



UNIL | Université de Lausanne

Institut de géophysique

DÉVELOPPEMENT DE L'INTERPRÉTATION QUANTITATIVE DE LA  
SISMIQUE RÉFLEXION LACUSTRE : APPLICATION DE L'AVO AUX  
SÉDIMENTS QUATERNAIRES DANS LE LAC LÉMAN

THESE DE DOCTORAT

présentée à la Faculté des géosciences et de l'environnement  
de l'Université de Lausanne

par

**Dieb Hammami**

DEA de Géophysique/Géochimie Université de Toulouse (France)

Jury

Prof. Torsten Vennemann, Président

Prof. François Marillier, Directeur de thèse

Dr. Urs Eichenberger, Expert

Prof. Jean-Luc Mari, Expert

Dr. Bruno Marsset, Expert

---

LAUSANNE

Avril, 2008



UNIL | Faculté des géosciences  
et de l'environnement

## Imprimatur

Vu le rapport présenté par le jury d'examen composé de

Président du colloque	: M. le Professeur Torsten Vennemann
Directeur de thèse	: M. le Professeur François Marillier
Expert externe	: M. le Professeur Jean-Luc Mari
Expert externe	: M. le Docteur Bruno Marsset
Expert interne	: M. le Docteur Urs Eichenberger

le Conseil de Faculté autorise l'impression de la thèse de

**Monsieur Dieb Hammami**

*titulaire d'un DEA de l'Université "Paul-Sabatier" (Toulouse III)*

intitulée

Développement de l'interprétation quantitative de la sismique  
réflexion lacustre: application de l'AVO aux sédiments quaternaires  
dans le Lac Léman

Lausanne, le 23 avril 2008

Pour le Doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement

Professeur Torsten Vennemann

# Résumé

Des développements antérieurs, au sein de l'Institut de Géophysique de Lausanne, ont permis de développer des techniques d'acquisition sismique et de réaliser l'interprétation des données sismique 2D et 3D pour étudier la géologie de la région et notamment les différentes séquences sédimentaires du Lac Léman.

Pour permettre une interprétation quantitative de la sismique en déterminant des paramètres physiques des sédiments la méthode AVO (Amplitude Versus Offset) a été appliquée. Deux campagnes sismiques lacustres, 2D et 3D, ont été acquises afin de tester la méthode AVO dans le Grand Lac sur les deltas des rivières.

La géométrie d'acquisition a été repensée afin de pouvoir enregistrer les données à grands déports. Les flûtes sismiques, mises bout à bout, ont permis d'atteindre des angles d'incidence d'environ  $40^\circ$ . Des récepteurs GPS spécialement développés à cet effet, et disposés le long de la flûte, ont permis, après post-traitement des données, de déterminer la position de la flûte avec précision ( $\pm 0.5 m$ ).

L'étalonnage de nos hydrophones, réalisé dans une chambre anéchoïque, a permis de connaître leur réponse en amplitude en fonction de la fréquence. Une variation maximale de 10 dB a été mise en évidence entre les capteurs des flûtes et le signal de référence. Un traitement sismique dont l'amplitude a été conservée a été appliqué sur les données du lac. L'utilisation de l'algorithme en surface en consistante a permis de corriger les variations d'amplitude des tirs du canon à air.

Les sections interceptes et gradients obtenues sur les deltas de l'Aubonne et de la Dranse ont permis de produire des cross-plots. Cette représentation permet de classer les anomalies d'amplitude en fonction du type de sédiments et de leur contenu potentiel en gaz. L'un des attributs qui peut être extrait des données 3D, est l'amplitude de la réflectivité d'une interface sismique. Ceci ajoute une composante quantitative à l'interprétation géologique d'une interface. Le fond d'eau sur le delta de l'Aubonne présente des anomalies en amplitude qui caractérisent les chenaux.

L'inversion de l'équation de Zoeppritz par l'algorithme de Levenberg-Marquardt a été programmée afin d'extraire les paramètres physiques des sédiments sur ce delta. Une étude statistique des résultats de l'inversion permet de simuler la variation de l'amplitude en fonction du déport. On a obtenu un modèle dont la première couche est l'eau et dont la seconde est une couche pour laquelle  $V_P = 1461 m/s$ ,  $\rho = 1182 kg/m^3$  et  $V_S = 383 m/s$ .

# Abstract

A system to record very high resolution (VHR) seismic data on lakes in 2D and 3D was developed at the Institute of Geophysics, University of Lausanne. Several seismic surveys carried out on Lake Geneva helped us to better understand the geology of the area and to identify sedimentary sequences. However, more sophisticated analysis of the data such as the AVO (Amplitude Versus Offset) method provides means of deciphering the detailed structure of the complex Quaternary sedimentary fill of the Lake Geneva trough.

To study the physical parameters we applied the AVO method at some selected places of sediments. These areas are the Aubonne and Dranse River deltas where the configurations of the strata are relatively smooth and the discontinuities between them easy to pick.

A specific layout was developed to acquire large incidence angle. 2D and 3D seismic data were acquired with streamers, deployed end to end, providing incidence angle up to  $40^\circ$ . One or more GPS antennas attached to the streamer enabled us to calculate individual hydrophone positions with an accuracy of 50 cm after post-processing of the navigation data. To ensure that our system provides correct amplitude information, our streamer sensors were calibrated in an anechoic chamber using a loudspeaker as a source. Amplitude variations between the each hydrophone were of the order of 10 dB. An amplitude correction for each hydrophone was computed and applied before processing. Preserved amplitude processing was then carried out.

Intercept vs. gradient cross-plots enable us to determine that both geological discontinuities (lacustrine sediments/moraine and moraine/molasse) have well defined trends. A 3D volume collected on the Aubonne river delta was processed in order to obtain AVO attributes. Quantitative interpretation using amplitude maps were produced and amplitude maps revealed high reflectivity in channels. Inversion of the water bottom of the Zoeppritz equation using the Levenberg-Marquadt algorithm was carried out to estimate  $V_P$ ,  $V_S$  and  $\rho$  of sediments immediately under the lake bottom. Real-data inversion gave, under the water layer, a mud layer with  $V_P = 1461 \text{ m/s}$ ,  $\rho = 1182 \text{ kg/m}^3$  et  $V_S = 383 \text{ m/s}$ .

# Remerciement

En premier lieu je remercie le Prof. François Marillier de m'avoir permis de mener à bien ce travail de thèse. Je tiens à vous remercier pour la confiance que vous m'avez accordée durant ces années passées à l'Institut.

Je tiens à remercier les membres mon jury d'avoir évalué ce travail. Merci au Dr. Urs Eichenberger, Prof. Jean-Luc Mari et Dr. Bruno Marsset pour leurs critiques constructives.

Un très grand merci à l'Ecole des Mines de Paris pour m'avoir accueilli. Merci à Philippe Thierry, Pascal Podvin, Mark Noble, Alexandre Egretteau et François Schaub. Un très grand merci au Dr. Bruno Marsset et à Yves Legall de m'avoir accueilli à l'IFREMER et de leurs explications. Un très grand merci au Prof. Jean-Luc Mari pour son accueil à l'IFP et à ses commentaires. Merci au Dr. Urs Eichenberger pour ses remarques sur la géologie.

Merci au laboratoire LEMA de l'EPFL pour m'avoir permis d'utiliser leur chambre anéchoïque pour mon étalonnage. Merci au Prof. Mario Rossi et à Xavier Fallourd. Merci à Richard Pierce pour ces explications sur la technique d'étalonnage.

Je remercie le Fonds National Suisse Nr 200020-101937 d'avoir financé cette thèse.

Je remercie les membres d'équipage de la Licorne qui m'on permis d'acquérir les données sismiques. Merci aux moussaillons Mathieu Beck, Denis Girardet, Baptiste Dafflon (montagnard mais pas marin). Merci aux pilotes Benjamin Malecki, Yves Groux et Cedric Delmonico. Aux experts de la sismique lacustre : David Dupuy et Claire Odello. Merci à l'Institut Forel pour la location de la Licorne.

Un grand merci aux travailleurs de l'ombre que sont les techniciens de l'Institut de Géophysique. Merci à André Rosselet, Philippe Logean et Jean-Roger Wolfgang.

Je remercie les personnes du support GEOCLUSTER. Merci à Laurent Baurens, Olivier Labbe, Michel Gabet, Philippe Connen et Eric Sueaudeau (pour TIKIM). Merci pour la résolution de nombreux bugs dans les séquences de GEOCLUSTER. Merci au super accueil de Mr Alain Lebras quand je suis allé visiter CGGVERITAS.

Merci à Michael Riedel et Fred Hilterman pour leurs conseils avisés en terme de traitement AVO.

Je souhaite aussi remercier les personnes de la grille EGEE, merci à Jean-Bernard Favreau, Ahmed Beriache et Gérard Vetois pour leur coup de pouce lors de l'installation de la grille à l'Institut de Géophysique.

Merci également à Ludovic Baron et Laurent Marescot qui ont passé du temps pour m'expliquer les finesses de l'inversion.

Un grand merci aux membres de l'Institut de Géophysique, merci à Pierre Gex, Prof. Raymond Olivier, Pascale Zbinden, Sabrina Damiani, Prof. Klaus Holliger, PierVittorio Radogna et au Prof. Dominique Chapellier.

Un remerciement particulier aux anciens ; merci à Pierre-Eric Chasseriau, Jehanne Demand, Nataliya Denchik et à Baptiste Dafflon pour ces nombreuses soirées à l'Institut. Je tiens aussi à remercier les nouveaux arrivant au labo pour leur bonne ambiance ; merci à Kristof Koch, Florian Belina, James Irving et Barbara Suski. Enfin, je remercie tout particulièrement ma famille, mes parents, mes frères et sœurs et surtout Hedia. Elle a su être patiente, attentive et courageuse. Merci à Tous.

# Hommage



(a)



(b)

(a) Karl Zoeppritz est né à Mergelstetten (Württemberg) en 1881. Bien que les équations de Zoeppritz soient bien connues des géophysiciens, il est un scientifique relativement inconnu, en raison de sa mort à 26 ans par la maladie. Il a étudié la géologie et d'autres sciences naturelles à Fribourg et à Munich et a obtenu le titre de docteur en géologie en 1905. Sa thèse a porté sur la géologie alpine en Suisse [Zoeppritz, 1906]. En 1906, il réussit le 'badisches Oberlehrerexamen' (examen pour enseigner) à Karlsruhe. Ses travaux en géophysique ont porté

sur la variation de l'amplitude selon l'angle d'incidence des arrivées sismologiques.

(b) Cargill Gilston Knott est né en 1856 à Valleyfield (Penicuik). Il a passé le début de sa carrière au Japon puis a été nommé à la Royal Society. Secrétaire de la Royal Society d'Edinburgh, il était un mathématicien et un physicien pionnier de l'étude des tremblements de terre. Ses travaux ont porté sur l'application de l'analyse de Fourier sur les événements sismologiques et sur le développement mathématique des ondes transmises et réfléchies.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>3</b>
1.1	Cadre général de ce travail . . . . .	3
1.2	Plan de la thèse . . . . .	4
<b>2</b>	<b>Principes fondamentaux et inversion AVO</b>	<b>5</b>
2.1	Introduction . . . . .	5
2.2	Les ondes élastiques . . . . .	7
2.3	Les équations de Knott-Zoeppritz . . . . .	11
2.4	Approximations des équations de Zoeppritz . . . . .	11
2.4.1	Approximation de Bortfeld . . . . .	11
2.4.2	Approximation de Hilterman . . . . .	12
2.4.3	Approximation de Aki et Richards . . . . .	12
2.4.4	Approximation de Shuey . . . . .	12
2.4.5	Approximation de Smith et Gidlow . . . . .	15
2.5	Inversion AVO . . . . .	19
2.6	Conclusion . . . . .	24
<b>3</b>	<b>Instruments en sismique lacustre haute résolution</b>	<b>25</b>
3.1	Introduction . . . . .	25
3.2	La source . . . . .	26
3.3	Le compresseur et le système d'air comprimé . . . . .	29
3.4	Le sismographe . . . . .	30
3.5	Flûte sismique et étalonnage des hydrophones . . . . .	31
3.5.1	introduction . . . . .	31
3.5.2	Protocole d'étalonnage des capteurs sismiques dans l'industrie . . . . .	32
3.5.3	Solutions d'étalonnage développées . . . . .	33
3.6	Le positionnement des instruments . . . . .	46
<b>4</b>	<b>Acquisition</b>	<b>49</b>
4.1	Introduction . . . . .	49
4.2	Acquisition 2D (campagne 2004) . . . . .	51
4.3	Acquisition 3D (campagne 2005) . . . . .	52

4.4	Navigation lacustre et positionnement (DGPS) . . . . .	54
<b>5</b>	<b>Traitement des données</b>	<b>57</b>
5.1	Introduction . . . . .	57
5.2	Pré-traitement des données sismiques 2D . . . . .	57
5.3	Imagerie profondeur en 2D . . . . .	69
5.4	Pré-traitement des données 3D . . . . .	71
5.5	Imagerie profondeur en 3D . . . . .	84
5.6	Traitement AVO . . . . .	86
5.7	Conclusion . . . . .	88
<b>6</b>	<b>Géologie lémanique</b>	<b>89</b>
6.1	Introduction . . . . .	89
6.2	Sédiments tertiaires dans la région du Léman . . . . .	90
6.3	Sédiments quaternaires dans le Léman . . . . .	93
<b>7</b>	<b>Analyse AVO et imagerie sismique en profondeur</b>	<b>96</b>
7.1	Introduction . . . . .	96
7.2	Données réelles . . . . .	97
7.3	Carte en amplitude . . . . .	106
7.4	Résultats AVO sur les données sismiques du Lac Léman . . . . .	113
7.5	Cross-plots du cube 3D du delta de l'Aubonne . . . . .	133
<b>8</b>	<b>Conclusion générale</b>	<b>138</b>
	<b>Annexe A Carnet de bord</b>	<b>142</b>
	<b>Annexe B Spécifications techniques du système GEODE</b>	<b>142</b>
	<b>Annexe C Caractéristiques techniques de l'hydrophone de référence</b>	<b>144</b>
	<b>Annexe D Exécutable pour l'étalonnage des flûtes sismiques</b>	<b>146</b>
	<b>Annexe E Distance entre les GPS 1, 2 et 3 de la flûte</b>	<b>149</b>
	<b>Annexe F Section intercepte et gradient de la ligne CED7</b>	<b>149</b>
	<b>Annexe G Variation du rapport <math>\frac{V_P}{V_S}</math></b>	<b>150</b>
	<b>Annexe H Sections interceptes et gradients de deux inlines du cube 3D</b>	<b>151</b>
	<b>Annexe I Carte géologique de la région de l'Aubonne</b>	<b>153</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>156</b>

# Liste des figures

2.1	Valeurs des vitesses $V_P$ et $V_S$ et de la densité $\rho$ . . . . .	8
2.2	Courbe théorique de la variation du rapport $V_P/V_S$ en fonction du coefficient de Poisson et domaines de valeurs pour différents types de roches. . . . .	9
2.3	Réflexion et transmission sur une interface entre deux milieux élastiques pour une onde P incidente. . . . .	10
2.4	Equation de Shuey selon Verm and Hilterman (1995). . . . .	13
2.5	Variations possibles de l'indice de réflexion $\frac{R(\theta_1)}{R(0)}$ dans l'approximation de Shuey (1985), pour quatre combinaisons possibles : $A = \pm 3$ et $B = \pm 2$ de l'équation 2.4.8. . . . .	14
2.6	Coefficient de réflexion avec et sans le terme de déport lointain (troisième terme) selon l'approximation de Shuey (1985). Lithologie : marne/calcaire : $V_{P1} = 3811$ m/s, $\rho_1 = 2400$ kg/m <sup>3</sup> , $V_{S1} = 2263$ m/s, $V_{P2} = 5043$ m/s, $\rho_2 = 2490$ kg/m <sup>3</sup> , $V_{S2} = 2957$ m/s. . . . .	15
2.7	Classification des réponses AVO, Castagna and Swan (1997). Le positionnement des données dans l'une des classes caractérise un contraste d'impédance particulier. . . . .	17
2.8	Amplitude réfléchie en fonction du déport. $R_0$ représente l'intercepte et $G$ le gradient. . . . .	18
2.9	Comparaison de la réflectivité pour un modèle marne/sable argileux et marne/sable à gaz [Hendrikson, 1999]. . . . .	21
2.10	Influence du bruit sur l'inversion de données synthétiques dont les paramètres s'apparentent aux sédiments du Grand Lac (tableau 2.2). . . . .	22
3.1	Taille de maille maximale en fonction de l'angle de pendage des réflecteurs pour une vitesse d'eau de 1440 m/s et une fréquence maximale de la source sismique de 650 Hz. . . . .	26
3.2	Etapas de fonctionnement du canon à air (d'après SERCEL). . . . .	27
3.3	Signal en champ lointain en temps et en fréquences du canon à air mini G.I. en configuration 15/15. A gauche la signature du canon donnée par le constructeur (SERCEL), à droite les signaux mesurés pour le canon de l'Institut de Géophysique [Scheidhauer, 2003]. . . . .	28

3.4	Système d'alimentation en air comprimé du canon à air avec le compresseur (a) et le panneau de contrôle haute pression (b).	29
3.5	Système d'enregistrement avec le sismographe Geode (a) et l'écran du PC d'acquisition (b). Les fenêtres affichées donnent le délais entre chaque tir, une section monotrace, l'enregistrement du tir précédent et la fenêtre du niveau de bruit.	30
3.6	Représentation schématique du champ proche et du champ lointain du signal source.	31
3.7	Etalonnage selon Marshall Acoustic Instrument	32
3.8	Etalonnage des hydrophones selon la technique des constructeurs ITI et S/N	33
3.9	Flûte mise dans un caisson isolant pour l'étalonnage des hydrophones selon la technique de Teledyne (Streamer section calibrator).	34
3.10	Caisson d'étalonnage élaboré à l'Institut de Géophysique de Lausanne	35
3.11	Sensibilité en fonction de la profondeur d'immersion (a) et réponse en amplitude (b) de l'hydrophone étalon.	36
3.12	Etalonnage des flûtes dans la chambre anéchoïque de l'EPFL. Le générateur de signal (a) transmet un signal au haut-parleur (b). La flûte sismique (c) est enroulée autour de l'hydrophone de référence. Le système d'enregistrement (d) est disposé à l'extérieur de la chambre anéchoïque.	37
3.13	Etalonnage de la flûte sismique type S/N (photo prise dans la chambre anéchoïque). Cette correction est relative à l'hydrophone de référence	38
3.14	Spectrogramme (a) de l'hydrophone 3 sur la flûte ITI2 et une densité spectrale de puissance (b) de la flûte sismique ITI2 (en bleu) et de l'hydrophone de référence (en rouge). Deux traces ne fonctionnent pas correctement.	39
3.15	(a) Corrélation croisée (en rouge) entre les signaux de l'hydrophone numéro 8 et celui de référence. (b) La corrélation croisée avec l'hydrophone numéro 12 indique le mauvais fonctionnement de celui-ci.	40
3.16	Spectrogramme pour un signal en bande étroite centrée à 400 Hz.	41
3.17	Bande étroite à 400 Hz pour les 24 hydrophones de la flûte sismique ITI2 (en bleu) et pour l'hydrophone de référence (en rouge).	42
3.18	Fonction de cohérence pour une bande étroite centrée à 100 Hz entre l'hydrophone de référence et l'hydrophone 4 de la flûte ITI2.	43
3.19	Fonction de cohérence entre l'hydrophone de référence et l'hydrophone 7 de la flûte pour l'ensemble des bruits blancs centrés qui couvrent la gamme de fréquences de 50-800 Hz.	44

3.20	Densité spectrale de puissance et différence de phase pour quelques canaux d'une flûte. (a) Densité spectrale de puissance (flûte ITI2), bande étroite à 400 Hz. (b) Différence de phase entre le canal de référence et les canaux étalonnés. . . . .	44
3.21	Collection en point de tir de nos données illustrant la correction des amplitudes suite à l'étalonnage des hydrophones. . . . .	45
3.22	Dispositif d'acquisition pour la sismique très haute résolution sur le Lac Léman. (a) Dispositif utilisé pour la campagne de sismique 2D en 2004. (b) Dispositif utilisé pour la campagne de sismique 3D en 2005. . . . .	46
3.23	(a)GPS GL30 (fréquence des données de 1 Hz, autonomie 20h, dimension (cm) 20x10x3), poids 650 g. (b) Un GL30 en train d'être fixé dans une boîte étanche sur un radeau, lui-même accroché à la flûte. (c) Déploiement d'un GL30 fixé à la flûte. . . . .	47
4.1	Domaine de pénétration et de résolution selon la fréquence de la source. Source : Ifremer [Egreteau, 2005]. . . . .	50
4.2	Lignes sismiques acquises avec un déport de 167.5 m (bleu) et de 177.5 m (rouge). . . . .	51
4.3	Schéma d'acquisition des lignes pour le volume 3D obtenu sur le delta de l'Aubonne. Les inlines ont été acquises du sud vers le nord. . . . .	53
4.4	Bateau de recherche "La Licorne" (Institut Forel). (a) Vue latérale de La Licorne. (b) Chargement du matériel. . . . .	54
4.5	Positions GPS du bateau (a), de la source (b) et de l'extrémité de la flûte (c) lors de l'acquisition du cube 3D. . . . .	55
4.6	Positionnement de la flûte sismique (traitement Trimble data control). . .	56
5.1	Exemple de collection en point de tir brute d'une ligne 2D acquise sur le Léman. . . . .	58
5.2	Spectres d'une collection en point tir avant (a) et après filtrage (b) (55-75-550-650). Le pic à 50 Hz sur le panneau (a) est causé par la génératrice. Données brutes (c) et données filtrées (45-65-650-750 Hz) après élimination des traces mortes (d). . . . .	60
5.3	Collection en point de tir de nos données illustrant la correction des amplitudes suite à l'étalonnage des hydrophones. . . . .	61
5.4	Amplitude moyenne des traces pour plusieurs tirs de la campagne de la Dranse (section DR03) avant et après correction en surface consistante en utilisant l'algorithme de Taner and Koehler (1981). . . . .	63
5.5	Point de tir brut avant "despiking" (a) et résultat du "despiking" (c). Le panneau (b) montre le résidu entre les panneaux (a) et (c). . . . .	64
5.6	Collection en point milieu commun (a) et tableaude la semblance (b). . .	65

5.7	Analyse de vitesse avec l'outil GeoVel de ChronoVista. La semblance, les vitesses d'intervalle, le point milieu commun brut, le point milieu commun après correction NMO et les mini sommations sont représentés (de gauche à droite). . . . .	66
5.8	Pré-traitement et traitement des données sismiques 2D. . . . .	68
5.9	Migration en profondeur à amplitude préservée utilisée dans l'imagerie profondeur 2D. . . . .	69
5.10	Section DR03 migrée en profondeur sur le delta de la Dranse. . . . .	70
5.11	Distance en mètre entre le GPS du canon et le premier GPS de la flûte. Le post-traitement des données GPS a été réalisé avec les logiciels Trimble et Skipro afin de comparer leur résultats. La distance mesurée sur le terrain était de 10 m. . . . .	71
5.12	Distance en mètre entre les GPS 1 et 3 de la flûte. Le post-traitement des données GPS a été réalisé avec les logiciels Trimble et Skipro afin de comparer leur résultats. La distance mesurée sur le terrain entre les deux GPS est de 120 m. . . . .	72
5.13	(a) Exemple de précision planimétrique du GPS GL30. Une interruption volontaire d'enregistrement a été effectuée afin d'observer la reprise des satellites. (b) Couverture satellitaire pendant le même période. . . . .	73
5.14	Description de la dérive de la flûte sismique entre les GPS 1 et 3. . . . .	74
5.15	Carte de couverture sans et avec flexbinning (taille du bin :5x1.25m). . . . .	77
5.16	Vitesses d'intervalle (m/s) le long de quelques inlines sur le delta de l'Aubonne. La ligne 102 est à l'ouest et la ligne 155 est à l'est. Chaque inline à été tirée du sud (distance 1 m) vers le nord (distance 1000 m). . . . .	79
5.17	Vitesses RMS (m/s) pour les mêmes inlines que la figure 5.16. La ligne 102 est à l'ouest et la ligne 155 est à l'est. Chaque inline à été tirée du sud (distance 1 m) vers le nord (distance 1000 m). . . . .	81
5.18	Vitesses des ondes acoustiques dans le Grand Lac entre Lausanne et Amphion en fonction de la profondeur et de la saison [Falourd, 2004]. Les isolignes sont tracées toutes les 5 m/s. . . . .	82
5.19	Détermination de la vitesse de l'onde directe pour la campagne de l'été 2004 (a) et celle de l'hiver 2005 (b). . . . .	82
5.20	Prétraitement et traitement sismique 3D [Hammami et al., 2006]. . . . .	83
5.21	Migration temps à amplitude préservée avec conversion profondeur utilisée dans l'imagerie profondeur 3D. . . . .	84
5.22	Migration en temps à amplitude préservée utilisée dans l'imagerie sismique 3D. . . . .	85
5.23	Squelette d'une ligne sismique 2D sur le delta de la Dranse. . . . .	86
5.24	Séquence de traitement AVO. . . . .	87

6.1	Géologie simplifiée du bassin lémanique, [Dupuy, 2006]. . . . .	92
6.2	Section migrée avant sommation dans la région du delta de l'Aubonne (IA7). L'horizon sismique en vert représente l'interface entre les sédiments lacustres et les sédiments glaciaires, l'interface rouge est l'interface jaune délimite les deux unités glaciaires. Les positions de la première et de la dernière inline du cube 3D sont indiquées. On note que l'échelle horizontale est très comprimée; les pendages des réflecteurs apparaissent donc plus importants qu'il ne le sont en réalité. Le multiple du fond d'eau est situé dans le niveau de la molasse. . . . .	93
6.3	Les dépôts de bordure de glacier [Hantzpergue and Bichet, 2007]. . . . .	94
7.1	Variabilités du coefficient de réflexion lorsque, dans le deuxième milieu, l'on maintient deux paramètres fixes et que l'on fait varier le troisième. La première couche qui est l'eau ( $V_P = 1440 \text{ m/s}$ , $V_S = 0 \text{ m/s}$ et $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ ), ne varie pas. . . . .	97
7.2	Carte des amplitudes de la réflexion sur le fond d'eau pour le cube 3D de la région de l'Aubonne. Le cercle indique la zone de sélection des 80 collections en point milieu commun pour l'inversion. . . . .	98
7.3	(a) Coefficient de réflexion du fond du lac en fonction de l'angle d'incidence; valeurs mesurées et calculées pour le modèle trouvé par l'inversion. (b) Compilation des réflectivités selon le déport avec leur barres d'erreurs calculées à partir de la figure 7.2. . . . .	100
7.4	Variations du coefficient de réflexion observées sur les données réelles inversées issues de la figure 7.3 a). . . . .	101
7.5	Résultats de l'inversion pour le réflecteur du fond d'eau. (a) Répartition statistique de la vitesse S. (b) Répartition statistique de la vitesse P. (c) Répartition statistique de la densité. La courbe représente la loi normale des résultats de l'inversion. . . . .	102
7.6	Variations statistiques de l'inversion du réflecteur du fond du lac dans le cas où on introduit cinq pour cent de bruit. (a) Répartition statistique de la vitesse S. (b) Répartition statistique de la vitesse P. (c) Répartition statistique de la densité. La courbe représente la loi normale des résultats de l'inversion. . . . .	103
7.7	Distribution jointe de probabilité des différents paramètres ( $[\rho \text{ vs. } V_P]$ , $[\rho \text{ vs. } V_S]$ et $[V_P \text{ vs. } V_S]$ ) appliquée sur le réflecteur du fond d'eau après inversion. Les isolignes qui sont identiques dans chaque figure sont tracés tous les $50 \text{ m/s}$ pour les vitesses des ondes S et P et tous les $50 \text{ kg/m}^3$ pour la densité. . . . .	104
7.8	Carte de l'amplitude de réflexion du fond d'eau sur le cube 3D de la région du delta de l'Aubonne. . . . .	106

7.9	Filtrage Kx-Ky de l'emprunte d'acquisition. Les panneaux a) et c) illustrent les données avant et après filtrage, le panneau b) la différence. L'amplitude moyenne des inlines et des crosslines est représentée sur les panneaux d) et e). Cette représentation permet de contrôler l'effet du filtre Kx-Ky. . . . .	108
7.10	(a) Spectre fréquentiel du marqueur du fond d'eau avant filtrage. (b) Filtre appliqué sur la figure 7.9 a. Les événements verticaux de l'emprunte d'acquisition représentent les événements horizontaux dans le filtre. Une fonction d'apodisation a été appliqué sur le filtre. . . . .	109
7.11	Correction des empruntes d'acquisition en attribuant la même valeur moyenne des amplitudes selon la direction inline et crossline. Les panneaux a) et c) illustrent les données avant et après filtrage. La différence est illustrée sur le panneau b). Les panneaux d) et e) montrent les amplitudes moyennes des inlines et des crosslines. . . . .	110
7.12	Représentation 3D de la carte en amplitude de l'interface entre les sédiments lacustres et la moraine. Le volume 3D à été acquis du sud (143800) vers le nord (144800). L'horizon entre les sédiments lacustres et la moraine s'approfondi vers le sud. Cet interface est représenté en fonction de l'amplitude du signal réfléchi. Le code de couleur noir indique une absence de pointé. . . . .	112
7.13	Carte des lignes sismiques. Les lignes sismiques en gras (DR03 et CED7) et le cube 3D vont être étudiés dans ce travail. . . . .	113
7.14	Modèle de vitesse associé à la section sismique DR03 (en wiggle). . . . .	114
7.15	Section DR03 migrée en profondeur dans le delta de la Dranse. . . . .	115
7.16	Facteur fluide suggérant la présence de gaz dans les zones de fortes amplitudes. . . . .	116
7.17	Section intercepte et gradient [Shuey, 1985] issues de la figure 7.15. . . . .	117
7.18	Section migrée avant sommation (a) et crossplot entre la section et le gradient (b). Les ponts rouges sur la section migrée correspondent aux points encadrés dans la panneau b). . . . .	119
7.19	Section intercepte (a) et crossplot entre l'intercepte et le gradient (b). Les ponts verts sur la section migrée correspondent aux points encadrés dans la panneau b). . . . .	120
7.20	Section CED7 migrée avant sommation sur le delta de l'Aubonne. . . . .	122
7.21	Gradient en fonction de l'intercepte de la section CED7 (figure 7.20) (a). Gradient en fonction de l'intercepte de la section CED7 en utilisant le squelette (b). La comparaison entre les deux images illustre l'impact du squelette sur le crossplot. . . . .	123
7.22	Squelette de la section CED7. . . . .	124

7.23	Section migrée avant sommation dans la région du delta de l'Aubonne (IA7). L'interface jaune délimite les deux unités glaciaires. Les positions de la première et de la dernière inline du cube 3D sont indiquées. On note que l'échelle horizontale des distances est très comprimée ; les pendages des réflecteurs apparaissent donc plus importants qu'il ne le sont en réalité.	125
7.24	Inlines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité sud des inlines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisé pour traiter ces données. . . . .	126
7.25	Inlines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité sud des inlines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données. . . . .	127
7.26	Crosslines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité ouest des crosslines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données. . . . .	129
7.27	Crosslines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité ouest des crosslines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données. . . . .	130
7.28	Tranches à différentes profondeurs du volume 3D. Le panneau (b) montre l'horizon (en rouge) entre les sédiments lacustres et morainiques. Le panneau (f) montre l'horizon (en jaune) entre la moraine et la molasse et l'approfondissement de ce chenal vers l'est. . . . .	132
7.29	Crossplot du volume 3D comprenant tous les inlines et crosslines dans la zone 100 m et 240 m . . . . .	133
7.30	Crossplots gradient/intercepte pour deux inlines du cube 3D du delta de l'Aubonne. Les croix vertes proviennent du réflecteur du fond d'eau et les rouges de l'interface sédiments lacustres/moraine. . . . .	134
7.31	Crossplots gradient/intercepte pour quelques crosslines du cube 3D du delta de l'Aubonne. . . . .	135
7.32	Crossplots gradient/intercepte à plusieurs profondeurs du cube 3D du delta de l'Aubonne. . . . .	136
7.33	Localisation d'événements particuliers sur la section inline 50. (a) Représentation du polygone dans la section migrée et (b) Gradient en fonction de l'intercepte. . . . .	137



# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Cadre général de ce travail

Dans la suite des travaux menés dans le développement de méthode de reconnaissance sismique haute résolution et d'interprétation géologique du Lac Léman réalisés à l'Institut de Géophysique (UNIL), cette étude comporte différents développements complémentaires des travaux de mes prédécesseurs. Le projet de quantifier le signal réfléchi dans le Lac Léman à partir de données de sismique réflexion a été un challenge durant cette thèse afin de respecter au mieux l'intégrité de l'information "amplitude".

- La géométrie d'acquisition a été modifiée afin de permettre une contribution des offsets (ou déports) lointains.
- La détermination des fonctions de transfert de nos instruments s'est avérée indispensable dans l'objectif d'un traitement sismique quantitatif et l'étalonnage de nos hydrophones a permis de mesurer la sensibilité de ces capteurs. Un protocole d'étalonnage a été développé dans le but de déterminer les variations de sensibilité entre les différents hydrophones.

Le positionnement des flûtes a été repensé afin d'atteindre la précision requise par le traitement. Un cahier des charges basé sur les contraintes de notre acquisition sismique a été soumis à une entreprise spécialisée dans la construction de récepteurs GPS et a abouti au développement et à la fabrication d'un GPS adapté à nos objectifs.

Ce travail de thèse a fait l'objet de nombreuses collaborations. Un travail avec le laboratoire LEMA de l'EPFL a permis de mettre en place l'étalonnage des hydrophones avec l'utilisation de leur chambre anéchoïque et de leur générateur de signaux. L'IFREMER m'a apporté son expérience sur l'étalonnage en bassin avec transducteur, ceci m'a permis d'orienter en partie notre étalonnage des hydrophones. Une collaboration avec l'Ecole des Mines de Paris a permis de confronter notre expérience en acquisition sismique avec leur expertise dans le domaine du traitement en amplitude préservé et notamment dans l'analyse de l'amplitude en fonction de l'angle. Le fruit de cette collaboration a abouti à une présentation au congrès de l'EAGE en 2006 [Hammami et al., 2006].

## 1.2 Plan de la thèse

Le manuscrit aborde les différentes étapes de la sismique réflexion. L'acquisition, qui fait parti intégrante du projet initial, le traitement des données sismiques, avec le développement et l'analyse de la méthode AVO (Amplitude Versus Offset) et enfin, le développement de l'interprétation quantitative qui est complémentaire à l'interprétation sismique classique. Cette thèse va s'articuler selon les chapitres suivants :

1. Les principes fondamentaux qui régissent la méthode AVO, cette partie recensera les différentes approximations de l'équation de Zoeppritz. On détaillera les approches des différentes implémentations possibles en insistant sur les avantages et les inconvénients de la méthode.
2. L'acquisition en sismique réflexion "lacustre", on se concentrera dans cette partie sur les instruments de la sismique haute et très haute résolution utilisés à l'Institut de Géophysique de Lausanne, une importante expérience dans le domaine ayant été acquise sur le Lac Léman, [Scheidhauer, 2003] et [Dupuy, 2006]. La partie instrumentale détaille le système de réception des ondes sismiques (flûtes et plus particulièrement hydrophones). Une rubrique traite des campagnes d'acquisition réalisées durant cette thèse.
3. La géologie Lémanique, l'objectif géologique de nos acquisitions sismiques étant essentiellement localisé en subsurface, il est nécessaire de comprendre le régime sédimentaire qui gouverne le Grand Lac. Un travail d'interprétation sur les sédiments tertiaires et quaternaires a ouvert la voie dans ce sens en permettant de mieux comprendre la genèse du Léman [Dupuy, 2006].
4. Le traitement sismique avec une mention spécifique pour l'analyse AVO, en effet si le traitement de données 3D AVO est très répandu dans l'industrie du pétrole, son application n'est encore qu'embryonnaire dans le milieu académique. Cette thématique apportera un guide de traitement possible pour l'exploitation des amplitudes sismiques dans le domaine lacustre.
5. L'interprétation sismique se concentre sur le développement de l'interprétation quantitative des données sismiques, celle-ci permet en effet d'ajouter une composante supplémentaire à l'interprétation classique. L'analyse des crossplots gradient/intercept issu, du traitement AVO sur les données de nos campagnes 2D et 3D permettent d'attribuer une signature en amplitude particulière aux sédiments. Les résultats sont discutés pour les données acquises sur les deltas (Dranse et Aubonne) situés dans le Grand Lac.

# Chapitre 2

## Principes fondamentaux et inversion AVO

### 2.1 Introduction

Historiquement, l'interprétation sismique a commencé par une exploitation qualitative des enregistrements où le géologue se focalisait sur l'aspect géométrique des structures et l'architecture globale des réflecteurs sismiques. L'avènement et la montée en puissance des ordinateurs, associés aux développements en traitement du signal, ont rapidement permis de prendre en compte l'information "amplitude" contenue dans la donnée. Aujourd'hui, les méthodes de type AVO et AVA sont devenues très populaires dans le monde de l'industrie pétrolière, où elles sont reconnues comme des techniques quantitatives puissantes pour expliquer la relation entre l'amplitude du signal réfléchi et les propriétés physiques des roches. Dans ce chapitre nous allons présenter, de façon concise les relations liant la réflectivité et les propriétés physiques des roches comme  $\rho$ ,  $V_P$ ,  $V_S$  ainsi que l'évolution des amplitudes en fonction de l'angle d'incidence des ondes réfléchies [Avseth et al., 2005]. Egreteau (2005) a effectué un travail très détaillé sur l'histoire des différentes approches des équations de Zoeppritz. Ici, nous décrivons de façon succincte les fondamentaux de la technique AVO.

Les fortes variations d'amplitudes observées sur les sections sismiques à offset nul ("bright spots" en anglais) ont amené les géophysiciens à étudier les contrastes des paramètres physiques des formations reposant les unes sur les autres, responsable de ce type d'anomalies d'amplitudes. La sismique lithologique consiste à détecter les anomalies d'amplitude que sont les "bright spots", les "flat spots" ou encore les "dim spots" :

- Un "bright spot" est une forte amplitude négative observée au sommet d'un réservoir de grès à gaz dont la couverture est l'argile. Elle est due à un grand contraste négatif d'impédance acoustique.
- Un "flat spot" est une amplitude positive moyenne observée sur l'interface de grès

à gaz et grès à huile. Elle est due à un contraste positif d'impédance acoustique.

- Un "dim spot" est une faible amplitude positive. Elle est due à un faible contraste positif d'impédance acoustique au niveau de l'interface. Elle se présente sur les bordures du réservoir entre la couverture (argile) et les grès à huile, ou les grès à eau.

L'anomalie d'amplitude de "bright spot" est utilisée comme indice direct d'hydrocarbures (DHI). Bien qu'elle ait permis la découverte de plusieurs gisements dans le monde, un grand nombre de puits se sont avérés secs à cause de la multiplicité de l'origine d'un "bright spot". Cette anomalie peut être produite par des conditions géologiques autres que les hydrocarbures, comme dans le cas d'un fort contraste d'impédance acoustique, d'une couche de calcaire encaissée dans l'argile ou une intrusion de roches ignées dans des carbonates. Pour remédier à ce type d'ambiguïtés, une nouvelle technique a été développée dans les années 80 ; elle est basée sur l'analyse de la variation du coefficient de réflexion en fonction de l'offset (AVO) ou en fonction de l'angle d'incidence (AVA). L'objectif de la technique AVO est d'extraire les paramètres acoustiques et les caractéristiques lithologiques des roches réservoirs à partir des amplitudes des enregistrements sismiques. Elle tente ainsi de confirmer ou d'infirmer l'existence des hydrocarbures dans différents pièges.

Le chapitre comprend une première partie bibliographique incluant quelques rappels concernant les ondes élastiques, la formalisation mathématique de la relation liant l'amplitude aux angles d'incidence au travers des équations de Zoeppritz et les travaux concernant les approximations permettant la linéarisation de ces équations. La deuxième partie du chapitre propose la résolution des équations de Zoeppritz dans le cas particulier où le milieu incident est de l'eau, une telle contrainte simplifie la matrice de Zoeppritz et permet de caractériser quantitativement le milieu sédimentaire superficiel.

## 2.2 Les ondes élastiques

La méthode sismique utilise la propagation des ondes dans le sous-sol. Cette propagation dépend des propriétés élastiques des roches. Le milieu subit des déformations sous l'effet des contraintes qui prennent naissance au passage des fronts d'ondes ; après disparition des contraintes, le milieu reprend sa forme initiale si l'élasticité est parfaite. La loi de Hooke exprime les relations linéaires qui existent entre les contraintes et les déformations lorsque les contraintes sont faibles. La loi de Hooke n'est pas valable au delà de la limite d'élasticité.

Les ondes sismiques d volume peut être décomposées en deux types d'onde les ondes P et S. Wyllie et al. (1958) ont exprimé la vitesse d'une roche en fonction de la porosité, de la saturation en eau et en hydrocarbures, de la vitesse de la matrice et celle du saturant.

$$\frac{1}{V_b} = (1 - \phi) \frac{1}{V_m} + S_w \frac{\phi}{V_w} + (1 - S_w) \frac{\phi}{V_{hc}} \quad (2.2.1)$$

avec :

$V_b$  : vitesse moyenne de la roche

$V_m$  : vitesse de l'onde dans la matrice

$V_w$  : vitesse de l'onde dans l'eau

$V_{hc}$  : vitesse de l'onde dans les hydrocarbures

$\phi$  : porosité de la roche

$S_w$  : saturation de l'eau

La propagation des ondes sismiques dans une formation géologique est définie par les propriétés suivantes :

- Vitesse de propagation des ondes de compression :  $V_P$
- Vitesse de propagation des ondes de cisaillement :  $V_S$
- Densité :  $\rho$
- Facteur de qualité Q qui caractérise la capacité de la roche à absorber l'énergie sismique ; une grande valeur indique une faible absorption de l'énergie sismique. Les roches sédimentaires ont des valeurs de Q qui varient entre 10 pour les roches de grande absorption et quelques centaines pour les roches de faible absorption.

Le paramètre vitesse, à lui seul, ne peut pas être un indicateur de la lithologie. Le tableau de la figure 2.1 montre que les valeurs de vitesses sont généralement très dispersées pour une même roche et aussi que les vitesses de différentes roches se recouvrent. Une relation importante entre les vitesses  $V_P$  et  $V_S$  est le coefficient de Poisson qui permet de donner un attribut supplémentaire aux paramètres physiques des roches et permet de relier directement le module de cisaillement.

D'autres termes généralement utilisés illustrant le coefficient de Poisson est l'équation de Biot-Gassman [Gassman, 1951]. Celle-ci est utilisée dans l'estimation d'une roche

Type de roche	$V_P(m/s)$	$V_S(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$
Eboullis, terre végétale	300-700	100-300	1.7-2.4
Sables secs	400-1200	100-500	1.5-1.7
Sables humides	1500-4000	400-1200	1.9-2.1
Argiles	1100-2500	200-800	2.0-2.4
Marnes	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
Grés	3000-4500	1200-2800	2.1-2.4
Calcaires	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
Craie	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
Sel	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
Anhydrites	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0
Granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
Eau	1450-1500	-	1
Glace	3400-3800	1700-1900	0.9
Huile	1200-1250	-	0.6-0.9

FIG. 2.1: Valeurs des vitesses  $V_P$  et  $V_S$  et de la densité  $\rho$ .

sèche ("dry rock") par rapport à une roche saturée ("saturated rock").

$$\rho V_P^2 = K_{dry} + \frac{4}{3}\mu_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_{ma}}\right)^2}{\left(1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{ma}}\right) 1/K_{ma} + \frac{\phi}{K_{fl}}} \quad (2.2.2)$$

$$\rho V_S^2 = \mu_{dry} \quad (2.2.3)$$

On représente  $K_{dry} + \frac{4}{3}\mu_{dry} = Dry\ Rock$  et  $\frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_{ma}}\right)^2}{\left(1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{ma}}\right) 1/K_{ma} + \frac{\phi}{K_{fl}}} = Fluid$ .

Les paramètres sont les suivants :

$V_S$  = vitesse des ondes S

$V_P$  = vitesse des ondes P

$\rho$  = densité

$\phi$  = porosité

$K_{dry}$  = module de compressibilité pour une roche sèche

$\mu_{dry}$  = module de cisaillement pour une roche sèche =  $\mu_{wet}$

$K_{ma}$  = module de compressibilité de la matrice (grain)

$K_{fl}$  = module de compressibilité du fluide

on a alors  $V_P$  et  $V_S$  pour n'importe quel corps élastique déterminés par les équations :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.2.4)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2.5)$$

La sensibilité sismique au fluide piégé dans les pores d'une roche n'est pas forcément liée à la porosité. Une roche tendre aura une plus forte sensibilité à la substitution de fluide qu'une roche dure qui a la même porosité. La relation de Gassman (1951) permet de relier simplement cette observation.

Domenico (1976) dans ses travaux de laboratoire a trouvé des changements remarquables pour le coefficient de Poisson, entre les grès saturés en eau et les grès saturés en gaz. Par exemple, le grès de 38% de porosité saturé en eau a un coefficient de Poisson égal à 0.4 et le même grès saturé en gaz a un coefficient de Poisson de 0.1. De ces travaux, Domenico (1976) a tiré les quatre conclusions suivantes :

1. Les sédiments non consolidés, peu profonds et saturés en eau ont un coefficient de Poisson d'environ de 0.4.
2. Le coefficient de Poisson décroît quand les sédiments sont consolidés et quand la porosité décroît.
3. Les grès de forte porosité saturés en eau ont un coefficient de Poisson qui varie entre 0.3 et 0.4, et si ces grès sont saturés en gaz, ils ont un coefficient de Poisson autour de la valeur 0.1.
4. Dans les grès de forte porosité, le coefficient de Poisson diminue avec le remplacement du saturant liquide (eau) par le gaz.

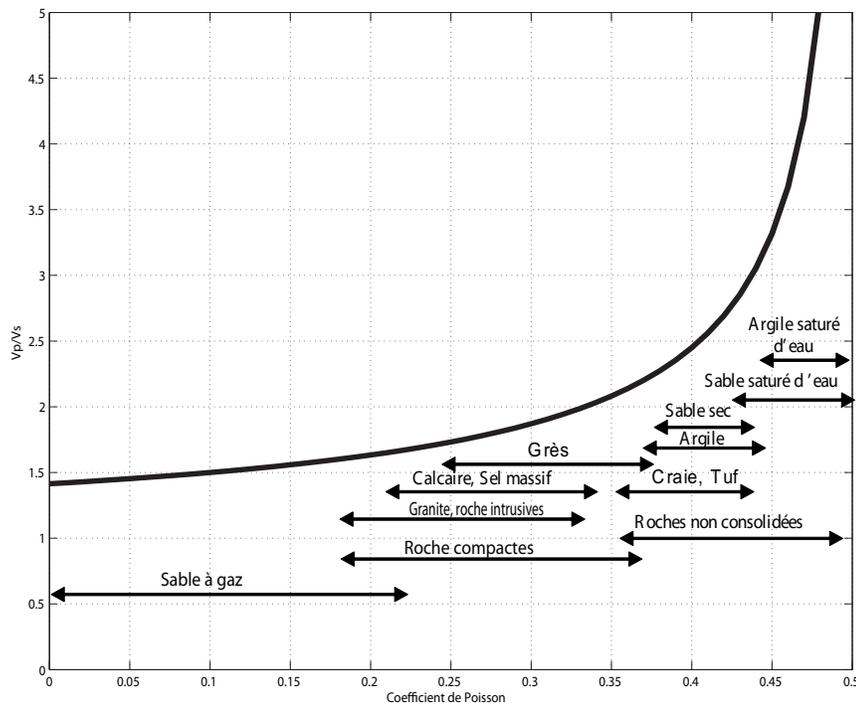


FIG. 2.2: Courbe théorique de la variation du rapport  $V_p/V_s$  en fonction du coefficient de Poisson et domaines de valeurs pour différents types de roches.

La figure 2.2 montre la variabilité des différents coefficients de Poisson selon les différentes roches. Cette section permet de conclure d'après les travaux de Gassman (1951) et Domenico (1976), que les paramètres AVO séparent beaucoup mieux les fluides dans les roches meubles que dans les roches dures.

L'étude de l'amplitude du signal réfléchi implique qu'il y a d'autres types d'ondes qui se propagent. La figure 2.3 illustre les directions des rais sismique incidents, réfléchis et transmis. Elles sont régies par les lois de Snell-Descartes. La répartition de l'énergie réfléchi et transmise dépend des impédances acoustiques des deux milieux. Pour un

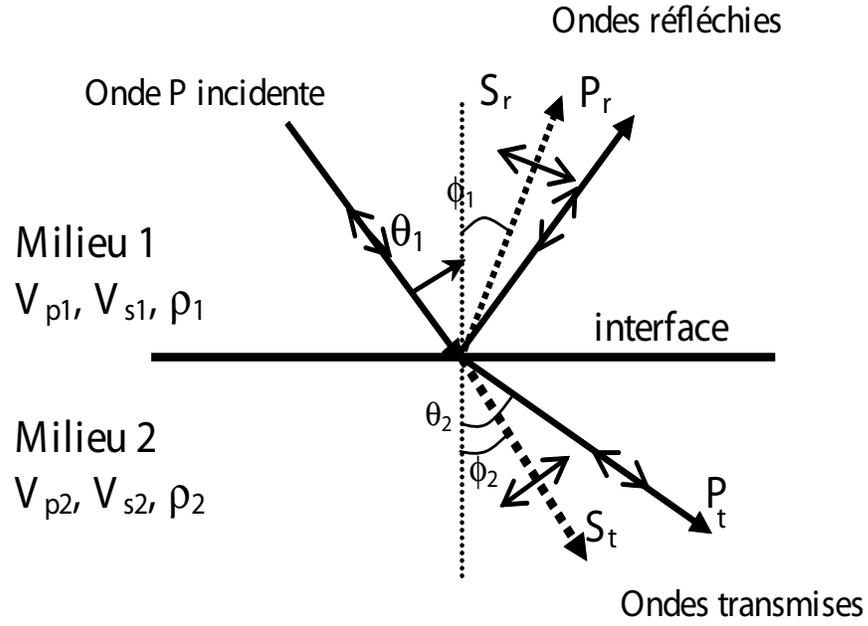


FIG. 2.3: Réflexion et transmission sur une interface entre deux milieux élastiques pour une onde P incidente.

demi-espace infini et élastique, il y a seize réflexions et transmission de signal. L'indice ( $\grave{}$ ) indique une onde descendante et l'indice ( $\acute{}$ ) indique une onde montante. Par exemple, les symboles  $\grave{P}\acute{S}$  indiquent une onde P descente et une onde S montante.

$$Q = \begin{pmatrix} \grave{P}\acute{P} & \grave{S}\acute{P} & \acute{P}\acute{P} & \acute{S}\acute{P} \\ \grave{P}\acute{S} & \grave{S}\acute{S} & \acute{P}\acute{S} & \acute{S}\acute{S} \\ \grave{P}\grave{P} & \grave{S}\grave{P} & \acute{P}\grave{P} & \acute{S}\grave{P} \\ \grave{P}\grave{S} & \grave{S}\grave{S} & \acute{P}\grave{S} & \acute{S}\grave{S} \end{pmatrix}^{-1} = \tilde{P}^{-1}\tilde{R} \quad (2.2.6)$$

## 2.3 Les équations de Knott-Zoeppritz

La variation des coefficients de réflexion et de transmission en fonction de l'angle d'incidence (ou de l'offset), appelée dépendance de la réflectivité avec l'offset, est la base de l'analyse de l'amplitude en fonction de l'offset (AVO). La variation de coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence est donnée par les équations de Knott-Zoeppritz (équation 2.3.1) [Zoeppritz, 1919].

$$\begin{pmatrix} \cos \theta_1 & \cos \theta_2 & -\sin \phi_1 & \sin \phi_2 \\ \sin \theta_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_1 & \cos \phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{Z_{P2}}{Z_{P1}} \cos 2\theta_2 & -\frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\phi_1 & -\frac{Z_{S2}}{Z_{P1}} \sin 2\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \sin 2\theta_2 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos 2\phi_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_{PP} \\ T_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PS} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta_1 \\ -\sin \theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \\ -\sin 2\theta_1 \end{pmatrix} \quad (2.3.1)$$

Ces équations sont complexes et ne permettent pas une déduction directe des paramètres physiques des couches. Pour de petites variations des paramètres des couches et dans le cas des angles d'incidence rencontrés en sismique réflexion, ces équations peuvent être remplacées par des approximations simplifiées. La plupart des inversions AVO, qui à partir des variations de l'amplitude réfléchie en fonction de l'angle d'incidence permettent de déterminer les roches, sont basées sur l'approximation linéaire du coefficient de réflexion de l'onde P.

## 2.4 Approximations des équations de Zoeppritz

Cette section passe en revue les différentes approximations selon Bortfeld (1961), Aki and Richards (1980), Hilterman (2001), Shuey (1985) et Smith and Gildow (1987).

### 2.4.1 Approximation de Bortfeld

Bortfeld a linéarisé l'équation de Zoeppritz en supposant de petits changements dans les propriétés des couches (équation 2.4.1). Il a séparé les effets en trois variables ( $\Delta V_P$ ,  $\Delta V_S$ ,  $\Delta \rho$ ). Sa principale hypothèse est que la densité est constante [Bortfeld, 1961].

$$R_P(\theta_{Pr}) \approx \frac{1}{2} \ln \left( \frac{\rho_2 V_{p2} \cos(\theta_{Pr})}{\rho_1 V_{p1} \cos(\theta_{Pt})} \right) + \left( \frac{\sin(\theta_{Pr})}{V_{p1}} \right)^2 (V_{S1}^2 - V_{S2}^2) \left( 2 + \frac{\ln \left( \frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left( \frac{V_{S2}}{V_{S1}} \right)} \right) \quad (2.4.1)$$

Hilterman (1975) suggère une version modifiée de l'équation de Bortfeld en supprimant les logarithmes.

## 2.4.2 Approximation de Hilterman

Hilterman (1975) a séparé l'approximation de Bortfeld en deux termes : terme de fluide  $R_f(\theta_1)$  et facteur de cisaillement  $R_{sf}(\theta_1)$  (donc module de cisaillement).

Cette approximation résoud l'équation 2.4.5 en se basant sur les hypothèses de Shuey [Shuey, 1985]. Il ignore les angles supérieurs à  $30^\circ$ , suppose que  $V_p/V_s = 2$  et ne fait pas d'hypothèse sur la densité [Hilterman, 1975].

$$R_{PP}(\theta_1) \approx R_f(\theta_1) + R_{sf}(\theta_1) \quad (2.4.2)$$

$$R_{sf}(\theta_1) = \left( \frac{\sin(\theta_1)}{V_{p1}} \right)^2 (V_{S1} + V_{S2}) \left( 3(V_{S1} - V_{S2}) + 2 \frac{V_{S2}\rho_1 - V_{S1}\rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \right) \quad (2.4.3)$$

$$R_f(\theta_1) = \frac{\rho_2 V_{p2} \cos(\theta_1) - \rho_1 V_{p1} \cos(\theta_2)}{\rho_2 V_{p2} \cos(\theta_1) + \rho_1 V_{p1} \cos(\theta_2)} \quad (2.4.4)$$

Si la densité est constante, l'équation 2.4.2 devient :

$$R_{PP}(\theta_1) \approx \frac{V_{p2} \cos(\theta_1) - V_{p1} \cos(\theta_2)}{V_{p2} \cos(\theta_1) + V_{p1} \cos(\theta_2)} + 2(V_{S1}^2 + V_{S2}^2) \left( \frac{\sin \theta_1}{V_{p1}} \right)^2 \quad (2.4.5)$$

## 2.4.3 Approximation de Aki et Richards

Aki and Richards (1980) ont exprimé l'équation de  $R_{PP}(\theta)$  en fonction de trois termes : les variations de la densité, de la vitesse de l'onde P et de la vitesse de l'onde S.

$$R_{PP}(\theta_1) \approx \frac{1}{2 \cos^2 \theta_1} \frac{\Delta V_P}{V_{P1}} + \frac{4V_{S1}^2}{V_{P1}^2} \sin^2 \theta_1 \frac{\Delta V_S}{V_{S1}} + \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{4V_{S1}^2}{V_{P1}^2} \sin^2 \theta_1 \right) \frac{\Delta \rho}{\rho_1} \quad (2.4.6)$$

Avec  $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$ ,  $\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1}$  et  $\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1}$ . Afin d'éviter le calcul de l'angle de transmission  $\theta_2$  pendant le traitement, on utilise souvent  $\theta_1$  à la place. Cette approximation donne des résultats acceptables pour des angles d'incidence inférieurs à  $30^\circ$ . Dans les fluides, le coefficient de réflexion  $R_{PP}(\theta_1)$  est donné par :

$$R_{PP}(\theta_1) = \frac{V_{P2}\rho_2 \cos \theta_1 - V_{P1}\rho_1 \cos \theta_2}{V_{P2}\rho_2 \cos \theta_1 + V_{P1}\rho_1 \cos \theta_2} \quad (2.4.7)$$

$R_{PP}(\theta_1)$  de l'équation 2.4.7 est appelé le "terme de fluide"  $R_f(\theta_1)$ .

## 2.4.4 Approximation de Shuey

Shuey (1985) a présenté une autre forme d'approximation de l'équation de Zoeppritz, en utilisant les paramètres  $V_P$ ,  $\rho$  et  $\sigma$ . Il a éliminé  $V_S$  et  $\Delta V_S$  en introduisant  $\sigma$  et  $\Delta \sigma$ .

$$R_{PP}(\theta_1) \approx R_{PP}(0) + \left( A_0 R_{PP}(0) + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma_a)^2} \right) \sin^2(\theta_1) + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_{Pa}} (\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)) \quad (2.4.8)$$

En pratique, il est plus difficile de récupérer les amplitudes absolues des réflexions que d'évaluer la variation relative de l'amplitude de réflexion en fonction de l'offset.

Pour cette raison on considérera de préférence l'information contenue dans le rapport des amplitudes  $\frac{R_{PP}(\theta_1)}{R_{PP}(0)}$ . Le résultat obtenu est :

$$\frac{R(\theta_1)}{R(0)} = 1 + A \sin^2(\theta_1) + B(\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)) \quad (2.4.9)$$

Avec

$$\begin{cases} A = A_0 + \frac{1}{(1-\sigma_a)^2} \frac{\Delta\sigma}{R_{PP}(0)} \\ A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma_a}{1-\sigma_a} \\ B = \frac{\frac{\Delta V_P}{V_{Pa}}}{\frac{\Delta V_P}{V_{Pa}} + \frac{\Delta\rho}{\rho a}} \end{cases} \quad (2.4.10)$$

Avec  $\sigma_a$  étant la moyenne du coefficient de Poisson

Le paramètre A dans l'équation 2.4.9 contrôle la croissance (si  $A > 0$ ) ou la décroissance (si  $A < 0$ ) de l'amplitude de  $R_{PP}(\theta_1)$  aux faibles angles d'incidence, par contre, le paramètre B contrôle le signe de  $R_{PP}(\theta_1)$  aux grands angles (figure 2.5). L'avantage

$$R_{PP}(\theta_1) = \underbrace{\frac{1}{2} \left( \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \left( 1 - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \sin^2 \theta \right)}_{\text{Impédance acoustique } 0^\circ \text{ à } 90^\circ} + \underbrace{\left( \frac{\Delta\sigma}{1-\sigma^2} \right) \sin^2 \theta}_{\text{Coefficient de Poisson } 15^\circ \text{ à } 90^\circ} + \underbrace{\frac{1}{2} \left( \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) \left( \tan^2 \theta - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \sin^2 \theta \right)}_{\text{Vitesse onde P } 30^\circ \text{ à } 90^\circ}$$

← Near →
Mid
← Far →

FIG. 2.4: Equation de Shuey selon Verm and Hilterman (1995).

de cette approximation (équation 2.4.8) est que chacun des trois termes de l'équation est influencé par une certaine gamme angulaire. Le premier terme est le coefficient de réflexion à incidence normale, le deuxième terme prédomine aux angles intermédiaires et le troisième terme est dominant aux grands angles proches de l'angle critique.

#### Terme de l'incidence normale

La valeur de  $R_{PP}(0)$  est la moyenne de changement fractionnel de la vitesse  $V_P$  et de la densité  $\rho$ . En d'autres termes,  $R_{PP}(0)$  est la moitié de changement du logarithme de l'impédance acoustique ( $Z = \rho V_P$ ).

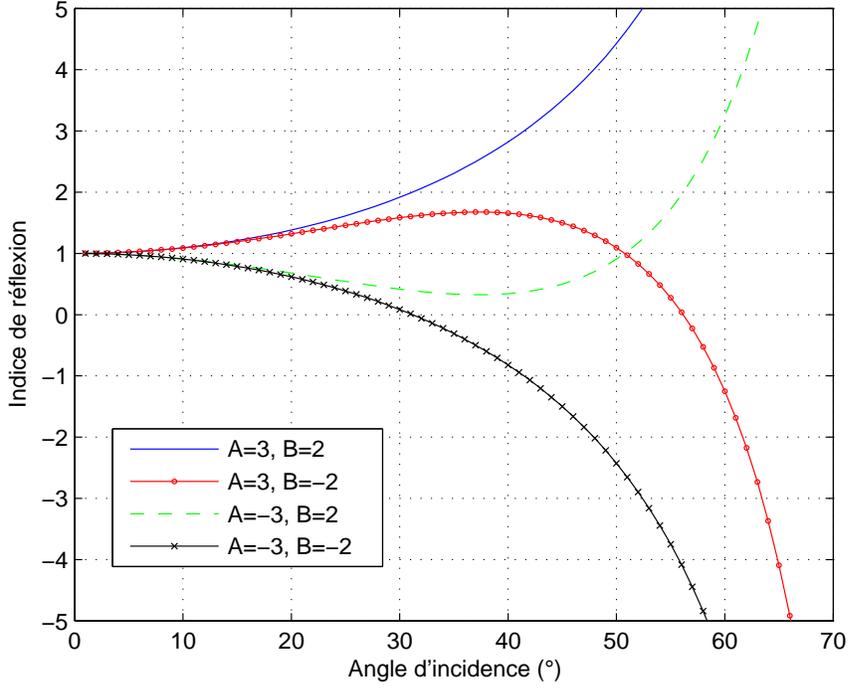


FIG. 2.5: Variations possibles de l'indice de réflexion  $\frac{R(\theta_1)}{R(0)}$  dans l'approximation de Shuey (1985), pour quatre combinaisons possibles :  $A = \pm 3$  et  $B = \pm 2$  de l'équation 2.4.8.

$$R_{PP}(0) = \frac{1}{2} \frac{\Delta(\rho V_P)}{\rho V_P} = \frac{1}{2} \Delta \ln(\rho V_P) = \frac{1}{2} \left( \frac{\rho \Delta V_P + \Delta \rho V_P}{\rho V_P} \right) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \quad (2.4.11)$$

#### Terme des angles intermédiaires ( $0^\circ < \theta < 30^\circ$ )

L'amplitude de réflexion dans cette gamme angulaire dépend de coefficient  $R_{Pint}(\theta_1)$  qui est la somme de deux termes.

$$R_{Pint}(\theta_1) = \left[ A_0 R_{PP}(0) + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma_a)^2} \right] \sin^2(\theta_1) \quad (2.4.12)$$

La figure 2.6 montre que l'influence du troisième terme de l'équation de Shuey (figure 2.4) n'apparaît qu'à partir d'angles supérieurs à environ  $10^\circ$ .

#### Terme des grands angles ( $\theta > 30^\circ$ )

Aux grands angles, l'amplitude de réflexion est liée au changement de la vitesse  $V_P$ . L'influence du troisième terme prédomine les deux autres termes et l'équation 2.4.8 devient :

$$R_{PP}(\theta_1) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} [\tan^2(\theta_1) - \sin^2(\theta_1)] \quad (2.4.13)$$

Pour les angles d'incidence inférieurs à  $30^\circ$ , Shuey (1985) élimine le troisième et l'équation

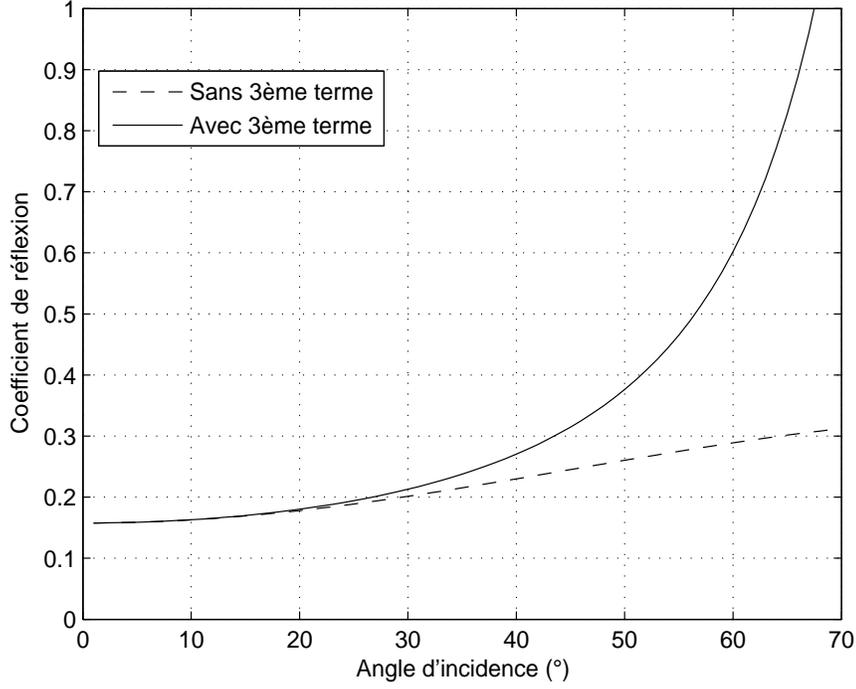


FIG. 2.6: Coefficient de réflexion avec et sans le terme de déport lointain (troisième terme) selon l'approximation de Shuey (1985). Lithologie : marne/calcaire :  $V_{P1} = 3811 \text{ m/s}$ ,  $\rho_1 = 2400 \text{ kg/m}^3$ ,  $V_{S1} = 2263 \text{ m/s}$ ,  $V_{P2} = 5043 \text{ m/s}$ ,  $\rho_2 = 2490 \text{ kg/m}^3$ ,  $V_{S2} = 2957 \text{ m/s}$ .

se simplifie à deux termes et est linéaire en  $\sin^2(\theta_1)$  :

$$R_{PP}(\theta_1) \approx R_{PP}(0) + G \sin^2(\theta_1) \quad (2.4.14)$$

$$G = A_0 R_{PP}(0) + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \quad (2.4.15)$$

La représentation graphique des approximations de la distribution des amplitudes de l'onde P réfléchi en fonction du  $\sin^2$  de l'angle d'incidence, est une ligne droite. La pente et l'intercepte (ou l'ordonnée à l'origine) de cette droite dépendent des paramètres physiques des roches de part et d'autre du réflecteur.

### 2.4.5 Approximation de Smith et Gidlow

Smith and Gidlow (1987) reprennent la composante des ondes P réfléchies et s'inspirent de l'approximation d'Aki and Richards (1980) :

$$R_{PP} \approx \frac{1}{2} \left( 1 - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (2.4.16)$$

$V_S$  est la moyenne des vitesses des ondes S à travers l'interface,  $V_P$  la moyenne des

vitesse des ondes P,  $\rho$  moyenne des densités,  $\theta$  moyenne des angles incident et transmis de l'onde P, enfin  $\Delta V_P$ ,  $\Delta V_S$ ,  $\Delta \rho$  sont les petites variations de  $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$ .

On suppose que les variations de  $\frac{\Delta V_S}{V_S}$ ,  $\frac{\Delta V_P}{V_P}$  et  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  sont suffisamment petites pour que le terme du second ordre soit négligé et que  $\theta$  ne s'approche pas de l'angle critique de  $90^\circ$ . L'équation 2.4.16 devient :

$$R_{PP} \approx \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) - 2 \frac{V_S^2}{V_P^2} \left( 2 \frac{\Delta V_S}{V_S} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} \tan^2 \theta \quad (2.4.17)$$

Si l'on suit Shuey (1985) l'équation 2.4.17 se réorganise selon les classes de déports :

$$R_{PP} \approx \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left( \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta V_S}{V_S} - 2 \frac{V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (2.4.18)$$

La configuration de l'équation 2.4.18 montre que le premier terme est le coefficient de réflexion à incidence normale, le second celui des angles intermédiaires et enfin le troisième celui des déports lointains.

On enregistre qu'une amplitude de réflexion en sismique, il est donc nécessaire de faire quelque hypothèse sur le facteur  $\frac{V_S}{V_P}$  de l'équation 2.4.17. Castagna et al. (1985) proposent la relation linéaire suivante qui lie la vitesse des ondes P à celle des ondes S.

$$V_P = c_0 + c_1 V_S \quad (2.4.19)$$

La relation 2.4.19 est valable pour des roches silicatées clastiques saturées en eau. Si l'on pose  $\frac{V_S}{V_P} = q$ , alors  $\frac{\Delta q}{q}$  est appelé **pseudo coefficient de Poisson**.

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{\Delta V_P}{V_P} - \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (2.4.20)$$

En reliant l'équation 2.4.19 au pseudo coefficient de Poisson, Smith and Gildow (1987) définissent le facteur fluide comme étant :

$$\Delta F = \frac{\Delta V_P}{V_P} - 1.16 \frac{\Delta V_S}{V_P} \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (2.4.21)$$

$\Delta F$  sera proche de zéro pour toutes les roches saturées en eau. Des fortes variations d'amplitudes (du facteur fluide) seront observées en présence de gaz ou d'un hydrocarbure. Dans le standard pétrolier un facteur fluide fort est un indicateur direct d'hydrocarbures au même titre que l'était un "bright spot".

Le facteur fluide qui est calculé dans ce travail prend en compte les sections intercepte et gradient. Les travaux de Gardner et al. (1974) permet de proposer la relation suivante pour le facteur fluide :

$$\frac{\Delta V_S}{V_S} \approx R(0) - G \quad (2.4.22)$$

$$\frac{\Delta V_P}{V_P} \approx \frac{8R(0)}{5} \quad (2.4.23)$$

Dans la suite de cette étude on utilisera les équations 2.4.22 et 2.4.23 pour le calcul du facteur fluide.

La figure 2.7 montre le classement modifié par Castagna and Swan (1997). A chaque échantillon, un couple R0 et G va être calculé en fonction de la variation de l'amplitude en fonction du déport (figure 2.8).

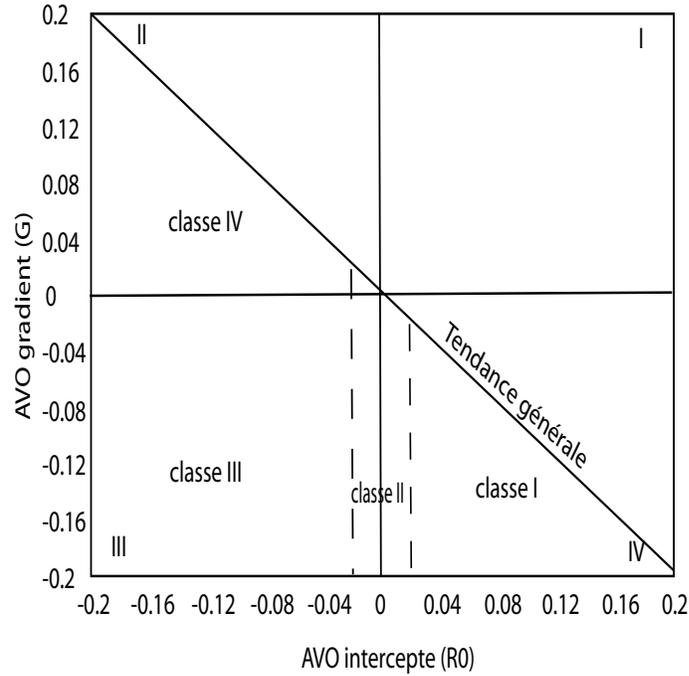


FIG. 2.7: Classification des réponses AVO, Castagna and Swan (1997). Le positionnement des données dans l'une des classes caractérise un contraste d'impédance particulier.

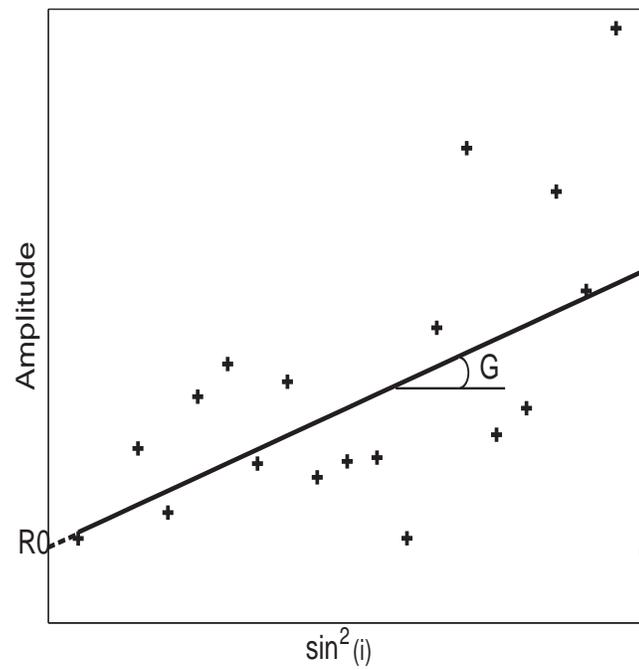


FIG. 2.8: Amplitude réfléchie en fonction du déport. R0 représente l'intercepte et G le gradient.

## 2.5 Inversion AVO

L'inversion en norme L2 qui a été codée prend en compte l'équation de Zoeppritz [Zoeppritz, 1919] dans le cas particulier où la première couche est de l'eau : les équations de Zoeppritz se simplifient : dans ce cas, seules les propriétés physiques de la première couche sous le fond du lac entre en jeu. Il n'est néanmoins pas possible de propager l'inversion en utilisant l'équation complète de Zoeppritz pour les couches plus profondes puisque nous n'enregistrons que des ondes P.

$$\begin{pmatrix} \cos \theta_1 & \cos \theta_2 & \sin \phi_2 \\ -1 & \frac{\alpha_2 \rho_2}{\alpha_1 \rho_1} \cos(2\phi_2) & \frac{(\alpha_2 \rho_2)/(\alpha_1 \rho_1)}{\alpha_2/\beta_2} \sin(2\phi_2) \\ 0 & \sin(2\phi_2) & -\frac{\alpha_2}{\beta_2} \cos(2\phi_2) \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} R_{PP} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta_1 \\ 1 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.5.1)$$

La résolution et la linéarisation du coefficient de réflexion  $R_{PP}$  donné par l'équation 2.5.1 dans le cas où la première couche est l'eau est de la forme suivante :

$$R_{PP} = \left( \frac{a + b + c + d + e}{c + g + h + i + j + k} \right) \quad (2.5.2)$$

Avec

$$\left\{ \begin{array}{l} a = 4 \cos \theta_1 V_{P2}^2 \rho_2 \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right)^2 \\ b = 2 \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) V_{P2} \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right)^2 \rho_1 V_{P1} \\ c = 4 \cos \theta_1 \rho_2 V_{S2}^2 \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \\ \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \\ d = -2 \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) V_{S2} \rho_1 V_{P1} \\ e = -\cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) V_{P2} \rho_1 V_{P1} + V_{P2}^2 \rho_2 \cos \theta_1 \\ g = V_{P2}^2 \rho_2 \cos \theta_1 - 4 \cos \theta_1 V_{P2}^2 \rho_2 \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right)^2 \\ h = 4 \cos \theta_1 V_{P2}^2 \rho_2 \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right)^4 \\ i = \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) V_{P2} \rho_2 V_{P1} \\ j = \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) V_{P2} \rho_2 V_{P1} \\ k = -2 \cos \left( a \sin \left( \frac{V_{P2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right) V_{P2} \sin \left( a \sin \left( \frac{V_{S2} \sin \theta_1}{V_{P1}} \right) \right)^2 \rho_1 V_{P1} \end{array} \right.$$

L'équation 2.5.2 a été linéarisée en fonction des paramètres simple que sont  $\theta_1$ ,  $V_{P1}$ ,  $V_{P2}$ ,  $V_{S1}$ ,  $V_{S2}$ ,  $\rho_1$  et  $\rho_2$ . Cette équation est utilisée comme problème directe pour l'inversion.

L'inversion présentée dans ce travail prend en compte le problème directe de l'équation 2.5.1. Notre inversion résout l'équation de Zoeppritz par la méthode des moindres carrés sous forme non linéaire [Marquardt, 1963]. L'algorithme de Levenberg-Marquardt, ou algorithme LM, permet d'obtenir une solution numérique au problème de minimisation d'une fonction, non-linéaire et dépendant de plusieurs variables. La fonction de transfert qui

est utilisée est en norme L2 [Levenberg, 1944]. La fonction de transfert est de la forme suivante :

$$\min_x \frac{1}{2} \|F(x)\|^2 = \min_x \frac{1}{2} \sum_i f_i(x)^2 \quad (2.5.3)$$

Où  $f_i(x)$  est la différence entre le coefficient de réflexion calculé et le coefficient mesuré. La procédure de l'algorithme est itérative. Un vecteur de départ, tel que  $V_P = 10$ ,  $V_S = 10$  et  $\rho = 10$ , fonctionnera sans problème. Une solution sera toujours obtenue mais risque d'être éloignée de la solution vraie. Dans la plupart des cas, il n'y a convergence que si le vecteur de départ n'est pas trop éloigné de la solution réelle.

La sensibilité de l'inversion en fonction des paramètres physiques ( $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$ ) d'un sédiment est variable. Le chapitre 2 a permis de montrer que dans l'équation de Zoeppritz, la sensibilité est plus importante pour le paramètre  $V_S$  que selon les deux autres paramètres  $V_P$  et  $\rho$ . L'amorce ou vecteur de départ  $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$  (ou "initial guess") peut être choisie à partir de la connaissance à priori des sédiments qui nous intéressent. Un modèle gaussien permet de scanner une série de paramètres autour de cette amorce.

Afin de mieux reconnaître le type de signature de réflectivité de l'offset, Hendrikson (1999) analyse une série de sédiments particuliers (figure 2.1). Les réflectivités corres-

(a)		(b)	
Marne	rho=2317 kg/m3 Vp=2490 m/s Vs=921 m/s	Marne	rho=2317 kg/m3 Vp=2490 m/s Vs=921 m/s
Sable argileux	rho=2096 kg/m3 Vp=2490 m/s Vs=1181 m/s	Sable à gaz	rho=1839 kg/m3 Vp=1823 m/s Vs=1260 m/s

TAB. 2.1: Propriétés physiques de quelques sédiments particuliers utilisés dans les modèles de Hendrikson (1999). (a) Modèle marne/sable argileux, et en (b) Modèle marne/sable à gaz.

pendant aux modèles du tableau 2.1 sont présentées sur la figure 2.9. La réflectivité diminue avec l'angle d'incidence, on remarque que la réflectivité du sable à gaz possède des réflectivités plus faibles alors qu'en fixant le paramètre  $V_P$  dans le modèle de sable argileux et en diminuant la densité la réflectivité est plus forte.

Afin de valider notre code d'inversion, des simulations sur des données synthétiques pour des paramètres proches de ceux des sédiments du fond du lac ont été effectuées. La validation finale sera l'application sur nos données réelles. Le modèle qui a été choisi, prend en compte un premier milieu, l'eau (eau douce), et un second qui correspond à un sédiment lacustre peu compacté (tableau 2.2)). L'introduction de bruit aléatoire dans

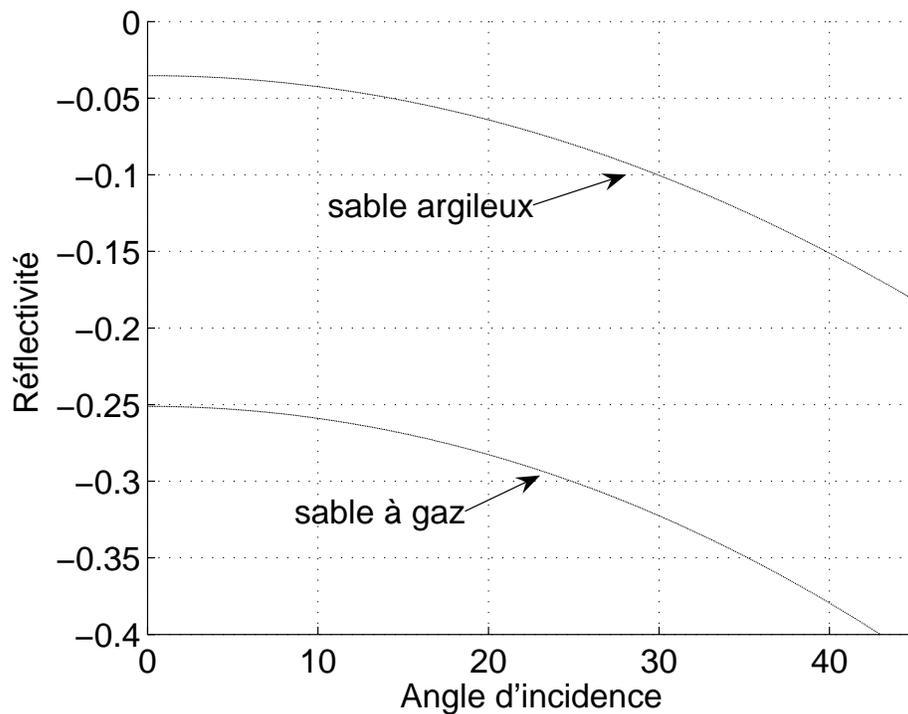


FIG. 2.9: Comparaison de la réflectivité pour un modèle marne/sable argileux et marne/sable à gaz [Hendrikson, 1999].

les données synthétiques permet d'estimer la fiabilité et les limites de notre inversion.

La figure 2.10 illustre les variations du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence pour les 2 milieux précédemment cités. On observe que le coefficient de réflexion diminue en fonction de l'angle d'incidence. Pour ce test, l'amorce était la sui-

Eau	rho=1000 kg/m3 Vp=1440 m/s Vs=0 m/s
Sédiment	rho=1600 kg/m3 Vp=1400m/s Vs=200 m/s

TAB. 2.2: Modèle synthétique utilisé pour le test de l'influence du bruit aléatoire sur les résultats de l'inversion (figure 2.10).

vante :  $V_P = 1400 \text{ m/s}$ ,  $V_S = 100 \text{ m/s}$  et  $\rho = 1100 \text{ kg/m}^3$ . Cette figure est à comparer avec le tableau 2.3 qui compile le résultat de l'inversion. On observe qu'avec l'addition de bruit, les paramètres inversés s'écartent très vite du modèle de départ. D'une manière générale, pour une erreur inférieure à 5% l'estimation de  $V_P$  et de  $\rho$  sont cohérents

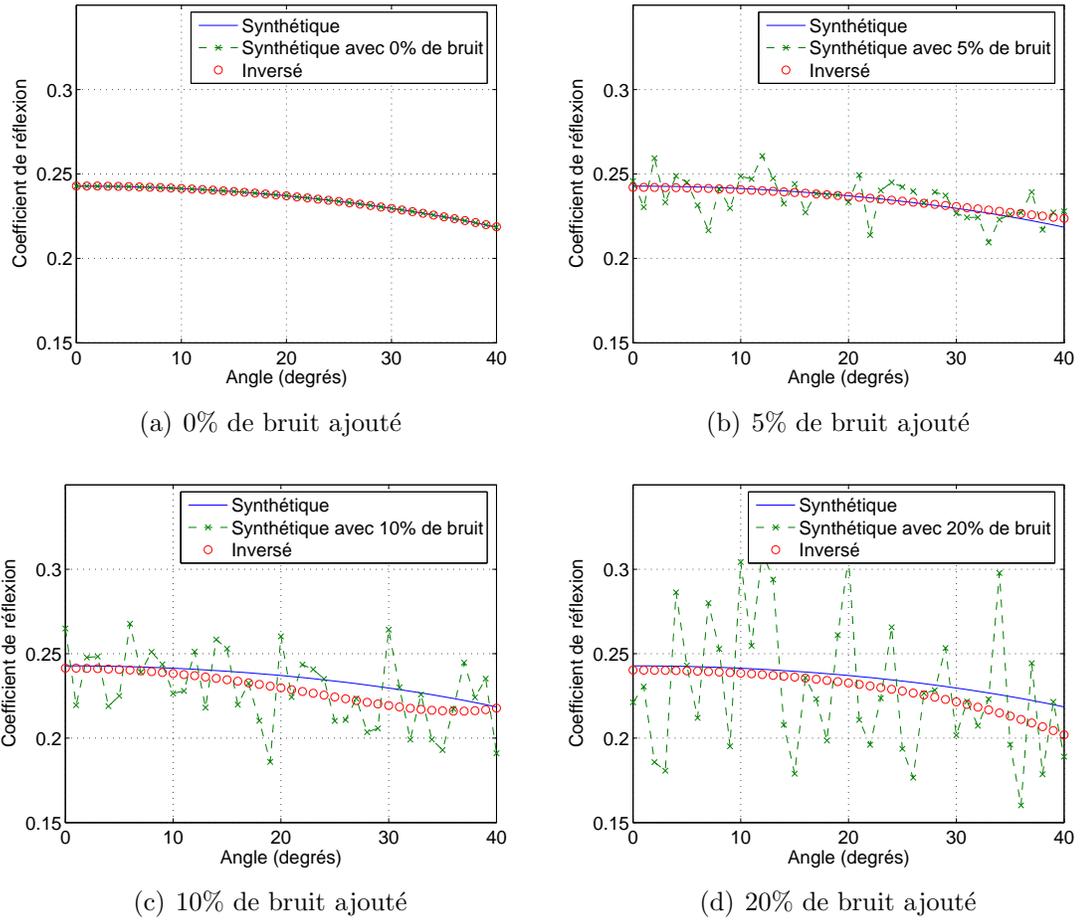


FIG. 2.10: Influence du bruit sur l'inversion de données synthétiques dont les paramètres s'apparentent aux sédiments du Grand Lac (tableau 2.2).

avec le modèle vrai. Dans le cas où l'on change l'amorce ( $V_P = 10 \text{ m/s}$ ,  $V_S = 10 \text{ m/s}$  et  $\rho = 10 \text{ kg/m}^3$ ), il faut un nombre d'itérations plus grand pour faire converger les données observées et le résultat de l'inversion.

	0% de bruit	5% de bruit	10% de bruit	20% de bruit
$V_p(m/s)$	1411	1368	1829	1578
$V_s(m/s)$	217	110	689	0
$\rho(g/cm^3)$	1686	1735	1298	1469

TAB. 2.3: Résultats de l'inversion après ajout de bruit aléatoire.

## 2.6 Conclusion

Plus large sera notre gamme de dépôts lors de l'acquisition, meilleure sera notre appréciation des anomalies d'amplitude. Dans le Lac Léman et avec notre équipement, il est actuellement impossible d'acquérir des données avec des angles au-delà de  $35^\circ$  voir  $40^\circ$  (si la topographie est favorable). De ce fait, les approximations de Bortfeld (1961), Aki and Richards (1980), Smith and Gildow (1987) et Hilterman (1975) qui nécessitent des angles supérieurs à  $50$  degrés ne seront pas utilisées et l'approximation de Shuey (1985) semble mieux adaptée à nos données sismiques. L'intercepte et le gradient seront étudiés dans le chapitre 7 afin de comprendre les particularités des données sismiques acquises dans le Léman.

L'inversion de l'équation de Zoeppritz (1919) appliquée à des données réelles sera présentée dans un chapitre suivant. Elle sera appliquée sur des anomalies d'amplitude observées sur nos données sismiques.

# Chapitre 3

## Instrumentation en sismique lacustre haute résolution

### 3.1 Introduction

La sismique réflexion en milieu aquatique consiste à acquérir des images du sous-sol afin d'en appréhender la géologie. Les réflecteurs imagés permettent de visualiser la dynamique sédimentaire et la tectonique.

Un système de sismique lacustre simple et adapté au Lac Léman a été développé au sein de l'Institut de Géophysique [Scheidhauer, 2003]. Il comprend notamment une source de type canon à air, trois flûtes sismiques équipées d'hydrophones PVDF et un ordinateur d'acquisition. Les acquisitions de sismique lacustre sont réalisées en mode multitrace permettant ainsi la détermination des vitesses de propagation.

L'échantillonnage spatial doit prendre en compte le contenu fréquentiel de la source utilisée.

$$\begin{cases} \Delta x_{bin} = \frac{V_{moyenne}}{4f_{max} \sin \alpha_{max}} \\ \Delta y_{bin} = \frac{V_{moyenne}}{4f_{max} \sin \beta_{max}} \end{cases} \quad (3.1.1)$$

Avec

$\Delta x_{bin}$  et  $\Delta y_{bin}$  taille maximum du bin dans la direction x et y respectivement

$V_{moyenne}$  vitesse moyenne du réflecteur cible

$f_{max}$  plus haute fréquence du signal

$\alpha_{max}$  et  $\beta_{max}$  angles maximums des pendages des réflecteurs dans la direction x et y

En admettant que le canon à air produise un signal jusqu'à 650 Hz, que la vitesse de l'eau est de 1440m/s et que les pendages (mesurés sur les lignes sismiques proche du delta de l'Aubonne) soient de 4° de le long des in-lines (x) et de 6° sur les cross-lines (y), les tailles maximales de la maille sont de 7.94 m en cross-line et 5.30 m en in-line. Dans notre cas, la taille de notre maille d'acquisition était de 5 m en cross-line et de 1.25 m en in-line.

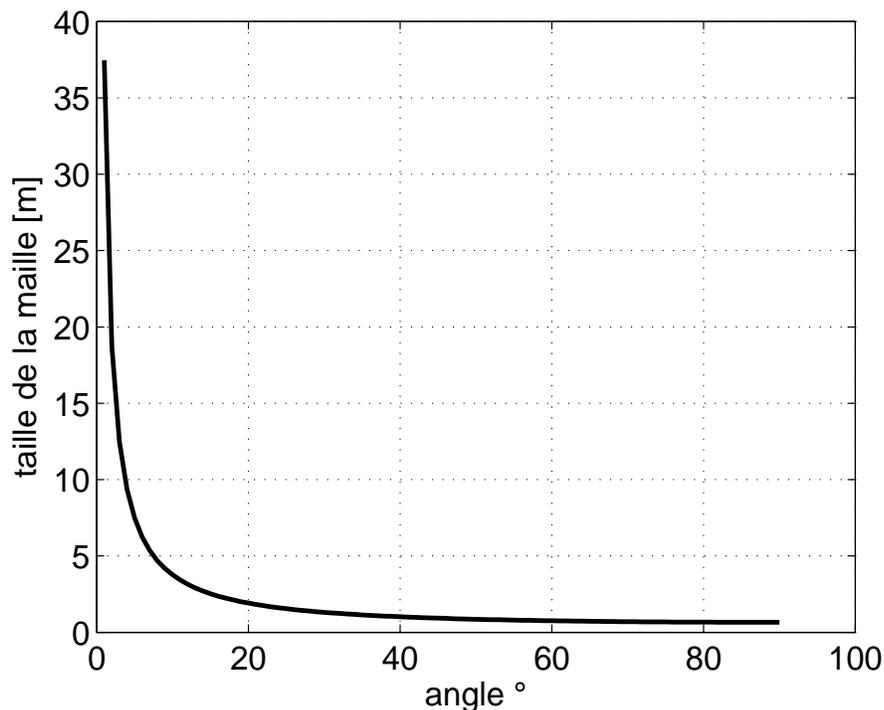


FIG. 3.1: Taille de maille maximale en fonction de l'angle de pendage des réflecteurs pour une vitesse d'eau de 1440 m/s et une fréquence maximale de la source sismique de 650 Hz.

Dans le cadre de la thèse, deux types de données sismiques ont été acquises, un jeu de données 2D et un jeu de données 3D (2D sériée).

## 3.2 La source

La source sismique utilisée pour cette thèse est le canon à air mini GI de l'entreprise SODERA (maintenant SERCEL). Il se compose de deux chambres G (Generator) et I (Injecteur) destinées à limiter l'effet de pompage de la bulle. Le canon peut être utilisé en mode G15/I15, ce qui signifie que le générateur et l'injecteur ont chacun un volume de  $15 \text{ in}^3$ . Mais il peut être aussi utilisé avec d'autres configurations comme le mode G30/I30 donc  $30 \text{ in}^3$  par chambre ou le mode 15G/I30. Sa masse est de 29 kg, il a une longueur de 566 mm et une largeur de 200 mm. La figure 3.2 illustre les différentes étapes de fonctionnement du canon à air. La première phase libère de l'air comprimé à une pression de 80 bar dans notre cas ce qui produit une bulle omnidirectionnelle (figure 3.2 a). Quand l'expansion de la bulle est maximale et donc la pression dans la bulle minimale, l'injecteur produit une deuxième bulle (figure 3.2 b). Le volume d'air dégagé par l'injecteur augmente la pression interne de la bulle, permettant ainsi d'éviter l'oscillation de la première bulle qui donnerait naissance à une série d'impulsions sismiques

parasites (figure 3.2 c). Le délai théorique entre la bulle produite par le générateur et celle produite par l'injecteur se calcule avec la relation suivante [Scheidhauer, 2003] :

$$T = 5 \frac{\sqrt[3]{V \cdot p}}{P^3} \quad (3.2.1)$$

Où  $P = \rho g z$  est la pression hydrostatique,  $V$  le volume de la chambre du générateur et  $p$  la pression d'utilisation du canon. Dans notre cas d'utilisation  $p = 80 \text{ bar}$ ,  $P = 1.10 \text{ bar}$  à 1 mètre de profondeur et  $V = 15 \text{ in}^3$ . Le délai à fixer entre le générateur et l'injecteur est  $D_{GI} = \frac{T}{2}$ , soit dans notre cas  $D_{GI} = 28 \text{ ms}$ . La connaissance de la source passe aussi

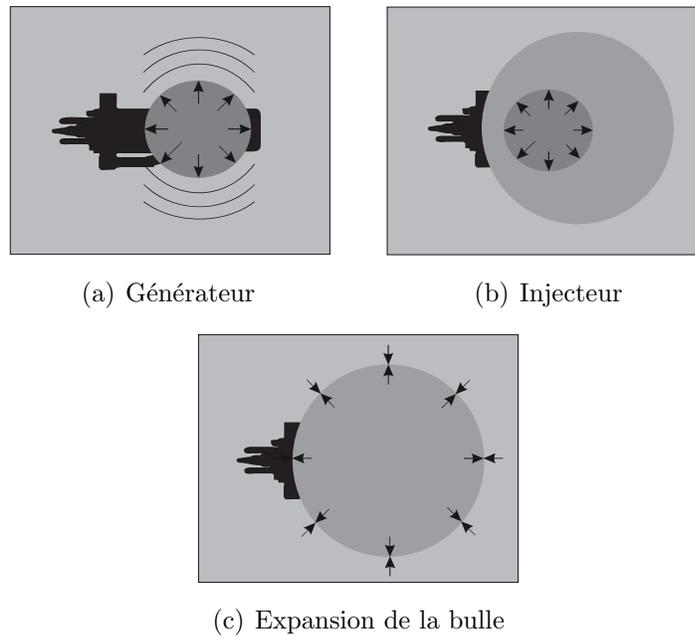
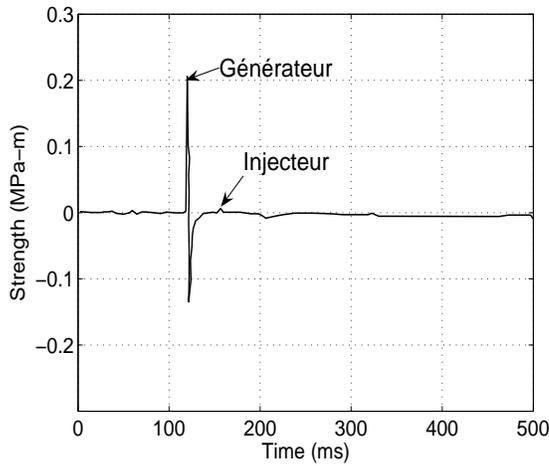
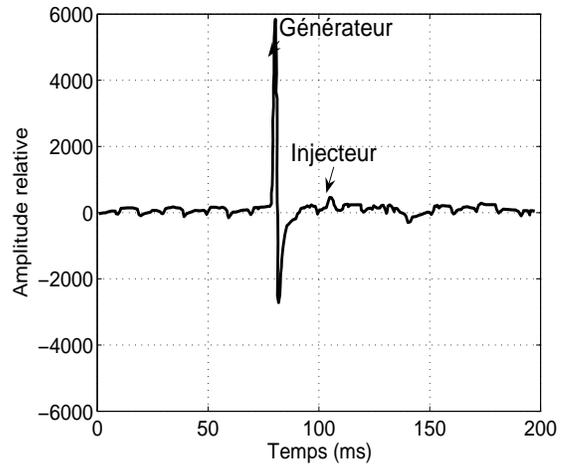


FIG. 3.2: Etapes de fonctionnement du canon à air (d'après SERCEL).

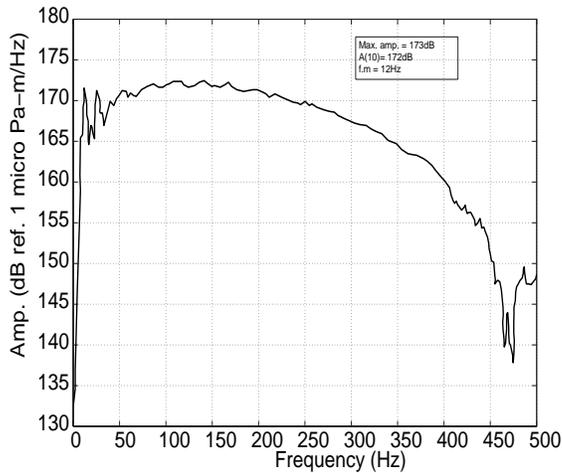
par sa signature en champ lointain (figure 3.3). Les deux signatures (SERCEL, UNIL) mesurées en champ lointain semblent conserver la trace de l'injecteur. Les spectres correspondants sont similaires dans la gamme de fréquence 0 à 500 Hz. Scheidhauer (2003) a travaillé à une pression de 80 bar pour la mesure de cette signature en champ lointain, la même que celle que nous avons utilisé lors de nos campagnes sismiques. Nous avons utilisé cette valeur de pression lors de nos campagnes sismiques.



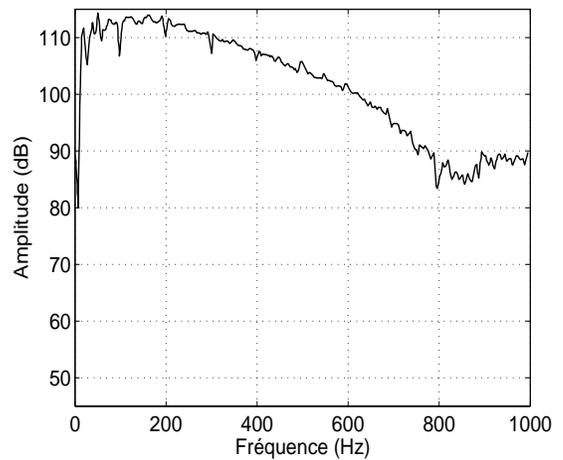
(a) Signature champ lointain selon SERCEL



(b) Signature champ lointain selon Scheidhauer (2003)



(c) Spectre selon SERCEL

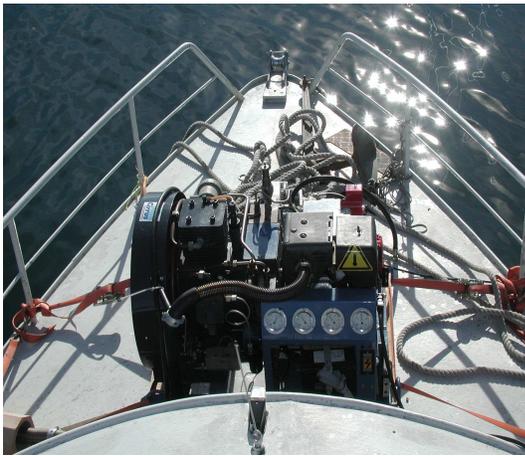


(d) Spectre selon Scheidhauer (2003)

FIG. 3.3: Signal en champ lointain en temps et en fréquences du canon à air mini G.I. en configuration 15/15. A gauche la signature du canon donnée par le constructeur (SERCEL), à droite les signaux mesurés pour le canon de l'Institut de Géophysique [Scheidhauer, 2003].

### 3.3 Le compresseur et le système d'air comprimé

La source d'alimentation en air comprimé dans notre système est un compresseur de marque CIRRUS (figure 3.4 (a)). Son rendement théoriquement est de  $16\text{ m}^3/h$  mais en pratique il produit environ  $14\text{ m}^3/h$  notamment en raison des interruptions régulières lors des purges. Un réservoir de 200 l permet de faire tampon lors de l'acquisition. En effet, la consommation du canon d'environ  $36\text{ m}^3/h$  en configuration 15/15, est supérieure à la production d'air du compresseur. L'Annexe A donne des exemples du carnet de bord avec la consommation en air comprimé pendant l'acquisition de quelques lignes du cube 3D. La consommation n'est que partiellement compensée par la production d'air comprimé lorsque nous utilisons le canon à air en mode 15/15 et une distance inter-tir de 5 m soit un tir toutes les 4 s. Elle l'est complètement avec un tir tout les 10 m. Les fréquences du signal s'étalent entre 50 Hz et 650 Hz. La fréquence dominante de la source est de 330 Hz et un pas d'échantillonnage de 0.5 ms a été utilisé pour l'acquisition afin d'éviter un repliement du signal. Le matériel est très sensible en hiver. En effet, la



(a)



(b)

FIG. 3.4: Système d'alimentation en air comprimé du canon à air avec le compresseur (a) et le panneau de contrôle haute pression (b).

décompression dans les câbles à haute pression refroidit et surtout dérègle la molette qui contrôle la pression (figure 3.4 b). Il faut régulièrement contrôler le manomètre de façon à ajuster la pression du canon à 80 bar.

### 3.4 Le sismographe

L'enregistrement des données s'effectue à travers le sismographe GEODE de GEOMETRICS (figure 3.5). La tension à la sortie des flûtes sismiques est de quelques millivolts. La conversion analogique-numérique en 24 bits s'effectue dans la GEODE. Chaque GEODE comprend trois nappes de huit canaux, donc 24 canaux sont convertis. La gamme fréquentielle d'enregistrement varie entre 1.75 Hz et 20 kHz (Annexe B). Sur la

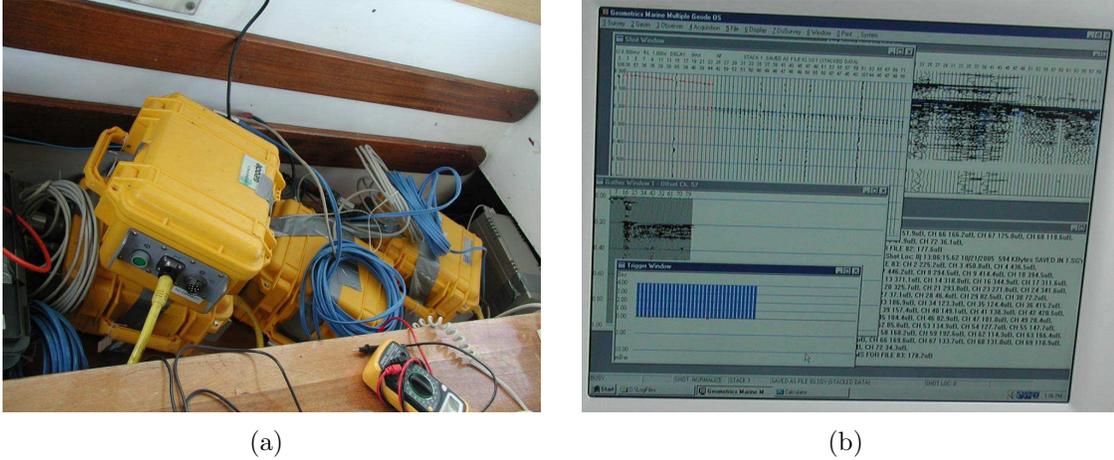


FIG. 3.5: Système d'enregistrement avec le sismographe Geode (a) et l'écran du PC d'acquisition (b). Les fenêtres affichées donnent le délais entre chaque tir, une section monotraces, l'enregistrement du tir précédent et la fenêtre du niveau de bruit.

figure 3.5 sont représentées les quatre GEODES connectées entre elles afin de regrouper 72 traces actives et transmettre l'information à l'ordinateur d'enregistrement ; la quatrième GEODE est réservée à l'hydrophone du canon. Le délai optimal entre les tirs est de 4 s [Scheidhauer, 2003].

Nous avons acquis 116 km de lignes 2D et 56 km de 3D. Les 72 canaux étaient actifs lors de l'acquisition. Une fenêtre d'enregistrement de 1 s et un pas d'échantillonnage de 0.5 ms a été paramétré lors de l'acquisition. Les données sont enregistrées en format SEG-Y directement sur l'ordinateur d'acquisition. Notre cube 3D comprend 56 inlines , soit 6.45 Go de données acquises (2000 échantillons \* 4octets \* 72 traces \* 200 tirs par ligne\* 56 lignes).

## 3.5 Flûte sismique et étalonnage des hydrophones

### 3.5.1 introduction

Le concept de champ proche et de champ lointain est bien connu en acoustique. En champ proche, de nombreuses interférences existent, ce qui crée des phénomènes compliqués. On peut par exemple observer des nœuds et des ventres de pression comme illustré sur la figure 3.6. En champ lointain l'onde est sphérique et se propage de manière

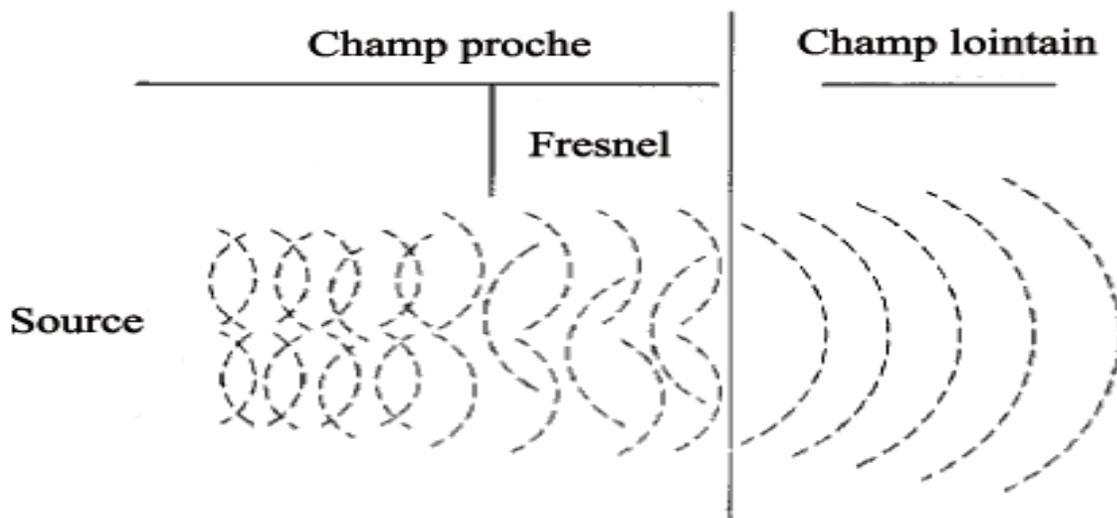


FIG. 3.6: Représentation schématique du champ proche et du champ lointain du signal source.

isomorphe car toutes les demi-sphères semblent émettre simultanément et ne créent plus d'interférences. Les interférences produites en champ proche posent des difficultés pour mesurer exactement les variations en amplitude de capteurs. La difficulté dans la mesure en champ lointain en sismique lacustre est le positionnement des capteurs en fonction de la source. Il faut placer l'émetteur et le récepteur dans un milieu homogène (loin de toutes interfaces) et donc placer l'hydrophone en profondeur où ses caractéristiques piézoélectriques varient en général avec la pression hydrostatique. Ce type de solution expérimentale nécessite que la flûte soit verticale et que la source soit placée en face de l'hydrophone. D'autres solutions d'étalonnage sont proposées par les différentes entreprises pour leur besoin propre en calibration; elles sont présentées dans la section suivante. Une méthode d'étalonnage originale et adaptée à nos besoins est proposée afin de permettre le traitement en amplitude préservée.

### 3.5.2 Protocole d'étalonnage des capteurs sismiques dans l'industrie

Les contacts lors des congrès géophysiques (EAGE 2004, 2005, 2006) et les multiples conversations avec des entreprises spécialisées (SERCEL, Teledyne, Input/Output, BENTHOS, CGGVeritas, Omniquest International, Hydrosience Technologies Inc., The R.T. Clark Companies Inc., IFREMER, Thales Group, Marshall Acoustic Instrument Pty. Limited) m'ont permis de mettre en place un protocole expérimental adapté à l'étalonnage de nos hydrophones de type "solid state". Il existe plusieurs techniques pour étalonner



FIG. 3.7: Etalonnage selon Marshall Acoustic Instrument

les hydrophones d'une flûte sismique.

En sismique pétrolière, le "standard" est de poser la flûte enroulée sur elle-même sur une palette. Celle-ci est ensuite plongée en mer calme avec un hydrophone de référence au centre du dispositif. La source est un canon à air dont on modifie la position afin de faire varier l'azimut et la profondeur. Ce que l'on note dans ce type d'étalonnage c'est que le signal source est un signal impulsionnel. De ce fait, la couverture fréquentielle est restreinte à celle du canon.

Un autre exemple est celui de l'IFREMER qui place sa flûte sismique verticalement dans l'eau ; un transducer est placé successivement face à chaque hydrophone où un balayage en fréquence est émis par le transducer. Cette source leur permet de travailler dans une gamme de fréquences de quelques kHz. Les expériences s'effectuent dans un bassin ( $L \times l \times z = 50 \times 13 \times 20m$ ). Un transducer dont la gamme de fréquence opérationnelle est dans la centaine de Hz, ce qu'il faudrait pour notre flûte, n'existe pas encore sur le marché.

La figure 3.7 illustre le système utilisé par Marshall Acoustic Instrument. Celui-ci se compose d'un caisson en bois où l'hydrophone est placé au milieu de quatre enceintes. Il s'agit ici de créer un état stationnaire dans le caisson de façon à enregistrer le signal reçu par l'hydrophone étalonné. L'étalonnage selon l'entreprise ITI et S/N Technology

(figure 3.8) s'inspire du même principe que celui de la figure 3.7. Un haut-parleur est placé dans un caisson en plastique. L'hydrophone de référence est placé au milieu du caisson à quelques centimètres de l'hydrophone de la flûte.

L'inconvénient majeur de ces derniers dispositifs est que les mesures s'effectuent hy-

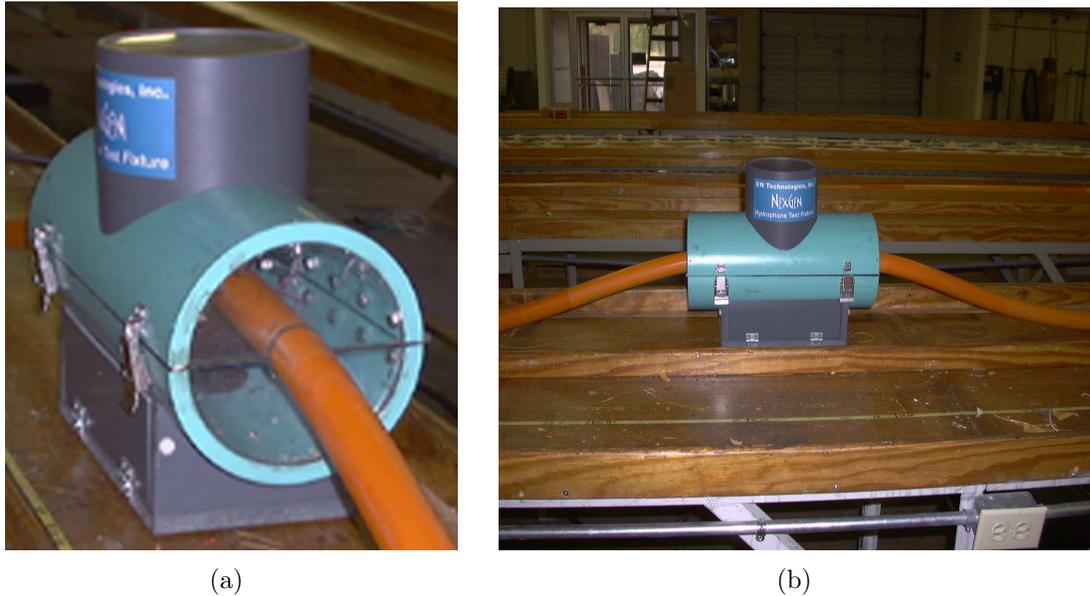


FIG. 3.8: Etalonnage des hydrophones selon la technique des constructeurs ITI et S/N

drophone par hydrophone. De plus, le balayage en fréquence doit être échantillonné manuellement par l'opérateur avec un oscilloscope.

Teledyne procède en enroulant la flûte sur elle-même en bobine. Celle-ci est placée dans une enceinte acoustiquement fermée. Un hydrophone de référence est placé au centre de la bobine. Ce dispositif permet de connaître les variations d'amplitudes dans la gamme de fréquence entre 1 à 25 Hz. Ce principe est différent des protocoles précédents, car tous les hydrophones d'une même flûte sont étalonnés en même temps. L'avantage majeur de ce type d'étalonnage est sa rapidité. La gamme fréquentielle ne correspond pas à nos besoins (entre 50-600 Hz), et une confiance limitée est accordée à cette extrapolation fréquentielle.

### 3.5.3 Solutions d'étalonnage développées

Il est à noter que les multiples entreprises contactées restent très réservées sur leurs techniques instrumentales. Nous avons donc dû élaborer notre propre protocole expérimental. A partir des exemples précédemment cités, une tentative a été réalisée avec un caisson d'étalonnage (figure 3.10). L'institut de géophysique dispose de deux flûtes de type ITI et une type S/N (nom des entreprises qui les ont construites). La flûte (modèle "solid streamer") de type ITI a une sensibilité de -192 dB et celle de type S/N



FIG. 3.9: Flûte mise dans un caisson isolant pour l'étalonnage des hydrophones selon la technique de Teledyne (Streamer section calibrator).

-202 dB. Les capteurs sont de types PolyVinylDeneFluoride (PVDF). Sur ces flûtes, chaque hydrophone est muni d'un préamplificateur avec un gain de +5 dB sur la flûte ITI et +20 dB sur la flûte S/N. Chaque flûte dispose de 24 canaux espacés de 2.5 m. L'objectif de l'étalonnage est de déterminer la réponse instrumentale des hydrophones en amplitude et en phase en fonction de la fréquence afin de pouvoir quantifier les variations d'amplitude du signal sismique entre les différents hydrophones.

Un hydrophone de référence (figure 3.11, voir aussi l' Annexe C) ayant une sensibilité proche des hydrophones de la flûte est placé au milieu du caisson. Un préamplificateur de 26 dB a été couplé à cet hydrophone dont la sensibilité est de -201 dB (re : 1 V/micro p) ; enfin un blindage de la référence a été nécessaire afin de minimiser les perturbations de 50 Hz du secteur. La principale limitation de ce caisson d'étalonnage est que l'excursion en fréquence se fait manuellement par l'intermédiaire d'un oscilloscope au pas de 20 Hz, entre 50 et 1000 Hz pour l'ensemble des 72 canaux des trois flûtes. Il faut compter 2 à 3 minutes par mesure, il faut donc 47 mesures par hydrophone soit environ 2 h par canal étalonné. Cinq jours d'étalonnage seraient nécessaires pour étalonner les 72 canaux. Nous avons pour cette raison préféré une autre possibilité permettant d'étalonner tous les canaux en même temps. En s'inspirant de la technique de Teledyne (figure 3.9), nous avons placé les flûtes dans une chambre anéchoïque (figure 3.13). La toile où repose la flûte est découplée de la source afin de se soustraire de la transmission de l'onde par le sol. Un haut parleur fait office de source et l'hydrophone de référence est placé au centre du dispositif. Deux types de données ont été enregistrés :

- balayage en fréquence (modulation linéaire de fréquence)
- signal en bande étroite; Le générateur produit le signal crée une bande étroite en fréquence dans laquelle l'amplitude est constante. Les limitations techniques

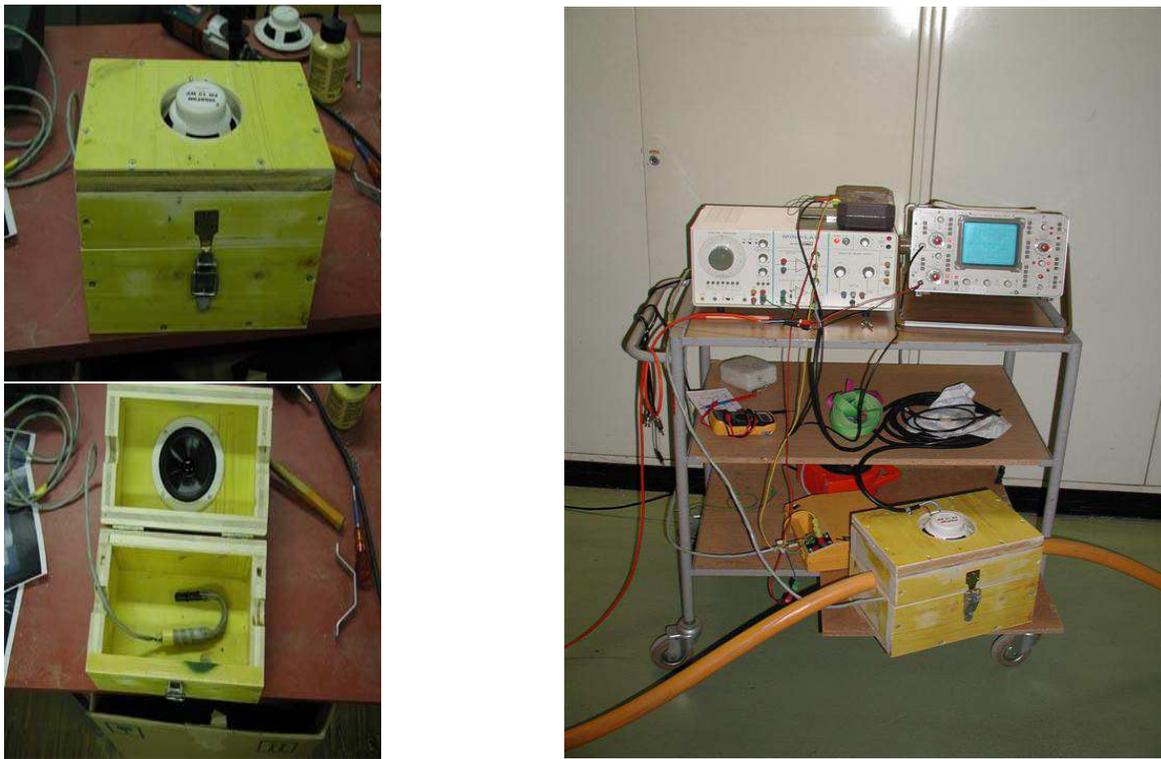


FIG. 3.10: Caisson d'étalonnage élaboré à l'Institut de Géophysique de Lausanne

du générateur nous oblige à restreindre notre signal à une largeur de bande de 100 Hz autour de la fréquence centrale. Afin de recouvrir la totalité du domaine de fréquence de notre signal sismique il a été nécessaire de procéder à plusieurs étalonnages avec une succession de bandes étroites dont la fréquence centrale a été modifiée à chaque fois.

Les enregistrements effectués avec le balayage en fréquence nous ont servi de contrôle qualité car le niveau sonore utilisé pour la modulation linéaire de fréquence a fait saturer l'hydrophone de référence (les canaux des flûtes n'ont pas été saturés). Les enregistrements ont donc pu être comparés les uns aux autres de façon à mesurer les différences de niveau dans la gamme fréquentielle balayée (figure 3.14).

Les enregistrements en bande étroite nous ont servi à estimer la réponse instrumentale de chaque hydrophone.

Les trois flûtes et la source type haut-parleur ont été placées dans la chambre anéchoïque. Nous avons réalisé des excursions en fréquence entre 50 Hz et 800 Hz recouvrant ainsi la gamme de fréquence du canon adapté à la gamme de fréquence du filtre bande-passante (50-75-550-650 Hz) que nous utilisons dans notre traitement.

La figure 3.14 illustre la répétition des fréquences en fonction du temps pour une modulation linéaire de fréquence. On observe sur le spectrogramme le mode fondamental du signal avec les amplitudes les plus fortes et les différentes harmoniques, avec des amplitudes plus faibles et plus diffuses. Sur cette même figure on note la présence de 50 Hz produit par la prise électrique qui alimente le haut-parleur.

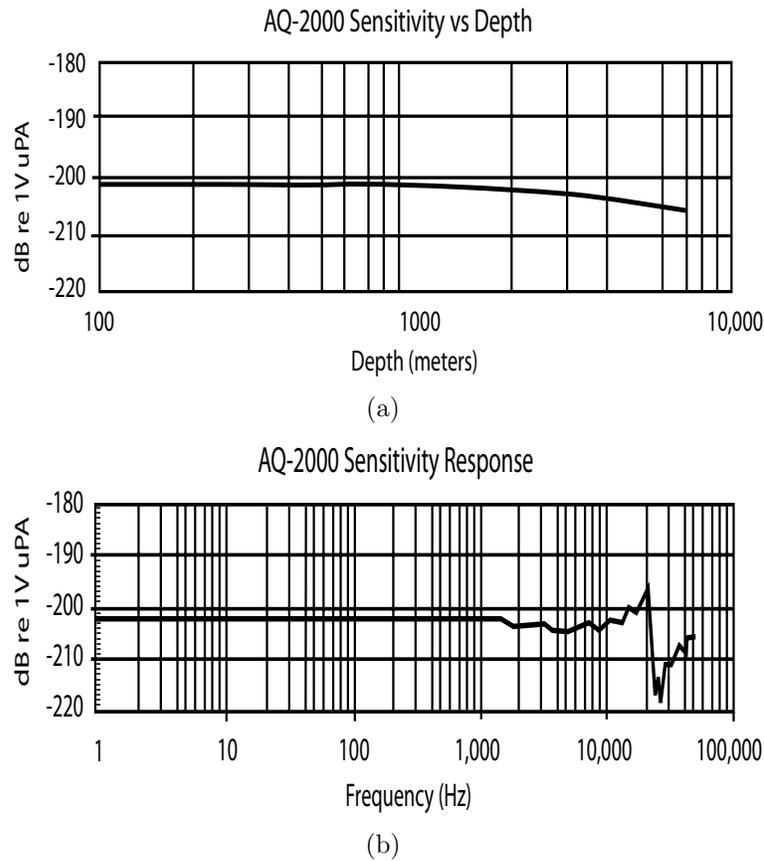


FIG. 3.11: Sensibilité en fonction de la profondeur d'immersion (a) et réponse en amplitude (b) de l'hydrophone étalon.

Le balayage en fréquence durant 7.5 s, une durée d'enregistrement de 8 s a été utilisée. Le pas d'échantillonnage est de 0.5 ms pour un total de 16000 échantillons. La figure 3.14 présente la densité spectrale de puissance (PSD) de la flûte ITI2. On observe une variation maximale de 10 dB entre les réponses des différents hydrophones. Ceci sera confirmé par l'analyse en bande étroite. Tous les canaux de la flûte sont présents sur la figure 3.14. Deux canaux présentent des niveaux très inférieurs caractéristiques de traces défectueuses. Lors du traitement sismique, ces traces seront considérées comme mortes et ne seront pas prises en compte.

Un utilitaire (voir Annexe D) a été créé pour traiter les données (en format SEG Y) d'étalonnage.

Cet utilitaire inclut un certain nombre de fonctionnalités de traitement du signal (corrélations croisées (figure 3.15 (a)), spectrogrammes, spectres de cohérence) qui permettent de déterminer la sensibilité du récepteur en amplitude et en phase. A titre d'exemple, on observe sur la figure 3.15 (a) un bonne corrélation entre l'hydrophone 8 et l'hydrophone de référence. En revanche (figure 3.15 (b)), la mauvaise corrélation de l'hydrophone 12 et de l'hydrophone de référence souligne le caractère anormal de cette trace dû à un préamplificateur déficient.



(a)



(b)



(c)



(d)

FIG. 3.12: Etalonnage des flûtes dans la chambre anéchoïque de l'EPFL. Le générateur de signal (a) transmet un signal au haut-parleur (b). La flûte sismique (c) est enroulée autour de l'hydrophone de référence. Le système d'enregistrement (d) est disposé à l'extérieur de la chambre anéchoïque.

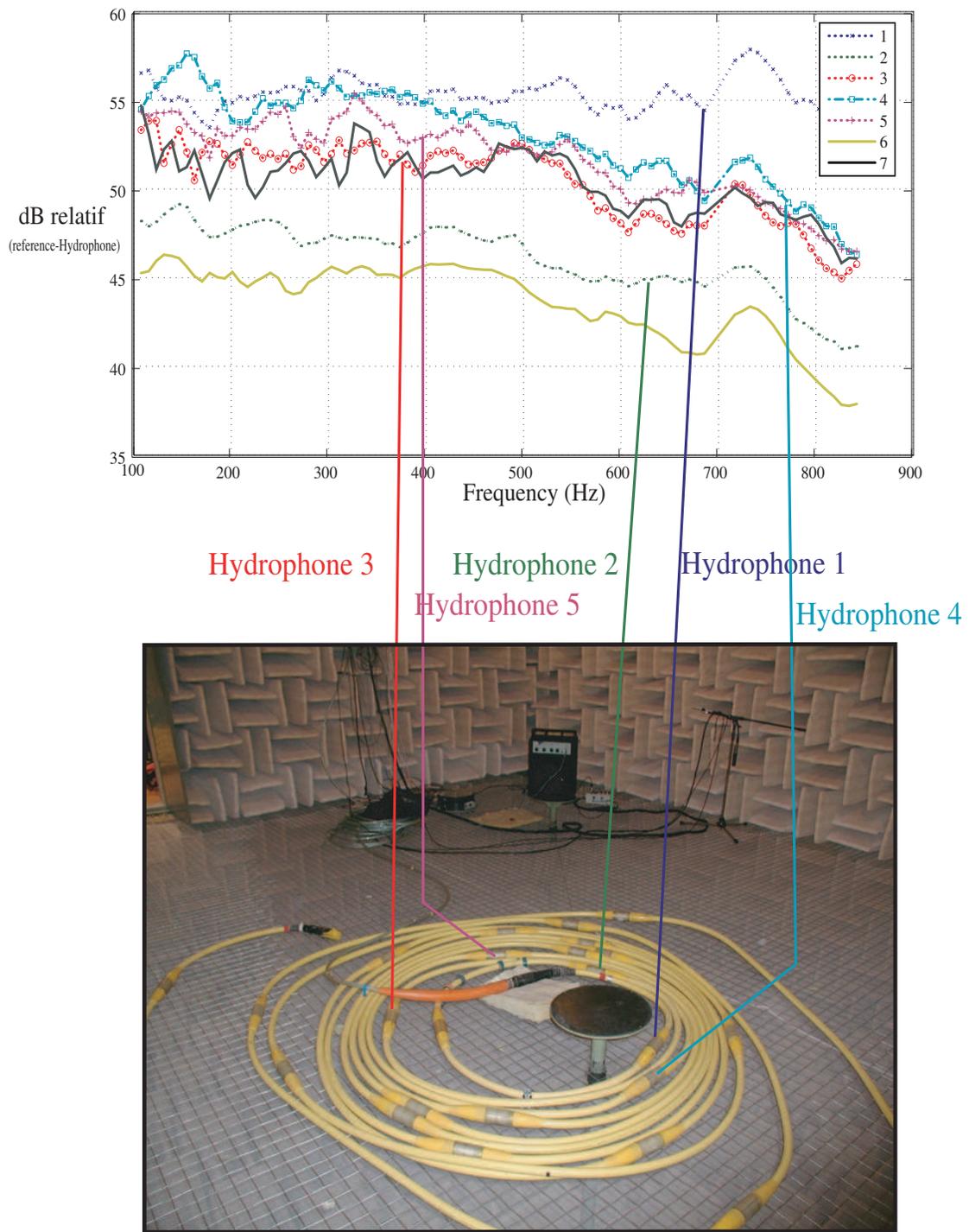
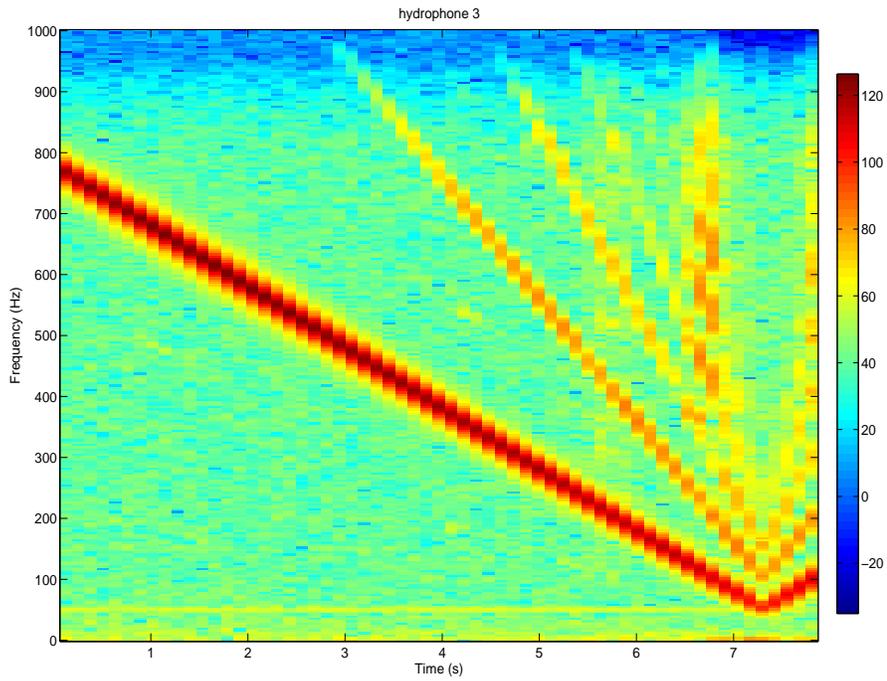
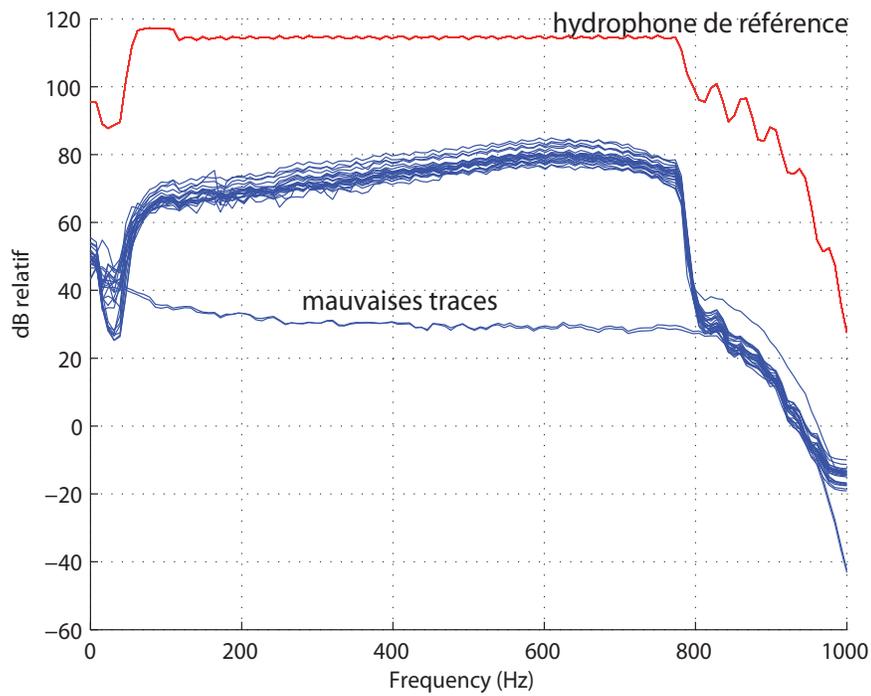


FIG. 3.13: Etalonnage de la flûte sismique type S/N (photo prise dans la chambre anéchoïque). Les amplitudes sont relatives à l'hydrophone de référence.

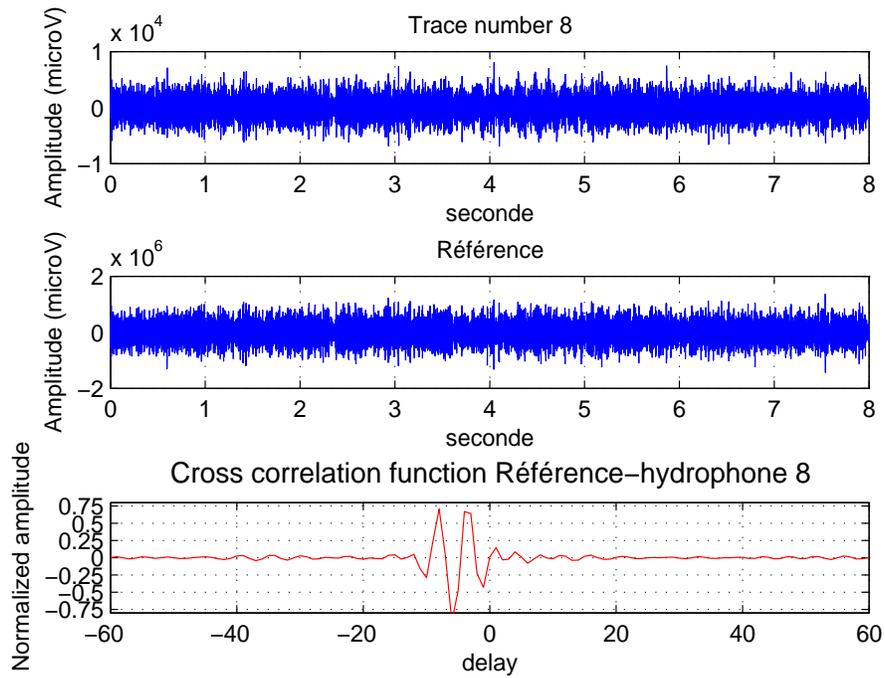


(a)

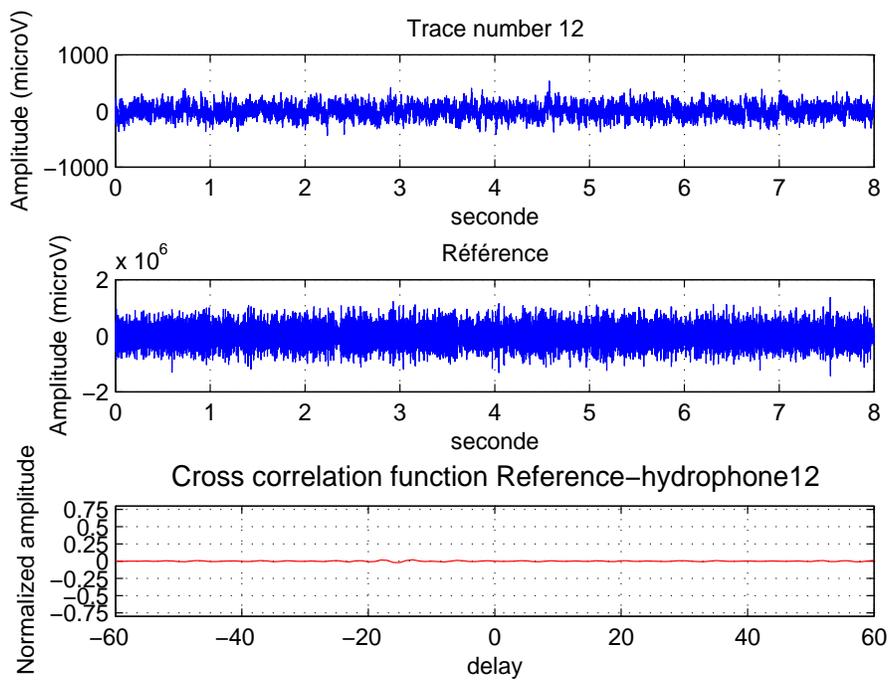


(b)

FIG. 3.14: Spectrogramme (a) de l'hydrophone 3 sur la flûte ITI2 et une densité spectrale de puissance (b) de la flûte sismique ITI2 (en bleu) et de l'hydrophone de référence (en rouge). Deux traces ne fonctionnent pas correctement.



(a)



(b)

FIG. 3.15: (a) Corrélation croisée (en rouge) entre les signaux de l'hydrophone numéro 8 et celui de référence. (b) La corrélation croisée avec l'hydrophone numéro 12 indique le mauvais fonctionnement de celui-ci.

Mari et al. (1997) détaillent les caractéristiques de la transformée de Fourier dans le traitement sismique.

Dans le cas d'une modulation linéaire de fréquence, l'énergie pour chaque fréquence n'est pas constante et nous avons donc utilisé des signaux en bande étroite (fréquences centrales de 100, 200, 400, 600 et 800 Hz) afin de pouvoir estimer la valeur de la réponse de chaque récepteur. La figure 3.16 représente le spectre d'un signal en bande étroite centré

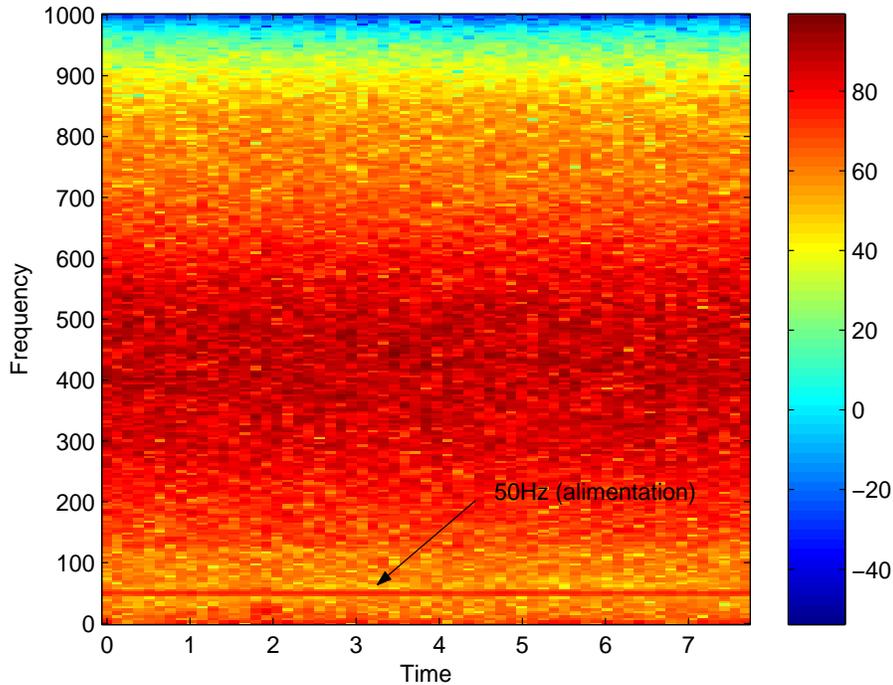


FIG. 3.16: Spectrogramme pour un signal en bande étroite centrée à 400 Hz.

sur une fréquence de 400 Hz. L'amplitude maximale du signal se trouve entre 300 et 500 Hz en raison de la bande-passante de  $\pm 100$  Hz autour de la fréquence centrale. Du bruit d'origine électrique (à 50 Hz) apparaît dans ce spectre. Ce dernier n'est pas gênant pour notre expérimentation, seules ses harmoniques pourraient perturber notre signal source. Le rapport signal sur bruit montre que les harmoniques du 50 Hz ne gêneront pas notre étalonnage. La figure 3.17 présente les résultats de l'analyse fréquentielle en bande étroite (400 Hz) pour la flûte ITI2. La méthode met en évidence les traces déficientes (12, 13), mais surtout elle permet de quantifier les variations de sensibilité des différents hydrophones. La fonction de cohérence permet de mettre en évidence que le signal de nos flûtes est bien cohérent avec celui de notre référence (figure 3.18).

Cette fonction estime la cohérence du carré de la magnitude de deux signaux  $x$  et  $y$  utilisant une moyenne de Welch. La cohérence du carré de la magnitude est une fonction fréquentielle comprise entre 0 et 1 (valeur sans dimension) qui indique la correspondance entre le signal  $x$  et  $y$  pour chaque valeur de fréquence. La cohérence est une fonction de

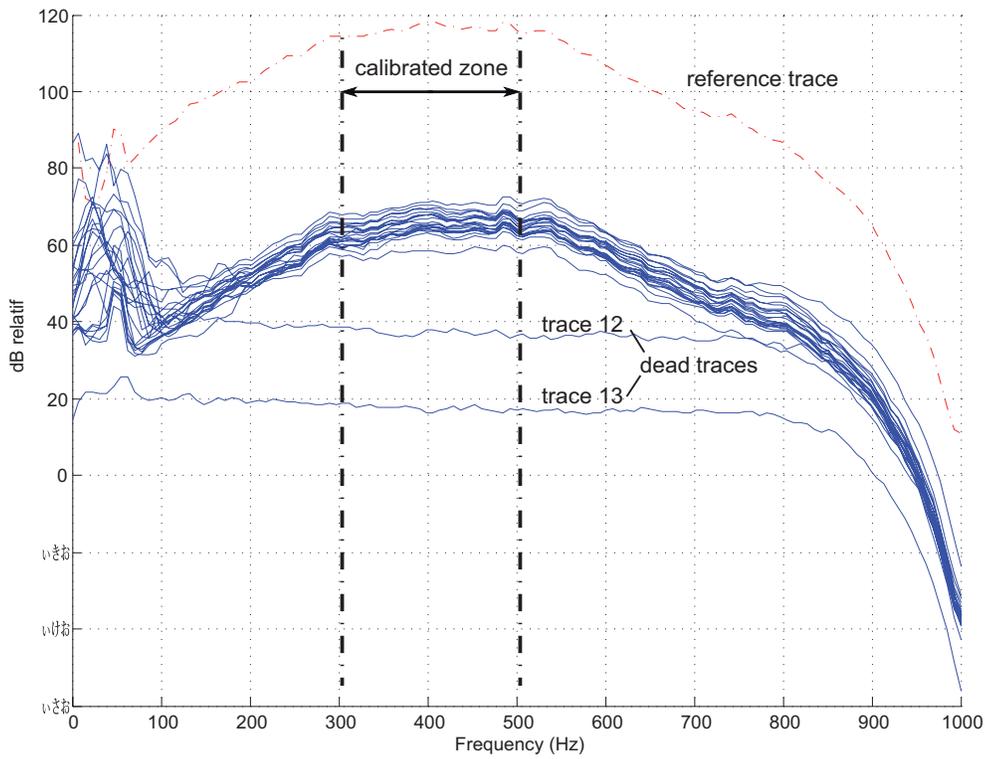


FIG. 3.17: Bande étroite à 400 Hz pour les 24 hydrophones de la flûte sismique ITI2 (en bleu) et pour l'hydrophone de référence (en rouge).

la densité spectrale de puissance (PSD de  $P_{xx}$  et  $P_{yy}$ ) du signal  $x$ ,  $y$  et de la PSD croisée ( $P_{xy}$ ) entre  $x$  et  $y$ . "Cela nous renseigne sur les domaines de fréquences et d'énergies importantes où les deux signaux sont corrélés" [Mari et al., 1997]. La figure 3.18 montre que la cohérence est de 1 entre 50 et 400 Hz ce qui signifie qu'il existe un filtre stationnaire et linéaire entre deux signaux, pour la référence et le signal de l'hydrophone 4. Cette cohérence est maximale dans les limites d'une bande étroite. En revanche, la cohérence est faible dans le reste du contenu fréquentiel. Ceci est dû à la présence de bruit ou que le filtre entre le signal référence et le signal échantillon n'est pas linéaire (et non stationnaire). La figure 3.18 montre aussi que, localement dans la zone de cohérence maximale, il existe des minimums locaux, issus du bruit instrumental. La correction instrumentale des hydrophones des flûtes sismiques a été mesurée en respectant au mieux le domaine de cohérence maximale (proche de 1), les minima locaux n'ont pas été pris en compte.

La figure 3.19 présente la synthèse des mesures réalisées en bande étroite dans les différentes bandes étroite pour les différentes valeurs de fréquence. Cette figure indique qu'il existe un filtre linéaire et stationnaire qui fait passer le signal de référence  $x(t)$  au signal étalonné  $y(t)$  (ici pour l'hydrophone 7 de la flûte ITI2). L'équation de la cohérence

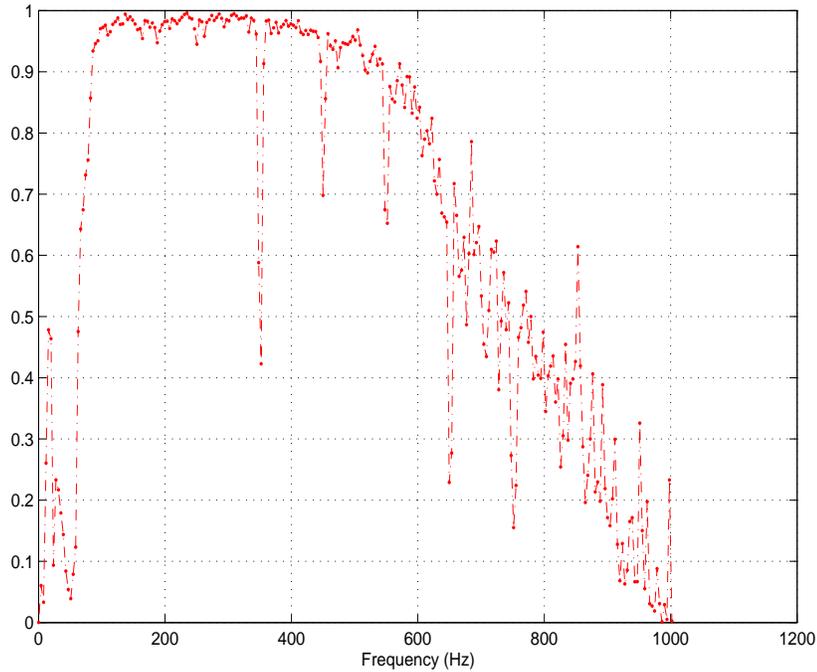


FIG. 3.18: Fonction de cohérence pour une bande étroite centrée à 100 Hz entre l’hydrophone de référence et l’hydrophone 4 de la flûte ITI2.

(équation 3.5.1) entre deux signaux permet de prendre en compte la phase et l’amplitude.

$$C_{xy}(w) = \frac{|R_{xy}(w)|^2}{R_x(w) R_y(w)} \quad (3.5.1)$$

L’information de la phase est contenue dans la cohérence. Le signal de référence est en phase avec celui de l’hydrophone de la flûte lorsque la cohérence est maximale.

”Le coefficient de cohérence est le module de la fonction de cohérence” [Mari et al., 1997]. La phase de la fonction de cohérence est l’interspectre, ce qui donne le degré de relation entre les deux signaux.

La correction de gain à appliquer sur les différents canaux est calculée par la différence entre le signal de référence et l’hydrophone de la flûte. La figure 3.20 illustre la phase d’un canal d’une des flûtes soustrait du signal de phase de l’hydrophone de référence. La zone d’étalonnage correspond à bande fréquence comprise entre 300 et 500 Hz. On remarque que la phase varie linéairement avec la fréquence. La pente de la droite est proportionnelle à la distance entre l’hydrophone de la flûte et l’hydrophone de référence ; l’ordonnée à l’origine donne le déphasage entre les réponses des deux hydrophones. Enfin, la figure 3.21 montre le résultat de la correction instrumentale sur un point tir.

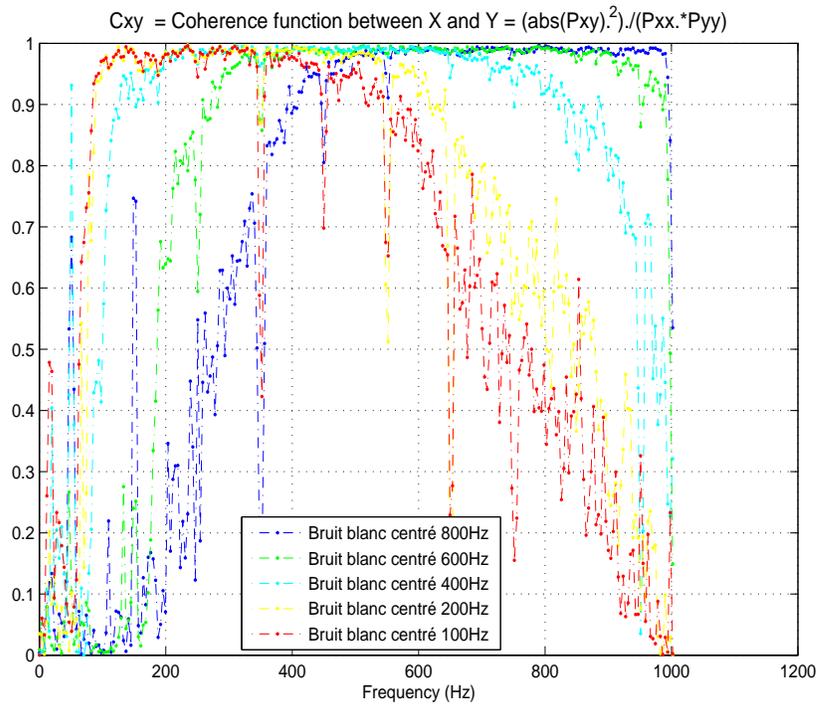


FIG. 3.19: Fonction de cohérence entre l'hydrophone de référence et l'hydrophone 7 de la flûte pour l'ensemble des bruits blancs centrés qui couvrent la gamme de fréquences de 50-800 Hz.

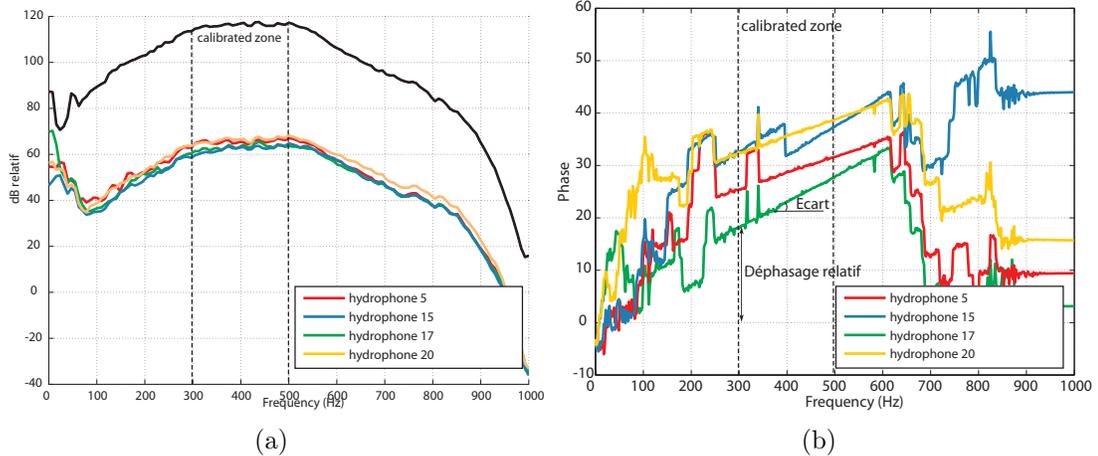


FIG. 3.20: Densité spectrale de puissance et différence de phase pour quelques canaux d'une flûte. (a) Densité spectrale de puissance (flûte ITI2), bande étroite à 400 Hz. (b) Différence de phase entre le canal de référence et les canaux étalonnés.

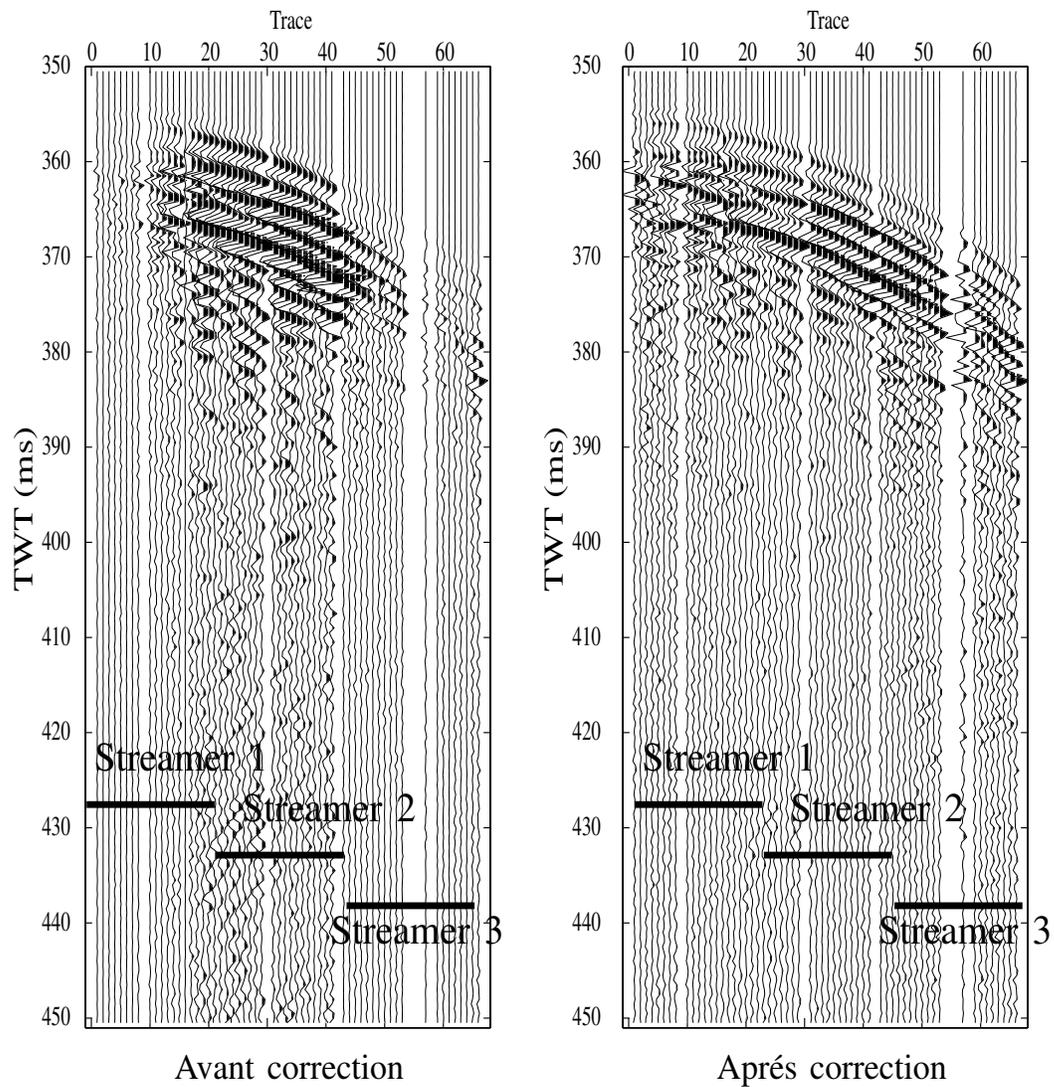


FIG. 3.21: Collection en point de tir de nos données illustrant la correction des amplitudes suite à l'étalonnage des hydrophones.

### 3.6 Le positionnement des instruments

L'une des grandes difficultés à résoudre en sismique lacustre ou marine et le positionnement des différents instruments. Alors que pour la sismique terrestre le positionnement peut se faire en relatif par rapport à un point fixe dont on connaît les coordonnées absolues, en sismique lacustre (ou marine) il est indispensable de connaître la position absolue de chaque instrument (flûtes sismiques, canons et à toute fin pratique celle du bateau d'acquisition, figure 3.22). Il est nécessaire de connaître la position absolue car

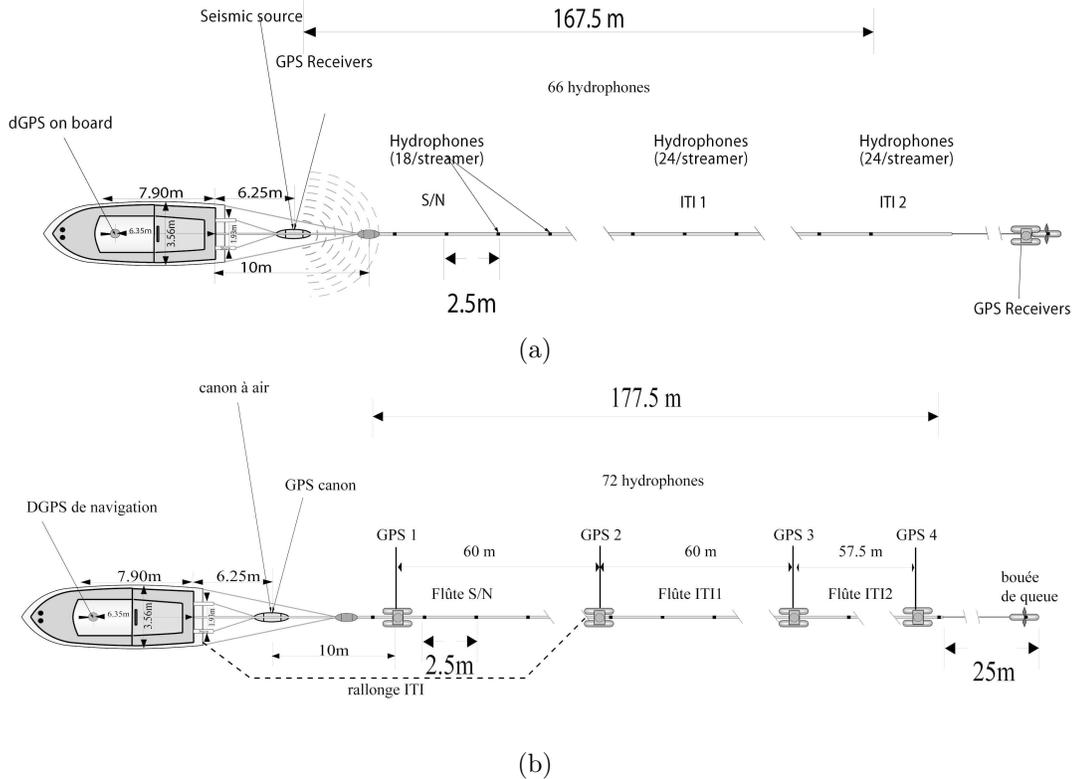


FIG. 3.22: Dispositif d'acquisition pour la sismique très haute résolution sur le Lac Léman. (a) Dispositif utilisé pour la campagne de sismique 2D en 2004. (b) Dispositif utilisé pour la campagne de sismique 3D en 2005.

la flûte (comme le canon) peut être sujette à une dérive causée par la houle, le vent et les courants. Pour la flûte, cette dérive tend à augmenter avec le déport. Les trois flûtes à disposition à l'Institut de Géophysique ont été mises bout à bout afin d'atteindre des déports suffisants pour un traitement AVO. La première tentative a eu lieu lors de la campagne de sismique 2D durant l'année 2004. Une rallonge a été adaptée lors de la campagne 3D acquise en 2005 et les 72 canaux disponibles ont pu être utilisés lors de cette campagne (figure 3.22 (b)). On remarque sur cette figure que l'acquisition 3D est réalisée à l'aide d'une seule flûte. Les données seront donc acquises le long de profils 2D très resserrés le long de la direction des in-lines. Le traitement sismique sera lui réalisé en 3D.

Le bateau, la source et la flûte sismique doivent être positionnés avec la meilleure

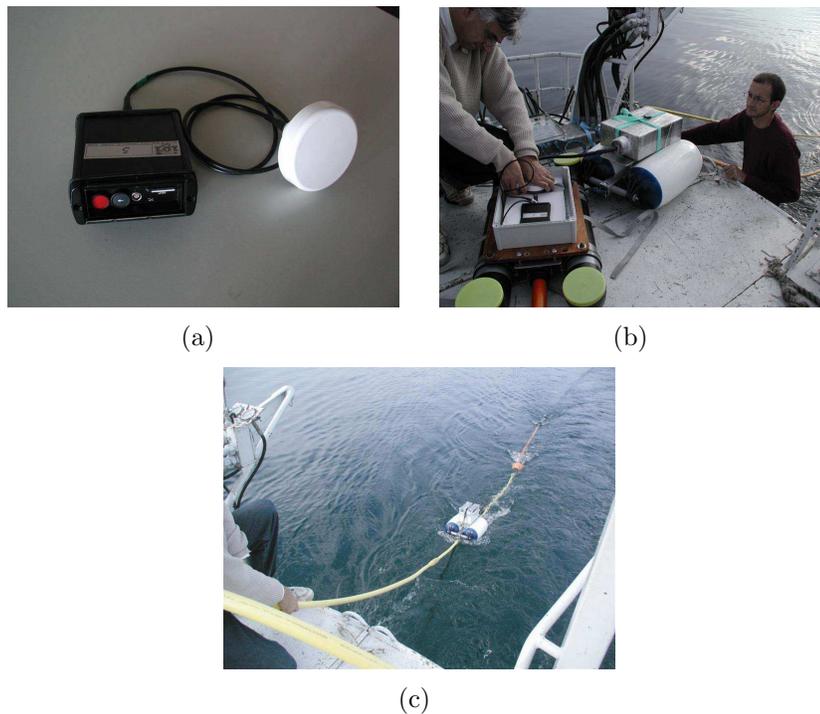


FIG. 3.23: (a)GPS GL30 (fréquence des données de 1 Hz, autonomie 20h, dimension (cm) 20x10x3), poids 650 g. (b) Un GL30 en train d'être fixé dans une boîte étanche sur un radeau, lui-même accroché à la flûte. (c) Déploiement d'un GL30 fixé à la flûte.

précision possible. Le positionnement par GPS différentiel en temps réel est nécessaire pour la navigation du bateau. L'antenne de référence est positionné à moins de 5 km de la zone d'étude, le GPS quant à lui est situé sur le bateau et communique directement par radio afin de calculer la position du bateau en temps réel avec une précision centimétrique.

Les travaux de Scheidhauer (2003) et Dupuy (2006) ont mis en avant les problèmes de positionnement de la flûte. La précision obtenue avec un GPS en queue de flûte n'est pas suffisante. En effet, la forme que peut prendre la flûte dépend à la fois du courant, du vent et de la trajectoire du bateau. En particulier, si ce dernier effectue une succession de changements de caps pour suivre au mieux la trajectoire du profil, la flûte peut prendre une forme sinueuse difficile à reconstituer avec un seul GPS. De plus, si les déplacements de la flûte impliquent que les hydrophones ne se trouvent plus dans l'axe du bateau le point milieu commun est décalé de la ligne théorique. L'un des développements que nous avons réalisé pour palier au problème des déplacements latéraux a été de placer plusieurs GPS le long de la flûte. Afin de minimiser les coûts et le poids, des GPS en mode post-traitement ont été utilisés pour le positionnement des flûtes sismiques. Ces appareils ont été développés par la firme GEOSAT (<http://www.geosat.ch/>) selon

nos spécifications de précision, capacité de mémoire, poids et encombrement afin qu'ils puissent être fixés sur des radeaux. La figure 3.23 illustre les nouveaux GPS GL30 et leur installation sur la flûte lors de la mise à l'eau. Les données de positionnement de la navigation du bateau sont prises en compte dans le traitement des données GPS de flûtes. Un traitement adapté permet d'avoir une précision de 20 cm de la position de la flûte et de la source. Une interpolation linéaire entre les différentes positions GPS sur la flûte est utilisée pour retrouver la position des hydrophones. La taille de la maille, lors de la campagne 3D, ayant été de 5 m en direction des in-lines par 1.25 m en direction des cross-lines, la précision de nos GPS (bateau, source et hydrophones) est donc adéquate pour l'acquisition de données 3D.

# Chapitre 4

## Acquisition

### 4.1 Introduction

Les instruments que l'on utilise pour acquérir des données de sismique réflexion déterminent la profondeur de pénétration et la résolution que l'on peut atteindre. Ceux disponibles à l'Institut de Géophysique de Lausanne se situent entre la haute et la très haute résolution selon la source utilisée (canon à eau ou à air). Ceci est illustré sur la figure 4.1. Différentes géométries ont été testées [Scheidhauer, 2003] afin de mettre en place la stratégie la plus efficace en terme de production et de qualité des données sismiques à haute résolution 2D et 3D. Lors de cette thèse une contrainte supplémentaire a été introduite : la nécessité d'avoir un déport suffisamment grand pour étudier les phénomènes AVO. Le gain de déport si l'on conserve la même distance intertrace, conduit également à obtenir une couverture plus grande. Pour avoir le plus grand déport possible avec nos trois flûtes sismiques, nous les avons déployées bout à bout, une mise en œuvre pour laquelle les flûtes n'étaient pas conçues. Une plus grande flûte nécessite une plus grande attention aux problèmes de positionnement. A cet effet, il était nécessaire de disposer de suffisamment de points de positionnement le long de la flûte. Ce que nous avons réalisé en augmentant le nombre de récepteurs GPS (voir chapitre 3).

Dans ce chapitre, on traitera séparément l'acquisition 2D et l'acquisition 3D. La navigation et le positionnement des instruments à l'eau feront l'objet d'un intérêt particulier car ils constituent un élément primordial de l'acquisition de bonnes données sismiques.

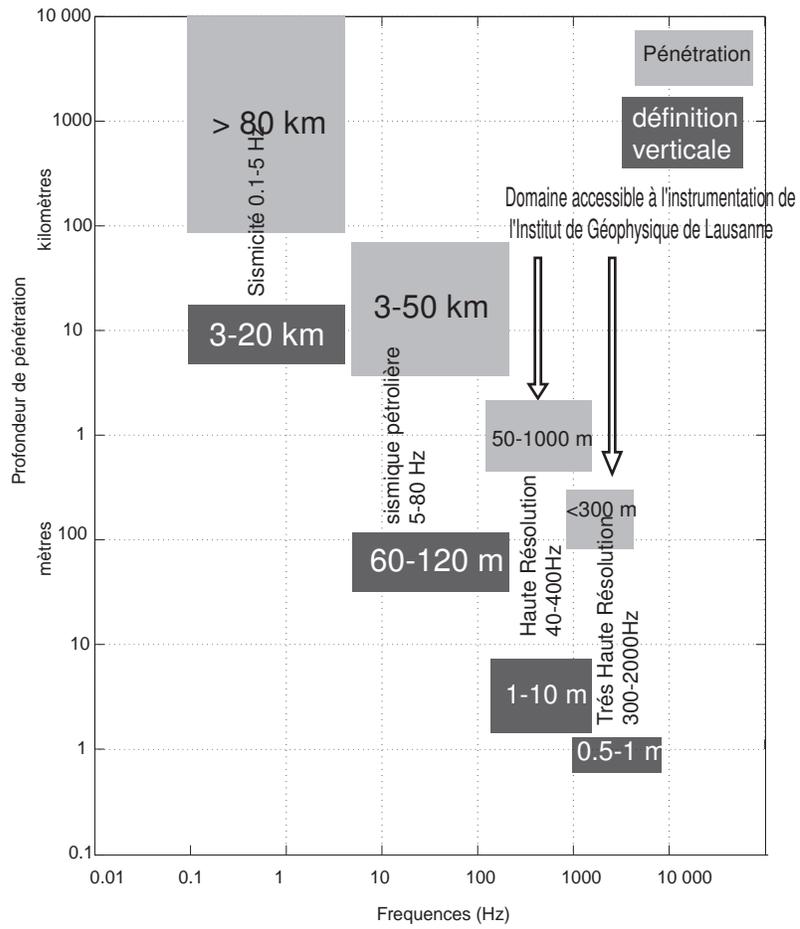


FIG. 4.1: Domaine de pénétration et de résolution selon la fréquence de la source. Source : Ifremer [Egreteau, 2005].

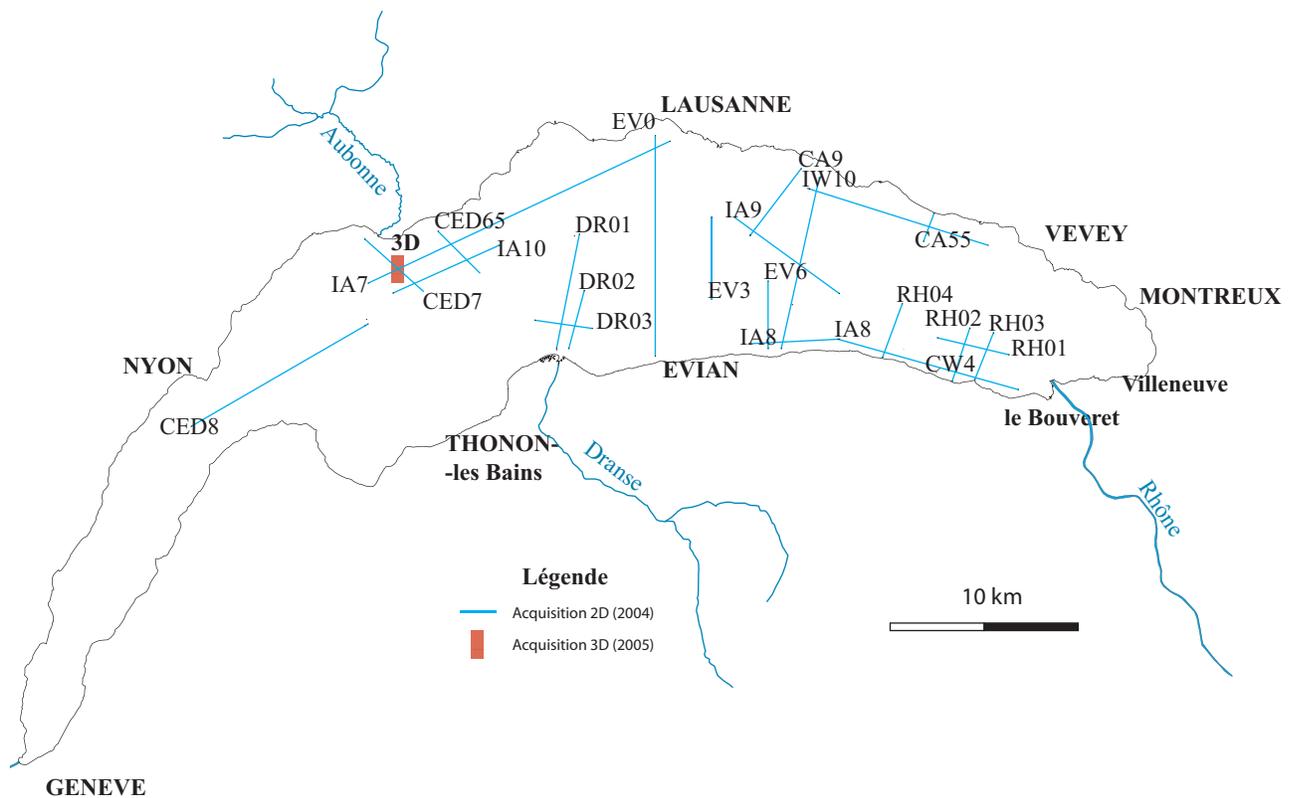


FIG. 4.2: Lignes sismiques acquises avec un déport de 167.5 m (bleu) et de 177.5 m (rouge).

## 4.2 Acquisition 2D (campagne 2004)

Les objectifs géologiques de cette campagne était de cartographier le décrochement de Pontarlier et la meilleure compréhension du système de sédimentation dans les deltas. L'objectif technique était de tester la faisabilité du branchement bout à bout des trois flûtes sismiques dans l'optique d'avoir au moins  $30^\circ$  d'angle d'incidence.

L'équipement utilisé lors de cette campagne est illustré par le schémas de la

page 46. Nous avons toutefois rencontré quelques problèmes techniques. En effet, toutes les 72 traces disponibles n'ont pu être mises à l'eau car un des lead-ins était trop court. La première flûte (S/N) a été directement attachée au le bateau. Les deux flûtes ITI sont connectées l'une à l'autre et un lead-in de 60 m devait permettre de ramener les 48 traces au bateau. Le lead-in ayant exactement la même longueur que la flûte S/N, nous avons été obligés de laisser quelques hydrophones de la flûtes S/N sur le pont pour pouvoir brancher le lead-in. Seulement 66 canaux, y compris les traces mortes, ont été mis à l'eau.

Le positionnement des profils lors de cette campagne sont présenté sur la figure 4.2. Les deltas de la Dranse, l'Aubonne et du Rhône ont été préférentiellement choisis. Des lignes

ismiques dans l'axe et perpendiculaire aux deltas ont été acquis. Cette campagne a duré 7 jours et 124 km de profil sismique 2D été acquis. Pour diminuer le temps mort nécessité par la recharge des bouteilles d'air certaines lignes ont été acquises avec un intertir de 10 m. Une couverture théorique maximale de 16 traces est alors disponible. Les données ont été enregistrées en format SEG Y. Le pas d'échantillonnage est de 0.5 ms pour une longueur d'enregistrement de 1 s. Soit environ 13 Go de données acquises lors de cette campagne.

Les exemples qui seront présentés dans ce travail montreront les résultats sur le delta de la Dranse. L'interprétation quantitative apportera une réponse aux zones d'ombres présentes dans ce delta. Cette campagne a été géologiquement décrite par Dupuy (2006) dans son historique des campagnes.

### 4.3 Acquisition 3D (campagne 2005)

L'objectif de cette campagne était d'acquérir un volume 3D dans un région où la géologie est relativement bien connue et simple afin de valider le traitement AVO sur un jeu de données 3D. La région du delta de l'Aubonne a été choisie parceque elle reflète une problématique deltaïque avec un système de sédimentation intéressant.

L'équipement utilisé lors de cette campagne est identique à celui de la section précédente. Une rallonge au lead-in a été adaptée de façon à pouvoir utiliser pleinement les 72 canaux actifs disponibles. Le déport maximum lors de cette campagne 3D était de 177.5 m. Ce déport nous permet d'atteindre des angles d'incidences de 40° dans la zone de prospection du delta de l'Aubonne.

Cette campagne a duré 8 jours (effectif d'acquisition pure) et 56 lignes de 1 km ont pu être acquises. Les lignes ont été acquises avec un intertir de 5 m. Une couverture théorique maximale de 18 traces est alors disponible. Les données ont été enregistrées en format SEG Y. Le pas d'échantillonnage est de 0.5 ms pour une longueur d'enregistrement de 1 s. Soit environ 6.5 Go de données acquises lors de cette campagne.

La figure 4.3 illustre la production et la progression quotidienne de cette acquisition. Les lignes ont été acquises avec un intertir de 5 m. L'expérience a montré que les débuts de campagne sont plus utilisés au réglage du matériel qu'à la production. Pendant la journée du 25.10.2005 seules quelques lignes 3D ont pu être acquises en raison d'une houle trop importante. Le talon d'Achille de notre système d'acquisition est le compresseur. La fin de la campagne a été provoquée par une défaillance du moteur thermique du compresseur.



## 4.4 Navigation lacustre et positionnement (DGPS)

Le système de positionnement des flûtes a été décrit dans le chapitre 3. La figure 4.4 (a) illustre le bateau ("La Licorne" de l'Institut Forel) utilisé pour nos acquisitions sismiques sur le Lac Léman. Ce bateau de 13 m de long et de 4 m de large permet d'embarquer les bouteilles d'air comprimé, le compresseur, les flûtes sismiques et les autres instruments d'acquisition (les ordinateurs, sismographes, batteries, câblages etc.) (figure 4.4 b). L'expérience des campagnes précédentes a montré que la présence d'au moins quatre personnes (le pilote du bateau inclus) était nécessaire. La répartition des tâches est plus facile. En revanche, seulement trois personnes connaissant bien le matériel ont été nécessaires pour les campagnes de 2004 (2D avec 165 m de déport) et 2005 (3D avec 185 m de déport). Notre système de navigation en continu comprend des GPS de



FIG. 4.4: Bateau de recherche "La Licorne" (Institut Forel). (a) Vue latérale de La Licorne. (b) Chargement du matériel.

précision (marque Leica, modèle 500 et 1200) et notre propre logiciel de navigation. On complète notre système de positionnement par une série de GPS enregistreur pour le positionnement de la flûte en post-traitement.

Pour naviguer et se positionner en continu il est nécessaire d'avoir un GPS de base dont les coordonnées sont connues. Un autre GPS posé sur le bateau (aussi nommé rover) reçoit les signaux de correction du GPS de base grâce à une liaison radio. La puissance de notre antenne radio est de 0.5 Watt et a une direction d'émission privilégiée. En principe ce dispositif a une portée de 15 km environ. Cependant, pour des raisons d'interférence avec des réflexions latérales et de perte de signal, il est préférable de placer l'antenne émettrice à quelques kilomètres seulement de la zone d'acquisition. La figure 4.5 montre la forme de la flûte lors de l'acquisition 3D. La figure 4.6 montre que la dérive peut atteindre 50 m par rapport à l'axe du premier hydrophone de la flûte. Sur le panneau (d) la flûte est déviée vers l'ouest. Ceci peut s'expliquer par le virage qui amorce le début de la ligne 32 qui était un peu court. Dans le cas théorique l'écart entre le passage de la

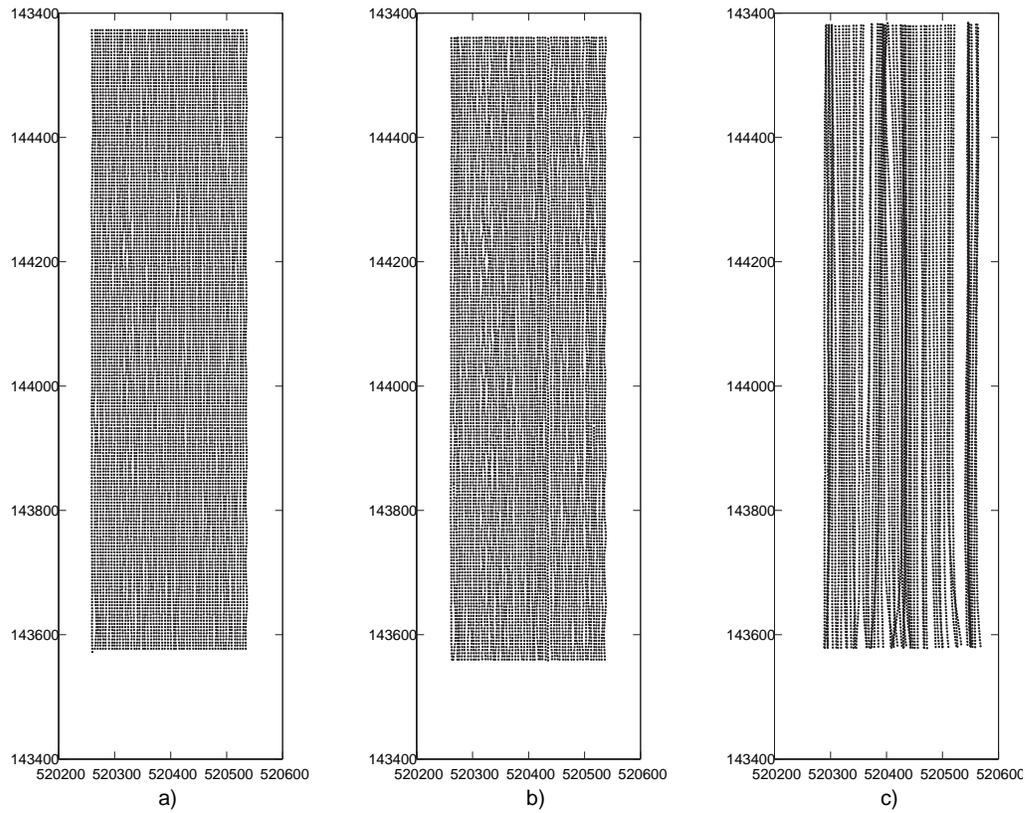


FIG. 4.5: Positions GPS du bateau (a), de la source (b) et de l'extrémité de la flûte (c) lors de l'acquisition du cube 3D.

flûte entre chaque point de tir doit être identique, soit 5 m. Dans le cas du panneau (f) on constate que les 50 premiers tirs la flûte est repassée plusieurs fois au même endroit, cela se remarque par des lignes resserrées. Cette tendance peut encore se noter sur les panneaux (g) et (h). Les explications du positionnement de la flûte lors de l'acquisition sont à imputer aux conditions de courant et de vent. Il n'est pas possible de distinguer séparément le vent ou le courant lors de la dérive de la flûte. Le vent agira plutôt sur les radeaux des GPS car ils ont une certaine prise au vent. Alors que le courant agira plutôt sur la flûte car elle nage à quelque centimètre en dessous de la surface.

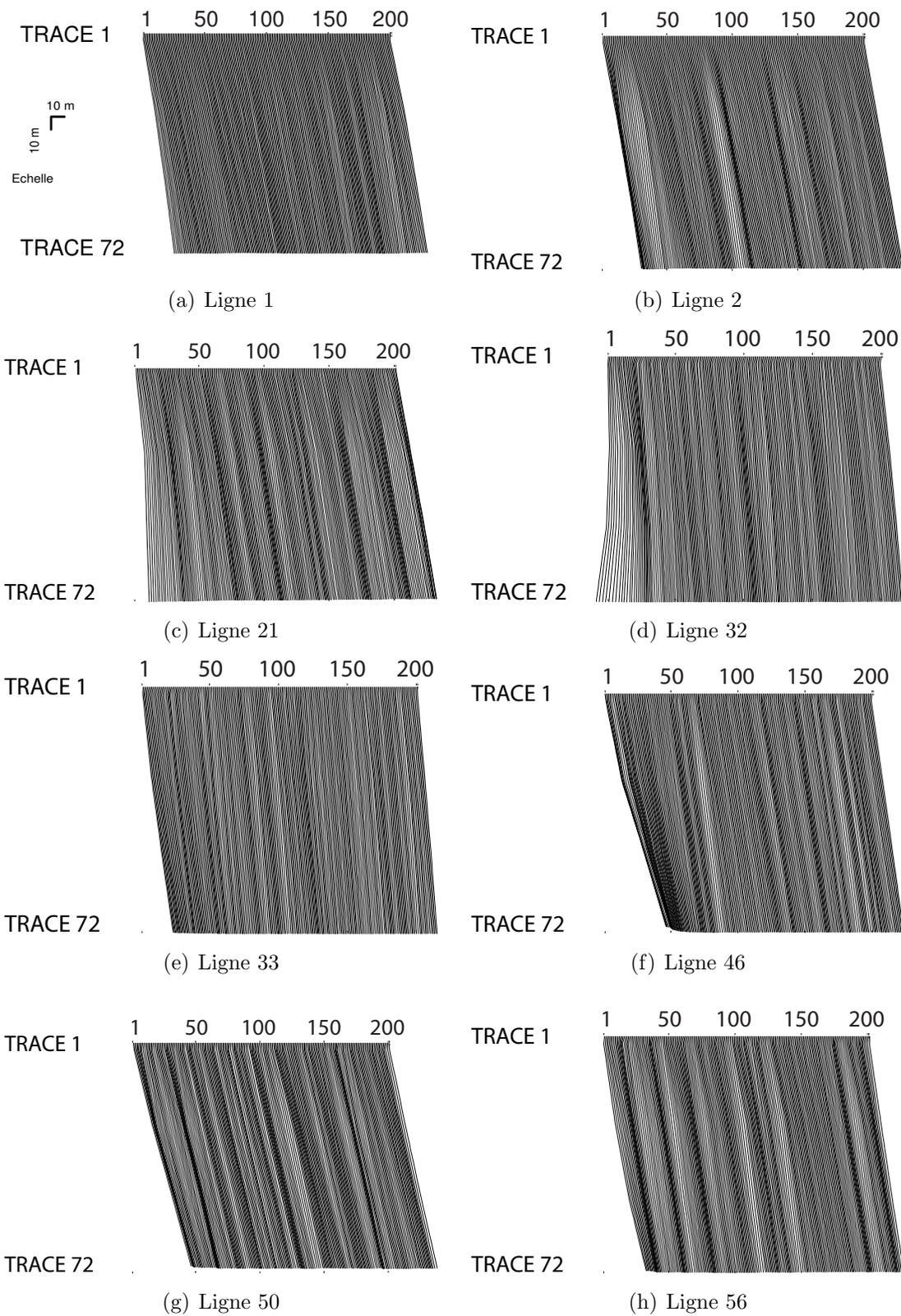


FIG. 4.6: Positionnement de la flûte sismique (traitement Trimble data control).

# Chapitre 5

## Traitement des données

### 5.1 Introduction

L'objectif final d'un bon traitement sismique est de pouvoir extraire une section sommée la plus explicite possible pour un interpréteur sismique. Le traitement sismique vise à révéler au mieux les structures géologiques, avec le meilleur contenu fréquentiel possible, tout en préservant le rapport des amplitudes entre ces différentes structures. Cependant, sans un traitement spécifique les amplitudes ne sont "vraies" et on risque d'altérer les rapports d'amplitude entre les différents événements sismiques. Notre traitement sismique devra conserver au mieux le rapport des amplitudes. La conservation des amplitudes vraies requiert un contrôle qualité en amplitude très poussé. Le but poursuivi est d'interpréter non seulement les structures, mais aussi de préserver les amplitudes pour en extraire une information complémentaire à l'interprétation sismique classique.

Le traitement a été fait en partie avec le logiciel GEOCLUSTER de la CGG et certaines étapes de contrôle qualité ont été élaboré sur Matlab. Dans le cadre de la 3D qui requiert une partie de traitement en production, une base de donnée et des macros ont été élaborés pour éviter les redondances de manipulations de données.

Ce chapitre va s'articuler selon les étapes de pré-traitement des données, puis d'imagerie sismique profondeur. Il se terminera par la séquence de traitement AVO appliquée sur les données du lac, nécessaire afin d'extraire les sections intercepte et gradient.

### 5.2 Pré-traitement des données sismiques 2D

#### a) Importation et conversion des données sismiques

Les données acquises sur le bateau ont été enregistrées au format SEG Y. Elles sont importées dans le logiciel GeoCluster de façon à ce qu'elles soient converties au format \*.cst. Le pas d'échantillonnage ( $500 \mu s$ ) et la longueur d'enregistrement ( $1000 ms$ ) sont introduit. Les 72 canaux sont reconnus et un numéro de trace est

directement affecté.

## b) Géométrie

L'expérience de sismique haute résolution acquise à l'Institut de Géophysique nous a permis d'acquérir des données de bonne qualité. La figure 5.1 illustre un point de tir brut. L'onde directe et les premières réflexions sont nettement visibles. Les fortes amplitudes sur les traces proches de la source montrent des signaux à basses fréquences causés par les flotteurs. Celui-ci est à la fréquence du clapot qui claque sur le radeau. Ces basses fréquences sont présentes sur les quelques traces en début de flûte. Notre objectif se situe sur les hyperboles de réflexion entre 0.25 s et 0.65 s. Ces réflexions représentent les sédiments quaternaires dans le Lac léman. La géométrie

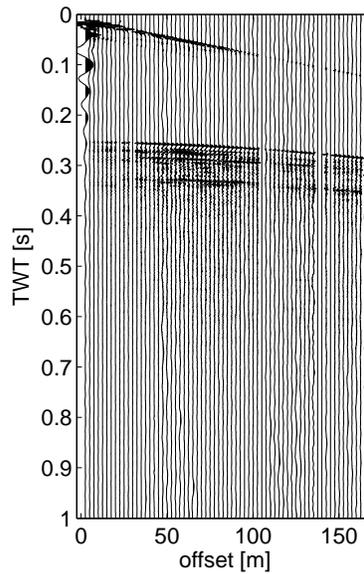


FIG. 5.1: Exemple de collection en point de tir brute d'une ligne 2D acquise sur le Léman.

est appliquée sur les entêtes des données. Le diagramme d'exploitation permet de visualiser notre géométrie d'acquisition grâce à un schéma synthétique. Pour chaque point milieu commun (Common Mid Point=CMP) on peut connaître la contribution de chaque trace et de chaque tir.

## c) Edition des traces mortes

Les flûtes mises bout à bout permettent d'avoir 66 canaux actifs. Les 6 autres traces sont restées sur le pont du bateau, notre lead-in étant trop court (voir chapitre 4). Dans notre système d'acquisition la contribution de nos traces est tellement importante qu'un effort est effectué durant cette étape de traitement pour conserver le plus de traces actives. L'étalonnage des flûtes a permis de récupérer le signal de certains hydrophones dont le préamplificateur ne fonctionnait plus. Tous les tirs de la même trace du dispositif ont été extraits (aussi appelé "monotrace"). La visualisation de

ces représentations monotraces a permis de supprimer définitivement 5 traces du dispositif. On a donc finalement conservé 61 traces du dispositif initial.

d) **Délais du canon**

Il existe un délai mécanique entre l'instant où l'impulsion électrique est envoyée au canon et l'instant où celui-ci se déclenche. D'autre part, l'enregistreur peut démarrer avec un retard par rapport à l'instant de l'impulsion envoyée au canon, ce qui induit un autre délai. Le délai total est donc constitué du délai du canon dont il faut retrancher le délai de l'enregistreur. Le délai du canon à été mesuré à 10 ms [Scheidhauer, 2003]. Un délai total de 8 ms a été appliqué à nos données conformément à la valeur utilisée par Dupuy (2006) qui employait le même équipement.

e) **Filtre bande-passante**

Le signal enregistré à travers nos flûtes est souvent entaché de bruits , par exemple dus à la houle et le petit clapot. Un bruit électronique est aussi présent dans le signal. La figure 5.2 montre les fréquences mesurées par notre dispositif. On constate la présence sur le panneau (a) d'un pic d'énergie vers les 50 Hz causé par la génératrice. Notre bande passante permet de filtrer entre les fréquences de 55-75-550-650 Hz. Le résultat de ce filtre sur une collection point de tir est représenté sur la figure 5.2 (c). Ce filtre permet de faire disparaître les basses fréquences dues aux clapots par exemple.

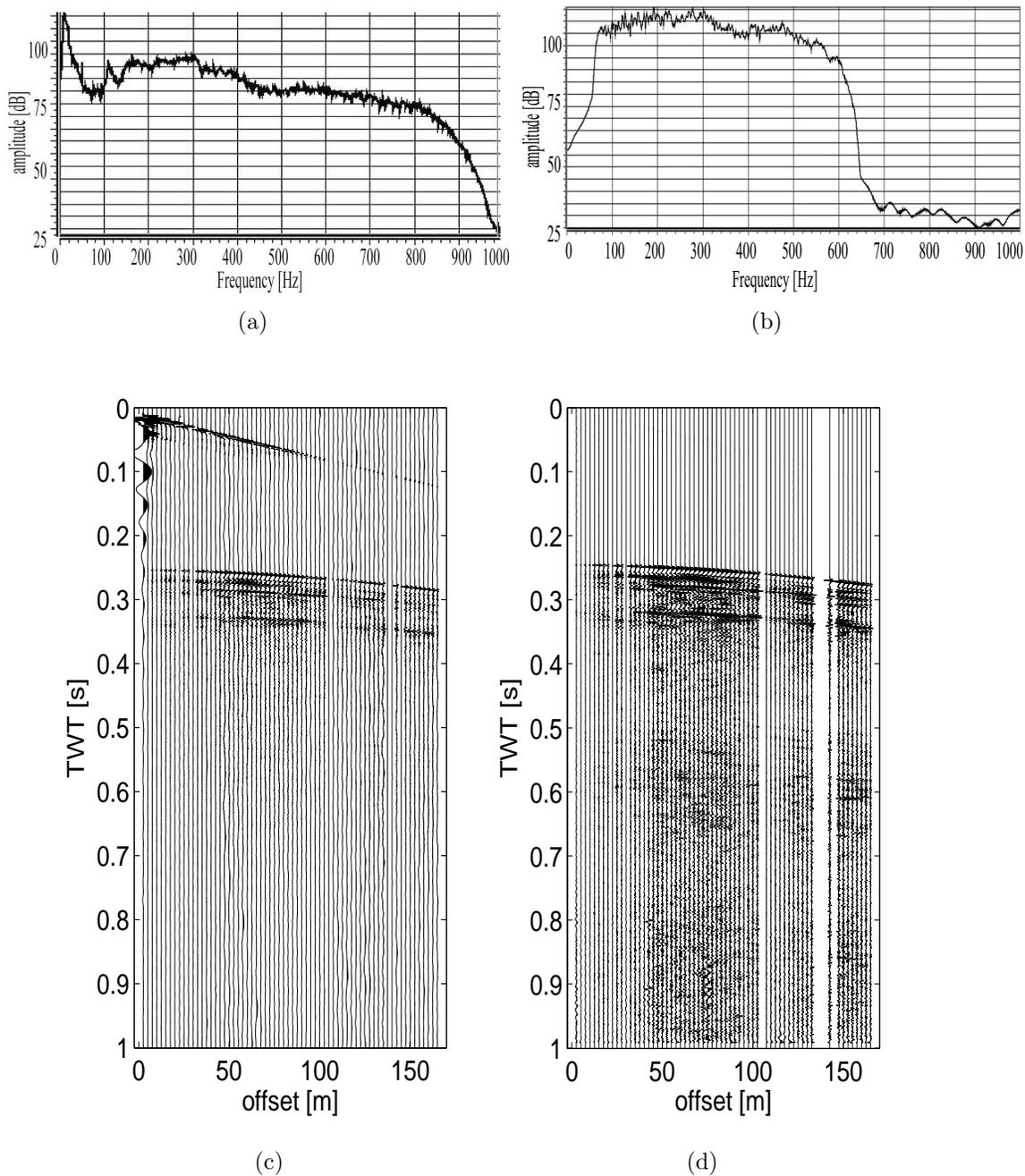


FIG. 5.2: Spectres d'une collection en point tir avant (a) et après filtrage (b) (55-75-550-650). Le pic à 50 Hz sur le panneau (a) est causé par la génératrice. Données brutes (c) et données filtrées (45-65-650-750 Hz) après élimination des traces mortes (d).

#### f) Correction en amplitude des hydrophones

Cette étape de traitement prend en compte les résultats provenant de l'étalonnage des flûtes dans la chambre anéchoïque. Le chapitre 3 détaille la procédure qui permet d'avoir un fichier de correction en amplitude des hydrophones des flûtes. Seule la correction instrumentale est appliquée sur les données. La figure 5.3 montre les données avant et après application de la correction instrumentale uniquement.

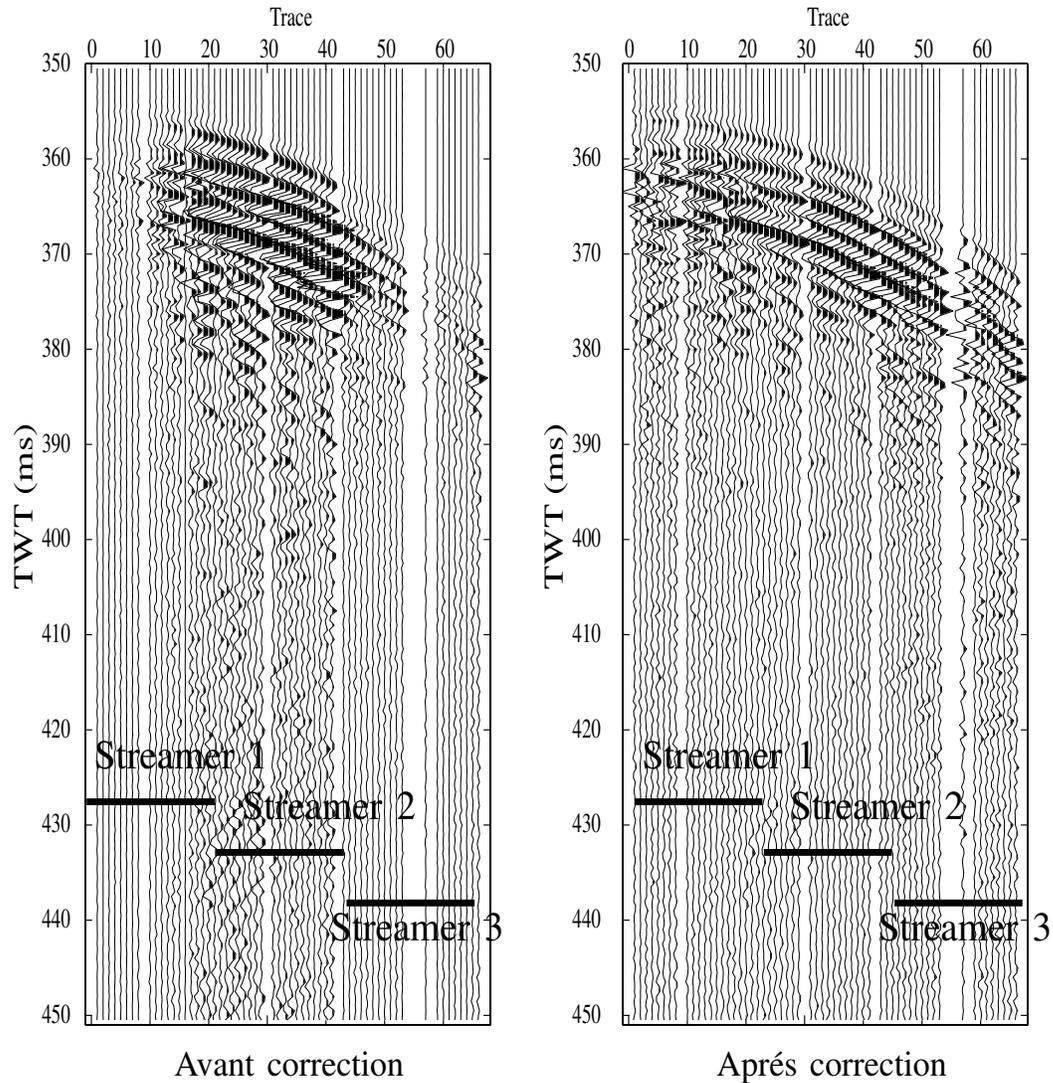


FIG. 5.3: Collection en point de tir de nos données illustrant la correction des amplitudes suite à l'étalonnage des hydrophones.

g) **Correction des variations de la source**

La préservation de l'amplitude tout au long du traitement sismique est primordiale pour une étude AVO. Les amplitudes sont altérées par tous les processus qui touchent à l'ondelette : filtre, déconvolution, compensation de la divergence sphérique, suppression des multiples, corrections dynamiques, migration. Plus le traitement sera élaboré plus il y a de risque d'altérer les amplitudes et surtout le rapport d'amplitude entre les traces. Outre la correction d'amplitude pour corriger de l'effet des hydrophones (chapitre 3), nous devons aussi tenir compte des variations de pression de l'air comprimé alimentant le canon à air. La pression de tir est en principe de 80 bar, mais celle-ci peut légèrement fluctuer autour de cette valeur. L'option la plus répandue pour traiter ce type de variations est la correction en surface consistante. Taner and Koehler (1981) dans leurs travaux mettent en équations les contributions relatives de cinq facteurs agissant sur l'amplitude : la source, les récepteurs, les offsets, les CDP et les canaux d'enregistrement (équation 5.2.1).  $S$  est la réponse de la source à la position  $n$ ,  $R$  est réponse du récepteur à la position  $m$ ,  $C$  est la réponse de la subsurface à la position  $(m + n)/2$  soit le CMP et enfin  $D$  est la réponse du déport à la position  $(m - n)/2$ .

L'outil de correction en surface consistante dans GeoCluster permet de décomposer chaque élément de l'équation dans un fichier avec la correction en dB à appliquer séparément ou en totalité.

$$F_{nm}(w) = S_n(w) * R_m(w) * C_k(w) * D_l(w) \quad (5.2.1)$$

Cet outil de traitement avec GeoCluster (AMPSO) permet de décomposer la correction en amplitude selon les points de tir, le récepteur, le déport et le point milieux commun. Les amplitudes initiales des composantes sont calculées à partir des valeurs moyennes de leurs contributions. L'amplitude finale de chaque composante est calculée séparément par itération en utilisant l'algorithme de Gauss-Seidel. Enfin, chaque composante est caractérisée par sa valeur de gain calculée par surface consistante. L'application de tous les gains de ces différentes composantes, dans chaque fenêtre de temps, est effectuée en multipliant les échantillons des traces par un scalaire.

Les amplitudes représentatives des traces sont estimées statistiquement en utilisant l'amplitude quadratique moyenne (RMS) des échantillons non nuls dans la fenêtre de temps. Dans notre traitement on a effectué seulement la correction des effets dus à la source. La figure 5.4 illustre l'effet de la correction selon la direction des points de tirs. Cette correction a été appliquée sur l'ensemble des données sismique 2D et 3D.

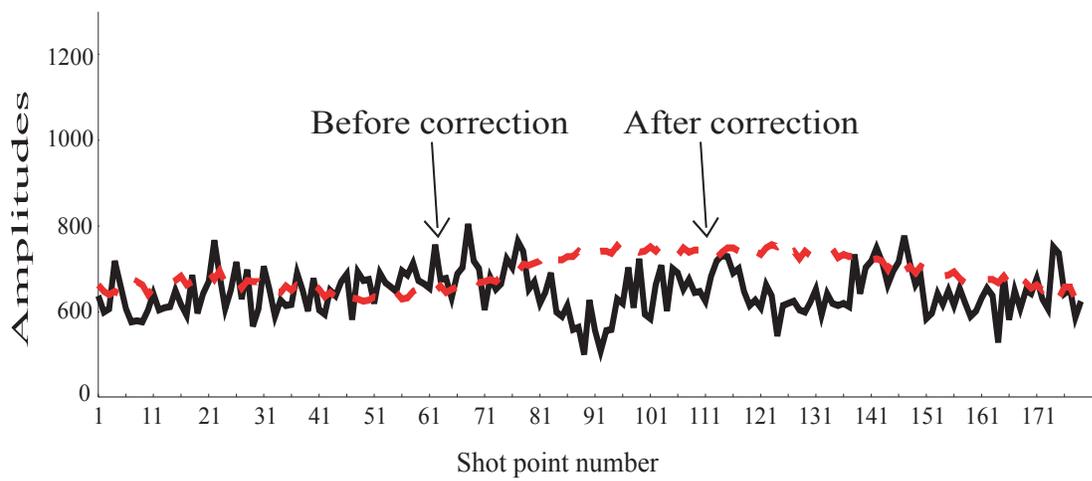


FIG. 5.4: Amplitude moyenne des traces pour plusieurs tirs de la campagne de la Dranse (section DR03) avant et après correction en surface consistante en utilisant l'algorithme de Taner and Koehler (1981).

#### h) **Suppression des pics en amplitude**

Ce filtre permet l'atténuation voir la suppression, dans certain cas, des pics (spikes) d'amplitude. La section est tout d'abord visualisée en monotrace. Si l'on observe des spikes qui viennent perturber les monotracés alors un "despiking" est appliqué. La figure 5.5 illustre le "despiking" (algorithme selon Anderson and McMechan (1989)) sur un point de tir.

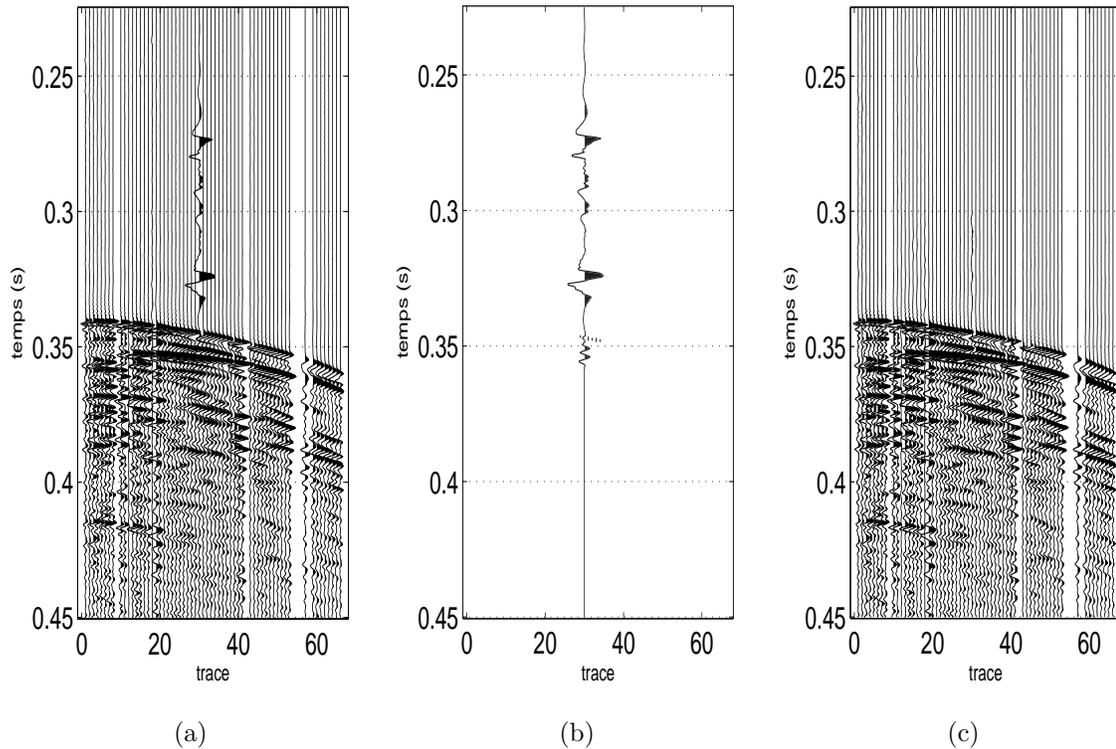


FIG. 5.5: Point de tir brut avant "despiking" (a) et résultat du "despiking" (c). Le panneau (b) montre le résidu entre les panneaux (a) et (c).

#### i) **Collection point milieu commun**

L'étape suivante consiste à classer les traces en points milieux communs. Cette réorganisation permet de rassembler les traces qui ont le même point de réflexion. Les données sont classées selon le premier mot d'étiquette qui est le point milieu commun et le second le départ.

## j) Analyse de vitesse

Les hyperboles de réflexions sont illustrées sur la figure 5.6 a. Nous avons utilisé les équations de Neidell and Taner (1971) pour définir la semblance (figure 5.6 b). Pour

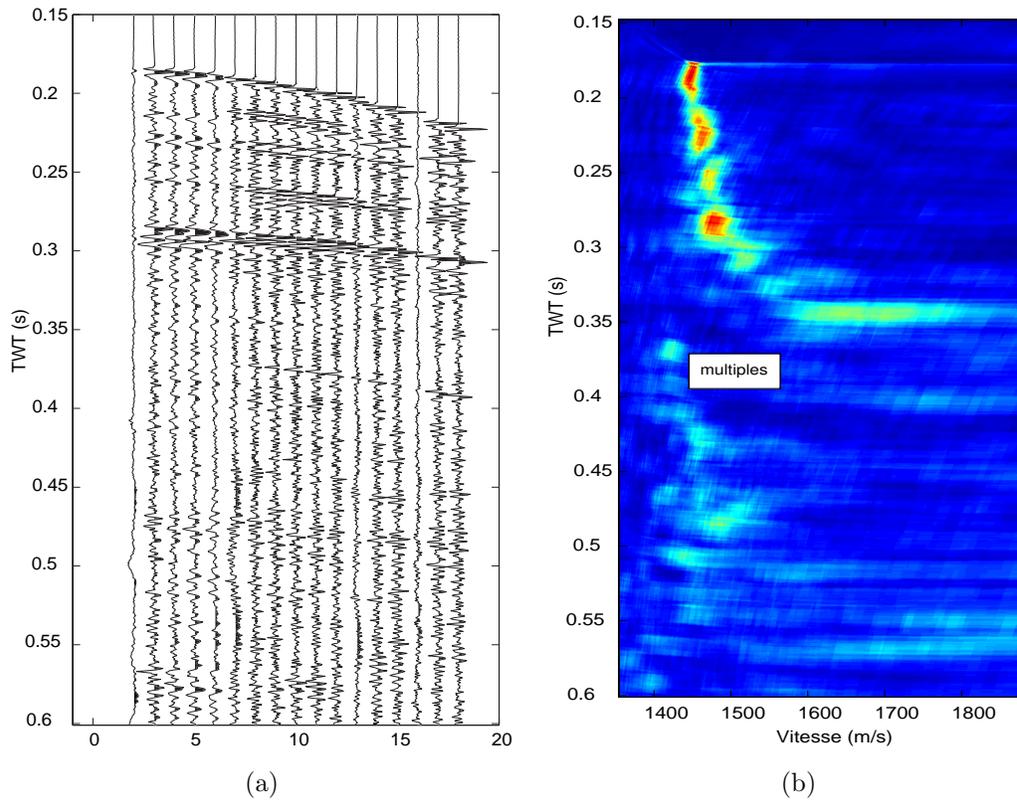


FIG. 5.6: Collection en point milieu commun (a) et tableau de la semblance (b).

déterminer un profil de vitesse de stack en fonction du temps (temps double) il faut pointer les maximums d'énergie sur le tableau de la semblance qui correspondent à des réflexions. Des outils supplémentaires comme la correction dynamique (Normal Move Out ou NMO) en temps réel et les mini-sommations (mini stack) aident à apprécier au mieux les vitesses de sommation.

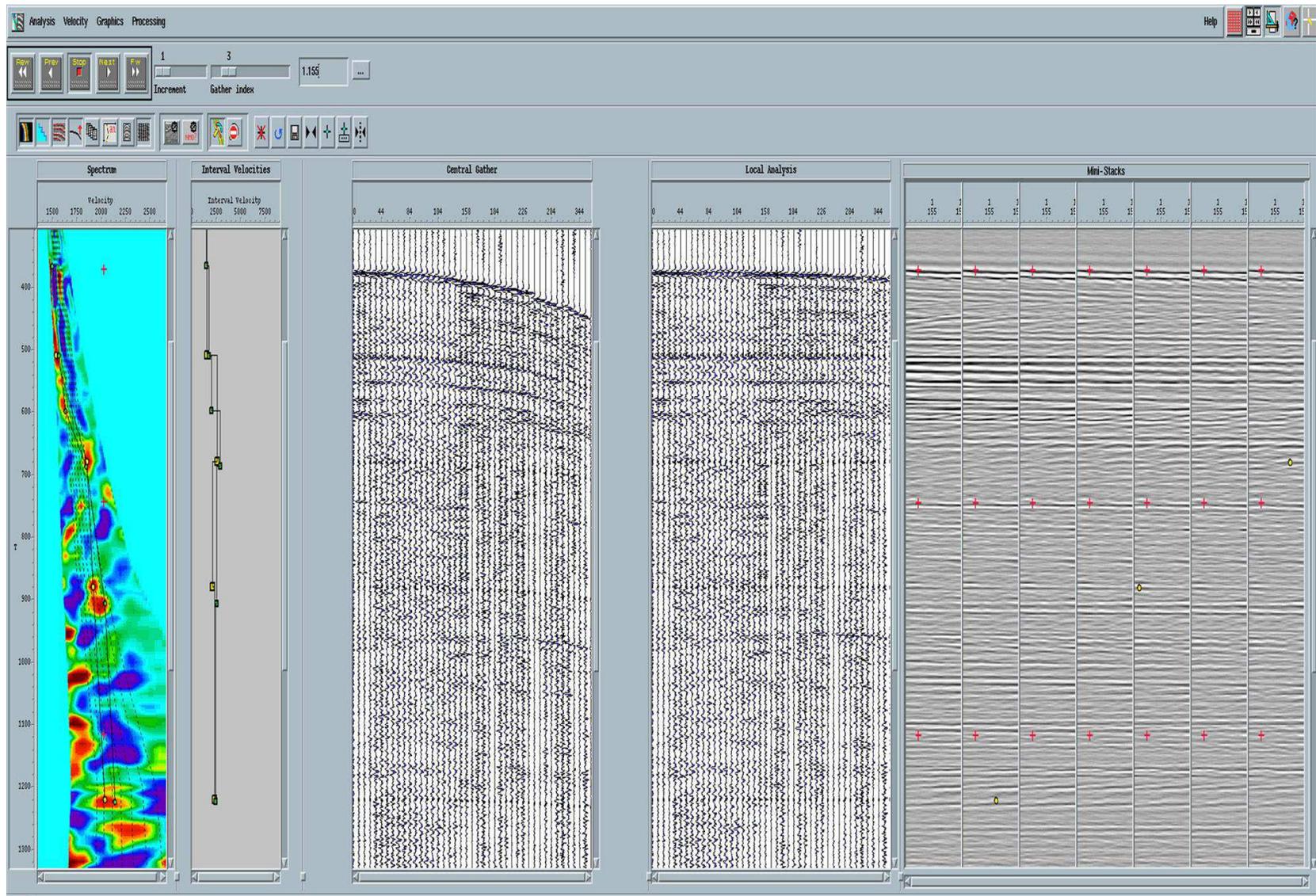


FIG. 5.7: Analyse de vitesse avec l'outil GeoVel de ChronoVista. La semblance, les vitesses d'intervalle, le point milieu commun brut, le point milieu commun après correction NMO et les mini sommations sont représentés (de gauche à droite).

La figure 5.7 illustre l'outil qui a été utilisé pour l'analyse des vitesses. A l'issue de l'analyse de vitesse pour les données 3D, un modèle de vitesse en trois dimensions permet de mieux visualiser les vitesses sur les inlines, les crosslines et les time-slices. Pour améliorer le modèle de vitesse il peut être utile de renouveler l'analyse de vitesse en tenant compte de la première, ceci permet d'affiner le modèle de vitesse et notamment de le lisser. Cela permettra de réduire la création d'artéfacts lors de la migration.

k) **Suppression de l'onde directe**

L'ultime étape du prétraitement avant de procéder à la phase d'imagerie (PSDM) est la suppression de l'onde directe. Cette étape consiste à mettre les échantillons à zéro au niveau de l'onde directe.

Une déconvolution blanche du signal n'a pas été nécessaire car la bande passante du signal sismique enregistré est très large. Une déconvolution anti-multiple n'a pas non plus été appliquée sur les données du lac. En effet, le multiple observé sur nos données arrive beaucoup plus tard que les réflexion correspondant à notre objectif géologique. Généralement, le multiple se situe au niveau des sédiments de la molasse. La phase de pré-traitement est résumée sur la séquence représenté sur la figure 5.8. Aucun gain n'a été appliqué aux données. Des contrôle qualité ont été effectués après la correction en amplitudes des traces et des points de tir.

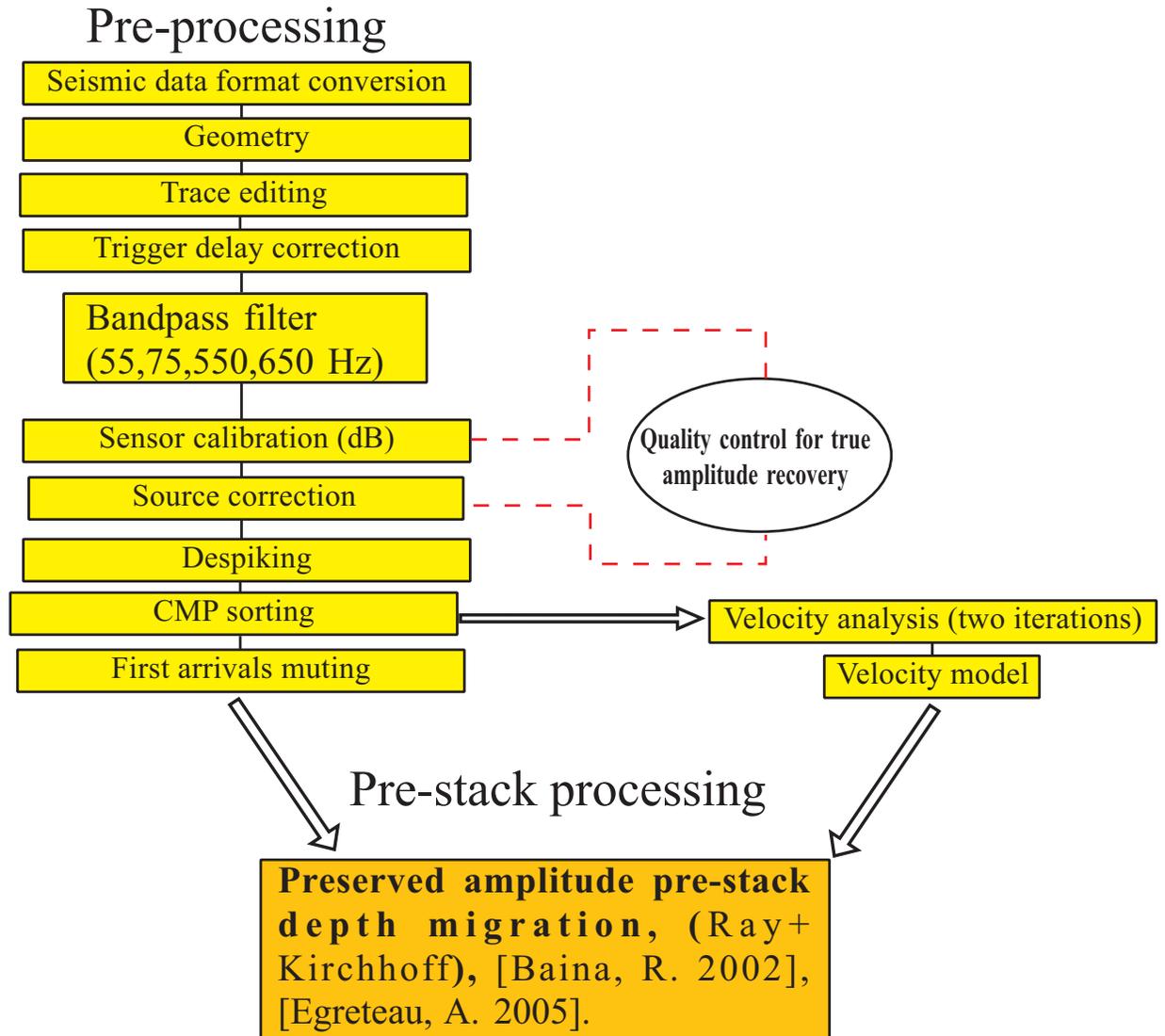


FIG. 5.8: Pré-traitement et traitement des données sismiques 2D.

## 5.3 Imagerie profondeur en 2D

La migration préstack profondeur permet de repositionner les principaux réflecteurs liés aux contrastes d'impédance du milieu. Nguyen (2003) utilise la migration profondeur de type Kirchoff. Cette migration préstack à offset constant reconstruit quantitativement les amplitudes en profondeur, ce qui permet de faire des études AVO/AVA par la suite. Cette PSDM (Pre-stack depth migration) ne fonctionne qu'en 2D. La figure 5.9 rappelle

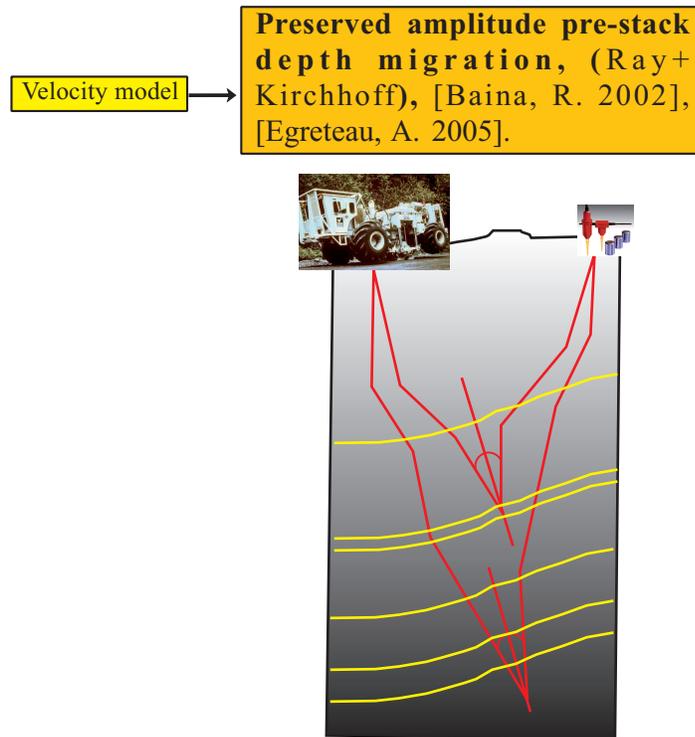


FIG. 5.9: Migration en profondeur à amplitude préservée utilisée dans l'imagerie profondeur 2D.

le tracé des rayons dans la migration profondeur. La phase d'imagerie 2D a été traitée avec cette PSDM. La figure 5.10 montre un exemple d'une section migrée en profondeur sur le delta de la Dranse. Un modèle de vitesse RMS a été utilisé pour la migration profondeur. Pour des raisons de rapidité de calcul et d'homogénéisation des plateformes (linux ou windows) les données ont été transformées au format seismic unix. Ce format de données d'entrée dans la migration est plus souple.

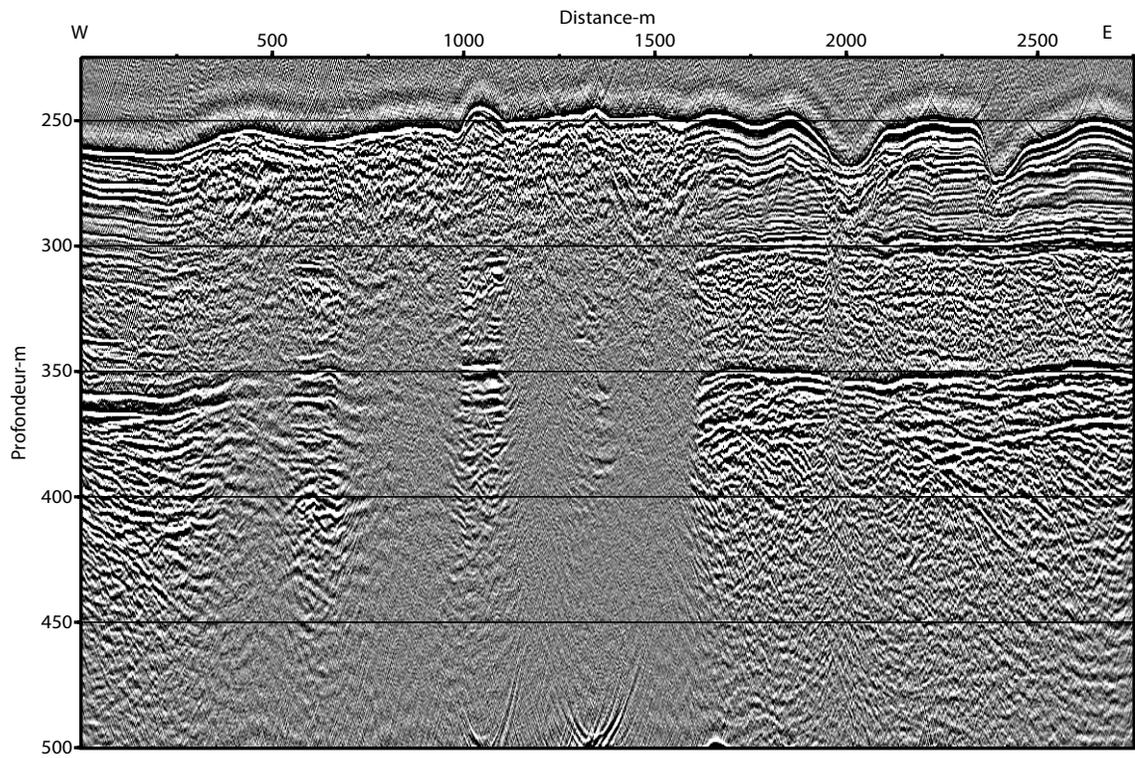


FIG. 5.10: Section DR03 migrée en profondeur sur le delta de la Dranse.

## 5.4 Pré-traitement des données 3D

### a) traitement des données GPS

Afin de déterminer le logiciel permettant d'effectuer le meilleur post-traitement des données de nos GPS GL30, des tests ont été réalisés. Avec une distance inter-trace de 2.5 m, la taille du bin dans la direction de la flûte est de 1.25 m. Il est donc nécessaire de connaître la position des points de réflexion avec une précision de l'ordre de 0.5 m. La figure de la section 3.5 représente la géométrie d'acquisition pour cette campagne. Ce schéma illustre le cas théorique en terme de géométrie et les distances qui séparent les GPS sont indicatives. Elles peuvent être retrouvées par le calcul des distances entre les différentes positions. La figure 5.11 illustre la différence de position entre le canon

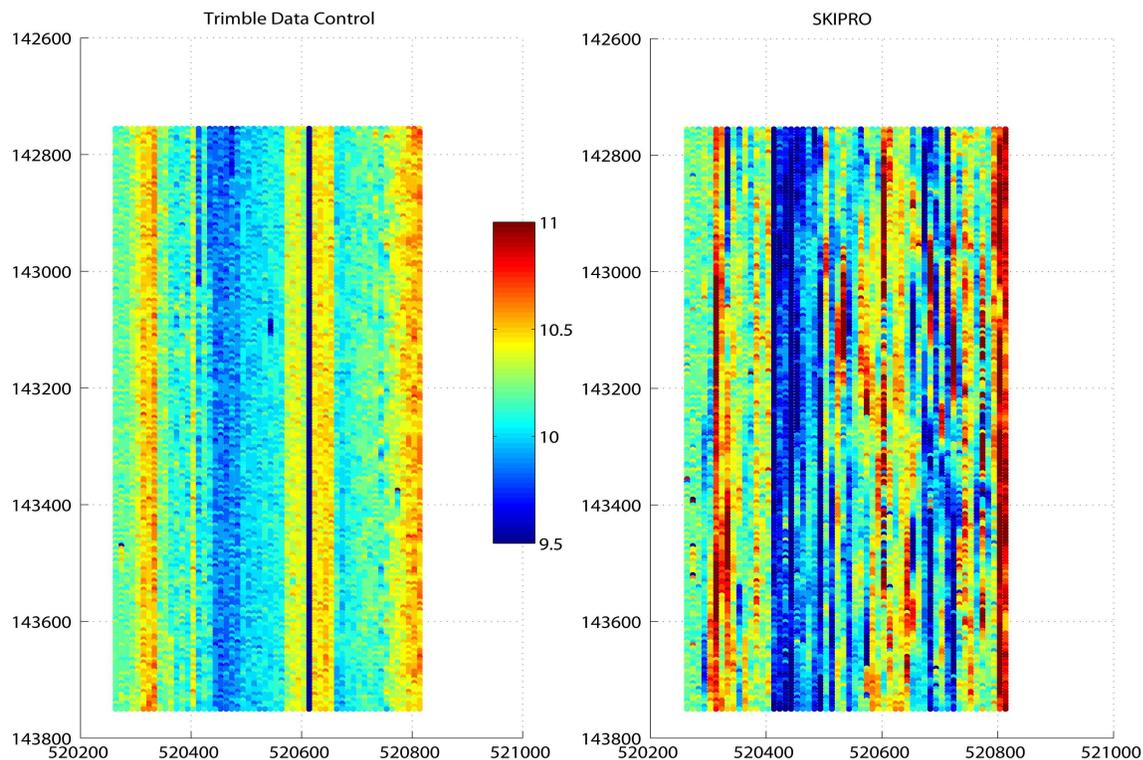


FIG. 5.11: Distance en mètre entre le GPS du canon et le premier GPS de la flûte. Le post-traitement des données GPS a été réalisé avec les logiciels Trimble et Skipro afin de comparer leur résultats. La distance mesurée sur le terrain était de 10 m.

et le premier récepteur GPS et la figure 5.12 la différence entre les GPS 1 et 3 de la flûte pour les post-traitements réalisés avec deux logiciels différents.

Scheidhauer (2003) et Dupuy (2006) ont utilisé pour le post-traitement de leur données GPS le logiciel SKIPRO fourni par l'entreprise Leica. Cette étude permet de mettre en évidence les limites de ce logiciel. Les constructeurs indiquent une précision planimétrique de 20 cm après post-traitement. La figure 5.13 montre un test de la précision du GPS GL30. Celle-ci est dépendante de la couverture satellitaire, mais

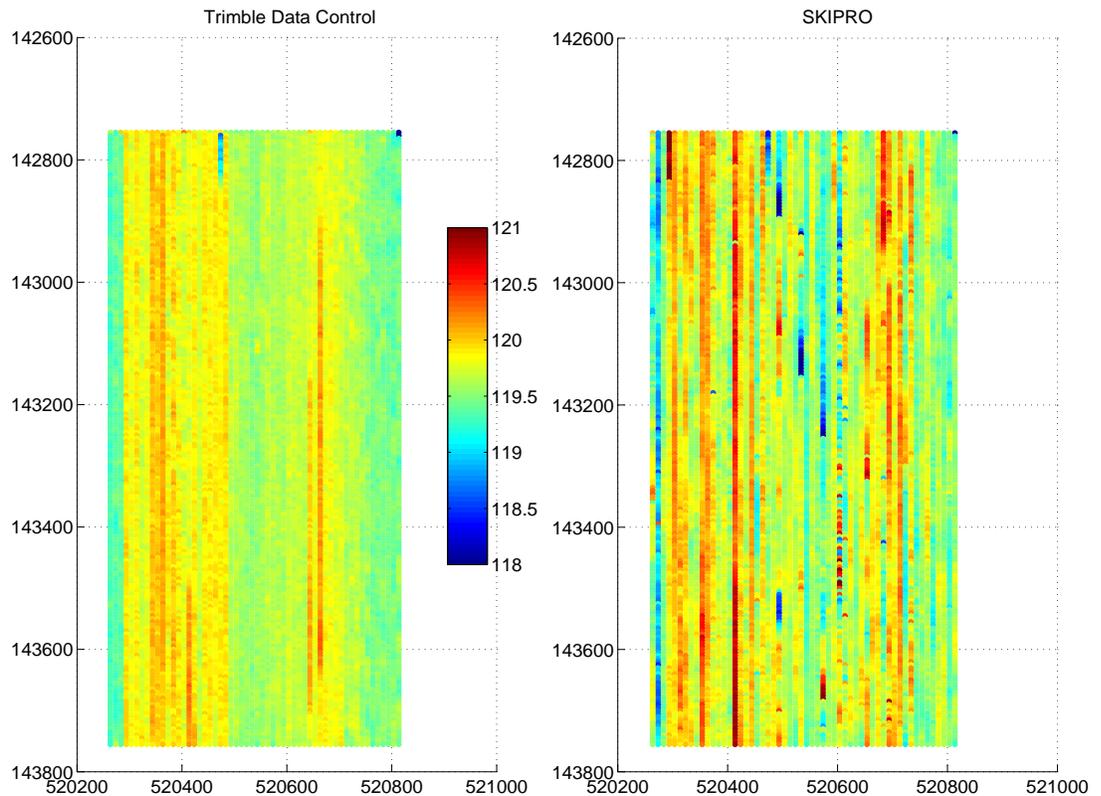


FIG. 5.12: Distance en mètre entre les GPS 1 et 3 de la flûte. Le post-traitement des données GPS a été réalisé avec les logiciels Trimble et Skipro afin de comparer leur résultats. La distance mesurée sur le terrain entre les deux GPS est de 120 m.

elle est aussi dépendante de la position des satellites dans le ciel. Il peut y avoir une faible couverture mais une bonne disposition des satellites permettant d'atteindre la précision annoncée par le constructeur. La figure 5.13 montre aussi une interruption volontaire des données (arrêt et remise en marche du GPS) simulant une interruption du signal, par exemple lorsque le radeau est recouvert d'eau lorsque le radeau se retourne dans les virages. Sur la figure 5.13 la précision requise est amplement atteinte. Les positions en post-traitement ont été calculées avec le logiciel SKIPRO ainsi qu'avec le logiciel Trimble. Afin d'estimer la qualité des résultats, nous avons comparé les distances entre les différents GPS du canon et de la flûte. Ces distances ont été déterminées expérimentalement lors de la fixation des flotteurs des GPS sur la flûte. Ceci nous permet, d'une part, de comparer les résultats des deux logiciels, et d'autre part, cela fournit une appréciation de la précision calculée. La figure 5.11 illustre les variations de la distance qui sépare deux positions GPS. Le post-traitement avec le logiciel Trimble (à gauche sur la figure 5.11) semble être plus stable le long des inlines. Sur celui de SKIPRO (à droite), des variations brutales apparaissent le long des inlines, ce qui est particulièrement gênant.

Cette tendance se remarque encore mieux sur la figure 5.12. La distance mesurée le long de la flûte entre le GPS 1 et le 3 est de 120 m. L'annexe E présente d'autres calculs effectués entre deux positions GPS le long de la flûte. Cette distance est mo-

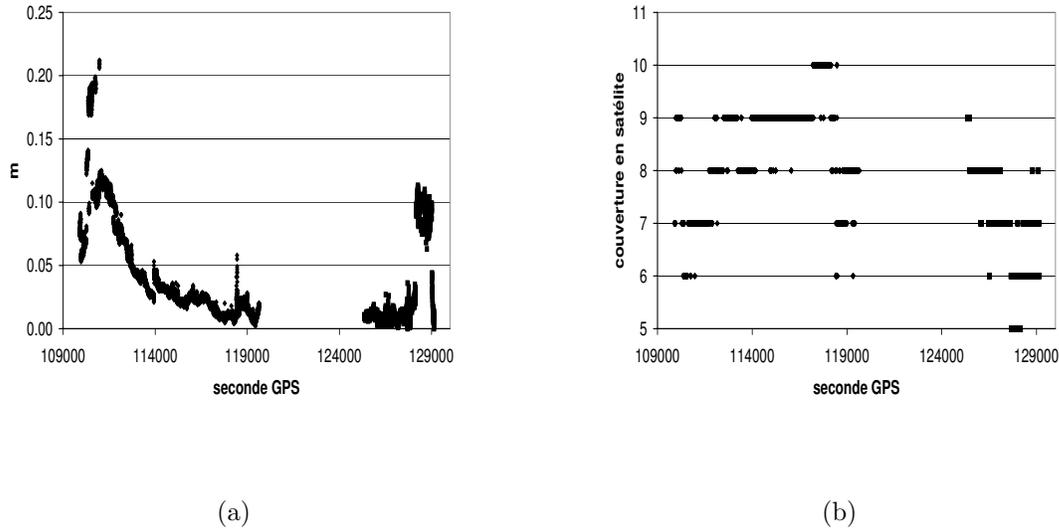


FIG. 5.13: (a) Exemple de précision planimétrique du GPS GL30. Une interruption volontaire d'enregistrement a été effectuée afin d'observer la reprise des satellites. (b) Couverture satellitaire pendant le même période.

dulée par les mouvements de la houle et du vent qui théoriquement, ne peuvent qu'induire un raccourcissement de la distance entre les GPS ou du bateau (figure 5.14). L'explication pour des tels sauts aussi brutaux le long de la même inline est que le post-traitement effectué par SKIPRO ne prend pas en compte la position avant et après le point calculé. Au contraire, Trimble Data Control prend en considération ces positions. Cette simple considération permet d'éviter des sauts brutaux en distance. L'on sait que par ailleurs que de tels sauts ne se produisent pas. Le bateau garde un cap et une vitesse constante ( $\sim 4 \text{ km/h}$ ). De plus, si le temps était vraiment trop mauvais nous n'avons pas fait d'acquisitions.

#### b) Importation et conversion des données sismiques

Les données acquises sur le bateau sont enregistrées au format SEG-Y pour la 3D. Le pas d'échantillonnage ( $500 \mu s$ ) et la longueur d'enregistrement ( $1000 \text{ ms}$ ) sont introduits. Les 72 canaux sont reconnus et un numéro de trace est automatiquement attribué.

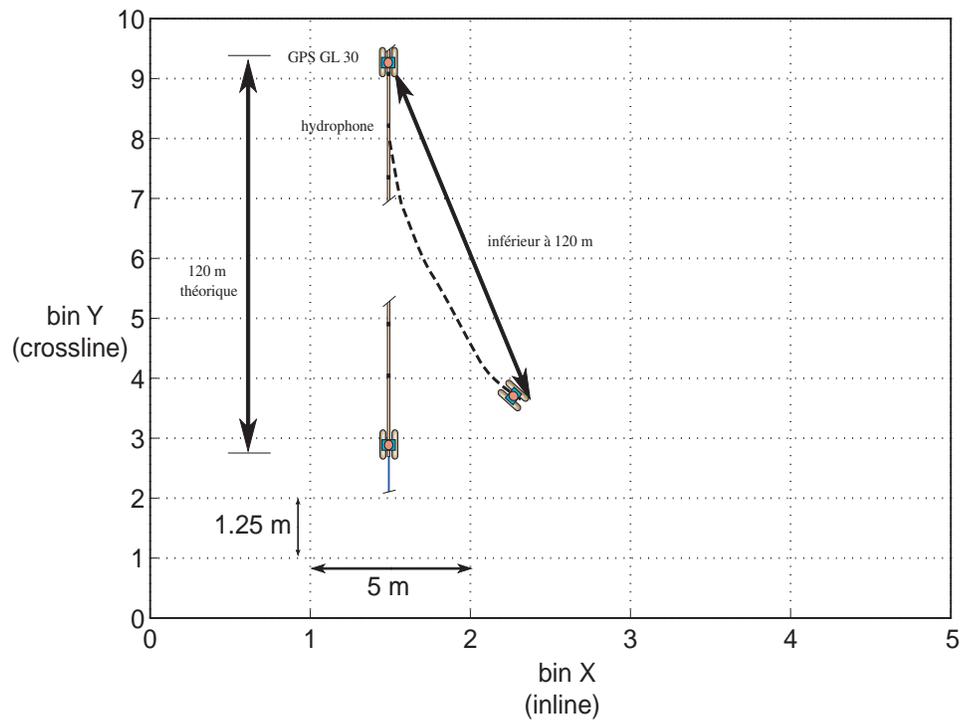


FIG. 5.14: Description de la dérive de la flûte sismique entre les GPS 1 et 3.

c) **Géométrie**

La géométrie est combinée aux données sismiques. Les numéros des points milieu commun, de ligne, de départ et les coordonnées des points de tirs et des récepteurs sont présents dans ce fichier de géométrie. Celui-ci est au format standard UKOOA. Les coordonnées de la source et des récepteurs GPS permettent de retrouver les coordonnées des traces sismiques. Une application a été développée de façon à générer automatiquement ce fichier UKOOA. Le calcul des traces sismiques fait intervenir une interpolation linéaire entre les positions des GPS sur les radeaux. Le module utilisé pour cette phase de traitement avec GeoCluster est WILOC. Le résultat du post-traitement des données GPS avec le logiciel Trimble a été utilisé pour l'application de la géométrie.

d) **Edition des traces mortes**

Sur les 72 canaux 66 traces actives ont pu être conservées.

e) **Maillage (binning)**

Cette étape de traitement permet de définir la taille de la grille et la position de la maille origine sur la grille. Le numéro de ligne et de point milieu commun sont attribués à l'issue de cette étape. On utilise le point d'origine XOR 519754.47, YOR 143631.03 (coordonnées Suisse CH 1903). La distance entre les points milieux communs est de 1.25 m et celle de des inlines est de 5 m. La maille complète est ensuite orientée du sud vers le nord (AZX , AZY 0).

f) **Homogénéisation de la maille (flex-binning)**

Le positionnement des flûtes et la navigation du bateau ne suivent pas exactement les lignes théoriques préliminairement définis dans l'avant campagne. Le bateau a une certaine inertie et le pilote doit contrôler la position du bateau. Le vent et le courant sont des facteurs qui viennent en plus perturbés le positionnement des traces. La création de la maille dans la séquence précédente permet aussi d'attribuer à chaque trace un numéro de maille en in-line et en cross-line. Le nombre de traces qui ont le même numéro de maille sera l'ordre de couverture. Théoriquement avec un dispositif de 72 traces espacées de 2.5 m avec un tir tous les 5 m aurait une couverture maximale de 18 traces. Il arrive que la flûte repasse plusieurs fois au même endroit lors de l'acquisition. Donc, sur certaines zones on peut trouver une couverture supérieure à la couverture théorique et d'autres avec une couverture moindre. Cette étape de traitement a pour objectif d'harmoniser la couverture sur la zone de la 3D. Ce maillage intelligent permet de chercher des traces par classe de déport sur 5 m dans la direction des inlines et 3.75 m dans la direction des crosslines. Le résultat est présenté sur la figure 5.15. La direction d'acquisition est du sud vers le nord. Avant l'harmonisation des traces dans la maille il y a des zones où la couverture est inférieure à 10 (panneau a). Cet aspect rend la sommation bien moins stable et le rapport signal sur bruit est moins bon. En revanche, l'harmonisation des traces dans la maille (panneau b) permet d'avoir une sommation meilleure en terme de rapport signal sur bruit.

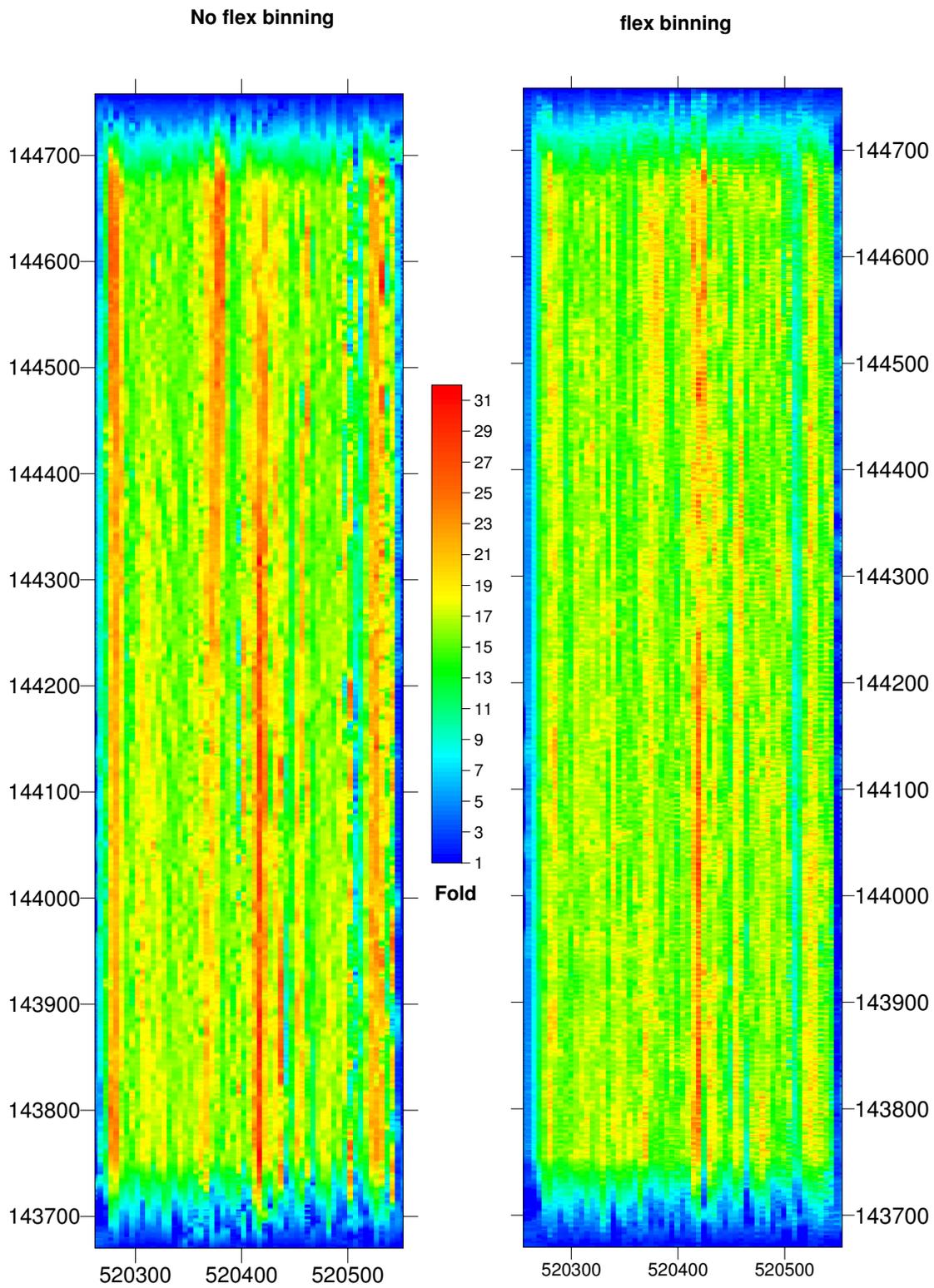


FIG. 5.15: Carte de couverture sans et avec flexbinning (taille du bin :5x1.25m).

g) **Délais du canon**

Un délai de 8 ms a été appliqué sur les données acquises avec le canon à air 15 *in*<sup>3</sup>.

h) **Filtre bande-passante**

Les données ont été filtrées en utilisant un filtre passe bande de 55-75-550-650 Hz.  
Les fréquences du filtre sont identiques à celles utilisées pour le filtrage 2D.

i) **Correction en amplitude des hydrophones**

La correction des hydrophones utilise le protocole d'étalonnage qui permet de calculer la correction à appliquer à chaque canal.

j) **Correction en amplitude des variations de la source**

La correction de l'amplitude de la source utilise le même algorithme que dans la séquence 2D.

k) **Suppression des pics en amplitude**

Les pics en amplitudes sont supprimés afin d'éviter des artefacts de migration lors de la séquence d'imagerie.

l) **Collection point milieu commun**

Les séquences g) à l) ont été reprises de la séquence de traitement 2D. Ces étapes sont standards et bien adaptées à notre acquisition 3D.

### m) Analyse de vitesse

La figure 5.16 illustre les vitesses d'intervalle du cube 3D acquis sur le delta de l'Aubonne. En règle général, le modèle de vitesse montre que les variations de vitesses sont plutôt faibles dans les sédiments quaternaires dont les strates sont tabulaires dans l'ensemble. La figure 5.17 illustre les vitesses RMS (Root Mean Square). Des variations de vitesse importantes sont observées entre les inlines 125 et 137. Les vitesses autour de 2200 m/s sont représentatives d'une molasse de plateau. Une explication possible est qu'il y ait des remontées de la molasse.

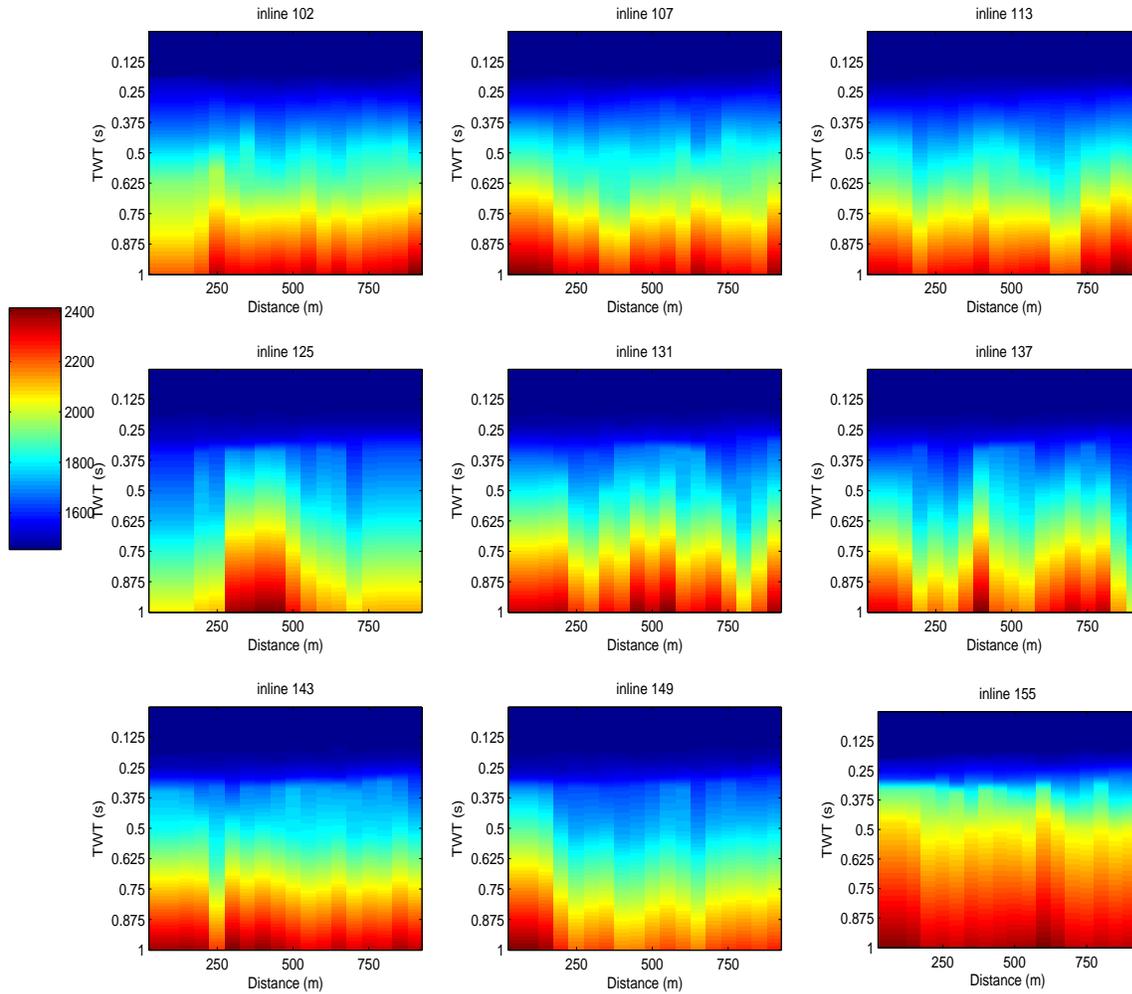


FIG. 5.16: Vitesses d'intervalle (m/s) le long de quelques inlines sur le delta de l'Aubonne. La ligne 102 est à l'ouest et la ligne 155 est à l'est. Chaque inline à été tirée du sud (distance 1 m) vers le nord (distance 1000 m).

Nos modèles ne prennent pas en compte le gradient de vitesse qu'il y a dans la couche d'eau. Falourd (2004) a étudié de façon expérimentale les variations de vitesses de propagation des ondes acoustiques entre une source et un récepteur situés de part

et d'autre du Grand Lac (figure 5.18). Sur son modèle on observe les variations de vitesse en fonction des saisons dans la partie supérieur du lac, c'est à dire celle qui change de température au cours de l'année. Ce modèle de vitesse a été construit à partir d'une tomographie acoustique. Plus l'eau est chaude plus la vitesse de propagation des ondes acoustiques est rapide.

Notre acquisition 2D qui date de juillet 2004 a du être influencée par ce gradient de vitesse. L'acquisition 3D date de novembre 2005 et se situe dans les eaux peu profondes de 120 m environ. Un moyen possible pour comparer les résultats de Falourd (2004) est de regarder la vitesse de propagation de l'onde directe entre les campagnes de l'été 2004 (2D) et de l'hiver 2005 (3D). La figure 5.19 montre que la vitesse de l'onde directe lors de la campagne de l'été 2004 (juillet) est plus rapide de 23 m/s par rapport celle de l'hiver 2005 (octobre-novembre). étant déterminée. Cette observation va dans le sens des mesures de Falourd (2004). Il faut ajouter que la mesure de vitesse de l'onde directe ne représente en rien les variations de vitesse en profondeur. La dynamique des courants et des flux de chaleur fait varier la vitesse de l'onde acoustique dans l'eau. Le gradient de vitesse est modifié selon l'épaisseur d'eau. Dans notre cas le gradient de vitesse étant moins important en période hivernale, la valeur moyenne de 1440 m/s a été choisie pour notre modèle de vitesse pour les données 3D.

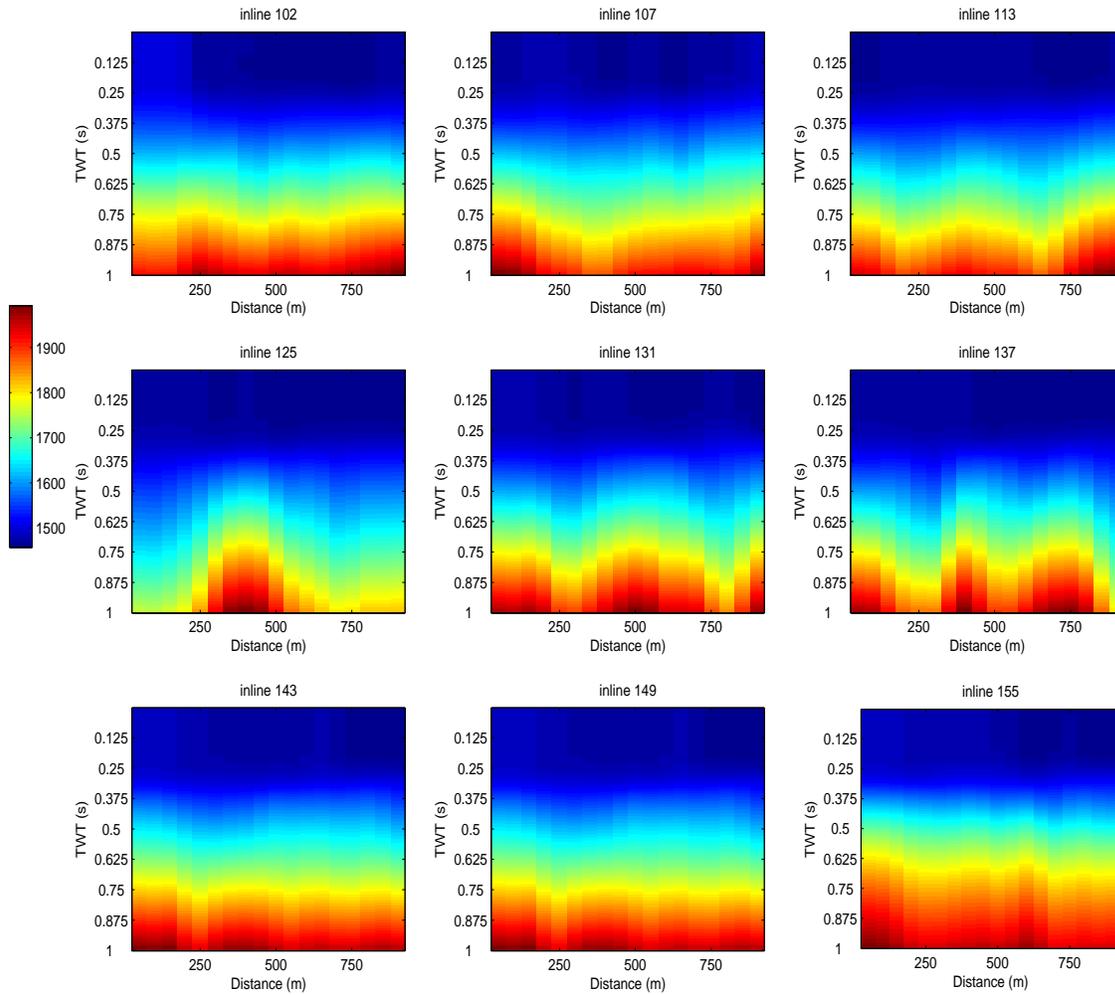


FIG. 5.17: Vitesses RMS (m/s) pour les mêmes inlines que la figure 5.16. La ligne 102 est à l'ouest et la ligne 155 est à l'est. Chaque inline a été tirée du sud (distance 1 m) vers le nord (distance 1000 m).

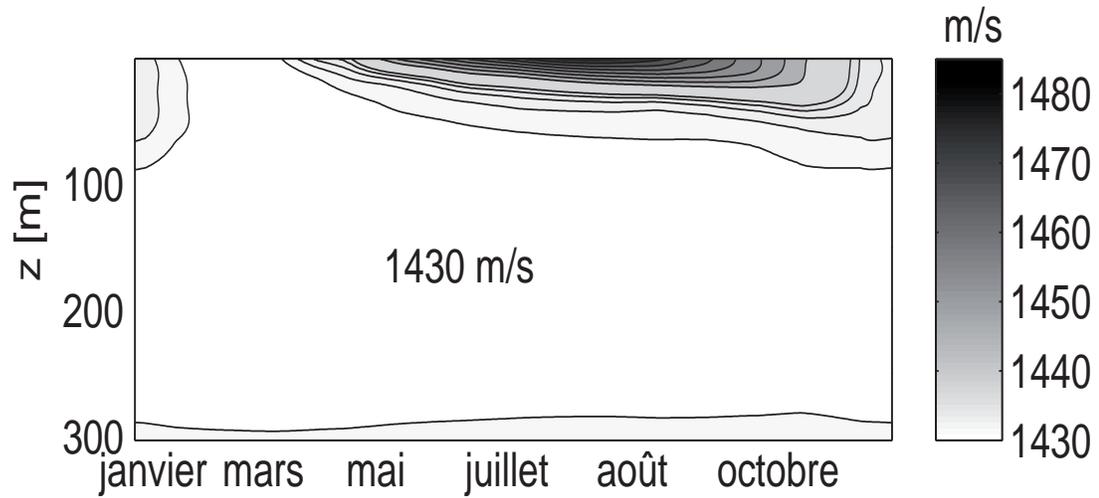


FIG. 5.18: Vitesses des ondes acoustiques dans le Grand Lac entre Lausanne et Amphion en fonction de la profondeur et de la saison [Falourd, 2004]. Les isolignes sont tracées toutes les 5 m/s.

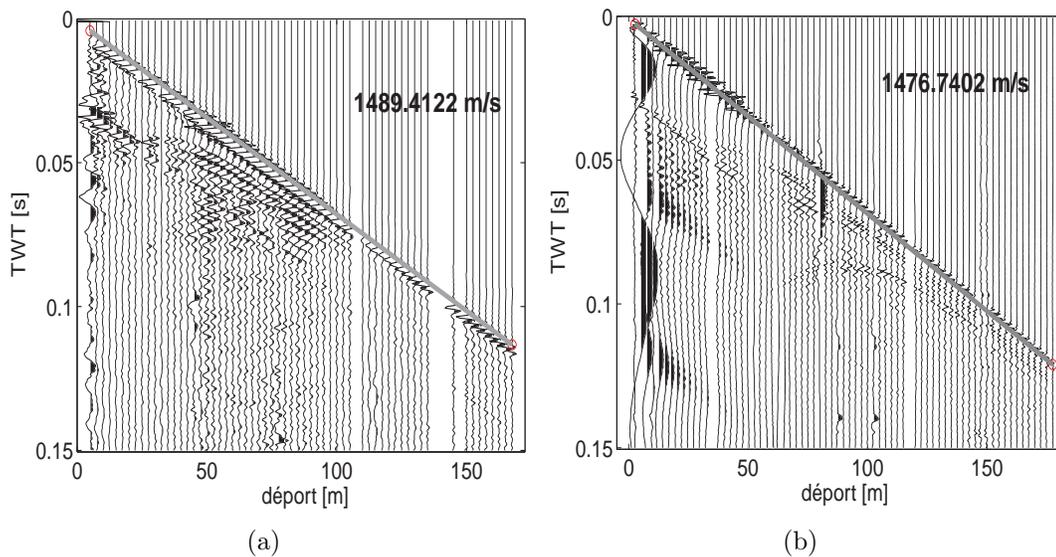


FIG. 5.19: Détermination de la vitesse de l'onde directe pour la campagne de l'été 2004 (a) et celle de l'hiver 2005 (b).

## n) Suppression de l'onde directe

Les données 2D comme 3D n'ont pas été acquises dans des conditions de houle importante. Chaque campagne qui est organisée prend en compte l'état du lac ; dans le cas où la houle est trop forte pour l'acquisition de bonnes données 3D, le programme d'acquisition change et seulement de la 2D est acquise. Il n'y a pas eu de ce fait de correction statique résiduelle appliquée sur les données 3D. Il n'y a pas eu de déconvolution car notre bande passante est suffisamment large. Le traitement anti-multiple n'a pas été nécessaire dans notre cas, car l'objectif est situé dans les sédiments quaternaires. La figure 5.20 récapitule la séquence de traitement qui a été appliquée sur les données 3D (2D sériée). Dans le cadre d'un traitement à amplitude préservée aucun traitement de gain de type AGC n'a été appliqué sur les données. Ce traitement préserve au mieux le rapport des amplitudes. Il n'est en rien un traitement en amplitude vraie, car dans la partie imagerie (migration) il arrive souvent qu'il y ait des gains appliqués sur la traces dans le cas d'un réflecteur très penté.

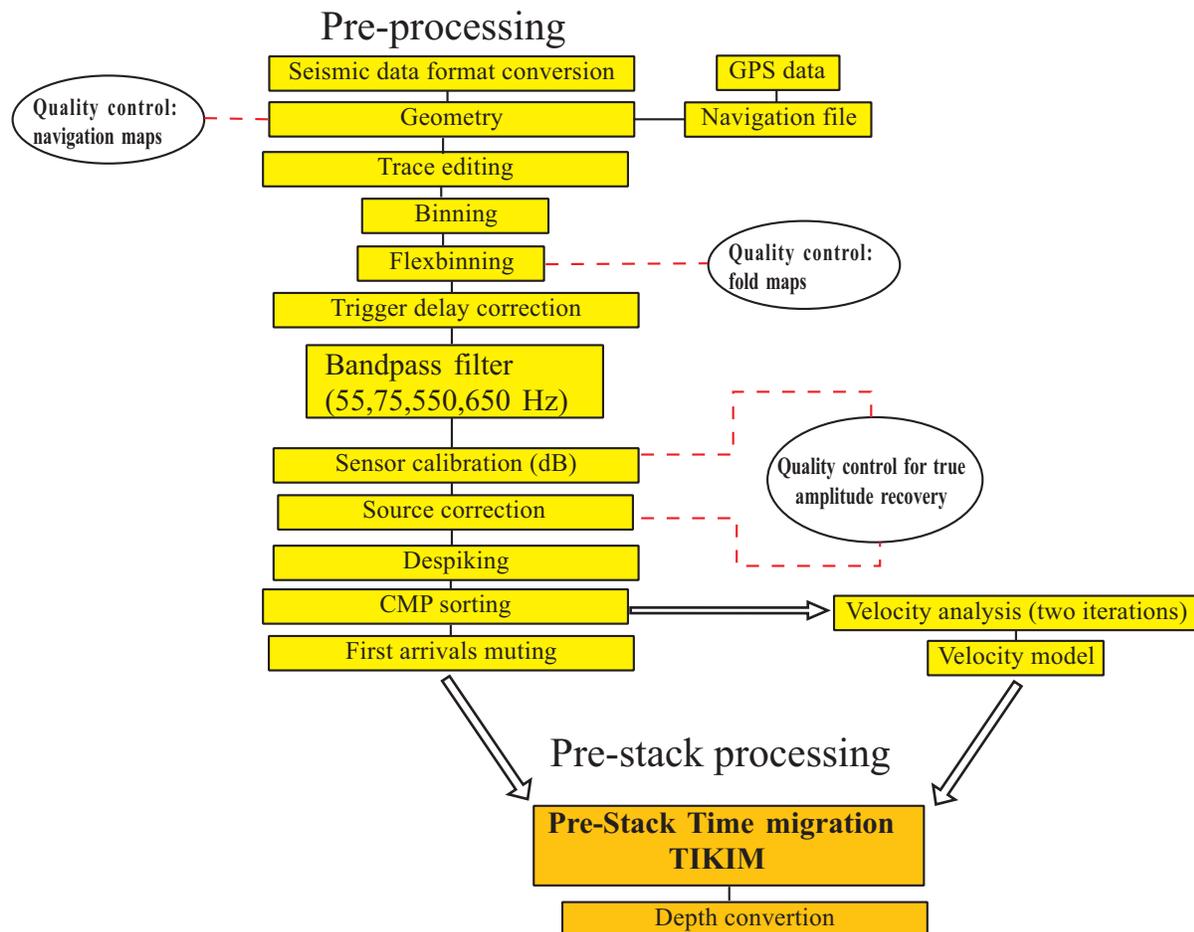


FIG. 5.20: Prétraitement et traitement sismique 3D [Hammami et al., 2006].

## 5.5 Imagerie profondeur en 3D

La migration préstack en temps utilise l'algorithme de Kirchoff trace à trace. Il traite chaque échantillon de sortie comme un apex d'une courbe de diffraction. Le réflecteur imagé est construit par interférence constructive. Dans le cas d'une étude AVO ou de l'élaboration d'un modèle de vitesse il est possible de traiter les images par classe de déport et par perturbation de vitesse. Cette migration permet de traiter des données 2D et 3D. La figure 5.21 présente un schéma explicatif d'une PSTM (Pre-stack time migration). Il est possible d'améliorer le modèle de vitesse par des stacks perturbés. Afin

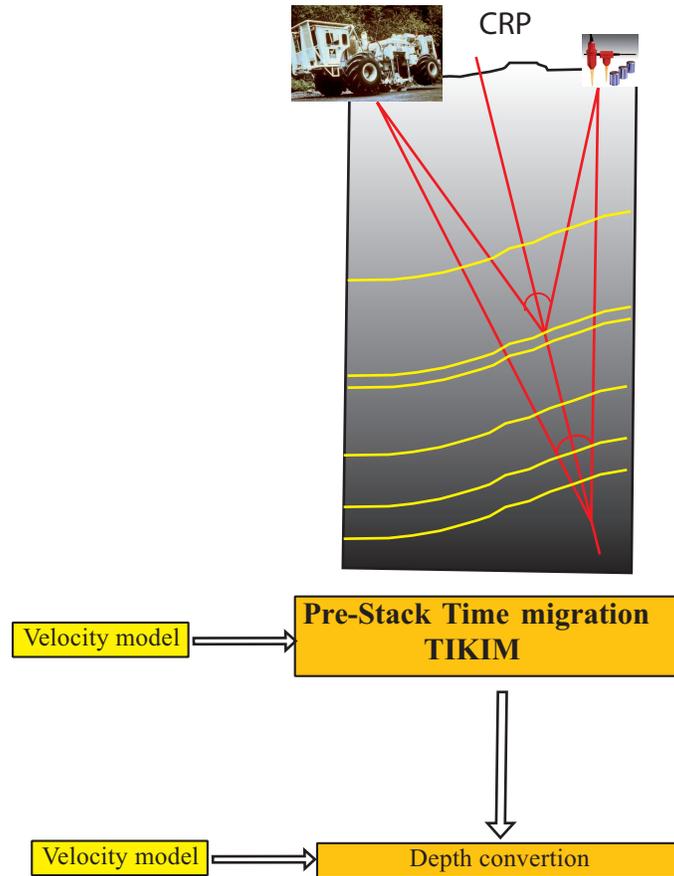


FIG. 5.21: Migration temps à amplitude préservée avec conversion profondeur utilisée dans l'imagerie profondeur 3D.

d'optimiser la migration il est toutefois important de diviser le volume 3D en bloc (ou chunk) et de bien paramétrer l'ouverture (aperture). Si les chunks sont trop petits la migration l prendra plusieurs jours de calcul (avec nos ressources actuelles). Cette PSTM a été paramétrée pour la première fois au sein de l'Institut de Géophysique. Le standard dans un traitement en amplitude fait intervenir la PSTM. Enfin, la figure 5.22 montre le résultat provenant d'une inline du cube 3D converti en profondeur.

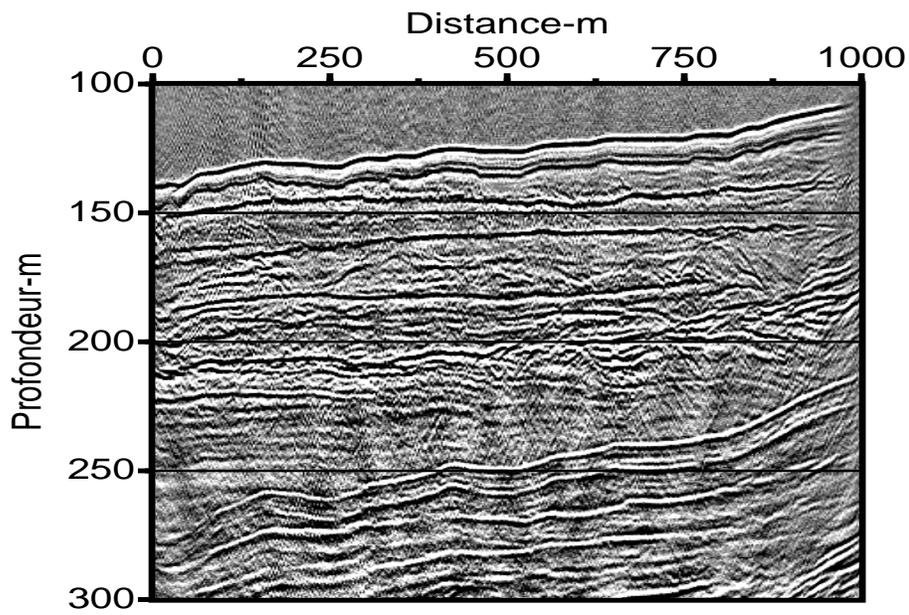


FIG. 5.22: Migration en temps à amplitude préservée utilisée dans l'imagerie sismique 3D.

## 5.6 Traitement AVO

Dans les sections précédentes, quelques étapes de traitement ont été détaillées. Cette rubrique a pour objet de compléter les sections précédentes. La figure 5.24 illustre la séquence de traitement pour une analyse AVO pour des données sismique 2D [Hammami et al., 2006].

En l'absence de contraintes fournies par des affleurements en surface, la classification des événements sismiques devient importante. Une approche consiste à utiliser une technique de décomposition des données, la squelettisation sismique. Les événements cohérents squelettisés sont identifiés avec leurs attributs permettant ainsi une visualisation facile des ondes réfléchies [Vasudevan and Cook, 2001].

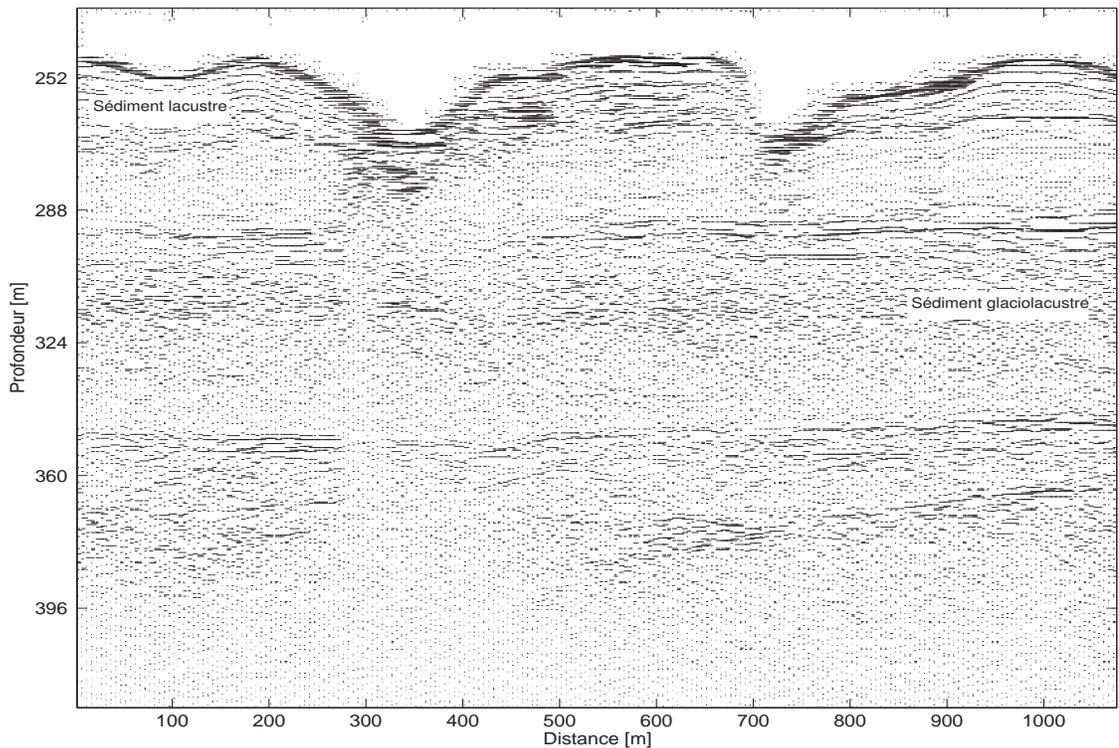


FIG. 5.23: Squelette d'une ligne sismique 2D sur le delta de la Dranse.

Egreteau (2005) utilise le squelette pour suivre des événements sismiques sur des sections gradient et intercepte dans le cadre d'études AVO. Celle-ci représente le maximum des valeurs absolues de la trace suivi de trace en trace. L'utilisation première de cet outil est structurale. Les valeurs d'amplitudes des événements sismiques ont été ajoutées dans l'algorithme. L'amplitude des événements qui apparaît dans le squelette est proportionnelle à la valeur maximum de l'événement sismique. La figure 5.23 illustre le squelette d'une ligne sismique sur le delta de la Dranse. On constate que les événements sismiques qui ont la plus forte amplitude sont ceux qui se trouvent proches du fond d'eau. On remarque aussi des pendages dans les sédiments glaciolacustres (moraine). Dans notre

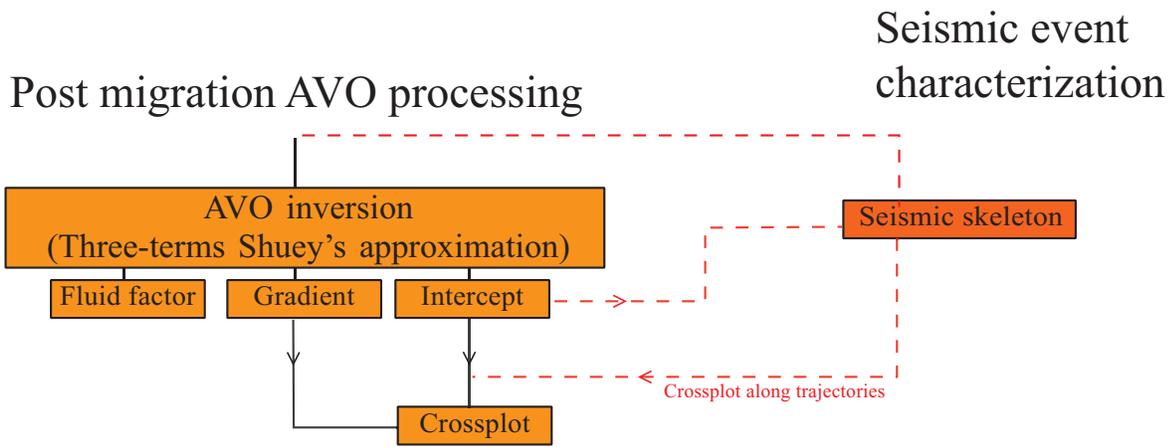


FIG. 5.24: Séquence de traitement AVO.

étude cet outil nous a aussi été utile pour le cas des cross-plots. Le suivi d'une interface a permis d'être visualisée sur ce type de graphique. Il a été aussi utile dans le pointé des amplitudes dans les collections à points milieux communs. L'attribut amplitude d'un évènement sismique a été représenté en fonction du déport ou de l'angle. Les données à la sortie de la séquence d'imagerie correspondent aux données à l'entrée de la séquence de traitement AVO. Ce traitement fait intervenir l'équation de Shuey à trois termes. L'intercepte, le gradient et facteur fluide sont les résultats après traitement AVO. La correction de l'emprunte d'acquisition vient se situer après le traitement AVO. Elle a été appliquée sur le réflecteur du fond d'eau, car notre objectif est situé à ce niveau. Le détail du développement de l'outil de suppression de l'emprunte d'acquisition est présenté dans le chapitre 7.

## 5.7 Conclusion

Les étapes de traitement décrites plus haut suivent un standard en terme de traitement pour l'analyse AVO. Le contrôle le plus important étant sur les gains appliqués sur les données sismiques.

Par ailleurs, le traitement de données sismiques nécessite une quantité de ressource informatique importante, surtout pour la 3D et l'imagerie. Un réseau d'ordinateur interconnectés de plusieurs laboratoires de recherche a permis de créer une grille de calcul. Le partage des ressource en terme de nombre de processeur et de quantité de mémoire augmente considérablement les possibilités de calcul dans les processus lourds du traitement sismique. Le développement des grilles de calcul a permis d'améliorer considérablement la vitesse du traitement. Il faut presque 3 heures sur une station de travail isolée pour effectuer une migration 3D post-sommation sur les données de notre cube, soit quelque 6 Go de données. Dans le cas d'une migration avant sommation il faut environ 9 h. La grille de calcul qui a été installée permet de faire passer ces temps de calcul à 30 minutes.

# Chapitre 6

## Géologie lémanique

### 6.1 Introduction

Le lac Léman est le plus grand bassin d'eau douce d'Europe occidentale. Il se situe à cheval sur les territoires suisse et français, à l'extrémité sud-ouest du Plateau Suisse et occupe une cuvette creusée dans le bassin molassique. Depuis 1884, le niveau du lac est régulé artificiellement à l'altitude de 372.05 m et sa variation de niveau annuelle (marginage) est de 50 cm (à 80 cm durant les années bisextiles). Le Léman est compartimenté en deux bassins distincts : le 'Grand-Lac' large et profond (longueur de l'axe 49 km et une profondeur maximum de 309.7 m), et le 'Petit-Lac', allongé et peu profond (longueur de l'axe 23.3 km et une profondeur maximum de 76 m). Le Rhône représente environ 70 % des apports d'eau avec un débit annuel moyen de  $171 \text{ m}^3/\text{s}$  (moyenne 1964-1980) à  $186,5 \text{ m}^3/\text{s}$  (moyenne 1983-1997). Le débit annuel minimum est de  $127 \text{ m}^3/\text{s}$  (1976) et le maximum de  $216,4 \text{ m}^3/\text{s}$  (1994). Le débit instantané peut dépasser  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$  (septembre 1993). La Dranse (8 % des apports) a un débit annuel moyen de  $18,8 \text{ m}^3/\text{s}$  (moyenne 1964-1980) à  $19,6 \text{ m}^3/\text{s}$  (moyenne 1983-1997). Son débit annuel minimum est de  $12,1 \text{ m}^3/\text{s}$  (1989) et maximum de  $27,2 \text{ m}^3/\text{s}$  (1995). Deux autres affluents doivent être mentionnés en Suisse : L'Aubonne avec un débit annuel moyen de  $5,6 \text{ m}^3/\text{s}$  (moyenne 1983-1997), un débit annuel minimum de  $2,9 \text{ m}^3/\text{s}$  (1989) et maximum de  $7,2 \text{ m}^3/\text{s}$  (1992). La Venoge avec un débit annuel moyen de  $4,3 \text{ m}^3/\text{s}$  (moyenne 1983-1997), un débit annuel minimum de  $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$  (1989) et maximum de  $6,6 \text{ m}^3/\text{s}$  (1992) (cf. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement). Ceci fournit des indices sur l'origine et la quantité des sédiments qui sont charriés dans le lac. Le Léman a pour origine le glacier du Rhône.

Les études de Penck and Brückner (1901 1909), ont posé les bases de la théorie des glaciations et des variations du climat durant le Quaternaire. Fort de nombreux résultats géophysiques et géologiques, le débat sur les variations climatiques s'est profondément complexifié. Les travaux de Wildi and Pugin (1998) ont permis de retracer l'histoire glaciaire du Lac Léman. Weidmann (1988) a travaillé sur les sédiments de la molasse qui

compose le socle du Léman. Il a approfondi la connaissance des différents sédiments de la Molasses sur le terrain. Vernet et al. (1974) ont réalisé la première grande étude sismique du Grand Lac. Ses travaux ont porté sur l'aspect structurale du Léman. Dupuy (2006) a mis en évidence, par sismique réflexion, l'existence d'un réseau de failles complexes qui affectent les sédiments tertiaires. Il a aussi pu faire le lien entre les différentes molasses décrites sur terre et les sismofaciès observés dans le Grand Lac, 6.1. Dernièrement, l'étude de Fiore (2006) du Petit Lac à permis de mettre en évidence la présence de nombreux eskers par sismique très haute résolution. Cet auteur a aussi suivi des moraines frontales et latérales par images lidar. Ces travaux ont apporté une meilleure compréhension du système de sédimentation quaternaire dans le Petit Lac.

Notre système d'acquisition permet d'atteindre le socle tertiaire avec le canon à air configuré en mode 15/15 (voir chapitre 3). La résolution verticale est juste inférieure au mètre. L'instrumentation, dont nous disposons à l'Institut de Géophysique, de sismique haute résolution, permet de bien imager les sédiments quaternaires. En effet, la profondeur maximale atteinte sur nos données sismiques dans le Léman est d'environ 650 m sous la surface du fond du Lac. En général, les profondeurs régulièrement atteintes sont de l'ordre de 300 m sous le fond du Lac.

Ce chapitre expose brièvement quelques aspects de la géologie du Lac Léman par méthode sismique haute résolution.

## 6.2 Sédiments tertiaires dans la région du Léman

Cette rétrospective va énumérer les principaux acteurs et les résultats d'études précédentes sur le lac. La description du soubassement tertiaire (Molasse) sur le terrain et dans le lac a mis en évidence plusieurs types de sédiments. La molasse est la couche la plus répandue sur le plateau Suisse. L'épaisseur de la Molasse augmente du nord-ouest vers le sud-est. Le sédiment le plus répandu dans le soubassement du Léman est la Molasse de plateau qui recouvre la partie ouest du Léman. Elle se subdivise en dans les différentes unités de la USM, comme les 'grès et marnes à gypse', la Molasse rouge et la Molasse grise de Lausanne. La Molasse subalpine (ou charriée) de plateau recouvre la partie est du Léman. Sur la partie à l'est, on distingue la succession de la Molasse à charbon, la Molasse rouge, les grès de la Cornalle, les grés de Vaulruz, les Poudingues du mont Pélerin et les grés de Cucloz. Ces différentes unités ont été cartographiées à terre localement par plusieurs auteurs et ont été compilées par Weidmann (1988).

La tectonique du bassin lémanique est l'expression d'un raccourcissement sud-est/nord-ouest, par la collision alpine, d'activité principale pendant le Miocène. En terme de structuration, le soubassement du Léman est fortement affecté par des chevauchements importantes dans la Molasse et un réseau de failles profondes décrochantes (figure 6.1).

Les chevauchements principaux se trouvent à la base de la Molasse subalpine (1), à

la base des Flysch nord-helvétiques (2) et à la base des Préalpes fribourgeoises (3). Les failles décrochantes de direction ouest-est, comme celle de la St-Cergues-Luins (5), sont en général dextres, alors que les failles d'orientation nord-sud, comme par exemple le décrochement de Pontarlier (4), sont sénestres. Le sismofaciès de la Molasse est caractérisé par des événements parallèles à relativement basses fréquences lorsque la Molasse est bien stratifiée et, au moins localement, peu affectée par de la tectonique.

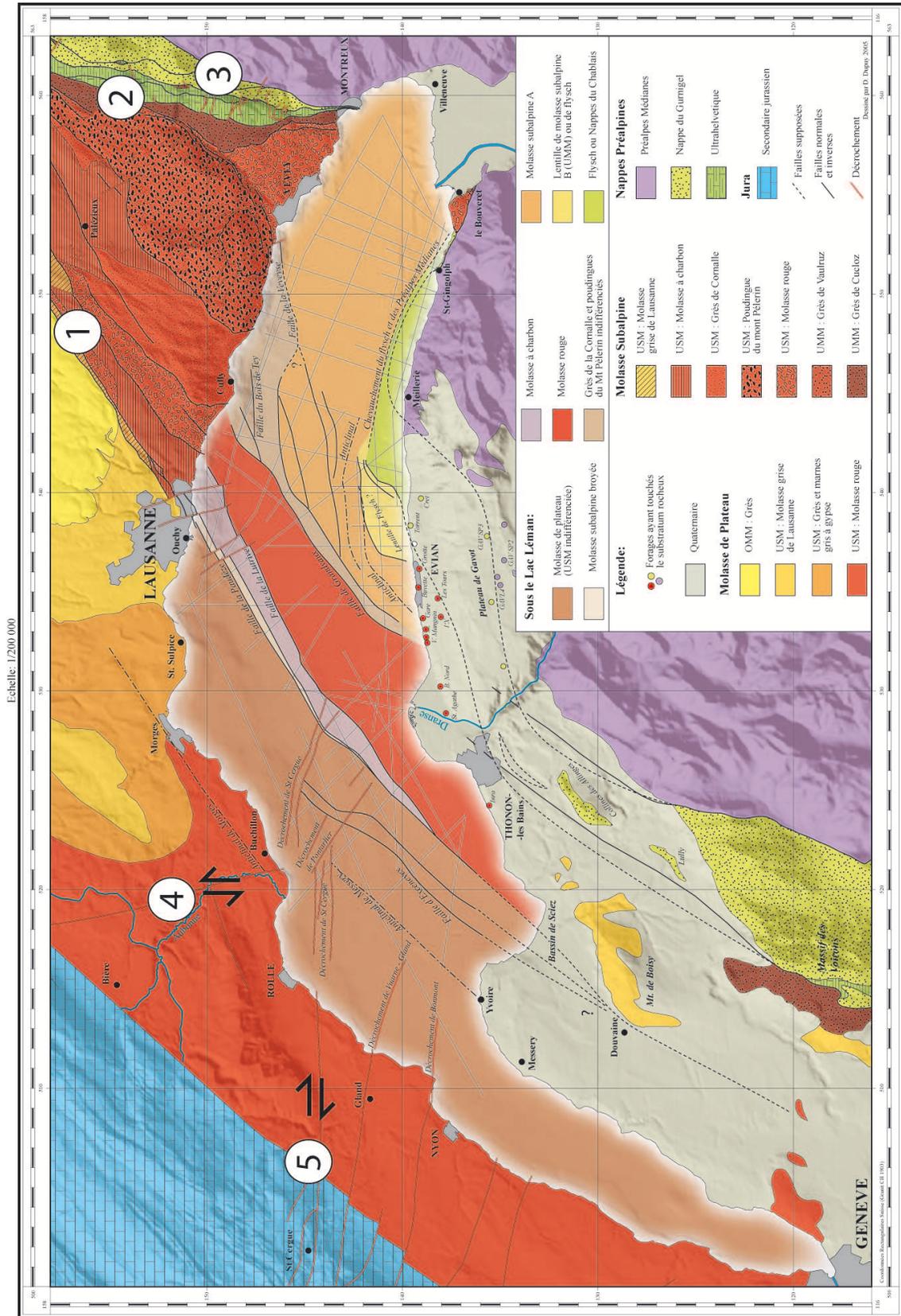


FIG. 6.1: Géologie simplifiée du bassin lémanique, [Dupuy, 2006].

### 6.3 Sédiments quaternaires dans le Léman

Des sédiments quaternaires drapent la totalité du Lac Léman. Leurs épaisseurs varient fortement selon leur emplacement dans le lac, au centre du lac il peut avoir jusqu'à 200 m de sédiments quaternaires.

Le sismofaciès des sédiments glacio-lacustres est souvent tabulaire et est particulièrement facile à reconnaître sur les lignes sismiques. La section sismique de la figure 6.2 montre une morphologie typique de dépôts sédimentaires quaternaires dans le Grand Lac.

La nature de ces sédiments glacio-lacustres et morainiques a été conditionnée par une ancienne hydrographie. La figure 6.3 montre le type de dépôt glaciaire et lacustre qui peut être présent dans le Léman. Les moraines frontales et latérales ont un sismofaciès particulièrement chaotique. Les sédiments plus fins de fonte du glacier se déposent avec une stratification laminaire (sédiment glacio-lacustre).

Les multiples rivières qui se jettent aujourd'hui dans le Lac Léman apportent aussi des sédiments de charriage des bassins versants. Deux deltas ont été étudiés durant cette

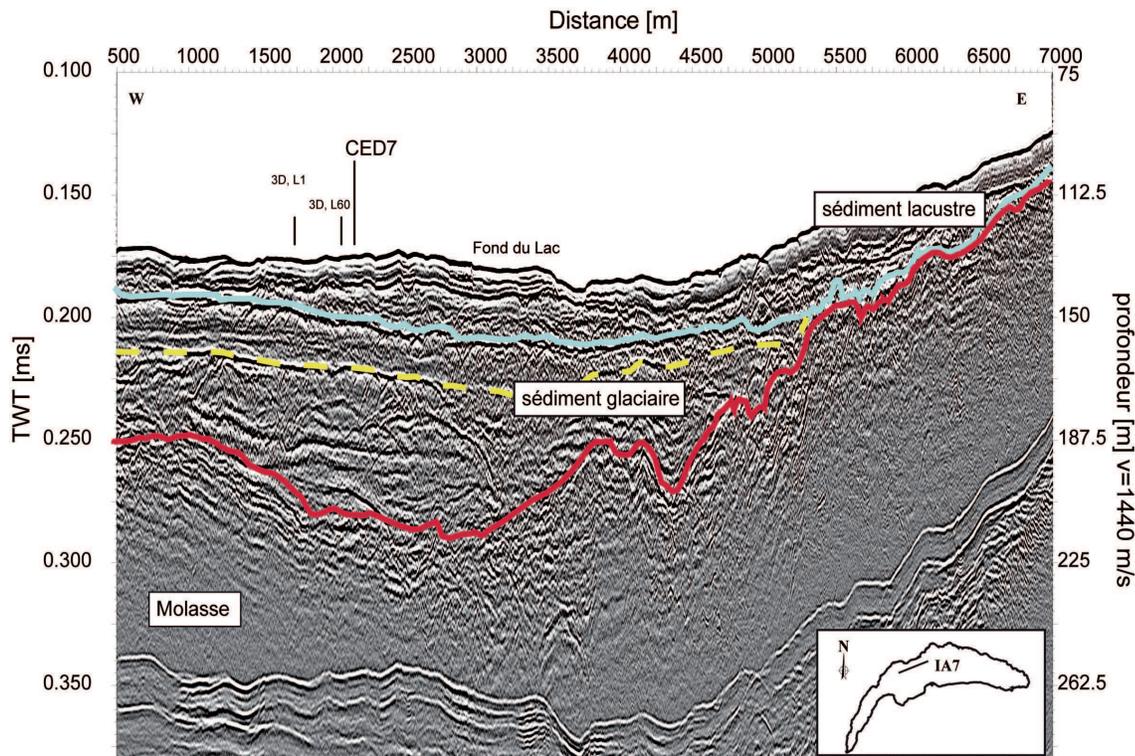


FIG. 6.2: Section migrée avant sommation dans la région du delta de l'Aubonne (IA7). L'horizon sismique en vert représente l'interface entre les sédiments lacustres et les sédiments glaciaires, l'interface rouge est l'interface qui délimite les deux unités glaciaires. Les positions de la première et de la dernière inline du cube 3D sont indiquées. On note que l'échelle horizontale est très comprimée; les pendages des réflecteurs apparaissent donc plus importants qu'ils ne le sont en réalité. Le multiple du fond d'eau est situé dans le niveau de la molasse.

thèse, le delta de la Dranse et de l'Aubonne. Leur distance respective à la côte est d'environ 500 m. Les lignes sismiques sur le delta de la Dranse ont été acquises avec une profondeur d'eau de 250 m en moyenne. Celles sur le delta de l'Aubonne ont été acquises avec une profondeur d'eau de 130 m en moyenne.

Il existait une ancienne vallée de l'Aubonne, plus profonde et plus large que l'actuelle. Il a été démontré que le glacier du Rhône a connu une progression lente, hésitante, coupée de reculs. Ce qui a permis de combler cette ancienne vallée de l'Aubonne de sédiments morainiques et glacio-lacustres [Arn, 1984].

L'origine des sédiments glacio-lacustres et morainiques identifiés sur les données sismiques du Léman est reconnue comme issu du glacier du Rhône. En revanche, l'origine du Quaternaire précoce du delta de l'Aubonne en demeure encore inconnue. Deux alimentations sont possibles, celle du glacier alpin du Rhône ou celle des glaciers jurassiens locales [Arn, 1984] dont les traces potentiellement présentes pouvaient se situer dans la vallée de Froideville. L'étude sismique dans le delta de l'Aubonne montre des sédiments glacio-lacustres et glaciaires provenant du glacier alpin. Trois catégories de sédiments ont

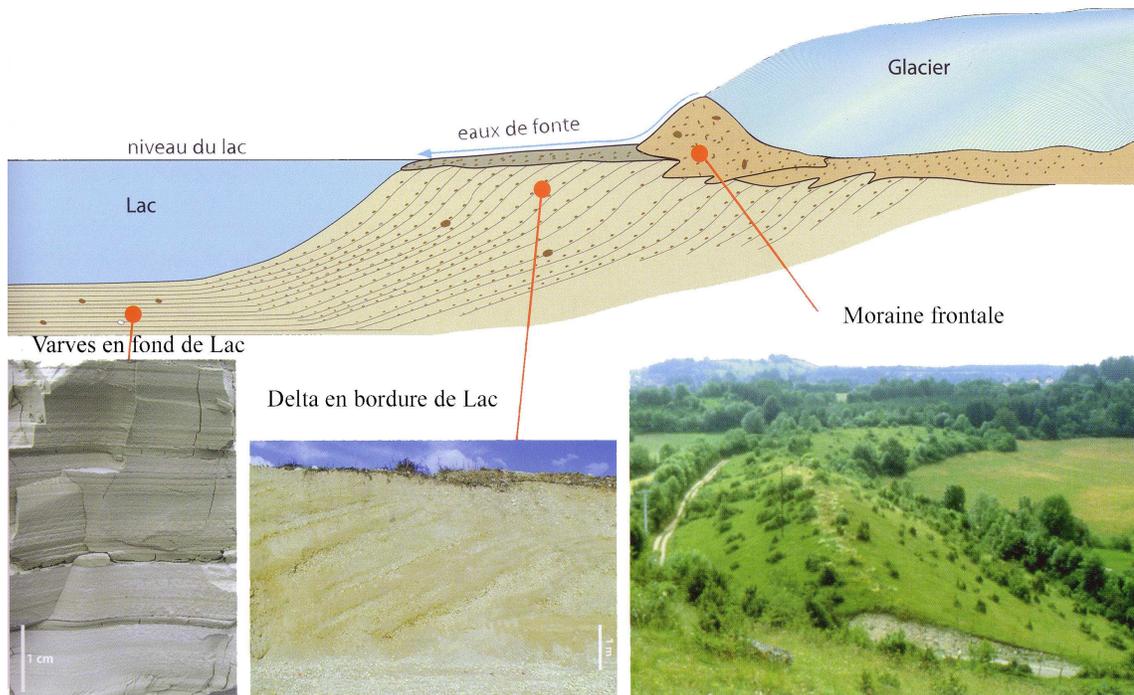


FIG. 6.3: Les dépôts de bordure de glacier [Hantzpergue and Bichet, 2007].

été cartographiés au niveau du Grand Lac, [Parriaux and Nicoud, 1993]. Premièrement les sédiments glaciogéniques (les moraines de fond, latérales et 'till tongues') marqueurs de l'extension du glacier. Leur minéralogie est une matrice fine compacte avec quelques éléments grossiers.

Deuxièmement les sédiments périglaciaires (sédiments fluviolacustres et glaciolacustres)

qui remplisse les chenaux par exemple.

Troisièmement les sédiments lacustres (les argiles, limons et sables) sont intercalés localement par des sédiments périglaciaires. Ils forment aussi la dernière couche qui postdate la dernière glaciation. Dans les deltas ces sédiments sont riches en sable, dans les bassins loin des embouchures des rivières ils sont plus argileux.

Les verrous successifs du glacier du Rhône ont permis le dépôt de sédiments glacio-lacustres et morainiques avec des particularités en terme de granulométrie et de compaction [Loizeau, 1998]. Ce type de granoclassement peut être assimilé aux autres deltas actifs comme celui de la Dranse et de l'Aubonne. Les enregistrements sismiques effectués au cours de cette thèse, révèle des stratigraphiques et des fractures dans le Quaternaire, qui permettront aux géologues de mieux étudier et interpréter l'histoire Quaternaire de Lac Léman.

# Chapitre 7

## Analyse AVO et imagerie sismique en profondeur

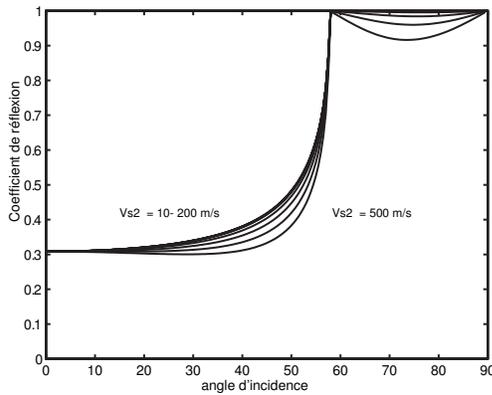
### 7.1 Introduction

Une des caractéristiques des sédiments souvent observées dans le Léman est leur contenu en gaz, parfois tellement important qu'il empêche toute pénétration des ondes sismiques. Pour mieux comprendre ce phénomène nous avons sélectionné deux sites tests. Le premier au voisinage de l'embouchure d'une rivière, l'Aubonne, qui forme un delta sous-lacustre. Cette région présente l'intérêt d'avoir déjà fait l'objet d'études sismiques. Celles-ci ont montré des horizons sismiques bien marqués, pratiquement horizontaux, révélant une stratification relativement simple avec la succession de molasse, moraines et sédiments lacustres [Dupuy, 2006].

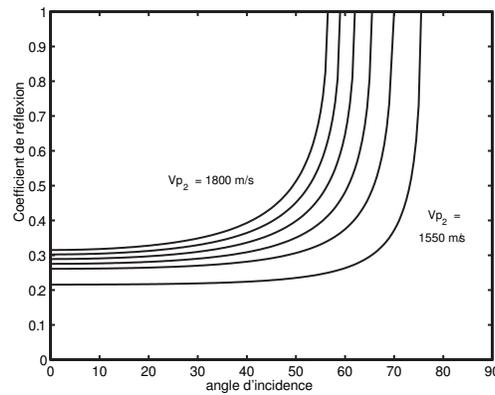
Nous avons donc décidé d'appliquer la technique AVO afin de la tester sur une région les résultats AVO pourraient être associés à des discontinuités géologiques reconnues. De plus, il s'agissait de localiser une anomalie en amplitude particulière dont on pourrait extraire les paramètres physiques ( $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$ ). Le second site est sur le delta de la rivière Dranse sur lequel une forte présence de gaz dans les sédiments quaternaires avait déjà été observée [Dupuy, 2006]. Il s'agissait là, d'une part de tester la réponse AVO dans un tel milieu, mais aussi d'étudier le gaz de cette région comme sa distribution, sa profondeur, etc. Notre analyse se veut quantitative et, dans la mesure du possible, les sections interceptes et gradients, la répartition de leurs valeurs sur des crosplots ainsi que les paramètres physiques des roches seront étudiés dans ce chapitre.

## 7.2 Données réelles

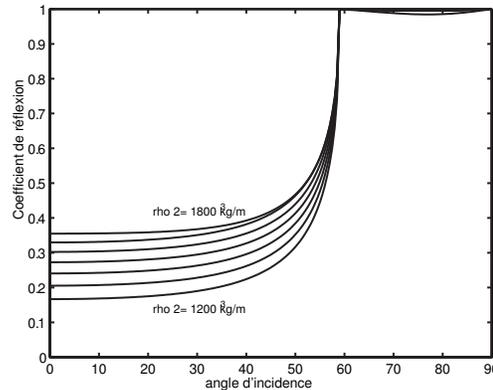
Avant de passer à l'inversion des données réelles, il est important de faire un petit rappel sur l'influence respective de chaque variabilité des paramètres  $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$  sur le coefficient de réflexion. Celle-ci est illustrée sur la figure 7.1 pour chaque paramètre



(a) Variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence pour différentes valeurs de la vitesse  $S$  (intervalle de 50 m/s) pour  $V_{P_2}=1750$  m/s et  $\rho_2 = 1500$  kg/m<sup>3</sup> (pas de 50 m/s)



(b) Variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence pour différentes valeurs de la vitesse  $P$  (intervalle de 50 m/s) pour  $\rho_2 = 1500$  kg/m<sup>3</sup> et  $V_{S_2}=100$  m/s



(c) Variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence pour différentes valeurs de la densité (intervalle de 100 kg/m<sup>3</sup>) pour  $V_{P_2}=1750$  m/s et  $V_{S_2}=100$  m/s (pas de 100 kg/m<sup>3</sup>)

FIG. 7.1: Variabilités du coefficient de réflexion lorsque, dans le deuxième milieu, l'on maintient deux paramètres fixes et que l'on fait varier le troisième. La première couche qui est l'eau ( $V_P = 1440$  m/s,  $V_S = 0$  m/s et  $\rho = 1000$  kg/m<sup>3</sup>), ne varie pas.

lorsque les deux autres restent constants. On constate que la densité et la vitesse des ondes  $P$  sont les paramètres qui ont le plus d'influence.

L'inversion des données du cube 3D dans la région du delta de l'Aubonne a été effectuée en suivant un protocole bien défini. Afin de contraindre l'inversion, plusieurs

collections de traces en point milieu commun ont été sélectionnées. Sur une zone au milieu du cube dans laquelle la variabilité de la réflectivité semblait relativement faible. Un échantillon de 80 collections en point milieu commun a été sélectionné autour de ce même point (figure 7.2).

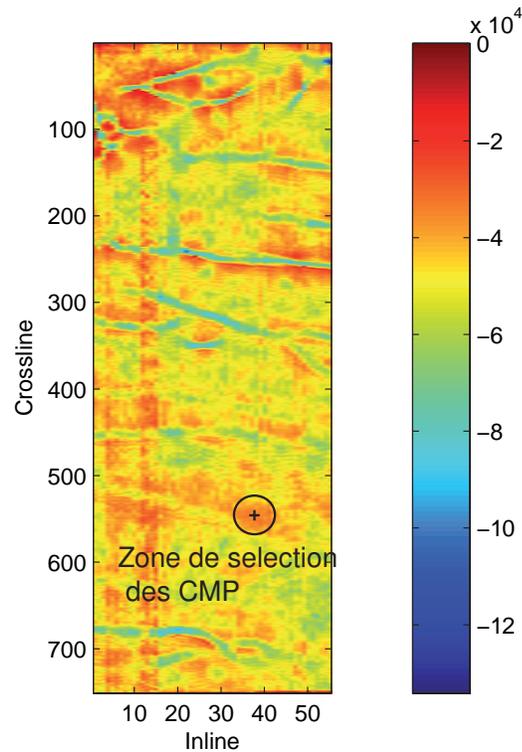


FIG. 7.2: Carte des amplitudes de la réflexion sur le fond d'eau pour le cube 3D de la région de l'Aubonne. Le cercle indique la zone de sélection des 80 collections en point milieu commun pour l'inversion.

Les amplitudes de la directe et de la réflexion du fond d'eau ont été pointées avec l'outil squelette sur des données classées en point milieu commun, mais pour lesquels la correction dynamique n'avait pas été effectuée. La réflectivité du fond d'eau est le rapport de l'amplitude du réflecteur du fond d'eau celui l'amplitude de l'onde directe. Le squelette permet de suivre, pour une arrivée particulière, le maximum des valeurs absolues de trace à trace. Cet outil automatique (et non semi-automatique) de pointé permet de pointer n'importe quel autre événement que la directe ou la première réfléchié. Cet outil, relativement simple, permet en outre, de pointer des pics d'amplitude (spikes) qui n'ont pas été entièrement supprimés par le module de despiking.

La figure 7.3 a) illustre la variation du coefficient de réflectivité selon le déport. L'appréciation de l'erreur sur la réflectivité selon chaque déport est un point important. Cette erreur a été calculée en représentant la variabilité de la réflectivité de chaque collection en point milieu commun en fonction du déport. La déviation standard à un

Paramètres	Résultats de Riedel and Theilen (2001)	Lac Léman (delta de l'Aubonne)
$V_P$ [m/s]	$1450 \pm 25$	1461
$V_S$ [m/s]	$90 \pm 35$	383
$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$1220 \pm 45$	1182

TAB. 7.1: Comparaison des résultats obtenus par Riedel and Theilen (2001) et ceux des sédiments du Lac Léman.

déport donné correspond à l'erreur sur le déport correspondant. Ces points ont été pris dans un rayon de 31 m autour d'une collection point milieu commun. Ces erreurs peuvent être inhérentes au pointé automatique. Il arrive, en effet, que le pointé ne suive pas toujours le bon réflecteur, dans notre cas l'onde directe et la première réflexion du fond d'eau. Les erreurs selon les dépôts peuvent aussi provenir d'un trop grand rayon autour du point sélectionné. La figure 7.3 (a) montre la variation de la réflectivité en fonction du déport. Le panneau (b) montre l'erreur en fonction du déport.

Le résultat de l'inversion est un modèle dont la première couche est l'eau avec  $V_{P_1} = 1440$  m/s,  $\rho_1 = 1000$  kg/m<sup>3</sup> et  $V_{S_1} = 0$  m/s et le second milieu qui est une boue avec  $V_{P_2} = 1461$  m/s,  $\rho_2 = 1182$  kg/m<sup>3</sup> et  $V_{S_2} = 383$  m/s.

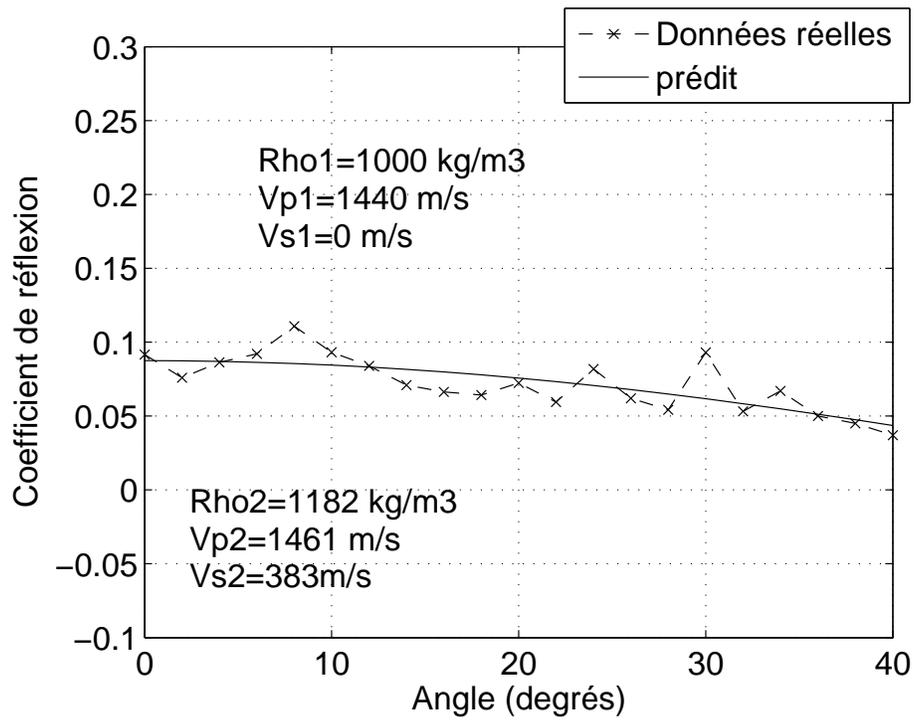
Dans l'impossibilité de comparer ces paramètres à des valeurs directement mesurées, nous ferons ici une étude statistique des résultats de l'inversion. Pour contraindre l'inversion, on peut lui associer des matrices de pondération. Celles-ci permettent d'attribuer un poids variable aux données. Le poids (utilisation de la matrice de covariance) est important quand l'erreur est faible et inversement. Le but recherché est de faire converger l'inversion plus rapidement vers une solution unique et plus stable.

La figure 7.4 illustre la même courbe que celle présenté sur la figure 7.3 a), mais à plus grande échelle. On constate que la réflectivité diminue avec l'angle d'incidence. Bien que cette figure ne montre les valeurs calculées que pour un seul modèle résultat de l'inversion, l'introduction des erreurs de mesure implique la non-unicité des solutions. La figure 7.5 montre la répartition des résultats issus de l'inversion de nos données. L'amorce est modifiée à chaque simulation. La modification de l'amorce suit une loi normale. Après un certain nombre d'itérations (quand le minimum local est atteint dans la fonction de transfert) l'inversion propose un résultat.

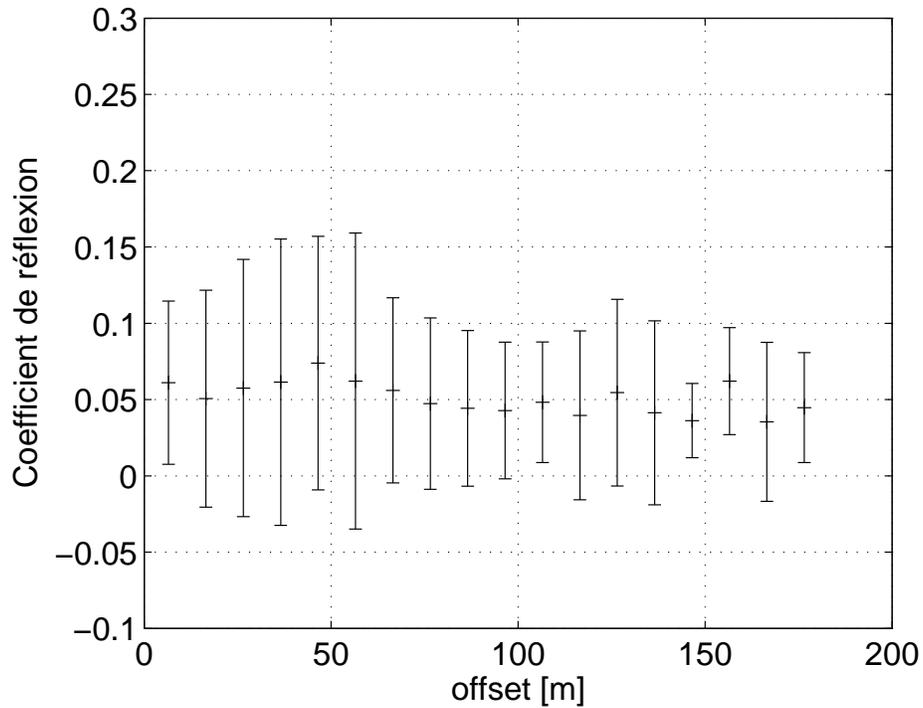
On constate une distribution gaussienne de chaque paramètre. Les valeurs de la vitesse S font l'objet d'une grande variabilité, alors que pour la densité et la vitesse P la répartition des valeurs est plus resserrée.

La figure 7.5 représente la répartition statistique de l'inversion sur les données réelles. La forte variabilité de la vitesse S est notée.

Ceci confirme que le coefficient de réflexion est peu influencé par la vitesse S. Un point important dans la validation d'une inversion viscoélastique est la contribution des erreurs dans les données. Afin d'estimer cette dernière, un niveau de bruit aléatoire 5% a



(a)



(b)

FIG. 7.3: (a) Coefficient de réflexion du fond du lac en fonction de l'angle d'incidence; valeurs mesurées et calculées pour le modèle trouvé par l'inversion. (b) Compilation des réflectivités selon le déport avec leur barres d'erreurs calculées à partir de la figure 7.2.

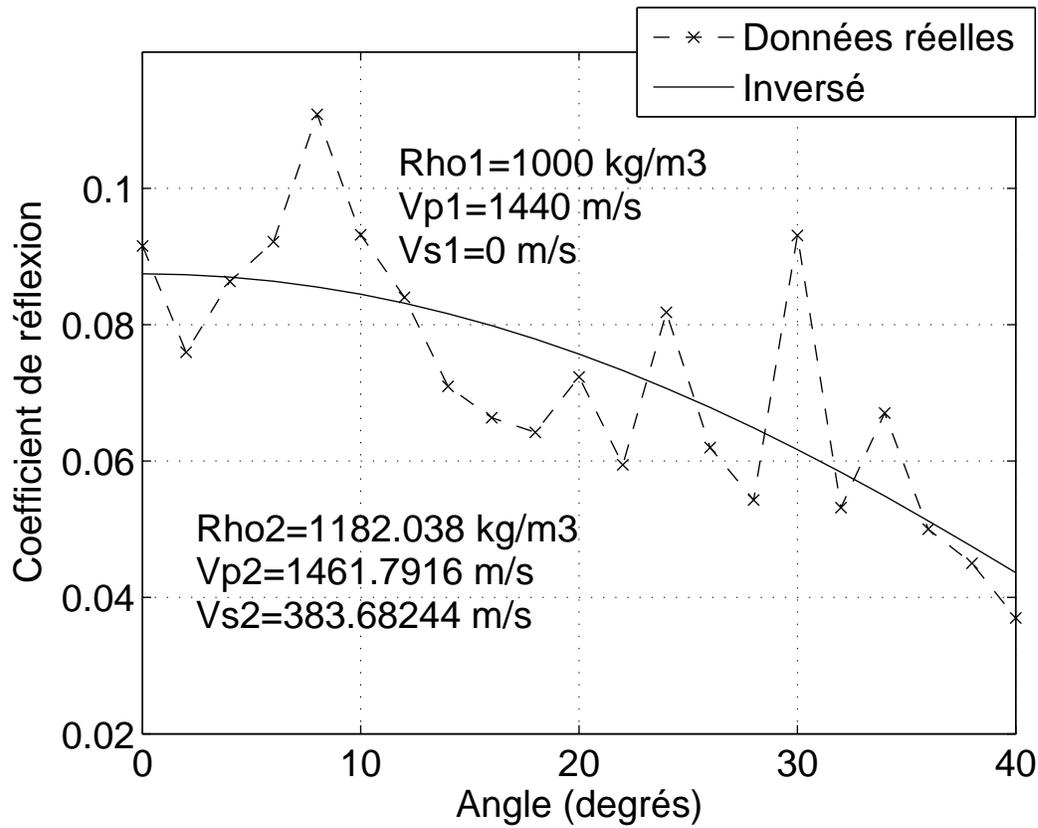


FIG. 7.4: Variations du coefficient de réflexion observées sur les données réelles inversées issues de la figure 7.3 a).

été ajouté à nos données de façon à observer son impact sur la distribution statistique des résultats de l'inversion (figure 7.6). Dans cette situation on observe les grandes variations de la vitesse des ondes S. L'introduction de bruit dans les données affecte très fortement les résultats.

Les paramètres physiques étant liés entre eux, il est utile d'étudier l'effet commun de deux paramètres. Ceci est réalisé en reportant la distribution jointe de probabilité des paramètres  $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$  deux à deux. Les autres maxima présents sont d'autres solutions locales dans la résolution de l'inversion. Les figures 7.7 a), c) et e) montrent la distribution jointe de probabilité pour l'inversion de nos données sans ajout de bruit aléatoire. On remarque sur ces figures les maxima de probabilité pour  $V_P = 1350 \text{ m/s}$ ,  $V_S = 290 \text{ m/s}$  et  $\rho = 1250 \text{ kg/m}^3$ . Les figures c) et e) montrent que la densité et  $V_P$  sont relativement stables en fonction de  $V_S$  et n'ont pas de relation linéaire. En revanche le panneau a) montre une relation (linéaire ou non-linéaire) entre la densité et  $V_P$ .

L'addition de 5% de bruit sur les données, afin de prendre en compte une erreur moyenne des données, change la distribution jointe de probabilité (figure 7.7 (b), (d) et (f)).

L'on remarque l'augmentation de la dispersion (linéaire ou non-linéaire) entre la densité

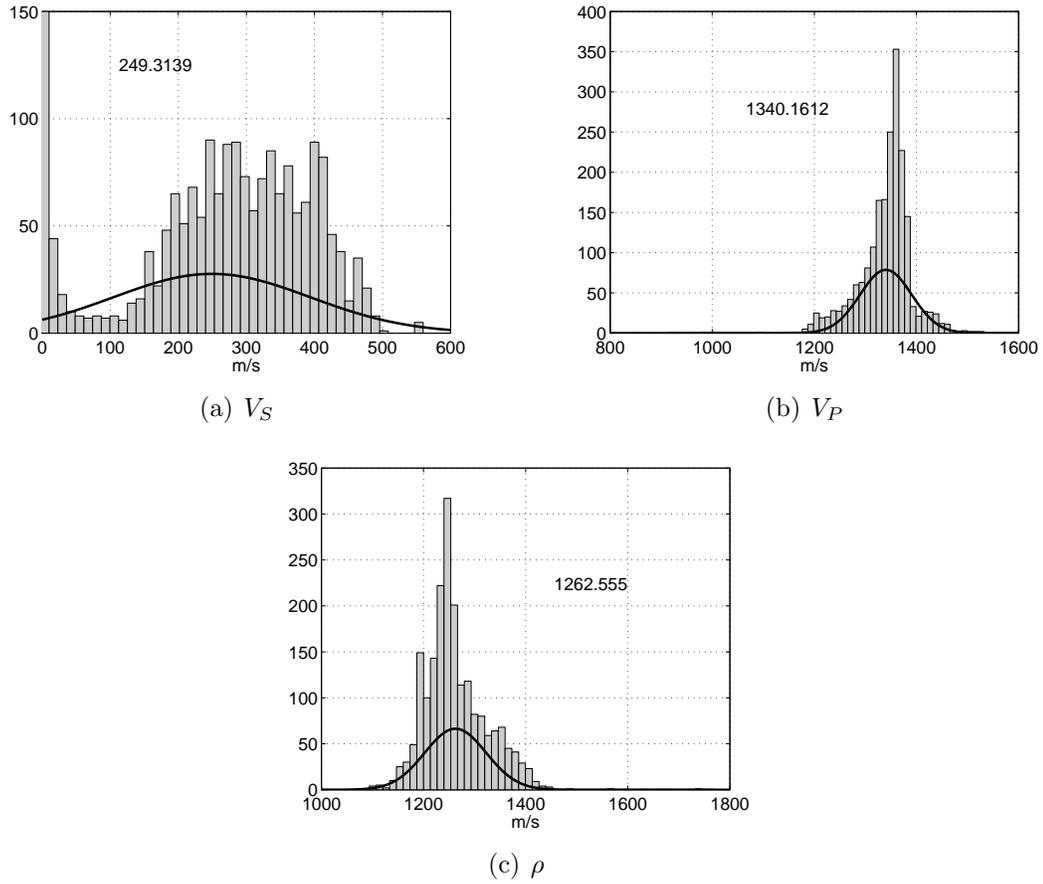


FIG. 7.5: Résultats de l'inversion pour le réflecteur du fond d'eau. (a) Répartition statistique de la vitesse S. (b) Répartition statistique de la vitesse P. (c) Répartition statistique de la densité. La courbe représente la loi normale des résultats de l'inversion.

et la vitesse  $V_P$  avec l'addition de 5% de bruit (figure 7.7 (b)), avec  $V_P$  qui augmente lorsque la densité diminue. Il semble ne pas avoir de relation entre  $\rho$  vs.  $V_S$ .  $V_P$  semble constant en fonction de  $V_S$ . La relative stabilité de la densité et de  $V_P$  en fonction de  $V_S$  est moins évidente avec l'addition de 5% de bruit (figure 7.7 (e) et (f)).

La figure 7.7 (b) indique que l'influence de la  $\rho$  ou de  $V_P$  sur le coefficient de réflectivité va dans le même sens. Pour une certaine valeur de ce coefficient une relation lie  $\rho$  et  $V_P$ . Par ailleurs, on sait qu'il existe une solution expérimentale entre  $V_P$  et  $\rho$  dans les sédiments du type :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (7.2.1)$$

avec  $K$  le coefficient d'incompressibilité et  $\mu$  le module de cisaillement

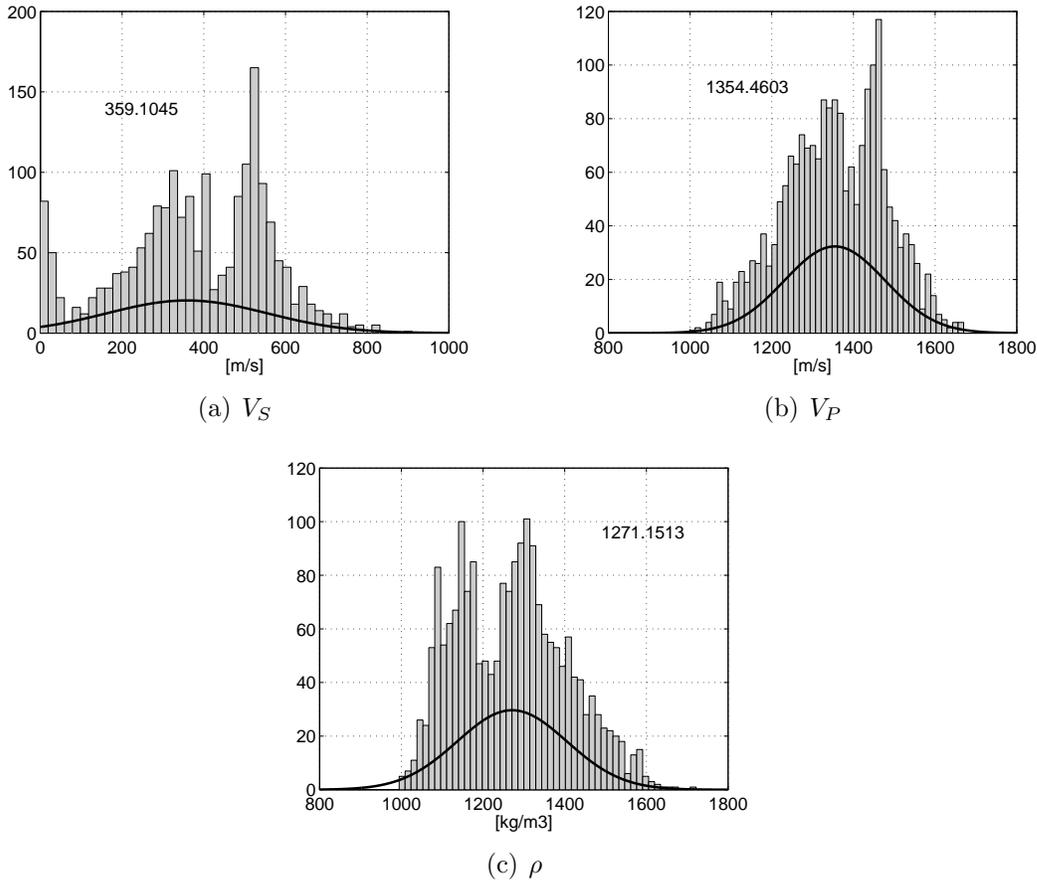


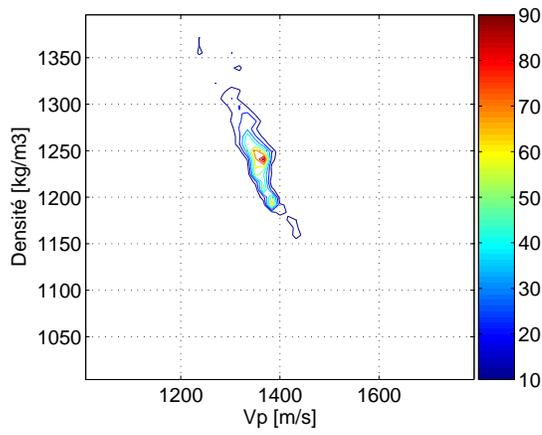
FIG. 7.6: Variations statistiques de l'inversion du réflecteur du fond du lac dans le cas où on introduit cinq pour cent de bruit. (a) Répartition statistique de la vitesse S. (b) Répartition statistique de la vitesse P. (c) Répartition statistique de la densité. La courbe représente la loi normale des résultats de l'inversion.

Au même titre qu'il existe une relation entre  $V_S$  et  $\rho$  :

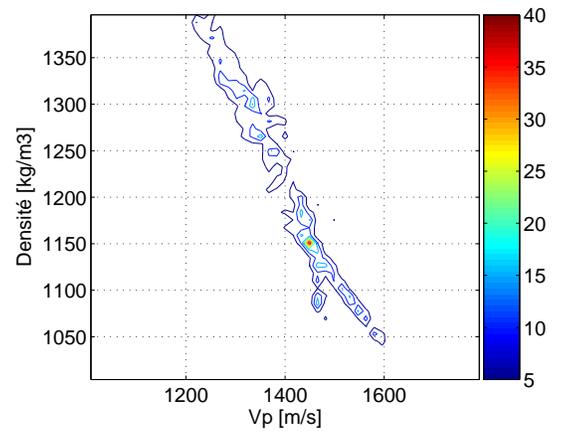
$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (7.2.2)$$

Riedel et al. (2003) montrent une dépendance différente pour des sédiments de type roche argileuse ("boulder clay"). On observe une certaine similitude dans les sédiments qui ont été étudiés par Riedel and Theilen (2001). Ceci est illustré dans le tableau 7.1. Ces résultats concluent à une boue dans des sédiments marins quaternaires. Notre situation présente des similitudes avec ces travaux en termes de paramètres physiques inversés.

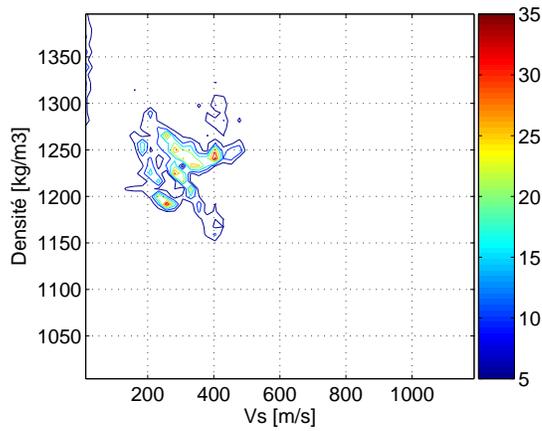
Notre démarche pousse volontairement les limites de la méthode afin de se rendre vraiment compte de la fiabilité des mesures. Notre inversion donne une solution locale. Il est de ce fait très important d'introduire une part statistique afin de contraindre au mieux cette inversion. Les distributions jointes de probabilités sont un outil stable



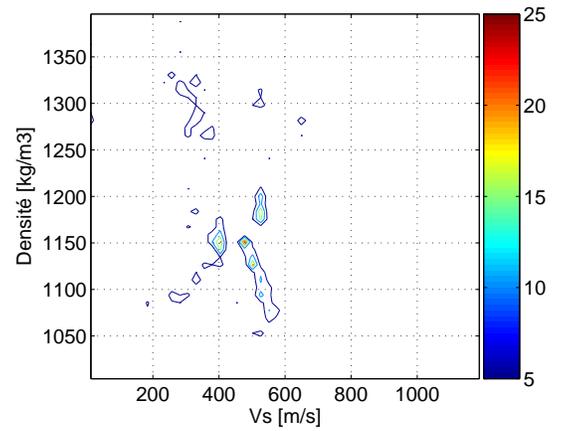
(a)  $\rho$  vs.  $V_P$



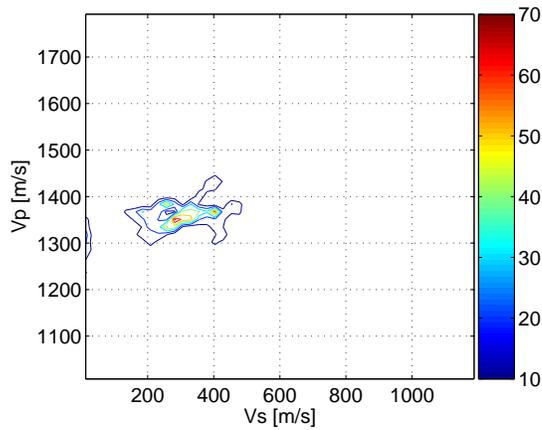
(b)  $\rho$  vs.  $V_P$  avec 5% de bruit sur les données



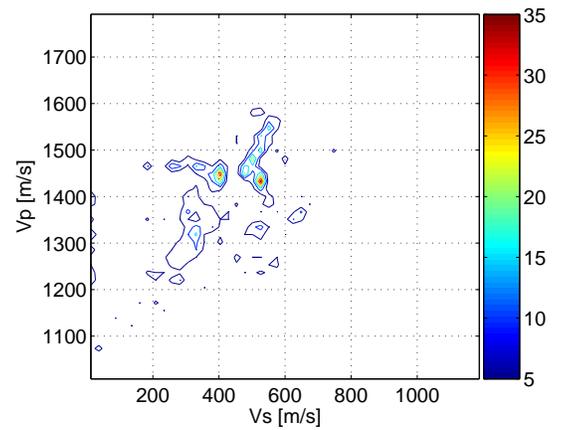
(c)  $\rho$  vs.  $V_S$



(d)  $\rho$  vs.  $V_S$  avec 5% de bruit sur les données



(e)  $V_P$  vs.  $V_S$



(f)  $V_P$  vs.  $V_S$  avec 5% de bruit sur les données

FIG. 7.7: Distribution jointe de probabilité des différents paramètres ( $[\rho$  vs.  $V_P$ ],  $[\rho$  vs.  $V_S$ ] et  $[V_P$  vs.  $V_S$ ]) appliquée sur le réflecteur du fond d'eau après inversion. Les isolignes qui sont identiques dans chaque figure sont tracés tous les 50  $m/s$  pour les vitesses des ondes S et P et tous les 50  $kg/m^3$  pour la densité.

qui donne une bonne appréciation de la convergence de l'inversion. Il permet aussi de localiser les autres solutions proposées par l'inversion et montrer que la solution n'est pas unique. Ce problème touche tous les types d'inversions quelques soit la méthode d'inversion utilisée.

## 7.3 Carte en amplitude

L'un des attributs qui peut être extrait des données 3D, est l'amplitude de réflexion sur une interface sismique. Cet attribut apporte une information plus quantitative à la simple interprétation géométrique d'un horizon. Sur nos données, le pointé a été effectué en suivant le maximum d'amplitude du réflecteur. Afin d'être sûr de la valeur maximum du réflecteur pointé, une fenêtre en temps de 1 ms permet de suivre le réflecteur.

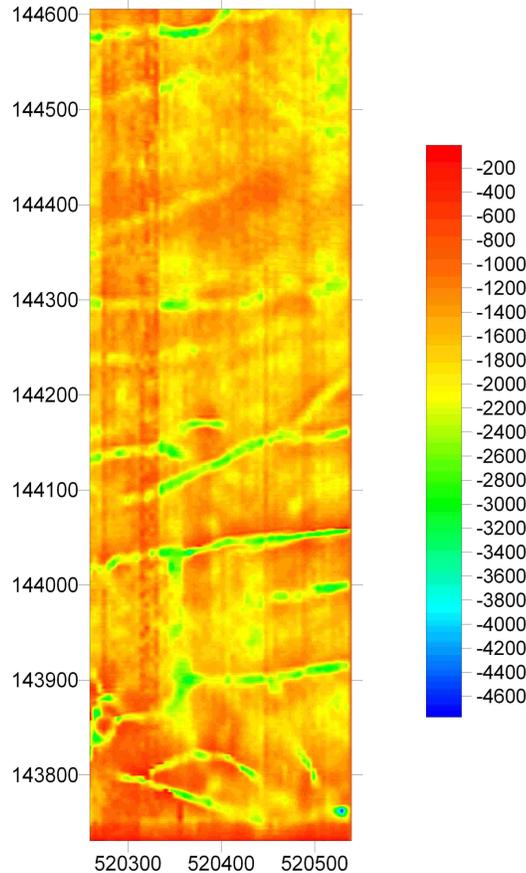


FIG. 7.8: Carte de l'amplitude de réflexion du fond d'eau sur le cube 3D de la région du delta de l'Aubonne.

La figure 7.8 montre que la carte en amplitude du fond d'eau est affectée par une empreinte d'acquisition. Cette empreinte est présente seulement sur les quelques millisecondes sous le fond d'eau. Elle disparaît avec la profondeur. Cette empreinte est un artéfact qui est inhérent à la géométrie d'acquisition 3D. La couverture, la distribution des dépôts et la distribution azimutale caractérisent chaque géométrie 3D. Le choix d'une géométrie d'acquisition peut biaiser le maillage (binning) en termes de déport et d'azimut. Les travaux de Hill et al. (1999) ont permis de comprendre l'empreinte d'acquisition. En sismique terrestre 3D cette empreinte est communément observée [Mari et al., 1997]. Dans notre cas, elle est due à la disposition source-récepteur lors de notre acquisition. La taille de notre maille (bin) est de 1.25 m par 5 m. La couverture dans chaque

maille n'est pas égale à cause de la dérive de la flûte. Il est arrivé d'avoir jusqu'à 20 m d'écart planimétrique entre la queue de la flûte et le bateau. Enfin cette empreinte est marquée dans le cas d'une géométrie avec une seule flûte derrière le bateau. Les autres cas étant plusieurs flûtes parallèles traînées par un bateau.

L'empreinte d'acquisition précédemment citée est bien présente sur la carte en amplitude du réflecteur du fond d'eau. Plusieurs méthodes permettent d'éliminer cet artéfact. Dans le cas où l'on envisage de soustraire cet artéfact avant sommation, le flexbinning est un outil qui permet d'homogénéiser les traces dans la maille. La migration avant sommation 3D permet aussi d'atténuer l'effet de l'empreinte d'acquisition. Si l'on décide de travailler avec la migration 3D avant sommation il faut travailler sur le choix des classes d'offsets selon les inlines et les crosslines. Il est aussi possible de soustraire l'empreinte d'acquisition après migration, comme nous avons préféré le faire dans ce travail. Le. En effet, notre empreinte n'affecte que les sédiments immédiatement sous le fond du Lac. Les méthodes avant sommation sont utilisées pour des empreintes qui affectent les données 3D en profondeur.

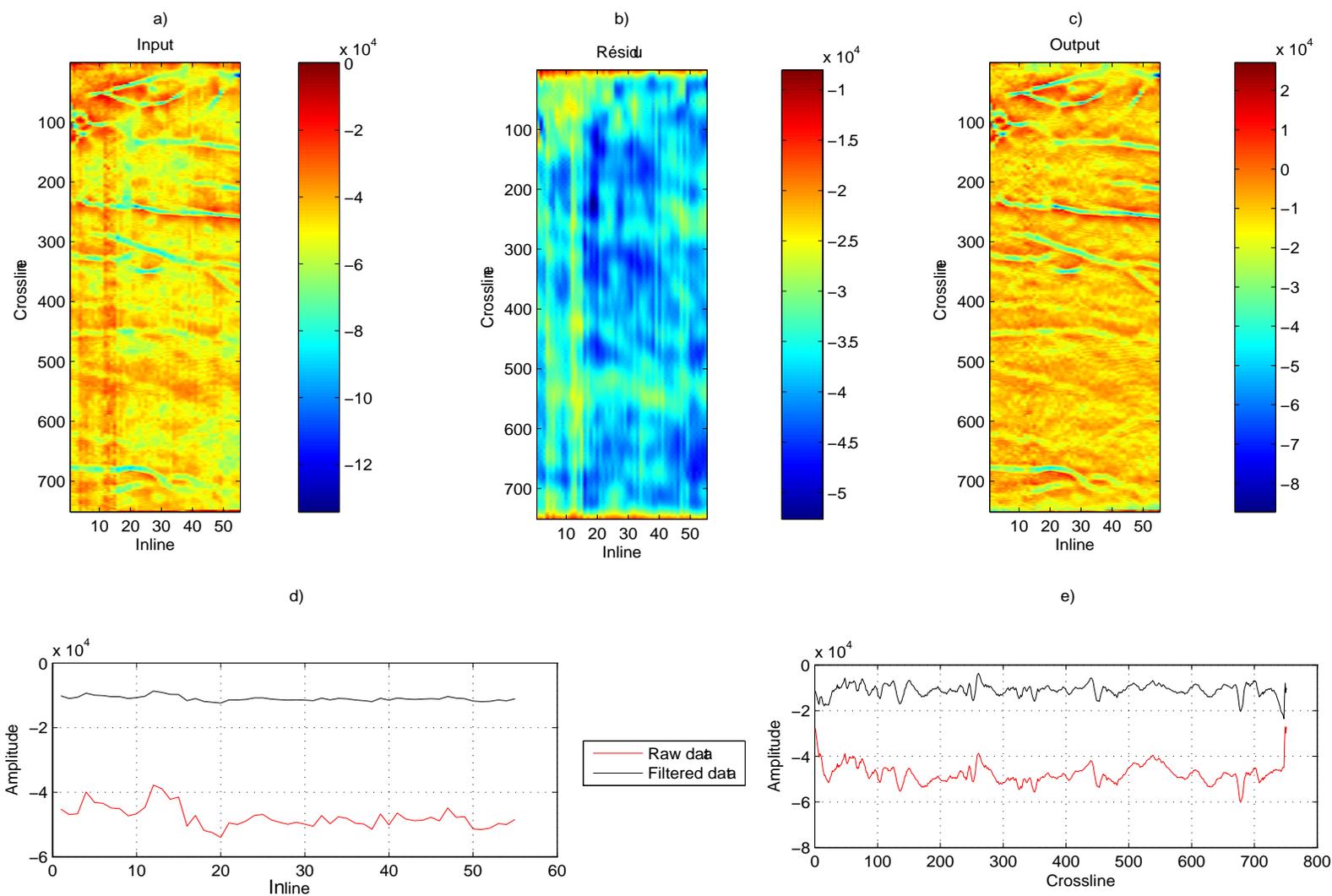


FIG. 7.9: Filtrage Kx-Ky de l'emprunte d'acquisition. Les panneaux a) et c) illustrent les données avant et après filtrage, le panneau b) la différence. L'amplitude moyenne des inlines et des crosslines est représentée sur les panneaux d) et e). Cette représentation permet de contrôler l'effet du filtre Kx-Ky.

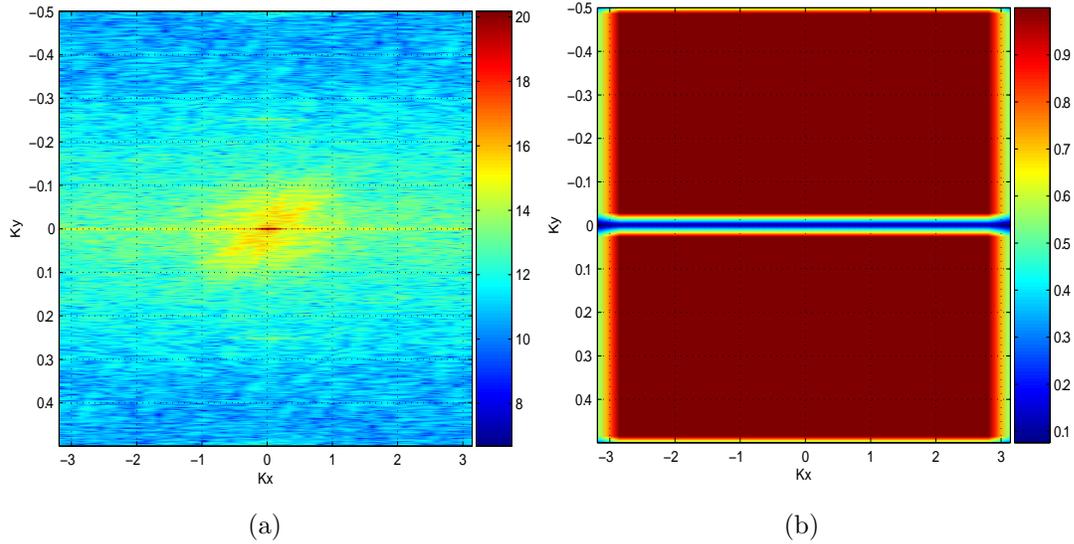


FIG. 7.10: (a) Spectre fréquentiel du marqueur du fond d'eau avant filtrage. (b) Filtre appliqué sur la figure 7.9 a. Les événements verticaux de l'emprunte d'acquisition représentent les événements horizontaux dans le filtre. Une fonction d'apodisation a été appliqué sur le filtre.

La figure 7.9 illustre un filtrage  $K_x$ - $K_y$  (transformée de Fourier dans les directions inline et crossline). On observe la suppression de l'emprunte d'acquisition et l'amélioration de la définition des chenaux sur cette carte. Les filtre agit sur les événements dans la direction des inlines. La figure 7.10 représente le spectre  $K_x$ - $K_y$  (a) et le filtres (b) qui a été appliqué sur les données (figure 7.9 a). Une fonction d'apodisation permet d'éviter des limites trop brutales.

La différence entre les données avant et après filtrage (figure 7.9 b)) montre l'importance et la localisation de l'emprunte d'acquisition.

Un contrôle qualité possible est l'observation de la moyenne de l'amplitude le long de la direction inline et crossline (figures 7.9 d) et e). On remarque que le filtre  $K_x$ - $K_y$  agit sur la valeur moyenne des données, mais il conserve le rapport d'amplitude entre les différents événements de la carte (figure 7.9 a et b). Néanmoins, ce filtre conserve la variabilité de l'amplitude dans la direction des crosslines (figure 7.9 e)). L'amplitude moyenne le long des inlines est plus homogène.

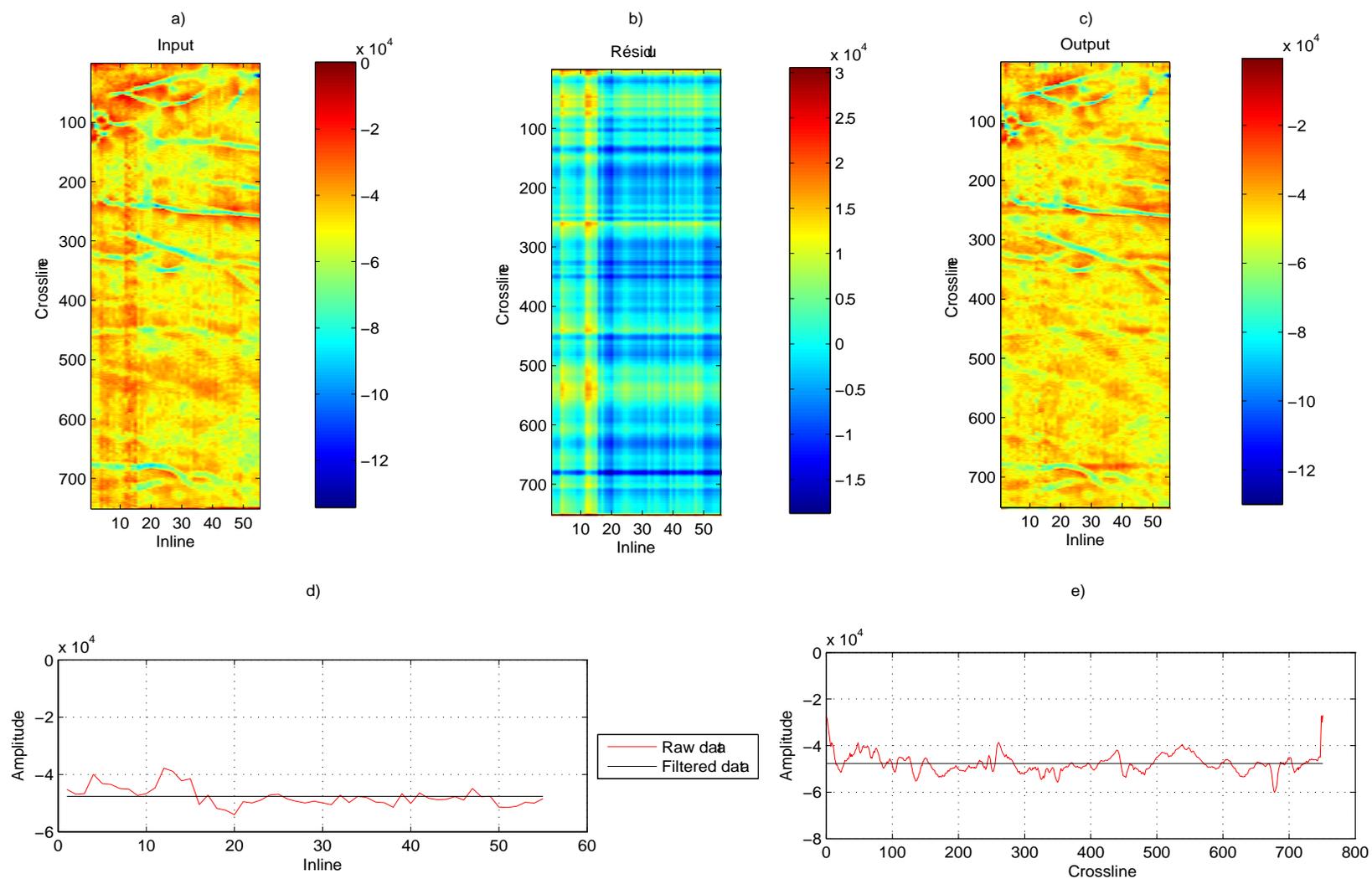


FIG. 7.11: Correction des emprunts d'acquisition en attribuant la même valeur moyenne des amplitudes selon la direction inline et crossline. Les panneaux a) et c) illustrent les données avant et après filtrage. La différence est illustrée sur le panneau b). Les panneaux d) et e) montrent les amplitudes moyennes des inlines et des crosslines.

Une autre possibilité de suppression de l'emprunte d'acquisition consiste à égaliser les valeurs moyennes des amplitudes selon les directions des inlines et des crosslines (figure 7.11). Les panneaux d et e de la figure 7.11 représentent les gains appliqués dans les deux directions de la carte en amplitude. Le résidu issu de cette homogénéisation (figure 7.11 panneau b) est un peu comparable à celui du filtre Kx-Ky. En revanche, les résultats après homogénéisation gardent quelques traces de l'emprunte d'acquisition.

L'explication de cette emprunte d'acquisition est à chercher dans le positionnement de la flûte lors de l'acquisition. La contribution des traces dans chaque maille varie. Le vent ou le courant ont dévié la flûte dans une direction et dans une autre direction d'un jour à l'autre. Ce qui a créé un trou dans la carte de binning (après flexbinning). Ces trous dans la carte de couverture sont représentés par un nombre de trace par maille qui est différent. La sommation dans chaque maille, faisant intervenir un nombre de traces différentes, aura des valeurs d'amplitudes différentes. Les mailles avec moins de traces à sommer seront plus marquées par l'emprunte que celle qui ont la couverture maximale ou les amplitudes des événements sismiques seront stabilisées.

Il est important d'avoir à l'esprit que ce phénomène n'a pas été observé lors de campagnes précédentes par Scheidhauer (2003) et Dupuy (2006). Ces travaux ont été effectués avec des flûtes beaucoup plus courtes (environ 60 m). La couverture maximale était seulement de 6 traces. Une flûte longue est plus facilement déviée par le vent et le courant.

Afin de compléter cette section, la figure 7.12 montre la représentation 3D du réflecteur de l'interface sédiment lacustre/moraine. Les faibles amplitudes (en noir sur la carte) correspondent à une absence de données car le pointé n'a pas pu reconnaître l'interface dont le réflecteur était interrompu en ces endroits.

Les fortes amplitudes ont une direction préférentielle est-ouest. Ces variations d'amplitudes correspondent à une variation de contraste d'impédance. La moraine sous-jacente n'est pas une discontinuité plane. De plus, la moraine peut avoir des sismofaciès très différents. Ces variations d'amplitudes sur cette interface peuvent représenter des moraines bien compactées et massives pour les fortes amplitudes, et des moraines plus fracturées pour les faibles amplitudes de la réflectivité.

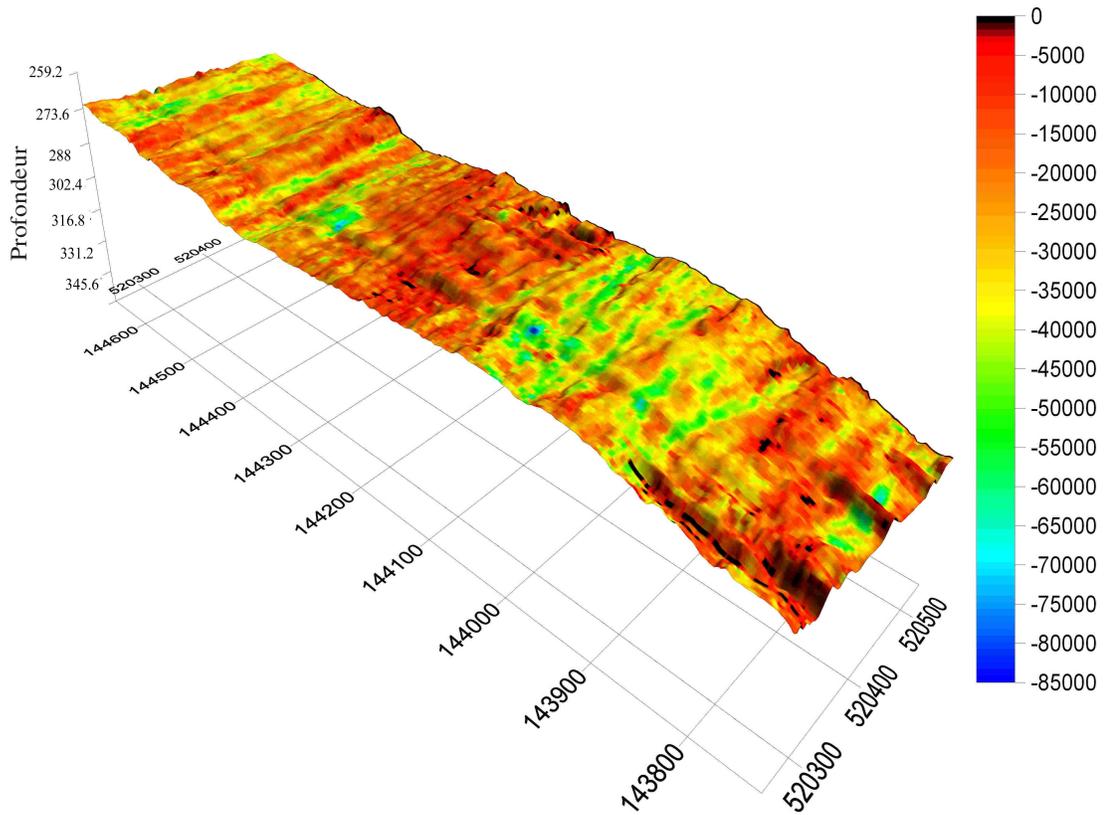


FIG. 7.12: Représentation 3D de la carte en amplitude de l'interface entre les sédiments lacustres et la moraine. Le volume 3D à été acquis du sud (143800) vers le nord (144800). L'horizon entre les sédiments lacustres et la moraine s'approfondi vers le sud. Cet interface est représenté en fonction de l'amplitude du signal réfléchi. Le code de couleur noir indique une absence de pointé.

## 7.4 Résultats AVO sur les données sismiques du Lac Léman

Les profils sismiques sur les deltas du Lac Léman sont souvent difficiles à interpréter car les réflecteurs y sont souvent interrompus dans des zones soupçonnées de contenir du gaz. L'analyse des amplitudes en fonction du départ devrait apporter des compléments d'information permettant de mieux comprendre ces zones. A cet effet, nous utiliserons nos données sismiques haute résolution acquises sur les deltas de la Dranse (2D) et de l'Aubonne (2D et 3D).

La carte 7.13 montre les lignes sismiques 2D acquises en 2004 avec un départ maximum de 165 m. Seul le cube 3D a été acquis avec un départ de 185 m.

Les autres lignes sismiques n'ont pas montré de résultats AVO aussi probants.

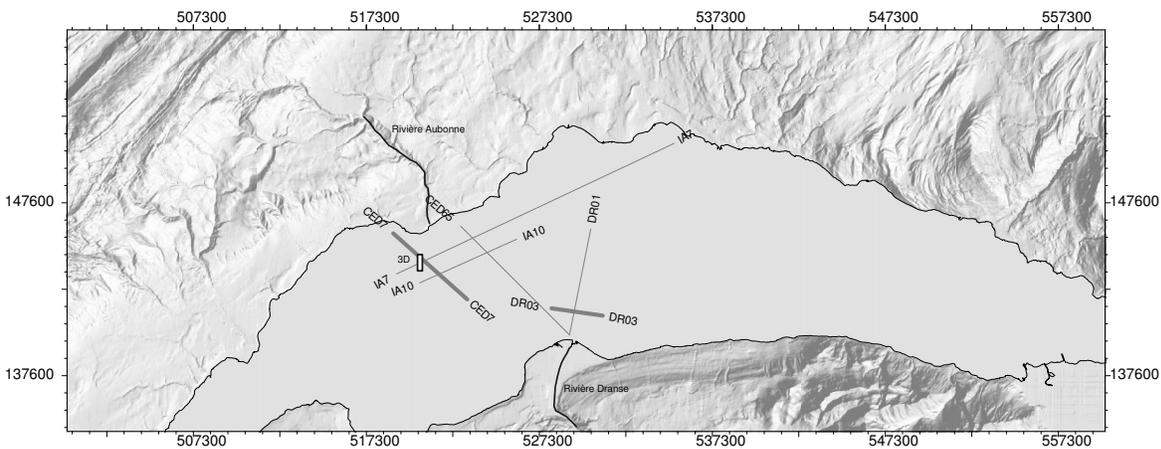


FIG. 7.13: Carte des lignes sismiques. Les lignes sismiques en gras (DR03 et CED7) et le cube 3D vont être étudiés dans ce travail.

Les deltas de la Dranse et de l'Aubonne ont été les sites privilégiés dans cette thèse. Le système de sédimentation particulier dans ces zones et l'interruption brutale des réflecteurs sismiques sur ces sites ont été nos principales motivations. La Dranse sera le premier site étudié puis la 3D acquise dans le delta de l'Aubonne sera analysée.

### Delta de la Dranse (ligne DR03)

Le modèle de vitesse utilisé lors de notre traitement (figure 7.14) ne présente pas de contraste important. La vitesse des ondes P dans la molasse varie entre 1750 et 2200 m/s. Le réflecteur de la molasse se situe vers 500 ms (TWT) soit environ 375 m de profondeur. Ce modèle qui a été généré par l'analyse de vitesse, a été lissé de façon à être utilisé pour la migration avant sommation. Le manque de réflectivité des sédiments entre 240 m et 1440 m a eu des répercussions sur le modèle de vitesse. Une des explications des faibles variations de vitesse dans les deltas est le faible taux compaction des sédiments.

Les sédiments galcio-lacustres et morainiques en blocs (avec un sismofaciès chaotique)

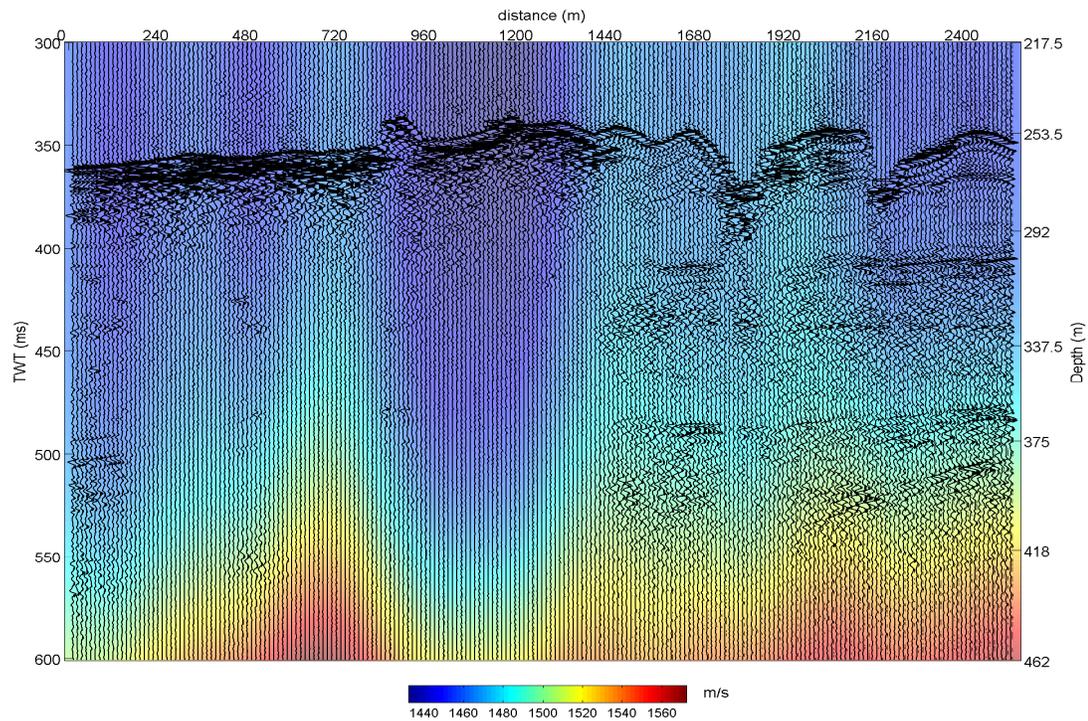


FIG. 7.14: Modèle de vitesse associé à la section sismique DR03 (en wiggle).

facilitent l'infiltration d'eau relativement profondément. Les sédiments de ce type sont souvent fracturés. Cela affecte fortement les vitesses P.

La section DR03, migrée en profondeur, montre une interruption brutale des réflecteurs entre 500 m et 1500 m à partir de la profondeur de 300 m (figure 7.15). On observe les chenaux d'alimentation provenant de la Dranse (position 2000 m et 2400 m). Une légère perturbation des sédiments est observée au niveau du chenal de la position 2500 m. Cette perturbation semble montrer une interruption similaire à une cheminée. Les réflecteurs des sédiments lacustres juste, sous le fond d'eau, bien organisés vers les extrémités est et ouest de la section, disparaissent, entre 250 m et 1600 m, pour laisser la place à une zone chaotique. Ceci implique que le gaz dont on soupçonne la présence dans ce delta, est probablement présent juste sous le fond de l'eau dans cette zone. A peu près sous cette même zone, les réflecteurs disparaissent complètement sauf à quelques endroits comme 600 et 1000 m où les réflecteurs apparaissent comme la continuité de ceux observés aux extrémités de la section (vers la profondeur 350 m). Ceci peut être interprété comme un indicateur de la présence de gaz mais de façon intermittente.

Un outil peut être utilisé afin de proposer une solution sur le faible contraste de vitesse dans la section sismique DR03. La relation linéaire entre  $V_P$  et  $V_S$  caractérise le coeur de cet outil. La pente et l'intercepte de cette relation linéaire varie selon les sédiments étudiés. L'inversion a permis d'estimer  $V_P$  et  $V_S$  mais seul la relation entre  $V_P$  et  $\rho$  a pu être retrouvée. L'inversion complète de l'équation de Zoeppritz fera apparaître

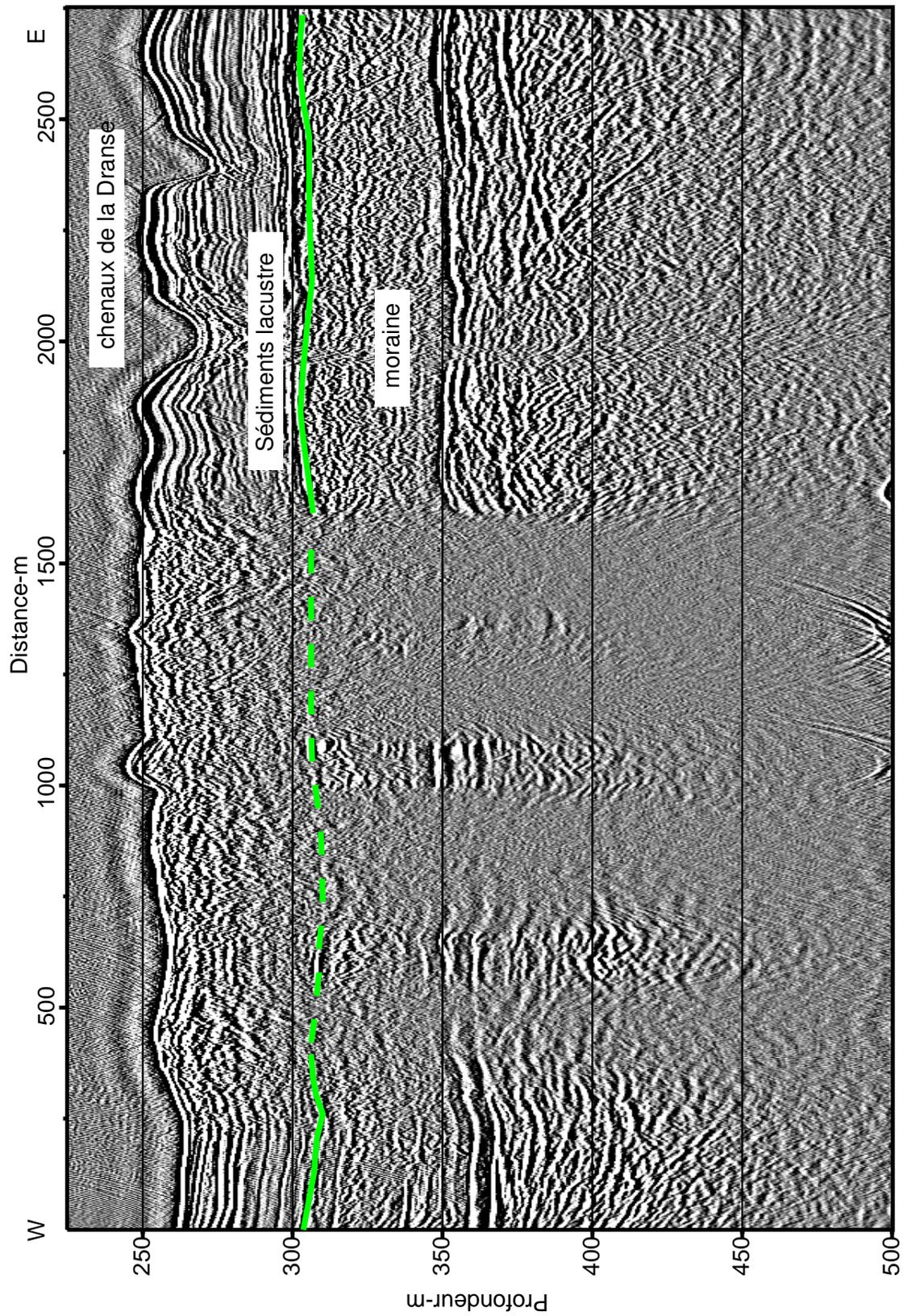


FIG. 7.15: Section DR03 migrée en profondeur dans le delta de la Dranse.

la relation entre  $V_P$  et  $V_S$  (voir section inversion). Les roches saturées en eau ont un attribut facteur fluide proche de zéro. Les données qui s'écartent de cette valeur sont un indicateur de gaz ou d'hydrocarbure. La présence d'hydrocarbure est à écarter dans le contexte deltaïque du Léman. En revanche, la présence de gaz est clairement possible. La décomposition des produits organiques qui sont charriés par la rivière jusque sur le delta produit du gaz dont le positionnement n'est pas bien discriminé.

Le facteur fluide (voir Chapitre 2 [Smith and Gildow, 1987]) illustré dans la figure 7.16, montre que les fortes amplitudes sont liés à la présence de gaz. Les fortes valeurs sont principalement situées juste sous la surface du fond d'eau. Après migration vers la surface, les bulles de gaz restent stockées sous le fond du lac.

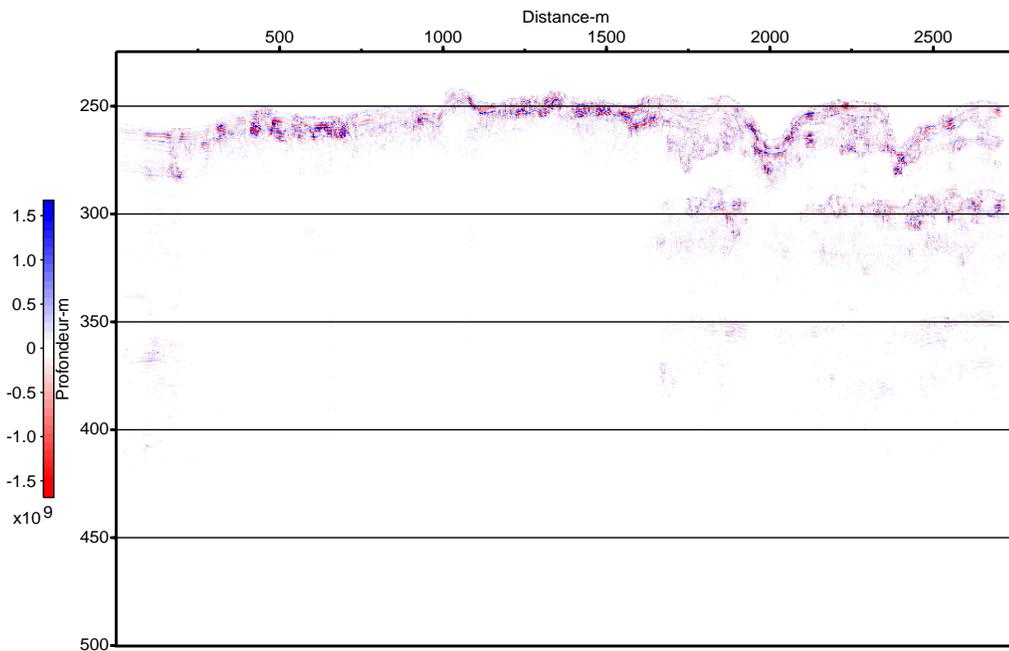
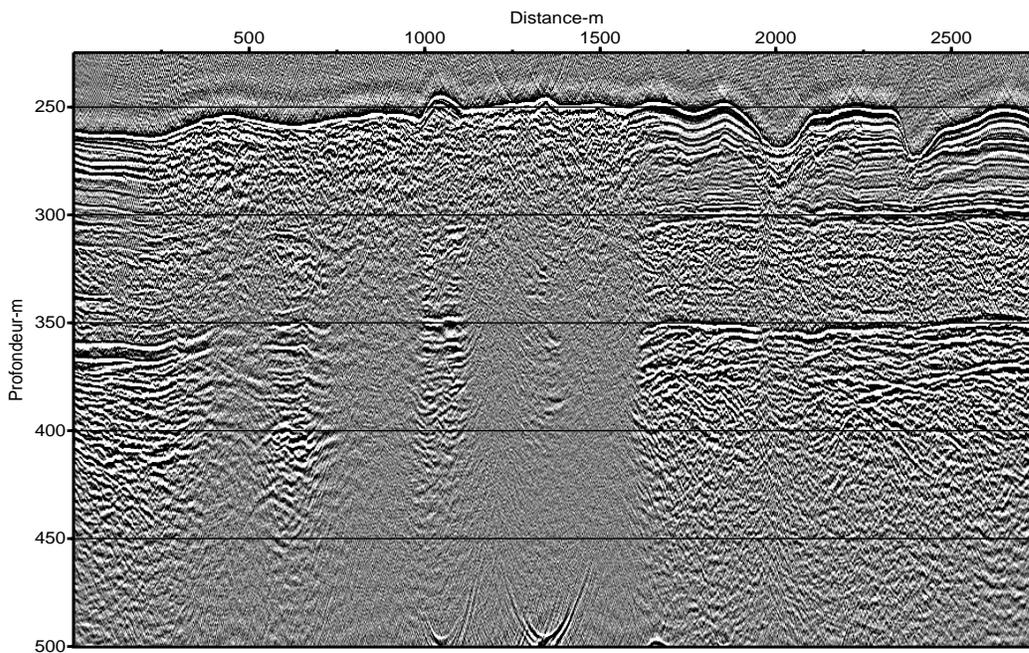


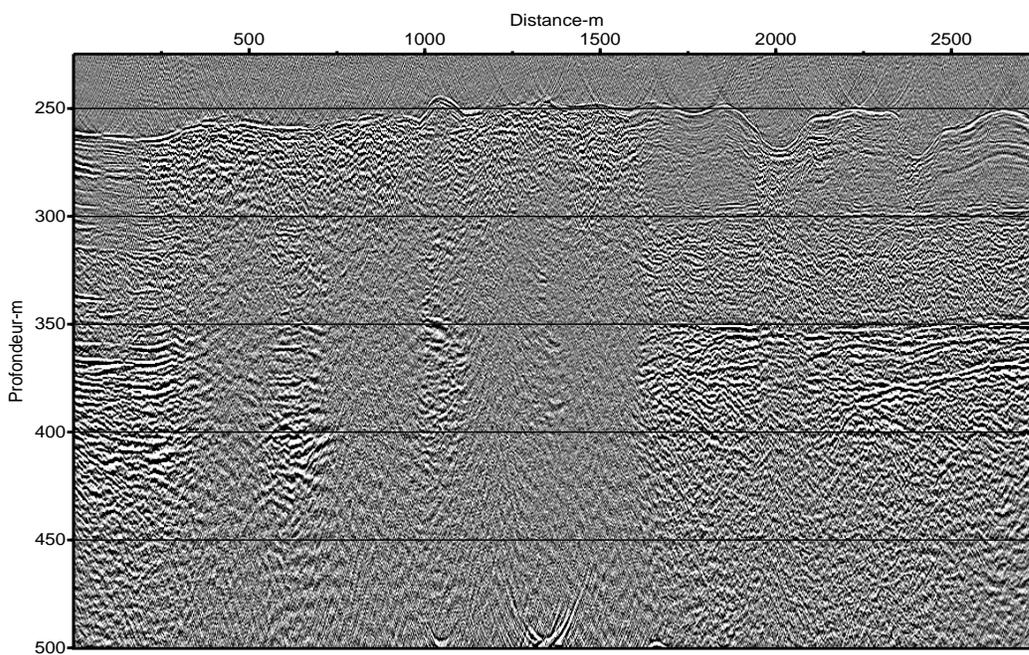
FIG. 7.16: Facteur fluide suggérant la présence de gaz dans les zones de fortes amplitudes.

L'analyse de l'amplitude peut aussi faire appel aux sections gradients et interceptes (figure 7.17). Un rappel sur les notions des attributs gradient et intercepte a été présenté dans le chapitre 2. La section intercepte (figure 7.17 (b)) montre de grande similitude (structurale) avec la section migrée.

La section gradient est quand à elle, un peu plus bruitée (figure 7.17 (b)). Cela s'explique très bien dans notre cas. Egretteau (2005) illustre dans son travail l'importance de la contribution des dépôts dans le calcul d'une section gradient. Plus on alimentera notre calcul de grands dépôts meilleur sera le rapport signal sur bruit dans la section gradient. L'acquisition faite en 2004 a permis d'acquérir des lignes sismiques avec 72 traces. Or



(a) Intercepte



(b) Gradient

FIG. 7.17: Section intercepte et gradient [Shuey, 1985] issues de la figure 7.15.

tous les canaux n'étaient pas dans l'eau dû au fait de notre lead-in (câble de pont, cf.

chapitre 3) trop court et seules 66 traces étaient actives pour notre traitement sismique. Lors de la campagne 3D, par contre, nous avons pu utiliser l'ensemble des 72 canaux (cf. chapitre 3). Les sections gradient issues de cette campagne montre un meilleur rapport signal sur bruit (annexe F).

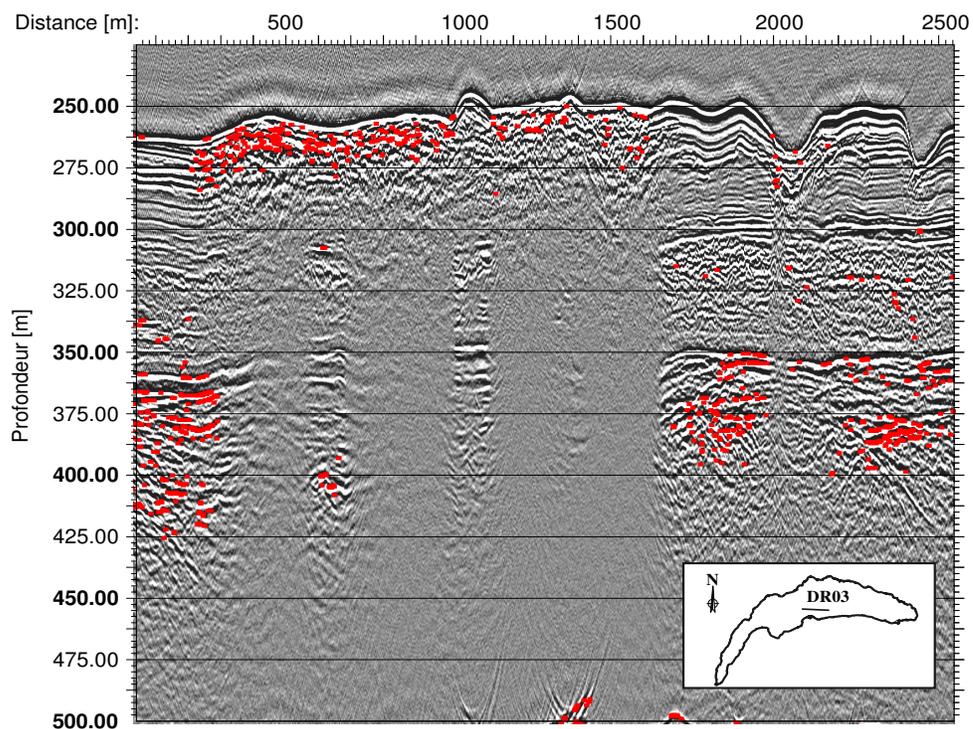
Les sections gradient et intercepte de la figure 7.17 nous ont conduit à parler du crossplot du gradient en fonction de l'intercepte (cf. chapitre 2).

Classiquement on représente les valeurs d'intercepte en abscisse et les valeurs du gradient en ordonnée. Les travaux de Koefoed (1955), Rutherford and Williams (1989) et Castagna and Swan (1997) ont permis d'établir une classification détaillée des sédiments selon leur position dans le crossplot. Il y a une tendance générale dans le crossplot de nos données (figure 7.18 et 7.19). Cette tendance va aider à faire apparaître les anomalies d'amplitudes. Celles-ci auront tendance à s'écarter de la tendance générale. Le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  est lié à la pente dans le diagramme intercepte-gradient. Plus la pente est faible plus le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  est petit (cf. annexe G).

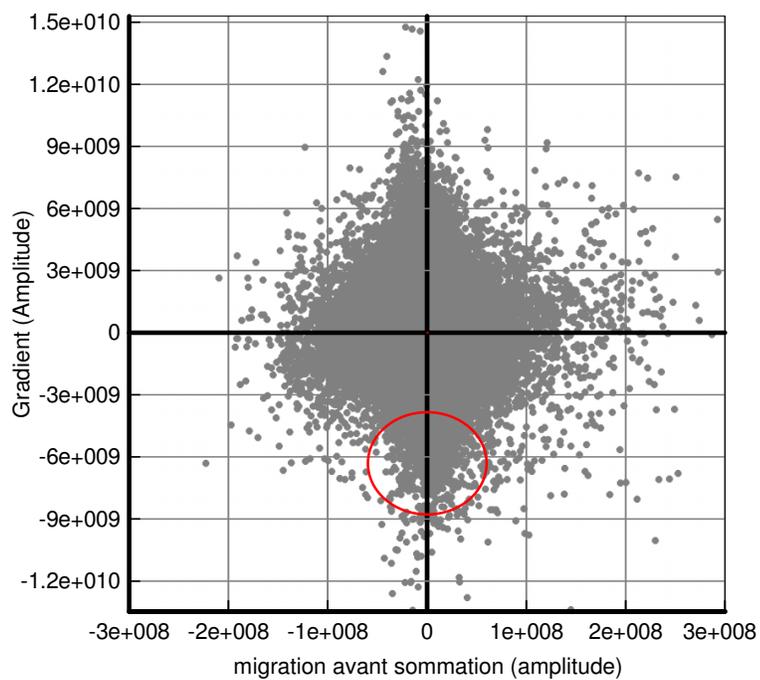
Couramment, on associe un réflecteur particulier sur la section intercepte à une couleur. On reporte ensuite la couleur du réflecteur en question sur le crossplot pour déterminer sa classe AVO. L'inconvénient est que l'on connaît jamais quel est le réflecteur associé à une anomalie d'amplitude. Il est possible de faire cela du crossplot à la section. Sur le crossplot (figure 7.18) on peut ainsi délimiter une zone (ellipse en rouge) sur le crossplot et retrouver sa position sur la section grâce au code de couleur. Cambois (1998) et Hendrikson (1999) suggèrent l'utilisation de sections sommées (ou migrées) pour établir des crossplots. Une anomalie qui est caractérisée sur un diagramme intercepte/gradient et également présente sur la section migrée/gradient confirme que cette anomalie, est réelle. Dans la figure 7.18 et 7.19, on remarque que les points entourés par l'ellipse correspondent à des positions semblables sur les graphiques des sections gradient et intercepte. Cette zone indique que les sédiments contiennent bien du gaz.

Sur la figure 7.18, on remarque que l'ellipse rouge montre des similitudes avec une zone anormale plus haut dans les gradient positif. Ceci est dû à la source où le signal impulsional est positif puis négatif. Les vitesses des sédiments quaternaires (inférieur à 2500 m/s) et la position de l'anomalie semblent placer ces sédiments dans la classe III AVO. On appelle aussi cette classe pas le terme de "bright spot" (point brillant). On remarque que ces fortes réflectivités se localisent au niveau des sédiments lacustres quaternaires et de façon plus éparse sur les sédiments de la moraine.

Ce cas montre que le gaz est bien piégé au niveau de la fine couche de sédiments juste sous le fond du lac, qu'elle joue le rôle d'écran et masque le retour des ondes réfléchies.



(a)



(b)

FIG. 7.18: Section migrée avant sommation (a) et crossplot entre la section et le gradient (b). Les ponts rouges sur la section migrée correspondent aux points encerclés dans la panneau b).

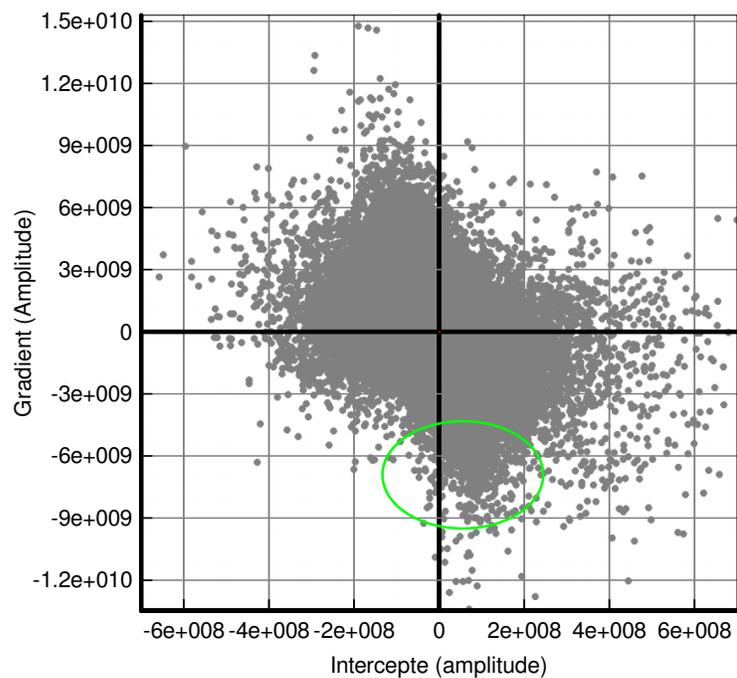
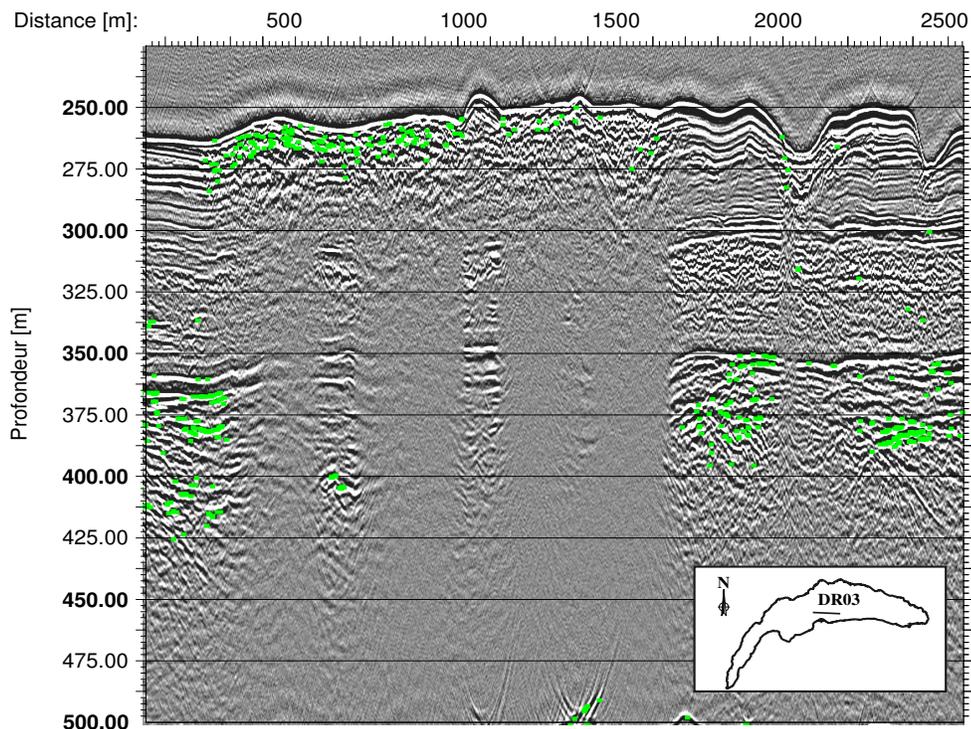


FIG. 7.19: Section intercepte (a) et crossplot entre l'intercepte et le gradient (b). Les ponts verts sur la section migrée correspondent aux points encerclés dans la panneau b).

## Delta de l'Aubonne (ligne CED7 et volume 3D)

L'étude qui suit permet de mettre en application l'expérience acquise sur les données du delta de la Dranse et de l'appliquer sur les données de l'Aubonne en 2D et en 3D. La position de la ligne CED7 est indiquée sur la figure 7.13. Cette section recoupe le cube 3D. Elle montre la position du toit de la molasse de plateau (figure 7.20) dont on remarque le sismofaciès à basse fréquence identifié par Dupuy (2006).

Plus haut dans la section, l'interface entre les sédiments lacustres et la moraine est clairement définie (interface bleue), les sédiments morainiques sont stratifiés. On observe deux types de sédiments glacio-lacustres, certains étant bien lités, d'autres plus chaotiques (moraines en bloc).

Les sections intercepte et gradient de cette ligne sismique ont permis d'établir un crossplot (figure 7.21). Ce crossplot contient des points alignés (en rouge et en bleu) qui s'écartent de la tendance générale en vert. Ces points correspondent aux interfaces sédiments lacustres/moraine (en bleu) et moraine/molasse (en rouge) et sont représentés avec les mêmes couleur sur la section figure 7.20. Le panneau b) de la figure 7.21 montre le crossplot dans le cas où l'on utilise le squelette de cette même section. La distinction entre les points rouges et bleus sur le crossplot de la section intercepte à partir du squelette est moins nette (figure 7.21). Le squelette ne prend en compte que le maximum des valeurs absolues de la section comprenant qu'un certain nombre d'échantillon. Par contre, la section complète utilise les événements sismiques caractérisés par l'ondelette et non pas par un "dirac".

La notion de réflectivité dans le crossplot est ambiguë. Fait-elle intervenir l'ondelette de l'événement sismique ou le maximum d'amplitude de celui-ci ?

Au sens strict du terme, la réflectivité fait intervenir le rapport entre l'amplitude réfléchie et l'amplitude incidente. Egretreau (2005) dans ces travaux se concentre sur la notion de réflectivité par le biais du squelette. La limitation de la réflectivité par le maximum de la valeur absolue d'un événement sismique (soit le squelette) peut biaiser l'interprétation des crossplots. Enfin, il y a aussi la limite que l'on se fixe en terme de reconnaissance d'événement sismique. Le squelette ne reconnaît que certains événements sismiques dont le seuil en amplitude est pré-déterminé.

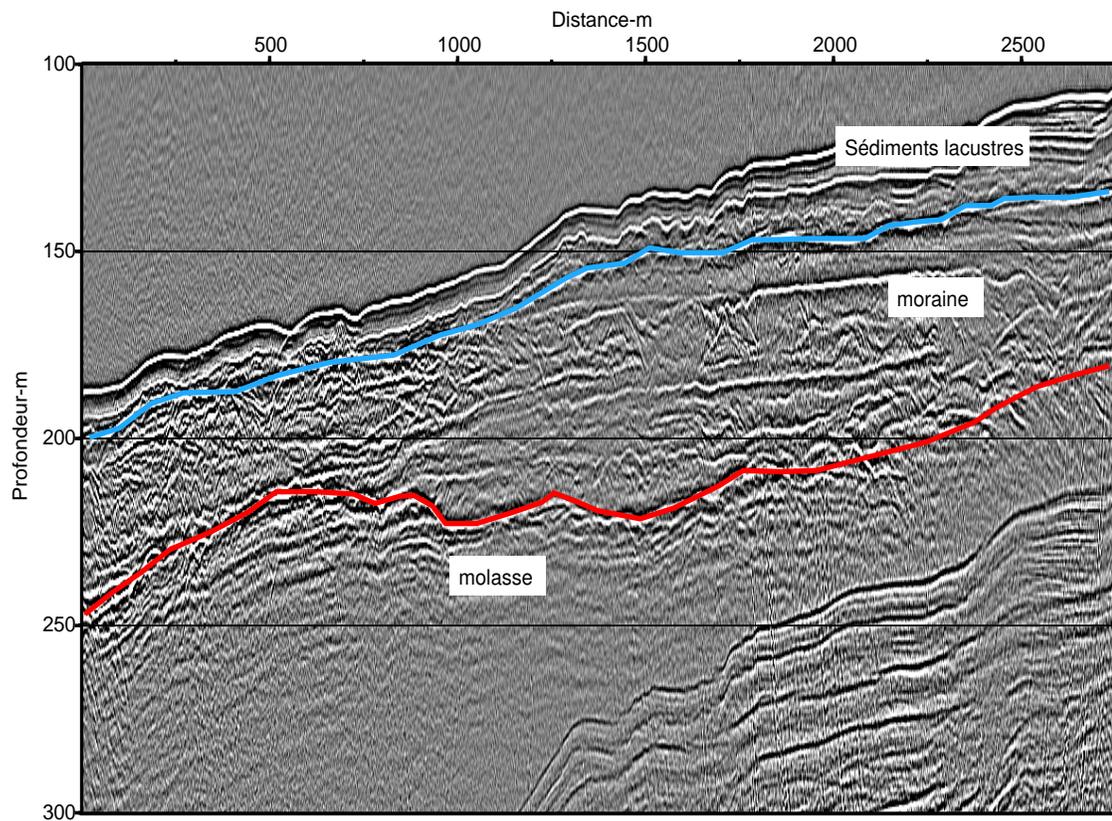
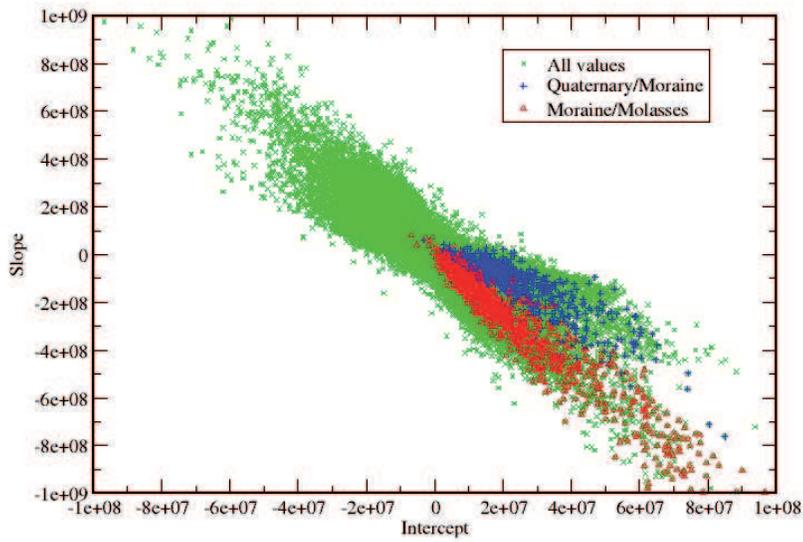
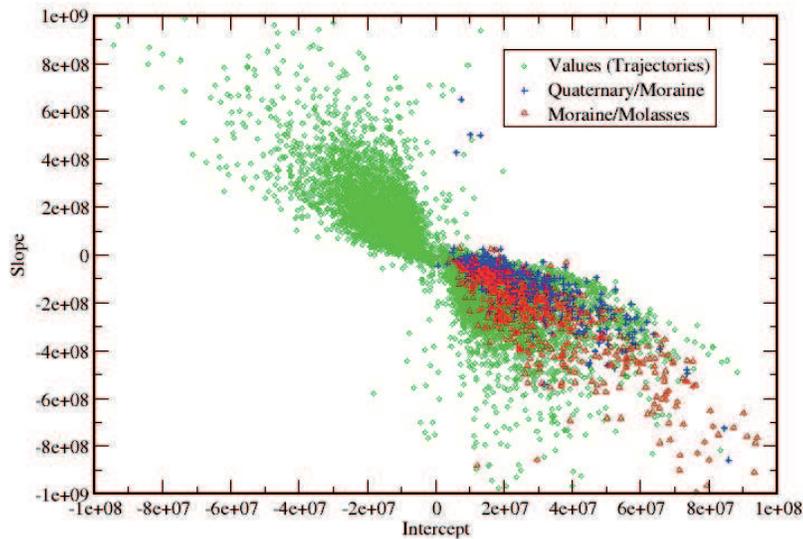


FIG. 7.20: Section CED7 migrée avant sommation sur le delta de l'Aubonne.



(a)



(b)

FIG. 7.21: Gradient en fonction de l'intercepte de la section CED7 (figure 7.20) (a). Gradient en fonction de l'intercepte de la section CED7 en utilisant le squelette (b). La comparaison entre les deux images illustre l'impact du squelette sur le crossplot.

La figure 7.21 a) illustre le gradient en fonction de l'intercepte de la section CED7 en prenant l'ondelette complète, alors que le panneau b) présente le même crossplot, mais établi à partir du squelette (figure 7.22). Les points appartenant à l'interface moraine/molasse semble se confondre avec ceux de l'interface sédiments lacustre/moraine. Le crossplot du delta de l'Aubonne ne semble pas avoir de similitude avec celui du

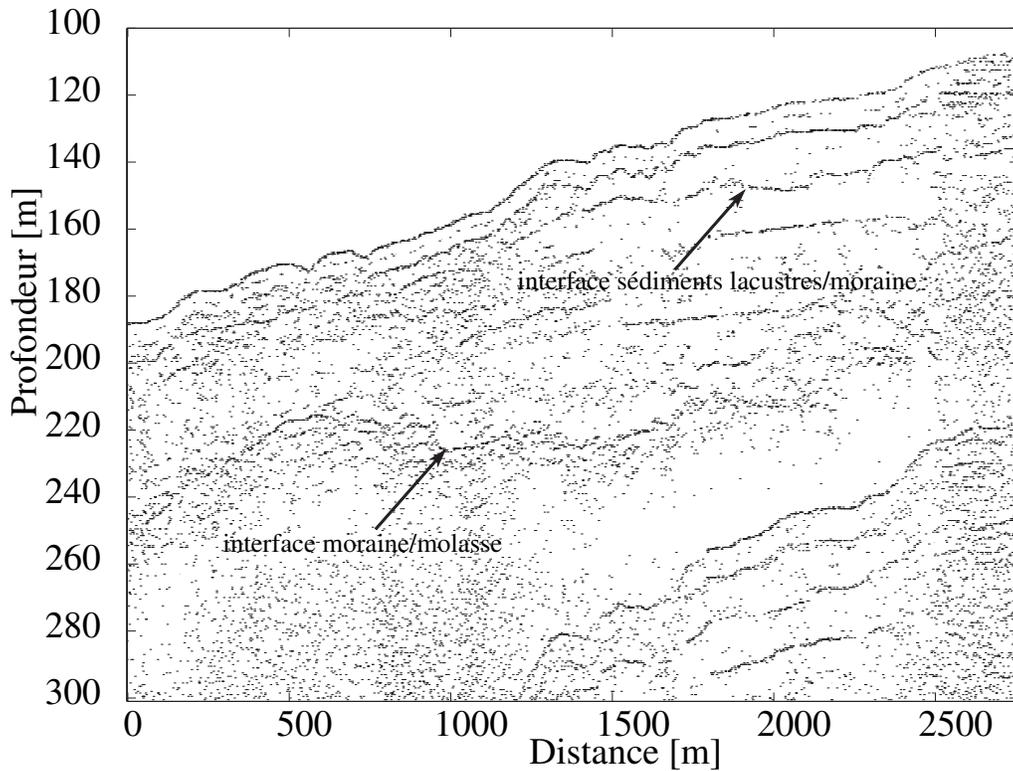


FIG. 7.22: Squelette de la section CED7.

delta de la Dranse. Il n'apparaît pas d'anomalie d'amplitude qui affecterait la tendance générale du crossplot. En revanche, les points correspondant aux interfaces lacustre/moraine et moraine/molasse ont tendance à s'écarter.

La section IA7 qui recoupe également le cube 3D, donne une vue d'ensemble de la zone du delta de l'Aubonne (figure 7.23). Sur cette section, on distingue des forts réflecteurs dans les sédiments glaciaires. Dupuy (2006) reconnaît deux types de sédiments glaciaires. Ils sont nommés unités glaciaires de type I et II. Un amincissement des sédiments glaciaires vers l'est est observé. Le socle est composé de la molasse de plateau.

L'interprétation du cube 3D utilise les sections en inline et crossline de façon à pouvoir visualiser l'intérieur des structures plus en détail.

Les figure 7.24 et 7.25 montrent quelques inlines du volume 3D.

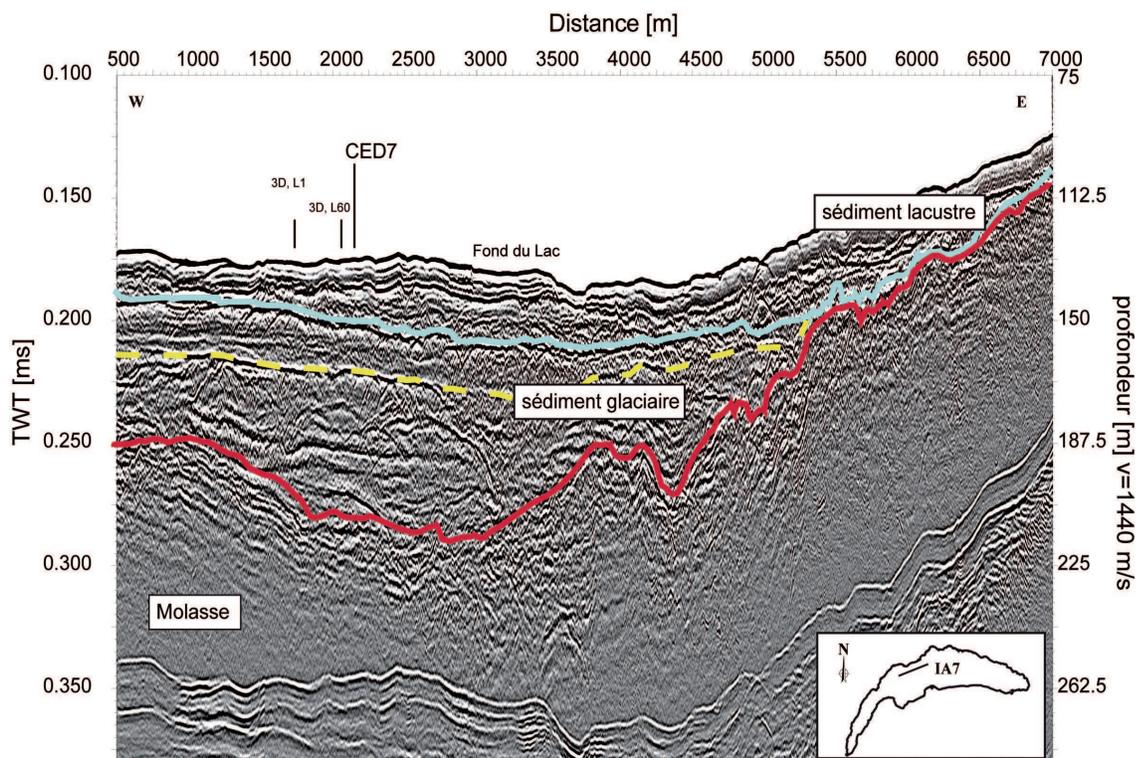


FIG. 7.23: Section migrée avant sommation dans la région du delta de l'Aubonne (IA7). L'interface jaune délimite les deux unités glaciaires. Les positions de la première et de la dernière inline du cube 3D sont indiquées. On note que l'échelle horizontale des distances est très comprimée; les pendages des réflecteurs apparaissent donc plus importants qu'il ne le sont en réalité.

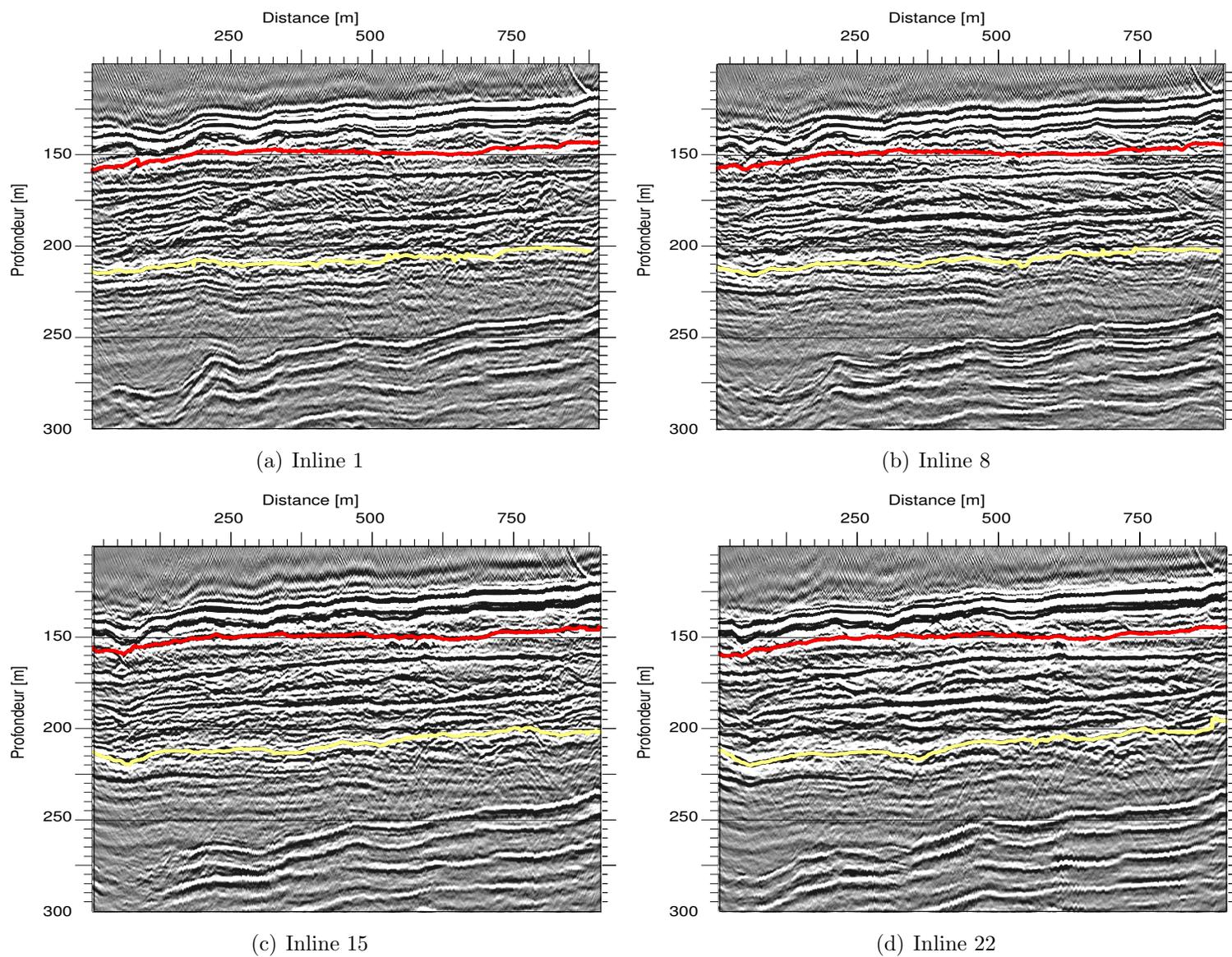


FIG. 7.24: Inlines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité sud des inlines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données.

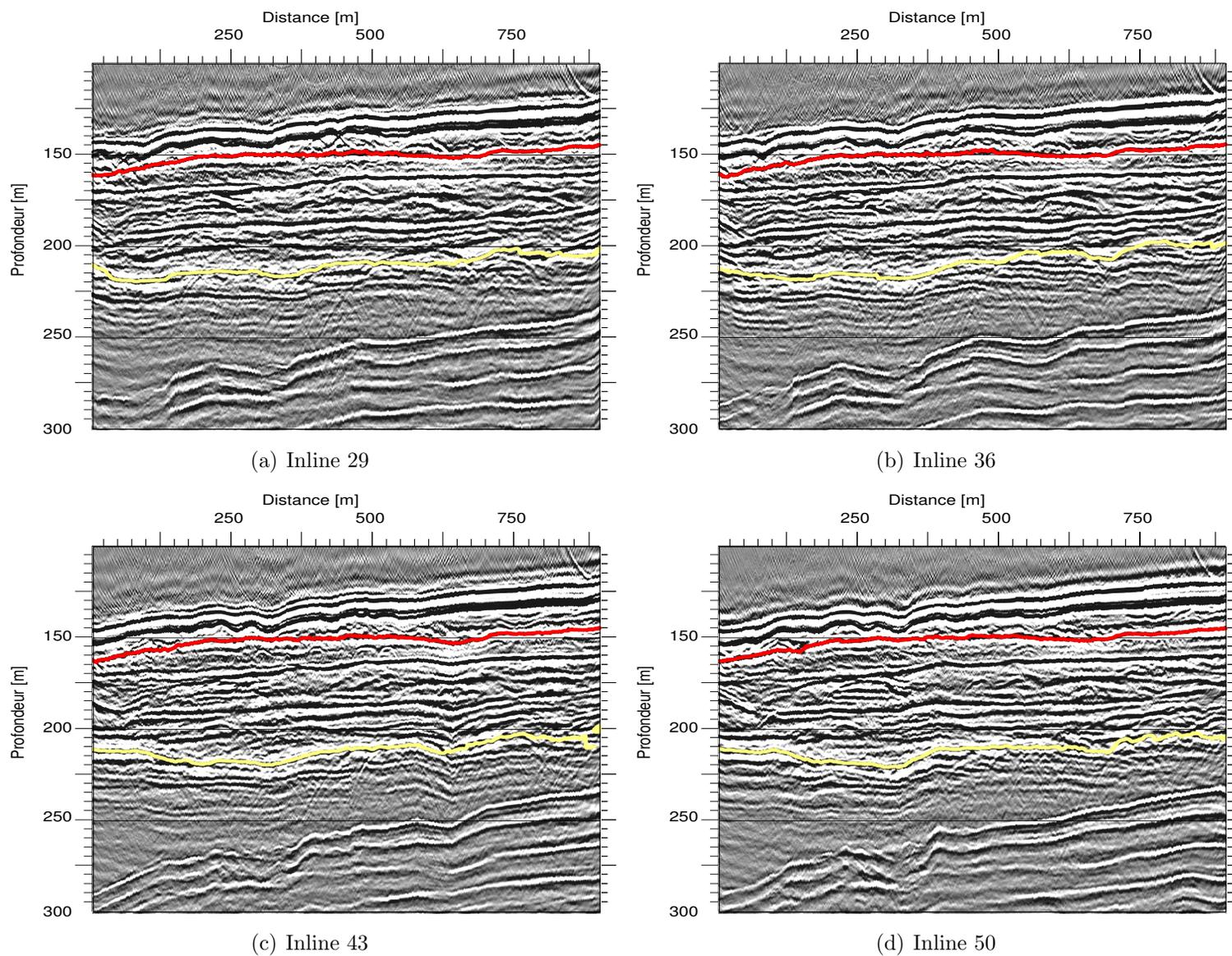


FIG. 7.25: Inlines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité sud des inlines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données.

Les chenaux qui composent la surface du fond d'eau sont larges (à la position 250 m). L'Aubonne est moins turbulente que la Dranse. Les chenaux de la Dranse sont beaucoup plus creusés et ont un débit de sédiments plus important. Les interfaces de couleurs dans les figures 7.24 et 7.25 montrent les limites entre les sédiments lacustres et la moraine (rouge) et la moraine et la molasse de plateau (jaune). Les sédiments glacio-lacustres ont quelques réflecteurs bien marqués au sein de l'unité morainique.

Le delta de l'Aubonne semble s'être formé après l'apparition du lobe de Montrichet (annexe I). Le creusement du chenal de Froideville (dans l'axe du delta de l'Aubonne) a été une des sources d'alimentation de sédiments de charriage pour ce delta (cf. annexe I). Le retrait du chenal a été le signe d'un retrait glaciaire important. L'Aubonne primitive était plus large et plus dynamique en terme de charriage sédiments. L'apparition d'un chenal entre l'interface moraine/molasse de plateau vers 200 m sous la surface de l'eau semble correspondre à un ancien chenal glaciaire. Ce creusement est progressif vers l'est et sa position est à l'aplomb des chenaux actuel (vers 250 m en distance et 130 m en profondeur) moins large. Ce chenal est vraisemblablement une surface d'érosion du glacier alpin. Les marques de celui-ci sont plus présentes du côté suisse que du côté français. Les crosslines présentes dans les figures 7.26 et 7.27 montrent les structures Ils sont nommés unités glaciaires de type I et II. Un amincissement des sédiments glaciaires vers l'est est observé. Le socle est composé de la molasse de plateau. des sédiments lacustres et glacio-lacustres. Les sismofaciès présents dans la moraine ne permettent pas de déterminer l'origine de ces sédiments. Une origine alpine, datant de l'époque würmienne (limite inférieure 115000 BP et limite supérieure à 10000 BP), évoquée par Aubert (1936), est fortement possible. Des indices sismostratigraphiques de la présence d'une Aubonne primitive ne semble pas être présents sur ces données. De plus, cette zone du lac était au contact d'une zone d'érosion importante. Des traces de sédiments charriés par l'Aubonne primitive ne pourront être observées que dans la vallée de Froideville. Les résidus de cette Aubonne primitive se noteront dans les données sismiques par des dépôts deltaïques sous les sédiments glaciolacustres.

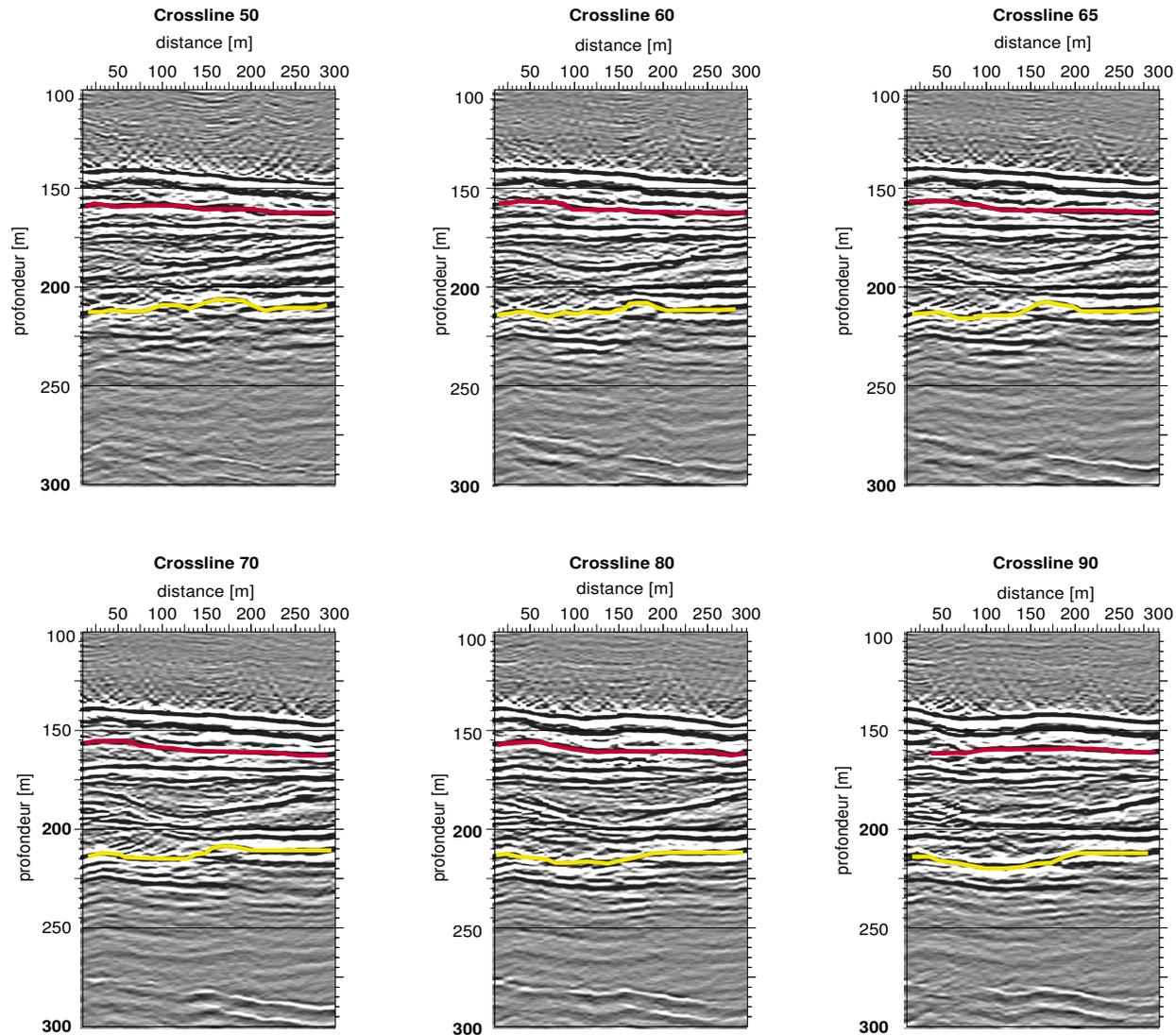


FIG. 7.26: Crosslines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité ouest des crosslines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données.

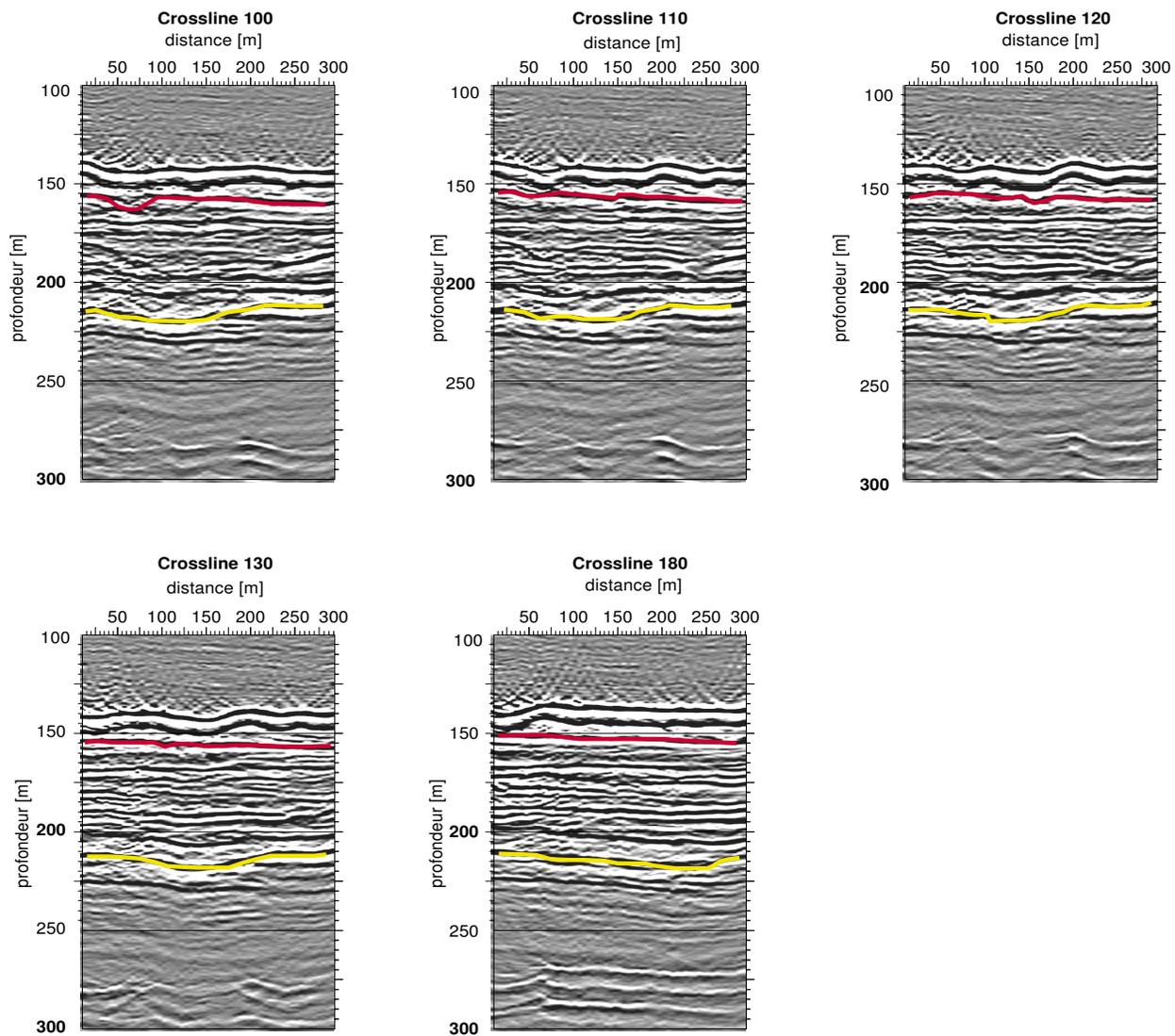


FIG. 7.27: Crosslines tirés du cube 3D dans le delta de l'Aubonne. L'extrémité ouest des crosslines correspond à la position 0 m. La migration avant sommation en profondeur a été utilisée pour traiter ces données.

Les crosslines du volume 3D (figure 7.26 et 7.27) montrent deux interfaces. Celles-ci illustrent la discontinuité entre les sédiments lacustres et la moraine (en jaune). On remarque le caractère monotone de cette interface. Le panneau (c) de la figure 7.28 montre un plis particulier dans les sédiments glaciaires. Les panneaux (d) et (e) montrent un alignement NE-SW dans la moraine. Ces alignements marquent un caractère particulier de la moraine un système de dépôt penté. Par contre, la discontinuité entre la moraine et la molasse (en jaune) montre un approfondissement et un élargissement du chenal vers l'est.

L'étude de ce volume 3D dans le delta de l'Aubonne donne un aperçu du type de sédiments et de la structure de notre site test dans la validation de l'utilisation de la méthode AVO dans le Lac Léman.

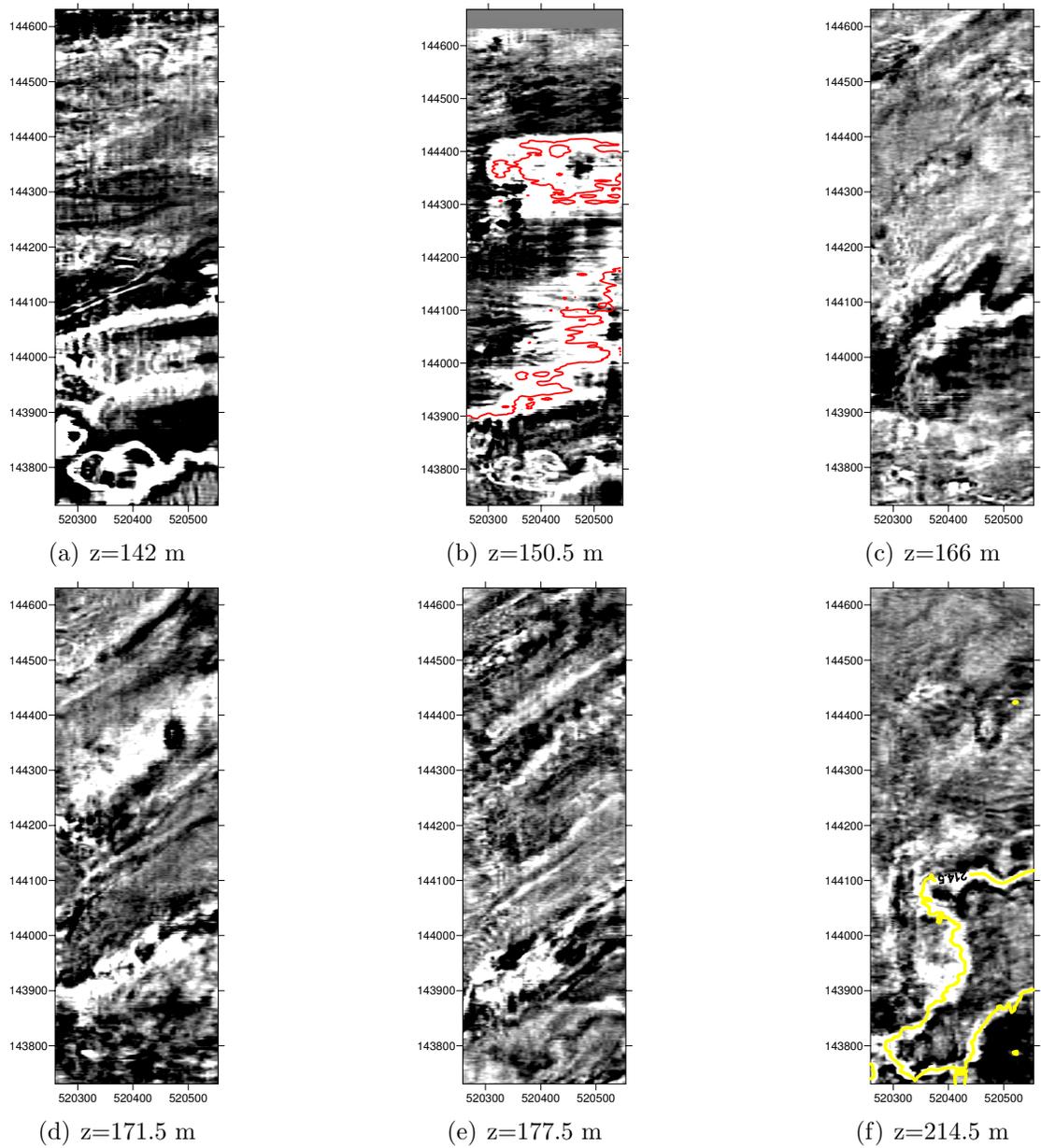


FIG. 7.28: Tranches à différentes profondeurs du volume 3D. Le panneau (b) montre l'horizon (en rouge) entre les sédiments lacustres et morainiques. Le panneau (f) montre l'horizon (en jaune) entre la moraine et la molasse et l'approfondissement de ce chenal vers l'est.

## 7.5 Cross-plots du cube 3D du delta de l'Aubonne

Le crossplot de la figure 7.29 illustre les tendances qui sont présentes sur les données du cube dans le delta de l'Aubonne. On constate sur ces données la tendance observée

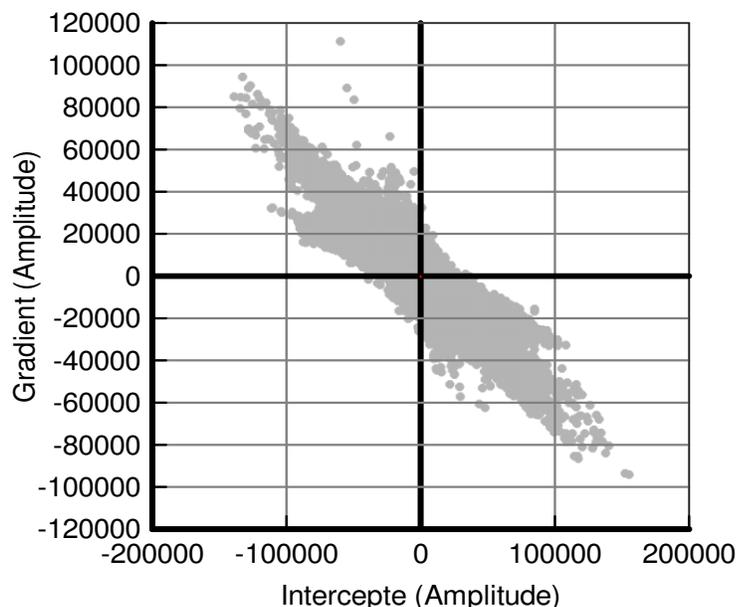


FIG. 7.29: Crossplot du volume 3D comprenant tous les inlines et crosslines dans la zone 100 m et 240 m

sur la section de la ligne CED7 dans la section précédente. Cette figure compile tous les inlines et tous les crosslines compris entre 100 m et 240 m. Au-delà de cette profondeur, le multiple influence fortement la tendance générale.

L'intérêt de travailler avec le crossplot issu du volume 3D intercept et gradient (cf. annexe H) est que l'étude de celui-ci peut se faire dans toutes les orientations possibles. L'analyse suivante va faire usage des figures 7.30, 7.31 et 7.32. La figure 7.30 montre le crossplot de deux inlines. Une tendance moins diffuse est observée pour l'inline 50 que pour l'inline 6. Cette tendance est toujours observée en allant vers l'est. Ceci montre que le rapport signal sur bruit est meilleur en allant vers l'est.

La surface de fond semble être un réflecteur stable en amplitude dans la direction des inlines. Néanmoins, celui de l'interface des sédiments lacustres est un peu plus étroit sur la ligne 50 que sur la 6. Le rapport signal sur bruit semble être meilleur lorsque l'on regarde les crossplots dans la direction des crosslines. La figure 7.31 montre les mêmes résultats que sur la figure 7.30. La figure 7.32 montre des crossplots dans la direction des profondeurs. La tendance générale varie avec la profondeur, à l'exception de la profondeur de 142 m il ne semble pas y avoir d'autre tendance qui s'écarte de la

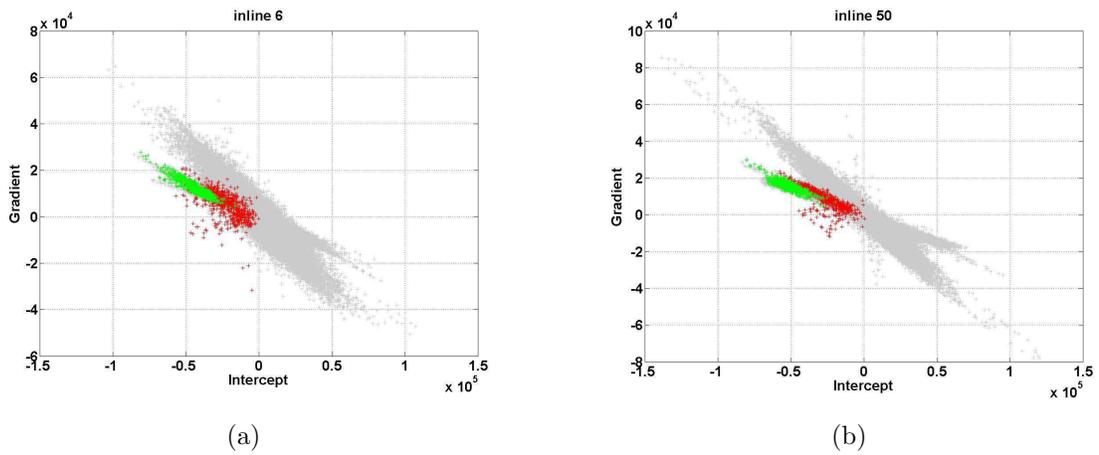
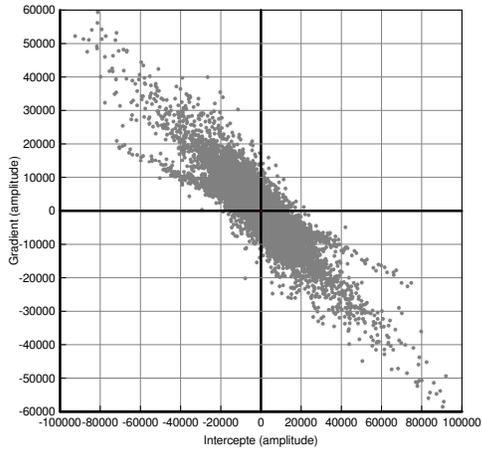


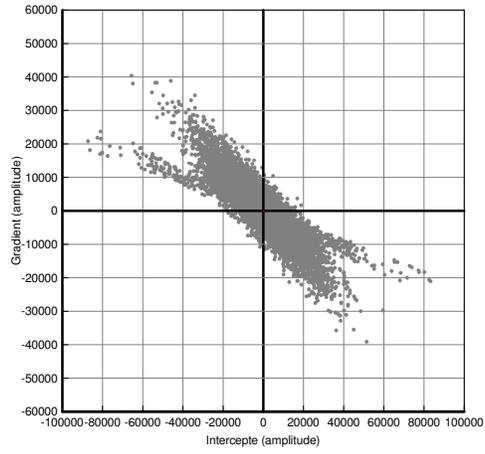
FIG. 7.30: Crossplots gradient/intercepte pour deux inlines du cube 3D du delta de l'Aubonne. Les croix vertes proviennent du réflecteur du fond d'eau et les rouges de l'interface sédiments lacustres/moraine.

tendance générale. La pente de la tendance générale sur les panneaux aux profondeurs de 131 m (a) et de 142 m (b) montre des similitudes avec la pente qui s'écarte de la tendance générale sur les figure 7.30 et 7.31. Finalement, la figure 7.33 montre que les événements alignés le long de la direction rouge-verte correspond à l'interface moraine-molasse. Cet interface a des valeurs d'interceptes plus faible que la direction bleu-jaune. Celui-ci correspond au réflecteur du fond d'eau qui est une interface fortement réfective dans le lac.

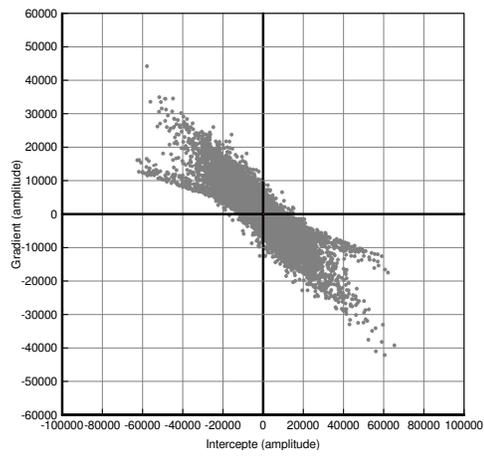
Les tendances qui se séparent de la tendance générale dans les crossplots ont déjà fait l'objet d'étude par Spratt (1987). Dans ses travaux, ils démontrent les erreurs possibles dans l'interprétation des crossplots. Hendrikson (1999) montre que des tendances peuvent s'écarter de la tendance générale en s'alignant le long d'une droite.



(a) Crossline 100

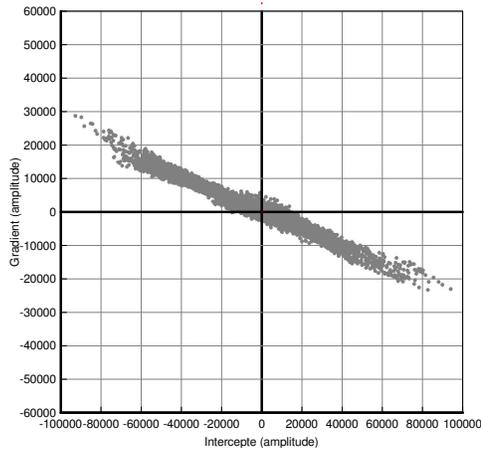


(b) Crossline 400

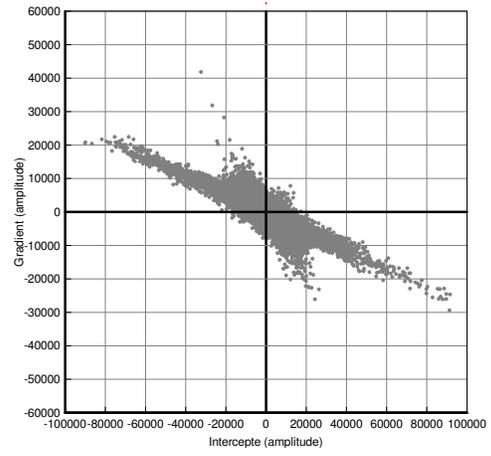


(c) Crossline 700

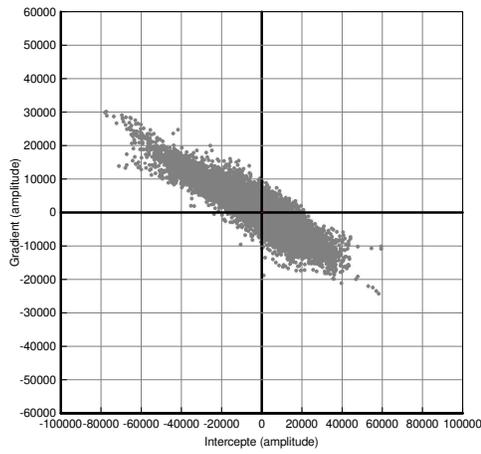
FIG. 7.31: Crossplots gradient/intercepte pour quelques crosslines du cube 3D du delta de l'Aubonne.



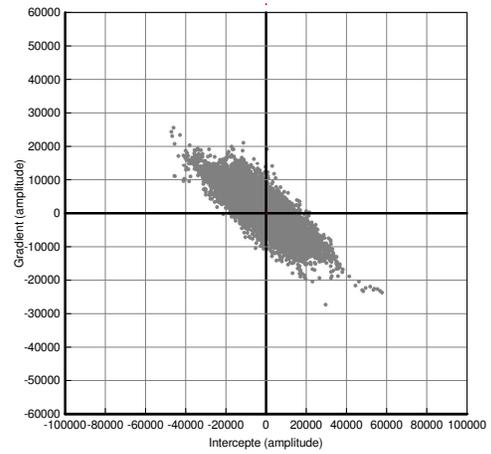
(a)  $z=131$  m



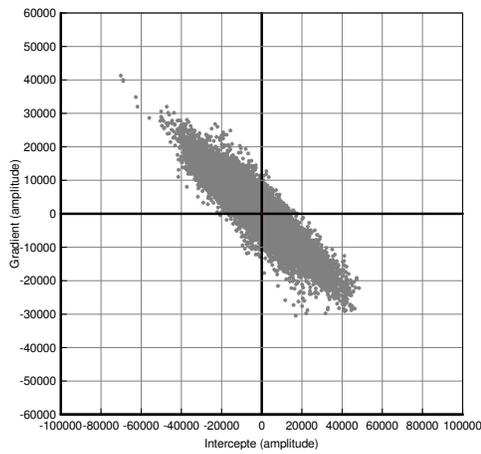
(b)  $z=142$  m



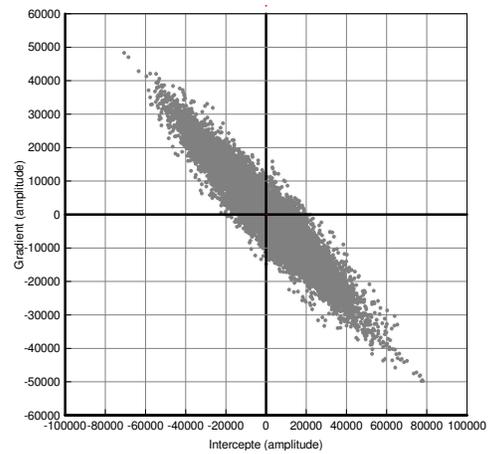
(c)  $z=150$  m



(d)  $z=169$  m

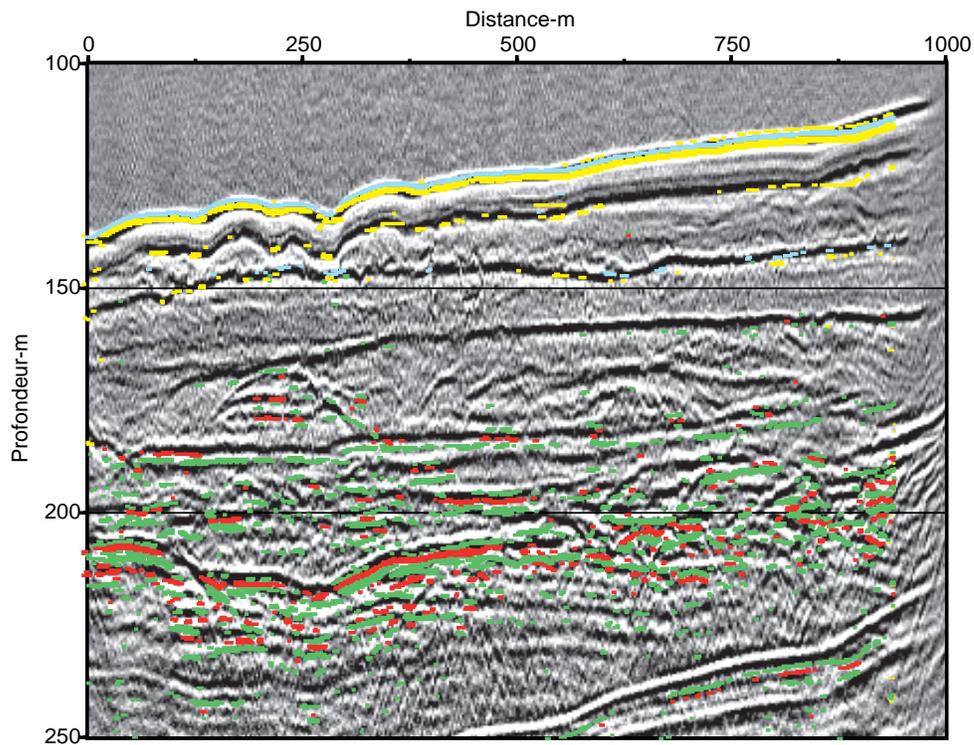


(e)  $z=187$  m

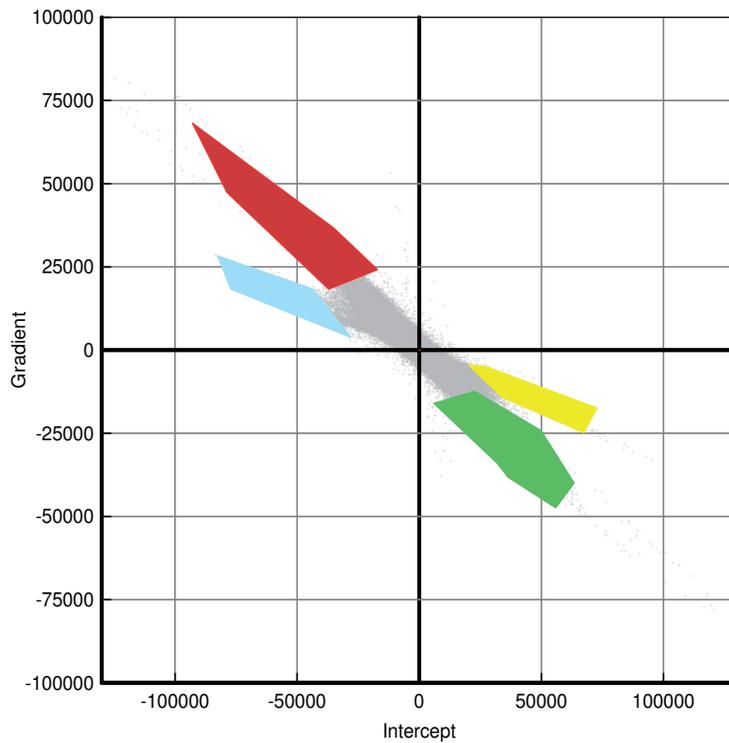


(f)  $z=206$  m

FIG. 7.32: Crossplots gradient/intercepte à plusieurs profondeurs du cube 3D du delta de l'Aubonne.



(a)



(b)

FIG. 7.33: Localisation d'événements particuliers sur la section inline 50. (a) Représentation du polygone dans la section migrée et (b) Gradient en fonction de l'intercepte.

# Chapitre 8

## Conclusion générale

Le thème initial de ce projet était le développement de l'analyse AVO en milieu lacustre. Le thème brut n'était pas directement accessible. Il a fallu comprendre, développer et résoudre de multiples problèmes afin d'atteindre cette thématique. Celle-ci a été appliquée sur des données haute résolution dans le Lac Léman ; ce qui est une première.

La partie ingénierie a permis de développer un protocole stable pour l'étalonnage des hydrophones sismiques de type PVDF.

Une séquence de traitement a été proposée dans l'optique d'une analyse AVO. Le code de la technique de squelettisation a été modifié et le développement d'outil de crossplot inversé a permis de mieux apprécier la position des anomalies sur les sections sismiques. Les crossplots ont été obtenus sur les deltas de la Dranse et de l'Aubonne. Des anomalies en amplitudes ont été mis en évidence sur ces deltas.

L'analyse AVO a permis d'extraire des cartes d'amplitude sismique qui révèlent des variations de réflectivité dans les chenaux du delta de l'Aubonne.

L'acquisition 3D a fait apparaître une empreinte d'acquisition sur les cartes en amplitude. Celle-ci est la conséquence de la dérive de la flûte. Les variations de couverture dans la maille rendent la sommation moins stable et privilégient l'apparition d'une empreinte d'acquisition sur la partie superficielle du cube.

Un grand déport est une condition pour contraindre l'analyse de vitesse. Les travaux précédents en 3D de Scheidhauer (2003) et Dupuy (2006) ont utilisé un ordre de couverture de six. Il est clairement préférable de travailler avec une couverture supérieure à six.

Techniquement, l'acquisition de nos données sismiques à haute résolution dans le Léman a fait intervenir un réservoir tampon de 200 l et un compresseur. La limite de ce système vient de la consommation du canon qui est de  $36 \text{ m}^3/h$  alors que le compresseur en produit que  $14 \text{ m}^3/h$ . L'un des développements réalisable à très court terme serait de placer un deuxième compresseur à la place des bouteilles de 200 l dans la cale du bateau. Une seule bouteille tampon serait utilisée. Ce développement aurait de nombreux avantages car il permettrait d'être autonome en air comprimé. La production comblerait

et effet largement la consommation du canon à air en mode 15/15 avec un tir tous les 5 m. Mais cela permettrait aussi de pouvoir passer en mode 30/30 dont les fréquences sont plus basses. Les événements sismiques tertiaires seraient mieux imagés.

Mon approche durant cette thèse a été d'attaquer la thématique de l'AVO sur tous les plans. L'acquisition a été repensée, le prétraitement et l'analyse des données sismiques du Léman ont été complétés par l'analyse AVO. Le contrôle de l'amplitude à travers toute la chaîne sismique permet d'effectuer des analyses AVO fiables. Enfin, une inversion non linéaire par moindres carrés a permis de proposer des vitesses pour les sédiments du fond du lac. Cette inversion utilise l'équation de Zoeppritz pour le cas où la première couche est l'eau. Une appréciation de la vitesse S a pu être proposée. La contrainte à notre inversion passe par l'enregistrement des ondes S. Pour ce faire, une solution technique serait possible avec le matériel présent au sein de l'Institut de Géophysique.

## Perspectives

Pour pallier partiellement à la dérive de la flûte lors de l'utilisation d'un grand déport, un système de quille peut être envisagé. Notre dispositif dispose déjà d'une bouée en queue de flûte avec un dispositif de quille. Or, cela ne semble pas suffisamment efficace pour garder la queue de la flûte dans l'axe de la navigation. Un système de "bird" pourrait palier en partie le problème de la dérive de la flûte. Ce système est utilisé pour maintenir la flûte entre deux eaux. Il apporterait la stabilité d'une quille tout en modifiant la trajectoire du bout de la flûte afin de la maintenir dans l'axe de la navigation.

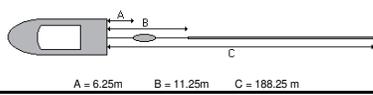
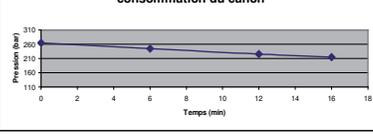
L'utilisation d'une sonde de diagraphie acoustique (déjà présente au sein du laboratoire) avec une longueur de câble suffisante pour que la sonde soit posée au fond du lac est une expérimentation potentiellement réalisable. L'utilisation du canon à air resterait la meilleure source pour une telle expérience. Le mode 30/30 du canon pourrait être utilisé de façon à avoir une source suffisamment énergétique. Des ondes de Rayleigh ou pseudo-Rayleigh pourraient être enregistrées par la sonde. Resterait à déterminer la position de la sonde placée au fond de l'eau. Afin de minimiser l'erreur, l'expérience devrait être effectuée dans une épaisseur d'eau inférieure à 50 m avec un lest qui poserait rapidement la sonde au fond du lac. Ce poids attaché à la sonde permettrait de stabiliser la sonde au fond du lac et d'avoir un bon couplage avec les sédiments.

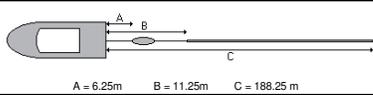
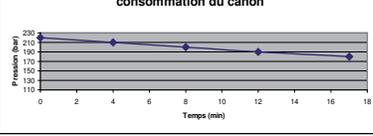
Une autre possibilité, et largement réalisable, serait l'acquisition simultanée d'une ligne sismique terrestre au bord de l'eau avec une acquisition lacustre. La ligne posée à terre au bord de l'eau parallèlement à la direction du profil lacustre serait traitée avec des tirs en offset (inférieurs à 50 m) du canon à air. Le déclenchement de l'enregistrement des tirs se ferait par radio HF via GPS de précision. Nos GPS de précision couplés à une radio HF possèdent une option qui permet d'enregistrer deux rovers simultanément.

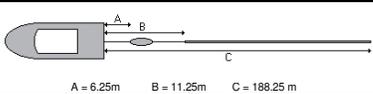
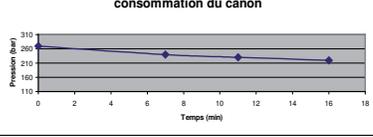
Le positionnement du bateau et des récepteurs serait effectué par GPS différentiel. En revanche, il faudrait se placer dans une zone où la pente qui se prolonge dans le lac n'est pas trop importante pour éviter les réflexions latérales. La section sismique lacustre serait probablement fortement affectée par le multiple de fond d'eau ; un traitement adéquat de suppression ou atténuation de multiple devrait être appliqué. L'équation de Zoeppritz complète pourrait alors être intégrée dans notre inversion qui serait appliquée sur les données lacustres et terrestres. Cette manipulation permettrait d'obtenir une meilleure approximation des paramètres  $V_P$ ,  $V_S$  et  $\rho$  et de contraindre l'inversion afin de l'étendre à l'inversion complète de Zoeppritz. Les ondes converties seraient enregistrées sur les données terrestres et pourraient être intégrées dans l'inversion.

# Annexe A

## Carnet de bord

Dieb Hammami - Baptiste Dafion							
<b>GENERAL:</b>				<b>SOURCE:</b>			
Date:	25.10.2005			Type:	Air Gun		
Heure:				Volume:	15 cu.in.		
Météo:	houle 10cm			Profondeur:	1m		
collaborateurs:	Cedric Delmonico			Fréquence dominante:	?		
Nom de la Campagne:	oct.05			Fréquence Min:	?		
Nom de la ligne:	NAV 12			Max:	?		
Coordonnées de la ligne: Debut:	520314.73 143772.46			Delais:	28ms		
Fin:	520313.97 144772.48						
<b>GEOMETRIE:</b>				<b>ENREGISTREMENT:</b>			
Nombre d'hydrophones:	72			Sismographe:	Geometrics Geode		
Espacement entre les hydrophones:	2.5 m			Longueur d'enregistrement:	1 s		
Offset min:	5 m			Echantillonnage:	0.5 ms		
Offset max:	187.5			Gains:	24 dB		
Distance entre les tirs:	5 m			Filtre:	10 - inf Hz		
Couverture:	18			Notch:	non		
							
							
Heure	Tir PC	Tir Geometrics	Pression canon [bar]	Durée de l'acquisition	Pression bouteille [bar]	Coordonnées GPS du bateau	Commentaires
10h33	1	1	80	0	270	tir test	
10h42	2	2	80	0	265	début ligne NAV12	
10h48	65	65	80	6	245		
10h54	150	150	80	12	225		
10h58	202	202	80	16	215	fin ligne NAV12	

Dieb Hammami - Baptiste Dafion							
<b>GENERAL:</b>				<b>SOURCE:</b>			
Date:	27.10.2005			Type:	Air Gun		
Heure:				Volume:	15 cu.in.		
Météo:	soleil			Profondeur:	1m		
collaborateurs:	Cedric Delmonico			Fréquence dominante:	?		
Nom de la Campagne:	oct.05			Fréquence Min:	?		
Nom de la ligne:	NAV 030			Max:	?		
Coordonnées de la ligne: Debut:	520406.04 143772.37			Delais:	28ms		
Fin:	520404.15 144772.43						
<b>GEOMETRIE:</b>				<b>ENREGISTREMENT:</b>			
Nombre d'hydrophones:	73			Sismographe:	Geometrics Geode		
Espacement entre les hydrophones:	2.5 m			Longueur d'enregistrement:	1 s		
Offset min:	5 m			Echantillonnage:	0.5 ms		
Offset max:	187.5			Gains:	24 dB		
Distance entre les tirs:	5 m			Filtre:	10 - inf Hz		
Couverture:	18			Notch:	non		
							
							
Heure	Tir PC	Tir Geometrics	Pression canon [bar]	Durée de l'acquisition	Pression bouteille [bar]	Coordonnées GPS du bateau	Commentaires
15h17	1	1	100	0	220	tir test	
15h21	2	2	90	0	220	début ligne NAV030	gather-trace12
15h25	50	50	80	4	210		
15h29	100	100	80	8	200		
15h33	150	150	75	12	190		
15h38	202	202	70	17	180	fin ligne NAV030	

Dieb Hammami - Baptiste Dafion							
<b>GENERAL:</b>				<b>SOURCE:</b>			
Date:	31.10.2005			Type:	Air Gun		
Heure:				Volume:	15 cu.in.		
Météo:	soleil			Profondeur:	1m		
collaborateurs:	Cedric Delmonico			Fréquence dominante:	?		
Nom de la Campagne:	oct.05			Fréquence Min:	?		
Nom de la ligne:	NAV 041			Max:	?		
Coordonnées de la ligne: Debut:	520459.73 143772.44			Delais:	28ms		
Fin:	520459.31 144772.44						
<b>GEOMETRIE:</b>				<b>ENREGISTREMENT:</b>			
Nombre d'hydrophones:	73			Sismographe:	Geometrics Geode		
Espacement entre les hydrophones:	2.5 m			Longueur d'enregistrement:	1 s		
Offset min:	5 m			Echantillonnage:	0.5 ms		
Offset max:	187.5			Gains:	24 dB		
Distance entre les tirs:	5 m			Filtre:	10 - inf Hz		
Couverture:	18			Notch:	non		
							
							
Heure	Tir PC	Tir Geometrics	Pression canon [bar]	Durée de l'acquisition	Pression bouteille [bar]	Coordonnées GPS du bateau	Commentaires
9h45	1	1	95	0	270	tir test	
9h51	2	2	85	0	270	début ligne NAV041	gather-trace23
9h58	95	95	85	7	240		chargeur laissé branché
10h02	150	150	80	11	230		
10h07	202	202	80	16	220	fin ligne NAV041	

# Annexe B

## Spécifications techniques du système GEODE

A/D Conversion : 24 bit result using Crystal Semiconductor sigma-delta converters and Geometrics proprietary oversampling.

DynamicRange :144 dB (system), 110 dB (instantaneous, measured) at 2ms, 24dB.

Distortion : 0.0005% @ 2 ms, 1.75 to 208 Hz.

Bandwidth :1.75 Hz to 20 kHz. Low corner frequency option available.

Common Mode Rejection :  $\geq -100$  dB at  $\leq 100$  Hz, 36 dB.

Crosstalk : -125 dB at 23.5 Hz, 24 dB, 2 ms.

Noise Floor : 0.2uV, RFI at 2 ms, 36 dB, 1.75 to 208 Hz.

Stacking Trigger Accuracy : 1/32 of sample interval.

Maximum Input Signal : 2.8 VPP.

Input Impedance : 20 kOhm, 0.02 uf.

Preamplifier Gains : SGOS software enables selectable gain pair of either 24 or 36 dB.

MGOS software selection between jumpered gain pair 12 and 24 dB, gain pair 24 and 36 dB, or 0 dB.

Anti-alias Filters : -3 dB at 83% of Nyquist frequency, down 90 dB.

Pre-trigger Data :Up to 4,096 Samples. Optional event detection software enables system for earthquake, vibration monitoring.

Sample Interval :0.02, 0.3125, 0.0625, 0.125, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0 ms.

Record Length :16,000 samples standard, 64,000 samples optional

Delay :0 to 9999 ms in 1 ms steps.

DataTransmission :Uses reliable Ethernet connections and requires no custom transmission software. Interfaces directly with network capabilities of Windows 95/98/NT.

AuxiliaryChannels :All Geode channels can be programmed as either AUX or DATA. Fixed data aux channels available in StrataVisor DZ.

Instrument Tests :Optional built-in daily, weekly and monthly testing available. External laboratory quality oscillator available to measure noise, crosstalk, dynamic range, gain similarity and trigger accuracy to factory specification.

Acquisition and DisplayFilters :

\* LowCut :OUT, 10, 15, 25, 35, 50, 70, 100, 140, 200, 280, 400 Hz, 24 or 48 dB/octave, Butterworth.

\* Notch :50, 60, 150, 180 Hz and OUT, with the 50 dB rejection bandwidth 2% of center frequency.

\* HighCut :OUT, 250, 500 or 1000 Hz, 24 or 48 dB/octave.

LineTesting :Real time noise monitor displays real-time output from geophones. Optional geophone pulse test helps identify bad geophones and shorted or broken cables.

Data Storage :Stores data locally on laptop hard drive for transfer to portable media.

Additional tape options available.

# Annexe C

## Caractéristiques techniques de l'hydrophone de référence

Préamplificateur :

AQ 201

Gain dB : 26 dB

Input impedance :  $15M\Omega$

Current Quiescent : mA 12 VDC ; 0.3 mA

Noise ref. input :  $nv/\sqrt{Hz} < 100nv$

High Pass : -3 dB 1 Hz

Low Pass : -3 dB 12 kHz

Depth in meters : 1732

Size in cm : O.D./ length 1.74/4.45

Weight in grams : 17.4 Pr

## AQ-2000 HYDROPHONE

### SPECIFICATIONS

#### PHYSICAL

Materials:	Fluoroelastomer, high strength epoxy, Hydro-insulated leads
Weight in Air:	14 grams
Size:	4.67 cm long X 1.35 cm diameter
Displacement:	6.24 cc
Temperature:	
Operating:	-10°C to 50°C
Storage:	-40°C to 60°C

#### ELECTRICAL

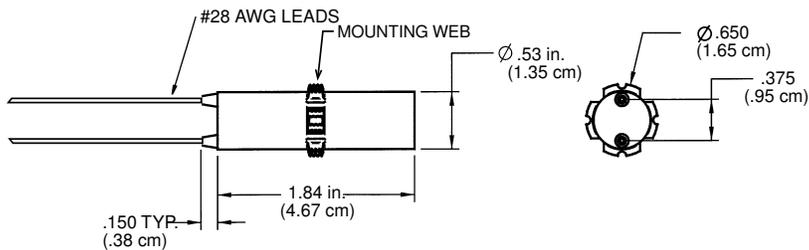
Leads:	Two 28 AWG stranded conductors, Hydro-insulation, red and black, 12.7 cm length
Connector:	None
Polarity:	A positive increase in acoustic pressure generates a positive voltage on the red conductor
Capacitance: <sup>2</sup>	4.5 nF ± 25% at 20°C and 1 kHz
Resistance:	500 Mohm minimum across leads or to sea water at 20°C 100% relative humidity, 50 VDC
Dissipation:	0.02 typical

#### PERFORMANCE

Sensitivity	
@ 100 Hz	
Free-field Voltage <sup>2</sup>	-201 dB re 1 $\mu$ Pa ± 1.5 dB
Sensitivity Change:	
vs. Frequency:	±.25 dB from 1 Hz to 1 kHz; 2.0 dB 1 kHz to 10 kHz
vs. Depth:	<.5 dB to 1000 meters
vs. Temperature:	<.03 dB per °C change
Acceleration	
Sensitivity:	Output is < 1.5 mV/g due to acceleration in any of the three major axes at 20 Hz
Mechanical	
Resonance:	20 kHz (in water) typical
Max. Operating Depth	2000 m
Destruct Depth:	>7,000 meters

<sup>1</sup> Every hydrophone is tested for sensitivity, capacitance and insulation resistance at Benthos, Inc. to ensure they meet the highest quality

<sup>2</sup> Tolerances on electrical parameters are for reference only, and tighter tolerances are available upon request to meet specific



Benthos, Inc. • 49 Edgerton Drive, North Falmouth, MA 02556 USA  
Tel 508-563-1000 or 800-446-1222 (USA only) • Fax 508-563-6444 • E-mail info@benthos.com  
[www.benthos.com](http://www.benthos.com)

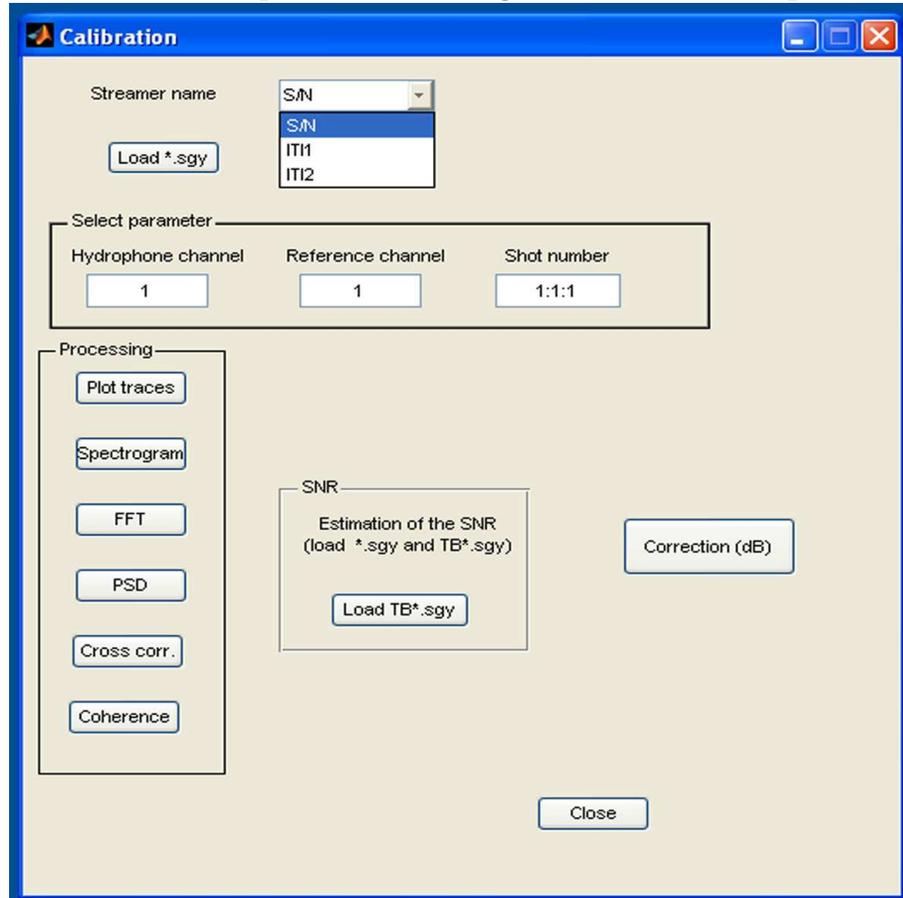
ISO 9001 Certified

Specifications are subject to change without notice.

© 2001 BENTHOS, INC.  
Benthos and the Benthosaurus fish logo are registered trademarks of Benthos, Inc. Other products and company names mentioned herein may be trademarks and/or registered trademarks.

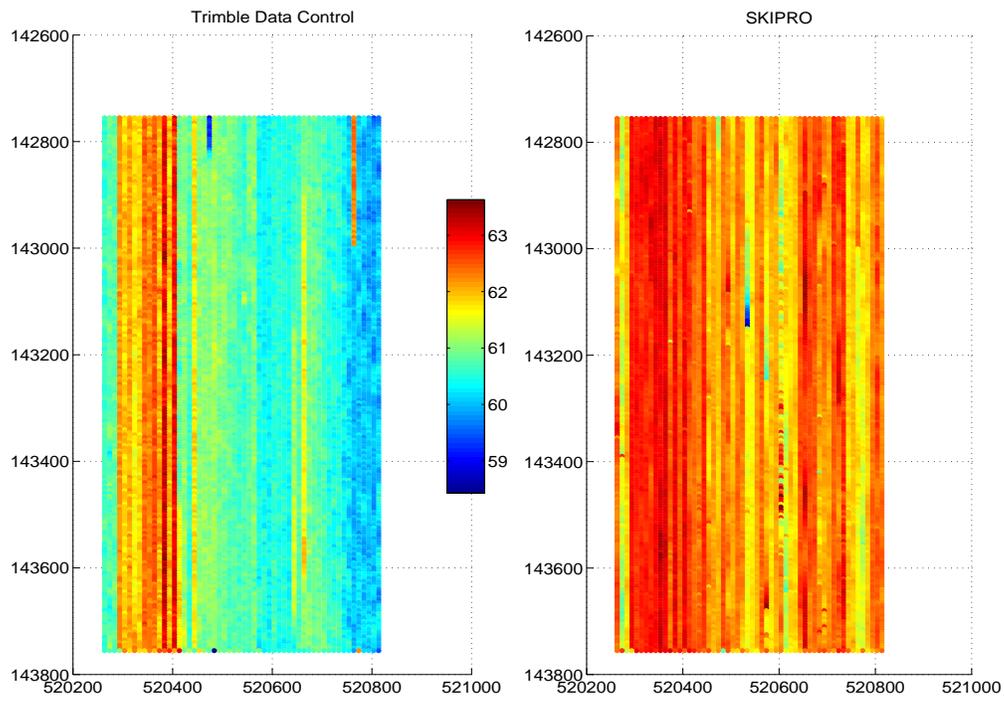
# Annexe D

## Exécutable pour l'étalonnage des flûtes sismiques

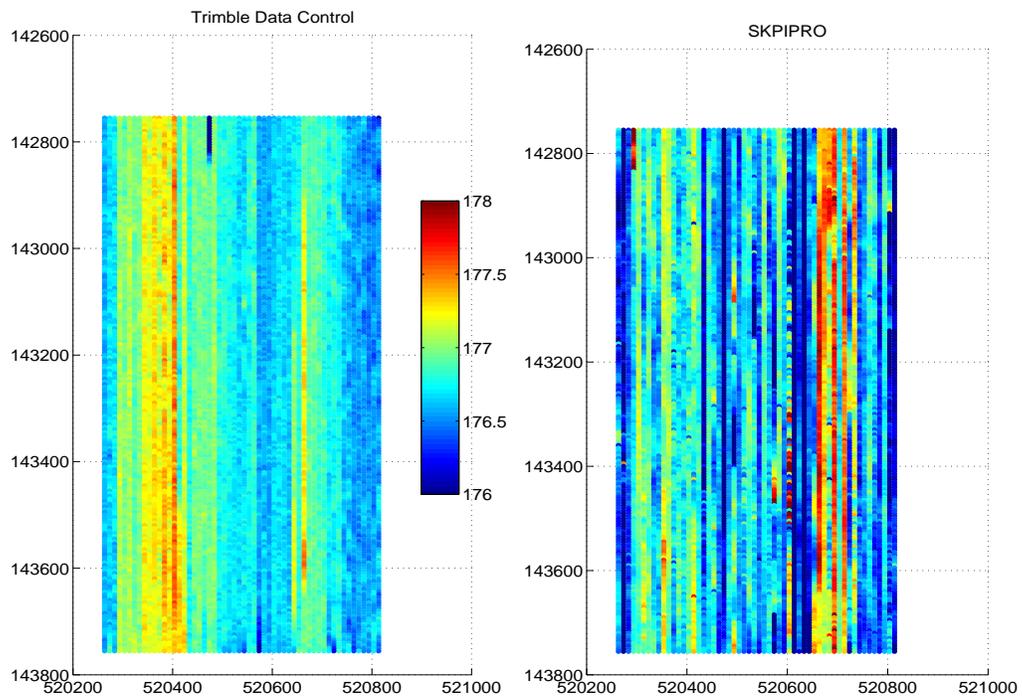


# Annexe E

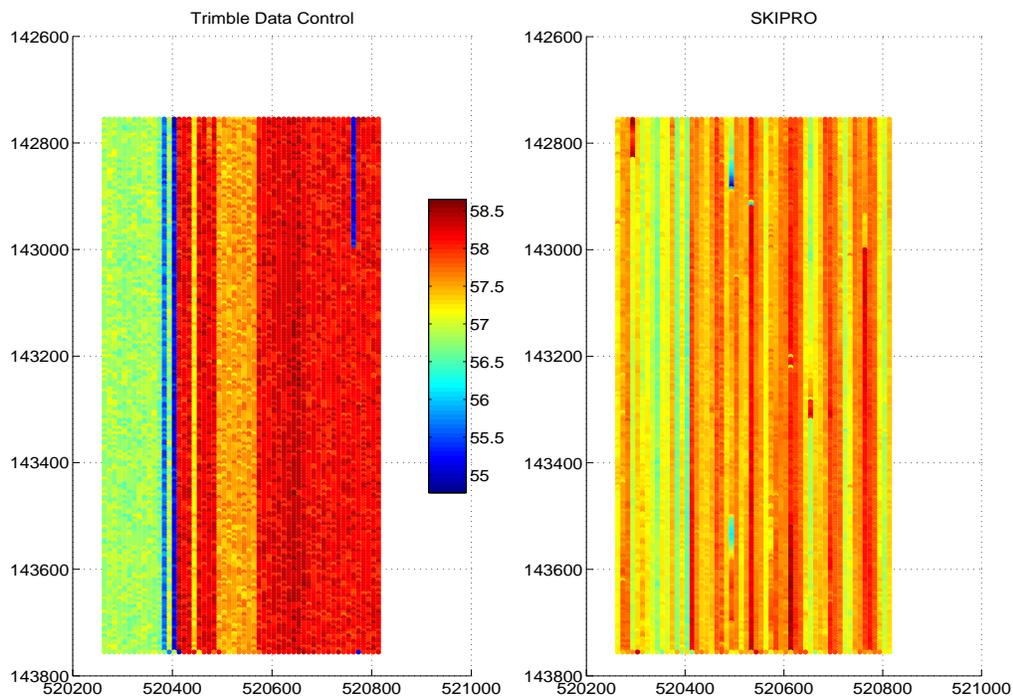
## Distance (mètre) entre le GPS 1 et 2 de la flûte



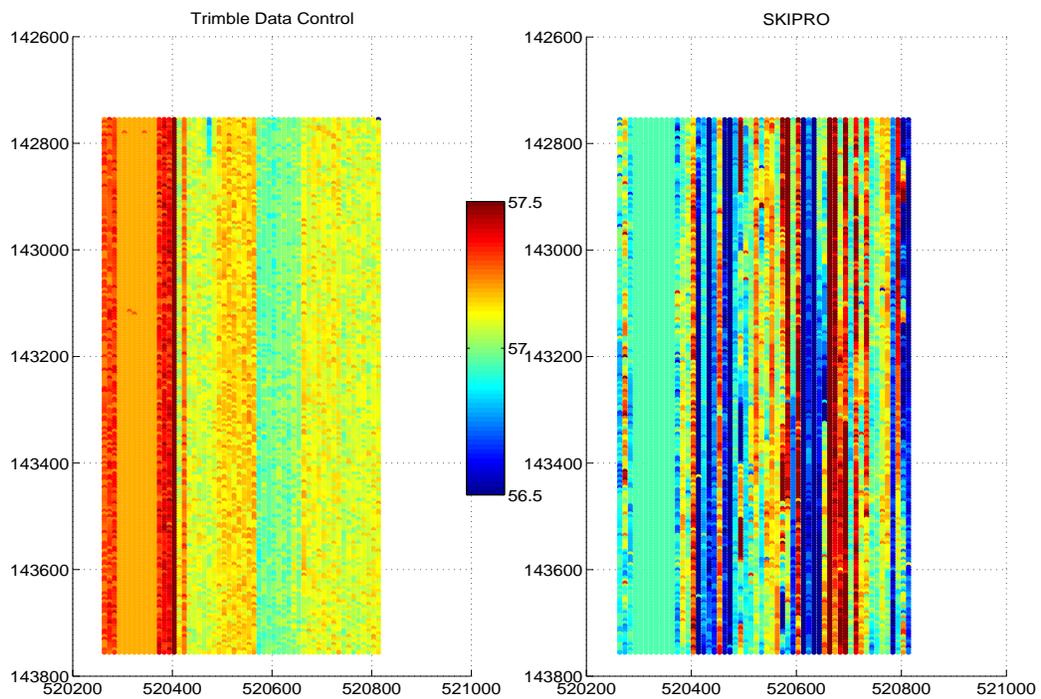
## Distance (mètre) entre le GPS 1 et 4 de la flûte



### Distance (mètre) entre le GPS 2 et 3 de la flûte

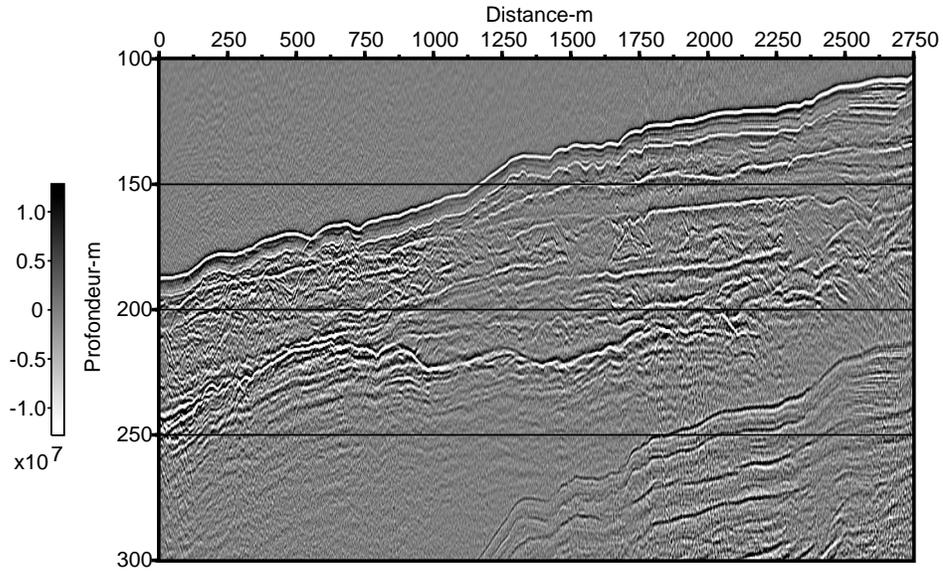


### Distance (mètre) entre le GPS 3 et 4 de la flûte

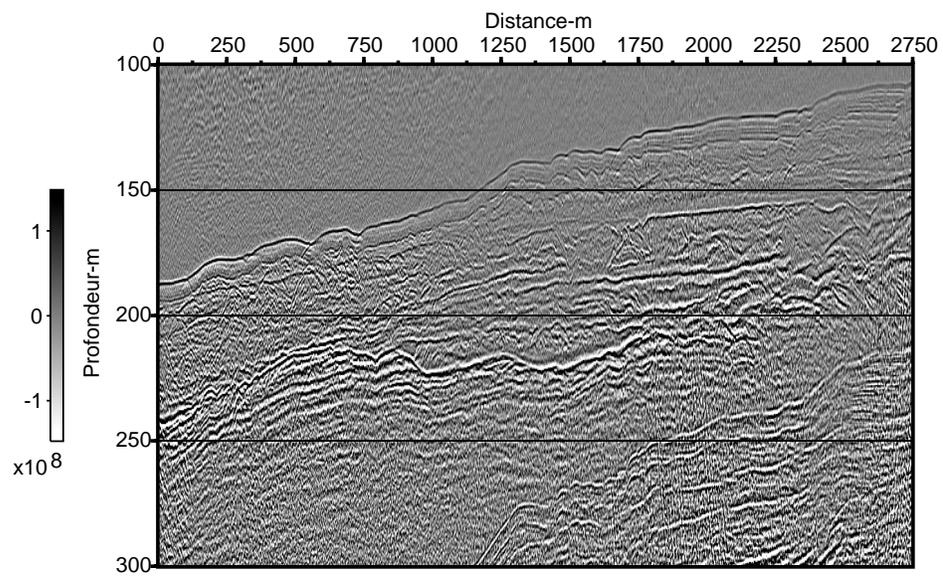


# Annexe F

## Section intercepte et gradient de la ligne CED7

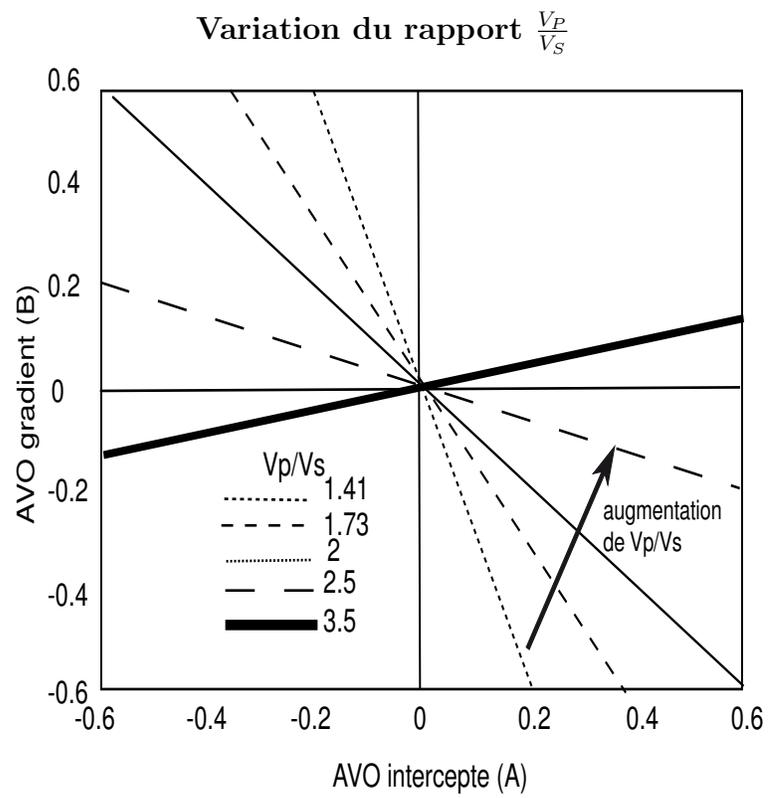


(a) Intercepte



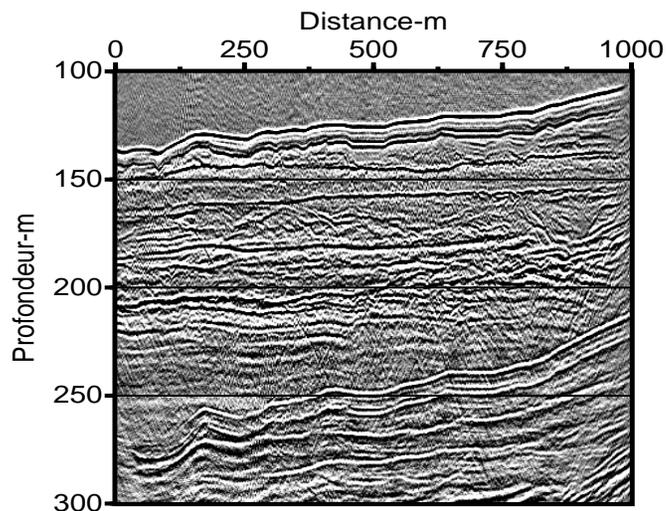
(b) Gradient

# Annexe G

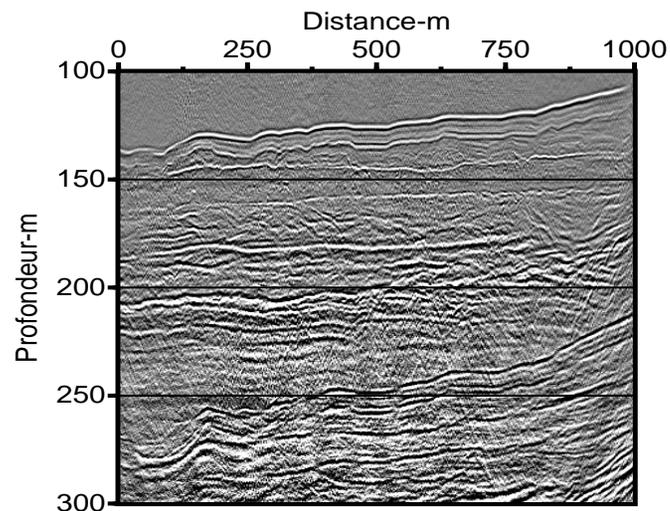


# Annexe H

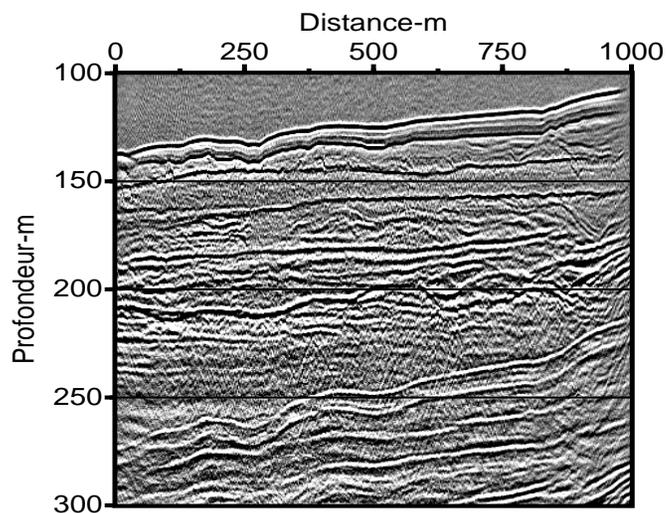
Sections interceptes et gradients de deux inlines du cube 3D



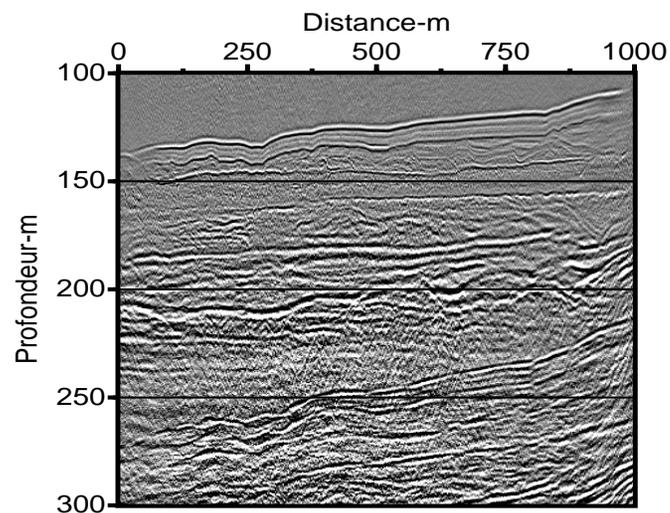
(a) Intercepte inline 8



(b) Gradient inline 8



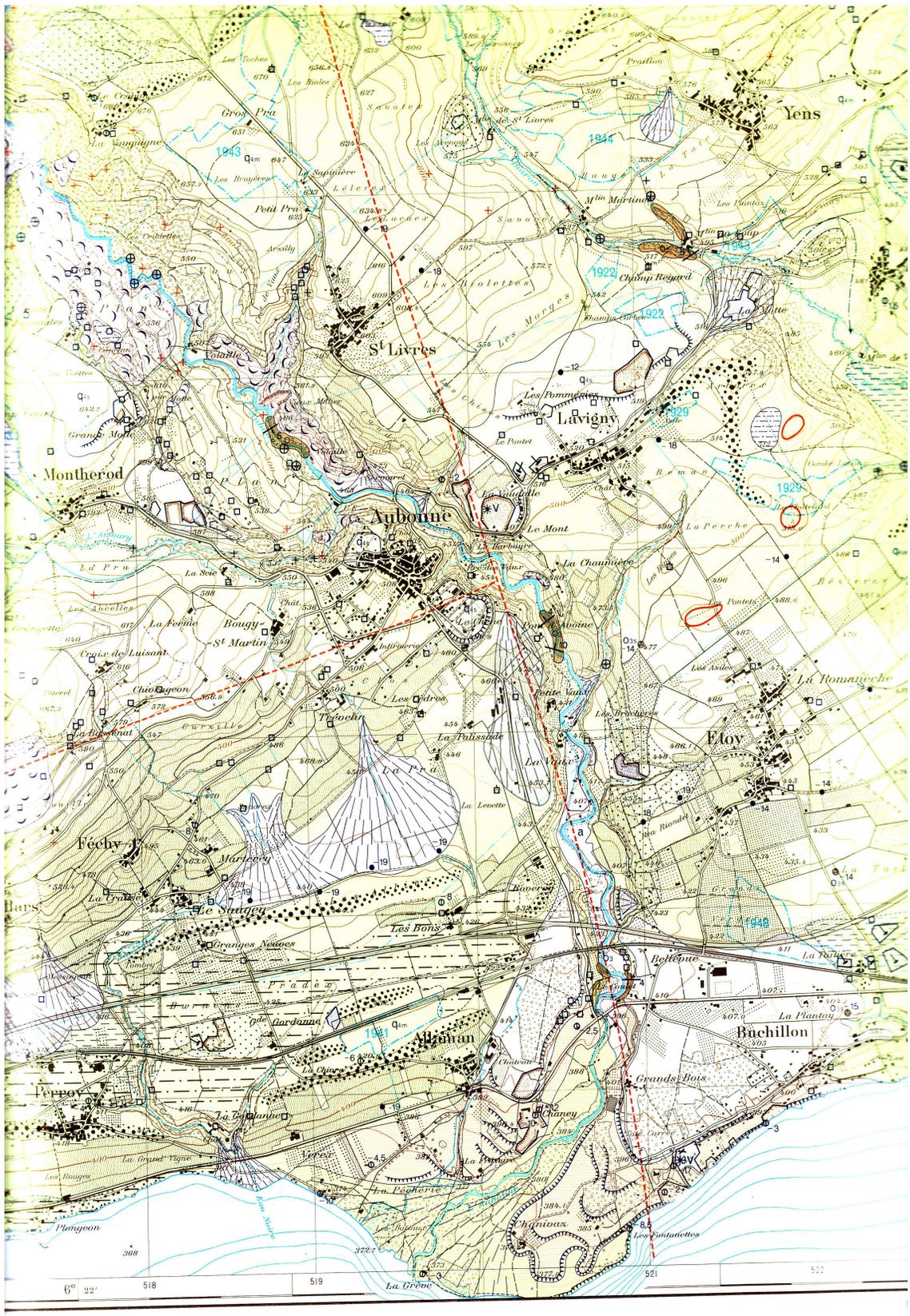
(c) Intercepte inline 36



(d) Gradient inline 36

# Annexe I

Carte géologique de la région de l'Aubonne



Service topographique fédéral du 4 juin 1971

# Légende

## Signes

- Source
- Source captée
- ⊙-4 Puits, citerne (profondeur en m)
- ∧ Captage en galerie
- ▣ Réservoir
- Affleurement d'eau souterraine (sources en ligne)
- ⊙ «Bon»; source boueuse intermittente (coord.: 518.1/157.9; 516.2/153.6)
- Doline périglaciaire, pingo (coord.: 522/154.2)
- Vallée sèche
- 1961 Drainage (avec date de réalisation)
- \* Gisement fossilifère (Cy = Cyrènes, G = Gastéropodes, L = Lamellibranches, M = Mollusques, O = Ostracodes, V = Vertébrés)
- (\*) Gisement fossilifère recouvert
- \* Charbon sapropélique
- ∞ Structures sédimentaires bien marquées
- ∞ Surface d'érosion
- ↙/↘ Direction et pendage des couches
- ↑ Anticlinal
- Faïlle (observée - supposée)
- Carrière, gravière, marnière (M) (en activité - abandonné)
- 19 Sondage, ne dépassant pas le Quaternaire (avec profondeur totale)
- 8,5 Sondage (avec épaisseur en mètres de la couverture et couleur de la couche sous-jacente)

## Quaternaire

- Remblais artificiels; gravière, marnière remblayée
- a Alluvions récentes
- ⊙ Marais
- ▣ Marais drainé
- ⊙ Tourbière drainée
- ⊙ Glissement de terrain (avec niche d'arrachement)
- ⊙ Eboulis
- ⊙ Cône de déjection, delta
- Terrasse lacustre de 3 m, couverte de cônes de déjection récents
- o Terrasse lacustre de 3 m et gradin
- Terrasse lacustre de 10 m et gradin
- idem, avec marnes, feuilletées
- Q<sub>l</sub> Limons de versant

## Glaciaire rhodanien à dominance d'éléments jurassiens (Würm)

- Q<sub>es</sub> Fluvioglaciaire d'origine jurassienne à rares éléments rhodaniens  
idem, avec marnes feuilletées
- Q<sub>em</sub> Moraine de versant, riche en éléments d'origine jurassienne  
idem, avec intercalations sablo-graveleuses

## Glaciaire rhodanien (Würm)

- Delta sableux du retrait
- Q<sub>es</sub> Cailloutis des plates-formes du retrait  
idem, terrasse glacio-lacustre de 30 m
- idem, avec marnes feuilletées
- idem, avec structures pseudodeltaïques
- Q<sub>em</sub> Moraine: Argiles à blocaux (moraine de fond auct.)
- Moraine remaniée
- Moraine sablo-graveleuse
- Marnes feuilletées
- Vallum morainique
- Butte morainique (drumlins, amas de moraines de formes diverses)
- «Alluvions de La Côte»: Cailloutis fluvioglaciaires
- + + Blocs erratiques: Roches sédimentaires et cristallines
- ⊕ Amas de blocs erratiques

## Tertiaire

### Molasse d'eau douce inférieure

- Q<sub>1</sub> ? «Aquitaniens»: Zone des «Grès du Moulin de Clarmont»; grès et marnes gris-vert  
idem, sous faible couverture morainique
- Q<sub>2</sub> Chattien en général
- Marnes et grès gypsifères  
Calcaires lacustres
- Q<sub>3</sub> Marnes bigarrées lie-de-vin, molasse rouge  
idem, sous faible couverture morainique

Atlas Géologique de la Suisse, 1 :25 000, Feuille : 1242 Morges, Levé géologique par : J.-P. Vernet, 1972

# Bibliographie

- Aki, K., and Richards, P.G., 1980, Quantitative seismology : Theory and methods : Oxford University Press.
- Anderson, R.G., and McMechan, G.A., 1989, Automatic editing of noisy seismic data : Geophysical Prospecting, **37**, 875–892.
- Arn, R., 1984, Les formations quaternaires de l’Orbe et du Nozon : Bull. Soc. vaud Sc. nat., **77.1**, 17–42.
- Aubert, D., 1936, Les terrains quaternaires de la vallée de l’Aubonne : Bulletin de Société Vaudoise des Sciences Naturelles, **55**.
- Avseth, Per, Mukerji, Tapan, and Mavko, Gary, 2005, Quantitative seismic interpretation : Applying rock physics tools to reduce interpretation risk : Cambridge University Press.
- Bortfeld, R., 1961, Approximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves : Geophysical Prospecting, **9**, 485–502.
- Cambois, G., 1998, AVO attributes and noise : pitfalls in crossplotting : 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., pages 244–247.
- Castagna, J., and Swan, H.W., 1997, Principles of AVO crossplotting : The leading edge, **16**, 337–342.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L., and Eastwood, R. L., 1985, Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks : Geophysics, **50(4)**, 571–581.
- Domenico, S.N., 1976, Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir : Geophysics, **41**, 882–894.
- Dupuy, D., 2006, Etude des sédiments quaternaires, de la Molasse et sa tectonique, dans le Grand Lac (Léman) à partir de données sismiques 2D et 3D : PhD Thesis, University of Lausanne, Switzerland.

- Egreteau, A., 2005, Etude des variations de la réflectivité du sous-sol après imagerie en profondeur : PhD thesis, Ecole des Mines de Paris.
- Falourd, Xavier, 2004, Tomographie acoustique du Léman : Ph.D. thesis, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Fiore, Julien, 2006, Past subglacial processes in Switzerland : Geomorphology of the plateau and western Lake Geneva seismic stratigraphy : Ph.D. thesis, University of Geneva.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L.W., and Gregory, A. R., 1974, Formation velocity and density : The diagnostic basics for stratigraphic traps : *Geophysics*, **39**, 770–780.
- Gassman, F., 1951, Uber die elastizitat poroser medien : *Verteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich* :, **96**, 1–23.
- Hammami, D., Egreteau, A., Marillier, F., and P., Thierry, 2006, AVA analysis of very high resolution seismic data for the study of sediments in Lake Geneva (Switzerland) : AVA analysis of very high resolution seismic data for the study of sediments in Lake Geneva (Switzerland) :, European Association of Geoscientists & Engineers.
- Hantzpergue, P., and Bichet, V., 2007, Jurassique... Jura Métamorphoses d'un paysage Porrentury Lons-le-Saunier.
- Hendrikson, J. S., 1999, Stacked : *Geophysical Prospecting*, **47**, 663–703.
- Hill, S., Shultz, M., and Brewer, J., 1999, Acquisition footprint and fold-of-stack plots : the Leading Edge, **6**, 686–695.
- Hilterman, F., 1975, Amplitude of seismic waves : *Geophysics*, **40**, 745–762.
- Hilterman, F., 2001, *Seismic amplitude interpretation* : SEG, EAGE.
- Koefoed, O., 1955, On the effect of Poisson's ratio of rock strata on the reflection coefficients of plane waves : *Geophysical Prospecting*, **3**, 381–387.
- Levenberg, K., 1944, A Method for the Solution of Certain Problems in Least-Squares : *Quarterly Applied Math.*, pages 164–168.
- Loizeau, J.L., 1998, Les processus de sédimentation récents dans le Haut-Lac (Léman) d'après la morphologie et l'analyse sédimentologique des dépôts superficiels. : *Archs Sci. Genève, Genève*, **51**, 13–25.
- Mari, J.-L., Glangeaud, F., and Coppens, F., 1997, *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens* : Editions TECHNIP.

- Marquardt, D., 1963, An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters : *SIAM Journal Applied Math.*, **11**, 431–441.
- Neidell, N.S., and Taner, M.T., 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data : *Geophysics*, **36(3)**, 482–497.
- Nguyen, S., 2003, Imagerie par sismique réflexion : utilisation de la pente des données dans la migration profonde : Ecole des mines Paris.
- Parriaux, A., and Nicoud, G., 1993, Les formations glaciaires de l'eau souterraine. Exemple du contexte nord alpin occidentale : *Quaternaire*, **4(2-3)**, 61–67.
- Penck, W., and Brückner, A., 1901-1909, *alpen im Eiszeitalter*, volume 3 Leipzig.
- Riedel, M., and Theilen, F., 2001, AVO investigations of shallow marine sediments : *Geophysical Prospecting*, **49**, 198–212.
- Riedel, M., Dosso, S. E., and Beran, L., 2003, Uncertainty estimation for amplitude variation with offset (AVO) inversion : *Geophysics*, **68**, 1485–1496.
- Rutherford, Steven R., and Williams, Robert H., 1989, Amplitude-versus-offset variations in gas sands : *Geophysics*, **54**, 680–688.
- Scheidhauer, Maren, 2003, Development of a 3-D Very High-Resolution Seismic Reflection System for Lacustrine Settings - a Case Study Over a Thrust Fault Zone in Lake Geneva : PhD Thesis, University of Lausanne, Switzerland.
- Shuey, R.T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations : *Geophysics*, **50**, 609–614.
- Smith, G.C., and Gildow, P.M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation in gas sands : *Geophysical Prospecting*, **35**, 993–1014.
- Spratt, S., 1987, Effect of normal moveout errors on amplitude versus offset-derived shear reflectivity : Effect of normal moveout errors on amplitude versus offset-derived shear reflectivity ;, 57th SEG Expanded Abstract.
- Taner, M.T., and Koehler, F., 1981, Surface consistent corrections : *Geophysics*, **46**, 17–22.
- Vasudevan, K., and Cook, F. A., 2001, Time-frequency analysis of deep crustal reflection seismic data using Wigner-Ville distributions : *Canadian Journal of Earth Sciences*, **38(7)**, 1027–1035.
- Verm, R., and Hilterman, F., 1995, Lithology color-coded seismic sections, The calibration of AVO crossplotting to rock properties : *The Leading Edge*, **14**, 847–853.

- Vernet, J.-P., Horn, R., and Badoux, H. and Scolari, G., 1974, Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue : *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **67(3)**, 515–529.
- Weidmann, M., 1988, Feuille 1243 Lausanne. Atlas Géol. Suisse 1 :25 000 : Carte et Notice expl. 85.
- Wildi, W., and Pugin, A., 1998, Histoire géologique du relief du bassin lémanique : Archives des Sciences et Compte Rendu des séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle, **51**, 5–12.
- Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., and Gardner, G. H. F., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media : *Geophysics*, **23**, 459–493.
- Zoeppritz, K., 1906, Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Inaugural-Dissertation : PhD-thesis, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, page 68pp.
- Zoeppritz, K., 1919, Erdbebenwellen VII. VIIb. Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen. Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen : Mathematisch-physikalische Klasse, pages 66–84.