. SEG, EAGE.
- [Jin *et al.*, 1992] Jin, S., Madariaga, R., Virieux, J., and Lambaré, G., 1992) Two-dimensional asymptotic iterative elastic inversion. *Geophys. J. Int.*, 108 :575–588.
- [Joncour, 2005] Joncour, F., 2005. *Migration profondeur avant sommation en amplitude préservée par extrapolation de forme d'onde*. Thèse Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires, 75, Ecole des Mines de Paris.
- [Koefoed, 1955] Koefoed, O., 1955. On the effect of poisson's ratio of rock strata on the reflection coefficients of plane waves. *Geophys. Prosp.*, 3 :381–387.

- 
- [Lake et Carroll, 1986] Lake, L. W. et Carroll Jr., H. B., eds., 1986, Reservoir characterization: Orlando, Academic Press, 659p.
- [Lambaré, 1991] Lambaré, G., 1991. Inversion linéarisée de données de sismique réflexion par une méthode quasi-newtonienne. Ph.D. Thesis, Université de Paris VII.
- [Mari *et al.*, 1997] Mari, J-L., Glangeaud, F., Coppens, F., 1997. *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens*. Publications de l'Institut Français du Pétrole. Editions Technip, Paris.
- [Martin, 2002] Martin, G., S., 2002. Marmousi-2: an updated model for the investigation of AVO in structurally complex areas GX Technology Corporation, Kurt J. Marfurt, The University of Houston, Shawn Larsen, Lawrence Livermore National Laboratory
- [Matheron *et al.*, 1988] Matheron, G., Beucher, H., Fouquet, C., Galli, A., Ravenne, C., 1988. Simulation conditionnelle à trois faciès dans une falaise de la formation du Brent. Sciences de la Terre, Sér. Informatique géologique, no. 28, 1988, p. 213-249.
- [Mora, 1987] Mora, P.R., 1987. Nonlinear two-dimensional elastic inversion of multioffset seismic data, Geophysics, 52, 1211-1228.
- [Mosher *et al.*, 1996] Mosher, C. C., Keho, T., and Foster, D., 1996. The impact of migration on AVO. Geophysics, 61: 1603:1615.
- [Nguyen, 2003] Nguyen, S., 2003. Imagerie par sismique réflexion : utilisations de la pente des données dans la migration profondeur. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.
- [Ostrander, 1984] Ostrander, W. J., 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidences. Geophysics, 49:1637-1648.
- [Pendrel *et al.*, 2000] Pendrel, J., Debeye, H., et al, 2000. Estimation and interpretation of P and S impedance volumes from simultaneous inversion of P-wave offset seismic data: 69th Ann. Int. Mtg. SEG, Expanded Abstracts, pages 200-201.
- [Pratt, 1999] Prat, R.G., 1999. Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 1: Theory and verification in a physical scale model, Geophysics, 64, 888-901.
- [Ravenne et Galli, 1990] Ravenne, C., Galli, A., Beucher, H., Eschard R., Guerillot, D. et HERESIM Group, 1991. Outcrop studies and geostatistical modelling of a middle Jurassic Brent Analogue. In: the European Oil and Gas Conference, Palermo, Sicily, October 9-19 1990, G. Imarisio, M. Frias, JM. Bemtgen Eds., Graham et Trotman, p. 497-520.
- [Rutherford and Williams, 1989] Rutherford, S. and Williams, R. (1989). Amplitude versus offset variations in gas sands. Geophysics, 49(10):680-688.
- [Shuey, 1985] Shuey, R. T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics, 50: 609-614.
- [Smith and Gidlow, 1987] Smith, G. and Gidlow, P., 1987. Weighted stacking for rock pro perty estimation and detection of gas. Geophys. Prosp., 35 :993-1014.
- [Tarantola, 1984] Tarantola, A., 1984, Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation, Geophysics, 49, 1259-1266.
- [Tarantola, 1987] Tarantola, A., 1987. Inverse problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation. Elsevier, Netherlands.
-

- 
- [Thierry, 1997] Thierry, P., 1997. Migration/Inversion 3D en profondeur et a amplitude préservée: application aux données de sismique réflexion avant sommation. PhD thesis, Université de Paris 7 & Ecole des Mines de Paris.
- [Thierry *et al.*, 1999a] Thierry, P., Lambaré, G., and Alérini, M. (1999a). Angle-dependent reflectivity maps via 3D migration/inversion, an opportunity for AVA. In Expanded Abstracts, page 4.51. Eur. Ass. Geosc. Eng.
- [Thierry *et al.*, 1999b] Thierry, P., Lambaré, G., Podvin, P., and Noble, M. (1999b). 3-D pre served amplitude prestack depth migration on a workstation. *Geophysics*, 64(1): 222–229.
- [Thierry *et al.*, 1999c] Thierry, P., Operto, S., and Lambaré, G. (1999c). Fast 2D ray-Born inversion/migration in complex media. *Geophysics*, 64(1) :162–181.
- [Tonellot *et al.*, 1999], Tonellot T., Mace, D., Richard, V. et Cuer, M., 1999. Prestack elastic waveform inversion using a priori information: 69<sup>th</sup> Ann. Int. Mtg. SEG, Expanded Abstracts, no. 800-803.
- [Tonellot *et al.*, 2001], Tonellot T., Mace, D. et Richard, V., 2002. Joint stratigraphic inversion of angle-limited stacks, 71<sup>st</sup> Annual SEG Meeting Expanded Abstracts, 227-230.
- [Torres-Verdin *et al.*, 1999] Torres-Verdín, C., Victoria, M., Merletti, G., et Pendrel, J., 1999, Trace-based and geostatistical inversion of 3-D seismic data for thin-sand delineation, an application to San Jorge Basin (Expanded Abstract): Society of Exploration Geophysicists (SEG) 69th Ann. Internat. Mtg., Houston, Texas.
- [Versteeg, 1993] Versteeg, R. J., 1993. Sensitivity of prestack depth migration to the velocity model: *Geophysics*, 58, no. 6, 873–882.
- [Vinje *et al.*, 1995] Vinje, V., Iversen, E., Gjøystdal, H. and Astebøl, K., 1995. 3D ray modelling by wavefront construction in open models. In *Extended Abstracts*, pages 1266-1268. Soc. Expl. Geophys.
- [Virieux, 1984] Virieux, J., 1984. SH wave propagation in heterogeneous media, velocity-stress finite difference method. *Geophysics*, 49 :1259–1266.
- [Walden, 1991] Walden, A. T., 1991. Making avo sections more robust. *Geophysical Prospecting*, 39 : 915–942.
- [Xu *et al.*, 1992] Xu, W., Trans, T., Srivastava, R.M., et Journel, A. G., 1992. Integrating Seismic Data in Reservoir Modeling: the Collocated Cokriging Alternative. *Proceedings of Society of Petroleum Engineers Technical Conference*: 833-842.
- [Zoeppritz, 1919] Zoeppritz, K., 1919. Erdbeb enwellen 8b, on the reflection and propagation of seismic waves. *Göttinger Nachrichten*, 1: 66–84.