

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

INVERSION TOMOGRAPHIQUE  
DES DONNÉES DE RADAR EN FORAGE  
AVEC CORRECTION DES VARIATIONS INSTRUMENTALES

MIHU RUCAREANU  
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES  
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION  
DU DIPLOME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES  
(GÉNIE MINÉRAL)  
DÉCEMBRE 1999

© MiHu Rucareanu, 1999.



National Library  
of Canada

Acquisitions and  
Bibliographic Services

395 Wellington Street  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

Bibliothèque nationale  
du Canada

Acquisitions et  
services bibliographiques

395, rue Wellington  
Ottawa ON K1A 0N4  
Canada

*Your file Votre référence*

*Our file Notre référence*

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-53599-1

**Canada**

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

INVERSION TOMOGRAPHIQUE  
DES DONNÉES DE RADAR EN FORAGE  
AVEC CORRECTION DES VARIATIONS INSTRUMENTALES

présenté par: RUCAREANU Mih

en vue de l'obtention du diplôme de: Maîtrise ès science appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de:

M. MARCOTTE Denis, Ph.D., président

M. CHOUTEAU Michel, Ph.D., directeur de recherche

M. BELLEFLEUR Gilles, Ph.D., membre

à mes parents,

## REMERCIEMENTS

C'est avec beaucoup de reconnaissance que j'aimerais remercier tout particulièrement mon directeur de recherche, Professeur Michel Chouteau, pour sa grande disponibilité malgré ses nombreuses tâches administratives, qui m'a proposé un sujet tellement intéressant et qui m'a offert ensuite son appui financier et un excellent encadrement scientifique et pédagogique pour mener à bien ce projet.

J'ai beaucoup apprécié les discussions "en polémique" avec Gilles Bellefleur qui nous ont aidé à mieux définir ensemble des aspects complémentaires des mêmes phénomènes observés. J'ai reçu avec beaucoup de plaisir ses commentaires critiques et toujours constructifs à l'égard de mon article et je le remercie pour tous les encouragements qui m'ont fait avancer dans le travail.

Je remercie également la Chaire de Géophysique Appliquée pour avoir contribué au financement de mes recherches et l'École Polytechnique pour avoir réduit en partie mes frais de scolarité majorés en tant qu'étudiant étranger.

Les travaux présentés dans ce mémoire témoignent, du moins je l'espère, des efforts déployés pendant ces années passées à Polytechnique, mais ils ne peuvent toutefois restituer l'ambiance stimulante et sympathique créée par les gens du laboratoire de géophysique. Je profite donc de l'occasion pour remercier tous ceux qui ont rendu ma tâche plus agréable. Je n'oublierai pas ni les moments de détente parfois nécessaire passés en compagnie de Pierrick, Kazuko et Gustavo ni l'appui encourageant que l'on s'est offert réciproquement pendant la rédaction.

## RÉSUMÉ

Des mesures de radar en forage ont eu lieu en mars 1996 à Bells Corners avec l'objectif de tester les performances du système d'acquisition en terme de sensibilité de l'appareil, afin de déterminer la portée et la résolution de la méthode dans un environnement géologique comme celui du Bouclier Canadien. Les résultats du traitement conventionnel des données acquises en mode réflexion et en tomographie montrent une assez bonne corrélation avec la description des forages et les résultats obtenus par d'autres méthodes géophysiques. Ainsi il a été possible d'identifier les contacts lithologiques avec des forts coefficients de réflexion et d'observer leur continuité à plus grande distance autour des forages. La pénétration des ondes radar est d'une vingtaine de mètres latéralement dans les formations plus résistives et diminue légèrement dans la partie supérieure des même formations indiquant la présence possible d'altérations. Bien que les forages ne soient qu'à 10 m l'un de l'autre, la différence de pénétration est pourtant notable entre les parties inférieure et supérieure de ces formations du socle.

Les valeurs numériques obtenues par inversion tomographique pour les vitesses de propagation et les coefficients d'atténuation se situent vers la limite supérieure des valeurs susceptibles d'être rencontrées dans ce type de milieu. Une des raisons serait que le système d'acquisition a un fonctionnement particulier, car les antennes ne se trouvent pas dans un milieu équivalent à celui de référence pour lequel elles ont été conçues et calibrées (i.e. 170 m/ $\mu$ s au lieu de 120 m/ $\mu$ s). Le spectre de

fréquence des signaux émis par les mêmes antennes dans ce cas est aussi plus élevée que la fréquence nominale du transmetteur (i.e. 75 MHz et 105 MHz au lieu de 60 MHz). Alors, la cause pourrait provenir de la longueur  $l_o$  fixe de l'antenne dans ce milieu par rapport aux conditions de référence. L'imprécision sur le positionnement des forages en profondeur et la dérive instrumentale pendant l'acquisition des mesures peuvent aussi expliquer ces résultats. Pour enlever l'incertitude sur ces paramètres, on recommande l'exécution d'un protocole de mesures avec contrôle et calibration en condition de référence lors des prochaines acquisitions de données.

Des mesures de contrôle lors d'une investigation avec le radar de forage dans une carrière de calcaire près de Montréal (St-Constant) ont permis d'identifier une dérive instrumentale pendant l'acquisition des données. Habituellement, cette dérive instrumentale n'est pas corrigée par les systèmes d'acquisition commercialement disponibles et elle est considérée comme nulle pendant toute la durée de l'acquisition. Cependant, sa variation peut être importante et produire des artefacts sur les images radar, particulièrement si elle n'est pas prise en compte. Le milieu investigué à St-Constant était relativement homogène et le positionnement géométrique des forages bien contrôlé. Alors, les artefacts obtenus dans les tomogrammes sont attribués à la dérive instrumentale du temps de l'émission  $t_o$  et de la puissance de l'antenne  $A_o$  pendant les mesures.

Une technique d'auto-correction tomographique (Self-Correcting Tomographic Inversion) développée dans le cadre de ce mémoire récupère cette variation instrumentale en même temps que la distribution de vitesse ou d'atténuation dans le milieu investigué. Elle se base sur la supposition que le temps de l'émission  $t_o$  et la puissance de l'antenne  $A_o$  peuvent être considérés constants seulement à chaque position du transmetteur. L'équation paramétrique pour l'inversion tomographique est linéarisée de manière à inclure ces nouveaux paramètres à déterminer. Ainsi, la matrice jaco-

bienne doit être augmentée par un nombre de colonnes vides avec des éléments non-nuls correspondant aux positions des transmetteurs respectifs seulement. Le vecteur des paramètres déterminés sera alors composé de la distribution des lenteurs (l'inverse de la vitesse) ou du coefficient d'atténuation du milieu et des valeurs du  $t_o$  (ou  $\log A_o$ ) aux positions du transmetteur. Le système d'équations est résolu par la méthode SVD (Décomposition en Valeurs Singulières) en raison de sa rapide convergence et de la facilité d'estimer la propagation de l'erreur dans la solution, mais le principe de cette méthode reste valable pour toute autre méthode d'inversion tomographique.

Des exemples sur des données synthétiques démontrent que l'algorithme d'inversion conventionnel produit des artéfacts principalement localisés le long des forages et vers les coins du tomogramme. L'avantage de l'algorithme SCTI est qu'il réduit l'amplitude de ces artéfacts tout en récupérant la dérive du transmetteur.

L'application de la méthode sur les données acquises pour deux panneaux tomographiques à St-Constant montre aussi que l'amplitude des artéfacts dépend de la distance entre forages. La technique SCTI réduit leur amplitude de manière significative. De plus, la variation récupérée le long d'un forage commun est très similaire pour les deux panneaux étudiés. Dans un milieu homogène, cette variation faible et continue représente principalement la dérive instrumentale. Dans un milieu plus hétérogène, elle pourrait contenir de l'information sur la variation des propriétés géophysiques le long du forage (i.e. propriétés électriques affectant localement le couplage de l'antenne avec le milieu).



## ABSTRACT

A borehole radar survey was conducted in March 1996 by École Polytechnique on the test site of the Geological Survey of Canada at Bells Corners with a Ramac acquisition system. The aim of the survey was to assess the potential of this method in terms of instrumental sensitivity, penetration and resolution in the geological environment of the Canadian Shield. Reflection and tomographic data show good correlation with borehole description and resistivity logs. Conventional processing was enough to identify the lithological contacts with strong reflection coefficient and to observe their continuity at a larger distance around the boreholes. The penetration is about 20 *m* in the more resistive formations and it decreases in their upper part indicating possible mineral alterations at the top of the bed-rock. Even if the boreholes are only 10 *m* apart, the difference of penetration between lower and upper formations in the two cases is though noticeable.

The numeric values obtained by tomographic inversion for the radar velocity and attenuation coefficient are at the upper limit of the range of possible values for this type of media. One reason for these results could be the particular behavior of the acquisition system in this media which is different from the original reference media where the antennas have been calibrated (i.e. 170 *m/μs* instead of 120 *m/μs*). The frequency spectrum also shows maximums at 75 *MHz* and 105 *MHz* instead of the 60 *MHz* send out by the transmitter. In this case, the explanation could be given by the fixed length  $l_0$  of the antennas.

Some other reasons for these results could be the imprecision on the positioning of the boreholes at about 100 *m* depth or the instrumental drift during the measurements. For eliminating these doubts, a protocol with control and reference measurements is recommended for the next surveys.

Variations of transmitter power and instrumental time drift have been also observed during borehole radar survey in a limestone quarry, at St-Constant, near Montreal. These parameters are not usually monitored by the commercially-available acquisition systems and are commonly considered constant during the survey. Though, their variations might be significant and they may create artifacts in tomograms and lead to erroneous interpretation if not taken into account. At St-Constant, the geometrical conditions are supposedly well known and the medium is relatively homogeneous. Thus, most of the artifacts in the tomograms are considered to be generated by the instrumental drift.

The second chapter presents the Self-Correcting Tomographic Inversion (SCTI) technique that jointly recovers these source variations together with the velocity or attenuation distribution. It assumes that the transmitting time  $t_o$  and the “source strength”  $A_o$  may be considered constant only at each transmitter position. The parametric equation for the tomographic inversion is linearized in order to integrate these new parameters to be determined. Thus, the Jacobian matrix is appended by sparse columns with non-null elements corresponding to each transmitter position. The resulting parameter vector is then composed by the slowness (or attenuation coefficient) distribution appended with the  $t_o$  (or  $\log A_o$ ) values for these transmitter positions. The system is solved by the SVD method because of its rapid convergence and ease in estimating the error propagation into the solution, but the principle of this algorithm remains valid for any other tomographic inversion method.

Synthetic data examples demonstrate that the conventional inversion algorithm

produces artifacts mainly located along the transmitter and the receiver boreholes and towards the corners of the tomogram. The advantage of the SCTI technique is that it reduces the amplitude of these artifacts while recovering the transmitter drift.

Applications to borehole survey data also show that, for a given acquisition system, the magnitude of the artifacts depends on the distance between transmitter and receiver boreholes. The SCTI technique reduces them significantly. Furthermore, it retrieves very similar transmitter drifts during the survey and along the same borehole for the different tomograms. For a homogeneous medium, the continuous slow-ramp trend mainly represents the instrumental drift, but it may also include some geophysical information along the borehole (electrical properties affecting the antenna local coupling).

# TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE . . . . .	iv
REMERCIEMENTS . . . . .	v
RÉSUMÉ . . . . .	vi
ABSTRACT . . . . .	ix
TABLE DES MATIÈRES . . . . .	xii
LISTE DES FIGURES . . . . .	xv
LISTE DES TABLEAUX . . . . .	xx
LISTE DES SYMBOLES . . . . .	xxi
INTRODUCTION . . . . .	1
1 Principe de la méthode, équipement et mise en oeuvre . . . . .	6
1.1 Concepts de base . . . . .	6
1.2 Mise en oeuvre . . . . .	9
1.3 Équipement . . . . .	12
2 Mesures de radar en forage à Bells Corners . . . . .	17

2.1	Objectifs et Logistique . . . . .	17
2.2	Mesures en mode Réflexion . . . . .	20
2.3	Mesures en mode Tomographie . . . . .	30
2.4	Interprétation des résultats obtenus . . . . .	40
2.4.1	Considération à propos du spectre des fréquences . . . . .	40
2.4.2	Considération à propos des résultats obtenus en réflexion . . . . .	41
2.4.3	Considération à propos des valeurs obtenues en tomographie . . . . .	48
2.4.4	Corrélation des résultats obtenus avec l'information lithologique . . . . .	53
2.5	Conclusions et Recommandations . . . . .	59
<b>3</b>	<b>Technique d'auto-correction tomographique . . . . .</b>	<b>62</b>
3.1	Abstract . . . . .	65
3.2	Introduction . . . . .	66
3.3	Self-Correcting Tomographic Inversion (SCTI) algorithm . . . . .	68
3.3.1	Tomographic Inversion . . . . .	68
3.3.2	SCTI algorithm . . . . .	69
3.3.3	Amplitude Inversion . . . . .	73
3.3.4	Choice of starting model for inversion . . . . .	75
3.4	SCT Inversion of Synthetic Data . . . . .	76
3.5	Effect of cell size on imaging and parameter resolution . . . . .	79
3.5.1	Case of "imperfectly matching" grid . . . . .	79
3.5.2	Case of finer grid . . . . .	80
3.5.3	Case of coarser grid . . . . .	81
3.6	SCTI Application to Borehole Survey Data . . . . .	82
3.6.1	Tomographic panel 2-5 . . . . .	83
3.6.2	Tomographic panel 2-4 . . . . .	85
3.7	Discussion . . . . .	87

3.8	Conclusions . . . . .	90
3.9	Acknowledgments . . . . .	92
3.10	Figures . . . . .	92
	<b>CONCLUSIONS . . . . .</b>	<b>104</b>
	<b>Bibliographie . . . . .</b>	<b>108</b>

## LISTE DES FIGURES

1.1	L'acquisition en mode réflexion et le radargramme résultant. . . . .	9
1.2	Disposition des antennes pour l'acquisition en mode tomographie et exemple de discrétisation du milieu en "cellules" pour l'inversion. . .	11
1.3	Disposition des antennes pour l'acquisition en mode réflexion avec les "petites" batteries et les antennes de 60 MHz. . . . .	15
1.4	Disposition des antennes pour l'acquisition en mode transmission. . .	16
2.1	Emplacement du site d'essai de la CGC de Bells Corners (à l'ouest d'Ottawa) pour les mesures géophysiques en forage. . . . .	18
2.2	(a) Vue des forages existants sur le site de Bells Corners avec les colonnes lithologiques des formations géologiques majeures et (b) Vue en plan des forages existants sur le site de Bells Corners d'après la CGC (Bernius, 1996). . . . .	19
2.3	Radargramme des données brutes obtenues dans le forage BH1. . . .	21
2.4	Spectre de fréquence des données brutes obtenues dans le forage BH1 (avec trait discontinu) avant et (avec trait plein) après l'application du filtre passe-bande 'FPB'. . . . .	22
2.5	Trace (a) filtrée et (c) amplifiée et (b) la fonction de gain appliquée. .	23
2.6	Radargrammes des données brutes (haut) sans l'impulsion parasite finale et (bas) sans le niveau continu 'DC', obtenues pour le forage BH1.	24

2.7	Radargrammes des données (haut) filtrées 'FPB' et (bas) amplifiées, obtenues avec les données acquises dans le forage BH1. . . . .	25
2.8	Radargramme normalisé par AGC pour les données acquises dans le forage BH1. . . . .	26
2.9	Radargrammes des données brutes (haut) avec et (bas) sans l'impulsion parasite finale, obtenues avec les données acquises dans le forage BH2. . . . .	27
2.10	Radargrammes des données (haut) sans le niveau continu 'DC' et (bas) filtrées passe-bande (60 – 90 MHz), obtenues avec les données acquises dans le forage BH2. . . . .	28
2.11	Radargrammes des données (haut) amplifiées et (bas) normalisées par AGC, obtenus avec les données acquises dans le forage BH2. . . . .	29
2.12	Disposition des antennes pour l'acquisition en mode tomographie avec la visualisation des rais droits et un aperçu de la densité des rais. . . . .	30
2.13	Le spectre des fréquences des signaux enregistrés à Bells Corners en mode tomographie avec les antennes de 60 MHz. . . . .	31
2.14	Valeurs résiduelles (haut) du temps de propagation en fonction de la distance entre les antennes et (bas) de la lenteur en fonction de l'angle d'incidence des rais par rapport aux antennes calculées pour une vitesse moyenne de 170 m/μs. . . . .	34
2.15	Valeurs calculées de (haut) l'amplitude résiduelle en fonction de la distance entre les antennes et (bas) de l'atténuation résiduelle en fonction de l'angle d'incidence des rais par rapport à la direction des dipôles des antennes pour un coefficient d'atténuation moyen de 0.42 dB/m et pour une puissance d'émission de l'antenne estimée à 130 dB par le constructeur. . . . .	35



2.16 Tomogramme des vitesses de propagation radar entre les forages BH1 et BH2 (note : l'échelle des valeurs choisie pour la présentation n'est pas linéaire). . . . .	38
2.17 Tomogramme des coefficients d'atténuation radar entre les forages BH1 et BH2. . . . .	39
2.18 Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données filtrées obtenues en mode réflexion pour le forage BH1. . . . .	44
2.19 Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données acquises en mode réflexion pour le forage BH1 après la normalisation AGC. . . . .	45
2.20 Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données filtrées obtenues en mode réflexion pour le forage BH2. . . . .	46
2.21 Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données acquises en mode réflexion pour le forage BH2 après la normalisation AGC. . . . .	47
2.22 Corrélation entre la tomographie de vitesses et les 'logs' de résistivité électrique ( $\rho$ en $\Omega \cdot m$ ) des forages BH1 et BH2. . . . .	51
2.23 Corrélation entre la tomographie d'atténuation et les 'logs' de résistivité électrique ( $\rho$ en $\Omega \cdot m$ ) des forages BH1 et BH2. . . . .	52
2.24 Description du forage BH1 (entre 0 et 100 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)	55
2.25 Description du forage BH1 (entre 100 et 200 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)	56
2.26 Description du forage BH1 (entre 200 et 300 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)	57

2.27	Description du forage BH2 (entre 0 et 110 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)	58
3.1	Phase and amplitude drift of the transmitted pulse during the survey for different antenna coupling conditions leading to (1) minimum phase, (2) mixed phase or (3) maximum phase, all coupled with a drifting transmitted signal; most convenient first-arrival picking within the recorded time-window and the corresponding transmitter $t_o$ . . . . .	92
3.2	Average values determination for (a) the transmitting time, $t_o$ , and medium velocity, $v$ , and (b) the logarithmic "source strength", $a_o$ , and medium attenuation coefficient, $\alpha$ . . . . .	93
3.3	(a) The discretization grid with the ray paths and (b) the synthetic model. . . . .	93
3.4	(a) Velocity synthetic model, (b) tomogram obtained by standard inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) transmitter $t_o$ variation down the borehole. . . . .	94
3.5	The parameter resolution matrix showing the dependence between parameters; those corresponding to the tomogram cells are well resolved (equal to 0.9) and those corresponding to the transmitter values (*) are independent (equal to 1). . . . .	95
3.6	Some other different discretization grids of the same synthetic model : (a) "unperfect matching" relative to the contour of the anomalous bodies, (b) finer and (c) coarser. . . . .	96
3.7	(a) Attenuation coefficient synthetic model, (b) tomogram obtained by conventional inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) source strength variation down the borehole for the grid shown in Figure 3.6.a (unperfect matching grid). . . . .	97

3.8	(a) Attenuation coefficient synthetic model, (b) tomogram obtained by conventional inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) source strength variation down the borehole for the grid shown in Figure 3.6.b (finer grid). . . . .	98
3.9	(a) Attenuation coefficient synthetic model, (b) tomogram obtained by conventional inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) source strength variation down the borehole for the grid shown in Figure 3.6.c (coarser grid). . . . .	99
3.10	(a) Borehole relative positioning and their absolute depth with (b) the grid for the tomographic panel 2-5 and (c) the grid for the adjacent tomographic panel (2-4) with the same transmitter borehole (BH-2). .	100
3.11	(a) and (c) Standard and (b) and (d) SCTI velocity tomograms obtained for panels 2-5 and 2-4 respectively. . . . .	101
3.12	(a) and (c) Standard and (b) and (d) SCTI attenuation coefficient tomograms obtained for panel 2-5 and 2-4 respectively. . . . .	102
3.13	(a) and (c) Transmitter $t_o$ and (b) and (d) "source strength" during the survey at different positions down the borehole for the same borehole (BH-2) as resulted from different tomographic panels 2-5 and 2-4 respectively. . . . .	103

## LISTE DES TABLEAUX

2.1	Tableau des mesures réalisées à Bells Corners en mars 1996. . . . .	20
2.2	Paramètres utilisés pour l'acquisition en mode réflexion. . . . .	21
2.3	Paramètres utilisés pour l'acquisition en mode tomographie. . . . .	30
2.4	Paramètres géométriques utilisés pour l'inversion tomographique . . .	32
2.5	Fréquence centrale émise en fonction de la vitesse radar $v$ du milieu et de la longueur $l_o$ de l'antenne. . . . .	40

## LISTE DES SYMBOLES

- $\lambda$  = longueur d'onde d'une impulsion radar [ $m$ ];  
 $\omega$  = pulsation de l'onde radar [ $rad/s$ ];  
 $l_o$  = longueur de l'antenne radar [ $m$ ];  
 $\epsilon_r$  = permittivité électrique relative du milieu par rapport à celle du vide;  
 $c$  = vitesse de propagation de l'impulsion radar dans le vide ( $\approx 300 m/\mu s$ );  
 $v$  = vitesse de propagation de l'impulsion radar dans le milieu [ $m/\mu s$ ];  
 $s$  = lenteur (inverse de la vitesse) de l'impulsion radar dans le milieu [ $\mu s/m$ ];  
 $r$  = distance de propagation de l'impulsion radar le long du rai [ $m$ ];  
 $d$  = distance parcourue par l'impulsion radar dans une cellule [ $m$ ];  
 $t$  = temps de propagation de l'impulsion radar le long du rai [ $ns$ ];  
 $t_o$  = temps de l'émission de l'impulsion radar [ $ns$ ];  
 $A$  = amplitude de l'impulsion radar à une distance  $r$  de l'antenne émettrice;  
 $A_o$  = amplitude initiale de l'impulsion radar (à l'origine - c.à.d. à l'antenne);  
 $a_o = 20 \cdot \log_{10}(A_o)$  = puissance de l'antenne radar [ $dB$ ];  
 $\tau = 20 \cdot \log_{10}(A/A_o)$  = atténuation nette de l'impulsion radar [ $dB$ ];  
 $\alpha$  = coefficient d'atténuation de l'impulsion radar dans le milieu [ $dB/m$ ];  
 $\sigma$  = conductivité électrique du milieu [ $mS/m$ ];  
 $\rho$  = résistivité électrique ( $=1/\sigma$ ) du milieu [ $\Omega \cdot m$ ];  
 $\Theta$  = l'angle formé par la direction du rai avec l'axe de l'antenne [ $rad$ ];

$G_{(\Theta)}$  = facteur de correction géométrique des amplitudes observées en fonction du patron de radiation des antennes :

$i, j, k, l, m, n, p$  = indices de discrétisation ;

$\varepsilon$  = tolérance d'erreur numérique.

# INTRODUCTION

Parmi les méthodes de prospection géophysique, la technique géo-radar s'est faite remarquée dès le début pour ses performances en matière de vitesse d'acquisition et de résolution obtenue dans la reconnaissance des terrains superficiels. Ces dernières années, elle a connu une grande popularité parmi les spécialistes et les non-spécialistes à cause des nouveaux appareils qui ont continuellement amélioré la facilité de mise en oeuvre, la portabilité ou la durée d'autonomie de ces systèmes d'acquisition. Ses nombreuses applications dans le domaine minier, en géotechnique, en géologie structurale et stratigraphie peu profonde, en hydrogéologie, archéologie, agriculture ou dans l'ingénierie civile ne cessent d'augmenter. Mais, le milieu de prédilection pour "la méthode radar" en général est représenté par les mines de potasse et de sel (vu le caractère diélectrique quasi-parfait du sel - quand il est sec), où les investigations de ce type sont courantes, comme aux États-Unis et en Allemagne (Halleux *et al.*, 1992). Cependant, les terrains superficiels, souvent plus conducteurs, limitent fortement la profondeur d'investigation de la méthode et ses applications à l'exploration minérale à partir de la surface. Pour contourner cet inconvénient, ont été créés il y a une vingtaine d'années des systèmes de radar en forage, dont les antennes peuvent être descendues plus profondément ou plus près de l'endroit à investiguer, permettant ainsi le développement des applications pour ce domaine aussi. Cependant, malgré les efforts déployés pour les améliorations technologiques, les fabricants de ce type d'appareil ne sont pas très nombreux et les systèmes commerciaux encore moins. La

connaissance et le contrôle du fonctionnement de ces appareils en est donc encore à ces débuts.

L'utilisation du radar de forage dans les années '80 dans le cadre des projets de stockage souterrain de déchets nucléaires, en Suède notamment (Olsson *et al.*, 1990), a permis l'identification d'une gamme encore plus vaste d'applications comme, par exemple, la cartographie de l'état de fracturation du massif rocheux à plus grande distance autour des forages (Holloway, 1990; Olsson *et al.*, 1992; Stevens *et al.*, 1995). Un développement remarquable a été noté dans la reconnaissance minière et pour des études de fondations et de tunnels (Corin *et al.*, 1996). Cependant, l'utilisation du radar de forage dans les domaines de l'hydrogéologie, de la géologie de l'ingénieur et de l'environnement reste encore relativement limitée à l'heure actuelle. Toutefois, l'utilisation du géo-radar n'est plus "limité" à la caractérisation géologique de surface, à la détermination de l'épaisseur du permafrost et à la détection des vides, réservoirs, tuyaux ou câbles enfouis près de la surface, comme dans le domaine de l'ingénierie civile (Ulriksen, 1982).

En janvier 1996, la Chaire de Géophysique Appliquée à la Recherche Minérale de l'École Polytechnique de Montréal faisait l'acquisition d'un tel système de radar en forage, le RAMAC LI de la compagnie Malå GeoScience, de production suédoise. Depuis, plusieurs expérimentations et investigations géophysiques ont eu lieu dans des milieux d'intérêt pour la recherche minérale. La première investigation menée par l'École Polytechnique avec cet appareil eut lieu en mars 1996 sur le site d'essai de la CGC (Commission Géologique du Canada), à Bells Corners, en Ontario; une autre, en août 1997, à Sudbury, en Ontario; la dernière, jusqu'à ce jour, en octobre 1998, près de Montréal, à St-Constant. Cela a permis d'acquiescence à chaque fois l'expérience acquise précédemment et de mieux contrôler le fonctionnement de l'appareil en divers milieux géologiques.



Le premier chapitre fait un bref rappel du principe de la méthode avec une présentation des différentes possibilités de mise en oeuvre et de l'équipement utilisé. Le deuxième chapitre présente le traitement conventionnel de données acquises avec l'exemple d'application sur le site d'essai de la CGC, à Bells Corners (près d'Ottawa), en Ontario. Les résultats sont interprétés et comparés avec les informations obtenus par d'autres méthodes géophysiques en forage. La corrélation est généralement assez bonne, mais on a également observé que certains résultats obtenus étaient difficilement interprétables en terme de paramètres réalistes, en raison de leur valeurs numériques extrêmes. On a essayé toutefois d'expliquer de façon plausible ces résultats afin d'en obtenir une interprétation raisonnable. Les difficultés rencontrées lors de l'interprétation des résultats obtenus en tomographie ont aussi soulevé des doutes à l'égard de quelques paramètres instrumentaux internes du système et de leur stabilité pendant les mesures. Pour enlever les incertitudes qui reposaient sur certains paramètres d'acquisition, quelques recommandations relatives aux mesures de contrôle et calibration lors des prochaines investigations sont proposées.

Lors de l'acquisition des données dans la carrière de St-Constant, en faisant plus systématiquement des mesures de contrôle et calibration, on a pu identifier plusieurs problèmes de fonctionnement de l'équipement en conditions "extérieures" similaires (température, humidité, ...). Il s'agit d'une part de l'instabilité de la fréquence d'échantillonnage du système d'acquisition digital qui bascule entre deux niveaux (défectuosité de l'appareil), phénomène qui reste encore aléatoire pour des périodes de temps d'acquisition plus grandes. D'autre part, on observe aussi une dérive instrumentale du temps de l'émission  $t_o$  et de la puissance de l'émetteur  $A_o$  pendant la période d'acquisition des mesures. Ce deuxième phénomène est généralement présent pour d'autres systèmes géo-radar. Tous ces paramètres peuvent contribuer à la mauvaise qualité des images radar qui seraient obtenues suite à leur traitement, pouvant

aller même jusqu'à leur inexactitude et ainsi mener vers des interprétations erronées.

Certains problèmes ont déjà pu être résolus par des réparations et rajustements purement instrumentaux ; c'est le cas de l'instabilité de la fréquence d'échantillonnage. Par contre, la dérive instrumentale du  $t_o$  et  $A_o$  pendant l'acquisition des mesures reste encore présente pour la plupart des systèmes géo-radar.

Jusqu'à présent, les variations instrumentales du  $t_o$  et  $A_o$  étaient ignorées et ces paramètres étaient considérés constants pendant toute la période d'acquisition des mesures. Mais il s'est avéré que ces variations ne sont pas négligeables et que, si elles ne sont pas prises en compte, elles pourraient produire des artéfacts sur les résultats obtenus avec des algorithmes conventionnels, conduisant ainsi à des interprétations erronées.

Le problème posé était donc d'améliorer la qualité des images radar obtenues dans ces conditions. Il fallait trouver alors un moyen pour mettre en évidence et quantifier ces variations instrumentales et d'essayer d'éliminer ou au moins réduire les effets qu'elles produisent sur les images radar par le traitement avec des algorithmes conventionnels. En plus, il fallait, si possible, adapter le traitement des données avec des algorithmes adéquats pour dorénavant prendre en compte ces variations.

L'approche envisagée pour résoudre ce problème est l'analyse des causes et des conditions dans lesquelles ces variations instrumentales se produisent. On pourrait même considérer ces paramètres comme des variables inconnues indépendantes et essayer de les déterminer par inversion à partir des mesures disponibles. Une technique originale a été mise au point pour retrouver la dérive instrumentale de l'émetteur par inversion conjointe. Celle-ci est estimée en même temps que les paramètres habituellement déterminés par tomographie (i.e. distribution de vitesse ou coefficient d'atténuation). L'algorithme développé fait l'objet d'un article soumis au Journal of Applied Geophysics en vue de publication. Le troisième chapitre présente le contenu

de cet article en version originale (texte en anglais), tel qu'il a été soumis à l'éditeur en novembre 1999. Il rend compte des résultats de cette technique pour quelques exemples de modèles synthétiques et l'application sur deux panneaux tomographiques de St-Constant.

Les travaux récents menés par F. Hollender (1999) démontrent avec des mesures répétitives en mode statique l'existence d'une dérive instrumentale pour le même système radar de forage (*Ramac*) que celui utilisé dans notre cas et la quantifie en temps et en amplitude. Il essaye également d'éliminer les effets qu'elle produit dans les tomogrammes avec un algorithme qui prend en compte plusieurs paramètres, dont la dérive instrumentale. Ses références sont les articles qui traitent le sujet des corrections statiques et leurs effets en tomographie sismique (Squires *et al.*, 1992, 1994). Il convient de mentionner que les travaux présentés ci-après ont cependant été menés indépendamment, mais il serait toutefois intéressant de comparer les techniques utilisées et les résultats obtenus parallèlement dans les deux cas.

# Chapitre 1

## Principe de la méthode, équipement et mise en oeuvre

Le principe de la méthode géo-radar en général est basé sur l'émission d'une impulsion électromagnétique haute-fréquence (10 – 1000  $MHz$ ) et l'enregistrement de l'arrivée directe et des échos réfléchis ou réfractés par les éventuelles discontinuités électriques dans le milieu. On détermine ainsi le temps de parcours dans le milieu et l'amplitude de l'impulsion à l'arrivée. Le temps de parcours peut être converti en distance moyennant la connaissance de la vitesse de propagation dans le milieu.

### 1.1 Concepts de base

Le principe du géo-radar est similaire à la méthode sismique, mais il diffère par la nature de l'onde propagée, car ce sont les propriétés électriques et magnétiques du milieu qui déterminent principalement sa portée et le type de phénomène prédominant (diffusion ou propagation de l'onde). La propagation des ondes électromagnétiques est régie par les équations de Maxwell qui prennent en compte les courants de conduction et de déplacement également. Dans le domaine temporel, ces relations relient les

valeurs du champ électrique  $\mathbf{e}$  et le champ magnétique  $\mathbf{h}$  dans les milieux réels (Ward et Hohmann, 1988)

$$\nabla \times \mathbf{e} + \mu \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = 0 \quad \text{et} \quad \nabla \times \mathbf{h} - \epsilon \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = \sigma \mathbf{e} \quad (1.1)$$

et dans le domaine fréquentiel

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu\mathbf{H} = 0 \quad \text{et} \quad \nabla \times \mathbf{H} - (i\omega\epsilon + \sigma)\mathbf{E} = 0 \quad (1.2)$$

avec

$\omega$  = la pulsation de l'onde [ $rad/s$ ] =  $2\pi f$ , où  $f$  est la fréquence,

$\epsilon$  = la constante diélectrique (ou permittivité) du milieu [ $F/m$ ],

$\mu$  = la perméabilité magnétique du milieu [ $H/m$ ] et

$\sigma$  = la conductivité électrique du milieu [ $S/m$ ].

Le coefficient d'atténuation  $\alpha$  (exprimé en [ $Np/m$ ]) et la constante de phase  $\beta$  (exprimé en [ $rad/m$ ]) d'une onde plane qui se propage dans le milieu avec une vitesse de phase  $v = \omega/\beta$  sont alors donnés par les relations

$$\alpha = \omega \left\{ \frac{\mu\epsilon}{2} \left[ \left( 1 + \left( \frac{\sigma}{\omega\epsilon} \right)^2 \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}^{1/2}, \quad (1.3)$$

et respectivement

$$\beta = \omega \left\{ \frac{\mu\epsilon}{2} \left[ \left( 1 + \left( \frac{\sigma}{\omega\epsilon} \right)^2 \right)^{1/2} + 1 \right] \right\}^{1/2}. \quad (1.4)$$

Pour le comportement des ondes électromagnétiques dans le domaine de diffusion (c.à.d. quand  $\sigma \gg \omega\epsilon$ ),

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}, \quad (1.5)$$

tandis que pour le domaine de propagation des ondes (quand  $\sigma \ll \omega\epsilon$ ).

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad \text{et} \quad \beta = \omega\sqrt{\mu\epsilon} = \frac{\omega}{c}. \quad (1.6)$$

L'impulsion radar est plus atténuée par les milieux conducteurs, mais les expériences montrent que cela dépend aussi fortement de la fréquence des ondes utilisées. Il est utile de définir alors le paramètre  $Q$ , le facteur de qualité du milieu

$$Q = \frac{\omega\epsilon}{\sigma} \quad (1.7)$$

qui détermine si c'est l'un ou l'autre des phénomènes qui prédomine dans le milieu pour une fréquence donnée. Pour le système commercial de radar en forage utilisé, les antennes ont une fréquence centrale de 22 ou 60  $MHz$ . À cette fréquence, dans les milieux très résistifs (supérieurs à quelques milliers de  $\Omega m$ ), c'est le comportement en mode propagation de l'onde qui prédomine ( $Q \gg 1$ ) avant que l'impulsion radar s'atténue de manière significative. La vitesse de propagation et le coefficient d'atténuation dans le milieu peuvent être alors approximés par (Ulriksen, 1982) :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{et} \quad \alpha = 1.69 \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (dB/m) \quad (1.8)$$

où  $c$  est la vitesse de la lumière dans le vide ( $= 300 \text{ m}/\mu s$ ),  $\epsilon_r$  est la permittivité relative du milieu par rapport à celle du vide et  $\sigma$  est la conductivité électrique du milieu exprimée en  $mS/m$ .

## 1.2 Mise en oeuvre

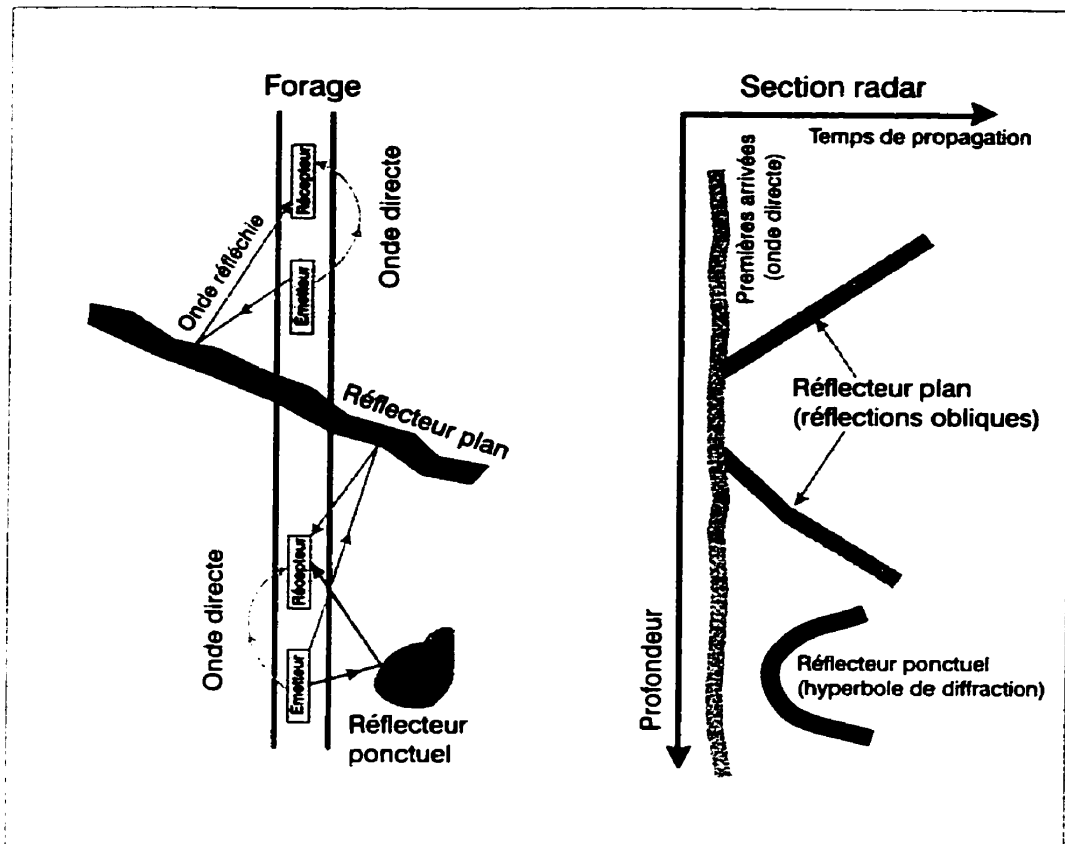


Figure 1.1: L'acquisition en mode réflexion et le radargramme résultant.

L'acquisition des mesures peut se faire en mode réflexion ou transmission. Chaque mode est déterminé d'après la disposition des antennes émettrice et réceptrice dans les forages. En réflexion, les antennes sont placées dans le même trou de forage (comme dans les Figures 1.1 et 1.3), alors qu'en mode transmission, celles-ci sont placées dans des trous différents (comme dans les Figures 1.2 et 1.4).

Pour l'acquisition en mode réflexion, les deux antennes sont déplacées dans la zone à investiguer avec un pas de mesure préalablement déterminé selon la résolution souhaitée le long du forage. Pour chaque position de mesure, l'émetteur génère une impulsion qui se propage dans le milieu autour du forage. Toute variation de propriétés

diélectriques au sein du massif entourant le forage (tel que des stratifications, fissures, vides, ...) est susceptible de réfléchir une partie de l'énergie de l'impulsion vers le récepteur. L'enregistrement à chaque point de mesure révèle des échos de plus en plus tardifs et de plus en plus atténués provenant de ces hétérogénéités autour du forage et représente une trace radar. Une radargramme (ou section radar) est l'image obtenue par juxtaposition des traces correspondant à chaque point de mesure, comme dans la Figure 1.1.

Le rayon d'investigation dépend fortement de la résistivité électrique du milieu investigué, pouvant varier de quelques mètres, ou moins, dans les terrains argileux ou dans des zones avec forte minéralisation métallique, jusqu'à plusieurs centaines de mètres dans des situations exceptionnelles (comme dans le sel pur et sec, le calcaire massif et résistif, le granite peu altéré, la glace, ...). Le résultat fourni en mode réflexion est principalement une image à haute résolution du massif rocheux, détaillant la géométrie des structures entourant le forage. Les caractéristiques du milieu étudié peuvent seulement être estimées qualitativement à partir des informations obtenues en mode réflexion, car pour obtenir une quantification plus précise, il faut les étudier en mode tomographie.

L'image obtenue est non-orientée, car ces antennes ont une émission omni-directionnelle et la position des réflecteurs identifiés est ambiguë autour du forage (azimut inconnu). Cependant, il est possible de corréler l'information obtenue avec d'autres données complémentaires disponibles (description des forages, information géologique, direction des couches, diagraphies géophysiques, etc.) ou d'utiliser deux forages ou plus pour contraindre la position exacte de ces réflecteurs. Les derniers développements technologiques ont permis la réalisation des antennes directionnelles qui peuvent fournir une image tri-dimensionnelle autour du forage. Toutefois, la portée de ces antennes reste encore relativement faible.



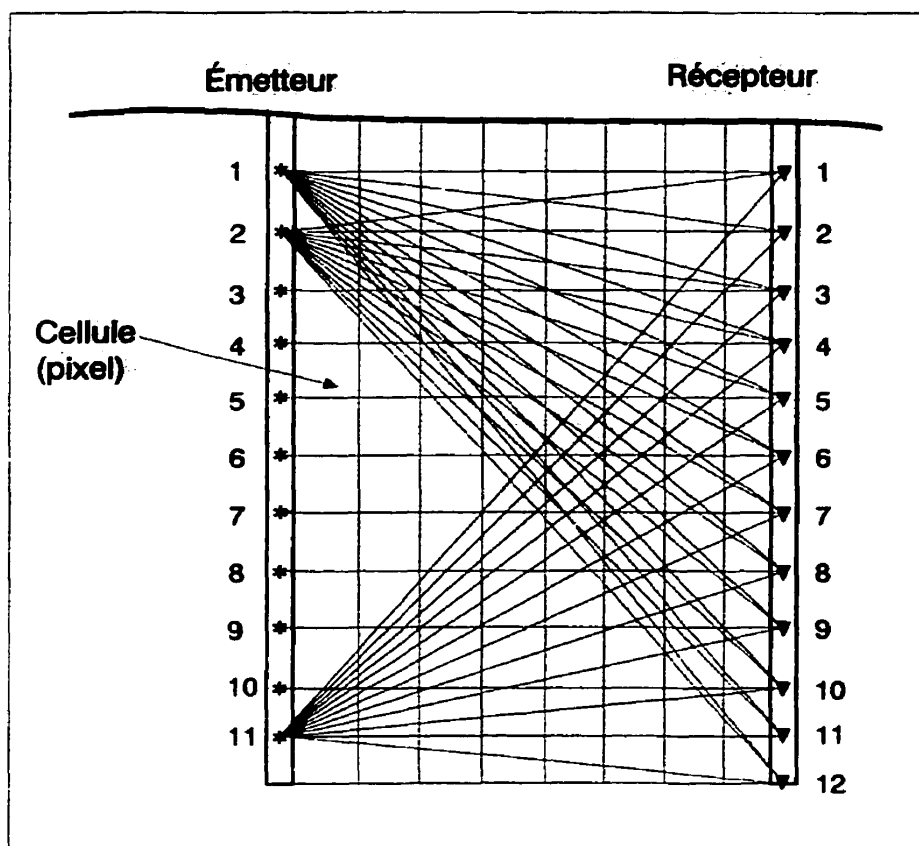


Figure 1.2: Disposition des antennes pour l'acquisition en mode tomographie et exemple de discrétisation du milieu en "cellules" pour l'inversion.

En mode tomographique, les mesures sont prises avec les antennes émettrice et réceptrice respectivement d'un côté et de l'autre du milieu investigué (comme dans la Figure 1.4). Les antennes sont descendues chacune dans un forage et, pour chaque point de mesure de l'émetteur, le récepteur est déplacé d'un point de mesure à l'autre. Ainsi est réalisé un panneau de rais qui se "recourent" et traversent les différentes cellules "homogènes" du milieu discrétisé (voir Figure 1.2). On détermine pour chaque enregistrement le temps de propagation du premier signal reçu, ainsi que son amplitude. En utilisant l'ensemble des temps de propagation mesurés (ou des amplitudes des premières arrivées respectivement), il est alors possible de calculer la distribution des vitesses (ou des coefficients d'atténuation) radar entre forages par inversion

(ou reconstruction) tomographique. Cette procédure est présentée plus en détail au chapitre 3.

Il est important d'attirer l'attention sur l'existence de limitations inhérentes d'une part à la méthode elle-même, mais aussi à la technique d'interprétation. Ainsi, le processus d'inversion tomographique ne permet pas d'identifier correctement une couche parallèle aux forages. La présence d'une telle couche peut provoquer des artéfacts sur les sections résultantes. De même, l'interprétation suppose que les rais traversent la région investiguée dans le plan déterminé par les deux forages. Les variations latérales ne sont donc pas prises en compte. Cependant, dans le cas de forages non-coplanaires, il y a des algorithmes de correction qui permettent de prendre en compte des rais courbes et même des tomographies de volume.

La résolution de la méthode est une fonction complexe de la longueur d'onde, de l'espacement entre forages et du pas des mesures. Elle est généralement d'ordre métrique et il est important de garder à l'esprit cet ordre de grandeur lors de la comparaison des résultats obtenus avec d'autres types de données (description de forage, essais géotechniques, diagraphies géophysiques, ...).

### 1.3 Équipement

Le système commercial utilisé est l'appareil suédois de radar en forage de type RAMAC LI, produit par Malå GeoScience (MalåGeoScience, 1991). Les antennes utilisées ont une longueur de 1.32 m (partie active) et sont conçues pour une fréquence centrale de 60 MHz (dans des milieux avec une vitesse aux alentours de 120m/μs). Les antennes peuvent être alimentées par les "petites" batteries rechargeables (1.50 m) dont la durée de fonctionnement utile est de 4 heures par charge. Il existe également des antennes d'une longueur de 2.75 m (partie active) dont la fréquence centrale est de 22 MHz et des "grandes" batteries de 2.6 m avec une durée de fonctionnement

utile de 8 heures par charge. Le diamètre des antennes et des batteries est de 48 *mm*. Pour éviter les pertes dans les câbles de connexion et pour avoir un taux de transfert des données plus rapide, la communication entre l'unité centrale et les antennes se fait par fibres optiques. Pour le rembobinage du câble, le système comprend aussi un treuil contrôlé par un ordinateur, ce qui permet un certain degré d'automatisme dans l'acquisition des données.

La configuration la plus compacte pour l'acquisition en mode réflexion (petites batteries, petites antennes et écarteur de 1 *m* minimum entre la sonde émettrice et celle réceptrice) fait une longueur totale de 6 *m*. Cela signifie qu'il n'est pas efficace d'utiliser ce mode pour l'investigation des forages trop courts (en dessous d'une vingtaine de mètres). Les antennes ne sont pas liées directement entre elles, mais chacune d'entre elles l'est avec l'unité centrale de contrôle qui dirige leur fonctionnement indépendamment. Ceci permet notamment l'acquisition en mode tomographique.

Le système prévoit des mesures de calibration périodiques (une fois avant les plus grandes périodes d'acquisition) pour compenser une certaine dérive instrumentale et ajuster sa base de temps pour la discrétisation numérique des signaux. Notre expérience nous a montré qu'il est souhaitable que des mesures de calibration et de contrôle plus fréquentes soient prises, et ce, dans des milieux de référence (comme dans l'air ou dans l'eau par exemple). Des mesures répétitives de temps à autre lors d'une même investigation ou de la même journée, comme on fait communément par exemple pendant les prospections gravimétriques et magnétométriques, sont également utiles pour estimer la dérive instrumentale.

Le système comprend aussi un ensemble de programmes de traitement des données (Ramac Software) qui est un peu vétuste à l'heure actuelle (fonctionne sous commande DOS), mais qui permet d'obtenir des résultats satisfaisants pour les besoins d'un traitement conventionnel. Ses principales limites sont le nombre des traces qui peuvent

être prises en compte pour l'inversion tomographique (i.e. maximum 1000), le nombre de cellules du modèle discrétisé (i.e. maximum 3000, avec un maximum de 100 lignes ou colonnes) et le nombre total de rais par cellule (i.e. maximum 25000).

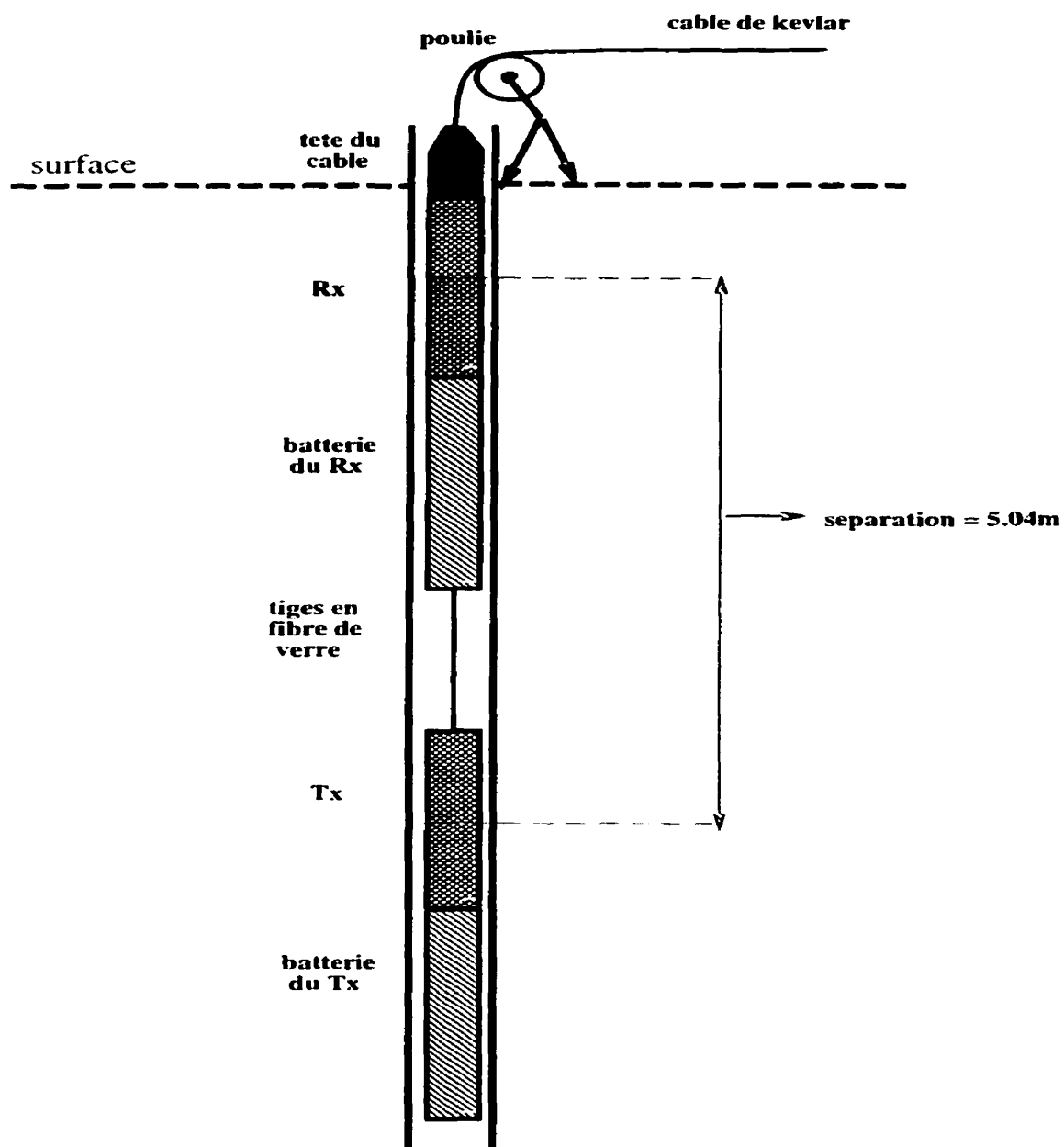


Figure 1.3: Disposition des antennes pour l'acquisition en mode réflexion avec les "petites" batteries et les antennes de 60 MHz.

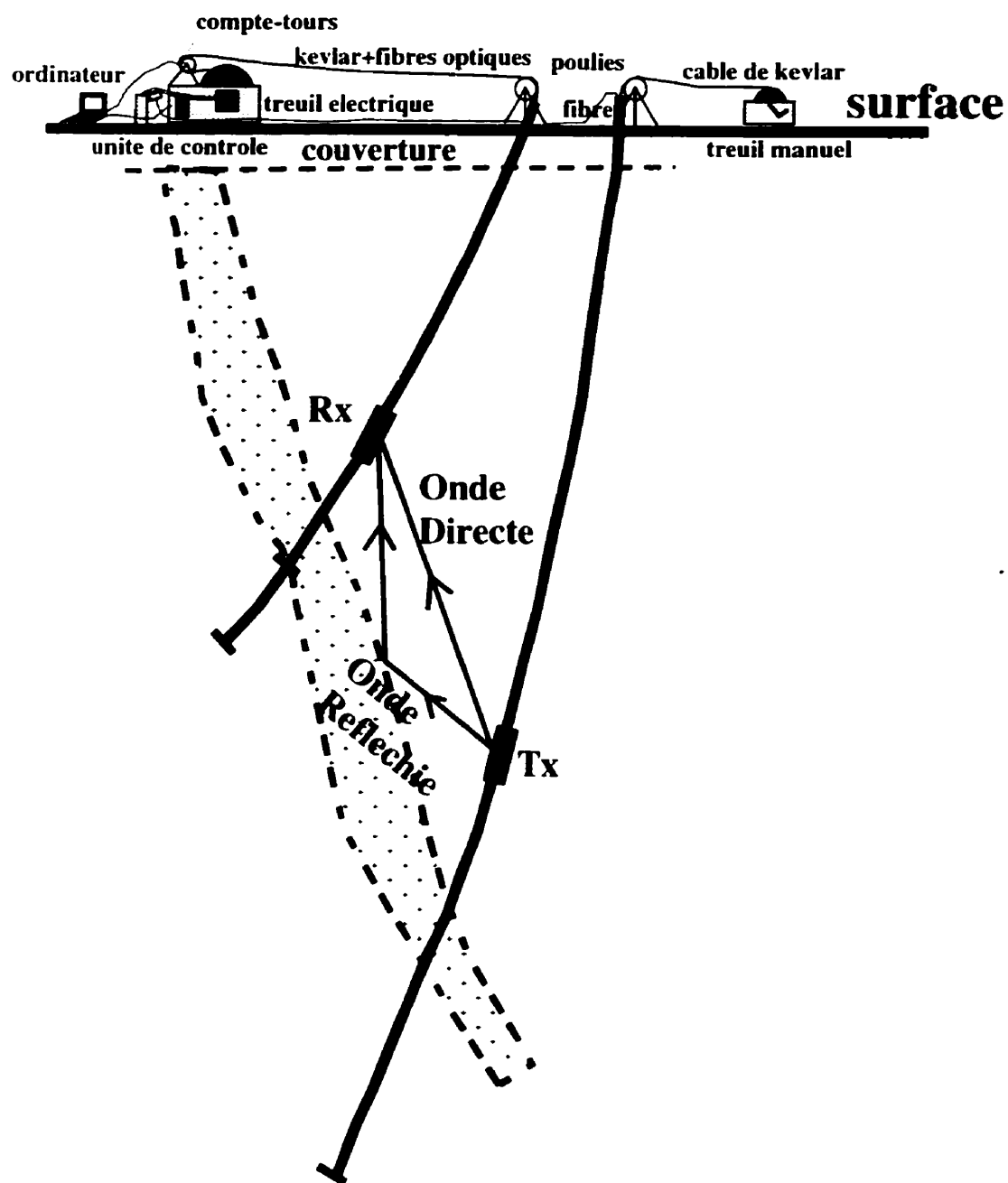


Figure 1.4: Disposition des antennes pour l'acquisition en mode transmission.

## Chapitre 2

# Mesures de radar en forage à Bells Corners

Dans le cadre de la Chaire de Géophysique en forage TVX Gold / Golden Knight, en mars 1996, lors de l'acquisition d'un nouveau système de radar en forage par l'École Polytechnique de Montréal, des tests ont été effectués près d'Ottawa, sur le site de Bells Corners, en Ontario (Figure 2.1). Il s'agit d'un site expérimental de la Commission Géologique du Canada pour des mesures en forage (Figure 2.2) qui est géologiquement assez bien connu (Bernius, 1996) et qui sert de site de calibration pour des différentes méthodes géophysiques.

### 2.1 Objectifs et Logistique

Cette étude a été faite avec les objectifs suivants :

1. - Tester le fonctionnement et les performances du système en terme de sensibilité de l'appareil, afin de déterminer la portée et la résolution de la méthode dans un environnement géologique comme celui du Bouclier Canadien ;

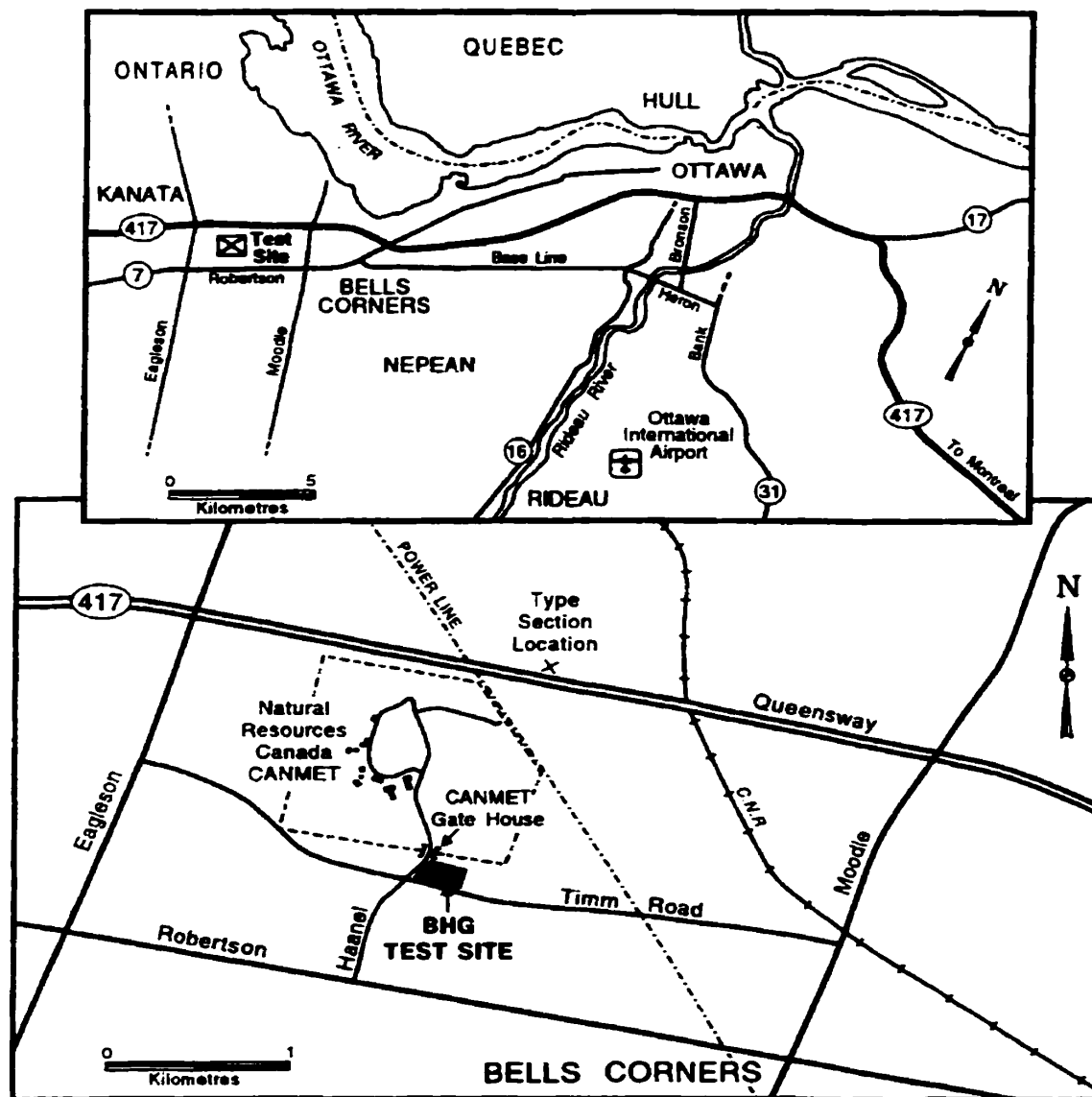


Figure 2.1: Emplacement du site d'essai de la CGC de Bells Corners (à l'ouest d'Ottawa) pour les mesures géophysiques en forage.



**GSC BOREHOLE GEOPHYSICS TEST SITE,  
BELLS CORNERS, NEPEAN, ONTARIO**

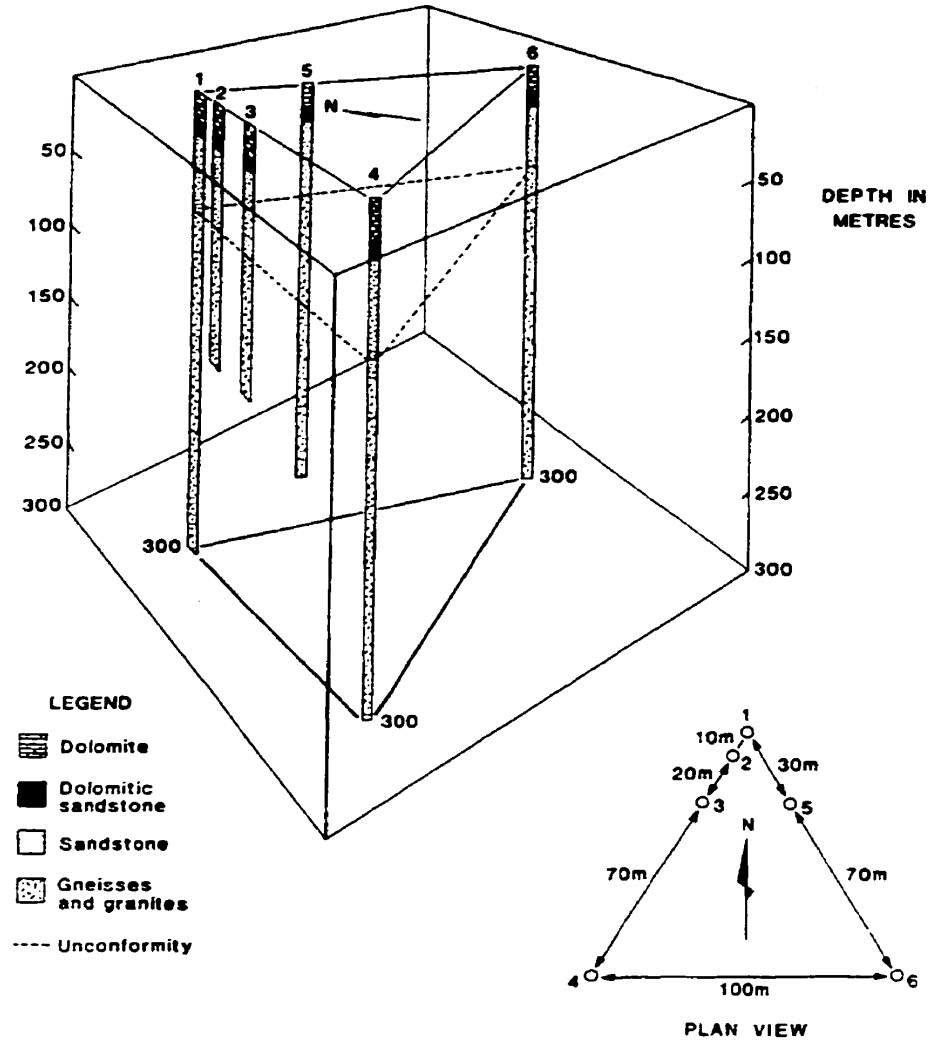


Figure 2.2: (a) Vue des forages existants sur le site de Bells Corners avec les colonnes lithologiques des formations géologiques majeures et (b) Vue en plan des forages existants sur le site de Bells Corners d'après la CGC (Bernius, 1996).

2. - Calibrer les paramètres de la méthode (vitesse et atténuation) dans un milieu dont les autres propriétés pétrophysiques sont généralement assez bien connues (Bernius, 1996) ;
3. - Identifier les réflexions reconnaissables des discontinuités géologiques et détecter éventuellement les directions de fracturation dans le massif rocheux.

TAB. 2.1: Tableau des mesures réalisées à Bells Corners en mars 1996.

Jour	Mode d'acquisition	Forage	traces acquises	intervalle (m)	Profondeurs (m)
26 mars	réflexion - test	BH2	118	0.25	70 - 98.75
27 mars	tomographie	BH1 x BH2	357	2.00	80 - 122
28 mars	réflexion	BH1	401	0.50	80 - 280

Des mesures en mode réflexion ont été effectuées le long des forages BH1 et BH2 et également en mode tomographique entre ces deux mêmes forages (voir le Tableau 2.1). Les opérations de terrain ont été réalisées par un groupe de chercheurs et d'étudiants diplômés de l'École Polytechnique de Montréal conduit par le Dr. Dean Livelybrooks. L'équipement utilisé est le système RAMAC LI avec les antennes de 60 MHz.

Les mesures ont été réalisées en mode statique et, à chaque point de mesure, l'acquisition a été répétée et sommée 256 fois (c.à.d. avec un "stacking" de 256). Chaque enregistrement (trace) contient 512 échantillons. Le temps nécessaire pour déplacer les antennes d'une position à l'autre et effectuer l'acquisition et l'enregistrement d'une trace est d'environ 30 secondes.

## 2.2 Mesures en mode Réflexion

Les mesures de ce type ont été réalisées dans les forages BH2 et BH1 respectivement avec les paramètres d'acquisition présentés dans le Tableau 2.2. L'écartement ('offset') entre les sondes émettrice et réceptrice est maintenu constant et, pour chaque mesure, tout le dispositif est descendu solidairement dans le forage, à chaque fois d'un

TAB. 2.2: Paramètres utilisés pour l'acquisition en mode réflexion.

Forage	intervalle de profondeurs (m)	écartement T-R (m)	espacement entre mesures (m)	nombre d'échantillons par trace	fréquence d'échantillonnage (MHz)	temps d'enregistrement (ns)
BH2	70 - 98.75	4.67	0.25	512	500.78	1041
BH1	80 - 280	4.67	0.50	512	612.05	826

intervalle égal à l'espacement entre les mesures. Par juxtaposition des traces correspondant à chaque point de mesure, on obtient une image des réflexions autour du forage (analogue à celle montrée dans la Figure 1.1) qui porte le nom de radargramme (ou section radar). On observe que les signaux enregistrés ont des arrivées directes très énergétiques et des arrivées tardives fortement atténuées (voir Figure 2.3). On observe aussi la présence d'une impulsion parasite à la fin de chaque trace ( $\sim 825$  ns).

*BH 1 – données brutes en mode réflexion*

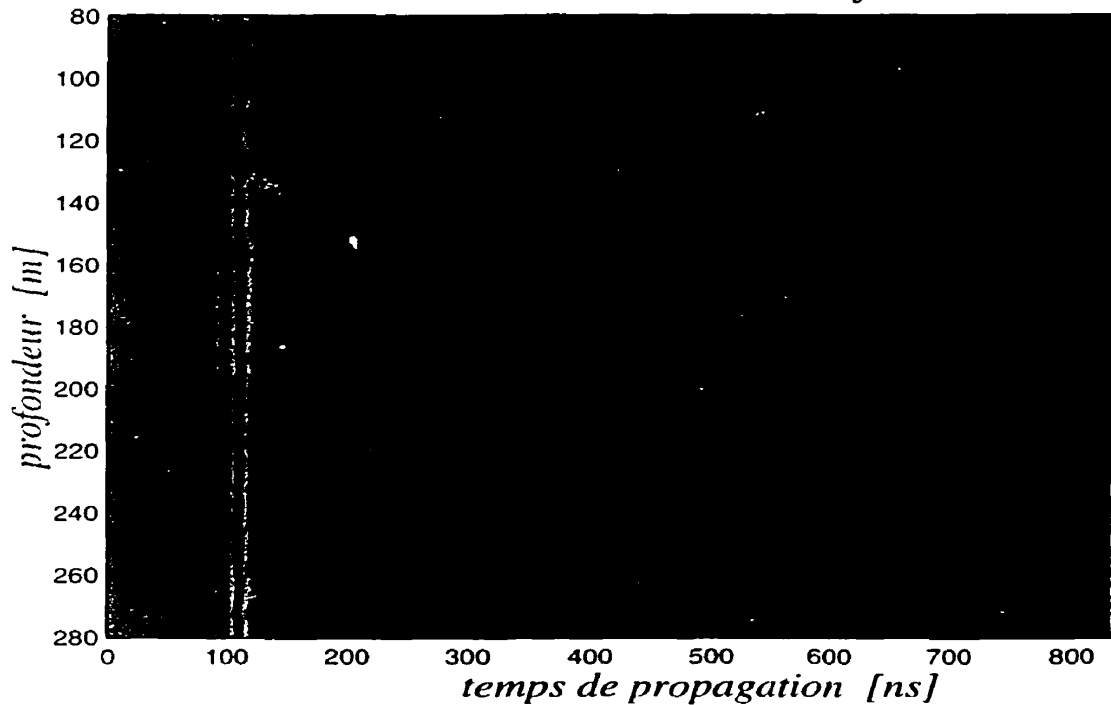


Figure 2.3: Radargramme des données brutes obtenues dans le forage BH1.

On constate également que le maximum du spectre des fréquences contenues dans les données brutes (Figure 2.4) est plus élevé (entre 65 – 90 MHz) que la fréquence

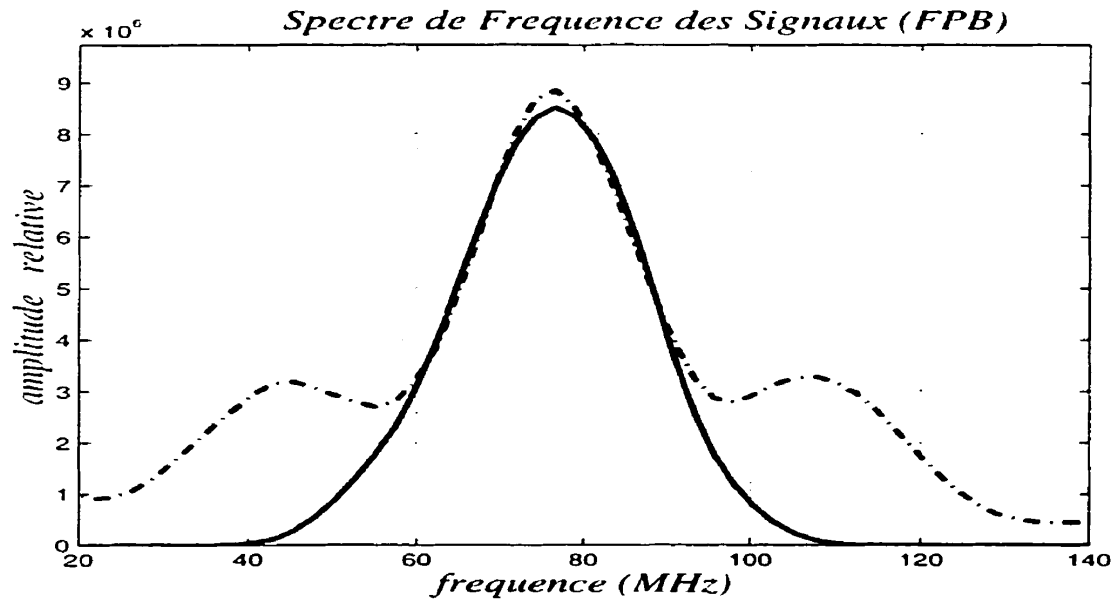


Figure 2.4: Spectre de fréquence des données brutes obtenues dans le forage BH1 (avec trait discontinu) avant et (avec trait plein) après l'application du filtre passe-bande 'FPB'.

centrale des antennes (qui est de  $60 \text{ MHz}$  dans des milieux avec des vitesses aux alentours de  $120 \text{ m}/\mu\text{s}$ ). Pour éliminer les hautes et les basses fréquences, on applique alors un filtre passe-bande ( $60 - 90 \text{ MHz}$  tel qu'indiqué dans la Figure 2.4) qui garde le spectre des fréquences utiles.

Afin d'augmenter les amplitudes des arrivées tardives, le traitement appliqué à ces données comprend les étapes suivantes :

1. - enlèvement de l'impulsion parasite se retrouvant à la fin de chaque trace ;
2. - soustraction du niveau de base (DC-level) ;
3. - compensation de la variation du niveau de base (DC-level decay) par un filtre "moyenne mobile" (moving average) ;
4. - application d'un filtre passe-bande ( $60 - 90 \text{ MHz}$ ) ;
5. - compensation d'atténuation et expansion sphérique (amplification) ;
6. - compensation AGC (Automatic Gain Control).

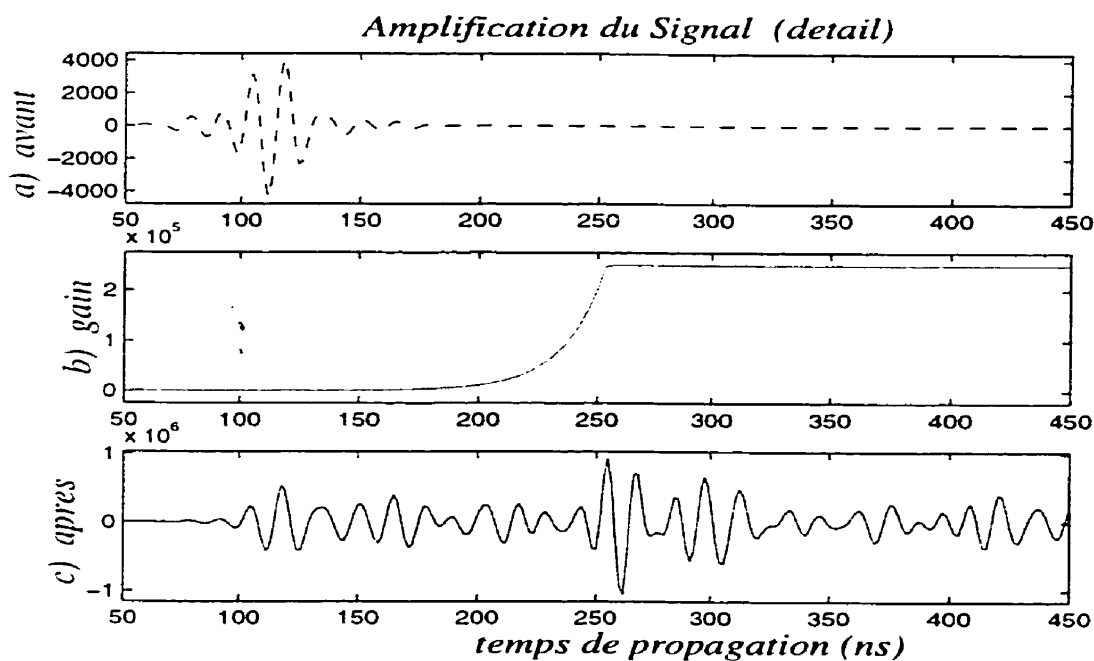


Figure 2.5: Trace (a) filtrée et (c) amplifiée et (b) la fonction de gain appliquée.

À la Figure 2.5. on présente le résultat de l'amplification sur un détail des premières 450 ns (280 échantillons sur le total des 512) d'une trace filtrée, avant la normalisation AGC (Automatic Gain Control). Les coefficients d'amplification linéaire et exponentielle dans le temps sont 350 et 35 respectivement, appliqués après 40 ns du début de chaque trace, avec un facteur d'amplification maximum de 250000. La fenêtre du filtre AGC a une largeur de 20 échantillons.

Le traitement a été exécuté avec des programmes et sous-routines codées en Matlab. Les résultats obtenus sont présentés dans les Figures 2.6, 2.7 et 2.8 pour le forage BH1 et dans les Figures 2.9, 2.10 et 2.11 pour le forage BH2 respectivement.

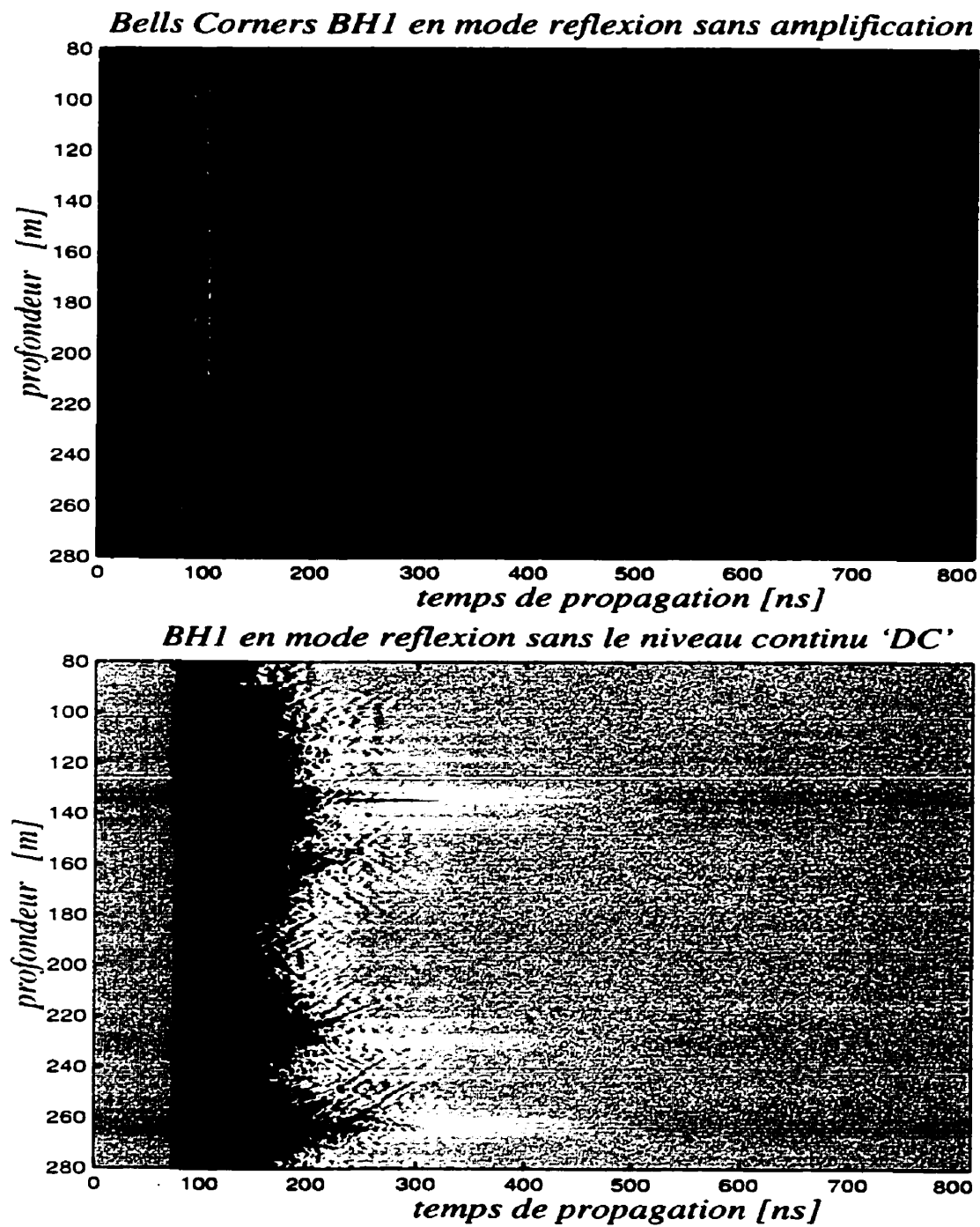


Figure 2.6: Radargrammes des données brutes (haut) sans l'impulsion parasite finale et (bas) sans le niveau continu 'DC', obtenues pour le forage BH1.

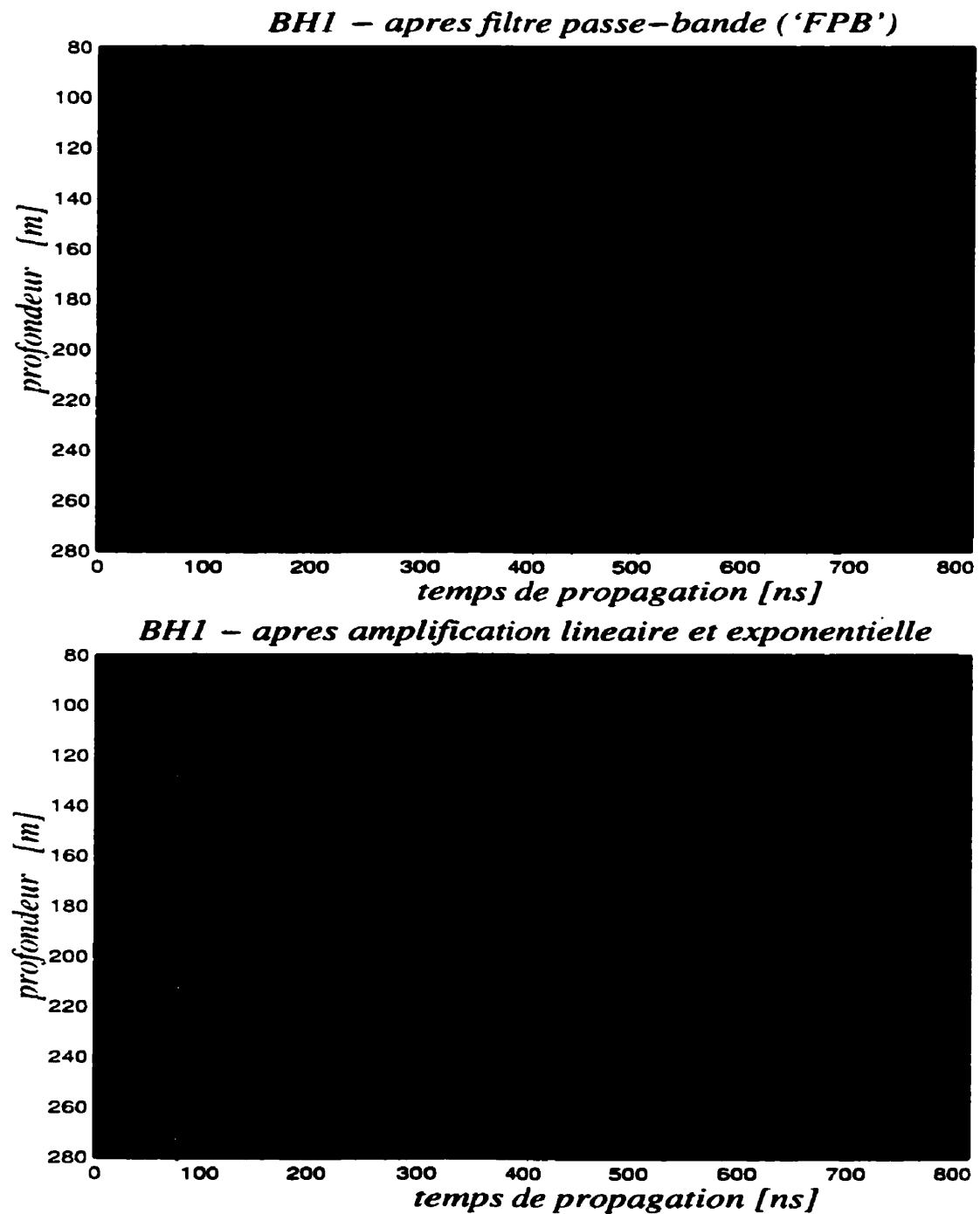


Figure 2.7: Radargrammes des données (haut) filtrées 'FPB' et (bas) amplifiées, obtenues avec les données acquises dans le forage BH1.

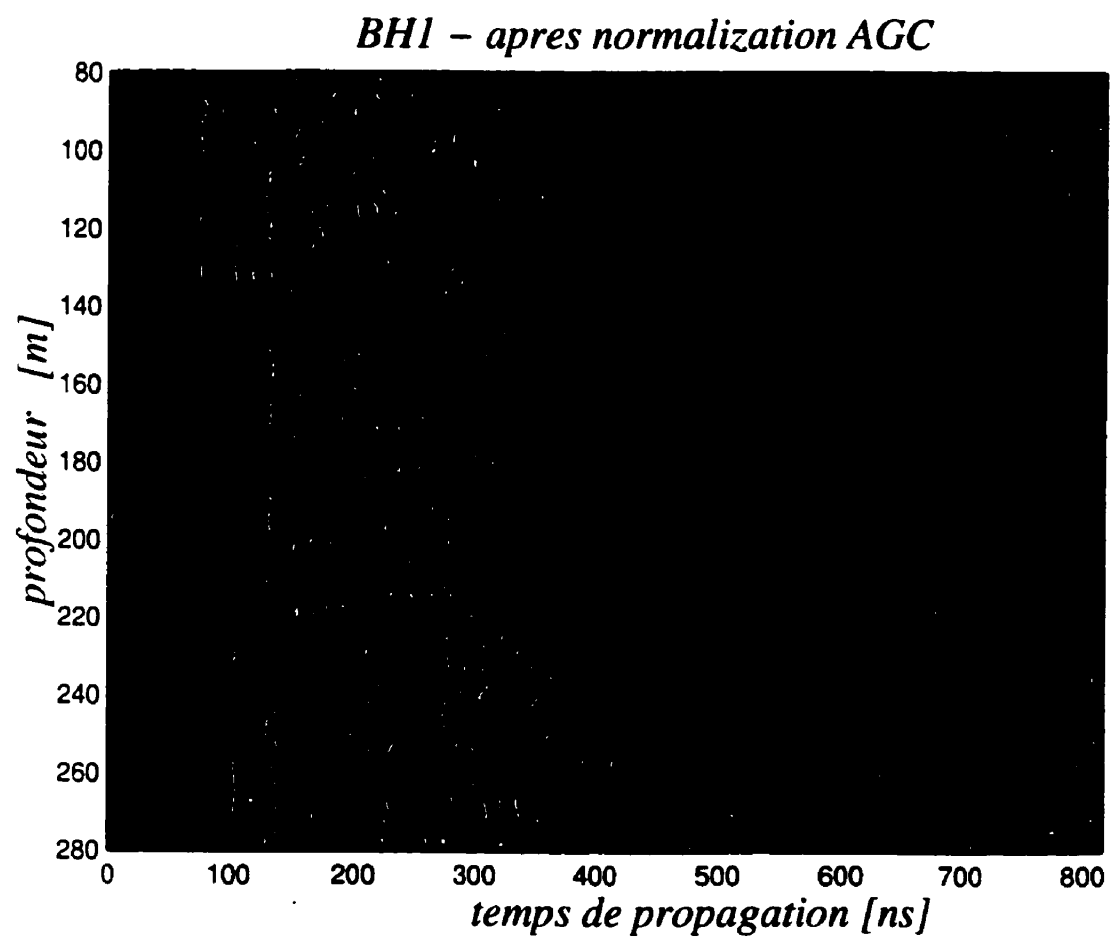


Figure 2.8: Radargramme normalisé par AGC pour les données acquises dans le forage BH1.



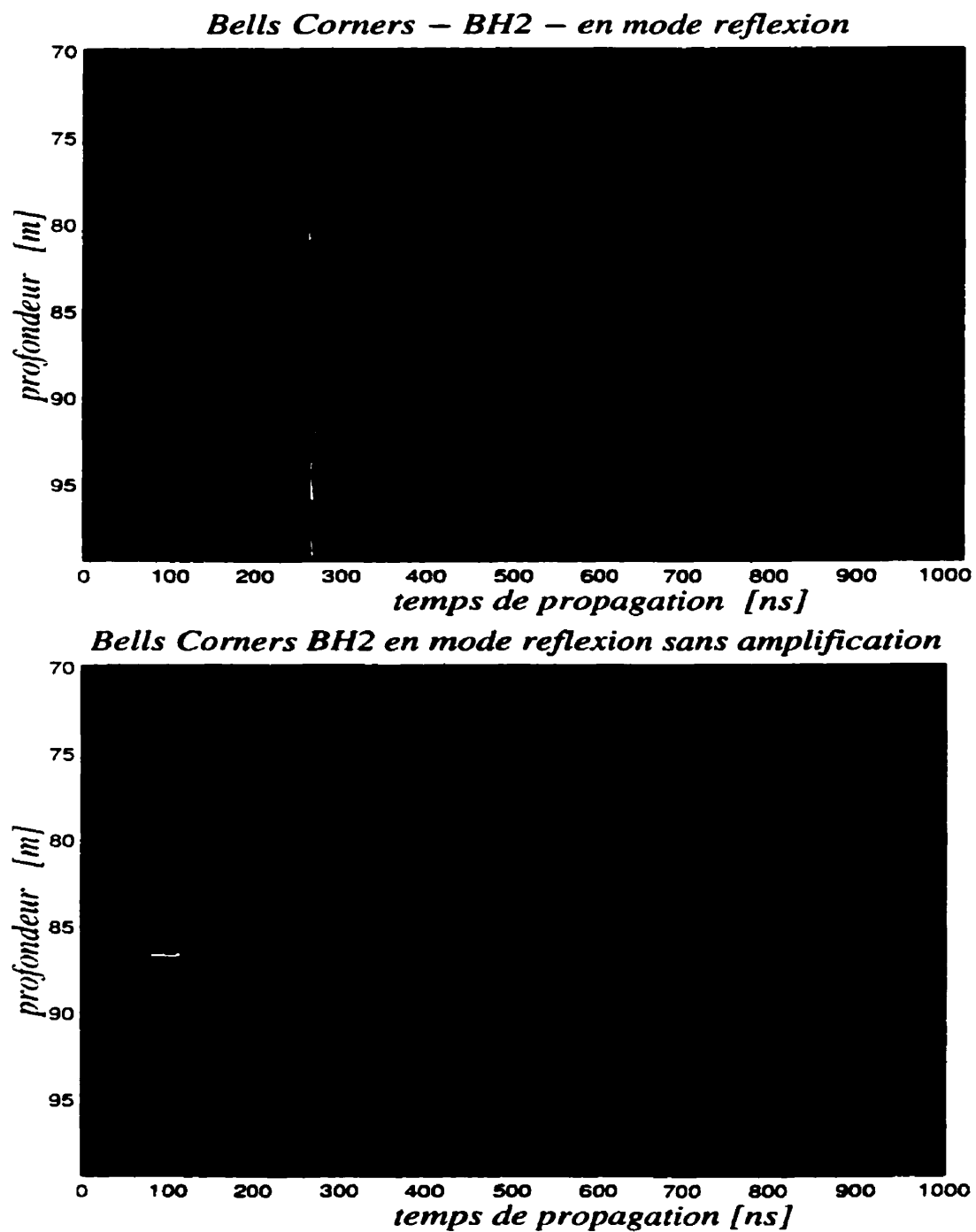


Figure 2.9: Radargrammes des données brutes (haut) avec et (bas) sans l'impulsion parasite finale, obtenues avec les données acquises dans le forage BH2.

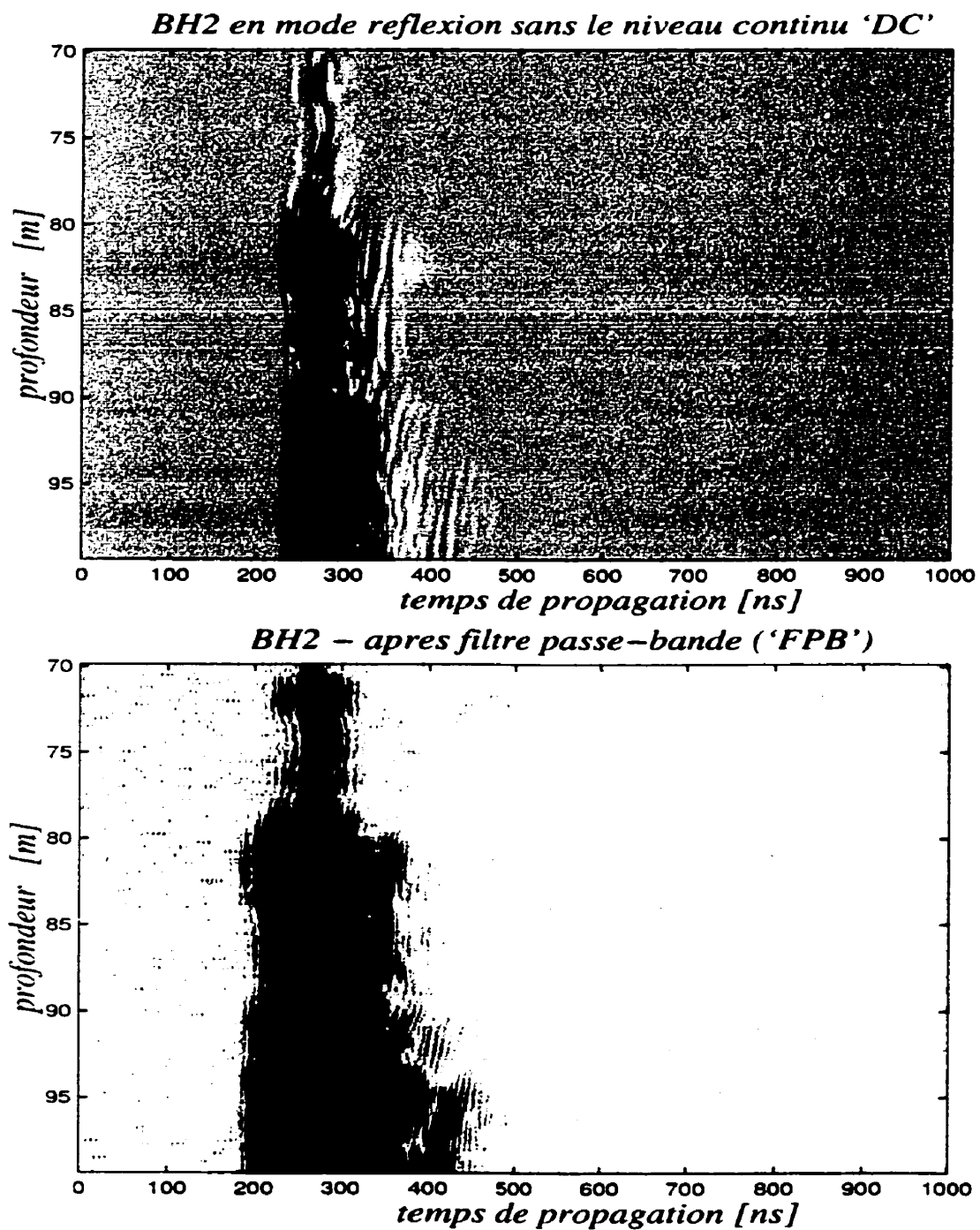


Figure 2.10: Radargrammes des données (haut) sans le niveau continu 'DC' et (bas) filtrées passe-bande (60 – 90 MHz), obtenues avec les données acquises dans le forage BH2.

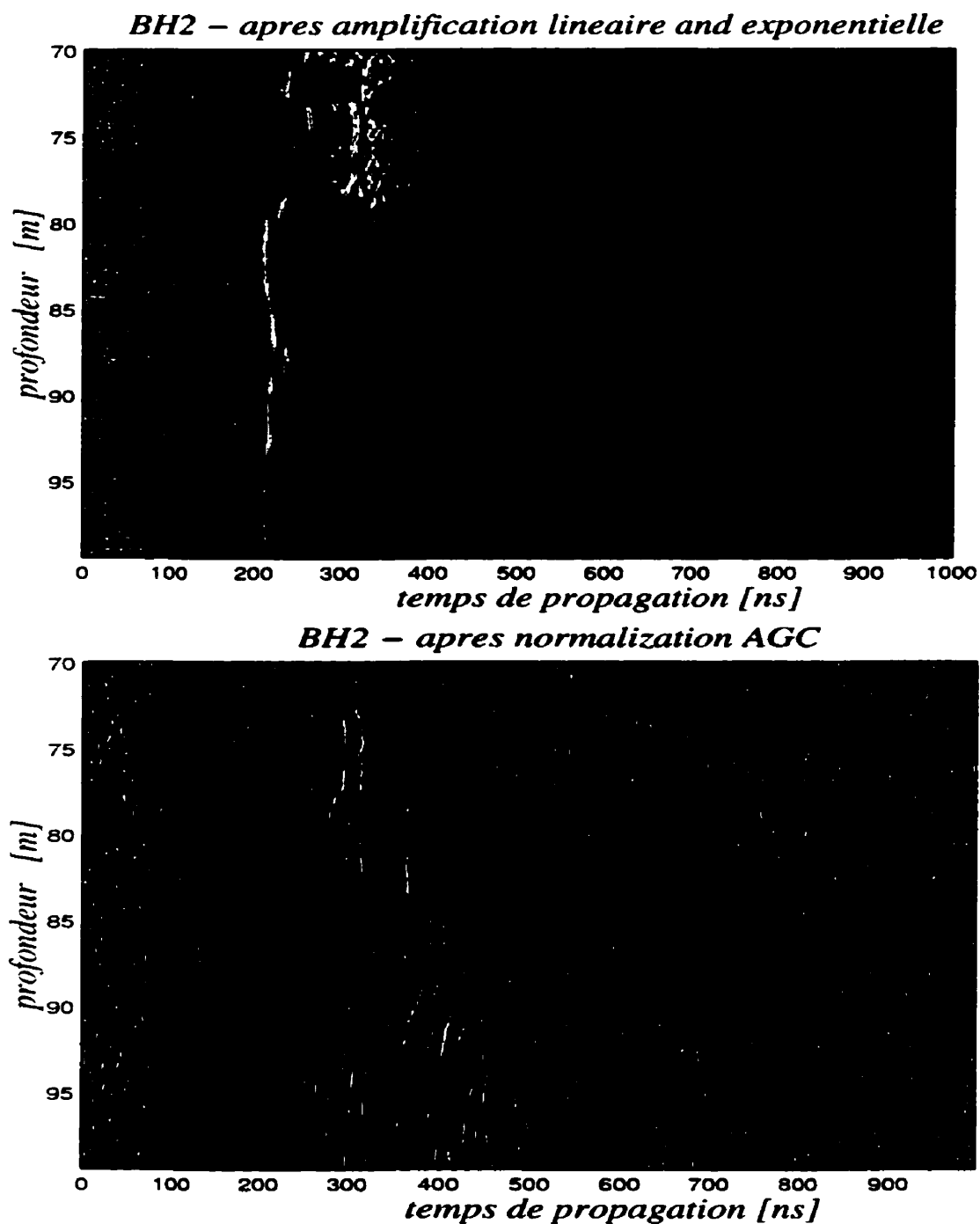


Figure 2.11: Radargrammes des données (haut) amplifiées et (bas) normalisées par AGC, obtenus avec les données acquises dans le forage BH2.

## 2.3 Mesures en mode Tomographie

Les mesures entre les forages BH1 et BH2 ont été effectuées le 27 mars 1996 avec les paramètres de configuration géométrique présentés dans le Tableau 2.3 et dans la

TAB. 2.3: Paramètres utilisés pour l'acquisition en mode tomographie.

Antenne	Forage	espacement entre mesures (m)	intervalle de profondeur (m)
Réceptrice	BH1	2.00	80 - 122
Emettrice	BH2	2.00	80 - 117

Figure 2.12. D'après le plan de localisation (Figure 2.2), l'espacement entre les forages BH1 et BH2 est de 10 m. Toutefois, il convient de noter qu'il n'y a pas eu des mesures pour estimer leur déviation par rapport à la verticale qui confirmeraient ou non le même espacement entre ces forages à une centaine de mètres plus en profondeur.

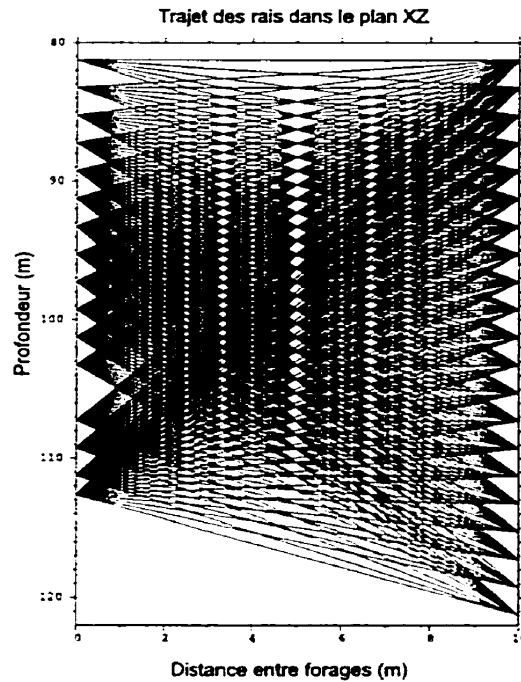


Figure 2.12: Disposition des antennes pour l'acquisition en mode tomographie avec la visualisation des rais droits et un aperçu de la densité des rais.

On a enregistré 357 traces (voir Figure 2.12), chacune avec 512 échantillons et un "stacking" de 256. La fréquence d'échantillonnage est de 417.33 MHz.

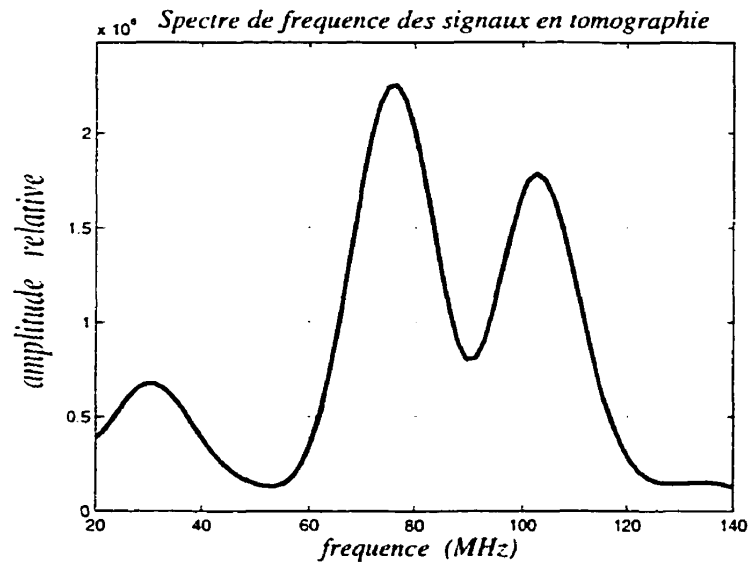


Figure 2.13: Le spectre des fréquences des signaux enregistrés à Bells Corners en mode tomographie avec les antennes de 60  $MHz$ .

On observe (voir Figure 2.13) que les maximums du spectre de fréquence des signaux enregistrés en mode tomographie sont eux aussi plus élevés (le principal vers 75  $MHz$  et un deuxième vers 105  $MHz$ ) que la fréquence centrale des antennes (qui est de 60  $MHz$  dans des milieux avec des vitesses aux alentours de 120  $m/\mu s$ ).

L'inversion tomographique utilisée repose sur l'hypothèse que les trajets de l'impulsion radar entre l'émetteur et le récepteur sont des rais droits. Cette approximation suppose des variations faibles d'une cellule à l'autre et ignore les phénomènes de réflexion et de réfraction du rais le long du trajet entre l'émetteur et le récepteur. La solution du problème est un modèle probable de la distribution respectivement des vitesses et des atténuations radar. À cette fin, le milieu est discrétisé suivant des éléments considérés homogènes (appelés ici aussi "cellules") avec les dimensions présentées dans le Tableau 2.4. L'algorithme utilisé est l'inversion par la méthode du gradient conjugué.

L'inversion tomographique porte sur la minimisation des valeurs résiduelles du

temps de propagation ou de l'atténuation entre les valeurs observées et les réponses calculées pour un modèle choisi. Dans le cas d'un milieu considéré isotrope, les valeurs résiduelles deviennent (MalâGeoScience, 1991)

$$t'_r = t_r - \Delta t_o + r \frac{\delta v}{v_o} \quad (2.1)$$

pour les temps de propagation  $t_r$  pour un modèle de vitesse  $v_o$  et de temps d'émission  $t_o$  et respectivement

$$\tau'_r = \tau_r - 20 \cdot \log_{10}(\Delta A_o) + 20 \cdot \frac{r \delta \alpha_o}{\ln(10)} \quad (2.2)$$

pour les atténuations nettes  $\tau_r$  dans un modèle d'atténuation  $\alpha_o$  et d'amplitude initiale  $A_o$ . L'origine de ces équations est expliquée plus en détail dans le troisième chapitre ; elles sont analogues aux équations (3.9) et (3.21).

Le traitement a été réalisé avec l'ensemble des programmes *RAMAC Software* (MalâGeoScience, 1991) et a suivi les étapes suivantes :

1. - pointage ("picking") des premières arrivées et rejet des traces trop bruitées ;
2. - inversion tomographique par la méthode du gradient conjugué ;
3. - interpolation cubique entre les valeurs numériques des "cellules" résolues afin d'améliorer la présentation des tomogrammes.

TAB. 2.4: Paramètres géométriques utilisés pour l'inversion tomographique

Nr. de traces validées / total	Nr. d'itérations	dimensions des cellules résolues	dimensions des cellules interpolées
307 / 357	10	1.25m x 1.25m	0.17m x 0.17m

Le rejet des traces avec un rapport signal-bruit trop faible se fait manuellement lors de l'étape de contrôle du pointage automatique. Ainsi, seulement 307 traces sur

géométriques des cellules pour la discrétisation du milieu sont présentées dans le Tableau 2.4.

Les valeurs statistiques déterminées à la suite du processus d'inversion montrent que la densité de rais (voir Figure 2.12) qui traversent les "cellules" peut varier entre 3 (dans la partie haute et basse de la tomogramme) et 47 (dans sa partie centrale), avec une moyenne de 21. La procédure d'inversion peut être appliquée de manière itérative jusqu'à ce que les critères de convergence choisis par l'utilisateur soient satisfaits. Ainsi, pour mieux contrôler le processus d'inversion, on peut ajuster des paramètres comme :

- - *Bad Ray Trig Level* - qui permet d'identifier des rais avec des valeurs résiduelles "hors du commun" relativement à la valeur RMS du modèle calculé. Ce paramètre permet de décider si ces rais seront utilisés pour l'inversion ou non, selon l'erreur associée au pointage de la première arrivée dont ils sont susceptibles :
- - *Damping Factor et Damping Distribution* - qui représentent le facteur d'amortissement et l'intervalle de sa variation.

Le modèle de départ pour l'inversion tomographique est un modèle de vitesse uniforme  $v_o$  et d'atténuation uniforme  $\alpha_o$ . Pour choisir ces valeurs on se sert du diagramme des résidus de la lenteur (ou de l'atténuation) du modèle choisi par rapport aux valeurs effectivement mesurées (voir Figures 2.14 et 2.15). Ces valeurs sont corrigées de manière itérative pour chaque "cellule", afin de minimiser l'erreur résiduelle globale du modèle par rapport aux valeurs effectivement mesurées.

En général un maximum de 10 itérations a suffit pour obtenir une solution satisfaisante. Pour minimiser le nombre d'itérations et améliorer la convergence, le choix du modèle initial de vitesse  $v_o$  devrait être le plus proche de la vitesse moyenne et le coefficient d'atténuation  $\alpha_o$  le plus proche de l'atténuation moyenne. Le choix de la

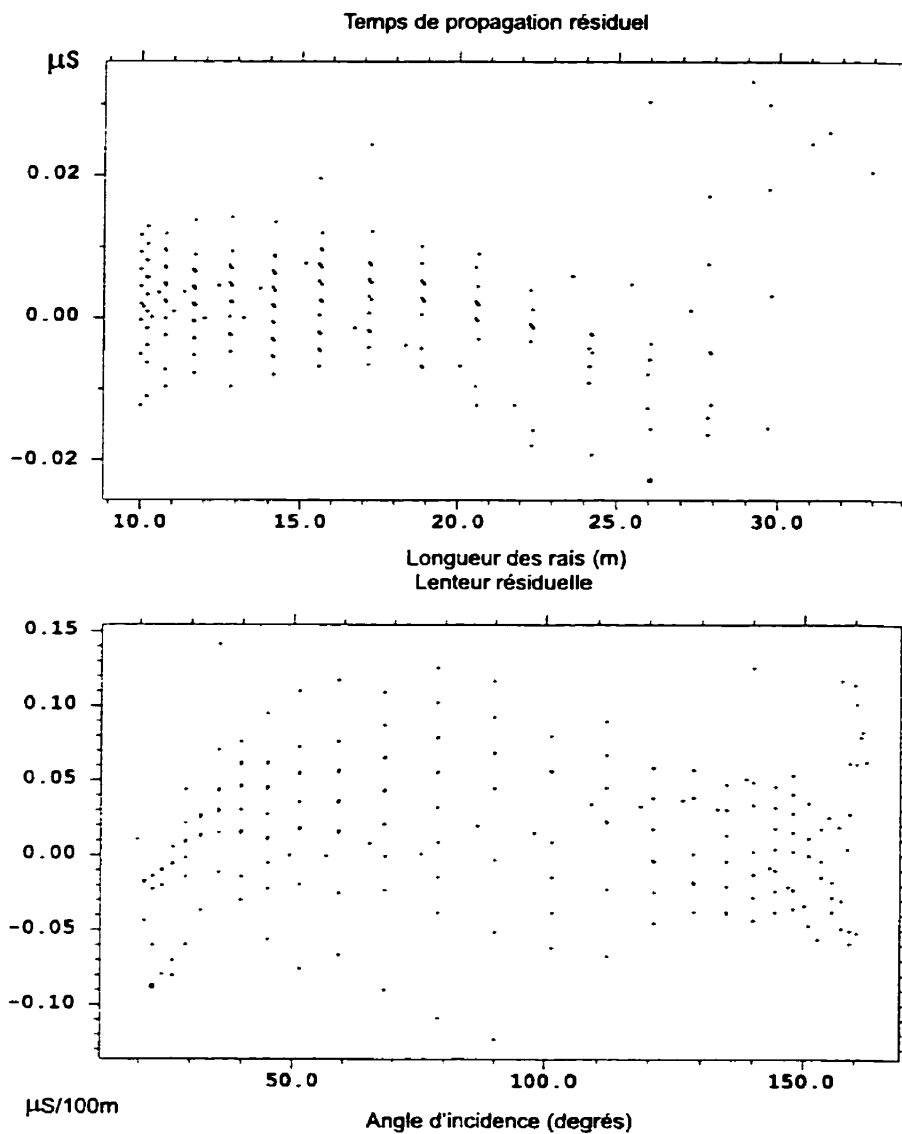


Figure 2.14: Valeurs résiduelles (haut) du temps de propagation en fonction de la distance entre les antennes et (bas) de la lenteur en fonction de l'angle d'incidence des rais par rapport aux antennes calculées pour une vitesse moyenne de  $170 \text{ m}/\mu\text{s}$ .



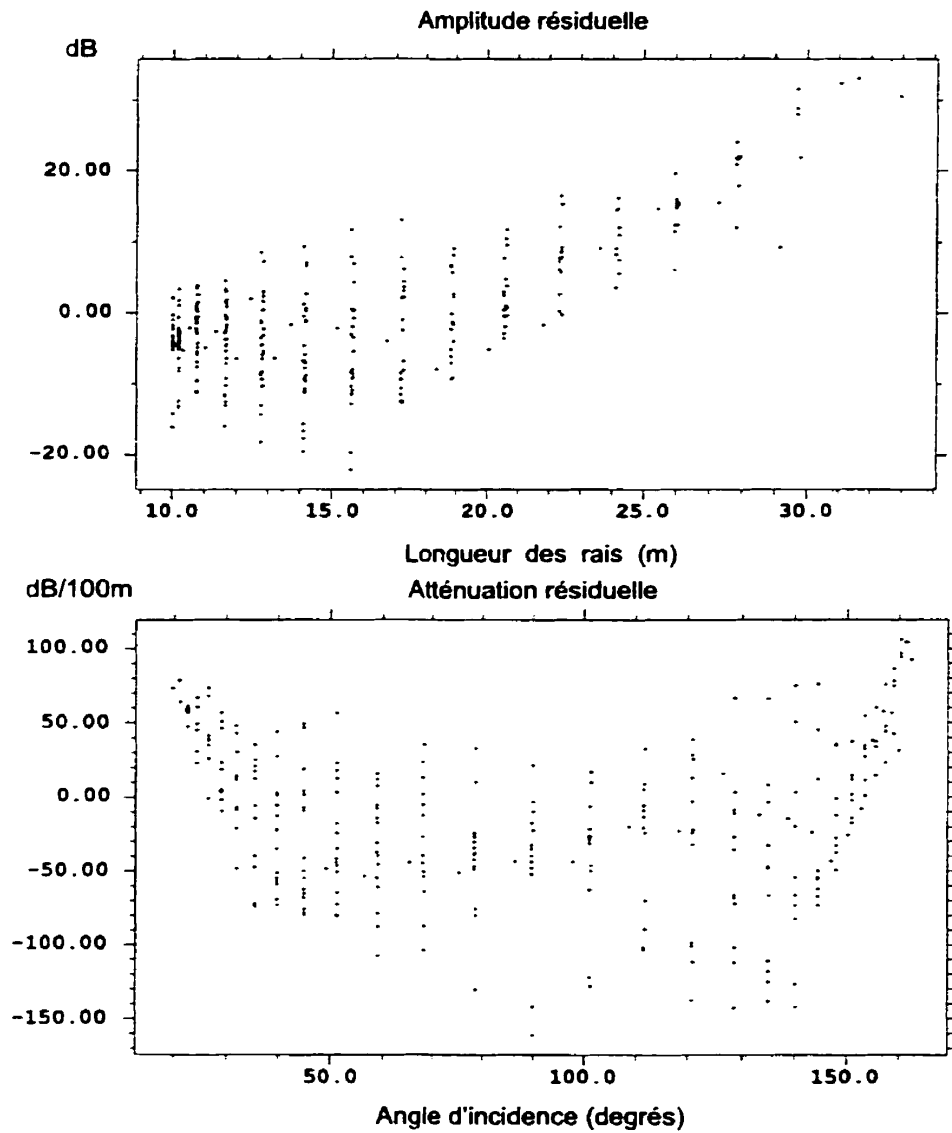


Figure 2.15: Valeurs calculées de (haut) l'amplitude résiduelle en fonction de la distance entre les antennes et (bas) de l'atténuation résiduelle en fonction de l'angle d'incidence des rais par rapport à la direction des dipôles des antennes pour un coefficient d'atténuation moyen de  $0.42 \text{ dB/m}$  et pour une puissance d'émission de l'antenne estimée à  $130 \text{ dB}$  par le constructeur.

valeur du temps  $t_o$  - d'une part - et de l'amplitude initiale  $A_o$  (la puissance de l'antenne à l'émission) - d'autre part - devrait être fait de telle manière que les nuages de points dans les Figures 2.14 (haut) et 2.15 (haut) soient centrés sur la valeur 0. En fait, ces valeurs de  $t_o$  et  $A_o$  représentent chacune le décalage de la moyenne du nuage de points par rapport à la valeur 0 dans leur diagrammes correspondants ; ces valeurs dépendent du modèle de vitesse  $v_o$  ou d'atténuation  $\alpha_o$  respectivement.

Vu que la puissance de l'antenne à l'émission (l'amplitude initiale  $A_o$ ) peut dépendre significativement des conditions locales de couplage entre l'émetteur et le milieu, cette valeur a été laissée telle que définie par le constructeur (valeur par défaut dans le programme de tomographie). Il convient de mentionner que les résultats ultérieurs en dépendent fortement.

De la même manière, la "bonne" vitesse moyenne  $v_o$  (respectivement le "bon" coefficient d'atténuation moyenne  $\alpha_o$ ) ramène le nuage de points à une distribution normale (c.à.d. avec une pente nulle), centrée juste en face du point 0. Ces "bonnes" valeurs de  $v_o$  et  $\alpha_o$  peuvent être obtenues par plusieurs manoeuvres de type "essai-erreur". Dans le cas de l'atténuation moyenne  $\alpha_o$ , cela était plus difficile, car la distribution était plus "étalée" avec des écarts qui changeaient significativement en fonction du choix initial pour la puissance du transmetteur.

Sur les Figures 2.14 (bas) et 2.15 (bas) on observe que les valeurs résiduelles de la lenteur et de l'atténuation sont relativement uniformément distribuées pour des angles d'incidence près de la normale (entre  $30^\circ$  et  $150^\circ$ ) et légèrement plus grandes pour des angles d'incidence extrêmes (entre  $0^\circ - 30^\circ$  et  $150^\circ - 180^\circ$ ). Cela est peut-être dû au patron de radiation des antennes et au couplage plus faible entre les antennes dans une telle disposition, car le front d'onde se propage avec une amplitude plus faible, voire théoriquement nulle, dans la direction de l'axe de l'antenne. Dans ce cas, au lieu des premières arrivées réelles, on aurait pointé des phases plus énergétiques, mais

aussi plus tardives du train d'onde des premières arrivées. Cela entraînerait comme conséquence inhérente des vitesses plus faibles et des atténuations plus fortes qu'en réalité dans les coins diamétralement opposés du tomogramme, puisque c'est là que ces rayons sont relativement plus concentrés. C'est ce qu'on appelle généralement, dans les tomogrammes, des "effets de coin".

Les résultats obtenus à la suite de l'inversion tomographique des premières arrivées sont présentés sous forme de section de vitesse et d'atténuation radar entre les forages BH1 et BH2 (Figures 2.16 et 2.17). Les valeurs de vitesse sont exprimées en  $m/\mu s$  et celles d'atténuation en  $dB/m$ .

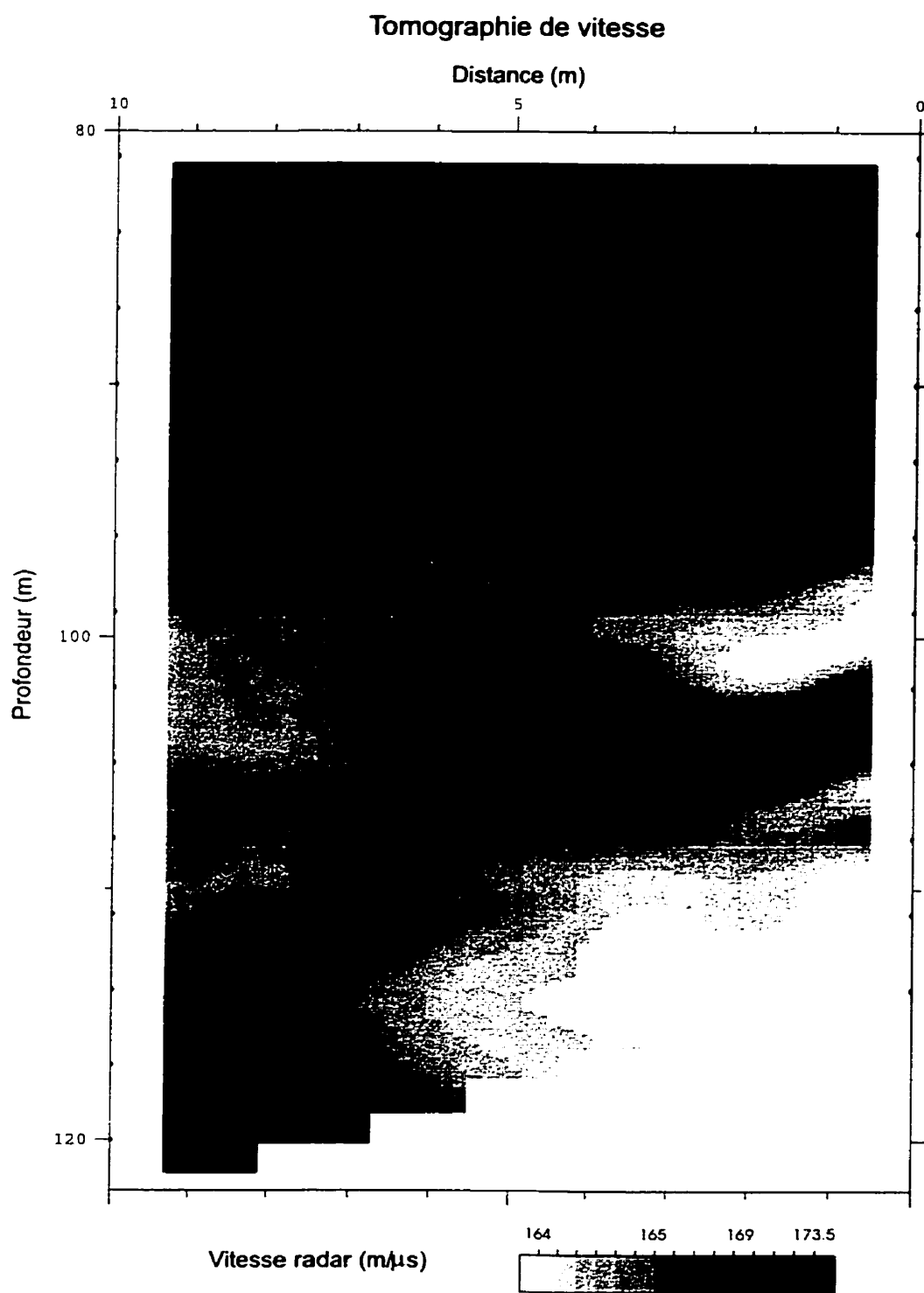


Figure 2.16: Tomogramme des vitesses de propagation radar entre les forages BH1 et BH2 (note : l'échelle des valeurs choisie pour la présentation n'est pas linéaire).

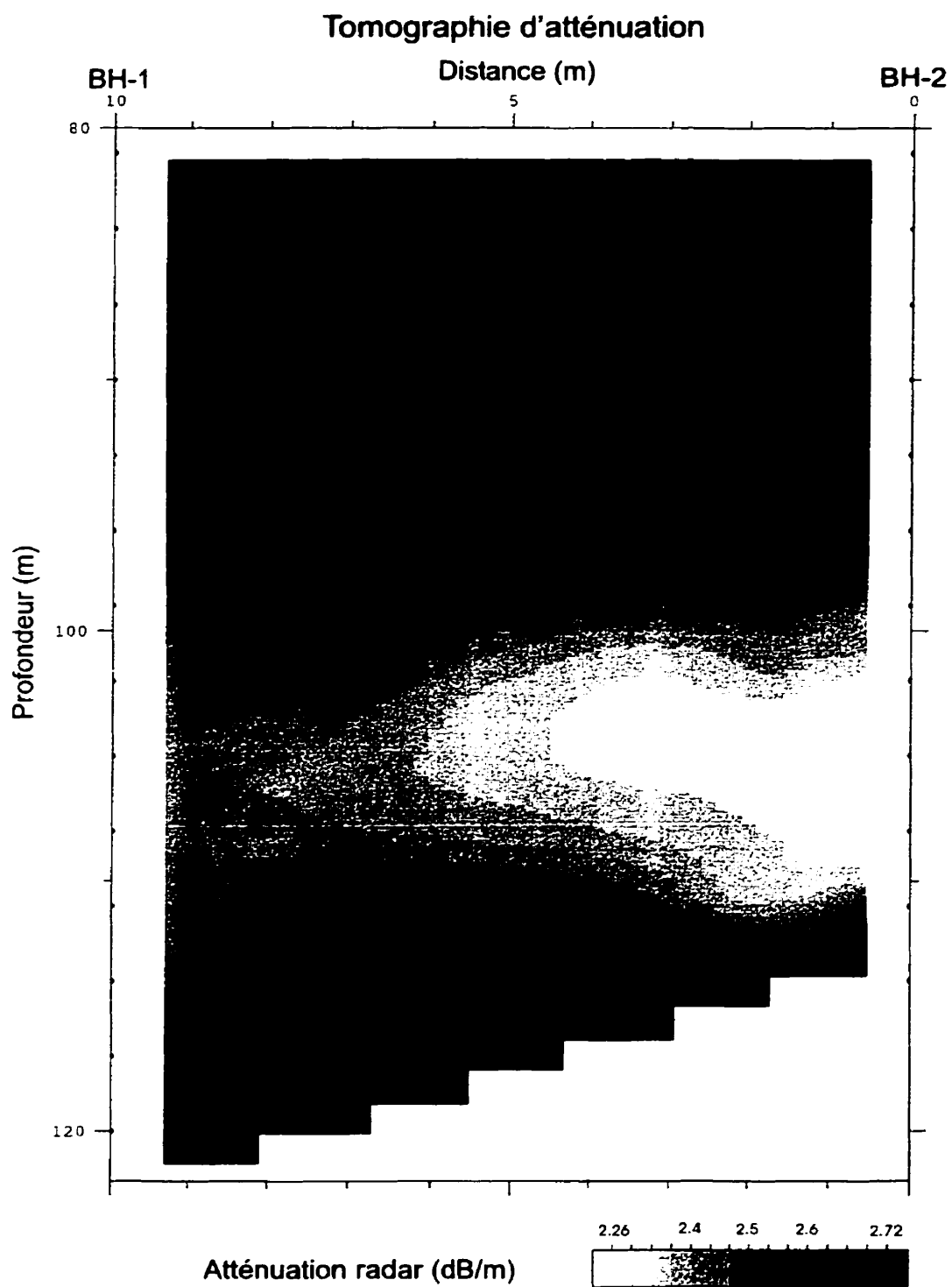


Figure 2.17: Tomogramme des coefficients d'atténuation radar entre les forages BH1 et BH2.

## 2.4 Interprétation des résultats obtenus

### 2.4.1 Considération à propos du spectre des fréquences

Les spectres de fréquence des signaux enregistrés (voir les Figures 2.4 et 2.13) montrent un maximum situé autour de la valeur de  $75 \text{ MHz}$ , tandis que la fréquence centrale théorique des antennes serait de  $60 \text{ MHz}$ .

TAB. 2.5: Fréquence centrale émise en fonction de la vitesse radar  $v$  du milieu et de la longueur  $l_o$  de l'antenne.

le cas nr °	fréquence centrale [MHz]	vitesse $v$ du milieu [ $m/\mu s$ ]	demi-longueur d'onde $\lambda/2$ [m]	longueur de l'antenne $l_o$ [m]	rapport $\lambda/2l_o$
1	60	120	1.00	1.32	0.76
2	60	170	1.42	1.32	1.07
3	60	170	1.42	1.87	0.76
4	85	170	1.00	1.32	0.76
5	75	170	1.13	1.32	0.86

L'explication pourrait-être dans la construction des antennes qui se comporteraient selon les cas suivants (voir le Tableau 2.5) :

- - le cas n° 1 : Les antennes sont conçues pour une fréquence centrale de  $60 \text{ MHz}$  dans un milieu de vitesse radar aux alentours de  $120 \text{ m}/\mu s$ , donc d'une grandeur ( $1.32 \text{ m}$ ) proportionnelle (*rapport*  $\lambda/2l_o = 0.76$ ) à la demi-longueur d'onde ( $\lambda/2 = 1 \text{ m}$ ) dans un tel milieu ;
- - le cas n° 2 : Mais ces conditions de référence ne sont plus vérifiées dans un milieu avec une vitesse radar d'environ  $170 \text{ m}/\mu s$ , où la demi-longueur d'onde deviendrait  $\lambda/2 = 1.42 \text{ m}$  et par conséquent dans un autre rapport de proportionnalité (*rapport*  $= 1.07$ ) avec la grandeur fixe de l'antenne ;
- - le cas n° 3 : Pour que l'antenne émette toujours avec une fréquence centrale de  $60 \text{ MHz}$  dans un milieu de vitesse radar autour de  $170 \text{ m}/\mu s$ , il lui faudrait

une longueur  $l_o = 1.87 \text{ m}$  pour garder le rapport de proportionnalité de 0.76 avec la demi-longueur d'onde dans ce milieu ( $\lambda/2 = 1.42 \text{ m}$ );

- - le cas n° 4 : Si on prend la démarche inverse et on “force” le rapport de proportionnalité de 0.76 entre la demi-longueur d'onde dans ce milieu de vitesse radar d'environ  $170 \text{ m}/\mu\text{s}$  et la grandeur fixe des antennes ( $l_o = 1.32 \text{ m}$ ), la fréquence centrale émise par l'antenne devrait être de  $85 \text{ MHz}$  :
- - le cas n° 5 : Il semble toutefois que le fonctionnement de l'électronique jumelé à un dipôle de longueur fixe ( $l_o = 1.32 \text{ m}$ ) dans un milieu de vitesse radar d'environ  $170 \text{ m}/\mu\text{s}$  produit une fréquence centrale effectivement émise de  $75 \text{ MHz}$ .

## 2.4.2 Considération à propos des résultats obtenus en réflexion

L'échelle de temps des radargrammes ne commence pas au moment de l'émission de l'impulsion électromagnétique, mais au début de l'enregistrement des mesures. C'est donc une échelle relative à ce moment arbitrairement choisi. Même les valeurs du temps de référence  $t_o$  et de l'amplitude initiale  $A_o$  obtenues en tomographie ne seraient pas les mêmes que celles recherchées en réflexion, car elles dépendent de la fréquence d'échantillonnage utilisée dans chacune des situations.

Les premières arrivées en mode réflexion sont les ondes directes dans le milieu investigué (qui est beaucoup plus rapide que l'eau du forage par exemple) et représentent un “log” de forage avec l'information électromagnétique dans l'immédiate proximité du forage.

Mais les premières arrivées sur une échelle de temps relatif ne permettent pas de déterminer la vitesse ou l'atténuation radar dans le milieu sans connaître le temps et l'amplitude initiale au moment de l'émission. Mais elles permettent d'estimer les valeurs relatives de vitesse et d'atténuation le long du forage.

Pour le forage BH1, par exemple, elles arrivent généralement entre 85 et 110 *ns* après le début de l'enregistrement, sauf vers les profondeurs de 85 – 90 *m*, où elles sont plus tardives et moins fortes, indiquant la présence d'un milieu plus lent et plus atténuant que dans le reste du forage. Pour le forage BH2, on observe une variation encore plus significative des premières arrivées qui sont très faciles à observer sur la Figure 2.10.

Pour estimer une vitesse radar à partir des mesures exécutées en mode réflexion, il faut calculer la pente des réflexions de forme hyperbolique ou de celles qui sont générées par des réflecteurs plans perpendiculaires à la direction du forage. Les valeurs ainsi obtenues (pour des plans considérés perpendiculaires à la direction du forage) montre que la vitesse radar dans ce type de milieu est d'environ 160 – 170 *m/μs*. Dans le cas des enregistrements obtenus dans le forage BH2, il est très difficile (voire même impossible) d'estimer une vitesse radar dans ce milieu, car les réflexions relevées n'ont pas un prolongement suffisant pour calculer une pente réaliste de ces réflexions.

Si on considère la vitesse moyenne obtenue par inversion tomographique, de 170 *m/μs*, l'échelle de temps peut être convertie en échelle de "distance latérale" (approximative) autour du forage. Ainsi, à un temps de propagation de 100 *ns* correspond une distance 8.5 *m*, car il s'agit d'un trajet aller-retour.

Sur les radargrammes obtenus pour le forage BH1, vers 130 – 135 *m* de profondeur (voir Figures 2.3 et 2.6), on observe que juste après les premières arrivées, à 10 – 15 *ns*, il y a des réflexions plus puissantes et doublées, en forme caractéristique d'hyperbole, qui indiquent la présence à cette profondeur d'un réflecteur ponctuel assez bien défini, à une distance latérale de 1.5 – 2.5 *m* du trou de forage. Ce réflecteur est caractérisé d'un assez grand contraste de propriétés électriques par rapport au milieu environnant, et peut représenter un "bloc" de composition différente dans le massif rocheux ou une fracture ou fissure assez significative à cet endroit.



Pour le forage BH1 (voir les Figures 2.6, 2.7 et 2.8) des réflexions (echos) tardives arrivent encore après 200 – 300 *ns* des premières arrivées, ce qui correspond à une distance de pénétration de l'ordre de 17 – 26 *m* autour du forage. Par contre, sur les radargrammes obtenus pour le forage BH2 (voir les Figures 2.9, 2.10 et 2.11), malgré le traitement et l'amplification appliquée pour la récupération des réflexions les plus tardives, il est difficile de distinguer les réflexions cohérentes au-delà d'un temps de propagation effectif de 150 *ns* dans la partie supérieure des radargrammes et de 250 *ns* dans leur partie inférieure. Dans ce cas, la portée de la méthode s'accroît progressivement de 12.5 *m* (aux profondeurs comprises entre 70 et 78 *m*) jusqu'à 21 *m* (au-delà de la profondeur de 93 *m*), indiquant une augmentation de la résistivité effective du milieu en profondeur.

Théoriquement la résolution obtenue en mode réflexion est de l'ordre de la demi-longueur d'onde ( $\lambda/2 = 1.13 \text{ m}$ ) dans le milieu investigué, pouvant-être améliorée par traitement (déconvolution) jusqu'à  $\lambda/4$ . Pour arriver à une l'interprétation géométrique des radargrammes, il faudrait continuer le traitement des données acquises en mode réflexion avec une opération de migration. Ainsi, l'image apparente de ces réflexions (la section de temps) devient une section géométrique des réflecteurs correctement positionnés autour du forage. Pour cela, une bonne connaissance de la distribution des vitesses de propagation dans le milieu autour des forages est absolument nécessaire.

En tout cas, les radargrammes obtenus après traitement ont amélioré la lisibilité des données brutes et ont permis de distinguer la vraie portée de la méthode à chaque endroit. L'estimation de cette portée est une mesure qualitative de la résistivité électrique effective du milieu sur une grande distance latérale autour du forage.

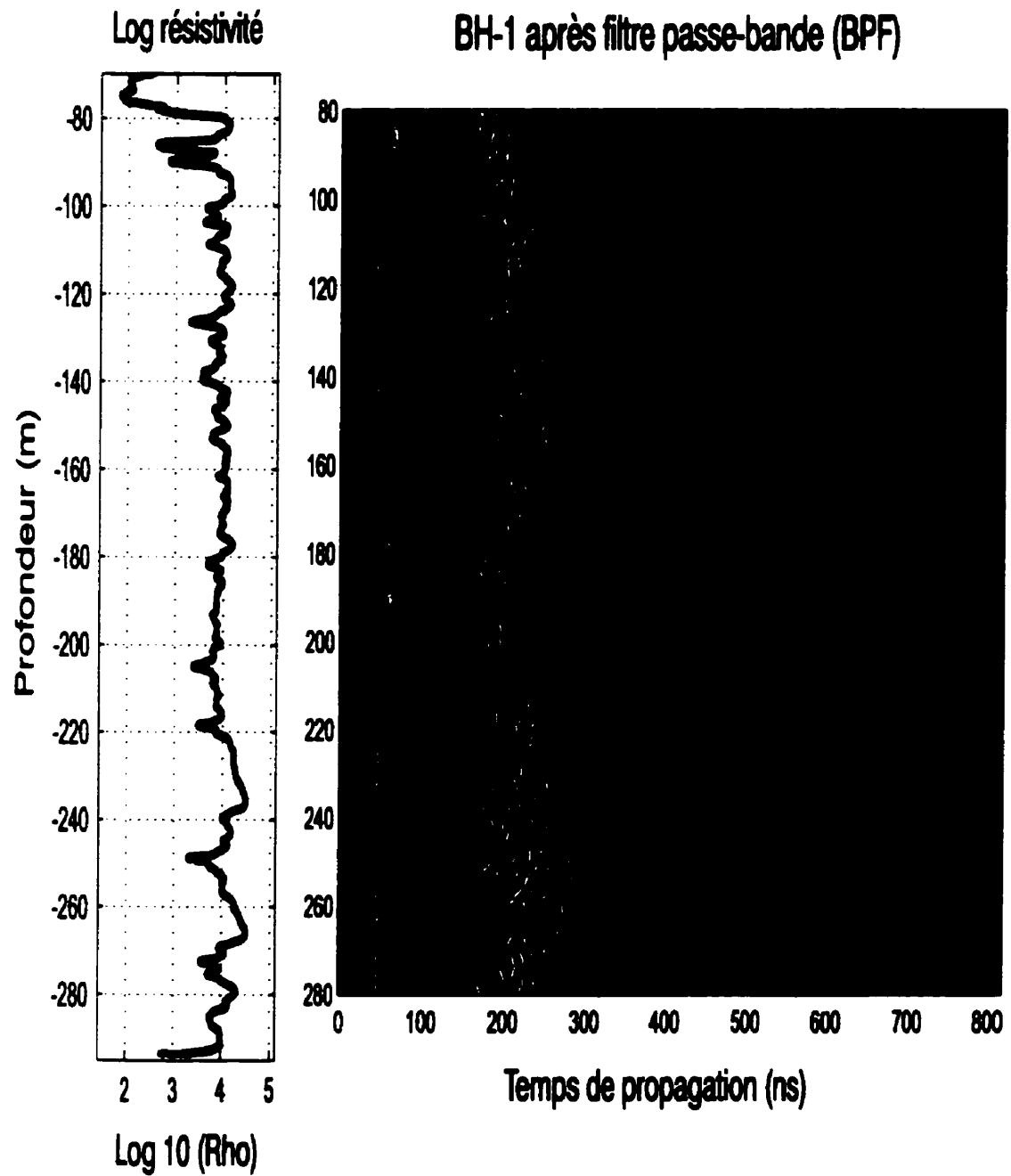


Figure 2.18: Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données filtrées obtenues en mode réflexion pour le forage BH1.

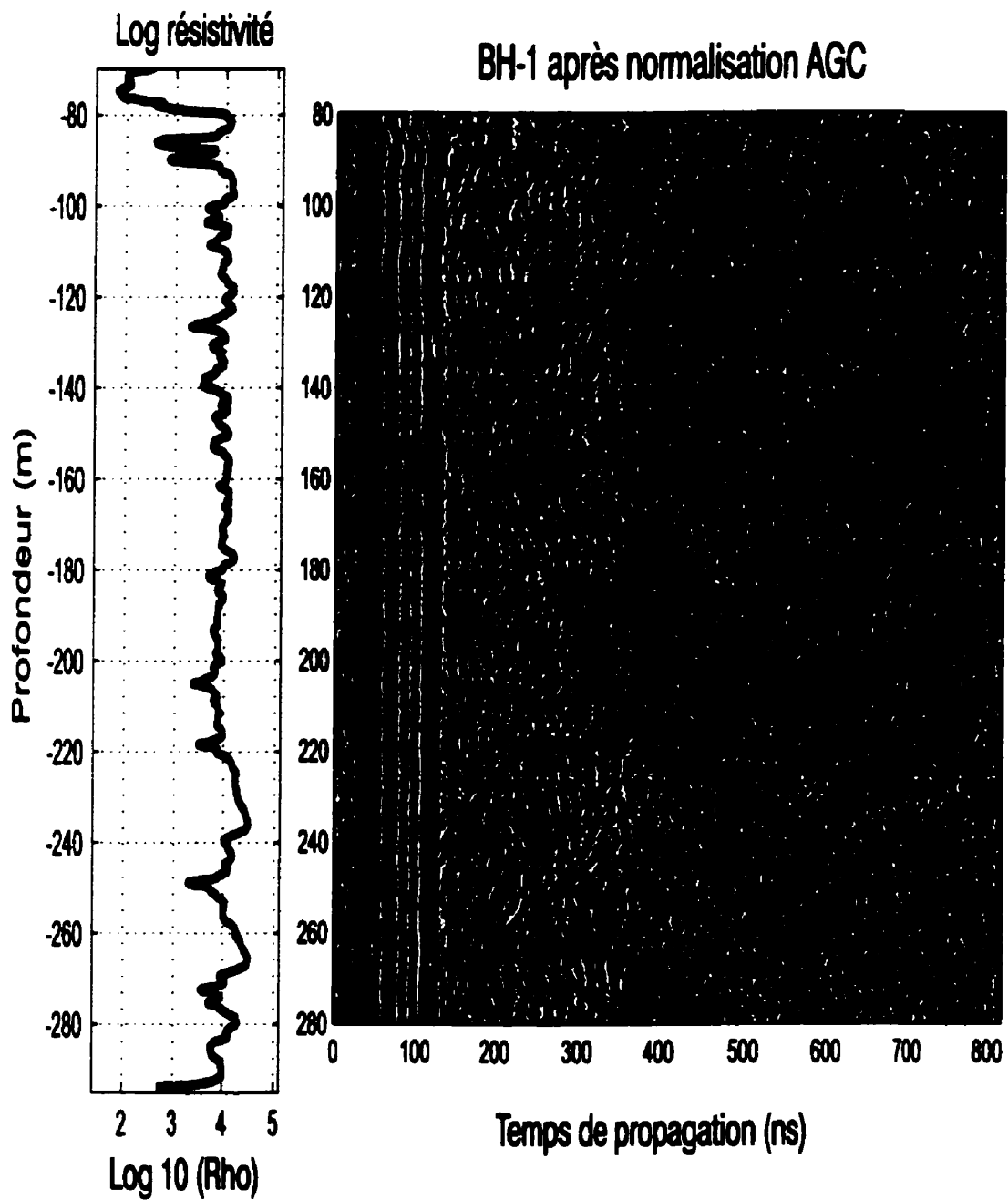


Figure 2.19: Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données acquises en mode réflexion pour le forage BH1 après la normalisation AGC.

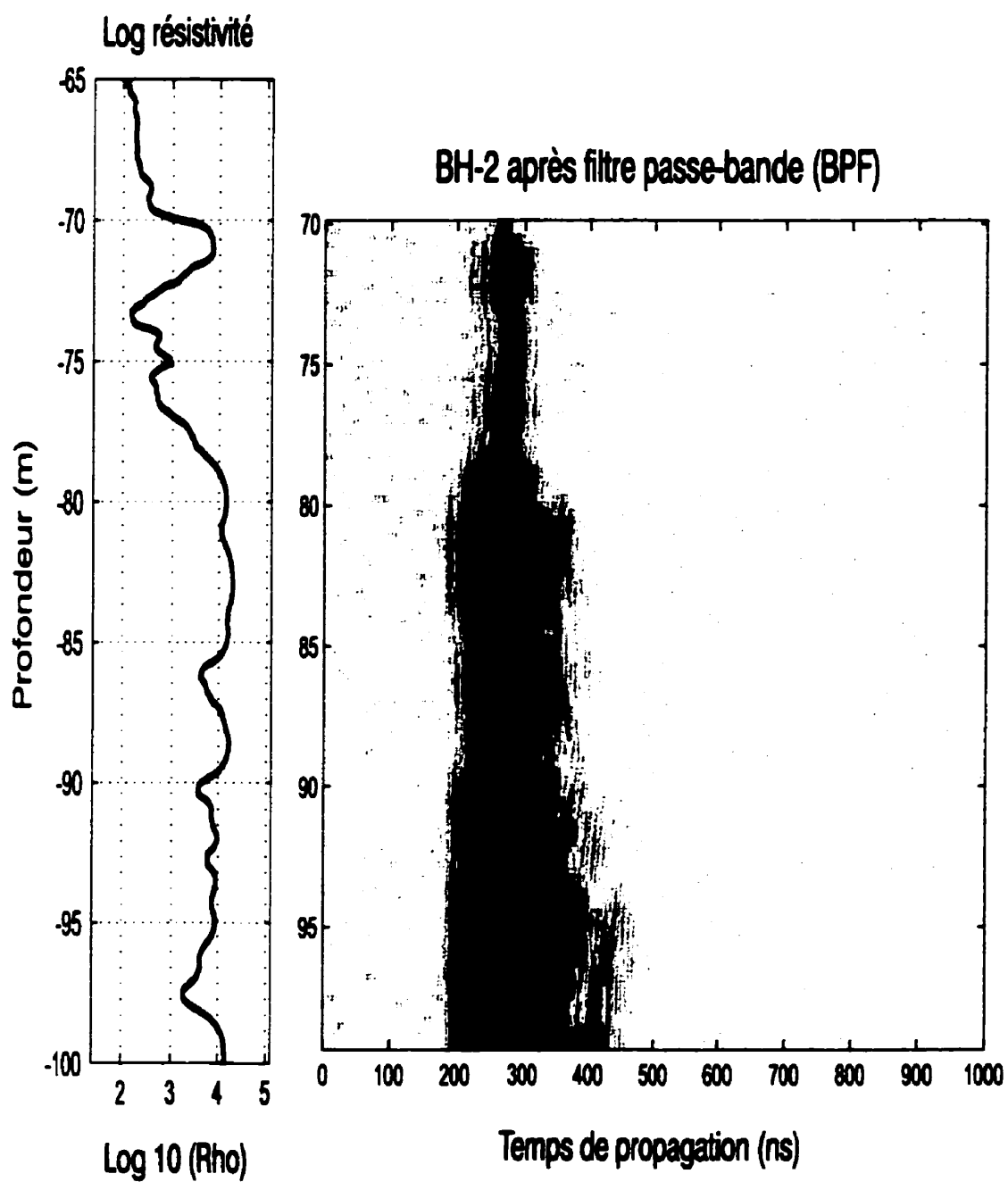


Figure 2.20: Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données filtrées obtenues en mode réflexion pour le forage BH2.

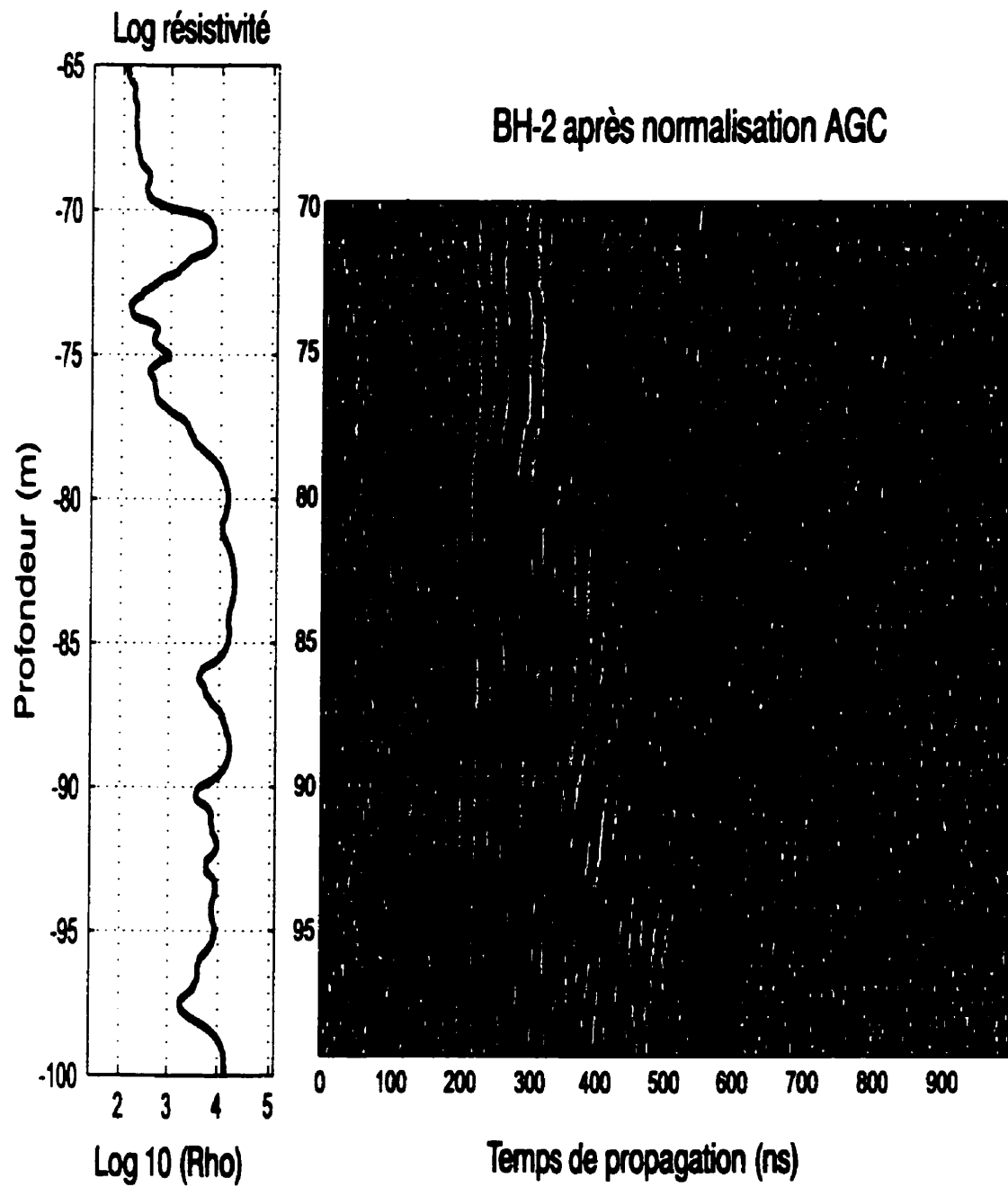


Figure 2.21: Corrélation entre le log électrique et le radargramme des données acquises en mode réflexion pour le forage BH2 après la normalisation AGC.

### 2.4.3 Considération à propos des valeurs obtenues en tomographie

Les résultats numériques obtenus par inversion tomographique dépendent fortement de la précision du positionnement à chaque point de mesure, tant pour l'émetteur, que pour le récepteur. D'ailleurs les mesures tomographiques entre forages sont souvent accompagnées par des mesures de déviation des forages par rapport à la verticale, justement pour mieux connaître les positions réelles de l'émetteur et du récepteur aux points de mesure. Mais ce type d'information n'était pas disponible pour le site de Bells Corners auprès de la CGC.

En ce qui concerne les profondeurs, leurs valeurs sont connues avec une précision de quelques centimètres, tandis que la distance horizontale entre les forages a été estimée d'après les plans de présentation du site et considérée constante (la même que celle mesurée en surface, c.à.d. de 10 m entre les forages BH1 et BH2). Mais il se peut que cette distance ne soit plus exactement 10 m à une profondeur de 80 – 120 m, mais légèrement différente. Dans le cas de forages verticaux, des déviations de 1 – 2% sont assez communes et considérées généralement acceptables. Dans notre cas, à une profondeur de 80 – 120 m, cela amènerait une erreur de 1 – 2 m pour la distance horizontale entre les deux forages considérée théoriquement de 10 m. Cela aurait comme conséquence une sous-estimation ou sur-estimation des valeurs numériques des vitesses et des atténuations radar obtenues par inversion tomographique, selon que la distance horizontale réelle est plus grande ou respectivement plus petite que celle considérée.

Après s'être assuré que les conditions du mode de propagation non-dispersif sont satisfaites (la fréquence de transition est d'environ 600 kHz), on peut admettre les approximations pour la vitesse de propagation et le coefficient d'atténuation du milieu présentées dans l'équation 1.8 (Ulriksen, 1982). Pour des vitesses radar comprises

entre 164 et 174  $m/\mu s$ , il résulte que la permittivité électrique relative du milieu  $\epsilon_r$  est comprise entre 2.97 et 3.35. De manière analogue, pour les valeurs d'atténuation comprises entre 2.2 et 2.7  $dB/m$ , il résulte que la conductivité électrique devrait être entre 2.3 et 3  $mS/m$  (c.à.d. résistivité effective comprise entre 330 et 430  $\Omega \cdot m$ ).

Il convient de rappeler que les valeurs numériques des vitesses et d'atténuation radar obtenues dépendent fortement des valeurs de référence de temps  $t_o$  et d'amplitude initiale  $A_o$  (correspondant à la puissance de l'antenne à l'émission). Par exemple, si au lieu de 130  $dB$  - la valeur par défaut du constructeur - on choisit une valeur de 100  $dB$  pour la puissance de l'antenne à l'émission et une valeur de 0.55 au lieu de 0.42  $dB/m$  pour le coefficient d'atténuation moyen, la distribution des valeurs résiduelles calculées (comme dans la Figure 2.15) semble être aussi "bonne" statistiquement. Les coefficients d'atténuation résultant de l'inversion se situent cependant dans l'intervalle 0.54-0.75  $dB/m$  avec une distribution légèrement différente, même si relativement semblable à celle de la Figure 2.17. La conductivité électrique du milieu serait alors comprise entre 0.55 et 0.82  $mS/m$  (c.à.d. une résistivité effective comprise entre 1200 et 1800  $\Omega \cdot m$ ). Ces valeurs de résistivité sont elles aussi beaucoup plus petites que celles mesurées en courant continu qui sont de l'ordre de plusieurs milliers de  $\Omega \cdot m$  (voir Figures 2.24-2.27). Même si le comportement du milieu à haute fréquence faisait qu'elles soient plus petites dû aux courants de déplacement dans les matériaux, on ne s'attendrait pas que la différence soit aussi grande.

Cette anomalie nous confirme que la valeur "arbitraire" de la puissance de l'antenne à l'émission devrait être choisie plus judicieusement. Une technique pratique qui permettrait de déterminer une valeur plus probable et réaliste serait utile. Son approximation dans le logiciel 'Ramac' comme valeur d'offset de la droite de régression qui passe parmi les valeurs résiduelles d'atténuation ne permet pas de dire si les corrections pour le patron de radiation des antennes sont prises en compte ou non.

Cette approximation reste alors trop incertaine. Il faudrait considérer les amplitudes des données brutes observées et faire ces corrections indépendamment du programme 'Ramac' pour en déduire le patron de radiation effectif dans le milieu donné. Des considérations générales sur le patron de radiation des antennes dipolaires selon leur dimension  $l_o$  par rapport à la longueur d'onde  $\lambda$  de l'impulsion dans le milieu sont mentionnées dans un rapport de fonctionnement de l'instrument (Olsson *et al.*, 1990). Cependant, on ne présente pas les caractéristiques de ce patron pour le milieu effectivement investigué.

Par conséquent, il se peut que les valeurs absolues obtenues en tomographie ne soient pas très représentatives du milieu, surtout pour l'atténuation, car l'estimation de la puissance de l'antenne à l'émission était plus difficile et la valeur assumée par défaut ne correspondrait pas à la réalité. Pour la valeur de temps  $t_o$ , l'estimation par régression linéaire serait suffisante.

Il faut également être conscient qu'une éventuelle sur-estimation des valeurs des vitesses radar entraîne indirectement une sous-estimation des valeurs de conductivité électrique, car son approximation d'après les équations (1.8) devient

$$\sigma = \frac{\alpha}{1.69} \cdot \sqrt{\epsilon_r} = \frac{\alpha}{1.69} \cdot \frac{c}{v} \quad (mS/m). \quad (2.3)$$

Indépendamment des aspects présentés ici plus haut, il faut mentionner que les valeurs de vitesse relativement plus petites peuvent être encore plus petites. C'est une conséquence inhérente aux phénomènes de réfraction et réflexion qui font que les premières arrivées ont possiblement suivies des trajectoires courbes plutôt que des rais droits. Des phénomènes similaires peuvent aussi affecter les valeurs d'atténuation.



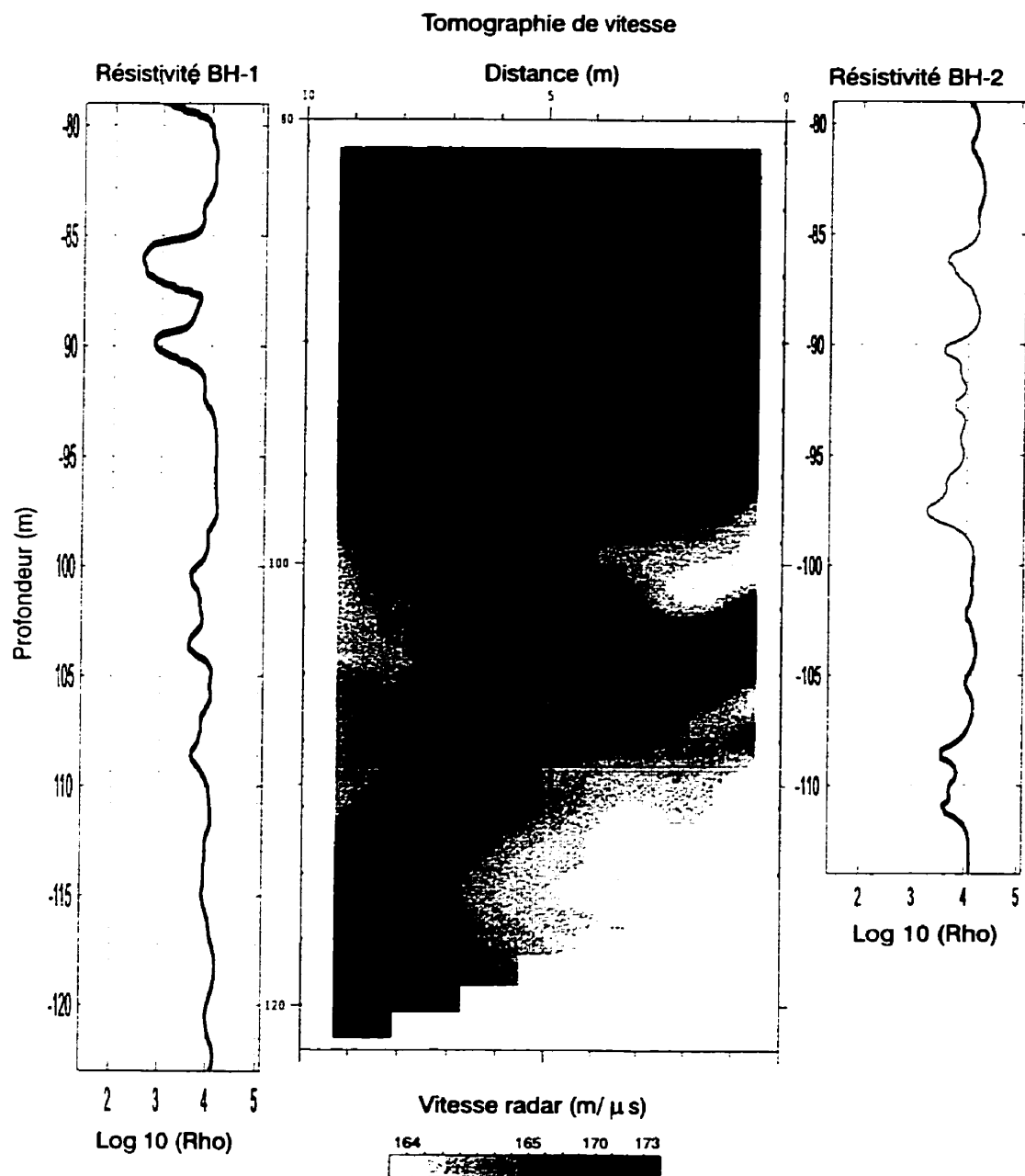


Figure 2.22: Corrélation entre la tomographie de vitesses et les 'logs' de résistivité électrique ( $\rho$  en  $\Omega \cdot m$ ) des forages BH1 et BH2.

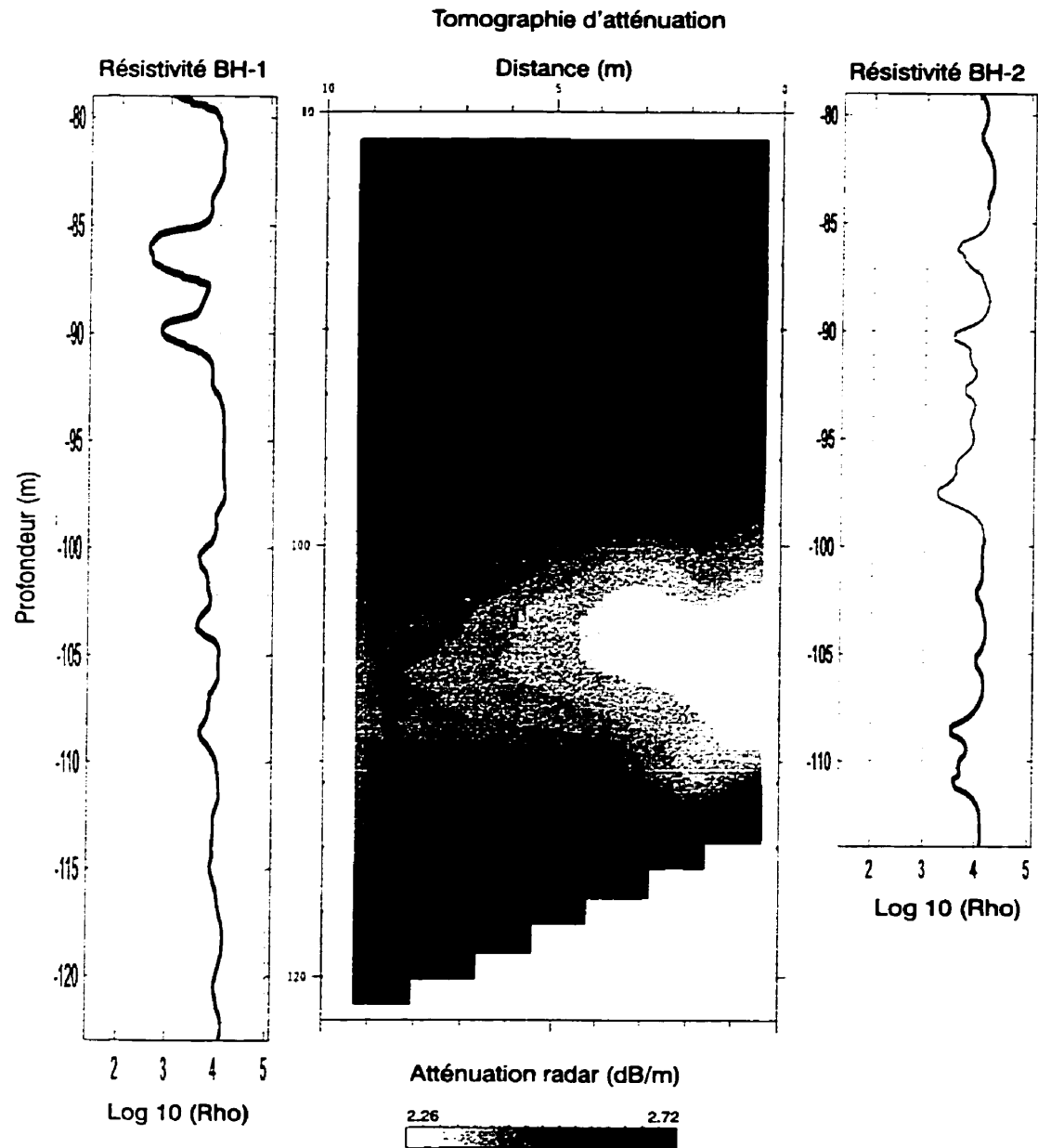


Figure 2.23: Corrélation entre la tomographie d'atténuation et les 'logs' de résistivité électrique ( $\rho$  en  $\Omega \cdot m$ ) des forages BH1 et BH2.

#### 2.4.4 Corrélation des résultats obtenus avec l'information lithologique

On a déjà mentionné que l'amplitude des premières arrivées en mode réflexion et leur temps relatif d'arrivée sont des mesures indirectes pour l'estimation qualitative de l'atténuation et de la vitesse radar dans le milieu investigué le long du forage. Elles représentent ainsi un 'log' relatif des propriétés électriques dans le voisinage du forage. Pour un milieu ayant une permittivité diélectrique constante, le rayon de pénétration des ondes radar serait alors une mesure de résistivité électrique autour du forage.

Ainsi, pour le forage BH1, par exemple (on voit mieux sur les radargrammes présentés dans les Figures 2.3 et 2.6, elles arrivent généralement entre 85 et 110 ns après le début de l'enregistrement, sauf vers la profondeur de 84 – 86 m, où elles sont plus tardives et moins fortes. Ces arrivées moins énergétiques indiquent la présence d'un milieu à la fois plus lent et plus atténuant que dans le reste du forage. Cela correspond aussi avec une diminution de la résistivité électrique mesurée en forage dans la partie supérieure d'un groupe de gneiss (possibles altérations ??). Cette diminution peut aussi être identifiée sur le tomogramme des atténuations (voir Figure 2.23 vers la même profondeur, le coin en haut à gauche), quoiqu'un peu moins bien marqué en raison d'une moindre résolution (car l'espacement entre les mesures tomographiques était de 2 m).

Pour le forage BH1, on observe clairement des réflexions obliques plus puissantes et plus étendues qui intersectent le forage vers 250 m et 290 m de profondeur. Elles sont dues au contraste de résistivité au contact entre le granite et le gneiss à cette profondeur (voir Figure 2.26).

Sur les radargrammes obtenus pour le forage BH2 (voir Figure 2.20), on observe une variation encore plus significative des premières arrivées et de la pénétration radar en général, qui est confirmée par les résultats de l'inversion tomographique (voir

Figures 2.22 et 2.23). Ainsi, on observe une augmentation de la pénétration des ondes radar au-delà de 80 *m* de profondeur, qui semble associée avec une augmentation de la résistivité visible sur le 'log' électrique. Ces variations coïncident avec le contact lithologique entre le gneiss altéré au-dessus et le granite sain en-dessous (voir Figure 2.27). De même, on observe une augmentation des amplitudes des premières arrivées localement entre 70 et 72 *m* de profondeur. Celle-ci correspond avec l'augmentation de la résistivité sur le 'log' électrique et coïncide avec une bande de granite sain, intercalée entre deux formations granitiques altérées et donc plus atténuantes.

Quant à la corrélation des résultats tomographiques avec les 'logs' de résistivité, on observe que les granites, surtout dans leur partie supérieure (souvent plus altérée) sont systématiquement associés à des diminutions de vitesse radar (autour de 164 – 166 *m/μs*) sur le tomogramme de vitesse et avec des diminutions de résistivité sur les 'logs' électriques, comme vers les profondeurs 103 – 105 et 108 – 110 *m* dans le forage BH1 et 97 – 98 *m* dans le forage BH2 respectivement (voir Figure 2.22).

Par contre, les baisses de résistivité dans les gneiss (des altérations ??) identifiées sur les 'logs' électriques (vers les profondeurs 85 – 87, 89 – 91 et 100 – 101 *m* pour le forage BH1 et 90 – 91 et 108 – 109 *m* pour le forage BH2) ne sont pas toujours associées à des diminutions des vitesses radar. Néanmoins, l'inverse est vrai, car les faibles vitesses radar sont associées à une diminution de résistivité sur les 'logs' électriques.

Le tomogramme des atténuations radar (voir Figure 2.23) est plus difficilement corrélable avec les petites variations lithologiques et les informations détaillées contenues dans les 'logs' électriques (surtout pour le forage BH1). Mais les grandes formations lithologiques semblent assez bien délimitées, surtout par les atténuations radar au voisinage du forage BH2. Ainsi, les granites semblent plus atténuants que les gneiss (respectivement 2.7 et 2.2 *dB/m*). Le contraste est assez net près du forage BH2 à 96 – 98 *m* de profondeur.

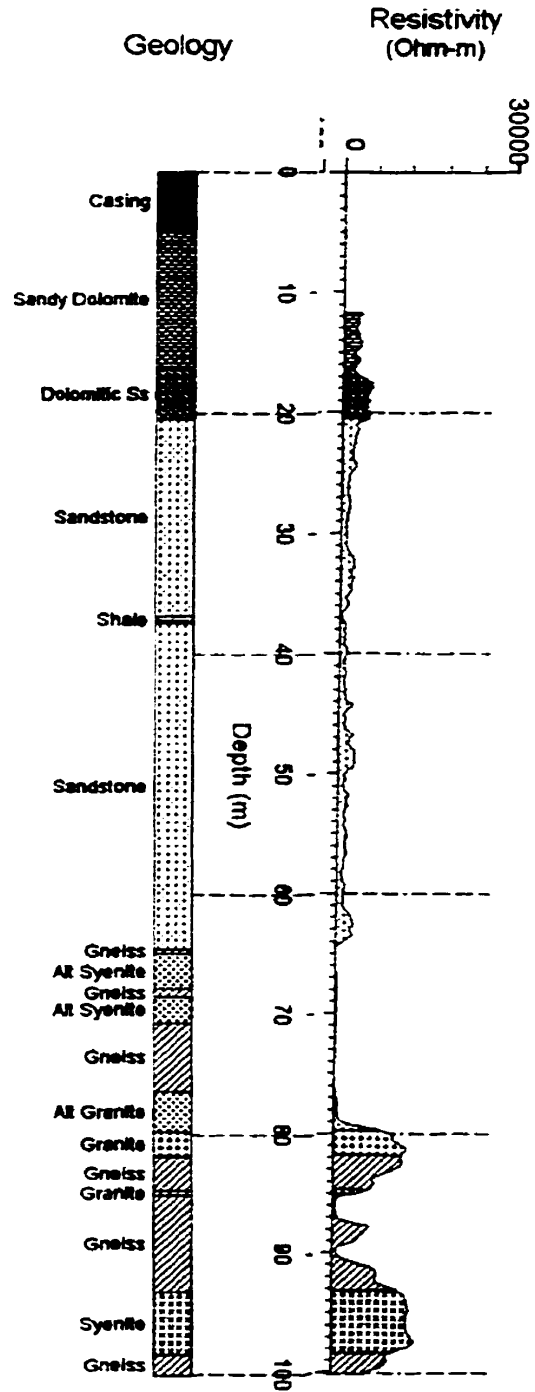


Figure 2.24: Description du forage BH1 (entre 0 et 100 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)

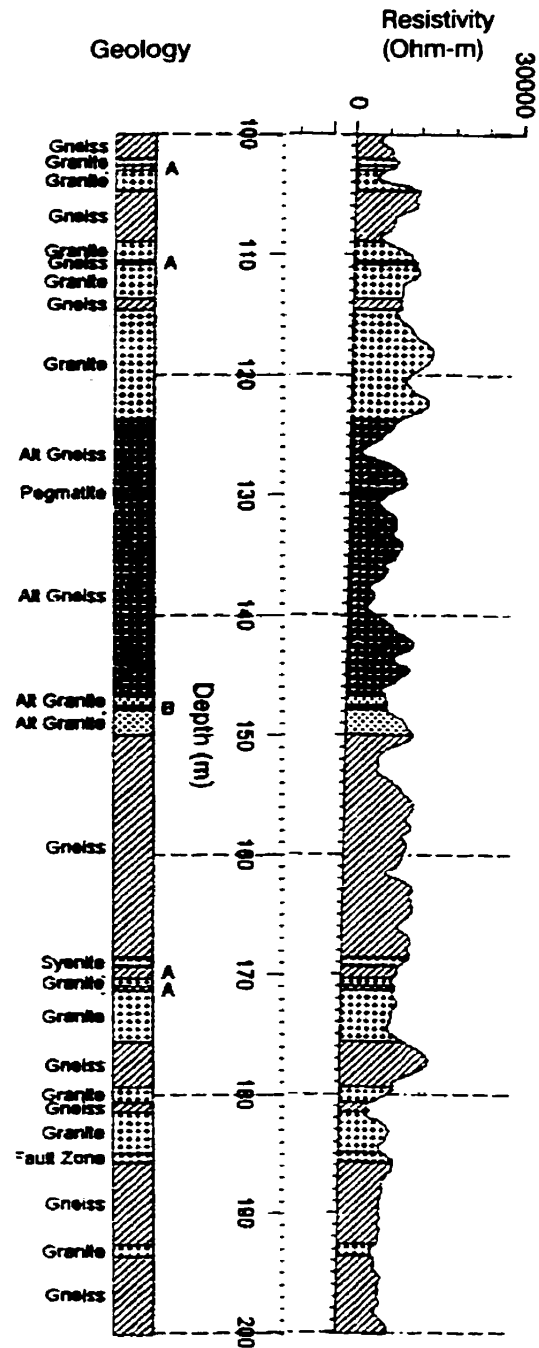


Figure 2.25: Description du forage BH1 (entre 100 et 200 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)

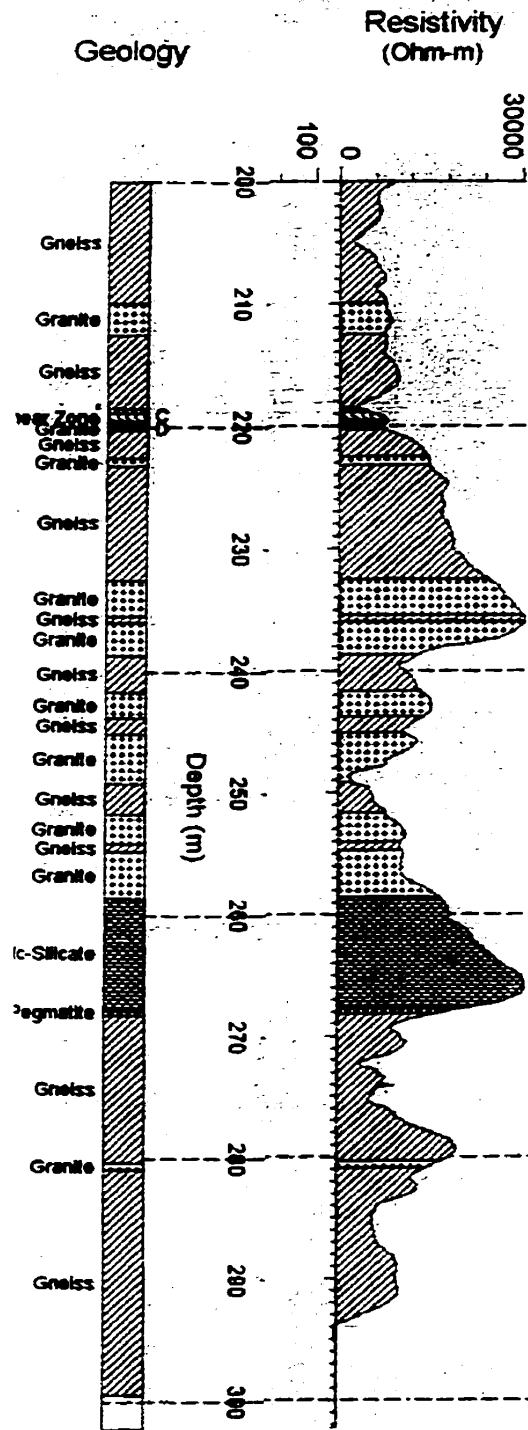


Figure 2.26: Description du forage BH1 (entre 200 et 300 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)

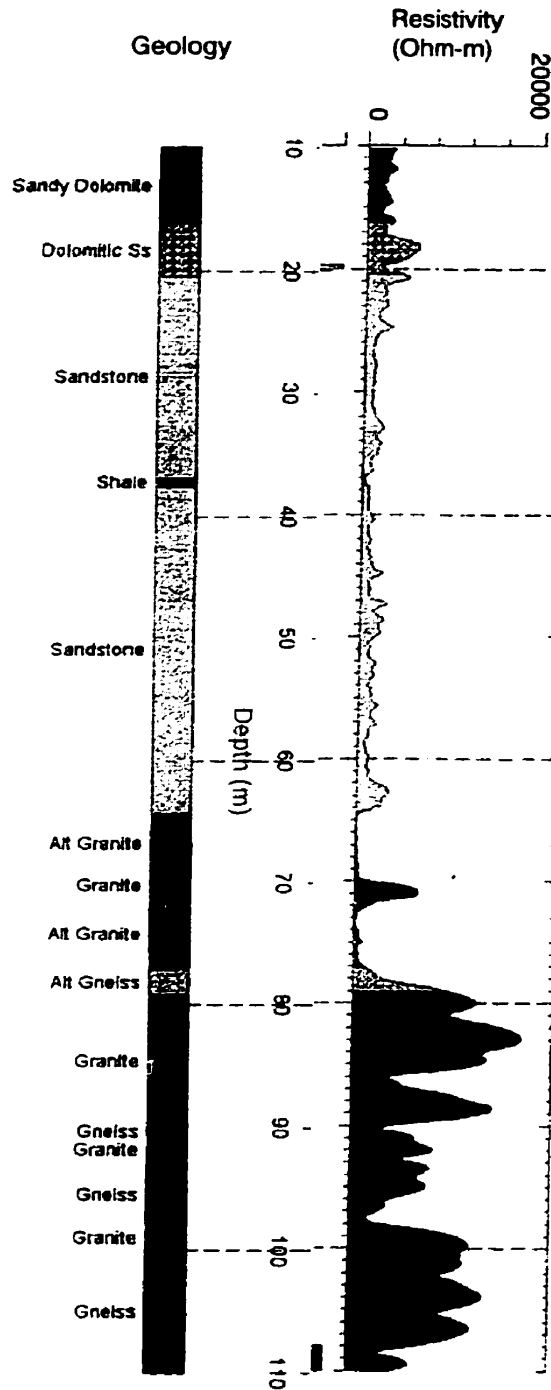


Figure 2.27: Description du forage BH2 (entre 0 et 110 m de profondeur) avec les mesures de résistivité apparente réalisées par la CGC (Bernius, 1996)



Il est important de mentionner que les commentaires et les appréciations faites à propos des valeurs numériques des propriétés et des paramètres géophysiques obtenus se réfèrent au contexte géologique de Bells Corners en particulier. Elles peuvent être différentes dans un autre contexte géologique.

## 2.5 Conclusions et Recommandations

L'amplitude des premières arrivées en mode réflexion et leur temps relatif d'arrivée sont des mesures qualitatives indirectes de l'atténuation et de la vitesse radar dans le milieu investigué autour du forage. Pour un milieu avec une permittivité diélectrique constante, la pénétration des ondes radar serait alors une mesure de résistivité électrique du milieu avec un grand rayon d'investigation autour du forage.

Il est bien évident que la résolution spatiale des résultats obtenus en mode réflexion est meilleure que celle résolue par les tomogrammes, mais ces derniers permettent d'obtenir les valeurs numériques les plus probables pour l'atténuation et la vitesse de propagation radar dans le milieu.

Étant donné que le milieu a une vitesse radar plus élevée que celle du milieu de référence pour lequel les antennes ont été conçues, la fréquence des signaux enregistrés est plus élevée que la fréquence centrale théorique des antennes. Ainsi le spectre des fréquences dominantes des signaux serait une mesure indirecte de la vitesse radar moyenne dans le milieu investigué.

Les valeurs de vitesse radar obtenues par inversion tomographique sont assez élevées, mais elles semblent réalistes, même si elles se situent vers la limite supérieure des vitesses susceptibles dans ce type de milieu. De plus, ces valeurs sont confirmées de manière cohérente par les spectres de fréquence des signaux enregistrés en réflexion et tomographie.

Par contre, les valeurs d'atténuation radar obtenues par inversion tomographique

sont beaucoup trop grandes par rapport aux valeurs plausibles dans ce type de milieu. Ces résultats sont principalement dûes à la valeur "par défaut" de la puissance de l'antenne à l'émission. Il faudrait d'ailleurs trouver une façon plus judicieuse de la déterminer. De plus, on devrait vérifier s'il existe un couplage local entre l'antenne émettrice et le milieu environnant qui ferait varier la puissance de l'antenne à l'émission le long du forage en fonction des propriétés locales du milieu. Dans ce cas, si on désire déterminer ces paramètres par inversion à partir des mêmes mesures tomographiques, il faudrait s'assurer qu'il n'existe pas un trop grand degré d'interdépendance avec les paramètres habituellement déterminés en tomographie.

D'autre part, une légère sur-estimation ou sous-estimation des valeurs numériques obtenues par inversion tomographique pour l'atténuation et la vitesse radar peut être due à l'estimation de la distance entre les deux forages en profondeur, cette information n'étant pas disponible. Pour augmenter la fiabilité des résultats numériques obtenus, il est fortement conseillé d'accompagner les mesures tomographiques par des mesures de déviation des forages, ce qui améliorerait sensiblement la précision du positionnement.

Il faudrait également vérifier le patron de radiation des antennes et en tenir compte lors des acquisitions et inversions tomographiques, pour s'assurer qu'il n'est pas une source d'erreurs et d'éliminer éventuellement les artéfacts qui lui sont dûs.

Les résultats obtenus en terme de vitesse et atténuation radar en tomographie pourraient être également présentés en terme de propriétés électriques (permittivité électrique relative et résistivité ou conductivité) du milieu.

Pour améliorer l'interprétation géométrique des radargrammes, il faudrait continuer le traitement des données acquises en mode réflexion avec une opération de migration.

On peut donc conclure que, dans la limite des informations disponibles, les objec-

tifs de cette étude ont été atteints dans une bonne mesure. Mais il reste encore des améliorations à apporter, surtout au niveau de la précision des paramètres obtenus par inversion tomographique et de l'interprétation et de la corrélation géologique et pétrophysique avec les résultats des traitements géophysiques. Les résultats obtenus ici montrent qu'il y a généralement une assez bonne corrélation locale et d'ensemble entre les tomogrammes, les radargrammes, les 'logs' de résistivité électrique et les descriptions des forages.

Pour contrôler d'avantage les paramètres d'acquisition du système durant les levés géo-radar à venir, il faudrait mesurer systématiquement dans des conditions standard ou de référence (comme dans l'air, eau ou d'autre milieux homogènes) avant et après chaque période d'enregistrement. Ainsi, on pourrait s'assurer de la constance ou de la dérive de fonctionnement de l'appareil et de la quantifier dans le temps. Par exemple, il faudrait faire les mesures de calibration dans l'air avec la même fréquence d'échantillonnage que celle utilisée pour l'enregistrement des données dans le forage, afin d'éliminer l'influence de tout autre paramètre interne du système.

## Chapitre 3

# Technique d'auto-correction tomographique

Lors d'une investigation avec le radar de forage dans une carrière de calcaire près de Montréal, à St-Constant, grâce à des mesures de contrôle on a constaté la dérive instrumentale pendant l'acquisition des données. Habituellement, cette dérive instrumentale n'est pas corrigée par les systèmes d'acquisition commercialement disponibles. Jusqu'à présent, ces paramètres étaient considérés constants pendant toute la durée de l'acquisition. Cependant, leur variation peut être importante et produire des artefacts sur les images radar si elle n'est pas prise en compte. Le milieu géologique investigué à St-Constant est relativement homogène et le positionnement géométrique des forages bien contrôlé. Alors, on a attribué les artefacts observés dans les tomo-grammes à la dérive instrumentale du temps de l'émission  $t_o$  et de la puissance de l'antenne  $A_o$  pendant les mesures.

La technique d'auto-correction tomographique ('Self-Correcting Tomographic Inversion') récupère cette variation instrumentale en même temps que la distribution de vitesse ou d'atténuation dans le milieu investigué. Elle se base sur la supposition que le temps de l'émission  $t_o$  et la puissance de l'antenne  $A_o$  peuvent être considérés

constants seulement à chaque position du transmetteur.

L'algorithme de cette technique fait l'objet d'un article soumis au Journal of Applied Geophysics en vue de publication. Il est présenté ci-après dans sa version originale (texte en anglais) tel qu'il a été envoyé à l'éditeur en Novembre 1999. Il présente également les résultats obtenus pour plusieurs cas synthétiques et l'application de la technique SCTI pour le cas de deux panneaux tomographiques à St-Constant.

L'avis de réception de l'article par le Journal of Applied Geophysics :

*From l.weerd@elsevier.nl Tue Nov 23 10 : 44 EST 1999*

*To : "'mihu@geo.polymtl.ca'" < mihu@geo.polymtl.ca >*

*Subject : APPGEO 445*

*Dear Mr. Rucareanu,*

*I acknowledge with thanks the safe receipt of the manuscript*

*"Self - correcting tomographic inversion of borehole radar data"*

*submitted by Rucareanu, M. and Chouteau, M.*

*Copies have been sent out for review.*

*A decision on publication will be communicated to you as soon as possible.*

*Yours sincerely,*

*Timothy Horscroft,*

*Journal of Applied Geophysics*

*t.horscroft@elsevier.nl*

*Editorial Office*

*P.O. Box 1930*

*1000 BX Amsterdam*

*The Netherlands*

*Fax : 31 20 4852696*

ARTICLE

Self-Correcting Tomographic Inversion  
of Borehole Radar Data

Mihu Rucareanu and Michel Chouteau\*

École Polytechnique de Montréal  
Département de Génie Civil, Géologique et des Mines  
C.P. 6079, Succ. Centre-Ville  
Montréal, Qc., Canada, H3C 3A7

Submitted to Journal of Applied Geophysics  
November 1999

\* E-mail : mihu@geo.polymtl.ca, chouteau@geo.polymtl.ca

### 3.1 Abstract

Variations of transmitter power and instrumental time drift often observed during borehole radar surveys are not usually monitored by commercially-available acquisition systems. These variations may create artifacts in tomograms and lead to erroneous interpretation if not taken into account.

The Self-Correcting Tomographic Inversion (SCTI) is a technique that jointly recovers these source variations together with the velocity or attenuation distribution. It assumes that the transmitting time  $t_o$  and the “source strength”  $A_o$  may be considered constant only at each transmitter position. The problem results in a linear system of equation  $D * s = t$  to be solved for  $s$ .  $D$  is the usual Jacobian matrix augmented by sparse columns with non-null elements corresponding to the respective transmitter positions only, and  $s$  is the slowness (or attenuation coefficient) distribution appended with the  $t_o$  (or  $\log A_o$ ) values for these transmitter positions. The system is solved by the SVD method because of its rapid convergence and ease in estimating the error propagation into the solution, but the principle of this algorithm remains valid for any other tomographic inversion method.

Synthetic data examples demonstrate that the conventional inversion algorithm produces artifacts mainly located along the transmitter and the receiver boreholes and towards the corners of the tomogram. The advantage of the SCTI technique is that it reduces the amplitude of these artifacts while recovering the transmitter drift.

Applications to borehole survey data also show that, for a given acquisition system, the magnitude of the artifacts depends on the distance between transmitter and receiver boreholes. The SCTI technique reduces them significantly. Furthermore, it retrieves very similar transmitter drifts during the survey and along the same borehole for the different tomograms. For a homogeneous medium, the continuous slow-ramp trend mainly represents the instrumental drift, but it may also include some geophy-

sical information along the borehole (electrical properties affecting the antenna local coupling).

*Key words* : radar, borehole, tomography, velocity, attenuation, drift.

## 3.2 Introduction

For borehole radar (BHR) and more generally for every GPR (Ground Penetrating Radar) acquisition system, the “source strength”  $A_0$  and the transmitting time  $t_0$  (Figure 3.1), also known as “time-zero” or “zero-time”, are roughly set up at the beginning and commonly considered constant during the survey. However, “continuous” profiling with constant offset very often reveal significant changes in amplitude and slight delays of the transmitted pulse in the geological media. These variations become obvious if compared with repeated or reciprocal measurements acquired at the same geometric positions. Their magnitude may vary by some fractions of nanosecond to several tens of nanoseconds and up to as much as 10 *dB* depending on the geological contrast, the type of antenna and the time elapsed between different measurements during the survey. It is clear that these variations cannot be caused by propagation of the radar pulse through the geological medium.

Such variations of the transmitted power and of the signal phase may be caused by the different local coupling conditions between the geological medium along the profile and the transmitter antenna in its near vicinity (Dubois, 1995; Noon et Stickley, 1998). Due to the resistive loading design, the radar antenna is an imperfect resonant dipole defined by a quality factor,  $Q_a$ , which represents a measure of the energy stored within the antenna elements and radiated in the medium over a period of time longer than the initial pulse (Olsson *et al.*, 1990; Noon et Stickley, 1998). The transfer of the electromagnetic energy into the medium is also regulated by the electromagnetic quality factor,  $Q$ , of the ground materials, defined similarly to the antenna quality



factor (Turner, 1993; Turner et Siggins, 1994; Noon, 1996). This means that the phase and the amplitude of the radar pulse transmitted from the antenna into the medium depend on the coupling between these two parameters (Figure 3.1).

Transmitter variations can also be generated by the instrumental drift (temperature, battery power, etc.) of the GPR system during the survey (see for example the pulse EKKO User's Manual, Sensors & Software; the Ramac Borehole Radar Reference Manual, Malå GeoScience). Although "stabilized" by devices in the acquisition system, these parameters still show an instrumental drift. Generally they seem to have a continuous regular trend, as also confirmed by repeating measurements at different times during a survey. Their magnitude depends of the type of acquisition system and the time elapsed between the different measurements. If this instrumental drift remains reasonably small, the transmitter values could be considered constant during short periods of time.

In practice, tomographic measurements are executed "scan" by "scan", with the transmitter fixed at one position, while the receiver is moved successively from one position to another. The procedure is then repeated with the transmitter at the next position, and so on, for each "scan". Thus, if the geological conditions in the neighbourhood of the antenna affect the source strength, then this parameter will be constant for one transmitter position and only change from one transmitter position to another. Furthermore, the delay between measurements within a "scan" is significantly shorter than those between different "scans". For a regular and slow-ramp instrumental drift, depending on the desired degree of precision, these transmitter values might be more realistically approximated as individually constant at each transmitter position.

Usually radar systems do not directly monitor these parameters or their variation during the course of a survey. It is obvious that, if they become considerable and if they are not taken into account, these source variations could affect the results of

standard migration and tomographic inversion algorithms or other quantitative data processing. Consequently, they might generate artifacts in the resulting images and lead to erroneous interpretation. This paper presents the Self-Correcting Tomographic Inversion technique (SCTI) for determining and reducing the effect of these variations, technique integrated into the tomographic inversion. It also discusses the artifacts produced by the afore-mentioned variations when using the standard tomographic inversion algorithm. Improvements brought by the SCTI algorithm are demonstrated with applications to synthetic and real datasets.

### 3.3 Self-Correcting Tomographic Inversion (SCTI) algorithm

We will first present the algorithm to determine the velocity tomogram using conventional traveltimes inversion (abbreviated TI hereafter) and the SCTI algorithm, the latter providing additional information on the variation of  $t_o$ . Then, by similarity, we present the amplitude inversion algorithm for obtaining the attenuation coefficient tomogram and the original amplitude,  $A_o$ , associated with each transmitter position.

#### 3.3.1 Tomographic Inversion

For the tomographic reconstruction, it is assumed that the travel time for each ray can be expressed as an integral along its ray path, i.e.

$$t_{k(i,j)} = \int_{T_i}^{R_j} s(r) \cdot dr \quad (3.1)$$

where  $t_k$  represents the travel time from the transmitter  $T_i$  to the receiver  $R_j$ ,  $r$  is the position vector along the ray-path and  $s$  is the slowness of the medium (inverse

of velocity). The various combinations of the indices  $(i, j)$  is a vector  $k$  of length  $m$ , which is the number of observed or available data. By dividing the geological medium into  $n$  cells, each considered homogeneous and isotropic, this integral is evaluated by a discrete summation, yielding a linear system of equations,

$$t_k = \sum_{l=1}^n s_l \cdot d_{kl} \quad (3.2)$$

where  $d_{kl}$  is the length of the  $k$ -th ray passing through the  $l$ -th cell of slowness  $s_l$ . It also can be written in matrix form

$$[t_k] = [s_l] * [d_{kl}] \quad (3.3)$$

For a given initial model  $[s_{o_l}]$ , we may solve an equivalent system of equations which minimizes the travel time residuals,  $[\Delta t_k]$ , between the modeled and the observed data

$$[\Delta t_k] = [\Delta s_l] * [d_{kl}] \quad (3.4)$$

with the general solution (Menke, 1984; Meju, 1994) given by

$$[\Delta s_l] = ([d_{kl}]^T * [d_{kl}])^{-1} * [d_{kl}]^T * [\Delta t_k] \quad (3.5)$$

The solution for each cell will be given by adding the correction term,  $[\Delta s_l]$ , to the initial model,  $[s_{o_l}]$ . This technique can be applied iteratively, so that the final model becomes the initial model for the next iteration.

### 3.3.2 SCTI algorithm

If each measure of travel time,  $t_k$ , is affected by a different transmitting time,  $t_{o_k}$ , relative to the general time reference, but constant for each transmitter position  $T_i$ , (i.e.  $t_{o_k(i,j)} = t_{o_i}, \forall j$ ), equations (3.1) and (3.2) become, respectively,

$$t_{k(i,j)} = t_{o_i} + \int_{T_i}^{R_j} s(r) \cdot dr \quad (3.6)$$

and

$$t_{k(i,j)} = t_{o_i} + \sum_{l=1}^n s_l \cdot d_{kl} \quad (3.7)$$

written in matrix form as

$$[t_k] = [t_{o_k}] + [s_l] * [d_{kl}] \quad (3.8)$$

where  $[t_{o_k}]$  is composed of repetitive elements of  $[t_{o_i}]$  corresponding to each transmitter position  $i$ . Assuming an initial model  $[s_{o_i}]$  and  $[t_{o_i}]$  (implicitly for  $[t_{o_k}]$ , too) in equation (3.8), the correction of the model,  $[\Delta s_l]$  and  $[\Delta t_{o_k}]$ , should minimize the traveltime residuals  $[\Delta t_k]$ ,

$$[\Delta t_k] = [\Delta t_{o_k}] + [\Delta s_l] * [d_{kl}] \quad (3.9)$$

where  $[\Delta t_{o_k}]$  is consequently composed of repetitive elements of  $[\Delta t_{o_i}]$  corresponding to each transmitter position  $i$ .

In order to include the additional parameters  $[\Delta t_{o_i}]$  in the conventional slowness vector  $[\Delta s_l]$ , the Jacobian  $[d_{kl}]_{m \times n}$  must be adjusted by appending a “diagonal” with individual values of ones (each non-null element corresponding to the transmitter



$$[\Delta S_l] = \begin{bmatrix} \Delta s_1 \\ \vdots \\ \Delta s_n \\ \Delta t_{o_1} \\ \vdots \\ \Delta t_{o_m} \end{bmatrix}_{(m+n) \times 1}$$

Different least squares minimization algorithms such as the Algebraic Reconstruction Technique (ART), the Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT) or the Conjugate Gradient (CG) may be used to solve the matrix equations (Stewart, 1991). We have chosen to solve this equation by the Singular Value Decomposition algorithm (SVD) because of its rapid convergence (usually a few iterations are enough) and its ability to yield the same solution regardless of the initial model given. Parameter resolution and errors are also easily estimated with this method. Its drawback is that it may require a prohibitive amount of CPU time and memory for real large-scale problems.

However, as the Jacobians  $[d_{kl}]$  or  $[D_{kl}]$  are sparse matrix, very small non-zero singular values may be obtained by this method during inversion and lead to unstable solutions for equations (3.5) and (3.11). In order to avoid this, an approximate solution can be obtained using the Moore-Penrose pseudo-inverse (Penrose, 1955; Moore, 1977). With this method, any singular values of the Jacobi matrix less than a given tolerance  $\varepsilon$  are treated as zeros and the rank of the matrix is reduced correspondingly. The default value for  $\varepsilon$  is calculated as a small fraction of product between the norm and the size of the Jacobian; its value may be decreased iteratively as long as the solution is convergent.

### 3.3.3 Amplitude Inversion

Assuming far field conditions (i.e. when  $|\gamma \cdot r| \gg 1$ , where  $\gamma$  is the wave number, with  $\gamma^2 = i\omega\mu\sigma - \omega^2\mu\epsilon$ ) for an ideal dipole source in a homogeneous medium, then the amplitude,  $A$ , recorded at a dipole receiver can be expressed as (Fullagar *et al.*, 1996)

$$A = A_o \cdot \frac{\sin\Theta_T \cdot \sin\Theta_R}{r} \cdot \exp(-\alpha \cdot r) \quad (3.12)$$

where  $A_o$  represents the “source strength” (may be frequency dependent),  $r$  is the length of the straight ray-path from transmitter to receiver,  $\Theta_T$  and  $\Theta_R$  represent the angles between the dipole axes of the transmitter and the receiver respectively, and the ray-path, and  $\alpha$  is the absorption coefficient of the medium.  $A_o$  is generally unknown for a given dipole, frequency and specific geologic medium: only  $A$ ,  $r$ ,  $\Theta_T$  and  $\Theta_R$  are known. This can also be expressed as

$$A = \frac{A_o}{G_{(r,\Theta_T,\Theta_R)}} \cdot \exp(-\alpha \cdot r) \quad (3.13)$$

where

$$G_{(r,\Theta_T,\Theta_R)} = \frac{r}{\sin\Theta_T \cdot \sin\Theta_R} \quad (3.14)$$

is the geometrical correction factor that assumes a *sinus* dependent antenna radiation pattern. Taking the logarithms of equation (3.12) or (3.13) and rearranging the terms, the net attenuation,  $\tau$ , can be written as

$$\tau = 20 \cdot \log_{10} \left( \frac{A_o}{A \cdot G_{(r,\Theta_T,\Theta_R)}} \right) = \alpha \cdot r \quad (3.15)$$

or

$$\tau^* = 20 \cdot \log_{10} (A \cdot G_{(r, \theta_T, \theta_R)}) = a_o - \alpha \cdot r \quad (3.16)$$

which represents the linearization of the exponential attenuation, where  $a_o$  is the logarithmic “source strength” expressed in  $dB$ .

Similar to the travelttime for velocity inversion, in attenuation tomographic reconstruction, it is assumed that the net attenuation for each ray,  $\tau_k$ , from the transmitter  $T_i$  to the receiver  $R_j$  can be expressed as an integral along its ray-path, i.e.

$$\tau_k = \int_{T_i}^{R_j} \alpha(r) \cdot dr \quad (3.17)$$

This integral can be discretized by dividing the geological medium into  $n$  homogeneous and isotropic cells, thus yielding the linear system of equations

$$\tau_k = \sum_{l=1}^n \alpha_l \cdot d_{kl} \quad (3.18)$$

where  $d_{kl}$  is the length of the  $k$ -th ray passing through the  $l$ -th cell of attenuation coefficient  $\alpha_l$ . This can be expressed in matrix form as

$$[\tau_k] = [\alpha_l] * [d_{kl}] \quad (3.19)$$

Starting with an initial attenuation coefficient model,  $[\alpha_{o_l}]$ , for the discretized medium, the correction of the model,  $[\Delta\alpha_l]$ , should satisfy the system of equations which minimizes the attenuation residuals,  $[\Delta\tau_k]$ , between the model and the real data



$$[\Delta\tau_k] = [\Delta\alpha_l] * [d_{kl}] \quad (3.20)$$

or, if equation (3.16) is used,

$$[\Delta\tau_k^*] = [\Delta a_{o_k}] - [\Delta\alpha_l] * [d_{kl}] \quad \text{or} \quad [\Delta\tau_k^*] = [\Delta a_{o_k}] + [\Delta\bar{\alpha}_l] * [d_{kl}] \quad (3.21)$$

where  $[\Delta a_{o_k}]$  is composed of repetitive elements of  $[\Delta a_{o_i}]$  corresponding to each transmitter position  $i$  and  $\Delta\bar{\alpha}_l = -\Delta\alpha_l$  is just a convenient notation with the purpose of showing the similarities between the equations (3.17) and (3.1), (3.18) and (3.2), (3.20) and (3.4), and (3.21) and (3.9). Consequently, from this point on, the inversions of either amplitude or traveltimes are identically treated.

### 3.3.4 Choice of starting model for inversion

The starting model for the tomographic inversion is generally a homogeneous medium with an average value determined from experimental data. However, node constraints (velocity or attenuation along the borehole or other known locations) and geometrical configurations (layered earth, for example) can be imposed initially at specific positions. Some global constraints limiting the minimum and/or the maximum values of the updated model within a range of realistic values may also be imposed.

From the graph of the picked first arrival travel times (or the logarithm of the geometrically corrected amplitudes) versus ray-lengths (see Figure 3.2), a reasonable average value for the medium velocity,  $v$ , and attenuation coefficient,  $\alpha$ , can be determined by least square fitting of a straight line through the data. The initially estimated values for the transmitter  $t_o$  and for the logarithmic "source strength"  $a_o$  are respectively the offset values of these regression slopes at the origin (which

represents the source position).

### 3.4 SCT Inversion of Synthetic Data

We will demonstrate the utility of the SCTI algorithm using synthetic data generated from a model consisting of two anomalous bodies embedded in a homogeneous medium (as shown in Figure 3.3). The relative dielectric constants are  $\epsilon_{r1} = 9$  for the embedding medium,  $\epsilon_{r2} = 6$  for the anomalous body in the right-upper part of the model and  $\epsilon_{r3} = 13$  for the central anomalous body. A conductivity of  $\sigma = 1 \text{ mS/m}$  has been considered throughout the model.

Assuming low loss conditions ( $\sigma \ll \omega \cdot \epsilon$ ) for the EM wave propagation at frequencies commonly used in borehole radar surveys (10–100 MHz) and a relative magnetic permeability of the media of  $\mu_r = 1$ , the velocity,  $v$ , and the attenuation coefficient,  $\alpha$ , through the medium and the reflection coefficient of a discontinuity between two mediums of velocities  $v_m$  and  $v_n$  (for vertical incidence) can be calculated using the formulas (Ulriksen, 1982)

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (3.22)$$

$$\alpha = 1.69 \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (3.23)$$

$$R_{mn} = \frac{v_n - v_m}{v_n + v_m} \quad (3.24)$$

where  $c$  is the velocity of light in vacuum,  $\sigma$  is the medium conductivity expressed in  $\text{mS/m}$  and  $\alpha$  is the attenuation coefficient in  $\text{dB/m}$ . The radar velocities and

the attenuation coefficients through these mediums will thence be  $v_1 = 100 \text{ m}/\mu\text{s}$ ,  $v_2 = 122 \text{ m}/\mu\text{s}$  and  $v_3 = 83 \text{ m}/\mu\text{s}$  and  $\alpha_1 = 0.56 \text{ dB}/m$ ,  $\alpha_2 = 0.69 \text{ dB}/m$  and  $\alpha_3 = 0.49 \text{ dB}/m$  respectively.

There are 9 transmitter and 17 receiver positions between  $z = 0 \text{ m}$  and  $z = 40 \text{ m}$  spaced  $5 \text{ m}$  and  $2.5 \text{ m}$  apart, respectively, along two vertical boreholes located at  $x = 0 \text{ m}$  and at  $x = 25 \text{ m}$  (Figure 3.3).

For small velocity contrasts as in this synthetic model, the refraction and reflection phenomena can be ignored. Neglecting also the dispersion phenomena of the transmitted pulse on its straight ray-path from the transmitter to the receiver, the radar pulse traveltimes and arrival amplitudes can be calculated analytically or by forward modeling using equations (3.2) and (3.18), respectively.

The analytic variations of the transmitter  $t_{o_i}$  and of the logarithmic "source strength"  $a_{o_i}$  at each transmitter position have been set by adding a quasi-linear trend of up to 3.5 % of the average traveltime and logarithmic "source strength" values, respectively.

The problem has been numerically solved using programming in Matlab 5.3. language and some of the tools available. For presenting tomograms with smooth contours, the resulting data has been interpolated on a grid, 10 times finer, with a bicubic gridding method (Sandwell, 1987). As the inversion algorithms for velocity and attenuation coefficient are identical, the respective tomographic results have very similar characteristics, so that we present hereafter only one or the other of the resulting tomograms for these two parameters.

The space between boreholes has been discretized with  $5 \times 10 = 50$  cells of size  $5 \text{ m}$  (wide)  $\times$   $4 \text{ m}$  (high), this being actually the same grid that have been used for forward modeling (shown in Figure 3.3.a). This results in 153 synthetic traces for 59 parameters to be determined (50 cells and 9 supplementary transmitter values), but

the rank of the Jacobian matrix obtained with such a grid is only 55 ( $< 59$ ), which means that there will still remain a degree of indetermination for the whole set of determined parameters.

The global constraints for the inversion have been set by limiting the velocity within a range of 30 to 180  $m/\mu s$  and the attenuation coefficient between 0.01 and 2  $dB/m$ . No global constraints have been set for the transmitter values ( $t_o$ , or  $A_o$ ). The initial model consisted of a uniform velocity (or attenuation) and  $t_o$  (or  $A_o$ ) estimated by simple linear regression (as shown in Figure 3.2).

As the SVD method for an under-determined system of equations is quite stable, very few iterations were required to converge to a stable solution for both the standard TI and SCTI algorithms. The resulting tomograms after 2 iterations are shown together with the synthetic model in Figure 3.4.

For this particular discretization which precisely fits the contour of the anomalous bodies, both standard TI and SCTI results show that the location and the physical properties of the anomalous bodies are very well determined. The lack of sharp edges is inherently due to the bicubic interpolation method adopted for presentation of the tomograms. However, the background values obtained by standard TI show more variations than SCTI, with artifacts mainly located near the transmitter borehole.

The images of the anomalous bodies can be well reconstructed even with a larger transmitter variation trend added to the observations (up to 5 %), although they are immersed in a proportionally noisier background. This affects the tomograms obtained by standard TI only. The SCTI results show a much more homogeneous embedding media, with values obtained for non-anomalous cells that are constant vertically and varying smoothly laterally, near its effective real value. Furthermore, the values of the transmitter drift down the borehole are perfectly reconstructed.

The total misfit decreases drastically after very few iterations. In the case of the

SCTI algorithm, it is practically zero (i.e. equal to the computer precision). This indicates that, even if the tomogram obtained is not identical to the synthetic model, for a tomographic investigation (with this particular geometrical configuration) they are perfectly equivalent. Generally, this represents an inherent physical ambiguity of the tomographic reconstruction for a given geometrical configuration.

The resolution matrix (see Figure 3.5) shows that the less resolved values of the tomogram are those with less rays passing through them (poor coverage). Meanwhile, the newly added transmitter parameters are even better resolved than the tomogram parameters. Ideally, there should be found a trade-off between the number of parameters to be determined and their precision, so that the rank of the Jacobian exceed or approach the total number of cells and transmitter parameters for a given number of observations. This depends, of course, on the cell size.

## **3.5 Effect of cell size on imaging and parameter resolution**

In order to figure out how the discretization may affect the resolution of the different parameters, we have studied the case of finer and coarser “perfectly and imperfectly matching” grids relative to the anomalous bodies.

### **3.5.1 Case of “imperfectly matching” grid**

The same synthetic model is now discretized with an “imperfectly matching” grid relative to the position of the anomalous bodies (though slightly finer than in the precedent case, as shown in Figure 3.6.a). The ray coverage of the cells is roughly the same as previously. The number of parameters to be determined is now  $80 + 9 = 89$  compared to  $50 + 9 = 59$ . Though the rank of the Jacobian matrix increases (i.e. 73

+ 9 = 82 compared to  $46 + 9 = 55$ ), there is an even larger degree of indetermination for the set of parameters to be determined in this case.

Compared to the case of the “perfectly matching” grid, the tomographic inversion results for this case (see Figure 3.7) maintain the general characteristics already mentioned above, though the artifacts are somewhat more obvious. The values of the transmitter drift down the borehole are also well reconstructed by the SCTI algorithm, though not as well as in the previous case.

In fact, the “transmitter noise” (variation of transmitting time,  $t_o$ , or source strength,  $A_o$ ) uncompensated by the standard TI algorithm is distributed all over the tomogram, with relatively larger tomographic errors and artifacts located mainly in close proximity to the transmitter positions.

### 3.5.2 Case of finer grid

If a finer discretization (shown in Figure 3.6.b) is used for the same synthetic model, the total number of parameters to be determined ( $25 \times 20 = 500$  cells + 9 transmitter values) is larger than the total number of observations (i.e. 153 traveltimes or observed peak amplitudes). This leads to an under-determined system of equations. The rank of the Jacobian is 153 and cannot exceed this maximum (i.e. the number of observations) whatever the finer discretization. We should expect then a higher degree of indetermination for the parameters to be computed. It also results in a poorer coverage of rays through the cells (especially next to the transmitter borehole where there are cells that are not even crossed by a single ray).

However, the inversion results (see Figure 3.8) show a better geometrical resolution for the anomalous bodies (sharper edges). Both inversion techniques lead to very similar results, though the numerical errors relative to the synthetic model for the SCTI algorithm are slightly smaller than those obtained by the standard TI algorithm.

Most of the artifacts are located next to the transmitter where the ray coverage is irregular. Good coverage (for cells next to the transmitter positions) alternates sharply with poor coverage (for cells in-between the transmitter positions). This leads to an “*x - crossing structure*” (artifact) next to the transmitter borehole certainly caused by the variable density and geometrical distribution of ray-paths in the different cells. In such conditions, the transmitter variations are not as well reconstructed, though a slight hint of their trend is noticeable.

### 3.5.3 Case of coarser grid

If a coarser grid (as shown in Figure 3.6.c) is used for the same synthetic model, we obtain an over-determined system of equations, but the rank of the Jacobian is still smaller than the total number of parameters to be determined ( $30 < 5 \times 5 = 25$  cells + 9 transmitter values). This implies again a certain degree of indetermination for the set of parameters to be determined.

The results obtained by both inversions algorithms (see Figure 3.9) are again very similar, neither one succeeding very well in reconstructing the electrical heterogeneities (poor geometric and numerical resolution). The SCTI results, though, seem to show less important artifacts than the standard TI results. The real structures are “smearred” laterally, so that in the case of the standard TI results, the artifacts are even stronger than the anomalies themselves. The SCTI results show the same artifacts, but with relatively smaller amplitudes. The transmitter variation is, however, quite well reconstructed, recovering the general trend of the true drift.

### 3.6 SCTI Application to Borehole Survey Data

St-Constant is a limestone quarry located 30 *km* south of Montreal, Canada, and operated by Lafarge Inc. The local structure is formed of massive limestone, layered in 20 – 50 *cm* thick sub-horizontal banks, with thin recent vertical fractures due to human cultural activity. These dark grey shaley limestone deposits belong to the Trenton Group formations of Middle Ordovician age (Globensky, 1985).

Five vertical boreholes of about 20 *m* deep and approximately 5 *m* apart were available (see Figure 3.10.a), but only the results of tomographic measurements between boreholes BH-2 and BH-5 and between boreholes BH-2 and BH-4, respectively, are presented in this paper. The water table is more than 20 *m* below the surface. Though there were no a priori indications of major structural features around the site (as observed in other parts of the quarry), the objectives of this radar survey were to assess the potential of the borehole radar techniques (tomography and reflection) for identifying changes in composition (shale content) and detecting local structural features in the limestone.

Single-hole radar reflection and hole-to-hole tomographic datasets have been collected in and between several of these vertical boreholes. The surveys were carried out in November 1998 using a 60 *MHz* RAMAC LI borehole radar system manufactured by Mala GeoScience AB with 1.32 *m* – long resistively loaded antennas.

The sampling frequency of the recorded traces was of 806 *MHz*. Thus, the time precision of the observed first arrival “peak” is  $\pm 0.6$  *ns*. The equipment performance factor is about 150 *dB* with an instrumental precision of the amplitude measurement given by the least significant bit at antenna terminals of  $1\mu V$ . Each recorded trace is the average of 64 stacked measurements acquired at the same position. The precision of the observed peak amplitude relative to the true peak amplitude is then mainly determined by sampling frequency relative to signal frequency. Thus, the maximum



observed amplitude may be under-estimated with a maximum error of 23% relative to the maximum peak amplitude possible.

The single-hole radar reflection measurements with 0.1  $m$  spacing and a constant 2.5  $m$  offset between the antennas did not detect any subtle reflector within the range of  $\simeq 10 - 12 m$  around these vertical boreholes. Vertical boreholes and perpendicular directivity of the dipolar antennas in relation with the local stratification is the least favorable configuration for detecting reflections from such quasi-horizontal structures. Only vertical or slanting structures (as observed in other parts of the quarry) could have generated reflected events if present within the penetration range around the boreholes.

For each tomographic panel, 441 traces were recorded with 21 transmitter positions and 21 receiver positions. Depths range from 0 to 16  $m$  with a 0.8  $m$  spacing. The boreholes are vertical and about 10  $m$  apart. The tomographic panels have been discretized in 60 cells (of about 1.7  $m \times 1.7 m$  as shown in Figure 3.10.b and 3.10.c).

### 3.6.1 Tomographic panel 2-5

Only 401 traces with clear first arrivals (good signal-to-noise ratio) were used for the tomographic reconstruction of the 60 geophysical parameters and the 21 supplementary transmitter values. The rank of the Jacobian matrix was 76 ( $< 81$ ), which means we should expect a degree of indetermination for the set of computed parameters.

Global constraints have been set in the inversion by limiting the velocities within a range of 75 to 105  $m/\mu s$  and the attenuation coefficients between 1 and 15  $dB/m$ , representing a realistic and weakly limited range of values for this geological medium. Meanwhile, no constraints have been set for the transmitter values. The standard TI and SCTI results after 2 iterations are presented in Figures 3.11.a and 3.11.b for

velocity and in Figures 3.12.a and 3.12.b for attenuation coefficient, respectively. The variation of transmitter  $t_o$  and the drift of the “source strength” during the survey (actually down the borehole), obtained with the SCTI algorithm, are presented in Figures 3.13.a and 3.13.b.

Though similar, the differences between the velocity tomograms obtained by both methods are also described by the statistical results : a larger range of values obtained by standard TI method, i.e. between 76.6 and 97.9  $m/\mu s$ . and a narrower one, only between 77.9 and 89.9  $m/\mu s$ , for the SCTI method. Meanwhile, the background values are practically identical, though with a smaller standard deviation for the SCTI results (i.e.  $83.6 \pm 3.7 m/\mu s$  compared to  $83.5 \pm 2.3 m/\mu s$ ).

The standard TI results reveals some small “anomalies” different from the common background. located along the boreholes and towards the corners of the tomogram. Their aspect and positioning are very similar to those shown previously in the synthetic model reconstruction by this same algorithm. At any rate, sharp local contrasts, as those resulted along the receiver and transmitter boreholes, are rather unrealistic in such a homogeneous medium. Therefore, we may consider them probable artifacts. Meanwhile, the SCTI results show a homogeneous medium, with practically no significant “anomalies”.

The resulting attenuation coefficient tomograms (see Figure 3.12.a and 3.12.b) are very similar, showing both homogeneous media. The values obtained for the attenuation coefficient,  $\alpha$ , vary within almost the same range, i.e. between 5.2 and 8.0  $dB/m$  for the standard TI algorithm and between 4.4 and 8.4  $dB/m$  for SCTI algorithm. The background average values are also similar for both methods, i.e.  $7.0 \pm 0.6 dB/m$  and  $7.2 \pm 0.7 dB/m$ , respectively.

To synchronize the acquisition and to compensate the cable transmission delay, the beginning of the recorded time-window has been set at 242.2  $ns$  (see Figure 3.1).

Thus, the estimation by linear regression for a constant value of  $t_o$  is about 264.2 ns. Effectively, the values obtained by the SCTI method (see Figure 3.13.a) show a continuous trend with a ramp-type variation between 256.1 ns and 268.3 ns.  $t_o$  total drift during the survey is about 10 – 12 ns, which in this case represents only 5-6 % of the traveltime from transmitter to receiver. The maximum error relative to the estimated constant value is about 7 – 8 ns, representing 3-4 % of the average travel time. At this level of “noise”, the expected artifacts in the standard TI results should be fairly small but noticeable, as shown in the models reconstructed from synthetic data.

Meanwhile, the “source strength”  $A_o$  (see Figure 3.13.b) is roughly constant ( $\sim 175$  dB), with a slight decaying trend during the survey down the borehole. Small deviations from this general trend can be noticed in the upper part of transmitter borehole and at about 8 – 9 m depth. In addition, all the recovered transmitter power values are 25-50 % greater than the constant estimated value (i.e.  $\sim 172$  dB) obtained by linear regression.

Nevertheless, we stress that the variations obtained for both transmitter  $t_o$  and “source strength”  $A_o$  include instrumental drift of the acquisition system during the survey together with information on the electrical properties affecting the antenna coupling down the borehole.

### 3.6.2 Tomographic panel 2-4

Similar to tomographic panel 2-5, 417 acceptable traces have been used for the tomographic reconstruction of an adjacent panel with the same transmitter borehole (BH-2) and almost the same configuration (see Figure 3.10.c). The model is divided in 60 cells plus 21 supplementary transmitter values to be determined. The rank of the Jacobian is 76 ( $< 81$ ), which indicates a degree of indetermination for the set of computed parameters.

The velocity and attenuation coefficient tomograms obtained for panel 2-4 (see Figures 3.11.c and 3.11.d and Figures 3.12.c and 3.12.d, respectively) are similar to those obtained for panel 2-5. This is actually normal because they are nearly from the same location. However, the artifacts present on the velocity tomograms already mentioned are more obvious, mostly located towards the corners of the tomograms and along the boreholes.

Though similar, the differences between the velocity tomograms obtained by the two methods are also described by the statistical results : a larger range of values obtained by the standard TI method, i.e. between 77.5 and 105  $m/\mu s$ , versus only between 79.1 and 97.7  $m/\mu s$  for the SCTI method. The background values are practically identical, though with a smaller standard deviation for the SCTI results, i.e.  $86.9 \pm 6.3 m/\mu s$  compared to  $86.3 \pm 4.1 m/\mu s$ , respectively.

As well, the resulting attenuation coefficient tomograms (see Figure 3.12.c and 3.12.d) are also similar, showing homogeneous media. The values obtained for attenuation coefficient,  $\alpha$ , vary between 4.7 and 8.4  $dB/m$  for the standard TI algorithm and between 3.5 and 9.5  $dB/m$  for SCTI algorithm, but the background values are similar for both methods :  $6.6 \pm 1.0 dB/m$  and  $7.3 \pm 1.3 dB/m$ , respectively.

The computed values for the transmitting time,  $t_o$ , (see Figure 3.13.c) show a continuous trend with a ramp-type variation. The maximum error relative to the constant  $t_o$  estimated value is about 10  $ns$ , representing 7 % of the average traveltime. The total drift during the survey, obtained by SCTI method, is about 13 – 14  $ns$ . This represents 8-10 % of the travel time from transmitter to receiver. If this variation is ignored, the artifacts produced by standard TI algorithm are not negligible, as also previously mentioned and demonstrated with the models reconstructed from synthetic data.

The “source strength” values (see Figure 3.13.d) show a continuous decay trend

from about 175 *dB* to 158 *dB*. The total drift during the survey is  $\sim 17$  *dB*, with a smooth continuous drift/decay of  $\sim 0.8$  *dB* from one transmitter position to the next down the borehole. As well, some weak deviation from this general trend can be noticed in the upper part of transmitter borehole and at about 8 – 9 *m* depth.

### 3.7 Discussion

With the SCTI algorithm, the total number of parameters to be determined from the same number of observations is greater than that of a conventional TI; it increases with the number of transmitter positions. This formally leads to a greater degree of indetermination for the entire set of parameters to be determined by this method. In practice, the number of transmitter positions is relatively small compared with the number of physical parameters that are commonly determined, so that their resolution remains practically of the same order for both methods.

The statistics for all the presented SCTI results show that the residuals between the observed and the modeled data have a Gaussian normal distribution with an average near zero and a relative standard deviation less than 2% for both the synthetic and the survey data cases. This ensures that introducing supplementary parameters to be determined with the SCTI algorithm does not lead to a biased model.

As for every tomographic discretization in general, the trials with various grids have demonstrated that a finer grid leads to an apparently increased geometrical resolution, but a decreased parameter resolution, mostly significant for the transmitter values. On the contrary, the coarser grids increase the parameter resolution in spite of the apparently decreased geometrical resolution. This is the inherent consequence of “homogenizing” the small wavelength anomalies together with the background within the same cell. Ideally, there should be found a trade-off between these advantages and disadvantages, which is equivalent to choosing between the number of parameters to

be determined and their resolution for a given number of available observations.

The best determination of these parameters is reached when discretizing with “quasi-isometric” cells of size equal to the distance between two successive transmitter positions. In addition, as it was shown with the perfectly and unperfectly matching grids, the accuracy is improved when the anomalous bodies completely fill a group of cells.

Since the principle of determining  $t_o$  and  $A_o$  variation with transmitter position does not depend on the technique of traveltime/amplitude inversion, the SCTI algorithm can be combined with other reconstruction techniques (like those using multi-grids, regularization, maximum anisotropy, parameter smoothness constraint or any other favored approaches).

The application to the tomographic survey data of St-Constant shows that the relatively narrow velocity contrast obtained by tomographic inversion (i.e. 79–98  $m/\mu s$ ) with an average of 85  $m/\mu s$  and a standard deviation of  $\pm 4 m/\mu s$  can only give rise to small reflection coefficients (see equation 3.24). This explains once more the lack of reflected events on single-hole radar measurements in reflection mode. The velocity values themselves indicate a fairly homogeneous medium with a relative electric permittivity  $\epsilon_r = 12.5 \pm 1.2$ , and a range between 9 and 14 (see equation 3.22).

The attenuation tomograms may seem less coherent with each other than the velocity tomograms. This may be due to the underestimation of the real peak amplitude which is inherent in sequential sampling (the maximum associated error possibly up to 23 %, which is not negligible). Another possible reason could be the eventual anisotropy of this stratified medium which hasn't been taken into account in this approach. As well, this effect may be due to the difference in correcting with a theoretical geometric factor  $G_{(r,\theta_T,\theta_R)}$  (see equation 3.14) instead of the effective antenna radiation pattern (unknown for the given medium). The estimated medium conductivity  $\sigma$  (see

equation 25) at a frequency of  $60 \text{ MHz}$  may vary within the range  $[6, 20 \text{ mS/m}]$  (i.e. a medium resistivity between  $50$  and  $160 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ ) for the SCTI results or even less for the standard TI results.

The variation of the transmitter  $t_o$  obtained for borehole BH-2 from the two SCTI inversions (see Figure 3.13.a and 3.13.c) show exactly the same trend. The difference between them is less than the precision of the first arrival picking. This same absolute “error”, if not taken into account and introduced in the conventional TI algorithm, produces more important artifacts in the 2-4 panel than in the 2-5 panel which is slightly wider. This is normal, because the narrower the panel, the more important the artifacts are for the same irregular transmitter variations.

Meanwhile, the variation of the “source strength”  $A_o$  along this same borehole (see Figure 3.13.b and 3.13.d) is somehow different for the two cases. We can conclude that the transmitter variations are not caused by the antenna coupling conditions along the borehole as indicated by Dubois (1995), but mainly by the instrumental drift. However, the small deviations from the general trend of the transmitter variation occurs at the same locations along the borehole BH-2 (at its top and at about  $8 - 9 \text{ m}$  depth). They correlate with the fairly small velocity anomalies present along borehole BH-2 at these same depths on the SCTI tomograms of both panels 2-5 and 2-4.

The resulting logarithmic “source strength”  $a_o$  level is about  $160 - 170 \text{ dB}$ . If the noise level for this case is  $\sim 10 \text{ dB}$  and a minimum discriminant for acceptable signal-to-noise ratio would need some other  $\sim 10 \text{ dB}$ , then the effective equipment performance factor would be of approximately  $\sim 140 - 150 \text{ dB}$ . Thus, the maximum penetration range in such a cultural noisy environment and strongly attenuating medium (if an attenuation coefficient of  $\sim 6.5 - 7 \text{ dB/m}$  is considered) is about  $\sim 20 - 23 \text{ m}$  in transmission mode and only  $\sim 10 - 12 \text{ m}$  or less in reflection mode.

As we have seen previously, the variation of transmitter parameters seem to be

mainly the result of instrumental drift of the acquisition system during the survey. If this instrumental drift is removed, then the  $t_{o_i}$  and  $A_{o_i}$  residuals could possibly reflect the variations of electrical properties along the borehole.

### 3.8 Conclusions

Introducing the supplementary transmitter parameters into the SCTI algorithm does not result in a biased model. In practice, as the number of transmitter positions is usually small compared to the number of parameters that are commonly determined by the conventional TI algorithm, the resolution of the tomograms is roughly the same for both methods. However, the SCTI algorithm produces more realistic results with less artifacts that are easier to interpret in geophysical and geological terms.

Inversion of synthetic data has shown that the artifacts produced by the conventional method are mainly located along the boreholes and towards the corners of the tomograms. Different discretization grids have demonstrated that the SCTI results are always closer to the synthetic model with less important artifacts than the conventional inversion results. However, a trade-off between the number of parameters to be determined and their resolution has to be found because inherently when the former increases, the latter decreases.

For the case of real data inversion, it was thus possible to avoid interpreting artifacts as inhomogeneous structures in a homogeneous environment. The tomographic measurements have demonstrated (what single-hole reflection has indicated previously as well) that the environment is homogeneous with no major structural features around the boreholes within the range of penetration of the radar pulse in such a strongly attenuating medium.

Another advantage of the SCTI algorithm is that it also determines the transmitter "statics" and their drift during the survey. We have shown that the drift obtained



for transmitting time  $t_o$  and "source strength"  $A_o$  downwards the borehole are quite stable whatever the discretization, although their precision depends upon the degree of indetermination of the whole system of equations (total number of parameters to be determined versus total number of available observations).

A consequence of the SCTI algorithm is that it allows to pick a later phase of the first arrival pulse which might be more energetic and easier to pick instead of an uncertain "first break" in a noisy signal. If this kind of picking is preferred, then it should be performed systematically for all recorded signals corresponding to the same transmitter position by picking one same phase of the first arrival. These additional delays will be recovered within the variation of the resulting  $t_o$ , because the SCTI algorithm serves to retrieve namely these kinds of constant transmitter delays. For this approach, the dispersion phenomena along the ray-path is ignored.

Another consequence of the SCTI algorithm is that it allows the voluntary change of the recorded time-window during the survey without bothering to correct for these different arbitrary delays before tomographic data processing, as required by the conventional algorithms. That kind of adjustment is usually needed during surveys with long acquisition time and large inter-hole distances if the first arrivals tend to occur outside of the recorded time window. As well, this advantage can be used when combining two or more different data sets with different acquisition settings, or even different acquisition systems.

This technique can be appended to any tomographic procedure, whatever inversion method is used. However, we stress once more that the SCTI algorithm is valid only under the assumption that the transmitter values  $t_o$  and  $A_o$  are or may be considered individually constant at each transmitter position.

### 3.9 Acknowledgments

We would like to thank Lafarge Canada for giving access to the boreholes at St-Constant quarry. Gilles Bellefleur from Ecole Polytechnique de Montreal made constructive comments on a preliminary version of the manuscript. We would like to acknowledge funding from NSERC through individual grant (M.C.) OGP000848 and Research & Development collaborative grant CRD180840.

### 3.10 Figures

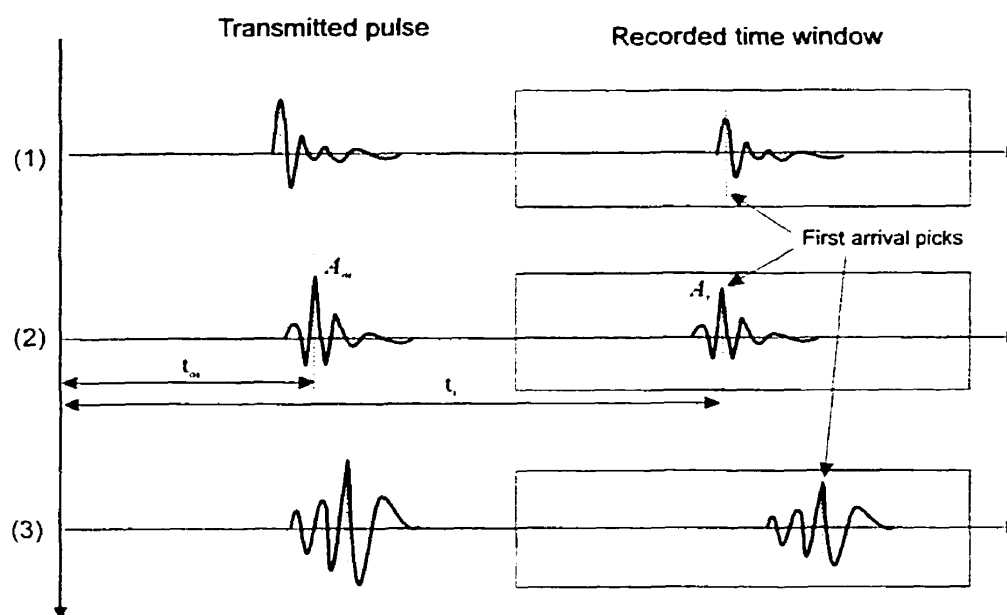


Figure 3.1: Phase and amplitude drift of the transmitted pulse during the survey for different antenna coupling conditions leading to (1) minimum phase, (2) mixed phase or (3) maximum phase, all coupled with a drifting transmitted signal; most convenient first-arrival picking within the recorded time-window and the corresponding transmitter  $t_o$ .

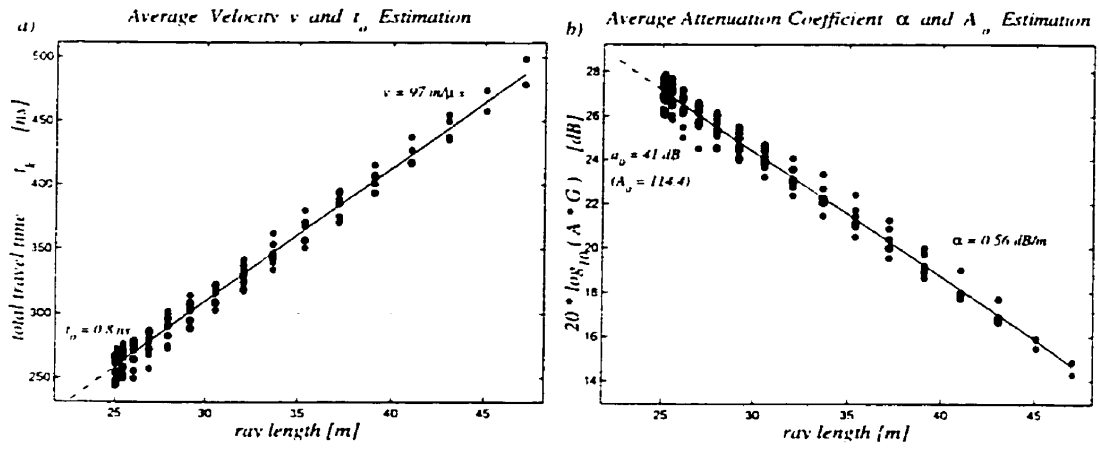


Figure 3.2: Average values determination for (a) the transmitting time,  $t_o$ , and medium velocity,  $v$ , and (b) the logarithmic "source strength",  $a_o$ , and medium attenuation coefficient,  $\alpha$ .

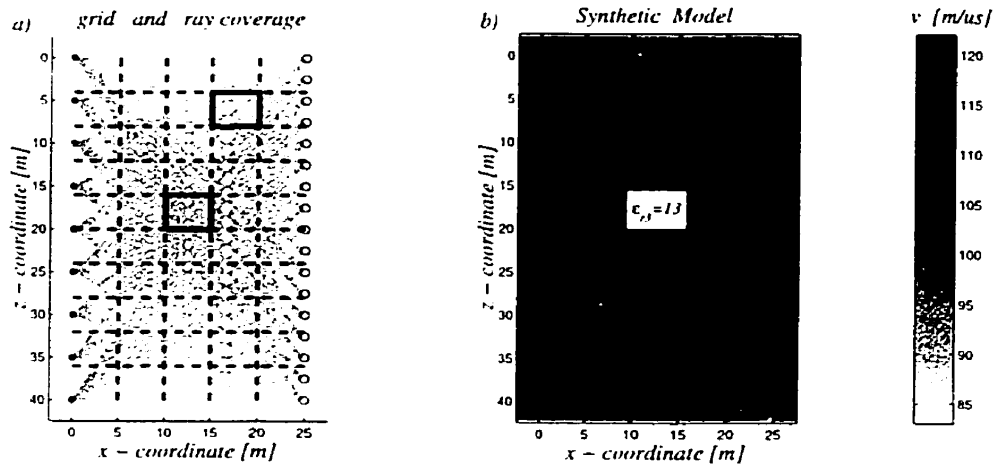


Figure 3.3: (a) The discretization grid with the ray paths and (b) the synthetic model.

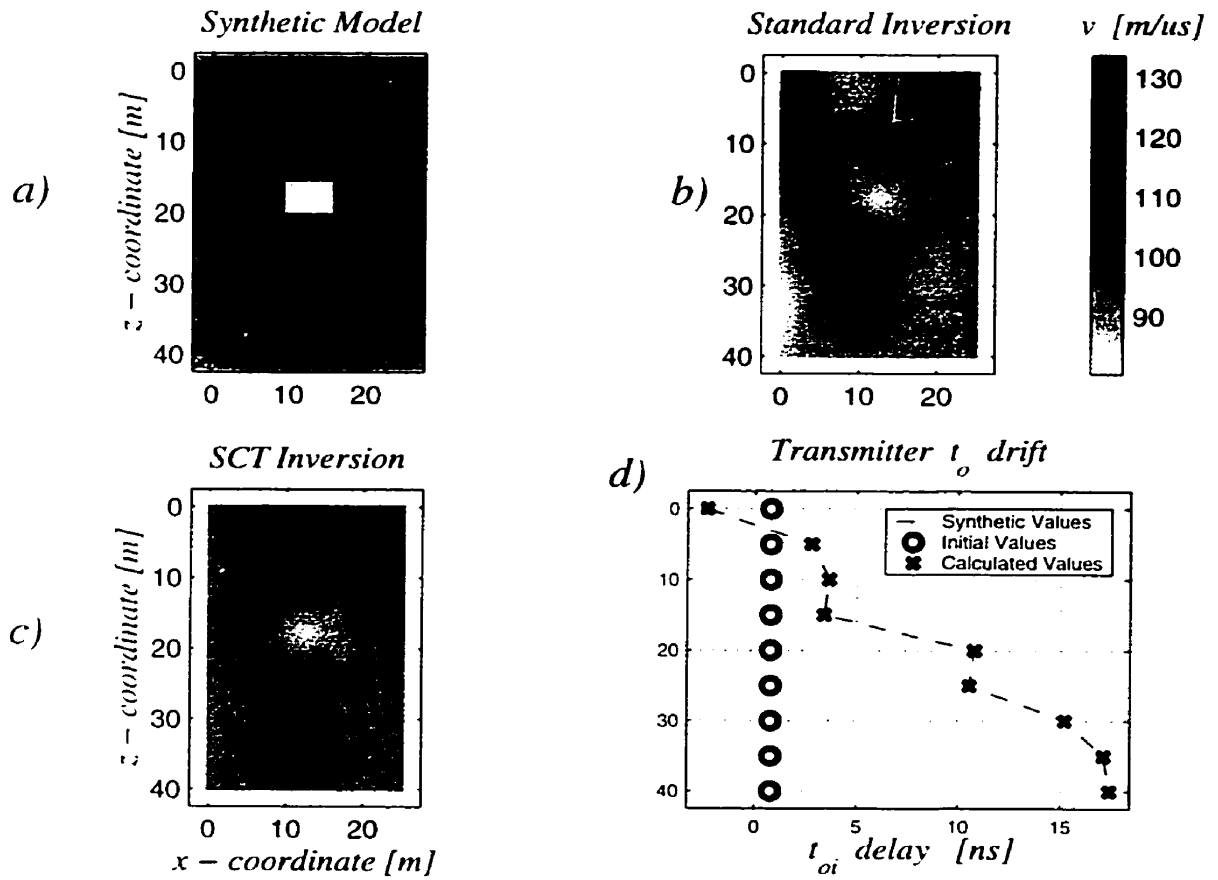


Figure 3.4: (a) Velocity synthetic model, (b) tomogram obtained by standard inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) transmitter  $t_o$  variation down the borehole.

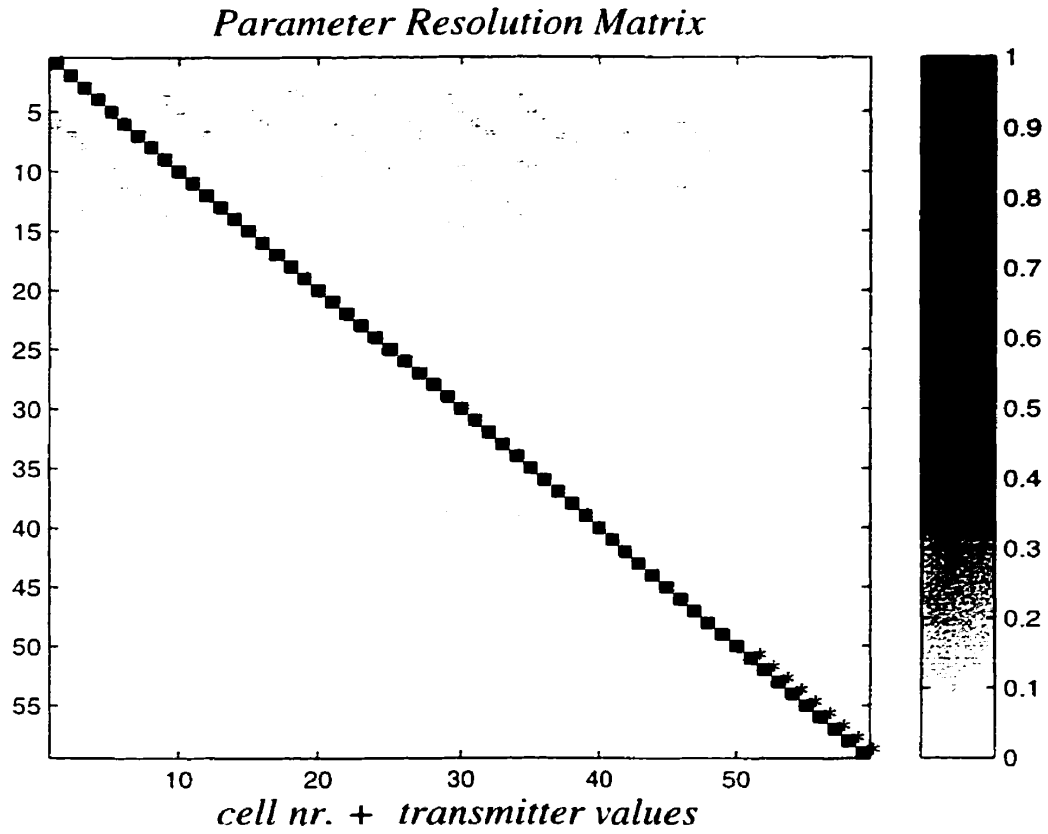


Figure 3.5: The parameter resolution matrix showing the dependence between parameters; those corresponding to the tomogram cells are well resolved (equal to 0.9) and those corresponding to the transmitter values (\*) are independent (equal to 1).

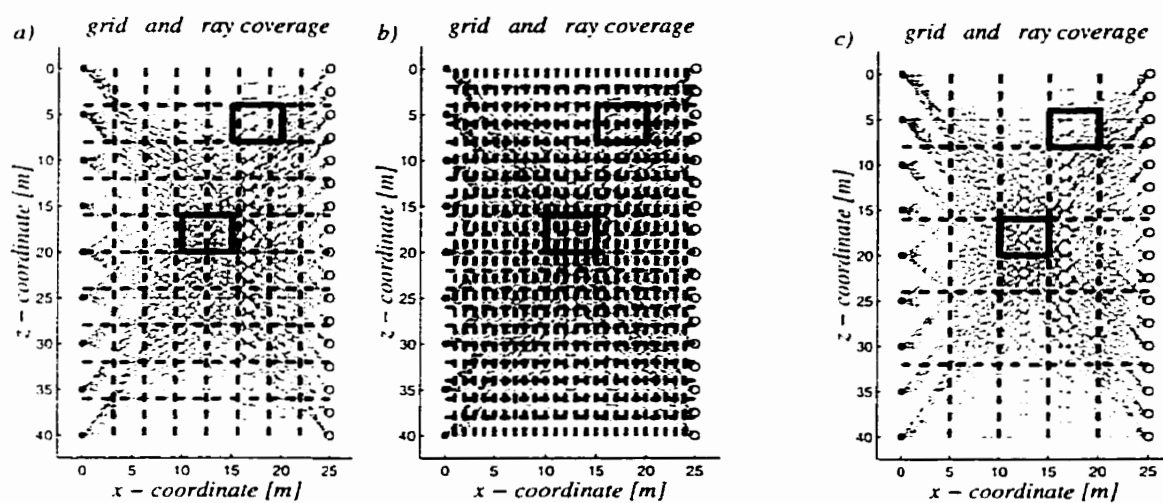


Figure 3.6: Some other different discretization grids of the same synthetic model : (a) “unperfect matching” relative to the contour of the anomalous bodies, (b) finer and (c) coarser.

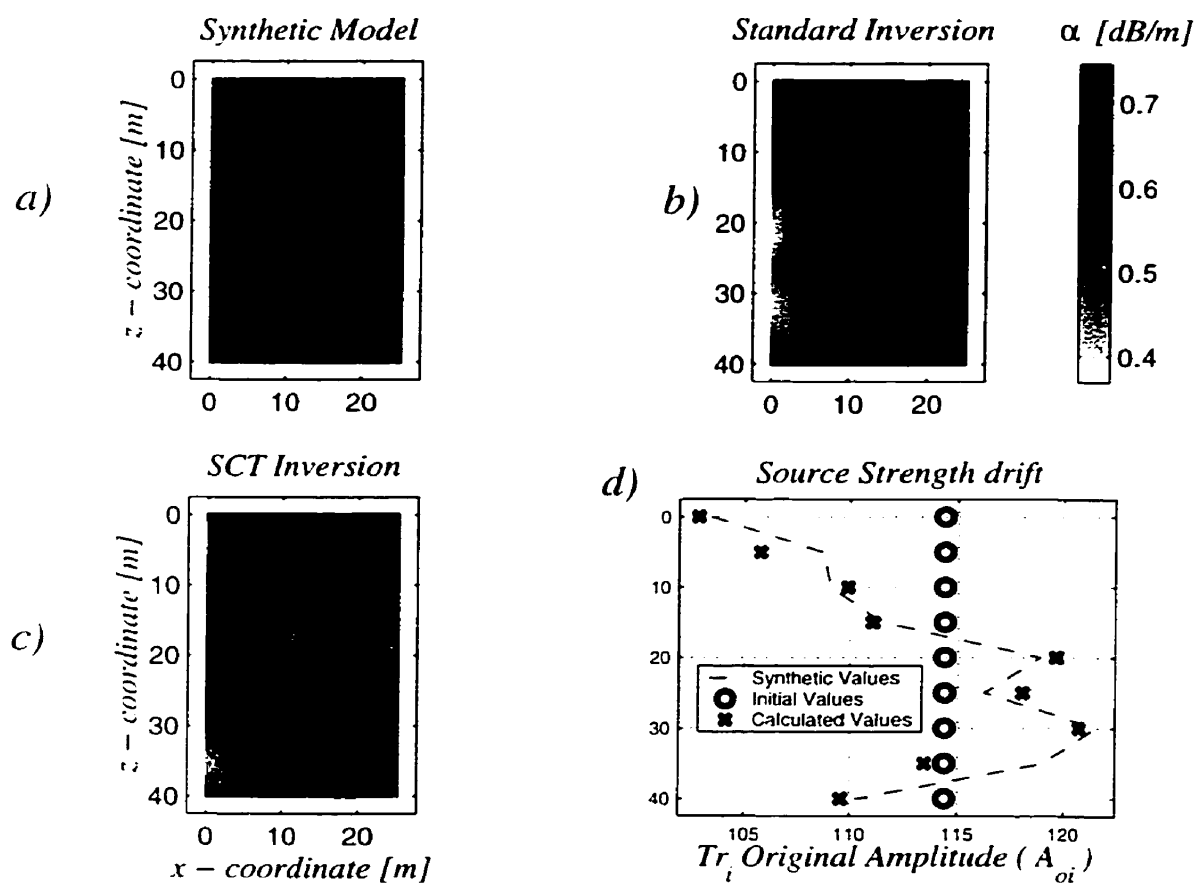


Figure 3.7: (a) Attenuation coefficient synthetic model, (b) tomogram obtained by conventional inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) source strength variation down the borehole for the grid shown in Figure 3.6.a (unperfect matching grid).

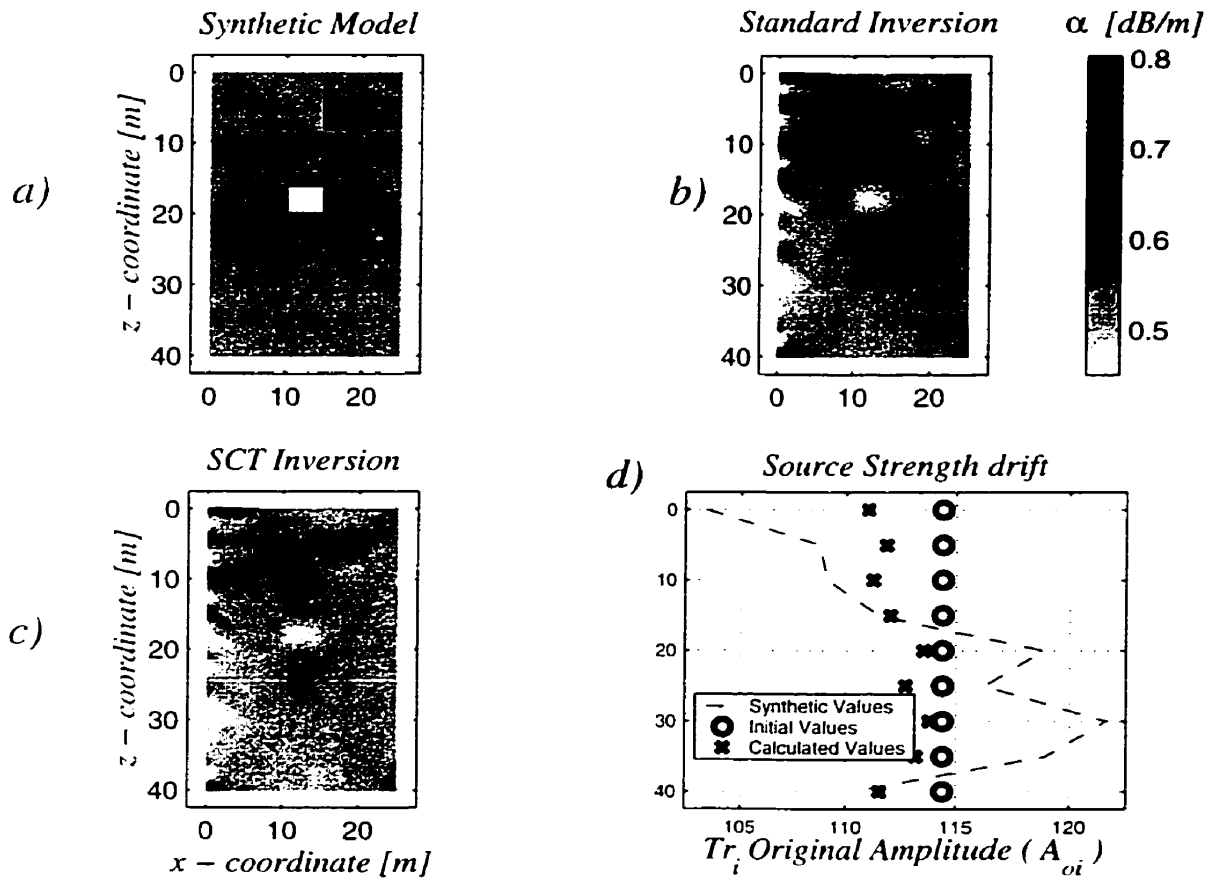


Figure 3.8: (a) Attenuation coefficient synthetic model, (b) tomogram obtained by conventional inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) source strength variation down the borehole for the grid shown in Figure 3.6.b (finer grid).



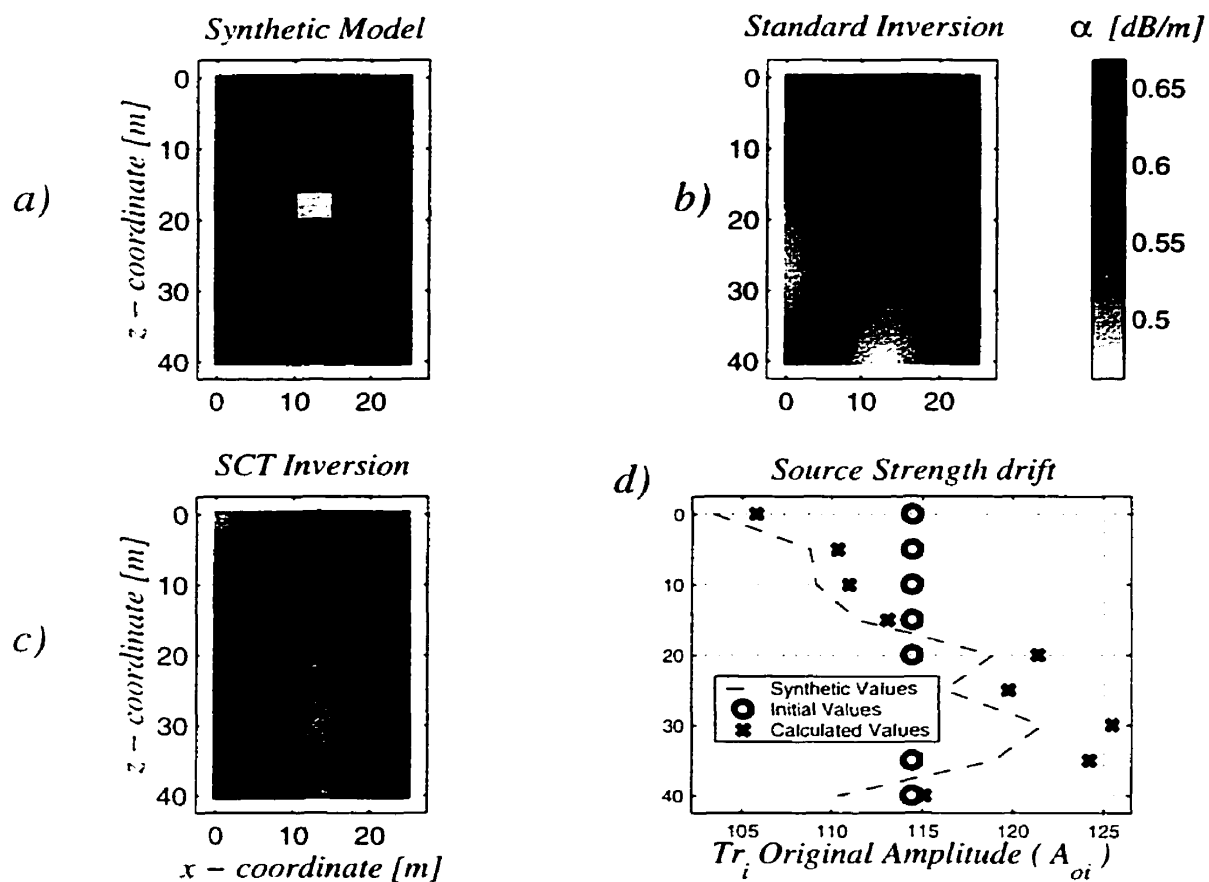


Figure 3.9: (a) Attenuation coefficient synthetic model, (b) tomogram obtained by conventional inversion, (c) tomogram obtained by SCTI and (d) source strength variation down the borehole for the grid shown in Figure 3.6.c (coarser grid).

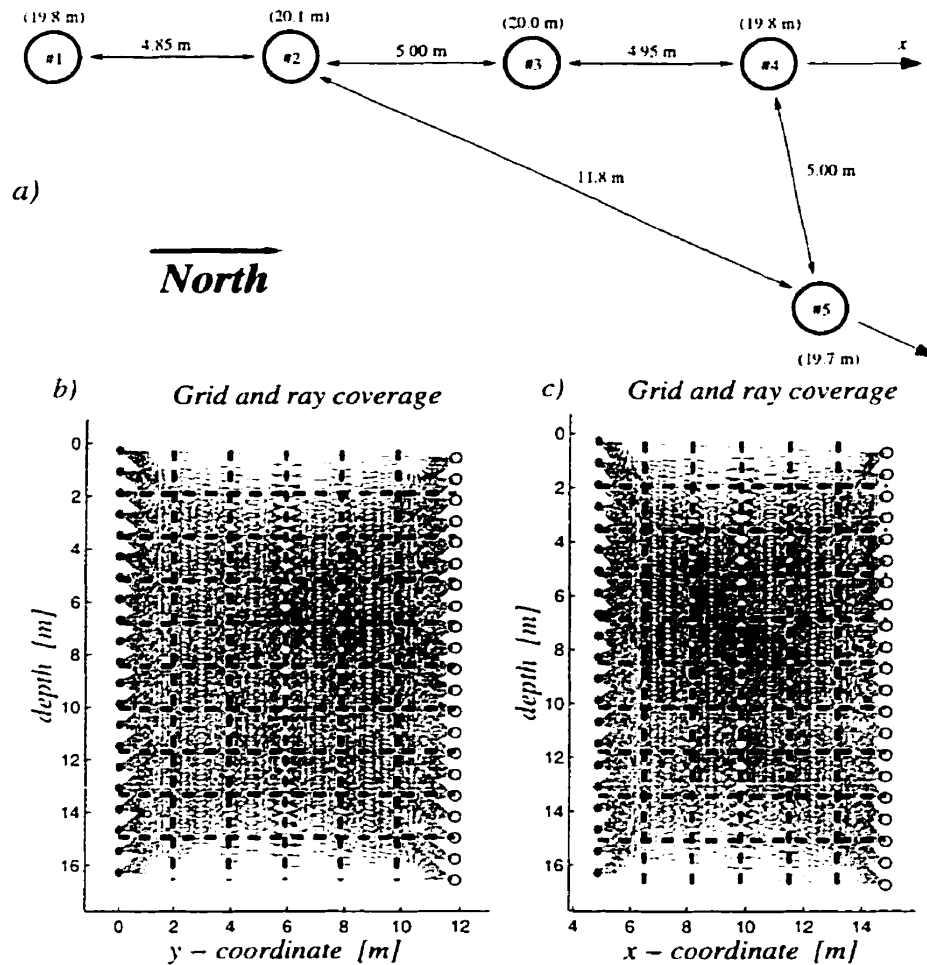


Figure 3.10: (a) Borehole relative positioning and their absolute depth with (b) the grid for the tomographic panel 2-5 and (c) the grid for the adjacent tomographic panel (2-4) with the same transmitter borehole (BH-2).

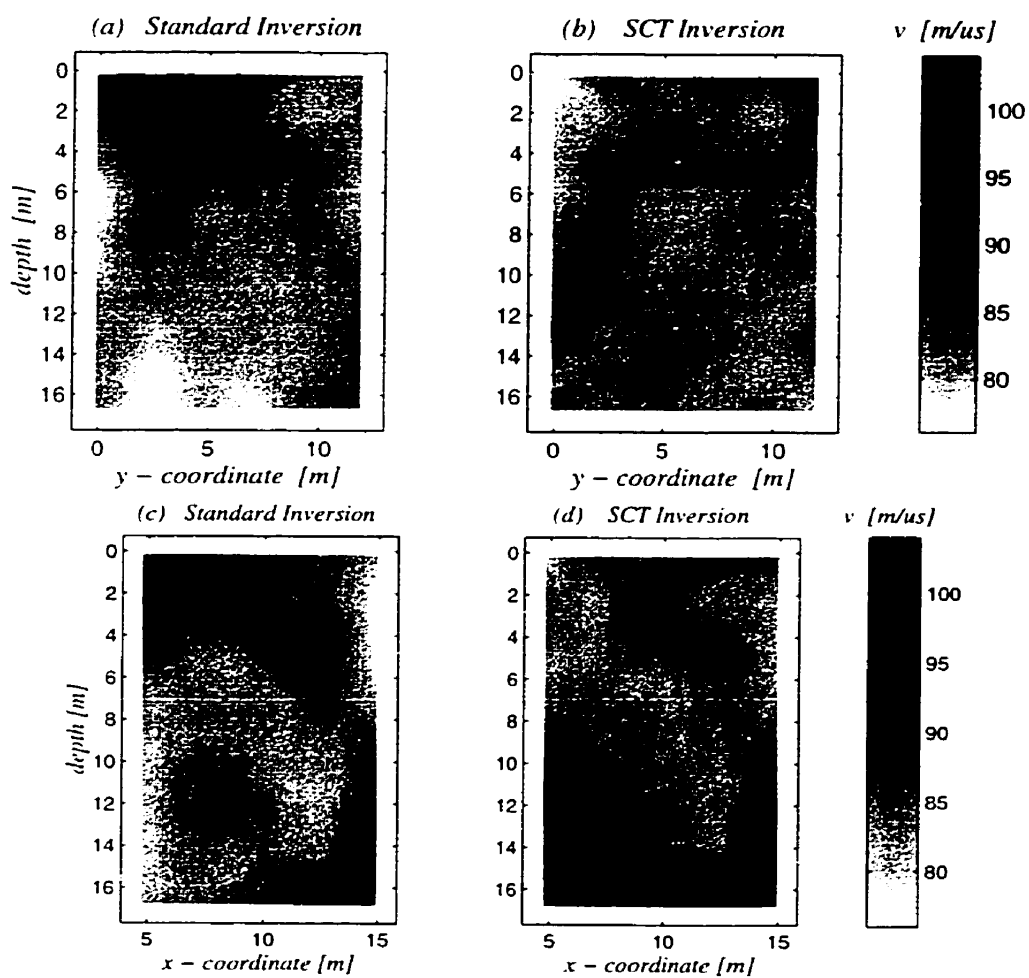


Figure 3.11: (a) and (c) Standard and (b) and (d) SCTI velocity tomograms obtained for panels 2-5 and 2-4 respectively.

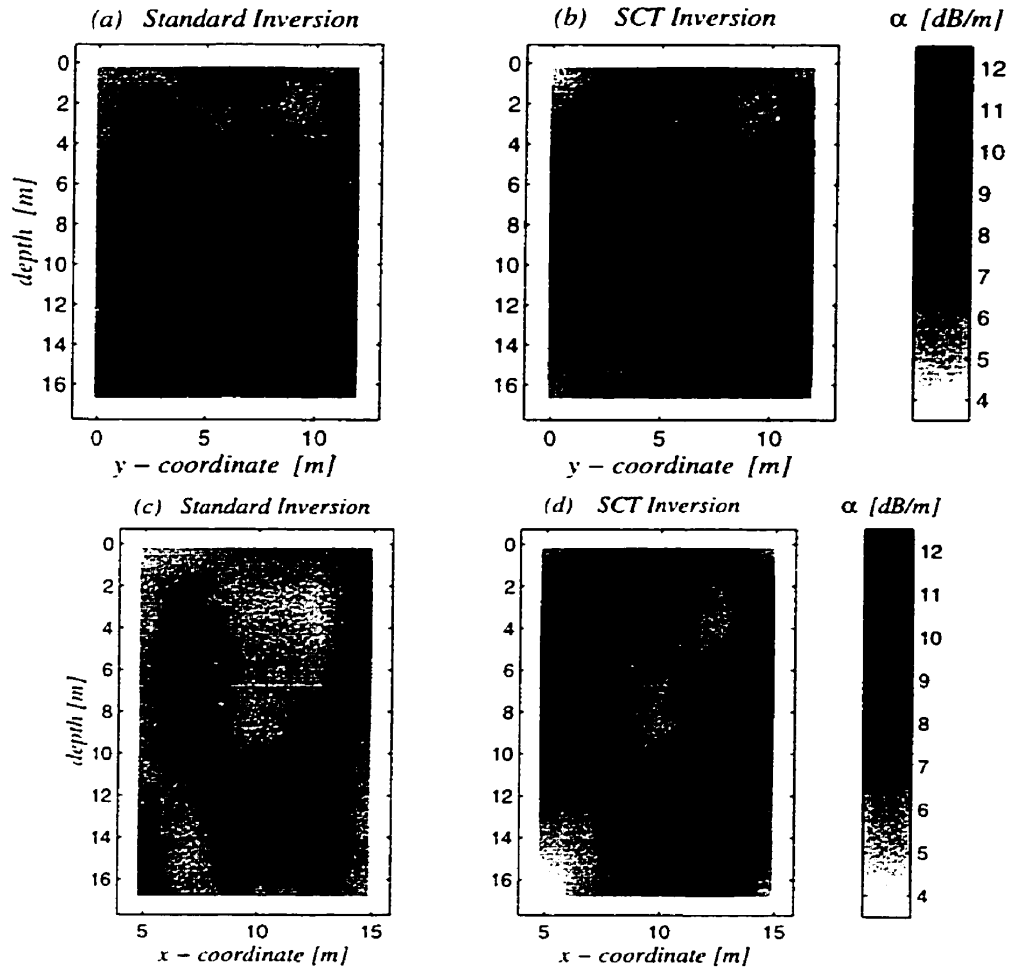


Figure 3.12: (a) and (c) Standard and (b) and (d) SCTI attenuation coefficient tomograms obtained for panel 2-5 and 2-4 respectively.

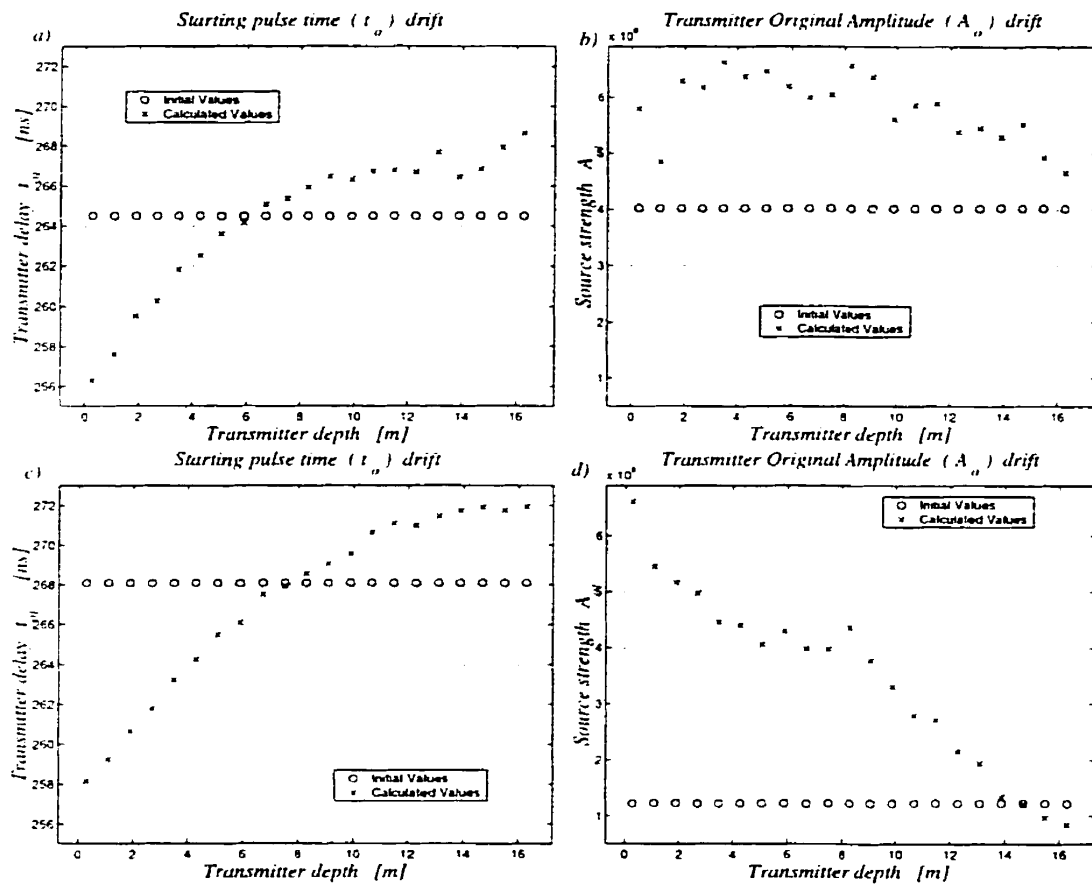


Figure 3.13: (a) and (c) Transmitter  $t_o$  and (b) and (d) “source strength” during the survey at different positions down the borehole for the same borehole (BH-2) as resulted from different tomographic panels 2-5 and 2-4 respectively.

## CONCLUSIONS

Puisque le deuxième chapitre comporte lui-même des conclusions et recommandations dont on a déjà tenu compte dans les investigations qui ont eu lieu par la suite, on va accentuer celles qui nous ont permis de mieux identifier et résoudre le problème. Les difficultés rencontrées lors de l'interprétation des résultats obtenus en tomographie pour les données de Bells Corners nous ont poussé à chercher les raisons pouvant expliquer les images obtenues et d'y trouver des remèdes. Pour les mettre en évidence, il a fallu donc faire des tests avec plus de mesures de contrôle et de calibration dans des milieux plus homogènes ou mieux connus.

Le choix adéquat des paramètres de traitement pour les données acquises en mode réflexion a permis d'établir la portée maximale de la méthode dans le milieu investigué et ses variations à chaque endroit le long du forage. En terme de propriétés physiques, cela correspond à une mesure indirecte de résistivité électrique du milieu autour du forage. En plus, l'image des réflexions et leur continuité "en profondeur" (i.e. latéralement autour des forages) est nettement améliorée, contribuant ainsi à compléter l'information structurale dans ce périmètre.

Un traitement additionnel par migration permettrait de transformer l'image apparente de ces réflexions dans une section géométrique des réflecteurs correctement positionnés autour du forage. Toutefois, cela nécessite une meilleure connaissance du champ des vitesses de propagation radar autour du forage.

Pour le traitement des données tomographiques de Bells Corners, l'estimation du

$t_o$  et  $A_o$  a été fait par l'équivalent d'une régression linéaire des premières arrivées. Sur les tomogrammes obtenus, on observe quelques caractéristiques communes avec les artéfacts décrits dans le cas de St-Constant. Dans ce cas, on devrait appliquer l'algorithme SCTI, mais il faudrait d'abord s'assurer qu'il n'y a pas d'incertitude en ce qui concerne la fréquence d'échantillonnage pour cet ensemble de données. Dans une telle éventualité, il faudrait les corriger avant de les introduire dans l'algorithme.

L'article présenté dans le troisième chapitre démontre l'efficacité de l'algorithme SCTI pour réduire les artéfacts en récupérant la variation du  $t_o$  ou  $A_o$ . Malgré le nombre augmenté des paramètres à déterminer, la technique conserve sa robustesse pour les divers cas de discrétisation testés. La précision optimum semble être atteinte pour des cellules quasi-isométriques à raison d'une par position du transmetteur le long du forage.

Dans le cas de St-Constant, cette technique a permis de ne pas interpréter les artéfacts comme des anomalies de propriétés physiques dans un milieu qui est plutôt homogène. La variation du  $t_o$  et  $A_o$  est donc principalement instrumentale, mais dans un milieu plus hétérogène, cette variation pourrait apporter aussi des informations à propos des propriétés physiques du milieu le long du forage. Pour distinguer et séparer l'effet provoqué par ces deux phénomènes - la dérive et le couplage - il faudra concevoir un protocole avec des mesures de référence à répéter au même endroit de temps en temps pendant l'acquisition, pour seulement mesurer la dérive instrumentale. Ce protocole pourrait être semblable à celui utilisé en gravimétrie et magnétisme.

La technique SCTI offre aussi l'avantage de pouvoir faire un pointé ("picking") automatique de la phase la plus énergétique de la première arrivée au lieu d'un "point de rupture" (first break) plus incertain pour un signal plus bruité. Si ce type de pointé est préféré, il faudrait alors le faire systématiquement pour toutes les traces qui proviennent du même transmetteur. Ces délais supplémentaires seront récupérés

en même temps que la dérive instrumentale du  $t_o$ . Dans ce cas, on assume qu'il s'agit d'un milieu non-dispersif. Sinon, il faudrait aussi prendre en compte ce phénomène le long du rai.

Un autre avantage pratique offert par cet algorithme est qu'il permet de changer le début de la fenêtre d'enregistrement pendant l'acquisition, sans avoir à corriger pour ces différents délais arbitraires. Cet ajustement devient parfois nécessaire en cours d'une tomographie de longue durée ou avec des grandes variations de distance pour les différentes traces, si les premières arrivées se trouvent en dehors de la fenêtre d'enregistrement. Cet avantage est aussi utile quand on combine deux ou plusieurs jeux de données du même panneau tomographique avec des paramètres d'acquisition différents, ou même des systèmes d'acquisition différents qui n'ont pas nécessairement le même  $t_o$  et  $A_o$ .

Le principe de détermination du  $t_o$  et  $A_o$  à chaque position d'émetteur ne dépend pas de la méthode d'inversion utilisée. Par conséquent, l'algorithme SCTI peut être combiné avec toute autre technique de reconstruction tomographique, comme celles par grilles multiples ("multi-grid"), régularisation, incluant l'anisotropie, contraintes de lissage ou tout autre contrainte globale ou locale. Néanmoins, on souligne encore une fois que l'algorithme SCTI est valable seulement pour l'hypothèse que les valeurs du  $t_o$  et  $A_o$  sont ou peuvent être considérées constantes individuellement à chaque position du transmetteur.

On a vu que la précision sur la distance entre forages en profondeur peut soulever parfois certains doutes (comme par exemple à Bells Corners). Pour les développements futurs, il serait utile d'introduire la détermination de paramètres supplémentaires représentant la déviation des forages par rapport à la verticale. Cependant, il faudrait s'assurer que ces paramètres ne se trouvent pas dans un cas d'interdépendance avec le  $t_o$  et  $A_o$  ou les autres paramètres à déterminer, puisque ils sont dépendants justement



des positions géométriques des antennes.

Une autre amélioration à faire serait la détermination du patron réel de radiation des antennes.  $A_o(\Theta)$ , dans un milieu donné. Cela aura comme conséquence immédiate l'amélioration des tomogrammes d'atténuation. Des milieux de référence possibles seraient l'air, l'eau, la glace ou tout autre milieu homogène et isotrope pour éliminer ainsi toute influence possible due aux hétérogénéités ou à l'anisotropie du milieu.

## Bibliographie

- BERNIUS, G. (1996). Borehole Geophysics Logs from the GSC Borehole Test Site at Bells Corners, Nepean, Ontario. Open File 3157, Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 601, Booth Street, Ottawa, Ontario, K1A 0E8.
- CORIN, L., COUCHARD, I., DETHY, B., HALLEUX, L. et RICHTER, T. (1996). Applications des techniques de radar en forage aux grands travaux. *GÉOLOGUES* no. 110 - Revue officielle de l'Union française des géologues, 29-42.
- DUBOIS, J.-C. (1995). Borehole radar experiment in limestone : analysis and data processing. *FIRST BREAK*, 13, 57-67.
- FULLAGAR, P. K., ZHANG, P., WU, Y. et BERTRAND, M.-J. (1996). Application of radio frequency tomography to delineation of nickel sulphide deposits in the Sudbury Basin. Dans *Extended Abstracts, SEG 66th Annual International Meeting and Exhibition, Denver, Colorado, 2065-2068*.
- GLOBENSKY, Y. (1985). Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Technical Report MM 85-02. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, Québec. Direction générale de l'Exploitation géologique et minière.
- HALLEUX, L., FELLER, P., MONJOIE, A. et PISSART, R. (1992). Ground penetrating and borehole radar surveys in the Borth salt mine (FRG). Dans *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar*, Édité par P. Hanninen et

- S. Autio, Special Paper - Geological Survey of Finland, Geologian Tutkimuskeskus, Espoo, Finland, 317-321.
- HOLLENDER, F. (1999). Intrprétation de la distorsion des signaux géo-radar propagés et réfléchis - Développement d'une tomographie par bande de fréquence. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble.
- HOLLOWAY, A. L. (1990). Rock mass characterization studies in granite using borehole radar at Canada's Underground Research Laboratory. Dans *The Log Analyst; abstracts for the 12th formation evaluation symposium*, Édité par Canadian Well Logging Society, volume 1-31, Society of Professional Well Log Analysts, Houston, TX, United States, 43.
- MALÅGEOSCIENCE (1991). Ramac Borehole Radar Reference Manual. Malå Geo-Science, Skolgatan 11, S-930 70, Malå. Sweden.
- MEJU, M. A. (1994). Geophysical Data Analysis : Understanding Inverse Problem - Theory and Practice. volume 6 of *Course Notes Series*, Society of Exploration Geophysics.
- MENKE, W. (1984). Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory. chapter 4. Harcourt Brace Jovanovich, Orlando, Florida. 61-71.
- MOORE, J. (1977). The Levenberg-Marquardt Algorithm : Implementation and Theory. Dans *Lecture Notes in Mathematics : Numerical Analysis*, Édité par G. Watson, number 630, Springer Verlag, 105-116.
- NOON, D. A. (1996). Stepped-Frequency Radar Design and Signal Processing Enhances Ground Penetrating Radar. Thèse de Doctorat, University of Queensland, Australia, Dept. of Electrical and Computer Engineering, Research Centre for Sensor Signal.
- NOON, D. A. et STICKLEY, G. F. (1998). Antenna Ring-down, Range-sidelobes and Quality Factors of Time- and Frequency-Domain GPR Systems. Dans *Proceedings*

*GPR '98, 7th International Conference on Ground-Penetrating Radar, Lawrence, Kansas.* volume 1, 63–68.

OLSSON, O., ANDERSON, P., CARLSTEN, S., FALK, L., NIVA, B. et SANDBERG, E. (1992). Fracture characterization in crystalline rock by borehole radar. Ground penetrating radar. Paper - Geological Survey of Canada, Ottawa, ON, Canada., 139–150.

OLSSON, O., FALK, L., FORSLUND, O., LUNDMARK, L. et SANDBERG, E. (1990). Crosshole Investigations for the Stripa Project - Borehole Radar Results. Technical Report 87-11, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management - Geological Co., Stockholm. and ABEM AB and Malå GeoScience, Skoigatan 11. SE-930 70, Malå. Sweden.

PENROSE, R. (1955). A Generalised Inverse for Matrices. Dans *Proceedings of Cambridge Philosophy Society*, number 51, 406–416.

SANDWELL, D. T. (1987). Biharmonic Spline Interpolation of GEOS-3 and SEASAT Altimeter Data. *Geophysical Research Letters*, 2, 139–142.

SENSORS et SOFTWARE (1993). Pulse-EKKO 1000 - User's Guide. Sensors and Software, 1091 Brevik Place, Missisauga, Ontario, Canada. L4W 3R7.

SQUIRES, L. J., BLAKESLEE, S. et STOFFA, P. L. (1992). The effects of statics on tomographic velocity reconstructions. *Geophysics*, 57, 353–362.

SQUIRES, L. J., STOFFA, P. L. et CAMBOIS, G. (1994). Borehole transmission tomography for velocity plus statics. *Geophysics*, 59, 1028–1036.

STEVENS, K., LODHA, G., HOLLOWAY, A. et SOONAWALA, N. (1995). The application of ground penetrating radar for mapping fractures in plutonic rocks within the Whiteshell Research Area, Pinawa, Manitoba, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 125–141.

- STEWART, R. (1991). Exploration Seismic Tomography : Fundamentals. volume 3 of *Course Notes Series*, Society of Exploration Geophysicists.
- TURNER. G. (1993). Influence of Subsurface Proprieties on Ground Penetrating Radar Pulses. Ph.D. Thesis, Macquarie University, NSW, Australia.
- TURNER. G. et SIGGINS, A. (1994). Constant Q Attenuation of Subsurface Radar Pulses. *Geophysics*, 8, 1192-1200.
- ULRIKSEN, C. (1982). Application of impulse radar to civil engineering. Thèse de Doctorat, Lund University of Technology.
- WARD, S. et HOHMANN, G. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. Dans *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Édité par M. Nabighian. volume 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.