

Le potentiel du Ground Penetrating Radar en trois dimensions pour l'étude des structures sous-glaciaires d'un glacier alpin tempéré

Martino Sala

Sous la direction du

Prof. Stuart Lane
MER James Irving

Expert

Emily Voytek



« Ce travail n'a pas été rédigé en vue d'une publication, d'une édition ou diffusion. Son format et tout ou partie de son contenu répondent donc à cet état de fait. Les contenus n'engagent pas l'Université de Lausanne. Ce travail n'en est pas moins soumis aux règles sur le droit d'auteur. A ce titre, les citations tirées du présent mémoire ne sont autorisées que dans la mesure où la source et le nom de l'auteur sont clairement cités. La loi fédérale sur le droit d'auteur est en outre applicable. »

Remerciements

Pendant ces mois j'ai pu travailler et discuter avec nombreuses personnes, qui se sont avérées très précieuses pour la rédaction de cette recherche et avec lesquelles j'ai pu passer des très bons moments. En particulier, j'aimerais remercier :

Ma famille et Moira, pour le soutien et l'encouragement pendant ces années d'études universitaires et pour avoir toujours cru en moi

Prof. Stuart Lane et MER James Irving, pour m'avoir permis de mener cette recherche et pour leur précieux conseils, suggestions et corrections tout le long de la rédaction de mon mémoire

PhD Pascal Egli, avec qui j'ai pu travailler tout le long de cette recherche ainsi qu'échanger nombreuses idées et suggestions sur le sujet. Son aide a été essentiel pendant l'acquisition des données utilisées dans cette recherche et pendant la création des codes permettant le traitement de ces dernières

Ludovic Baron, qui a fourni ses connaissances en matière informatique et nous a permis d'effectuer cette recherche en créant un software exprès pour l'acquisition des données

Gilles, François, Boris, Valentin, Loïc et tous ceux qui m'ont aidé sur le glacier d'Otemma en 2017 lors de la campagne d'acquisition de données

Mes amis d'aventures, pour les bons moments et les inoubliables soirées passées ensemble pendant ces années universitaires

Merci beaucoup!

Résumé

Le réseau hydrologique de drainage subglaciaire et ses dynamiques jouent un rôle clé dans la définition soit de la vitesse d'écoulement glaciaire, soit du taux de production et de transport sédimentaire. Indirectement, ses caractéristiques entraînent nombreux effets sur l'hydrologie et l'écologie des cours d'eau situés à l'aval des glaciers. Bien que la morphologie et les dynamiques du système de drainage subglaciaire aillent été largement étudiées au cours des dernières décennies, nombreuses assumptions restent non vérifiées. En particulier, on assume que la géométrie des conduites soit déterminée par la relation d'équilibre entre pression exercée par l'eau descendant à l'intérieur du glacier et pression exercée par la glace environnante, résultant en des canaux semi-circulaires s'écoulant sur un lit du glacier plat. Cependant, peu d'études ont testé la géométrie des conduites énoncée par la théorie, ce qui crée la nécessité de nouvelles études étudiant la morphologie et les dynamiques locales de ces dernières. Dans ce contexte, cette recherche propose une méthodologie d'acquisition et de traitement des données acquises par *Ground Penetrating Radar* en trois dimensions permettant une prospection détaillée de la subsurface glaciaire. Le but est celui de fournir un instrument robuste, flexible et de facile application. Les résultats obtenus sont très prometteurs. En effet, bien que des améliorations soient tout à fait nécessaires, la méthodologie proposée permet de bien visualiser et analyser les structures subglaciaires présentes dans la subsurface.

Mots clés: Ground Penetrating Radar (GPR); Réseau de drainage subglaciaire; Dynamiques subglaciaires; Sédiments; Glaciers alpins;

Summary

The subglacial drainage system and its dynamics exert a key control on glacier sliding, and hence erosion, and in sediment transfer. Indirectly, its characteristics lead to a number of effects on ecology and hydrology of the rivers located downstream. Although the morphology and the dynamics of subglacial drainage systems have been extensively studied in the past decades, a significant number of untested assumptions remain. Crucially, the geometry of such channels has assumed to be driven by the balance between water pressure-driven melting and ice overburden-pressure closure, to result in semi-circular channels resting on a flat bed. However, very few studies have tested the geometries predicted by theory and new studies are required in order to investigate and to quantify the local morphology and dynamics of subglacial channels. In this regard, this research develops an acquisition and data processing methodology based on Ground Penetrating Radar applied in three dimensions, which allows a local and detailed prospection of glacial subsurface. The aim is to provide a strong, flexible and easy methodology to be applied in this field. Our results are very promising, although improvements are still needed. The proposed methodology allows a clear and defined prospection of the glacial subsurface, thus allowing the visualization and analysis of subglacial drainage channels and subglacial structures in general.

Key words: Ground Penetrating Radar (GPR); Subglacial drainage system; Subglacial dynamics; Sediments; Alpine glaciers;

Table des matières

1. Introduction.....	1
2. Justification de la recherche.....	2
3. Méthodologie et méthodes.....	6
3.1. Contexte spatial et temporalité.....	7
3.2. Acquisition de données par Ground Penetrating Radar.....	8
3.2.1. Prise de données en grille.....	9
3.2.2. Prise de données répétée sur 24 heures.....	10
3.3. Traitement des données.....	11
3.3.1. Positions GPS.....	12
3.3.2. Construction du cube 3D.....	15
3.3.3. Traitement du signal GPR.....	16
3.3.4. Estimation du lit du glacier et de la profondeur de la glace.....	22
4. Résultats.....	23
4.1. Données GPS.....	23
4.2. Données GPR de l'acquisition en continu sur 24 heures.....	27
4.3. Données GPR des acquisitions en grille.....	28
4.4. Estimation du lit du glacier et de l'épaisseur de la glace.....	31
5. Discussion.....	33
5.1. Méthodologie proposée.....	33
5.1.1. Acquisition des données.....	33
5.1.2. Traitement des données GPS.....	34
5.1.3. Construction du cube tridimensionnel.....	34
5.1.4. Traitement du signal GPR.....	34
5.2. Structures subglaciaires.....	35
6. Conclusions.....	37
7. Bibliographie.....	38
8. Annexes.....	42

1. Introduction

Le réseau de drainage subglaciaire et ses caractéristiques jouent un rôle clé dans la définition de la vitesse d'écoulement glaciaire ainsi que dans le taux de production et de transport sédimentaire (ex. Hubbard & Nienow, 1997 ; Iken et al., 1997 ; Fountain & Walder, 1998 ; Mair et al., 2003 ; Stuart et al., 2003 ; Anderson et al., 2004 ; Riihimaki et al., 2005). Indirectement, les caractéristiques du système de drainage subglaciaire influencent soit le régime hydrique et thermique des cours d'eau situés à l'aval (Horton et al., 2006 ; Gimbert et al., 2016 ; Perolo et al., 2019), soit les caractéristiques des habitats et la biosphère de ces rivières (ex. Crisp, 2000 ; Brown et al., 2007 ; Gabbud et Lane, 2016). La compréhension de la morphologie et des dynamiques du réseau de drainage subglaciaire est donc fondamentale afin de pouvoir comprendre les nombreux effets que ce dernier entraîne.

Dans les dernières décennies, nombreuses recherches ont étudié et modélisé à fond les caractéristiques hydrauliques des glaciers (ex. Röthlisberger, 1972 ; Shreve, 1972 ; Nienow et al., 1998 ; Gulley et al., 2009). Cependant, deux points faibles peuvent être individués. Premièrement, nombreux contrastes sont présents au niveau théorique pour ce qui concerne la conceptualisation de la morphologie et des dynamiques des conduites subglaciaires (ex. Gulley et al., 2009 ; Walder, 2010). Deuxièmement, une partie majeure des recherches effectuées sur le sujet utilise des expériences avec traceurs comme méthode d'acquisition de données (ex. Fountain, 1993 ; Hock & Hooke, 1993 ; Fountain & Walder, 1998 ; Nienow et al., 1998), alors que les études de Gulley et al. (2012b) et Gulley et al. (2014) ont démontré sa fragilité. Ci dit, on comprend comme d'un côté on nécessite de nouvelles études sur le sujet, alors que de l'autre côté on nécessite d'une nouvelle méthodologie d'analyse permettant à la fois d'obtenir des données fiables et spatialement complètes.

Dans ce contexte, cette recherche veut explorer les potentialités du *Ground Penetrating Radar* (GPR) en trois dimensions appliqué dans le contexte de la glaciologie, ceci afin de créer un cube tridimensionnel de données pouvant représenter localement les structures subglaciaires présentes dans le sous-sol. Le but principal de cette recherche est celui de fournir un outil robuste et fiable permettant d'acquérir des nouvelles connaissances sur la morphologie et les dynamiques des structures subglaciaires tout en considérant leur composante spatiale. Cependant, l'application du GPR en trois dimensions dans un contexte comme celui de la glaciologie pose plusieurs problématiques. Premièrement, les caractéristiques de la surface glaciaire peuvent limiter sensiblement la qualité des données acquises (ex. Heincke et al., 2005), notamment à la présence de structures telles que des crevasses ou des moulins. Deuxièmement, les caractéristiques des données acquises par GPR sont très dépendantes des propriétés de la glace, et notamment lorsque cette dernière subit des variations au niveau de la teneur en eau liquide (Pettersson et al., 2004 ; Murray et al., 2007). Sachant que les glaciers sont parfois caractérisés par une morphologie de surface abrupte et que la teneur en eau liquide pourrait varier à plusieurs échelles temporelles (ex. Pettersson et al., 2004), c'est essentiel d'identifier les effets que ces caractéristiques entraînent sur la qualité des données acquises. Pour ce faire, un deuxième objectif de cette recherche est celui d'analyser et identifier les contraintes physiques, temporelles et qualitatives liées à la méthodologie proposée.

2. Justification de la recherche

Comme affirmé précédemment, le réseau de drainage subglaciaire joue un rôle majeur soit dans la définition de la vitesse d'écoulement glaciaire, soit dans le taux de production et évaluation des sédiments (ex. Hubbard & Nienow, 1997 ; Iken et al., 1997 ; Fountain & Walder, 1998 ; Mair et al., 2003 ; Stuart et al., 2003 ; Anderson et al., 2004 ; Riihimaki et al., 2005). En outre, le réseau de drainage subglaciaire influence largement la définition des régimes hydriques des cours d'eau situés à l'aval ainsi que les fluctuations du débit à plusieurs échelles temporelles (Horton et al., 2006 ; Gimbert et al., 2016 ; Perolo et al., 2019). Finalement, ces aspects entraînent des importantes conséquences sur la biosphère (ex. Crisp, 2000 ; Brown et al. 2007 ; Gabbud et Lane, 2016) ainsi que sur les installations hydroélectriques présentes à l'aval des glaciers (ex. Gabbud et Lane, 2016).

Concernant les sédiments, leurs impacts directs et indirectes sont imputables surtout à la haute capacité érosive des glaciers, notamment de ceux tempérés (Hallet et al., 1996), et à leur capacité de les mobiliser vers l'aval. Malgré les nombreux effets que les sédiments peuvent entraîner à l'aval des glaciers, les mécanismes de production et d'évacuation de ces derniers à l'intérieur des glaciers restent encore peu étudiés à cause principalement de la difficulté dans l'acquisition de données fiables. Toutefois, la production et l'évacuation des sédiments sont généralement liées à deux facteurs clé : vitesse d'écoulement glaciaire et réseau de drainage subglaciaire. Les recherches de Riihimaki et al. (2005) et de Gimbert et al. (2016) sur le Bench Glacier (Alaska) respectivement le Mendenhall Glacier (Alaska) montrent clairement l'existence de cette dépendance. En outre, les recherches d'Iken et al. (1997), Nienow et al. (1998), Mair et al. (2003), Anderson et al. (2004), Riihimaki et al. (2005) et Gimbert et al. (2016) montrent comme la vitesse d'écoulement glaciaire soit profondément liée au réseau de drainage subglaciaire. Soit le cycle de production et transport de sédiments, soit la vitesse d'écoulement glaciaire, sont donc généralement dépendants du réseau de drainage subglaciaire et de ses caractéristiques.

Une première conceptualisation du système de drainage subglaciaire a été initialement proposée par les études de Shreve (1972) et Röthlisberger (1972). Le modèle développé par ces deux auteurs se base essentiellement sur la relation d'équilibre qui existe entre pression exercée par l'eau descendant à l'intérieur du glacier et pression exercée par la glace environnante. Le système de drainage décrit se compose alors par un réseau arborescent, caractérisé par une recharge hydrique spatialement uniforme et des conduites hydrauliquement efficaces. Depuis sa conception, ce modèle reste aujourd'hui le modèle conceptuel le plus utilisé dans le champ de la glaciologie (Walder, 2010).

Malgré le fait que la théorie de Shreve (1972) et Röthlisberger (1972) soit très simple et très utilisée, celle-ci implique plusieurs approximations et ne considère pas des aspects importants tels que la potentielle érosion du lit des conduites (ex. Gimbert et al., 2016) ou le rôle que les sédiments pourraient avoir sur la morphologie du système de drainage (ex. Gulley et al., 2012b ; Gulley et al., 2014 ; Perolo et al., 2019). De plus, la majorité des glaciers ne se trouvent pas dans une situation où l'approvisionnement hydrique est spatialement uniforme, comme supposé par Shreve (1972) et Röthlisberger (1972). Nienow et al. (1998), Gulley et al. (2009) et Gulley et al. (2012a) montrent en effet comme l'infiltration de l'eau à l'intérieur des glaciers n'est pas homogène, mais elle s'effectue en préférence par des structures telles que des crevasses, des fractures, des moulins et des jonctions glaciaires. Plusieurs auteurs, en outre, mettent même en discussion le paradigme basilaire de la théorie de Shreve (1972) et Röthlisberger (1972), soit la relation d'équilibre entre pression de l'eau et pression de la glace (ex. Harper et al., 2005 ; Fudge et al., 2008 ; Gimbert et al., 2016 ; et Perolo et al., 2019).

Bien que le modèle proposé par Shreve (1972) et Röthlisberger (1972) soit considéré comme le modèle « classique » et soit encore très utilisé dans les études glaciologiques (Walder, 2010), plusieurs incongruences

peuvent être identifiées entre ce modèle et les recherches plus récentes. Ces contrastes peuvent être résumés sur trois points :

1. Les sédiments pourraient jouer un rôle clé dans la définition de la morphologie des conduites subglaciaires par des phénomènes d'accumulation et d'érosion du lit du glacier (ex. Gulley et al., 2014 ; Gimbert et al., 2016 ; Perolo et al., 2019) ;
2. Le système de drainage subglaciaire ne se trouve pas dans une situation d'équilibre, mais l'infiltration de l'eau s'effectue de préférence dans des structures comme des moulins et des crevasses (Nienow et al., 1998 ; Gulley et al., 2009 ; Gulley et al., 2012a) ;
3. Les conduites subglaciaires pourraient ne pas se trouver dans une situation d'efficacité hydraulique, soit au niveau journalier que saisonnier (ex. Gulley et al., 2012b ; Perolo et al., 2019) ;

On comprend finalement comme, de nos jours, une certaine contraposition existe entre la théorie « classique » de Shreve (1972) et Röthlisberger (1972) et les recherches plus récentes.

Cependant, dans un cadre plus large, une majorité des études précédemment cités doit être objet d'une évaluation du point de vue de la méthodologie utilisée. En effet, une partie majeure des études effectués dans le champ de l'hydrologie glaciaire a utilisé des expériences avec traceurs comme méthode principale pour l'acquisition des données (ex. Fountain, 1993 ; Hock & Hooke, 1993 ; Fountain & Walder, 1998 ; Nienow et al., 1998). Bien que ce type d'expérience permette d'obtenir des données sur la morphologie du réseau de drainage, la connectivité entre les conduites ainsi que la vitesse d'écoulement de l'eau sous la glace (Ruttimann, 2016), cette dernière peut être objets d'erreurs dans la phase interprétative des données, comme montré par Gulley et al. (2012b) et Gulley et al. (2014). Gulley et al., (2012b) montre en effet comme, pour exemple, on puisse obtenir des courbes de retour (CDR) différentes en effectuant des acquisitions par traceurs en plusieurs moments de la journée mais sur une conduite géométriquement identique. Au contraire, Gulley et al. (2012b) montre aussi comme on puisse obtenir des CDR similaires soit dans une situation avec un réseau de drainage distribué, soit dans une situation avec un réseau canalisé mais avec une haute rugosité du lit. Gulley et al. (2012b) et Gulley et al. (2014) affirment finalement que la rugosité du lit des conduites peut influencer largement le taux de dispersion des CDR, et que ce paramètre joue un rôle fondamental dans la caractérisation de l'écoulement subglaciaire. Cependant, les études de Gulley et al. (2014), Gimbert et al. (2016) et Perolo et al. (2019) montrent comme la rugosité du lit des conduites pourrait varier à plusieurs échelles temporelles, soit saisonnières que journalières, par des phénomènes d'érosion et accumulation de sédiments. Ci dit, on comprend que les données acquises par expériences avec traceurs peuvent être fortement influencées par des paramètres qui ne sont pas forcément connus ou prévisibles.

A la suite des observations précédentes on peut affirmer comme deux problématiques existent au niveau des études dans le champ de la glaciologie. Premièrement, plusieurs contrastes sont présents au niveau théorique pour ce qui concerne la conceptualisation de l'écoulement subglaciaire et de ses dynamiques. Deuxièmement, une partie majeure des recherches effectuées dans le champ de la glaciologie a utilisée des expériences avec traceurs, alors que les études de Gulley et al. (2012b) et Gulley et al. (2014) ont démontré la potentielle fragilité de cette méthode. La nécessité de nouvelles études fournissant des nouvelles informations sur le sujet est donc évidente.

A ce propos, cette recherche veut proposer une méthodologie permettant une prospection locale et très détaillée de la subsurface glaciaire, ceci dans le but de modéliser et d'analyser précisément les caractéristiques morphologiques du réseau de drainage subglaciaire ainsi que ses dynamiques. Plus précisément, la méthodologie proposée permettra de créer un cube tridimensionnel de données sur la subsurface glaciaire en combinant des multiples acquisitions GPR en lignes parallèles.

La méthode GPR comporte généralement plusieurs avantages. Premièrement, du côté pratique, la technologie GPR est caractérisée par : facilité dans l'acquisition de données, rapidité et maniabilité. Cet

aspect a été prouvé par nombreux études, qui ont utilisé le GPR sur plusieurs typologies de terrains (ex. Murray et al., 1997 ; Moorman & Michel, 2000 ; Stuart et al., 2003 ; Heincke et al., 2005 ; Vincent et al., 2012). Ces caractéristiques résultent essentielles dans cette recherche car l'un des objectifs clé de cette dernière est celui de fournir une méthode et une méthodologie robuste et flexible qui peut être appliquée dans plusieurs contextes glaciologiques.

Deuxièmement, la méthode GPR a déjà été utilisée avec succès dans plusieurs recherches dans le champ de la glaciologie, grâce à la haute résistivité de la glace qui permet une acquisition de données très détaillée et à des hautes profondeurs. En deux dimensions, cette dernière a été utilisée pour identifier des conduites subglaciaires (ex. Moorman & Michel, 2000 ; Stuart et al., 2003), la zone de transition dans les glaciers polythermiques (ex. Pettersson et al., 2004 ; Irvine-Fynn et al., 2006) et d'autres structures internes aux glaciers (ex. Vincent et al., 2012). En trois dimensions, en outre, la méthode GPR a été utilisée afin de modéliser pour exemple l'épaisseur de la glace et la morphologie du lit d'un glacier alpin (ex. Church et al., 2018). Finalement, la méthode GPR en trois dimensions est aussi couramment utilisée dans d'autres domaines scientifiques tels que la géologie (Guidry et al., 2007 ; Kostic & Aigner, 2007), l'hydrologie (Kruse et al., 2006 ; Bradford, 2008, Schennen et al., 2016) ou l'archéologie (Leckebusch, 2003 ; Grasmueck et al., 2004).

Cependant, le GPR présente deux points faibles dans le contexte de la glaciologie. Premièrement, les caractéristiques des données acquises sont fortement influencées par la teneur en eau liquide contenue dans la glace (ex. Pettersson et al., 2004 ; Irvine-Fynn et al., 2006 ; Murray et al., 2007). Murray et al. (2007) affirme en effet comme cet aspect affecte considérablement le taux de dispersion du signal GPR (*scattering*). En outre, la vitesse de propagation du signal GPR dans l'eau liquide (0.033m/ns) est considérablement mineure par rapport à celle dans la glace (0.168 m/ns) (Murray et al., 2007). La vitesse de propagation du signal GPR est donc aussi influencée par la teneur en eau liquide présente dans la glace (ex. Daniels, 1996). Cependant, les nombreuses recherches résumées par l'étude de Petterson et al. (2004) montrent comme la teneur en eau liquide peut varier dans un range entre 0% et 9% selon la localisation et les caractéristiques du glacier. A ce propos, le Tableau 1 montre les résultats obtenus. Les recherches de Petterson et al. (2004), Gimbert et al. (2016), Perolo et al. (2019) suggèrent en outre comme cette teneur pourrait varier à l'échelle journalière, surtout pour ce qui concerne les glaciers hydrologiquement plus actifs comme ceux tempérés. Ci dit, on peut affirmer que la connaissance de ce paramètre de la glace se révèle fondamentale car cette dernière influence fortement soit le *scattering*, soit la vitesse de propagation du signal GPR. Malgré cela, la teneur de l'eau liquide dans la glace pourrait fluctuer à plusieurs échelles temporelles, représentant donc une grande inconnue.

Tableau 1 : Pourcentage d'eau liquide à l'intérieur de la glace (W,%) mesuré sur plusieurs glaciers tempérés et polythermales à l'aide de différentes méthodes. (source : Pettersson et al., 2004)

W_i %	\bar{W} , ^a %	Depth, m	Method	Location	Reference
0.4–3.2	2.2	28–162	GPR and seismic analysis	Johnson's Glacier	Benjumea et al. [2003]
1.0–1.5		799	thermodynamic analysis	Jakobshavn isbr	Lüthi et al. [2002]
0.2–0.3	2.0	0–28	GPR wave velocity analysis	Falljökull	Murray et al. [2000a]
2.4–3.3		28–95			
0.1–0.2		95–112			
2.8–4.1		~100	GPR wave velocity analysis	Bakaninbreen	Murray et al. [2000b]
2.8–9.1	1.7	various	GPR reflection coefficients	21 Svalbard glaciers	Macheret and Glazovsky [2000]
0.5–7.6		5–90	GPR wave velocity analysis	Hansbreen	Moore et al. [1999]
0.7–1.5		basal ice	in situ calorimetric	Engabreen	Cohen [1999]
0.1–3.4	0.2	127–368	GPR wave velocity analysis	Hansbreen, Fridtjovbreen, and Abramov Glacier	Macheret et al. [1993]
0.0–1.1		152–247		Hansbreen, Fridtjovbreen, and Abramov Glacier	
0.5–3.4	0.7	0–220		Hansbreen, Fridtjovbreen, and Abramov Glacier	
0.5–1.5		basal ice	in situ calorimetric	Findelengletcher	Zryd [1991]
0.0–3.0	0.7	0–220	calorimeter	Glacier d'Argentière	Lliboutry and Duval [1985]
0.2–1.3		30–187	calorimeter	Vallée Blanche	Vallon et al. [1976]
0.2–0.9	0.7	60	vein volumetric calculations	Blue Glacier	Raymond and Harrison [1975]
0.4–0.7		22–55	calorimeter	Glacier de Saint-Sorlin	Dupuy [1970]
<0.7		34–54	calorimeter	Vallée Blanche	Joubert [1963]

^aMean water content.

Deuxièmement, la méthode GPR peut être fortement influencée par les caractéristiques morphologiques de la surface glaciaire. En effet, dans certaines situations où la morphologie de la surface est particulièrement abrupte, on pourrait devoir faire face soit à une limitation physique de l'acquisition de données, soit à une détérioration de la qualité de ces dernières (ex. Heincke et al., 2005). Dans le spécifique, lorsque la surface glaciaire est caractérisée par des structures telles que des moulins ou des crevasses, on pourrait avoir des limitations dans l'acquisition des données soit pour des raisons de sécurité, soit pour l'incapacité physique de rejoindre certaines sections du glacier. À une échelle mineure, la rugosité du terrain peut créer des erreurs au niveau du positionnement des données GPR ou des distorsions dans le couplage antenne-sol (ex. Heincke et al., 2005).

En conclusion, on comprend comme plusieurs problématiques sont présentes pour ce qui concerne l'utilisation du GPR dans le contexte de la glaciologie. Cependant, l'objectif principal de cette recherche est celui de fournir une méthodologie robuste, flexible et facilement applicable dans plusieurs situations afin d'analyser de manière précise et locale les structures subglaciaires présentes dans la subsurface des glaciers. Pour ce faire, un focus particulier sera fait sur les limites d'application de la méthodologie proposée, et plus précisément sur l'analyse des effets qu'une morphologie abrupte ou la variation de la teneur en eau liquide dans la glace peuvent avoir sur la qualité finale des données GPR. Pour ce faire, plusieurs tests seront effectués. Premièrement, des acquisitions sur des terrains ayant des morphologies de surface différentes seront exécutées, ceci afin de détecter les points de faiblesse et les limites de la méthodologie par rapport à cet aspect. Deuxièmement, une série d'acquisitions sera exécutée à des intervalles réguliers sur une journée entière pour analyser les éventuelles fluctuations de la teneur en eau liquide contenue dans la glace, ceci afin d'analyser l'entité de ces fluctuations et les impacts que ces dernières ont sur les caractéristiques des données.

3. Méthodologie et méthodes

Concernant le fonctionnement du GPR, ce dernier est conceptuellement très simple. L'appareil est doté d'une antenne ayant à son intérieur un émetteur *Tx* et un receveur *Rx* (Figure 1), séparés entre eux par une distance constante et connue. L'émetteur *Tx* émet à un intervalle régulier un pulse électromagnétique vers le sous-sol dans une gamme définie de fréquences : ce pulse se propage dans le sous-sol selon une vitesse dépendante principalement des caractéristiques du terrain (Figure 1, en rouge). Ce signal, se propageant, est réfléchi par les régions du sous-sol caractérisées par un contraste dans les propriétés électriques (principalement la permittivité diélectrique, mais aussi la perméabilité magnétique et la conductivité électrique) comme le socle rocheux, des conduites, des poches d'eau ou des couches de sédiments. Ensuite, il est capté par le receveur *Rx* (Figure 1, en bleu). Lors d'une acquisition, l'antenne GPR doit être déplacée sur la zone à échantillonner. Ci faisant, l'instrumentation est capable d'acquérir une série de traces décrivant les propriétés électriques du sous-sol, ainsi que ses variations (Figure 1, exemple de trace GPR). Finalement le temps de retour, ainsi que l'amplitude et la polarité des signaux, sont traités et analysés afin de trouver la profondeur de l'objet ayant réfléchi le signal ainsi que sa position et sa morphologie.

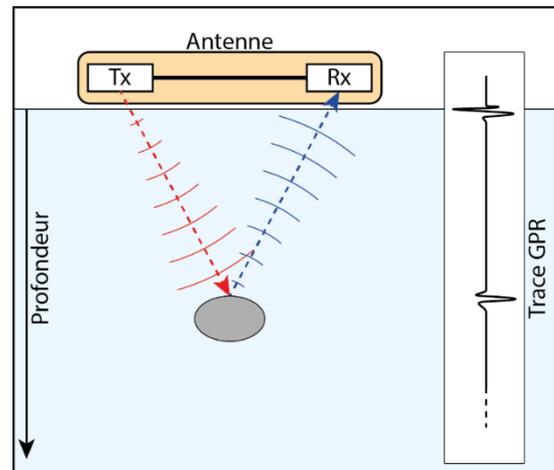


Figure 1 : schéma du principe de fonctionnement du Ground Penetrating Radar.

Comme montré dans les recherches de Lehmann & Green (1999), Heincke et al. (2005) et Church et al. (2018) le GPR doit être utilisé avec un système de géoréférencement précis, ceci afin de définir le plus précisément possible la position des prises de mesures GPR et faciliter ensuite son traitement. Dans cette recherche, le GPR sera utilisé en parallèle avec un *Differential Global Positioning System* (dGPS), un appareil de géoréférencement satellitaire. L'utilisation du dGPS pour le géoréférencement des acquisitions GPR a déjà été testé avec succès dans d'autres recherches similaires (ex. Irvine-Fynn et al., 2006 ; Brown et al., 2008). Le fonctionnement du dGPS est très simple : l'appareil est composé d'un *rover* et d'une station de base. La station de base est installée en un point connu et fixe et pour toute la durée de la prise de mesures enregistre sa position, les variations de cette dernière et ainsi les erreurs de mesure. Le *rover*, au contraire, est utilisé pour les mensurations. Ce dernier utilise les satellites pour trouver sa position, et la station comme point de référence. La supposition que le taux d'erreur des mesures est égal entre *rover* et station permet ensuite d'ajuster les mesures selon les erreurs enregistrées par cette dernière et obtenir ainsi des données finales avec une précision dans l'ordre des centimètres, voir des millimètres (Jin et al., 2014).

Dans cette recherche l'utilisation du dGPS couplé avec le GPR est fondamentale car permet l'obtention d'un géoréférencement précis des données acquises avec ce dernier. La connaissance de la position exacte de chaque échantillonnage GPR permet en effet un traitement plus précis et facile (ex. Heincke et al., 2005), et permet ainsi une correcte construction du cube de données 3D. De plus, un géoréférencement précis permet aussi de corriger les données selon la topographie du terrain, évitant ainsi des distorsions dues à cette dernière (ex. Heincke et al., 2005 ; Jacob & Urban, 2015).

Dans cette recherche, la méthodologie présentée sera appliquée selon deux stratégies d'acquisition différentes sur le glacier d'Otemma (Suisse), un glacier alpin tempéré. Premièrement, une série d'acquisitions 3D afin de construire les cubes tridimensionnels de données et analyser les effets que la morphologie de la surface amène sur la qualité de ces dernières. Deuxièmement, une acquisition 2D répétée sur 24 heures, ceci

afin d'évaluer l'entité et les impacts entraînés par une fluctuation journalière de la teneur en eau liquide contenue dans la glace.

3.1. Contexte spatial et temporalité

La zone d'étude choisie pour cette recherche est la partie frontale du Glacier d'Otemma, un glacier tempéré de type alpin situé dans la partie sud du canton Valais en Suisse (Figure 2). Ce glacier, d'une surface de 16 km² et une hauteur entre 2480m et 3350m environ, résulte idéal pour nos études sous nombreux aspects. Premièrement sa taille, légèrement majeure par rapport à celle d'autres glaciers habituellement étudiés dans le contexte alpin (ex. Nienow et al., 1998 ; Murray et al., 1997 ; Moorman & Michel, 2000 ; Stuart et al., 2003), permet sûrement un bon développement du réseau de drainage subglaciaire et plus généralement de structures subglaciaires. De plus, ce glacier possède des caractéristiques très importantes pour le développement du système de drainage telles que des crevasses, des moulins et des points de jonction entre langues glaciaires, comme suggéré par les études de Gulley et al. (2009) et Gulley et al. (2012a). En outre, des mensurations faites à l'aide du GPR par Egli (2017) pendant le printemps 2017 montrent comme la zone d'étude choisie pour cette recherche soit caractérisée par des profondeurs variables et parfois importantes,

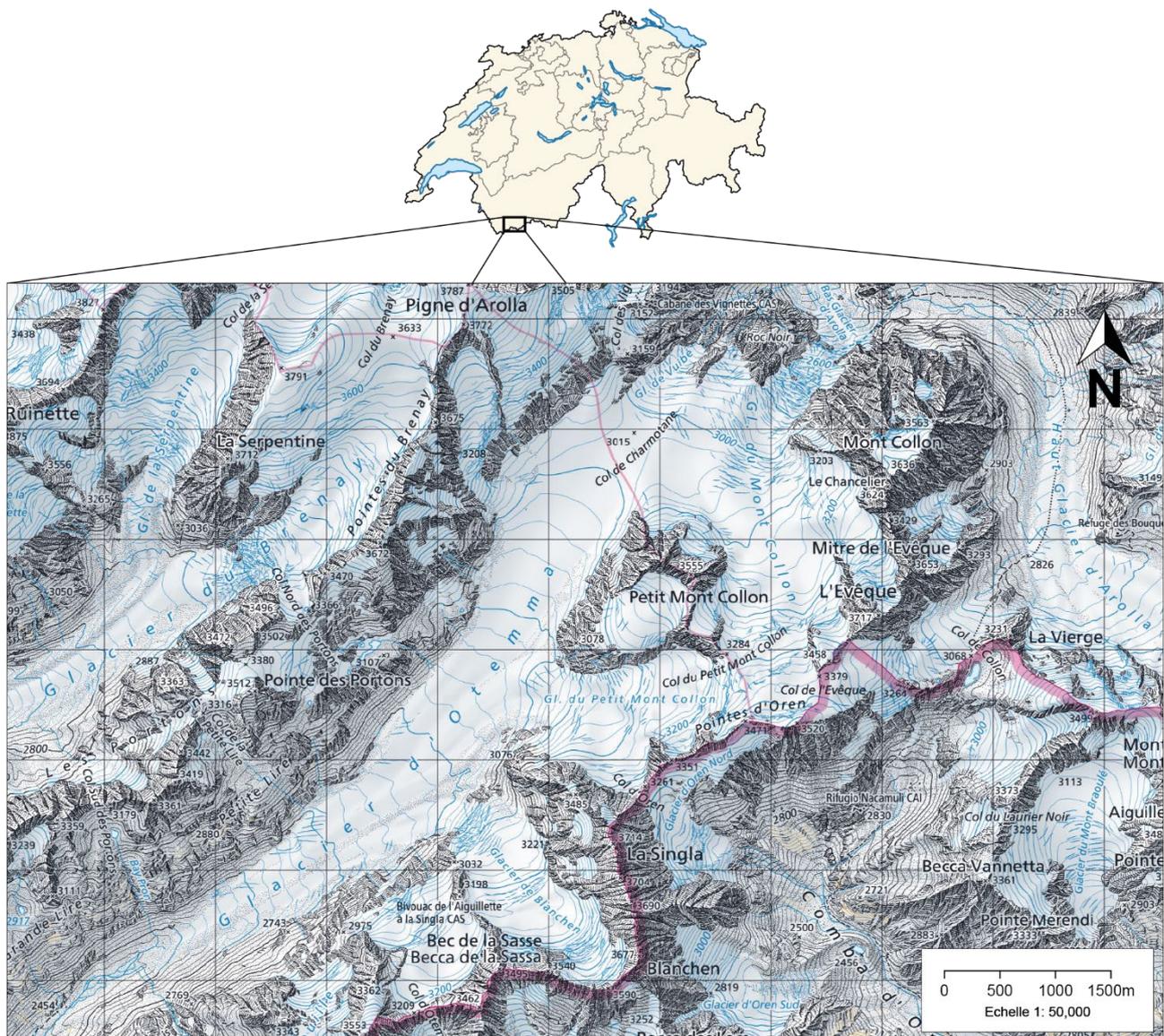


Figure 2 : Localisation de la zone d'étude, le glacier d'Otemma (fond de carte: Swisstopo, 2018)

ce qui nous permettra de tester les limites de prospection verticale de la méthodologie proposée. La zone d'étude choisie présente aussi une section avec une surface généralement lisse et sans obstacles à l'amont et une section plus raide et avec présence de crevasses et moulins à l'aval. Cette caractéristique, comme déjà énoncé précédemment, est essentielle afin de pouvoir tester la robustesse de la méthodologie proposée.

Dernièrement, un glacier de ce type pourrait faire objet d'importantes fluctuations au niveau de la teneur en eau liquide contenue dans la glace. Cet aspect est suggéré soit par les études de ex. Nienow et al., 1998 ; Gimbert et al. (2016) et Perolo et al. (2019) sur l'hydrologie à l'aval des glaciers, soit par la recherche de Pettersson et al. (2004) qui montre clairement comme la teneur en eau liquide peut varier de manière importante selon la nature du glacier (Tableau 1). Comme affirmé dans le chapitre précédent, le GPR est fortement influencé par la teneur d'eau liquide contenue dans la glace. Le choix de cette zone d'étude nous permettra donc d'analyser l'impact que ce paramètre et ses variations ont sur les caractéristiques des données acquises par GPR.

Concernant la temporalité de la recherche proposée, la saison de fonte glaciaire se situe pour le Glacier d'Otemma environ entre la moitié de Juin et Octobre. Cette période a été estimée grâce à l'étude de Nienow et al. (1998) sur le Glacier d'Arolla, se situant en proximité et dans une situation topographique similaire. A une échelle mineure, Perolo et al. (2019) montrent comme le débit ainsi que la charge sédimentaire du cours d'eau à l'aval du glacier d'Arolla subit des importantes fluctuations à l'échelle journalière.

La connaissance de la période de fonte résulte essentielle pour deux raisons principalement. Premièrement, comme cette recherche veut proposer une nouvelle méthodologie pour la prospection et l'étude du réseau subglaciaire et de ses dynamiques, c'est essentiel d'acquérir les mesures pendant la période « active » de ce dernier. Deuxièmement, comme déjà affirmé précédemment, les données acquises par GPR sont fortement influencées par la teneur en eau liquide présente dans la glace (ex. Pettersson et al., 2004 ; Irvine-Fynn et al., 2006 ; Murray et al., 2007).

Pour les raisons ci expliquées, dans cette recherche les acquisitions par GPR seront généralement effectuées dans le mois d'Août, au milieu de la saison de fonte du glacier considéré. Dans le spécifique, ces dernières seront effectuées selon deux temporalités différentes. Les prises de mesures 3D, d'une durée d'environ 3 heures, seront effectuées pendant la journée. Au contraire, la série d'acquisitions répétée sur 24 heures sera effectuée à des intervalles réguliers le long d'une journée entière.

3.2. Acquisition de données par Ground Penetrating Radar

Le *Ground Penetrating Radar* qui a été choisi pour la prise des mesures est un *Cobra plug-in SE 70*, développé par *Radarteam Sweden*. Ce GPR possède une seule antenne, qui intègre à son intérieur soit l'émetteur que le receveur. La distance entre les deux, pour cet instrument, est donc nulle. Concernant les aspects techniques, ce GPR possède une fréquence centrale d'émission de 80 Mhz et une largeur de bande entre 20 et 140 Mhz. La fréquence centrale d'émission a été choisie sur la base d'études précédentes (Murray et al., 1997 ; Moorman & Michel, 2000 ; Stuart et al., 2003), qui montrent comme cette configuration représente l'un des meilleurs compromis entre résolution verticale et pénétration du signal dans la glace. Concernant la fréquence d'échantillonnage de l'instrumentation, le GPR choisi possède une fréquence d'acquisition d'environ 3.5-4 Hz. Dans le spécifique, l'instrumentation utilisée utilise le *real-time-sampling*, ce qui signifie que chaque trace enregistrée représente le moyennement d'environ 8'000-10'000 enregistrements. Cette caractéristique permet de réduire considérablement le bruit présent dans le signal.

Concernant le dGPS utilisé, dans cette étude le dGPS choisi est un *Trimble GR-5*, développé par *Topcon*. Le choix de ce dGPS a été faite sur la base de deux caractéristiques clé. Premièrement ce dGPS permet, avec son logiciel, de créer une grille virtuelle sur la carte et d'en suivre les lignes avec la modalité « navigation ». Cet aspect est fondamental pour une correcte acquisition des données GPR car il permet de planifier à

l'avance la collecte des données et d'acquérir des traces GPR parallèles et équidistantes. Deuxièmement, ce dGPS permet de connecter deux *rovers* en parallèle avec une base. Cette caractéristique est essentielle car dans cette recherche l'acquisition des données GPR sera effectuée par deux opérateurs, équipés chacun avec un *rover*. En effet, pour faciliter la prise des données et diminuer le risque d'accidents dus à la présence de crevasses et moulins, cette dernière doit être faite en couple avec un premier opérateur responsable de la « navigation » et un deuxième opérateur responsable de l'acquisition GPR. Pour ce faire, c'est nécessaire d'avoir un premier *rover* sur la personne s'occupant de la navigation et un deuxième *rover* dédié à la géolocalisation des données GPR sur le deuxième opérateur.

Finalement, un software d'acquisition des données développé *ad hoc* a aussi été utilisé (Ludovic Baron, pers. comm.). Ce dernier a été créé afin de pouvoir contrôler au même moment soit le GPR, soit le dGPS. De cette manière, on obtient plusieurs avantages tels qu'une acquisition parallèle en continu du dGPS et du GPR et un stockage des données dans un même fichier. De plus, ci faisant, l'opérateur s'occupant de la collecte des données peut programmer et contrôler pas à pas toute l'acquisition des données.

Concernant la spatialité et la modalité des acquisitions, comme discuté précédemment cette dernière est effectuée avec deux méthodes différentes selon la typologie d'échantillonnage. Deux typologies de prise de mesures sont effectuées : un échantillonnage 3D en grille et un échantillonnage 2D répété sur 24 heures et sur une même ligne. De suite la description détaillée des deux acquisitions.

3.2.1. Prise de données en grille

L'acquisition en grille est exécutée avec deux opérateurs. Pour cette typologie d'acquisition l'antenne GPR, positionnée perpendiculairement à la direction de marche, est progressivement déplacée le long de plusieurs lignes parallèles. Ci faisant, l'antenne GPR acquiert pour chaque pulse émis des données sur un endroit différent (Figure 3a). Sachant que la vitesse de marche moyenne est d'environ 3km/h et que la fréquence d'acquisition de l'instrument est de 3.5-4 Hz, on peut estimer une moyenne théorique de 4-5 échantillonnages par mètre.

Spatialement, l'acquisition est composée de plusieurs lignes parallèles et perpendiculaires à la langue glaciaire (Figure 3b). Pour cette recherche, les acquisitions en grille sont effectuées par séries de 50 lignes de longueur variable entre 100 et 150 mètres selon la largeur du glacier. Ces dernières sont espacées entre elles par une distance de 2 mètres. Cette configuration a été choisie afin d'optimiser l'échantillonnage et d'obtenir une bonne résolution spatiale tout en maintenant une acquisition rapide.

Pratiquement, l'acquisition est faite en partant par la définition de la grille d'acquisition à l'aide du positionnement dGPS. Ci faisant, on obtient une grille des lignes directrices à suivre pendant l'acquisition (Figure 3b). Une fois définies les limites d'acquisition, la prise des mesures en grille est effectuée de l'aval vers l'amont en suivant les lignes, avec une configuration qui voit l'opérateur responsable de la navigation quelque mètre avant l'opérateur responsable du GPR.

Dans cette recherche on effectue 3 prises de mesures en grille. Deux prises de mesures (Figure 4, rouge et vert) sont effectuées dans la partie inférieure du glacier, alors qu'une

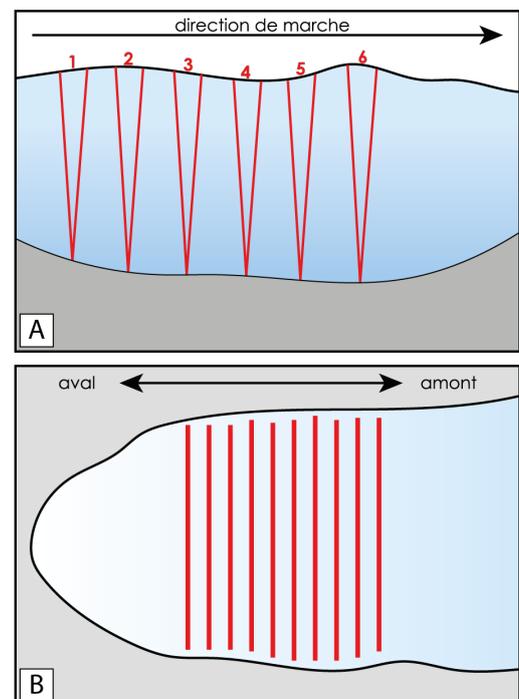


Figure 3: schéma conceptuel de l'acquisition GPR en grille. En haut (2a) le schéma en coupe du signal GPR, en bas (2b) la structure spatiale théorique d'une acquisition en grille.

troisième est effectuée plus en amont (Figure 4, en bleu). Le choix de ces emplacements a été fait suite à plusieurs considérations. Comme l'un des objectifs principaux est celui de tester la robustesse de la méthodologie proposée face à une morphologie glaciaire abrupte, une première grille a été positionnée près du terminus glaciaire (Figure 4, en rouge). Dans cette zone, en effet, des structures morphologiques telles que crevasses, moulins et grosses pierres sont présentes. L'un des objectifs de cette recherche est aussi celui de tester les limites de prospection verticale de cette méthode d'acquisition. Pour cette raison une deuxième grille a été positionnée plus en altitude, ou on s'attend avoir des profondeurs de la glace autour de 60-80 mètres (Egli, 2018) et une surface glaciaire sans obstacles. Finalement, une troisième grille a été positionnée dans une situation intermédiaire (Figure 4, en vert), caractérisée par une surface généralement partiellement sans obstacles et ou on s'attend avoir des profondeurs faibles. De plus, cette grille est caractérisée par une longueur majeure, ce qui nous pourrait permettre une visualisation optimale des structures subglaciaires.

3.2.2. Prise de données répétée sur 24 heures

Comme affirmé dans les chapitres précédents, l'une des problématiques affectant le plus les données acquises par GPR est la teneur d'eau liquide contenue dans la glace ainsi que sa variation journalière.

L'une des objectifs principaux de cette étude est celui d'analyser l'impact que ces possibles fluctuations pourraient avoir sur les caractéristiques des données acquises. Pour ce faire, dans cette recherche on effectue une prise de données à des intervalles réguliers pendant une journée entière. Spatialement, les prises de données sont effectuées sur une même ligne, située au milieu de la grille n.2 (Figure 4, en jaune).

Temporellement, les prises de mesures sont effectuées sur 24 heures avec un échantillonnage GPR à chaque heure entre 6:00h et 21:00h, plus un à 24 :00 et un à 3:00h du jour suivant. Cette temporalité a été choisie afin de concentrer les prises de mesures dans la période de la journée la plus active du point de vue

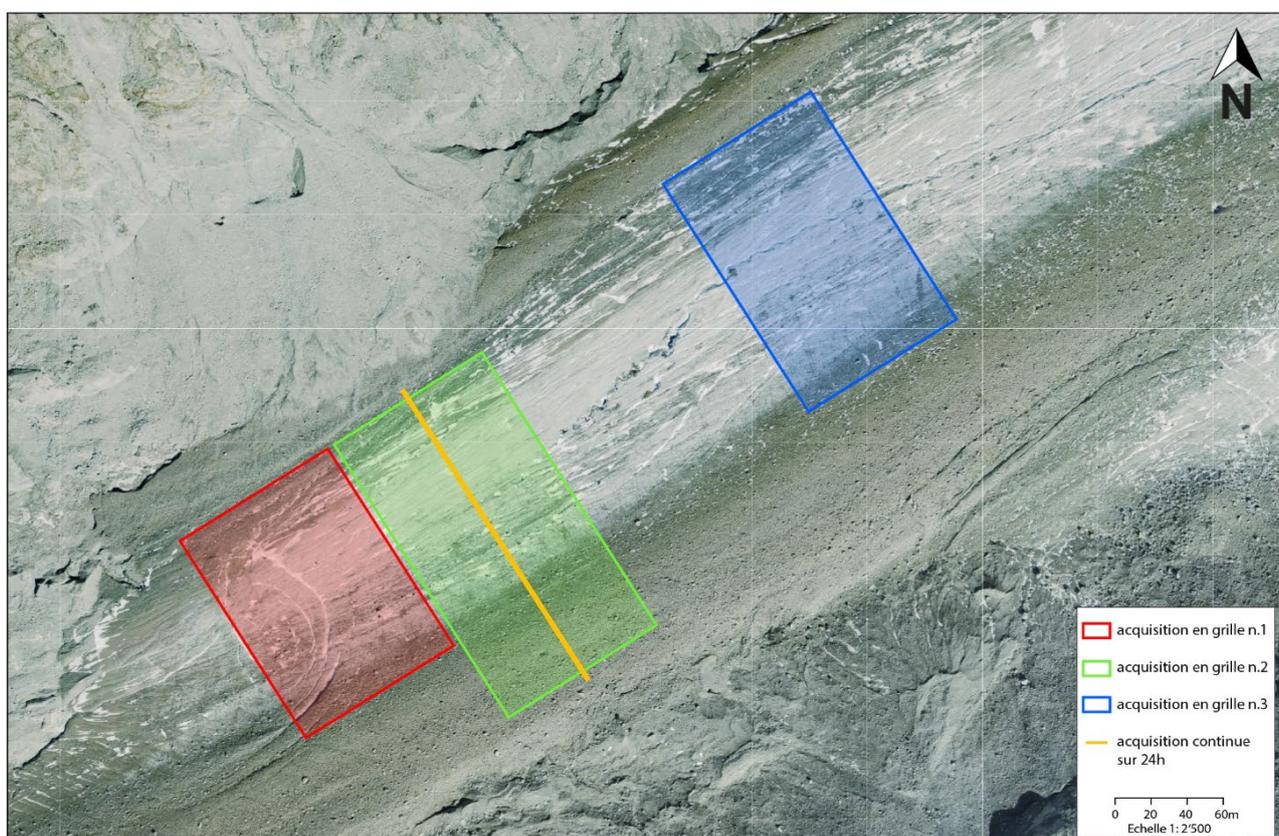


Figure 4 : localisation des acquisitions GPR (fond de carte : Swisstopo, 2018).

hydrologique (Gimbert et al., 2016 ; Perolo et al., 2019), tout en maintenant un intervalle de temps optimal et en évitant des dangers liés au travail de nuit.

C'est important de souligner qu'au contraire des acquisitions en grille, cette acquisition est effectuée par un seul opérateur. En effet, pour cette dernière le parcours à suivre lors de l'acquisition est marqué le plus précisément possible avec du spray à haute visibilité, pour faciliter la prise des mesures surtout la nuit. Par conséquent, la présence du deuxième opérateur résulte tout à fait superflue. Cependant, le GPR est toujours équipé avec un rover dGPS qui enregistre en continu sa position exacte, ceci afin de mesurer toujours la position exacte des échantillonnages.

3.3. Traitement des données

Les données brutes obtenues par les prises de mesures GPR doivent être corrigées sous plusieurs aspects afin de pouvoir les interpréter. Premièrement, le positionnement des données obtenues doit être corrigé et filtré. Ce passage permet principalement : d'améliorer la qualité des données acquises, d'éliminer des potentielles distorsions, d'obtenir des mesures réelles et spatialement exactes (ex. Heincke et al., 2005). En effet, surtout pour ce qui concerne l'acquisition en grille inférieure (grille n.1), des erreurs de positionnement dus à la présence d'obstacles naturels sont présents. Deuxièmement, les données acquises nécessitent du processus de *binning*, qui représente une étape clé dans cette étude. Ce processus permet en effet d'attribuer les données acquises à une grille spatialement régulière, ceci afin de faciliter les traitements successifs ainsi que la visualisation des résultats finaux (ex. Heincke et al., 2005). C'est important de souligner que pour ce qui concerne les données acquises sur 24h, ces dernières nécessitent d'un processus de *binning* différent (en 1D) car elles sont acquises toujours au même endroit. Par conséquent, elles seront traitées séparément pendant cette phase.

Troisièmement, Les données acquises nécessitent d'un traitement et d'un filtrage au niveau du signal GPR. Ce dernier passage permet de corriger d'éventuelles distorsions présentes dans le signal et notamment de corriger les données acquises selon la topographie, obtenant ainsi des données spatialement correctes et représentatives de la réalité (ex. Heincke et al., 2005). En outre, le traitement du signal GPR permet finalement de mettre en évidence certaines caractéristiques des données acquises, facilitant ainsi l'analyse finale de ces dernières.

Le dernier passage du traitement prévoit, comme déjà annoncé dans les chapitres précédents, l'analyse et la modélisation tridimensionnelle du lit du glacier et de la profondeur de la glace. Cette analyse nous permettra finalement de montrer un exemple des potentialités des données acquises et traitées par la méthodologie proposée dans cette recherche.

Concernant le logiciel utilisé pour le traitement des données, toute la procédure est effectuée sur MATLAB. Ce logiciel est utilisé principalement pour sa flexibilité. En effet, MATLAB nous permet de programmer et définir toutes les passages du traitement sans être obligés à utiliser des fonctions standardisées ou des programmes commerciaux. Cet aspect est fondamental car nous permet de définir précisément chaque étape du traitement et de construire une méthodologie de traitement solide et adaptée à plusieurs situations.

Dans les chapitres suivants donc seront expliquées dans le détail toutes les étapes du traitement effectué, subdivisées en quatre grandes sections : traitement du signal GPS, construction du cube 3D, traitement du signal GPR, estimation du lit du glacier et de la profondeur de la glace.

3.3.1. Positions GPS

La première grande étape du traitement des données acquises par GPR et dGPS consiste dans le traitement et la correction des données GPS, soit les données de position. Cette étape représente un point clé du traitement car, si exécutée correctement, elle permet de minimiser les erreurs de positionnement présents dus pour exemple à la présence d'obstacles ou à la mauvaise qualité du signal GPS. En outre, c'est essentiel d'exécuter cette étape car cette dernière permet d'obtenir des données de position correctes qui seront utilisées dans la prochaine étape du traitement pour la création du cube tridimensionnel (ex. Heincke et al., 2005).

Dans cette recherche le *workflow* utilisé est composé de sept étapes, comme montré dans le schéma de la Figure 5, à côté.

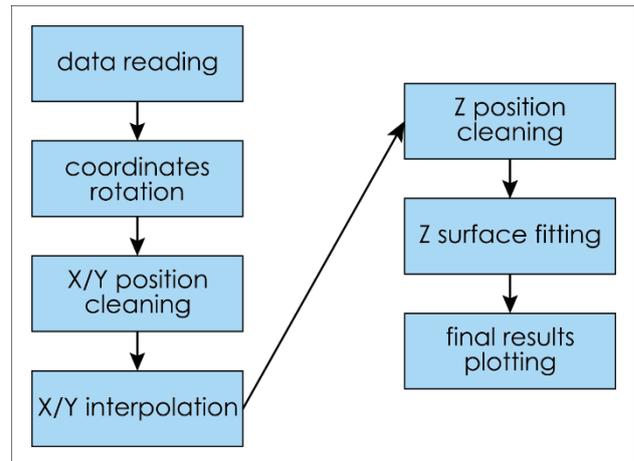


Figure 5 : schéma conceptuel de l'étape 1 du traitement des données

C'est important de souligner que, pendant tout le traitement, toutes les lignes appartenant à une même grille sont traitées au même moment. Cet aspect est fondamental pour deux raisons principalement. Premièrement, les données d'une grille doivent être traitées ensemble à cause du fait que certaines étapes comme le « *Z surface fitting* » utilisent toutes les données de toutes les lignes de la grille. Deuxièmement, c'est utile de traiter toutes les données d'une grille en bloc afin de maintenir un traitement homogène et tenant compte du contexte.

La première étape du traitement exécutée consiste dans la lecture de toutes les données GPS. Cette étape est, dans cette recherche, automatisée, et permet aussi d'effectuer un premier tri les données acquises. En effet, certaines coordonnées contiennent des erreurs d'enregistrement, probablement à cause du manque de signal entre *rover* et *base* du dGPS et à des programmations internes du software utilisées pour l'enregistrement. Après cette première étape du traitement donc on obtient des données complètes pour l'ensemble de la grille traitée.

La deuxième étape du traitement prévoit la rotation des coordonnées des points GPS (Figure 5). Ce processus prévoit la rotation des coordonnées GPS afin d'aligner les lignes acquises selon l'axe des ordonnées et obtenir ainsi un système de géoréférencement métrique local. Cette rotation est exécutée principalement pour faciliter le processus de *binning*, qui sera exécutée plus tard. Concernant la rotation pratique des données GPS, celle-ci commence avec la définition du vecteur directionnel des lignes composant la grille. Cette dernière est calculée manuellement en moyennant toutes les données de chaque ligne. De suite, on calcule la rotation nécessaire pour aligner le vecteur directionnel avec l'axe des ordonnées et on applique cette rotation à tous les points de la grille. Ci faisant, on obtient idéalement une série de lignes parfaitement alignées avec l'axe des ordonnées.

Un exemple de ce passage du traitement est illustré dans l'Annexe 1. L'Annexe 1a montre les données non traitées de la grille n.3, alors que l'Annexe 1b montre les mêmes données après application de la rotation. On note comme après ce passage les lignes acquises résultent presque parfaitement verticales.

La troisième étape du traitement prévoit le nettoyage des données GPS qui résultent être fausses par rapport à leur position. En effet, dans les données acquises et pour plusieurs raisons, certaines données GPS résultent être biaisées. Ces anomalies sont identifiées dans l'Annexe 2, qui montre la distance entre chaque point GPS mesuré pour une ligne affectée par ce problème : dans la majorité des cas cette distance se situe autour de

0.2 mètres, alors que pour certains points (Annexe 2, cercles rouges) ce n'est tout à fait pas le cas. Pour obtenir des données GPS fiables et cohérentes faut donc éliminer ces coordonnées biaisées. Pour ce faire cette étape du traitement est subdivisée en deux parties. Une première partie, automatisée, identifie et élimine les données qui résultent être manifestement fausses. Dans cette catégorie de données rentrent, pour exemple, les données qui ont été correctement enregistrées mais dont la position est localisée à des kilomètres de la grille traitée. La deuxième partie, au contraire, est exécutée manuellement. En effet, dans cette partie l'utilisateur peut identifier et éliminer les données qui résultent être peu cohérentes avec le reste des données acquises. Pour ce type de nettoyage l'opérateur joue un rôle majeur car les corrections effectuées se basent essentiellement sur l'identification visuelle des anomalies. Une fois complété, on obtient une série de données de nombre inférieur par rapport aux données initiales mais de qualité nettement supérieure.

La quatrième étape du traitement prévoit l'interpolation des données de position afin d'attribuer une donnée spatiale à chaque donnée GPR. En effet, comme déjà affirmé précédemment, l'instrumentation d'GPS possède une fréquence d'acquisition de 10 Hz, alors que celle du GPR se situe autour de 3.5-4 Hz. Cette différence fait de sorte que pour chaque ligne acquise on possède un nombre d'échantillons GPR et GPS différent. De plus, à cause de propriétés internes des instruments, le temps d'acquisition de chaque échantillon n'est enregistré que pour les données GPS. Cependant après le passage du traitement précédent on possède maintenant des coordonnées GPS corrigées, qu'on peut utiliser en fonction du temps puisque chaque position GPS possède aussi une valeur de temps. En effet, sachant que lors de la prise de mesures les instrumentations commencent et terminent les échantillonnages au même moment, et que l'instrumentation GPR acquiert des données à une fréquence constante, on peut reconstruire le temps d'acquisition de chaque échantillon.

Ci faisant, on obtient des indices de temps soit pour les données GPS, soit pour les données GPR. De suite donc on peut interpoler les données GPS à l'aide d'une interpolation linéaire et, grâce aux données temporelles des échantillons GPR, extraire les données de position pour ces dernières (Figure 6). Ci faisant, on obtient finalement des données GPR correctement géoréférencées.

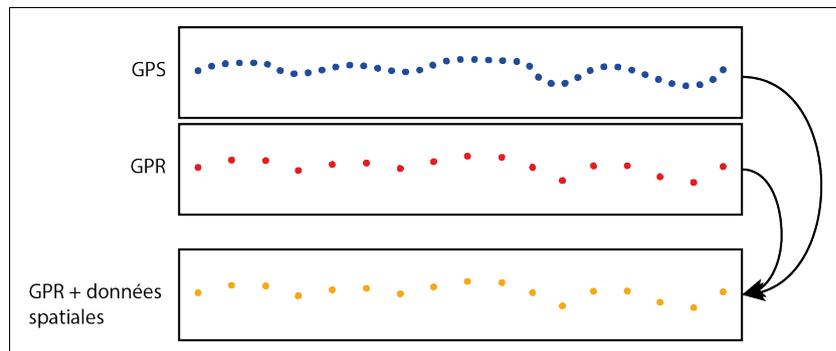


Figure 6 : schéma conceptuel de la construction des données spatiales pour les données GPR

C'est important de souligner que l'interpolation des données est exécutée en utilisant le temps comme référence principalement pour éviter de devoir approximer la vitesse d'acquisition des échantillons. En effet, bien que pendant l'acquisition des données les opérateurs cherchent de maintenir une vitesse de marche constante, ceci n'est pas toujours possible. La densité spatiale des échantillons, voir leur position, est donc dépendante du temps. Une interpolation sans prise en compte de cet aspect signifierait donc approximer la vitesse d'acquisition à une valeur constante, ce qui n'est pas le cas. C'est donc essentiel de considérer la temporalité de l'échantillonnage pendant l'extrapolation des données spatiales pour les échantillons GPS afin d'obtenir un positionnement le plus réaliste possible.

Le traitement des données GPS se poursuit ensuite par le traitement des données d'altitude. En effet, comme pour les données de position, ces dernières aussi présentent localement des biais. Cependant, les erreurs de positionnement ne résultent pas toujours corrélés entre altitude et positionnement horizontale, et c'est pourquoi ils sont traités séparément. Des exemples d'erreurs présents au niveau des altitudes sont illustrés

dans l'Annexe 3, qui montre une ligne échantillonnée dans la grille n.3 avec des clairs erreurs de positionnement (Annexe 3, cercles rouges).

Comme pour les passages précédents dédiés à la correction des données de position, ce passage du traitement est subdivisé en deux parties. Une première section est en effet dédiée à l'identification et à l'élimination des altitudes qui résultent manifestement fausses. Comme pour les étapes précédentes, celle-ci est complètement automatisée. La deuxième partie du traitement, totalement manuelle, permet d'identifier et éliminer les biais mineurs. Comme faits déjà précédemment avec les données de position, on obtient finalement une série de données d'altitude correctes et réalistes.

Le passage final du traitement prévoit la modélisation de la surface du glacier en utilisant les altitudes précédemment corrigées. C'est important de souligner comme, pour ce passage, les données des acquisitions en grille et les données de l'acquisition continue sur 24h sont traitées séparément. Toutefois, pour les deux typologies d'acquisitions ce passage représente un point clé dans le traitement des données GPS car permet soit de lisser et d'homogénéiser les données d'altitude, soit d'attribuer une donnée d'altitude aux données spatiales GPR précédemment interpolées.

Concernant les acquisitions en grille, la surface est calculée en utilisant tous les points d'une même grille comme étant un nuage unique de points. Pratiquement, dans cette recherche la surface est calculée avec une *local linear regression* (Lowess). Toutefois, c'est important de souligner comme ce choix est fortement dépendant de la morphologie du terrain d'acquisition. C'est donc nécessaire de tester plusieurs typologies de modélisations afin de trouver celle qui permet de mieux représenter la surface échantillonnée. De plus, c'est aussi essentiel de trouver une balance entre précision de la modélisation et représentation de la surface. En effet, c'est important d'obtenir une modélisation représentant de manière fiable la surface d'acquisition mais qui en même temps évite d'inclure des éventuelles erreurs présentes. Concernant les données traitées dans cette recherche, un exemple de surface modélisée est illustré dans l'Annexe 4.

En outre, afin de vérifier la qualité de la modélisation produite, le traitement prévoit le calcul du taux d'erreur en calculant la distance médiane absolue entre les points utilisés dans la modélisation et la modélisation elle-même. Finalement, la création d'une carte indiquant la différence absolue entre l'altitude des points utilisés pour la modélisation et la surface créée est aussi prévue. Un exemple de cette carte, créée pour la surface modélisée dans l'Annexe 4, est illustrée dans l'Annexe 5. La valeur du taux d'erreur est, pour cette même surface, de 0.056 mètres (Tableau 2).

Concernant la correction des données d'altitude pour la prise de mesures en continu sur 24h, celle-ci doit être faite différemment par rapport à celle exécutée pour les données en grille car pour cette acquisition on n'utilise spatialement qu'un tracé. Cependant, les objectifs du traitement restent les mêmes, soit lisser les données et corriger d'éventuels erreurs résiduels. Pour ce faire, dans cette étude on exécute une modélisation en deux dimensions de la surface du glacier en appliquant, pour chaque ligne, un lissage par *smoothing spline*. Un exemple de ce lissage est illustré dans l'Annexe 6, qui montre clairement soit les altitudes enregistrées, soit leur modélisation.

L'étape finale de cette section du traitement prévoit, pour tous les jeux de données, l'utilisation des modélisations créées afin d'attribuer une donnée d'altitude pour chaque localisation GPR précédemment interpolée. Pratiquement, on utilise les données de position de chaque point GPR précédemment interpolées pour localiser sur les surfaces créées la valeur d'altitude correspondante. Ci faisant, on obtient finalement des géolocalisations complètes pour chaque échantillon acquis par GPR, pouvant ainsi procéder à la création du cube tridimensionnel.

3.3.2. Construction du cube 3D

Cette étape représente la deuxième grande section du traitement des données acquises dans cette recherche. Cette section se compose principalement de trois parties : l'identification du positionnement optimal du cube par rapport aux données acquises, la création de la grille représentant la surface du cube, et le processus de *binning*, soit l'attribution des données acquises aux cellules du cube (Figure 7). Cette étape du traitement résulte être un point clé du traitement, car permet de passer d'une série de données en deux dimensions à une tridimensionnelle. Par conséquent, les étapes du traitement seront expliquées en détail dans les prochains paragraphes. C'est important de souligner que pour ce qui concerne les données acquises en continu sur 24h, ces dernières ne sont pas traitées dans cette étape. En effet, comme elles ont été acquises toujours le long du même parcours, la création d'un cube tridimensionnel pour ces dernières n'aurait pas de sens. Concernant les données acquises en grille, la première étape du traitement prévoit l'identification des limites de la surface d'acquisition. Pour ce faire, on analyse les lignes GPR afin d'identifier les limites maximales et minimales du positionnement en X et Y. Ci faisant, on obtient des limites précises pour la construction du cube tridimensionnel.

La deuxième étape du traitement consiste dans la construction de la grille représentant la surface du cube tridimensionnel. Pour ce faire, on utilise les limites précédemment identifiés. Concernant la taille des cellules de la grille, celle-ci doit être la plus petite possible, afin d'obtenir la meilleure résolution possible. Cependant, la taille des cellules est largement dépendante de la densité de données disponibles, qui est définie en X par la distance théorique entre les lignes d'acquisition, et en Y par la distance entre échantillons acquis. Dans cette recherche, la taille des cellules sera pour tous les cubes de 2m sur l'axe des abscisses et de 0.2m sur l'axe des ordonnées. Ce deuxième paramètre est calculé sur la base de la vitesse de marche et de la fréquence d'échantillonnage. En effet, comme la fréquence d'échantillonnage GPR est de 3.5-4 Hz et la vitesse de marche peut être estimée autour de 3 km/h, on peut estimer une distance moyenne entre points échantillonnés autour de 0.2m.

Une fois créée la grille, c'est nécessaire d'effectuer un déplacement de sa position afin de centrer les centres des cellules avec la position théorique des lignes d'acquisition. Ci faisant, on obtient finalement une grille dont les centres se superposent parfaitement aux directions théoriques des lignes d'acquisition. Dans l'Annexe 7 est illustré un exemple de la localisation des échantillonnages GPR (Annexe 7, en bleu) et celle des centres de la grille (Annexe 7, en rouge).

L'étape finale du traitement prévoit le processus de *binning*, soit l'attribution des valeurs des échantillons GPR aux cellules de la grille afin de créer un cube tridimensionnel de données. Le but de ce processus est celui d'obtenir, pour chaque cellule de la grille, les valeurs les plus représentatifs de la localisation donnée. Dans cette recherche, le *binning* est effectué en considérant tous les échantillons GPR acquis comme étant un unique nuage de points. Cette considération est nécessaire pour plusieurs raisons. Premièrement, à cause de la morphologie du terrain échantillonné (ex. crevasses), certaines lignes ont dû être acquises en les divisant en plusieurs sections. En considérant tous les échantillons comme une seule unité de données, on évite de devoir unifier les lignes qui ont été acquises en sections. Deuxièmement, toujours à cause de la morphologie du terrain échantillonné (ex. moulins ou grosses pierres), dans certains cas pendant les acquisitions les opérateurs ont dû contourner un obstacle ou acquérir des échantillons sur une ligne pas

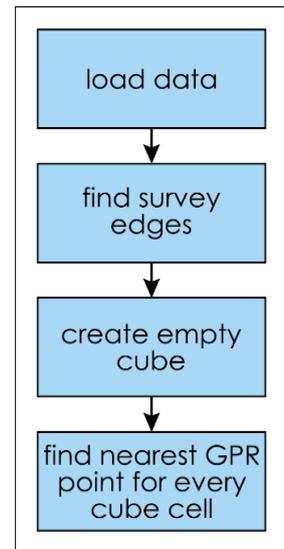


Figure 7 : schéma conceptuel de l'étape 2 du traitement des données

droite. En considérant les échantillons comme un seul nuage de points on peut donc optimiser le processus de *binning* car les données acquises ne sont pas attribuées à une ligne spécifique.

Pratiquement, le *binning* est effectué en calculant, pour chaque point de la grille, la distance entre le centre de cette dernière et tous les échantillons acquis. Ci faisant, on obtient une valeur de distance pour chaque échantillon, ce qui nous permet de trouver celui qui est positionné en absolu plus proche au centre de la cellule (Figure 8). Ensuite, si la distance entre le centre de la cellule et la localisation de l'échantillon est suffisamment petite, on attribue les valeurs GPR échantillonnées à la cellule. C'est important de souligner que c'est à ce point que le cube tridimensionnel se crée. En effet, l'identification des meilleures données pour une certaine cellule s'effectue selon les axes X et Y, alors que l'attribution des données GPR à cette cellule considérée s'effectue aussi dans l'axe de Z.

Finalement donc le *binning* nous permet d'attribuer des valeurs pour chaque cellule du cube tridimensionnel.

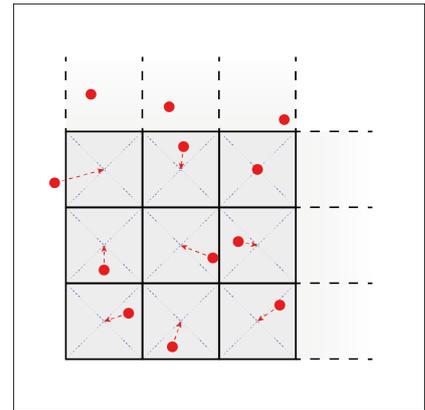


Figure 8 : schéma conceptuel du processus de binning. En rouge les points GPS, en gris les cellules de la grille

3.3.3. Traitement du signal GPR

La troisième grande étape du traitement des données acquises par GPR et dGPS consiste dans le traitement et la correction des données GPR. Dans cette section du traitement, plusieurs approches peuvent être utilisées. En effet, concernant le traitement et le filtrage du signal GPR, plusieurs études montrent comme nombreux filtres et processus peuvent être appliqués à ce niveau. Toutefois, dans cette recherche on propose une démarche de traitement minimaliste, qui permet à la fois de traiter les données facilement, rapidement et d'obtenir des résultats valides. Le schéma conceptuel de la démarche proposée est illustré dans la Figure 9.

La première étape du traitement proposé consiste en une interpolation des points échantillonnés de chaque trace avec la transformation de Fourier, afin d'obtenir une meilleure représentation de chaque signal enregistré par le GPR. En effet, l'instrumentation utilisée ne permet que d'enregistrer 512 retours sur une période de 1600ns, ce qui signifie que la trace enregistrée et visualisée n'est construite que sur l'interpolation de 512 échantillons. En supposant que toutes les composantes des fréquences ont été enregistrées correctement et ne sont donc pas biaisées, on peut utiliser la transformation de Fourier afin d'interpoler de manière précise les données acquises. Ci faisant, on est finalement capables d'analyser de manière automatique la trace enregistrée et d'augmenter la densité des échantillons la composant. Pratiquement, le résultat est une visualisation de la trace GPR avec une plus haute définition. Un exemple des améliorations apportées par cette interpolation est visible dans les Figures 10 et 11. La Figure 10, en effet, montre les données non traitées pour une ligne de la grille n.2, alors que La Figure 11 montre les mêmes données après interpolation avec Fourier. On voit que dans plusieurs zones les réflexions du signal GPR résultent beaucoup plus claires et définies.

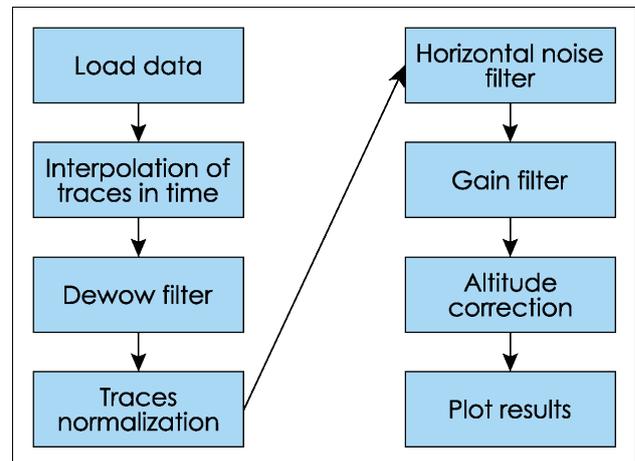


Figure 9 : schéma conceptuel de l'Etape 3 du traitement des données

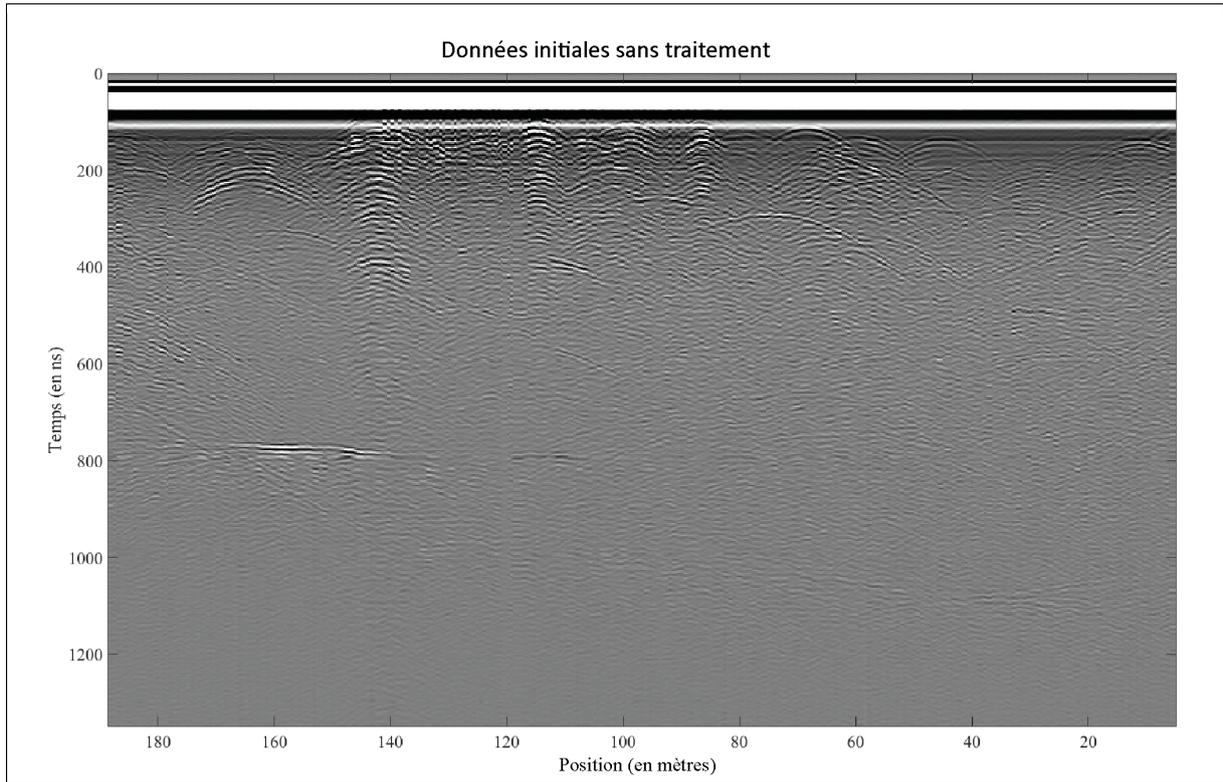


Figure 10 : données GPR initiales sans traitement

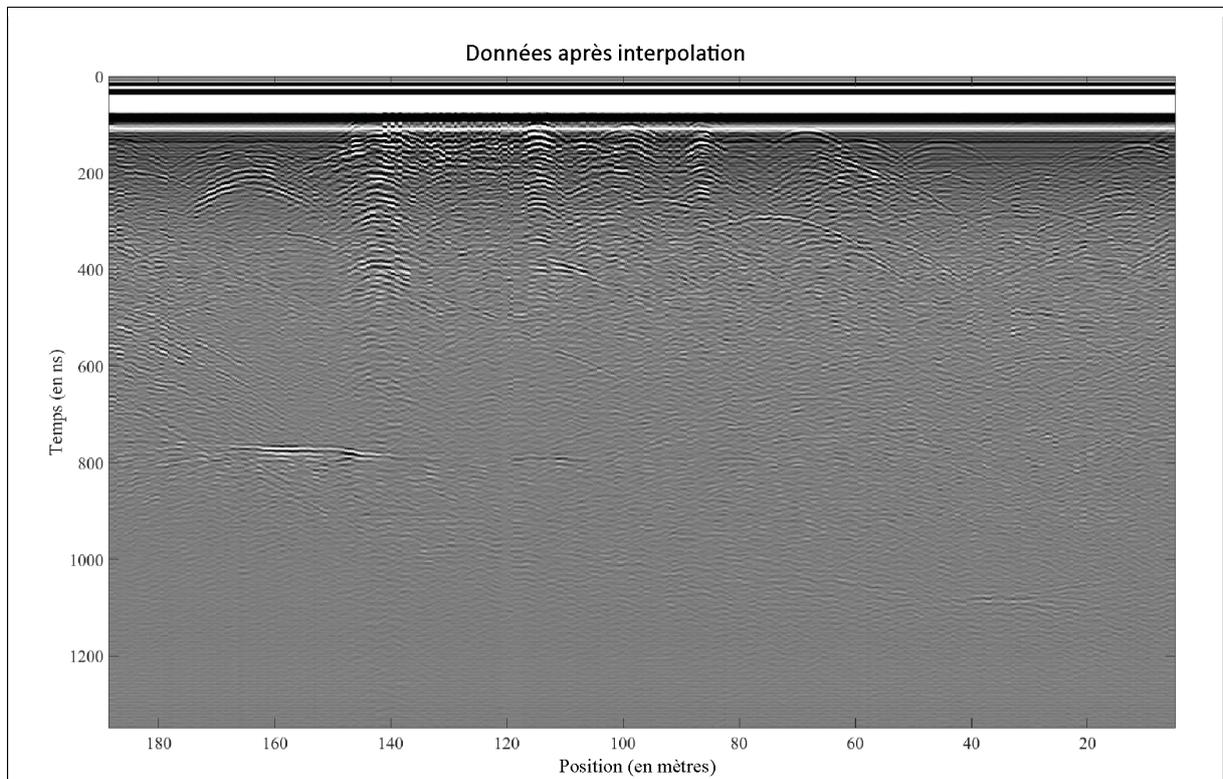


Figure 11 : données GPR après le processus d'interpolation avec Fourier

La deuxième étape de la démarche proposée prévoit l'application d'un filtre *dewow*, soit un filtre *high-pass* permettant d'éliminer les basses fréquences enregistrées et résultantes de la de la réponse inductive de la Terre aux fréquences plus basses émises par le GPR. En effet, le signal enregistré par l'instrumentation GPR est généralement biaisé par ces fréquences, qui créent des valeurs moyennes globales du signal différents de zéro, comme montré dans la Figure 12. Avec l'application d'un filtre *dewow* on est donc finalement capables d'éliminer ces biais, ce qui permet de porter l'ensemble du signal à une moyenne autour de l'origine (Figure 12). Ci faisant, on est finalement capables de mieux visualiser les caractéristiques du signal ainsi que d'appliquer des filtres successifs. Dans

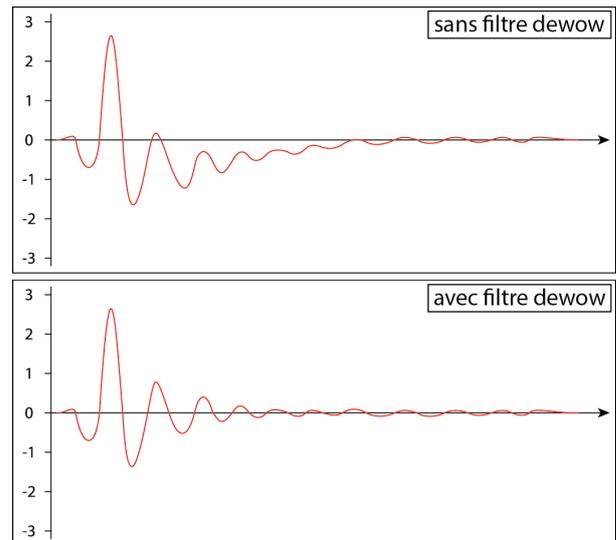


Figure 12 : effet de l'application du filtre *dewow* sur les caractéristiques du signal GPR

cette recherche, le filtre *dewow* appliqué utilise un filtrage par médiane résiduelle (*residual median filtering*) pour identifier et supprimer les biais présents, comme proposé par Gerlitz et al. (1993). Un exemple des résultats obtenus par l'application de ce filtre est visible dans la Figure 13, qui montre clairement comme après l'application du filtre les données peuvent être mieux présentées, surtout en proximité de la surface. Cependant, c'est important de souligner comme le choix de ce filtre a été faite sur la base des caractéristiques des données acquises. En effet, plusieurs typologies de filtres *dewow* existent, et l'efficacité de leur utilisation est très dépendante de la typologie de données traitées.

Une fois complété le traitement par filtre *dewow*, l'étape suivante du traitement prévoit la normalisation du signal de chaque trace GPR. Ce processus est effectué afin d'homogénéiser les données acquises et réduire les effets provoqués par des différences de couplage entre le terrain et l'antenne GPR. En effet, lors de

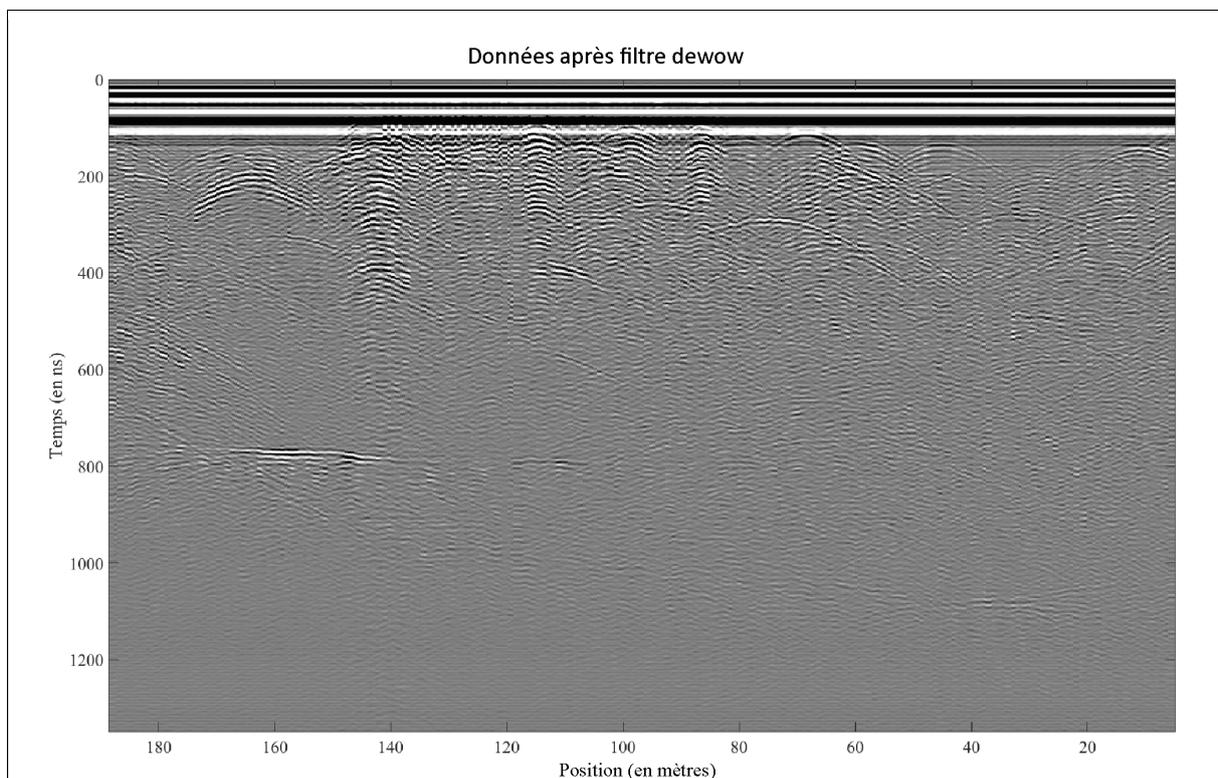


Figure 13 : données GPR après application du filtre *dewow*

l'acquisition des données, la hauteur de l'antenne GPR n'est forcément pas constante soit à cause des mouvements de l'opérateur, soit à cause de la morphologie du terrain. Ce fait provoque des différences dans le couplage entre l'antenne et le sol, ce qui porte finalement à des variations dans l'énergie du pulse électromagnétique transmise dans le sol (ex. Heincke et al., 2005). On comprend donc que les amplitudes du signal de retour enregistrées par l'antenne GPR sont très dépendantes de la qualité du couplage entre cette dernière et le sol. Pour éliminer ces différences on applique donc une normalisation des signaux, qui consiste dans la division de chaque signal de la trace par le maximum absolu de cette dernière. Ci faisant, tous les valeurs de la trace sont relativisées à une valeur de référence, dans ce cas 1. Ce passage du traitement, bien que simple, c'est essentiel afin d'obtenir des données finales plus homogènes. En outre, ce dernier résulte essentiel pour le passage du traitement suivant.

Le passage du traitement successif à la normalisation des signaux est l'application d'un filtre permettant d'éliminer les bruits horizontaux présents dans les données. Ces bruits sont principalement créés par un effet de *ringing* interne entre le système GPR et l'antenne de ce dernier. La caractéristique qui permet l'élimination de ces biais est le fait que ces derniers résultent horizontalement constants et caractérisés par une amplitude du signal horizontalement homogène. Concernant le fonctionnement du filtre appliqué, ce dernier résulte très simple. Comme le bruit présent dans les traces est horizontal et de magnitude constante on peut le discrétiser des autres réflexions, car ces dernières résultent au contraire discontinues. Le premier pas du traitement est donc le calcul de la médiane horizontale pour chaque niveau horizontal de valeurs de l'ensemble d'une ligne. Ci faisant, on crée un vecteur vertical représentant la médiane de chaque niveau horizontal de données. Successivement, on soustrait à chaque trace GPR le vecteur précédemment crée. Ci faisant, on enlève toutes les données qui résultent horizontalement constantes, éliminant donc les biais présents. Un exemple du résultat obtenu par ce passage est illustré dans la Figure 14.

L'avant dernier passage du traitement proposé prévoit l'application aux données d'un filtre *gain*, qui a pour but d'améliorer la visualisation des réflecteurs en profondeur par une augmentation de l'amplitude des signaux le plus profonds. En effet, les amplitudes du signal GPR diminuent avec le temps à cause du

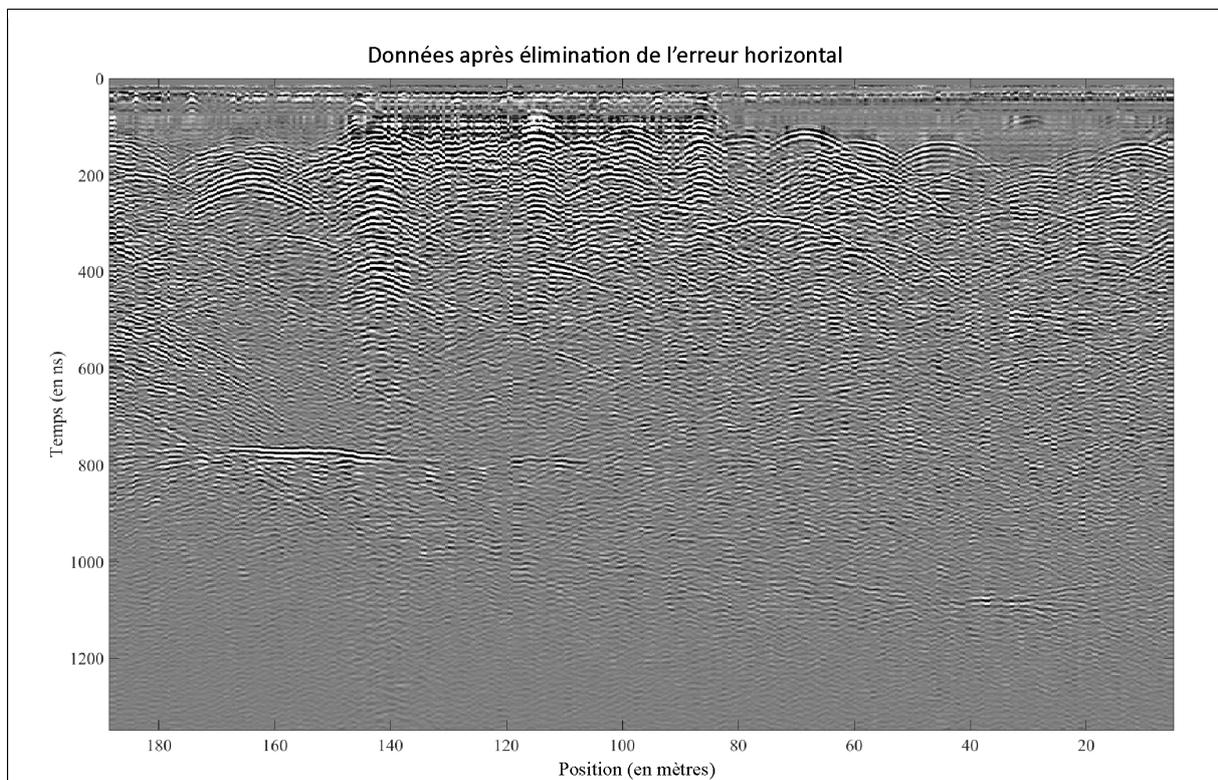


Figure 14 : données GPR après élimination de l'erreur horizontale

scattering, de la dispersion géométrique du signal, et à une atténuation intrinsèque due à la conductivité électrique du sous-sol. L'amplitude du signal diminue donc exponentiellement avec la profondeur, ne permettant pas une correcte visualisation des réflecteurs présents dans le sous-sol. L'application d'un filtre *gain* permet ainsi d'augmenter les amplitudes le plus faibles afin d'obtenir une visualisation plus claire et homogène des données acquises. La Figure 15, à côté, clarifie ce concept en montrant une schématisation des effets que l'application du filtre *gain* apporte aux amplitudes d'une trace GPR. En effet, cette dernière montre clairement comme après l'application du filtre on puisse avoir une visualisation beaucoup plus claire des caractéristiques de la trace.

Concernant le choix de la typologie de filtre *gain* à utiliser, ce dernier est très dépendant des caractéristiques des données traitées. Dans cette recherche on applique un filtre *gain* très douce qui permet de maintenir les différences d'amplitudes relatives des données, ce qui est essentiel dans le cadre de l'observation des variations d'amplitude des réflexions de certaines structures subglaciaires. Pratiquement, le fonctionnement de ce filtre est très simple et se base sur l'application, pour chaque trace d'une ligne, d'une certaine augmentation de l'amplitude des signaux. Cette amplitude est déterminée par un vecteur de *gain* précédemment calculé. La formule pour le calcul de ce vecteur est

$$G = \left(\frac{T + 1}{scal} \right)^P$$

où « *G* » est le vecteur de *gain*, « *T* » est le vecteur temporel d'acquisition de chaque valeur le long de la trace, « *scal* » est le facteur définissant l'échelle du *gain* et « *P* » le facteur de puissance du *gain* utilisé. En réglant les paramètres « *scal* » et « *P* » le vecteur de *gain* peut être modifié afin d'optimiser la visualisation des résultats finaux. À ce propos, un exemple d'application du filtre *gain* est montré dans la Figure 16. Comme on peut voir, l'application du filtrage permet d'améliorer sensiblement la représentation des réflecteurs plus profonds, comme c'est le cas pour la plage de signaux entre 600 et 1200 ns.

Le dernier passage du traitement GPR consiste dans la correction des données selon la morphologie du terrain d'acquisition. En effet, les données sont représentées jusqu'à présent comme étant acquises sur une surface plane, ce qui n'est pas le cas. La correction des données selon la topographie permet donc d'obtenir une visualisation des données correcte et reflétant la réalité. Pratiquement on applique, pour chaque trace GPR, un *shift* vertical des données. Ce *shift* est exécuté dans le domaine de Fourier et son amplitude est déterminée par l'altitude enregistrée de la trace GPR et par la vitesse de propagation du signal GPR dans la glace. Dans cette recherche cette vitesse de propagation a été estimée à 0.168 m/ns, sur la base de plusieurs études précédentes (Moorman et al., 2000 ; King et al., 2008 ; Brown et al., 2009 ; Murray et al., 2007 ; Church et al., 2018). C'est important de souligner qu'avant cette étape du traitement c'est essentiel de rajouter une série de valeurs nulles (zéro) à la fin de chaque trace de la ligne GPR. Ce passage est nécessaire car l'utilisation de la transformation de Fourier pourrait créer des artéfacts dans la partie supérieure de la ligne GPR.

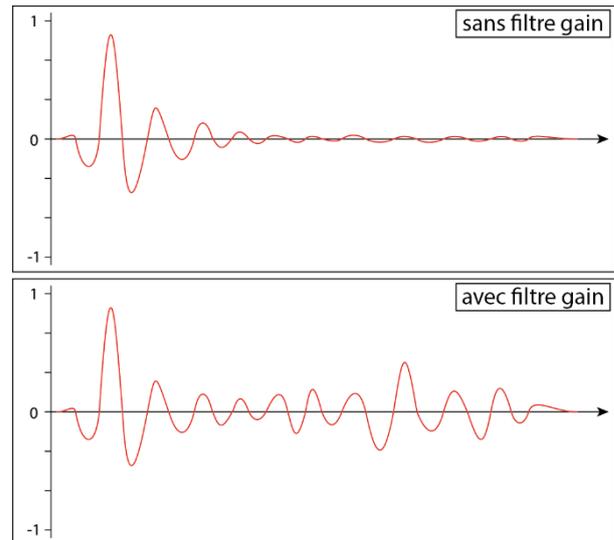


Figure 15 : effet de l'application du filtre *gain* sur les caractéristiques du signal GPR

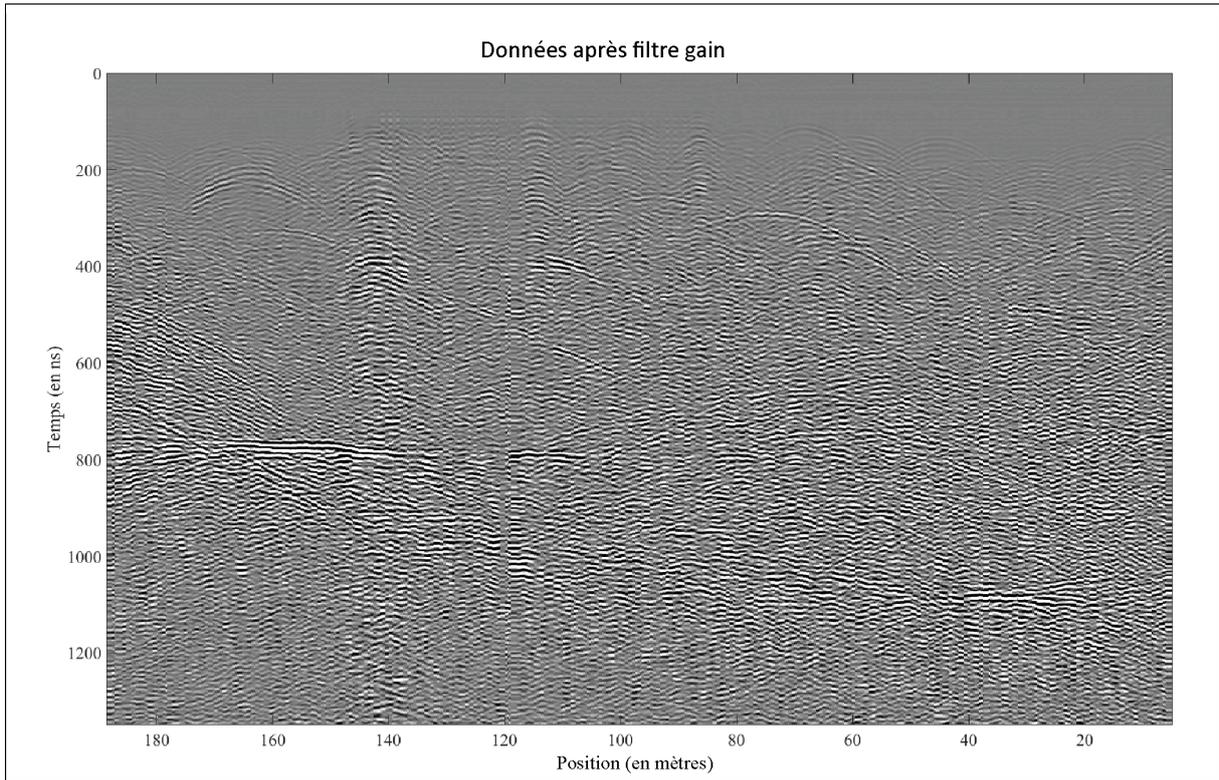


Figure 16 : données GPR après application du filtre gain

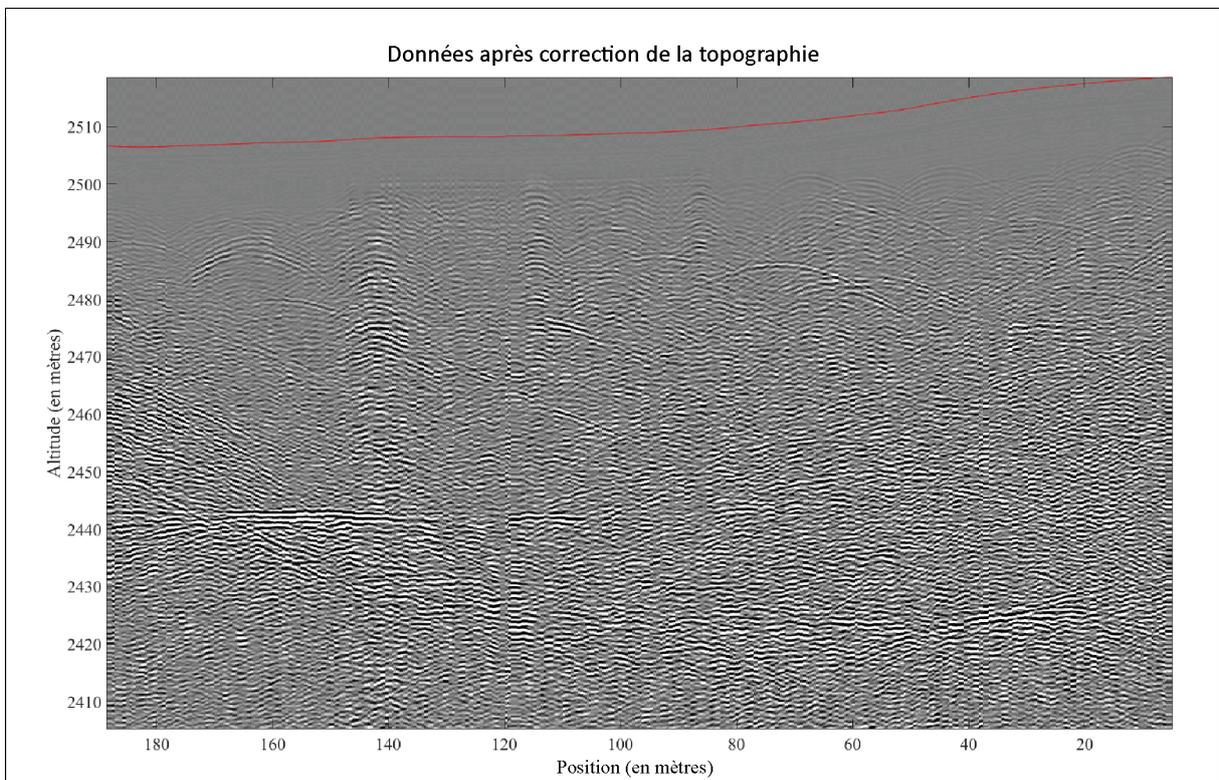


Figure 17 : données GPR après correction de la topographie. En rouge, la surface glaciaire

Dernièrement, on exécute une conversion *time-to-depth* afin d'estimer une profondeur en mètres de chaque élément des traces GPR. Ce passage est nécessaire afin d'attribuer une réelle valeur soit d'altitude, soit de profondeur aux données acquises. Pour ce faire, on utilise la formule suivante

$$D = \frac{V * t}{2}$$

ou « D » est la profondeur en mètres de l'échantillon, « V » est la vitesse de propagation du signal GPR dans la glace, « t » est le temps relatif de retour de chaque signal. Dans cette recherche, l'instrumentation utilisée acquiert pour chaque trace GPR une série de 512 signaux sur une fenêtre de temps de 1600 ns. Ci faisant, on connaît le temps de retour « t » de chaque échantillon. Finalement, sachant que la vitesse de propagation « V » est de 0.168 m/ns (Moorman et al., 2000 ; Murray et al., 2007 ; King et al., 2008 ; Brown et al., 2009 ; Church et al., 2018) on est capables de calculer la profondeur « D » de chaque signal comme étant la moitié de la distance parcourue en un temps « t » à une vitesse « V ». Ci faisant, on peut attribuer des valeurs d'altitude à chaque point de chaque trace. Un exemple des résultats obtenus par cette dernière étape du traitement est illustré dans la Figure 17, qui montre les données corrigées selon la morphologie et avec des altitudes réelles (Figure 17, en rouge). C'est important de souligner que ce passage ne permet qu'une estimation des profondeurs des structures subglaciaires. Pour obtenir une représentation réelle en termes de profondeurs, on devrait exécuter une migration des données.

3.3.4. Estimation du lit du glacier et de la profondeur de la glace

L'estimation de la morphologie du lit du glacier, ainsi que celle de la profondeur de la glace, représentent la phase finale du processus de traitement. C'est important de souligner comme cette section du traitement ne fait pas partie de la méthodologie proposée dans cette recherche. Toutefois, comme déjà énoncé auparavant, cette partie du traitement est exécutée afin de démontrer les potentialités et les possibilités d'analyse liées à une acquisition de données comme celle proposée dans cette recherche.

Pour ce faire, dans cette section l'analyse et l'estimation du lit du glacier et de l'épaisseur de la glace ne sera effectuée que pour la grille d'acquisition morphologiquement plus complexe, soit la grille n.1. En effet, comme la volonté de cette étude est celle de fournir un outil robuste, ce passage sera effectué sur la grille avec la mineure qualité de données afin de démontrer la puissance de la méthodologie fournie.

Pratiquement, la modélisation proposée est subdivisée en trois sections : identification du lit du glacier, modélisation tridimensionnelle du lit du glacier, modélisation tridimensionnelle de l'épaisseur de la glace.

Le premier passage du traitement prévoit donc l'identification du lit du glacier. Ce passage, dans cette recherche, est exécuté manuellement. En effet, grâce au cube tridimensionnel créé, l'opérateur identifie à la main le plus haut nombre possible de réflexions indiquant l'interface entre roche en place et glace. Ci faisant, on obtient finalement une série de données spatiales indiquant le positionnement connu du lit du glacier.

Cependant, dans certaines situations l'identification des réflexions du lit du glacier résulte très difficile. Dans ces cas, l'opérateur doit chercher à identifier le plus précisément possible la position du lit du glacier. Toutefois, si ça n'est pas possible, le manque de données sera résolu par la modélisation appliquée de suite.

Le passage suivant est la modélisation tridimensionnelle. Pour ce faire, on utilise une *local linear regression* (Lowess) sur les positions connues, comme déjà faits précédemment dans la modélisation de la surface glaciaire. Ci faisant, on obtient une représentation complète du lit du glacier.

Finalement, pour estimer l'épaisseur de la glace, on calcule tout simplement la différence de hauteur entre les altitudes du lit du glacier et celles de la surface glaciaire, précédemment modélisée dans la première section du traitement des données.

4. Résultats

A l'intérieur de ce chapitre les résultats sont présentés subdivisés en quatre grandes sections. La première partie présente en effet les résultats issus du traitement des données GPS, ceci afin de montrer la qualité et l'efficacité de la démarche proposée. Deuxièmement, seront présentés les résultats de l'échantillonnage répété sur 24h. Troisièmement, seront présentés les résultats du traitement des données GPR acquises en grille, avec un focus sur les structures subglaciaires identifiées dans ces dernières. Dans la quatrième partie, finalement, on présente les résultats de l'estimation de la morphologie du lit du glacier pour la grille n.1, ainsi que de l'estimation de l'épaisseur de la glace.

4.1. Données GPS

Concernant le traitement des données GPS, les résultats de cette section sont présentés dans les Figures 18, 19 et 20. Dans ces figures sont représentées dans l'ordre : (a) les données GPS non traitées, (b) les données GPS corrigées, (c) la carte d'erreur pour la surface modélisée, et (d) et la surface d'acquisition modélisée sur la base des données GPS acquises.

Depuis ces résultats on comprend que le traitement proposé permet d'améliorer notablement les données acquises, permettant d'éliminer voire corriger de manière très efficace les erreurs présents. En effet, observant les données non traitées illustrées dans les pages précédentes (Figures 18a, 19a, 20a), on note comme plusieurs erreurs soient présents, alors qu'après le traitement ils résultent quasiment tous disparus (Figure 18b, 19b, 20b). Ces considérations sont aussi valables pour la prise de mesure en continu sur 24h, lesquelles données ne sont pas représentées sous forme d'images mais dont les résultats restent tout à fait similaires.

Concernant la grille n.1, cette dernière présente un nombre considérable d'erreurs dans ses données brutes à cause principalement de sa morphologie complexe (Figure 18a). En outre, plusieurs trous sont présents dans l'échantillonnage. Ces derniers sont principalement dus à la présence d'obstacles qui ne permettent pas une acquisition de données, comme c'est le cas de la grosse crevasse au centre visible soit dans l'image aérienne de la Figure 4, soit dans le graphique de la Figure 18a (au centre), soit dans l'image prise avec drone (Figure 28a). En outre, concernant cette grille, on note le manque d'une ligne de mesures dans la section Est de l'acquisition (Figure 18a, centre-droite). Cette absence a été provoquée par une erreur des opérateurs lors de la prise de mesures.

Concernant la qualité des données initiales de la grille n.2 et la grille n.3, ces dernières sont visiblement moins affectées par des erreurs que la grille n.1 (Figure 19a et 20a). En effet, la surface d'acquisition résulte pour les deux cas être beaucoup plus lisse. Cependant, on peut observer une déviation de la direction des lignes d'acquisition soit localement au centre de deux dernières lignes dans la section droite de la grille n.2 (Figure 19a), soit horizontalement sur toutes les lignes de la grille n.3 (Figure 20a). En outre, concernant la grille n.3, on peut observer comme cette anomalie entraîne parfois des erreurs locales dans le positionnement GPS.

Tableau 2 : Tableau de l'erreur médiane absolue pour les surfaces créées lors du traitement du signal GPS

	Erreur médiane absolue
Grille n.1	14,5 cm
Grille n.2	6,0 cm
Grille n.3	5,6 cm
Prise en continu sur 24h	5,2 cm

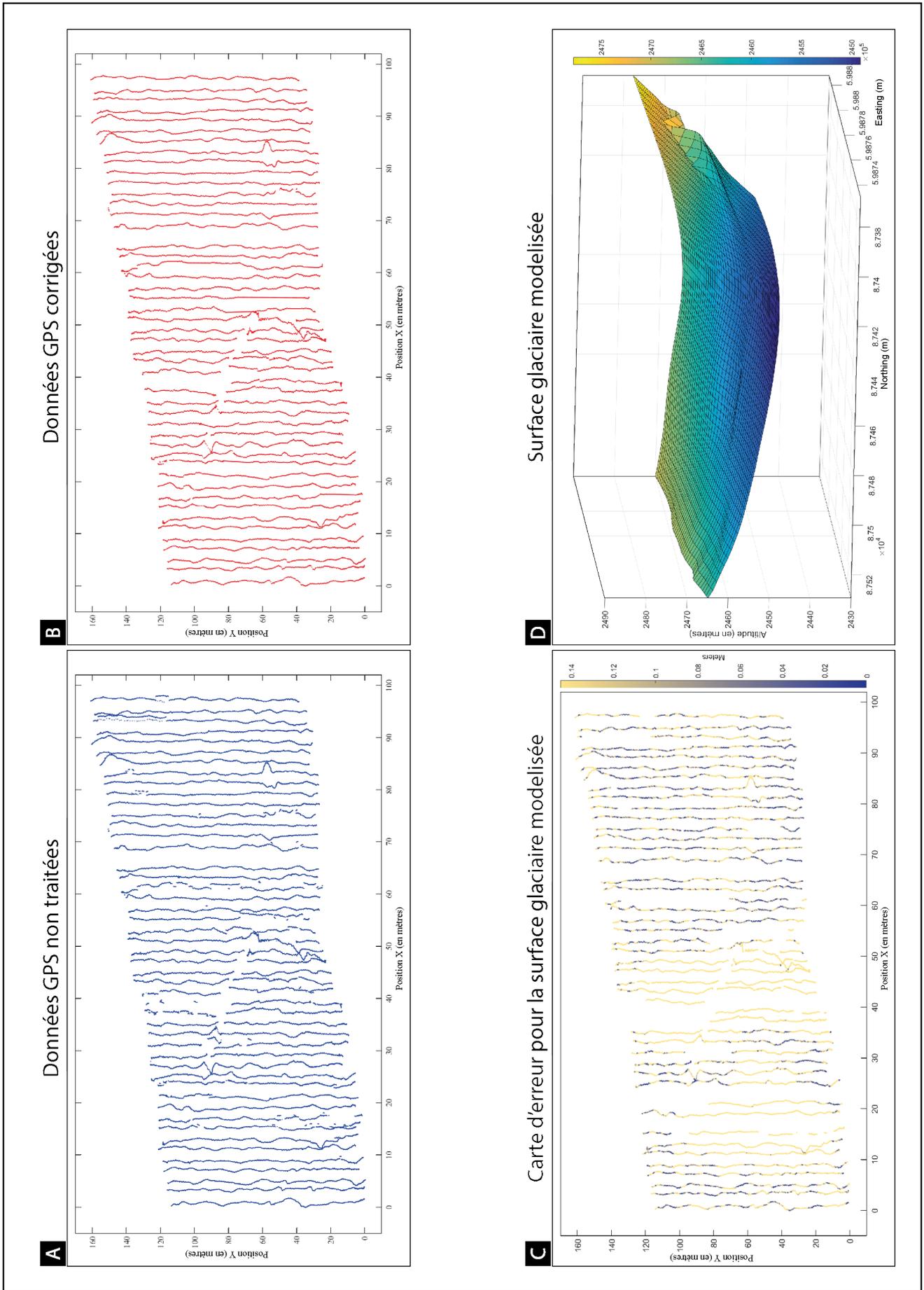


Figure 18 : résultats du traitement des données GPS pour la grille n.1

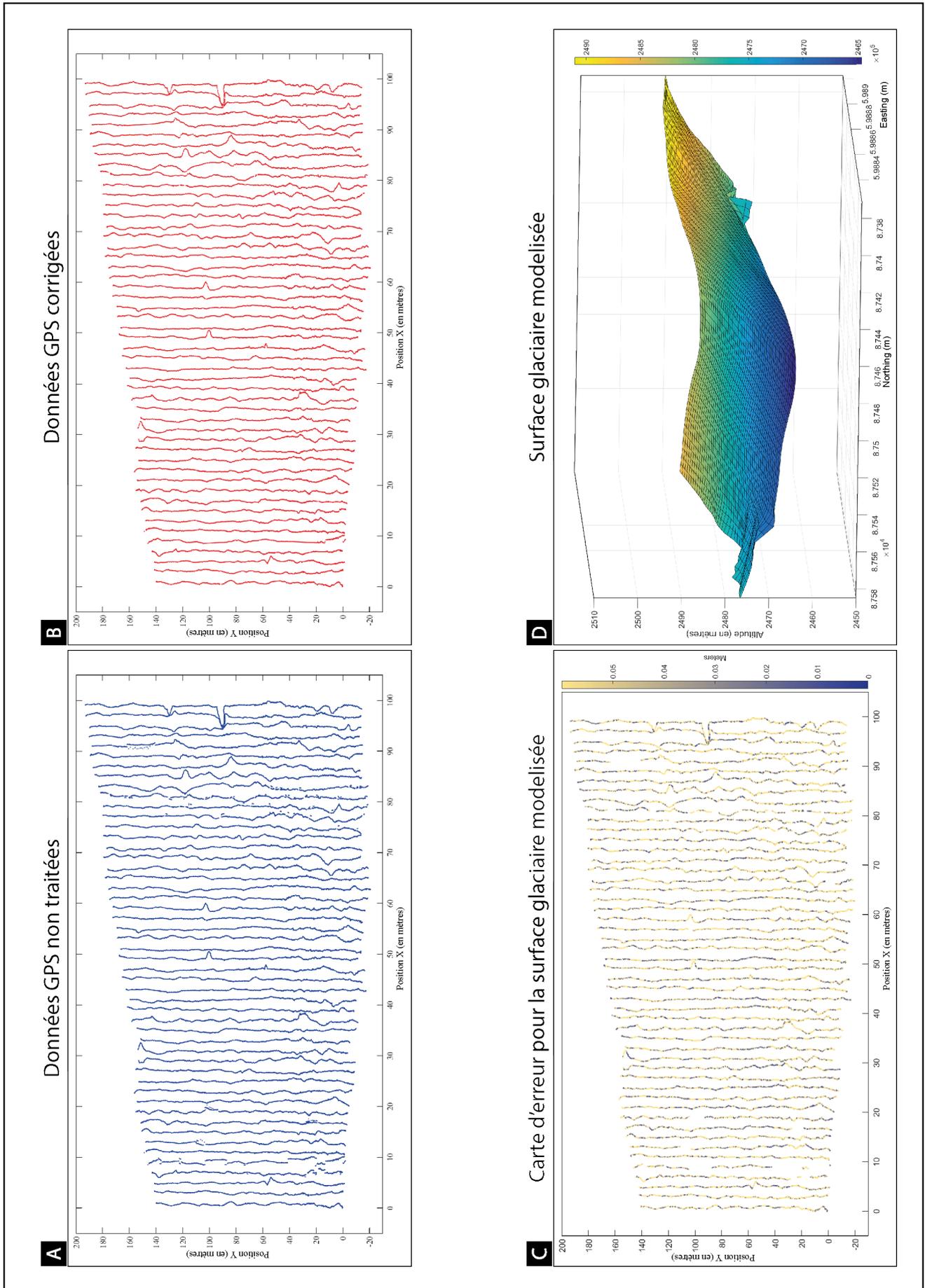


Figure 19 : résultats du traitement des données GPS pour la grille n.2

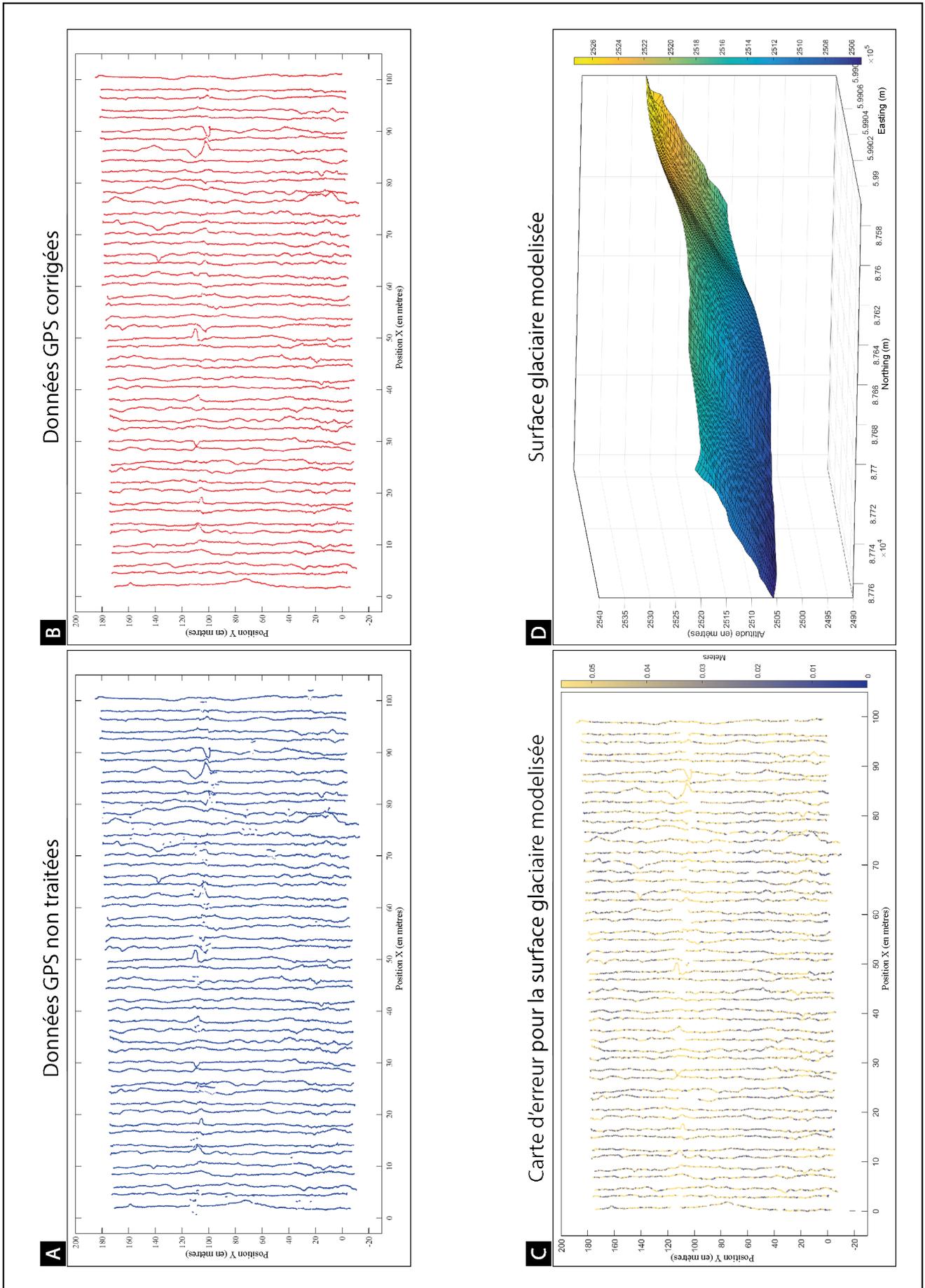


Figure 20 : résultats du traitement des données GPS pour la grille n.3

Cette anomalie dans les lignes représente un gros cours d'eau superficiel, visible aussi dans la Figure 4. En effet, lors de l'acquisition des données, la morphologie de ce cours d'eau a obligé parfois les opérateurs à changer de direction, créant ainsi les anomalies visibles dans les Figure 19a et 20a. Cependant, dans la majorité des cas ces changements de direction ne représentent pas une erreur et les données acquises à ces endroits peuvent être considérées comme valides.

Concernant la modélisation de la surface glaciaire des acquisitions en grille, cette dernière est représentée dans les Figures 18d, 19d et 20d. Observant les surfaces produites, on note comme elles arrivent généralement à bien reproduire la surface glaciaire échantillonnée, avec une bonne balance entre lissage et reproduction de la morphologie. Pour les trois surfaces produites, un taux d'erreur a été calculé. Ce taux représente l'erreur médiane absolue entre les altitudes échantillonnées et la surface modélisée. Depuis le Tableau 2 on voit comme, pour l'ensemble des modélisations exécutées, le taux d'erreur résulte tout à fait modeste. Toutefois, des petits biais dans les modélisations sont présents comme pour le cas de la section Sud-Est de la grille n.1 (Figure 18d) et les sections Sud-Ouest et Sud-Est de la grille n.2 (Figure 19d). Cependant, ces biais se situent en dehors des zones échantillonnées, et ne sont donc pas pris en cause lors de la correction des données d'altitude.

Afin d'observer plus dans le détail les modélisations effectuées, des cartes d'erreur ont été produites (Figure 18c, 19c et 20c). Ces dernières représentent l'erreur absolue présent entre les points GPS et la surface modélisée. Observant la carte d'erreur de la grille n.1 (Figure 18c) on note la présence d'une zone centrale et d'une localisée dans la section Ouest caractérisées par des taux d'erreur majeurs. Ces zones correspondent spatialement au positionnement des crevasses présentes. Concernant les grilles n.2 (Figure 19c) et n.3 (Figure 20c), on note comme pour ces dernières les taux d'erreurs soient répandus de manière plus homogène sur l'ensemble de la surface. Toutefois, dans la grille n.3 (Figure 20c) on peut observer une zone caractérisée par des taux d'erreur légèrement majeurs en correspondance du cours d'eau superficiel précédemment indiqué. Concernant l'acquisition de données en continu sur 24 heures, pour cette dernière n'est évidemment pas possible ni une modélisation en trois dimensions ni une représentation spatiale des corrections d'altitude effectuées. Cependant, un exemple de la ligne modélisée pour la correction des altitudes a déjà été présenté dans l'Annexe 6. Ci dit, comme pour les autres acquisitions, un taux d'erreur a été calculé afin d'analyser l'exactitude des corrections appliquées. Comme montré dans le Tableau 2, cette valeur se situe à 5,2 cm, ce qui indique clairement que les modélisations effectuées sont tout à fait très représentatives de la surface d'acquisition.

4.2. Données GPR de l'acquisition en continu sur 24 heures

Comme déjà énoncé dans les chapitres précédents, l'acquisition a été effectuée spatialement le long d'un même tracé. Temporellement, une acquisition de données a été effectuée toutes les heures entre 6:00h et 21:00h, puis une à 24:00 et une à 3:00 du jour suivant. Ci faisant on a obtenu une série de 18 prises de mesures, ce qui permet d'analyser précisément une éventuelle variation journalière de la teneur d'eau liquide contenue dans la glace. Les images traitées pour cette prise de mesures sont représentées dans l'Annexe 8.

L'un des objectifs principaux de cette recherche est celui d'analyser les variations dans la teneur d'eau liquide contenue dans la glace afin de comprendre quels impacts ces variations ont sur les données GPR. En effet, comme déjà démontré précédemment, des variations dans ce paramètre peuvent influencer largement les caractéristiques des données GPR acquises (ex. Pettersson et al., 2004 ; Irvine-Fynn et al., 2006 ; Murray et al., 2007). Au niveau visuel, une variation dans la teneur d'eau liquide provoque principalement deux typologies de distorsions. Premièrement, une augmentation ou une diminution de la teneur d'eau provoque une variation du taux de *scattering*, qui se reflète finalement en une dégradation respectivement une

amélioration de la résolution des données GPR. Deuxièmement, une variation de la teneur d'eau provoque une différence dans la vitesse de propagation du signal GPR dans la glace, puisque comme énoncé précédemment cette dernière est environ cinq fois mineure dans l'eau liquide que dans la glace (Murray et al., 2007). Ci dit, une variation du pourcentage d'eau liquide contenue dans la glace induit par conséquent une variation dans la vitesse de propagation du signal GPR. Comme dans cette recherche toutes les lignes GPR sont traitées selon une vitesse constante théorique de 0.168 m/ns, une variation de la vitesse de propagation devrait finalement se refléter en une distorsion dans la localisation verticale des réflecteurs présents dans le sous-sol.

En observant les données issues de cette acquisition on peut observer comme aucune des distorsions énoncées n'est présente (Annexe 8). Concernant le *scattering*, depuis les images de l'Annexe 8 on peut observer clairement comme aucune variation de la résolution des données ne soit présente. Pour ce qui concerne la localisation verticale des réflecteurs présents dans le sous-sol, celle-ci est toujours constante. Dans le spécifique, pour exemple, on peut observer comme l'importante réflexion située dans la partie gauche de la ligne (Annexe 8) se situe toujours à une altitude de 2435 m, ayant donc pas de variations au niveau de cette dernière.

En conclusion on peut donc affirmer que depuis les données récoltées on n'observe pas de fluctuations de la teneur en eau liquide contenue dans la glace, ni au niveau journalier ni au niveau horaire.

4.3. Données GPR des acquisitions en grille

Une fois terminé le traitement le cube tridimensionnel crée fournit, pour chaque grille échantillonnée, 50 lignes de données. Ci dit, les données produites et dont le signal a été traité sont présentées à des intervalles de 5 lignes (soit avec une distance de 10 mètres entre les lignes) dans les Annexes 9, 10 et 11.

Globalement, du point de vue du traitement du signal GPR, on peut affirmer que ce dernier résulte efficace et arrive à bien montrer les structures subglaciaires présentes. Concernant le processus de création du cube tridimensionnel, soit de *binning*, la qualité finale des données obtenue montre clairement comme ce dernier a été effectué de manière efficace. Cependant, pour certaines cellules le processus de *binning* n'a pas été capable d'attribuer des données. Ce fait est lié essentiellement au manque de données pour la position considérée. Un exemple de ces « trous » dans les données est présent dans la ligne 20 de la grille n.1 (Annexe 9) et dans la ligne 45 de la grille n.2 (Annexe 10).

Concernant l'analyse individuelle des grilles traitées, on peut tout de suite observer comme pour la grille n.1 (Annexe 10) on a pu obtenir des données très intéressantes et claires malgré les nombreux enjeux induits par la morphologie complexe du terrain. Du point de vue des structures subglaciaires, le lit du glacier est largement visible sur toutes les lignes avec des fortes réflexions à des altitudes autour de 2430 mètres. A titre d'exemple cette réflexion a été estimée pour la ligne 13 dans la Figure 21, de suite.

Toutefois, on peut aussi observer une partielle disparition de ces réflexions à des positions entre 20 et 60 mètres pour les lignes de 5 à 25. En effet, pour ces zones, on observe l'apparition d'un secteur où les données résultent floues et peu claires. En parallèle, dans la même position et sur les mêmes lignes, on observe la présence d'un réflecteur en forme de coupole à des altitudes entre 2435 et 2445 mètres. Ce dernier pourrait représenter la partie supérieure d'une conduite subglaciaire, bien que sa différence de hauteur par rapport au lit du glacier reste tout à fait plutôt élevée, étant estimée entre 5 et 10 mètres.

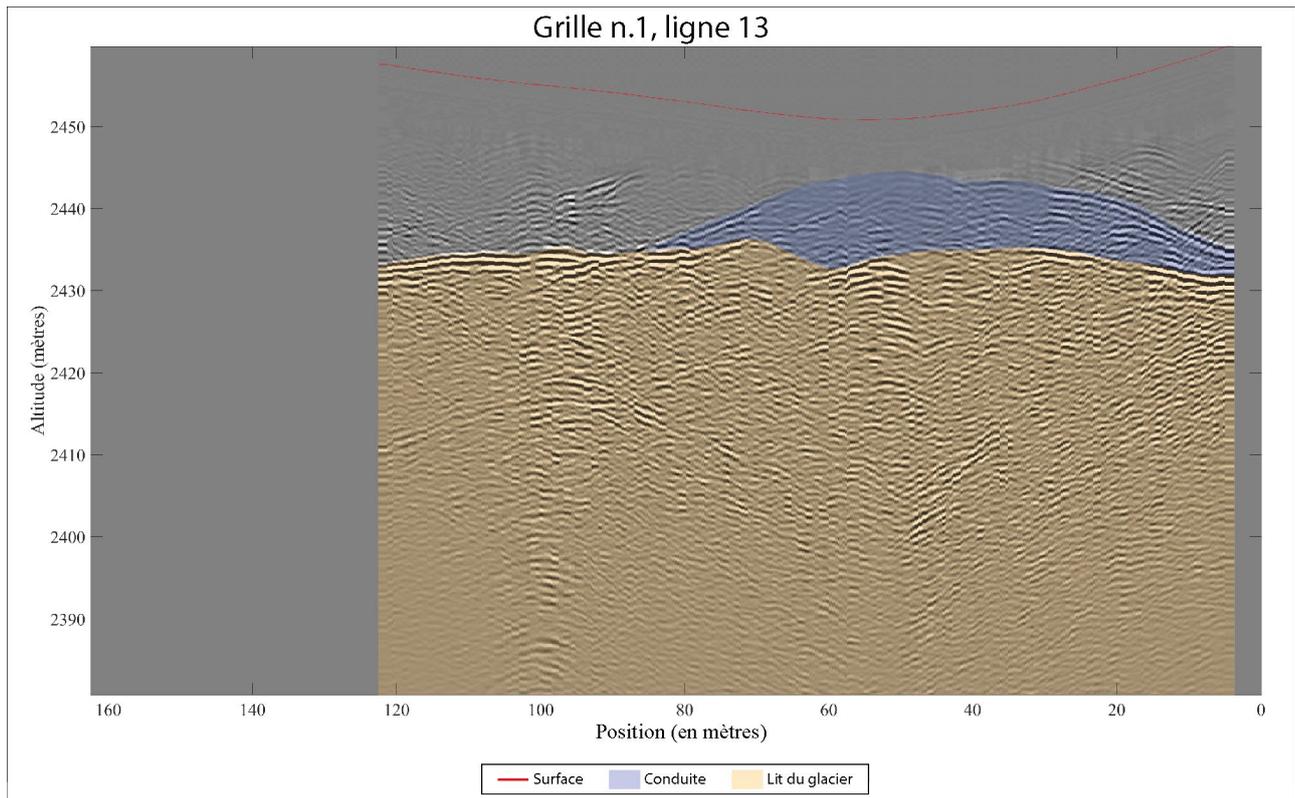


Figure 21 : identification des structures subglaciaires pour la ligne 13 de la grille n.1. En bleu la conduite subglaciaire, en jaune le lit du glacier.

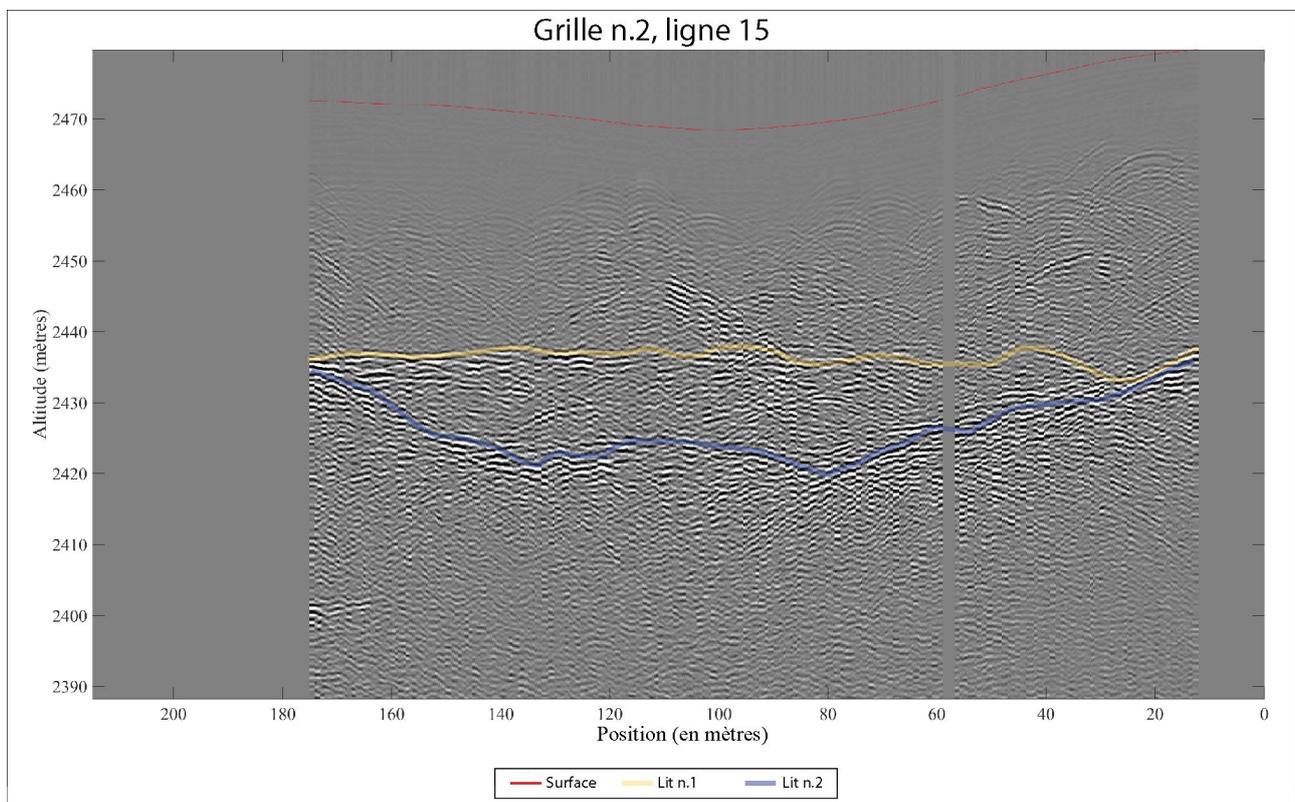


Figure 22 : modélisation des deux lits du glacier possibles sur la base des réflecteurs présents dans la ligne 15 de la grille n.2

Cette hypothèse est soutenue du fait que la réflexion citée résulte spatialement très cohérente surtout entre les lignes 10 et 15, comme montré dans l'Annexe 12. La Figure 21 montre la localisation estimée soit du lit du glacier, soit de la conduite subglaciaire pour la ligne 13 de la grille n.1.

Concernant la grille n.2 (Annexe 10), cette dernière est caractérisée par une morphologie de surface plutôt lisse et une profondeur de la glace estimée autour de 35-45 mètres. Du point de vue des structures glaciaires, on peut observer depuis les images de l'Annexe 10 comme le lit du glacier soit facilement identifiable par une importante réflexion dans les lignes supérieures (Annexe 10, lignes 30 à 50) alors que dans sa section inférieure (Annexe 10, lignes 5 à 25) cette réflexion laisse la place à deux réflecteurs presque parallèles positionnées à 2435 respectivement 2420 mètres. Le lit du glacier pourrait donc se trouver, pour la section inférieure de la grille n.2, en deux positions différentes. Cette double possibilité est illustrée, pour la ligne 15, dans la Figure 22. Cependant, comme le lit du glacier peut se trouver qu'en une position, cette caractéristique crée des doutes sur l'origine de la deuxième réflexion enregistrée, qui sera discutée plus tard.

Les résultats issus du traitement pour la dernière grille analysée sont présentés dans l'Annexe 11. Globalement, la grille n.3 représente l'acquisition effectuée le plus en amont des trois, ce qui justifie sa majeure profondeur de la glace. L'épaisseur de cette dernière, en effet, se situe environ entre 75 et 85 mètres. Comme déjà affirmé auparavant, cette prise de données a été faite afin de découvrir les limites de prospection verticale soit de l'instrumentation utilisée, soit de la méthodologie proposée. À ce propos, on peut observer depuis les figures de l'Annexe 11 que dans ce cas le lit du glacier n'est identifiable qu'entre 120 et 180 mètres horizontalement, où un important réflecteur est présent. Pour le reste des données acquises, donc, le lit du glacier n'est que difficilement détectable.

Une caractéristique intéressante présente dans la grille n.3 est finalement le phénomène de *ringing*, présent localement dans certaines lignes de la grille. Ce phénomène est généralement provoqué, en glaciologie, par la présence d'eau liquide soit en surface soit sous forme de poches d'eau à l'intérieur de la glace. Pratiquement, lors du passage du GPR, l'eau liquide provoque une réverbération anormale du signal GPR, qui se traduit finalement par des faux signaux de réflexion. Un exemple de ce phénomène est représenté

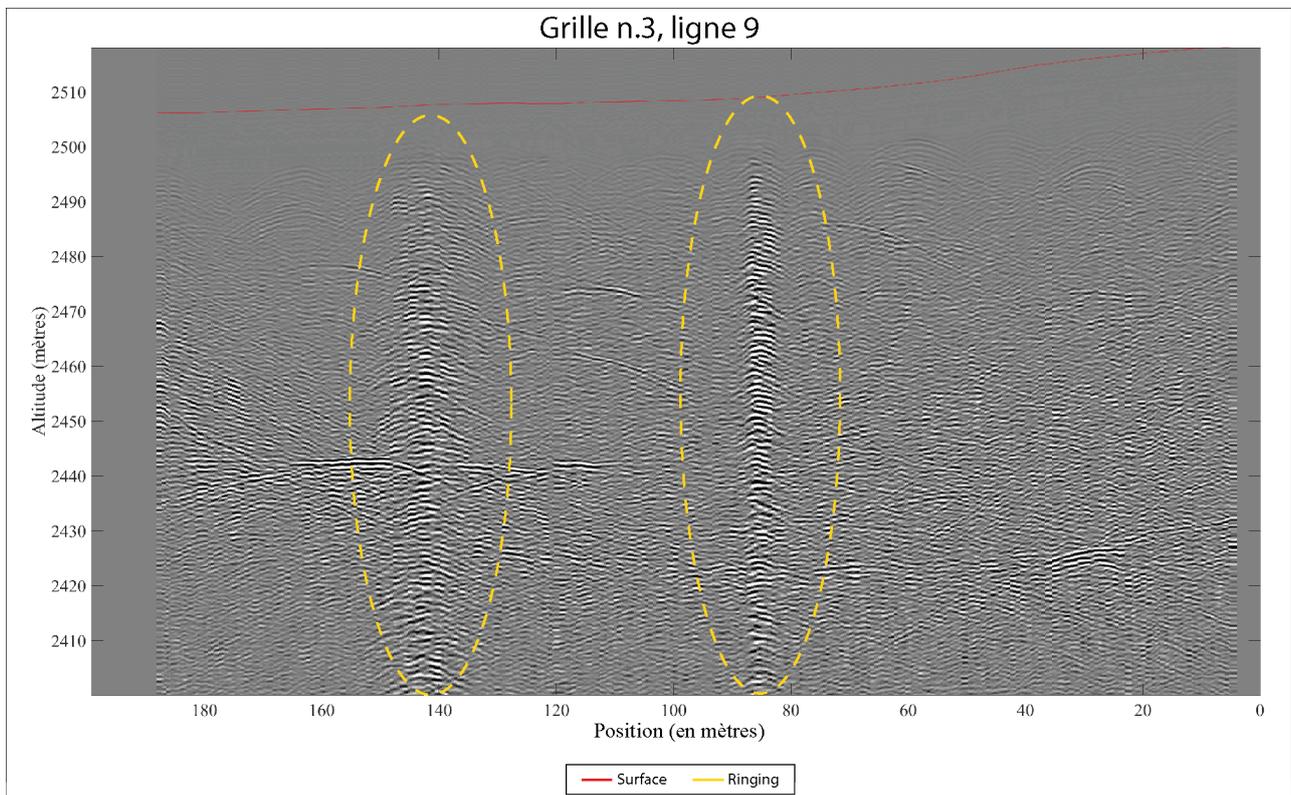


Figure 23 : phénomène de ringing dû à la présence d'eau superficielle

dans la Figure 23, de suite. Comme affirmé précédemment dans les considérations liées aux données GPS, la surface glaciaire de la grille n.3 est caractérisée par le passage d'un cours d'eau superficiel. Le phénomène de *ringing* observé dans les données est donc imputable à la présence d'eau en surface.

4.4. Estimation du lit du glacier et de l'épaisseur de la glace

Concernant l'estimation du lit du glacier ainsi que l'épaisseur de la glace, ces dernières n'ont été exécutées que pour la grille n.1. De suite, sont présentés les résultats obtenus : la modélisation de la surface glaciaire précédemment utilisée dans la correction des données GPS (Figure 24), l'estimation de la morphologie du lit du glacier (Figure 25) ainsi que l'estimation de l'épaisseur de la glace (Figure 26).

Depuis la Figure 24 représentant la surface glaciaire on note comme cette dernière se situe entre 2450 et 2485 mètres environ. Au niveau des altitudes, elle est caractérisée par une pente en direction Ouest-Est généralement assez douce et constante. Les bords, au contraire, sont caractérisés par des pentes plus prononcées qui donnent au glacier une forme en vallée.

Concernant l'estimation du lit du glacier, cette dernière a été construite sur la base de 1274 points de position, répartis sur l'ensemble de la superficie analysée et représentés à l'intérieur de l'Annexe 13. Globalement, les altitudes se situent entre 2430,5 et 2441 mètres. Morphologiquement, au contraire de la surface glaciaire, cette modélisation est caractérisée par une pente générale beaucoup plus réduite. En outre, cette dernière est caractérisée par la présence de plusieurs bosses et une dépression de presque 2 mètres au centre. Globalement, on peut noter une forme en vallée qui, depuis le Nord-Est, se dirige initialement vers la dépression centrale et se poursuit ensuite vers le Sud (Figure 25).

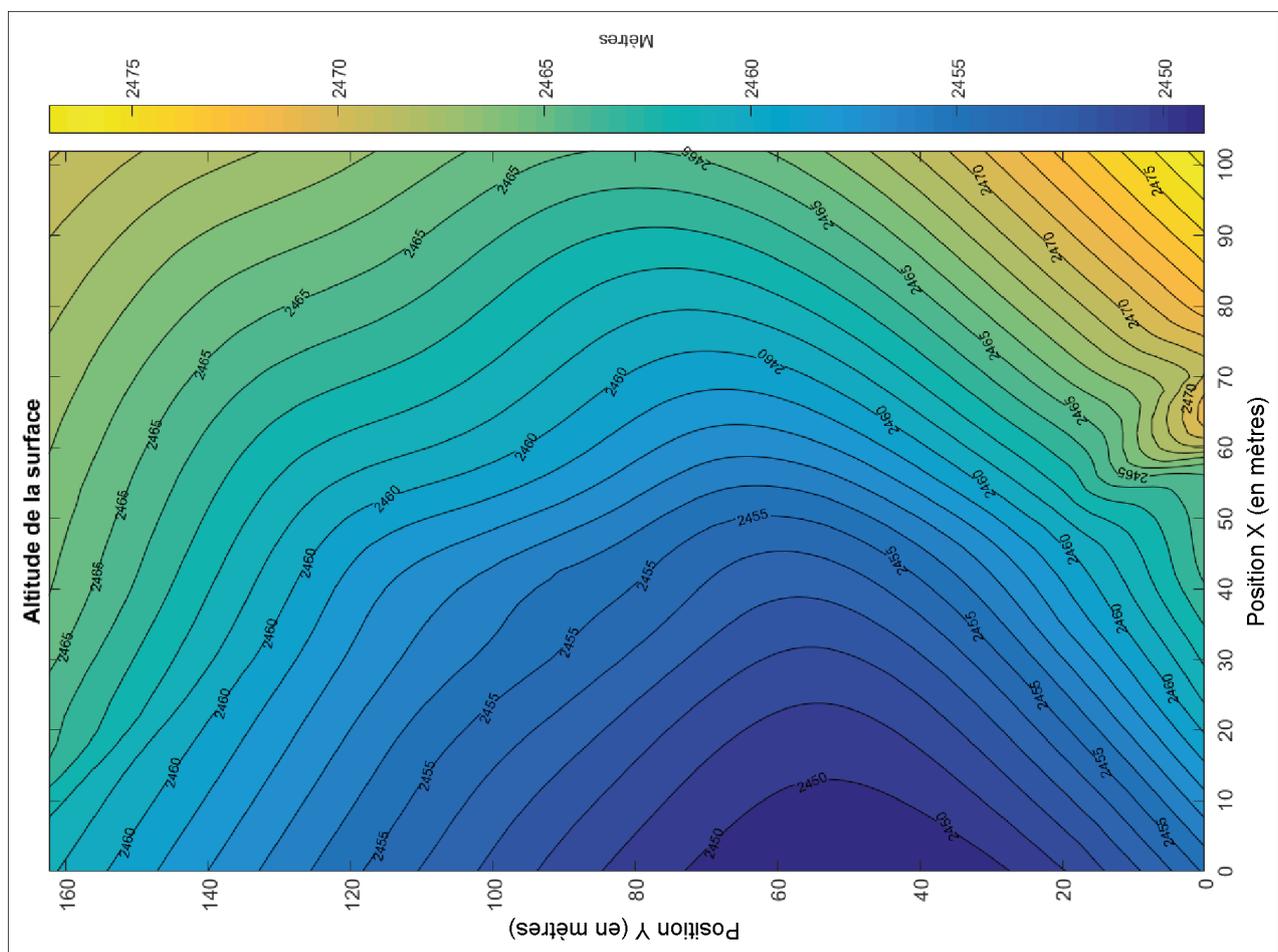


Figure 24 : modélisation de la surface glaciaire pour la grille n.1

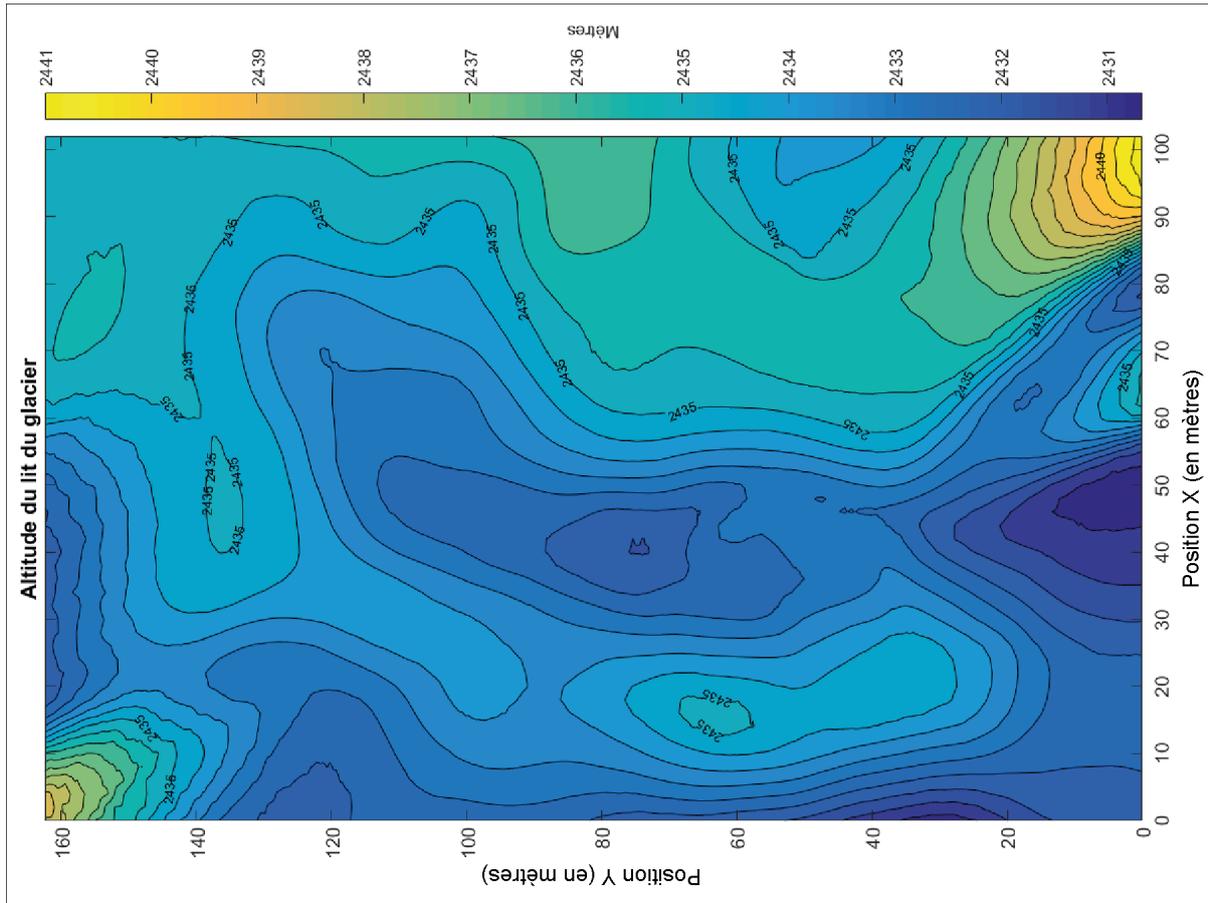


Figure 26 : modélisation du lit du glacier pour la grille n.1

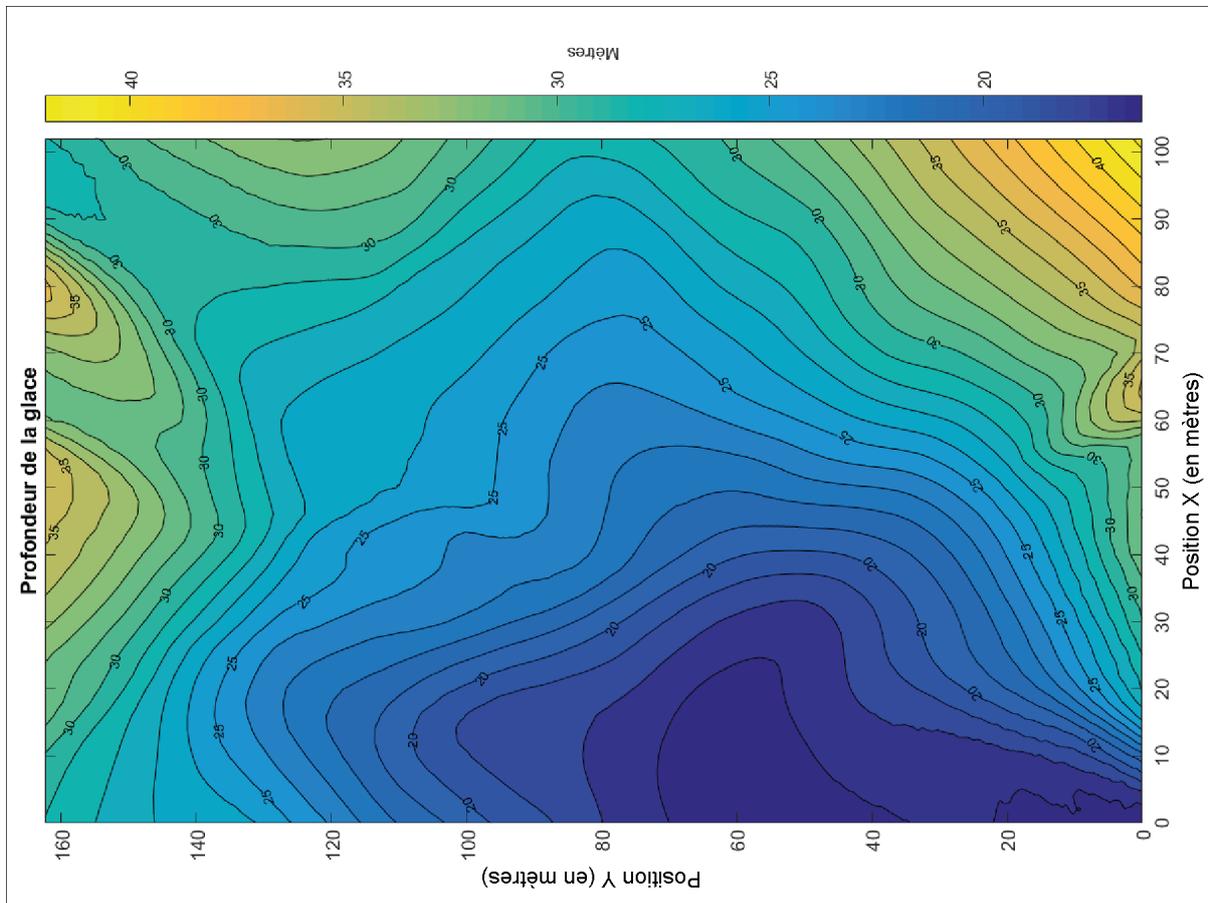


Figure 25 : modélisation de l'épaisseur de la glace pour la grille n.1

Concernant l'estimation de l'épaisseur de la glace, on comprend comme cette dernière soit directement dépendante de la morphologie de la surface et du lit du glacier. Par conséquent, on peut noter comme l'épaisseur de la glace subit une globale augmentation en direction Ouest-Est, partant par des profondeurs de 17 mètres pour arriver à des profondeurs de 42 mètres. Toutefois, on peut noter comme l'épaisseur de la glace soit caractérisée par des valeurs particulièrement faibles en correspondance de la bosse et de la dépression présente au centre du lit du glacier (Figure 25). En outre, concernant le comportement de l'épaisseur de la glace, on peut noter comme ce dernier soit légèrement moins épais en correspondance de la forme en vallée observée dans le lit du glacier (Figure 25). Ces caractéristiques pourraient suggérer la présence d'une conduite subglaciaire, hypothèse qui sera discuté dans le prochain chapitre.

5. Discussion

Ce chapitre est subdivisé en deux parties. Premièrement, on ira analyser la qualité des données issues du traitement proposé dans cette recherche. En particulier, le focus sera fait sur l'analyse de la qualité des corrections apportées aux données de position acquises. En outre, on discutera aussi les points forts et les points faibles de la méthodologie proposée. Deuxièmement, on ira analyser les caractéristiques des structures subglaciaires identifiées lors du traitement des données, ceci afin de prouver les potentialités que la méthodologie proposée peut apporter à des nouvelles recherches dans le champ de la glaciologie.

5.1. Méthodologie proposée

5.1.1. Acquisition des données

Concernant la méthode d'acquisition proposée, on note depuis les graphiques des données acquises (Figure 18a, 19a, 20a) comme cette dernière permet l'obtention d'excellents résultats au niveau des données spatiales. En effet, bien que des erreurs soient localement présents, une partie majeure des données spatiales acquises résulte correcte.

Concernant le système de collecte des données par navigation, on peut affirmer que ce dernier résulte efficace et permet l'acquisition de données en ligne presque parfaitement parallèles. Cet aspect est clairement visible dans les Figures 18a, 19a et 20a. Cependant, en présence d'éléments morphologiques à éviter tels que des grosses crevasses ou des moulins, cette méthode peut porter de la confusion et créer des erreurs lors de l'acquisition. A ce propos on suggère que l'acquisition par navigation pourrait être améliorée par le marquage sur le terrain des lignes à suivre avant le début de l'acquisition, pour exemple avec des drapeaux ou du spray à haute visibilité.

Concernant la dimension temporelle de l'acquisition des données, on peut affirmer qu'un premier point faible de la méthode proposée est la longue durée de l'échantillonnage. Cette dernière se situe, pour les données acquises dans cette recherche, autour de 3 heures pour chaque surface échantillonnée. Ci dit, une acquisition de cette durée pourrait entraîner soit des difficultés au niveau pratique, soit des biais au niveau des données acquises. Au niveau pratique pour exemple une acquisition de cette durée pourrait poser problèmes pour ce qui concerne l'autonomie des batteries de l'instrumentation utilisée. Du côté de la qualité des données, une telle durée pourrait induire des biais provoqués par la variations de certains paramètres tels que la teneur en l'eau liquide contenue dans la glace ou des variations au niveau du débit d'eau s'écoulant à l'intérieur des conduites (ex. Gimbert et al., 2016 ; Perolo et al., 2019).

Cependant, les données acquises sur 24 heures nous indiquent qu'à l'échelle journalière la glace ne subit pas de variations au niveau de la teneur en eau liquide. A la suite de ces résultats on peut donc affirmer qu'un

échantillonnage comme celui effectué dans cette recherche peut être effectué ou répété à tout moment de la journée, sans être sujet de distorsions (ex. Pettersson et al., 2004 ; Irvine-Fynn et al., 2006 ; Murray et al., 2007) ou à la variation de la vitesse du signal dans la glace (ex. Daniels, 1996).

5.1.2. Traitement des données GPS

Bien que les données acquises présentent localement des erreurs, la démarche de traitement proposée porte à des résultats notables. En effet, on voit clairement depuis les résultats obtenus (Figures 18b, 19b, 20b) comme le filtrage et les corrections appliquées arrivent à bien corriger les biais présents, en particulier pour les sections morphologiquement plus compliquées comme la grosse crevasse présente dans la grille n.1.

Concernant la correction des données d'altitude on peut affirmer que cette dernière permet, à l'aide de la modélisation de la surface glaciaire, de corriger de manière efficace tout erreurs d'altitude. On outre, on note comme cette surface peut être modélisée avec un bon taux de précision (Tableau 2).

Toutefois, on note comme lorsque la surface est créée sur une morphologie abrupte, des taux d'erreur plus élevées sont enregistrés (Tableau 2). En outre, comme visible dans la modélisation de la grille n.1 (Figure 18d), on observe que les surfaces produites n'arrivent pas à modéliser des structures telles que des moulins et des crevasses. Cet aspect est fortement lié au manque d'informations spatiales à ces endroits. Cette caractéristique entraîne deux distorsions. Premièrement, à la suite d'une fausse modélisation pour certains endroits, on aura forcément des données d'altitude fausses à ces mêmes endroits. Deuxièmement cette fausse modélisation, si utilisée à posteriori pour l'extraction d'autres données, portera forcément à des biais. C'est le cas, pour exemple, de la modélisation de l'épaisseur de la glace exécutée précédemment.

5.1.3. Construction du cube tridimensionnel

Concernant ce passage de la méthodologie proposée on peut affirmer que ce dernier résulte très efficace et permet une création optimale du cube tridimensionnel de données en partant par des données acquises en ligne. La caractéristique fondamentale de ce passage est que lors de la création du cube, les données acquises ne sont pas traitées séparément par ligne mais elles sont considérées comme un seul bloc de données (ex. Heincke et al., 2005). L'avantage de cette technique est que, en cas de manque de données sur une certaine ligne, des valeurs peuvent être attribués à la cellule correspondante en utilisant les données des lignes adjacentes si ces dernières sont suffisamment proches. Bien que cette méthode aille été utilisée aussi par Heincke et al. (2005) et permet d'utiliser au maximum les données acquises, celle-ci comporte la supposition que toutes les données spatiales soient correctes.

Dernièrement, comme visible aussi dans certaines lignes des résultats (ex. ligne 25 de la grille n.1, Annexe 9), à cause du manque des données dans certains cas la démarche proposée n'arrive pas à attribuer des valeurs pour certaines cellules. Un point faible de la démarche proposée est donc finalement le manque d'une interpolation des données afin de combler les lacunes présentes dans ces dernières.

5.1.4. Traitement du signal GPR

Concernant le traitement du signal GPR proposé, ce dernier a été conçu pour être de facile application, en outre que minimaliste pour ce qui concerne le filtrage et la modification des données. Conceptuellement, ce dernier a été basé sur celui utilisé dans la phase de traitement des données par Heincke et al. (2005). Bien que la méthodologie proposée porte à des excellents résultats, plusieurs points faibles ont été individués. Premièrement, le filtre appliqué afin d'éliminer le bruit horizontal initialement présent dans les données ne permet pas un nettoyage complet de ces dernières. En effet, on peut noter comme du bruit soit encore présent pour exemple dans la section gauche de la ligne 25 de la grille n.3 (Annexe 11). Ce fait est du soit à

des décalages verticaux de certaines traces, soit à des biais provoqués par la variation d'amplitude du signal due au différent couplage entre antenne GPR et sol.

Deuxièmement, dans la démarche proposée on n'effectue pas une migration des données. Ce processus permet de reconstruire la vraie géométrie des réflecteurs à travers l'effondrement des hyperboles de diffraction, permettant donc finalement d'obtenir une représentation des données reflétant mieux la réalité. A ce propos, c'est envisageable une implémentation dans la méthodologie proposée d'une migration des données tridimensionnelle comme celle proposée par Lehmann & Green (1999) et appliquée par Heincke et al. (2005).

Dernièrement, comme déjà montré dans le chapitre précédant, certaines lignes sont affectées par un effet de ringing (Figure 23). Ce biais est provoqué, dans la majeure partie des cas, par la présence d'eau en surface (ex. le cours d'eau traversant la grille n.3) ou des poches d'eau liquide à l'intérieur de la glace. Bien que la qualité finale ne soit touchée qu'en une partie mineure par ce type de biais, un filtre pour l'élimination de ce biais aurait pu être implémenté.

5.2. Structures subglaciaires

Les résultats obtenus par cette recherche sont très intéressants non seulement dans le cadre de la validation de la méthodologie proposée, mais aussi dans le cadre de l'observation des structures subglaciaires présentes dans le sous-sol du Glacier d'Otemma. En effet, les résultats obtenus permettent de bien visualiser plusieurs structures subglaciaires présentes soit à l'amont, soit dans la partie inférieure de la zone d'étude. Concernant la surface glaciaire, cette dernière est caractérisée à l'amont par des pentes douces et un terrain régulier, faite exception seulement par deux cours d'eau superficiels s'écoulant dans le secteur Nord de la langue glaciaire. Au contraire, la partie à l'aval et proche du terminus glaciaire est caractérisée par des pentes plus raides et une morphologie beaucoup plus complexe, avec la présence de plusieurs crevasses, blocs et moulins (Figure 28a).

Concernant le lit du glacier celui-ci est généralement visible soit partiellement, soit totalement, sur l'entier de la surface échantillonnée. En effet, sur l'ensemble des données acquises, ce dernier est facilement identifiable dans la section Nord du glacier grâce à une importante réflexion continue qui se propage de l'aval vers l'amont. Toutefois, la localisation précise lit du glacier n'est pas toujours faisable à cause soit des zones avec des données floues (ex. partie centrale de la grille n.1), soit à cause de la présence d'une double réflexion (ex. Figure 22). Concernant les zones où le lit est peu visible, ces dernières pourraient être créées soit par la présence d'eau liquide à l'intérieur de la glace, qui augmente le taux



Figure 27 : photo en section de la paroi glaciaire de l'effondrement observé en été 2018. Sont bien visibles (A) la surface glaciaire, (B) la couche de sédiments et (C) la conduite subglaciaire. (Source: Pascal Egli, 2018)

de *scattering* du signal, soit par les propriétés du lit du glacier. En effet, on peut supposer que certaines sections du lit soient composées par des sédiments, ce qui justifierait la mineure amplitude de la réflexion de ce dernier. Concernant les zones caractérisées par une double réflexion (ex. Figure 22), plusieurs hypothèses peuvent être faites. Premièrement cette double réflexion, présente sur plusieurs lignes soit dans

la partie supérieure de la grille n.1, soit dans l'entier de la grille n.2, pourrait indiquer la présence d'une grosse conduite d'environ 5-10 mètres de hauteur. Toutefois, cette hypothèse reste peu envisageable à cause de la largeur de cette dernière, environ 90 mètres. Deuxièmement, cette double réflexion pourrait indiquer la présence d'une couche de sédiments incluse dans la glace. Cette dernière serait donc représentée par la réflexion plus en surface (Figure 22, en jaune) alors que celle plus en profondeur pourrait représenter le réel lit du glacier. Cette deuxième hypothèse est soutenue par l'observation, pendant l'été 2018, d'une consistante couche de sédiments incluse dans la glace au-dessous de la grille n.1 (Figure 27). En effet, depuis la Figure 27, on voit clairement comme des sédiments soient inclus dans la paroi glaciaire (Figure 27, indice B). Cependant, on ne possède aucune preuve que cette couche de sédiments se propage à l'amont, créant la double réflexion observée dans la grille n.2 (ex. Figure 22). La couche de sédiments observée dans la paroi glaciaire pourrait donc représenter seulement un dépôt local de matériel entraîné par le cours d'eau sous glaciaire.

Concernant la morphologie du lit du glacier, cette dernière résulte plutôt régulière et lisse dans la section à l'amont de la zone d'étude, alors qu'elle devient progressivement plus rugueuse en se rapprochant du terminus glaciaire. En particulier, dans sa section inférieure, le lit du glacier est caractérisé par une forme en vallée qui se propage d'une partie à l'autre de la langue glaciaire, comme déjà décrit précédemment (Figure 25). A ce propos, c'est intéressant de souligner comme on peut observer une correspondance entre la position de cette forme morphologique (Figure 25), celle des crevasses présentes en surface (Figure 28a) et le positionnement de la conduite modélisée dans la Figure 21 et l'Annexe 12. En effet, une année après l'acquisition des données une bonne partie de cette section du glacier s'est effondrée, révélant l'effective présence d'une énorme conduite subglaciaire (Figure 28b). Cet événement permet ainsi de faire plusieurs considérations. Premièrement, cet événement valide l'hypothèse faite précédemment sur la présence d'une conduite subglaciaire dans la grille n.1. La hauteur de cette dernière avait été estimée à 5-10 mètres. Cette mensuration est tout à fait validée, car depuis les images aériennes (ex. Figure 28b) on estime une hauteur de la conduite entre 7 et 11 mètres. Deuxièmement, cet effondrement justifie la présence d'une forme en vallée dans la morphologie du lit du glacier, car cette dernière correspond parfaitement au positionnement de la conduite sous-glaciaire. Ce fait valide finalement l'estimation du lit du glacier précédemment exécutée (Figure 25). Troisièmement, depuis les images de l'effondrement, on peut noter comme beaucoup de sédiments soient présents sur les côtés de la conduite (Figure 27, Figure 28b). En outre, dans la partie inférieure de la zone effondrée, on peut observer l'affleurement du *bedrock* (Figure 28b). Cette interface pourrait justifier la variation de réflectance du lit du glacier, qui pourrait être finalement composée par une alternance de roche en place et dépôts sédimentaires.

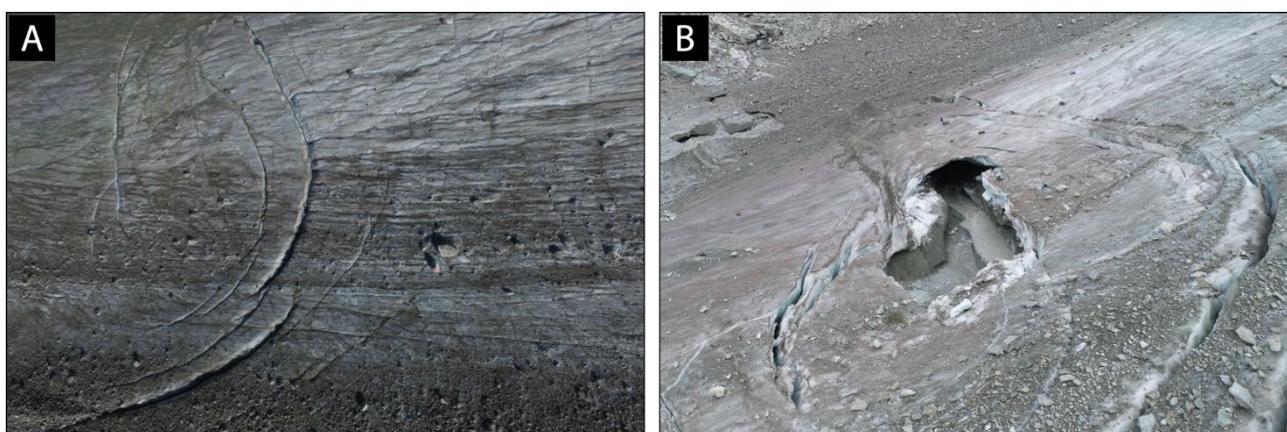


Figure 28 : image aérienne de la surface glaciaire en aout 2017 avant l'effondrement (a) (Source: Martino Sala) et en aout 2018 après l'effondrement (b) (Source: Pascal Egli)

Pour ce qui concerne la morphologie du lit du glacier de la grille n.1, plusieurs considérations peuvent être faites. Concernant l'origine de la forme en vallée traversant la grille n.1, cette dernière pourrait soit avoir été créée par le passage de la conduite subglaciaire, soit être la raison du passage de la conduite à cet endroit. Gimbert et al., (2016) suggère en effet comme les conduites pourraient être partiellement creusées dans les sédiments du lit du glacier. La forme en vallée visible dans la Figure 25 pourrait donc représenter la section creusée de la conduite subglaciaire. Cette hypothèse est soutenue par les données GPR qui montrent un affaiblissement de la visibilité du lit du glacier en correspondance du passage de la conduite (Figure 21). Cet affaiblissement, comme discuté précédemment, pourrait être en effet lié à la présence de sédiments et d'eau liquide. Au contraire, la forme en vallée détectée pourrait aussi être la raison du passage de la conduite à cet endroit. En effet, la morphologie estimée dans la Figure 25 pourrait représenter la morphologie originale du lit du glacier. La conduite subglaciaire pourrait alors s'écouler le long de la vallée observée tout simplement parce que cette dernière possède le gradient hydraulique majeur (ex. Shreve, 1972 ; Röthlisberger, 1972).

6. Conclusions

Les résultats obtenus montrent comme la méthodologie d'acquisition et de traitement proposée dans cette recherche permet une prospection locale très détaillée de la subsurface glaciaire. En particulier, les cubes de données tridimensionnels créés permettent de visualiser la continuité spatiale des structures subglaciaires, permettant ainsi une analyse tridimensionnelle de ces dernières. Cet aspect est crucial dans le cadre des nouvelles recherches sur le sujet, car comme démontré la méthodologie proposée permet de détecter les conduites subglaciaire présentes ainsi que de créer des modèles du lit du glacier ou de l'épaisseur de la glace. Finalement, les résultats obtenus par l'acquisition répétée sur 24 heures suggèrent que le taux en eau liquide contenue dans la glace ne varie pas ni à l'échelle journalière, ni à l'échelle horaire. Ces résultats permettent d'affirmer que pour ce qui concerne les acquisitions en grille, ces dernières peuvent être exécutées tout le long d'une journée sans que les données GPR soient impactées. Cependant, la méthodologie proposée comporte quelque désavantage, ce qui crée la nécessité de plusieurs études sur le sujet.

Premièrement, concernant l'acquisition des données, la durée des acquisitions en grille peut poser des problèmes au niveau pratique pour ce qui concerne pour exemple l'autonomie des batteries de l'instrumentation utilisée. En outre, concernant la navigation pendant les acquisitions, celle-ci pourrait porter à des erreurs lorsque la morphologie de surface est particulièrement défavorable. Ces aspects pourraient être corrigés par l'utilisation d'une instrumentation plus performante et une meilleure stratégie de navigation.

Deuxièmement, concernant la méthodologie de traitement des données, cette recherche ne propose qu'un traitement des données basique, surtout au niveau du signal GPR. En effet, les résultats présentés sont encore localement affectés par des biais et du bruit dans les données. Ces derniers pourraient être mitigés par un traitement du signal plus structuré et complet que celui proposé.

Cependant, bien que des améliorations soient largement possibles, la méthodologie proposée est très prometteuse et pourrait se révéler très utile dans le cadre des nouvelles recherches dans le champ de l'hydrologie subglaciaire.

7. Bibliographie

1. Anderson, R. S., Anderson, S. P., MacGregor, K. R., Waddington, E. D., O'Neel, S., Riihimaki, C. A., & Loso, M. G. (2004). Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F3).
2. Bradford, J. H. (2008). Measuring Water Content Heterogeneity Using Multifold GPR with Reflection Tomography. *Vadose Zone Journal*, 7(1), 184-193.
3. Brown, L. E., Hannah, D. M., & Milner, A. M. (2007). Vulnerability of alpine stream biodiversity to shrinking glaciers and snowpacks. *Global Change Biology*, 13(5), 958-966.
4. Brown, J., Harper, J., & Bradford, J. (2009). A radar transparent layer in a temperate valley glacier: Bench Glacier, Alaska. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(11), 1497-1506.
5. Church, G. J., Bauder, A., Grab, M., Hellmann, S., & Maurer, H. (2018). High-resolution helicopter-borne ground penetrating radar survey to determine glacier base topography and the outlook of a proglacial lake. In *2018 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR)* (pp. 1-4). IEEE.
6. Crisp, D.T. (2000). *Trout and salmon: ecology, conservation and rehabilitation*. Hoboken: WileyBlackwell.
7. Daniels, D. J. (1996). Surface-penetrating radar. *Electronics & Communication Engineering Journal*, 8(4), 165-182.
8. Egli, P. (2017). Données GPR acquises sur le glacier d'Otemma pendant le mois de février 2017. (données non publiées fournies par l'auteur).
9. Fountain, A. G. (1993). Geometry and flow conditions of subglacial water at South Cascade Glacier, Washington State, USA; an analysis of tracer injections. *Journal of Glaciology*, 39(131), 143-156.
10. Fountain, A.G., Walder, J. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36, 299–328.
11. Fudge, T. J., Humphrey, N. F., Harper, J. T., & Pfeffer, W. T. (2008). Diurnal fluctuations in borehole water levels: configuration of the drainage system beneath Bench Glacier, Alaska, USA. *Journal of Glaciology*, 54(185), 297-306.
12. Gabbud, C., Lane, S. N. (2016). Ecosystem impacts of Alpine water intakes for hydropower: the challenge of sediment management: Ecosystem impacts of Alpine water intakes for hydropower. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(1), 41–61. <https://doi.org/10.1002/wat2.1124>
13. Gerlitz, K., Knoll, M. D., Cross, G. M., Luzitano, R. D., & Knight, R. (1993, April). Processing ground penetrating radar data to improve resolution of near-surface targets. In *6th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*.
14. Gimbert, F., Tsai, V. C., Amundson, J. M., Bartholomaeus, T. C., & Walter, J. I. (2016). Subseasonal changes observed in subglacial channel pressure, size, and sediment transport. *Geophysical Research Letters*, 43(8), 3786-3794.
15. Grasmueck, M., Weger, R., & Horstmeyer, H. (2004). Three-dimensional ground-penetrating radar imaging of sedimentary structures, fractures, and archaeological features at submeter resolution. *Geology*, 32(11), 933-936.

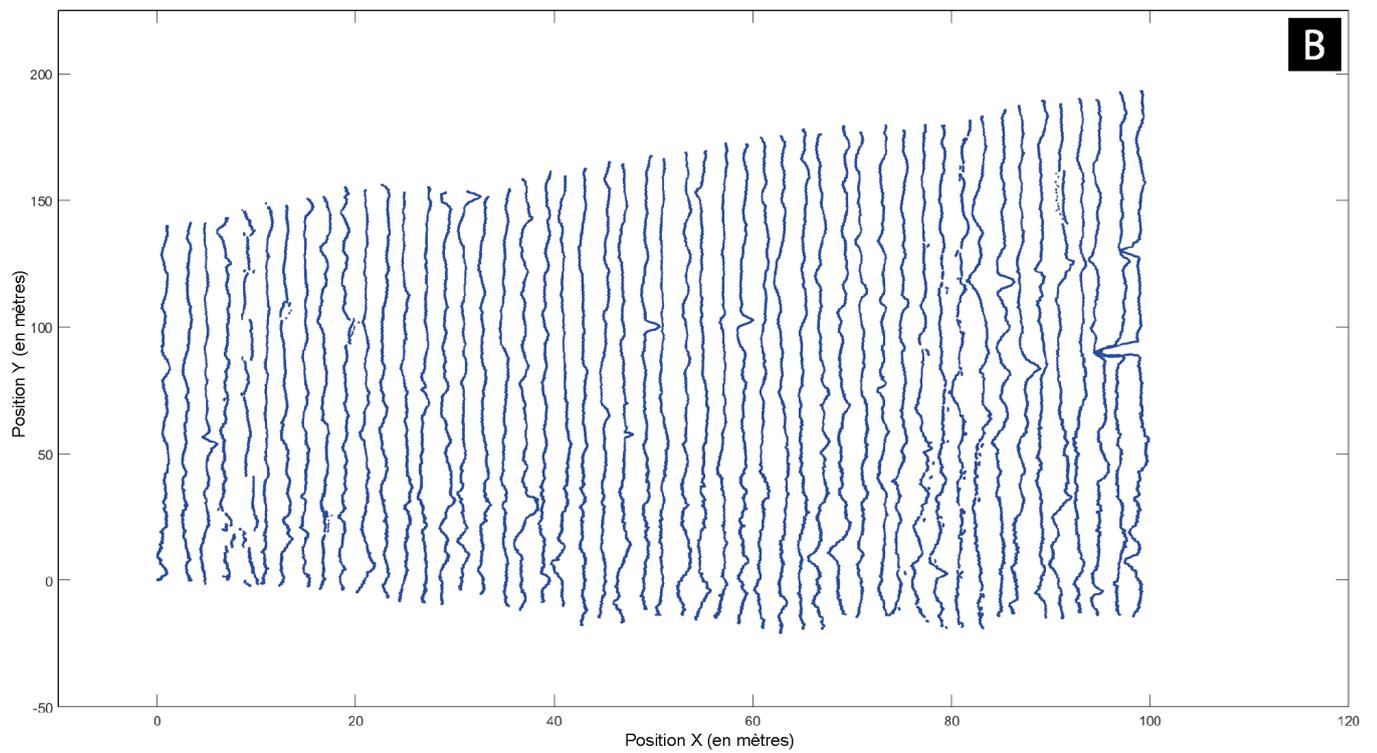
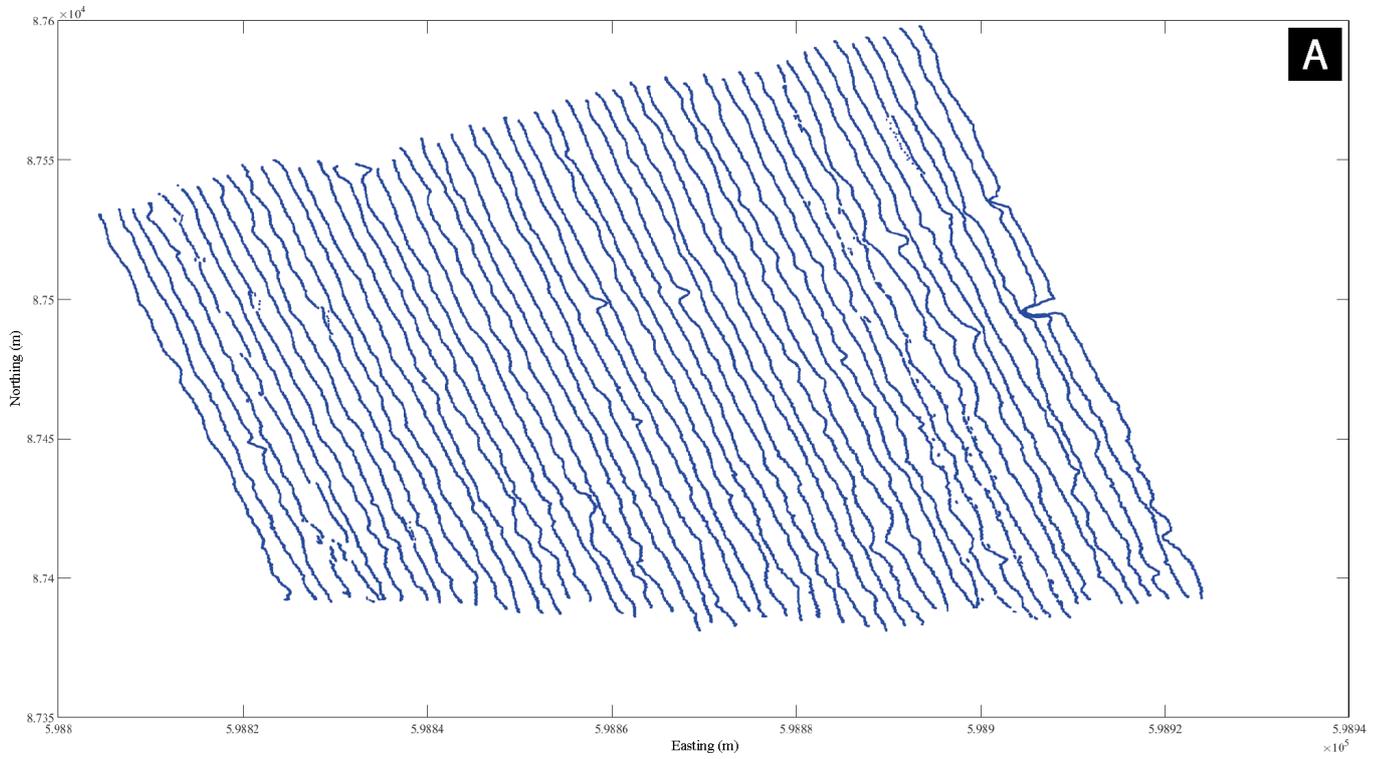
16. Guidry, S. A., Grasmueck, M., Carpenter, D. G., Gombos Jr, A. M., Bachtel, S. L., & Viggiano, D. A. (2007). Karst and early fracture networks in carbonates, Turks and Caicos Islands, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, 77(6), 508-524.
17. Gulley, J. D., Benn, D. I., Screaton, E., & Martin, J. (2009). Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary Science Reviews*, 28(19), 1984-1999.
18. Gulley, J. D., Grabiec, M., Martin, J. B., Jania, J., Catania, G., & Glowacki, P. (2012a). The effect of discrete recharge by moulins and heterogeneity in flow-path efficiency at glacier beds on subglacial hydrology. *Journal of Glaciology*, 58(211), 926-940.
19. Gulley, J. D., Walthard, P., Martin, J., Banwell, A. F., Benn, D. I., & Catania, G. (2012b). Conduit roughness and dye-trace breakthrough curves: why slow velocity and high dispersivity may not reflect flow in distributed systems. *Journal of Glaciology*, 58(211), 915-925.
20. Gulley, J. D., Spellman, P. D., Covington, M. D., Martin, J. B., Benn, D. I., & Catania, G. (2014). Large values of hydraulic roughness in subglacial conduits during conduit enlargement: implications for modeling conduit evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(3), 296-310.
21. Hallet, B., Hunter, L. and Bogen, J. (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12(1): 213–235.
22. Harper, J. T., Humphrey, N. F., Pfeffer, W. T., Fudge, T., & O'Neel, S. (2005). Evolution of subglacial water pressure along a glacier's length. *Annals of Glaciology*, 40(1), 31-36.
23. Heincke, B., Green, A. G., Kruk, J. V. D., & Horstmeyer, H. (2005). Acquisition and processing strategies for 3D georadar surveying a region characterized by rugged topography. *Geophysics*, 70(6), K53-K61.
24. Hock, R., & Hooke, R. L. (1993). Evolution of the internal drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden. *Geological Society of America Bulletin*, 105(4), 537-546.
25. Horton, P., Schaeffli, B., Mezghani, A., Hingray, B., & Musy, A. (2006). Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes*, 20(10), 2091-2109.
26. Hubbard, B., & Nienow, P. (1997). Alpine subglacial hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 16(9), 939-955.
27. Iken, A., & Truffe, M. (1997). The relationship between subglacial water pressure and velocity of Findelengletscher, Switzerland, during its advance and retreat. *Journal of Glaciology*, 43(144), 328-338.
28. Irvine-Fynn, T. D. L., Moorman, B. J., Williams, J. L. M., & Walter, F. S. A. (2006). Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(7), 892-909.
29. Jacob, R. W., & Urban, T. M. (2015). Ground-Penetrating Radar Velocity Determination and Precision Estimates Using Common-Midpoint (CMP) Collection with Hand-Picking, Semblance Analysis and Cross-Correlation Analysis: A Case Study and Tutorial for Archaeologists. *Archaeometry*.
30. Jin, S., Cardellach, E., & Xie, F. (2014). *GNSS remote sensing: theory, methods and applications*. Dordrecht Heidelberg New York London: Springer.

31. King, E. C., Smith, A. M., Murray, T., & Stuart, G. W. (2008). Glacier-bed characteristics of midtre Lovénbreen, Svalbard, from high-resolution seismic and radar surveying. *Journal of Glaciology*, 54(184), 145-156.
32. Kostic, B., & Aigner, T. (2007). Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany). *Sedimentology*, 54(4), 789-808.
33. Kruse, S., Grasmueck, M., Weiss, M., & Viggiano, D. (2006). Sinkhole structure imaging in covered karst terrain. *Geophysical Research Letters*, 33(16).
34. Leckebusch, J. (2003). Ground-penetrating radar: a modern three-dimensional prospecting method. *Archaeological prospection*, 10(4), 213-240.
35. Lehmann, F., & Green, A. G. (1999). Semiautomated georadar data acquisition in three dimensions. *Geophysics*, 64(3), 719-731.
36. Mair, D., Willis, I., Fischer, U. H., Hubbard, B., Nienow, P., & Hubbard, A. (2003). Hydrological controls on patterns of surface, internal and basal motion during three "spring events": Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 49(167), 555-567.
37. Moorman, B. J., & Michel, F. A. (1998). The application of ground-penetrating radar to the study of glacial hydrology. In *GPR '98: Seventh International Conference on Ground-Penetrating Radar, University of Kansas, Lawrence, KS, USA* (pp. 27-30).
38. Moorman, B. J., & Michel, F. A. (2000). Glacial hydrological system characterization using ground-penetrating radar. *Hydrological Processes*, 14(15), 2645-2667.
39. Murray, T., Gooch, D. L., & Stuart, G. W. (1997). Structures within the surge front at Bakaninbreen, Svalbard, using ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 24, 122-129.
40. Murray, T., Booth, A., & Rippin, D. M. (2007). Water-content of glacier-ice: limitations on estimates from velocity analysis of surface ground-penetrating radar surveys. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 12(1), 87-99.
41. Nienow, P., Sharp, M., & Willis, I. (1998). Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(9), 825-843.
42. Perolo, P., Bakker, M., Gabbud, C., Moradi, G., Rennie, C., Lane, S.N., in press. Subglacial sediment production and snout marginal ice uplift during the late ablation season of a temperate valley glacier. Forthcomin in *Earth Surface Processes and Landforms*. Pettersson, R., Jansson, P., & Blatter, H. (2004). Spatial variability in water content at the cold-temperate transition surface of the polythermal Storglaciären, Sweden. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F2).
43. Riihimaki, C. A., MacGregor, K. R., Anderson, R. S., Anderson, S. P., & Loso, M. G. (2005). Sediment evacuation and glacial erosion rates at a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F3).
44. Röthlisberger, H. (1972). Water pressure in intra-and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11(62), 177-203.
45. Ruttimann, S. (2016). *Subglacial channel characterization using high-resolution remote-sensing methods and modelling on the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland* (master non publié). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Suisse.

46. Schennen, S., Tronicke, J., Wetterich, S., Allroggen, N., Schwamborn, G., & Schirrmeister, L. (2016). 3D ground-penetrating radar imaging of ice complex deposits in northern East Siberia. *Geophysics*, *81*(1), WA195-WA202.
47. Shreve, R. L. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*, *11*(62), 205-214.
48. Stuart, G., Murray, T., Gamble, N., Hayes, K., & Hodson, A. (2003). Characterization of englacial channels by ground-penetrating radar: An example from austre Brøggerbreen, Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B11).
49. Vincent, C., Desclotres, M., Garambois, S., Legchenko, A., Guyard, H., & Gilbert, A. (2012). Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology*, *58*(211), 866-878.
50. Walder, J. S. (2010). Röthlisberger channel theory: its origins and consequences. *Journal of Glaciology*, *56*(200), 1079-1086

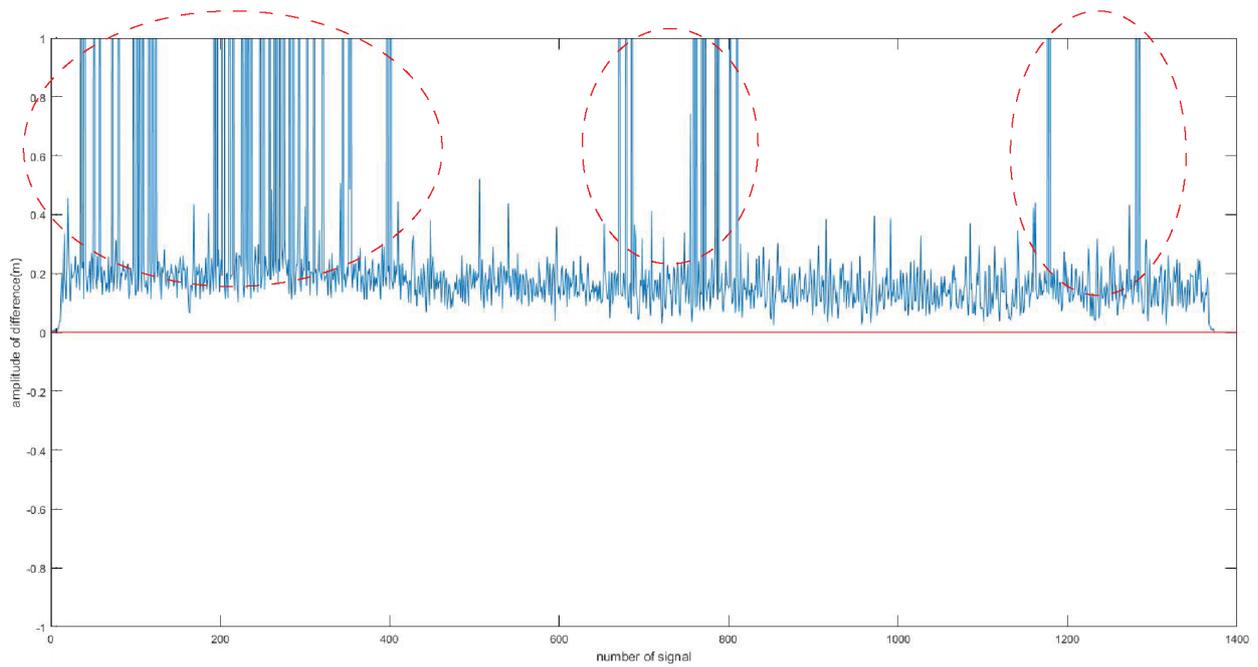
8. Annexes

Annexe 1 :



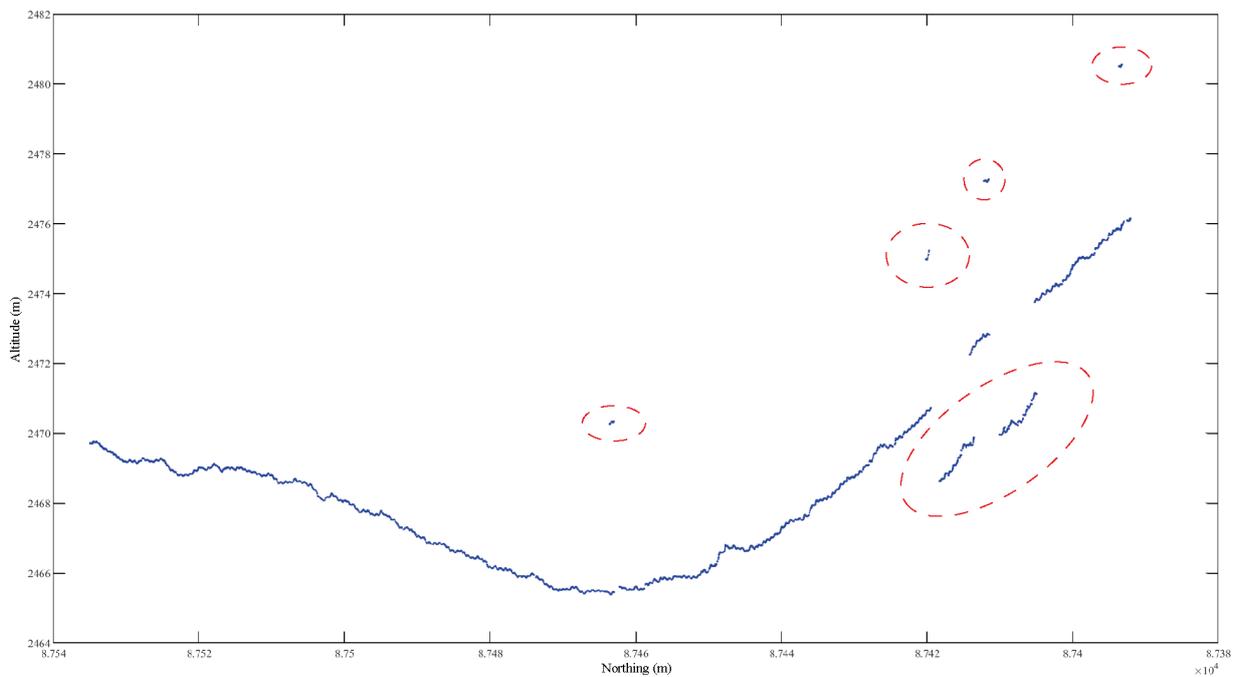
Annexe 1 : positions GPS avant (A) et après (B) rotation des lignes selon l'axe des ordonnées.

Annexe 2 :



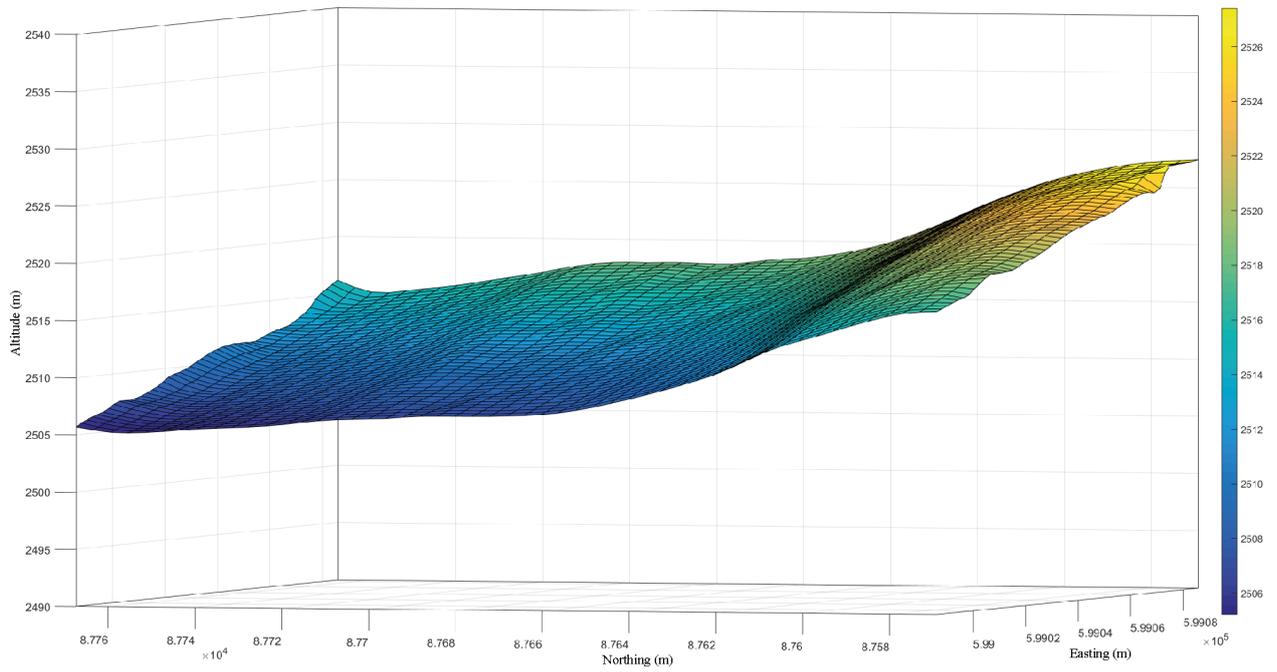
Annexe 2 : Graphique du taux de mouvement entre les positions acquises par dGPS. Des fausses positions (cercles rouges) sont clairement visibles.

Annexe 3 :



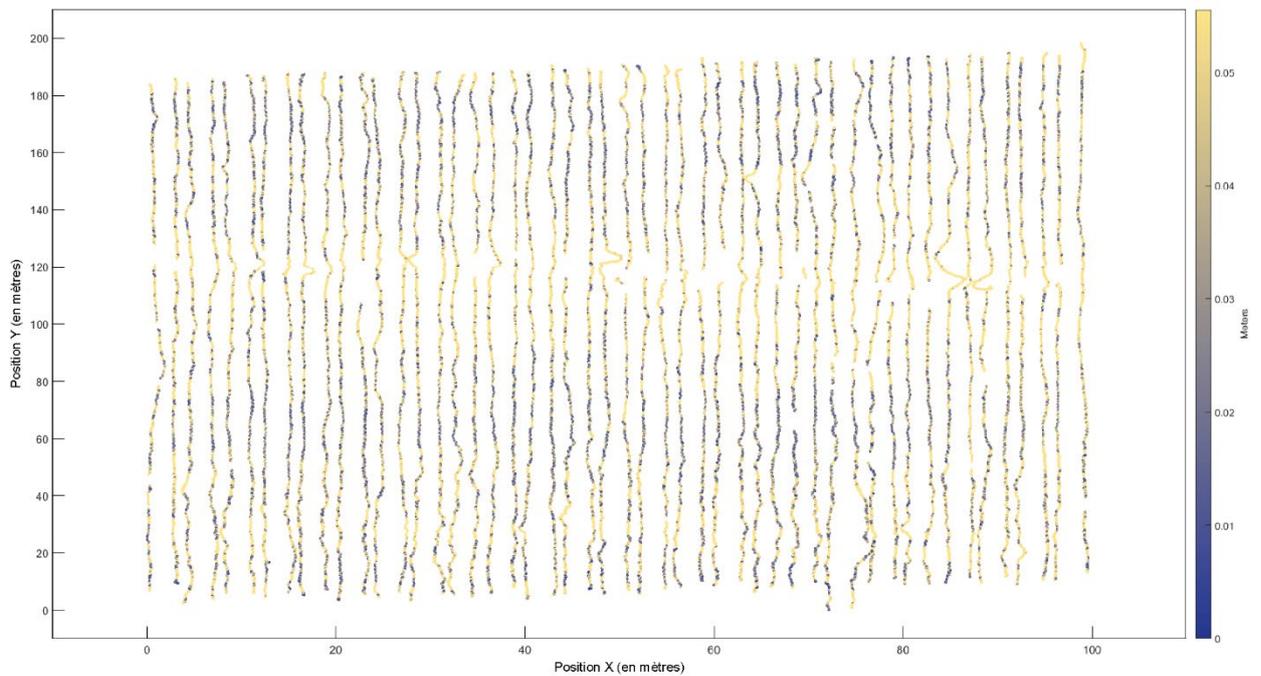
Annexe 3 : Graphique des altitudes enregistrées sur une ligne par dGPS. Encerclés en rouge les erreurs d'enregistrement de l'altitude.

Annexe 4 :



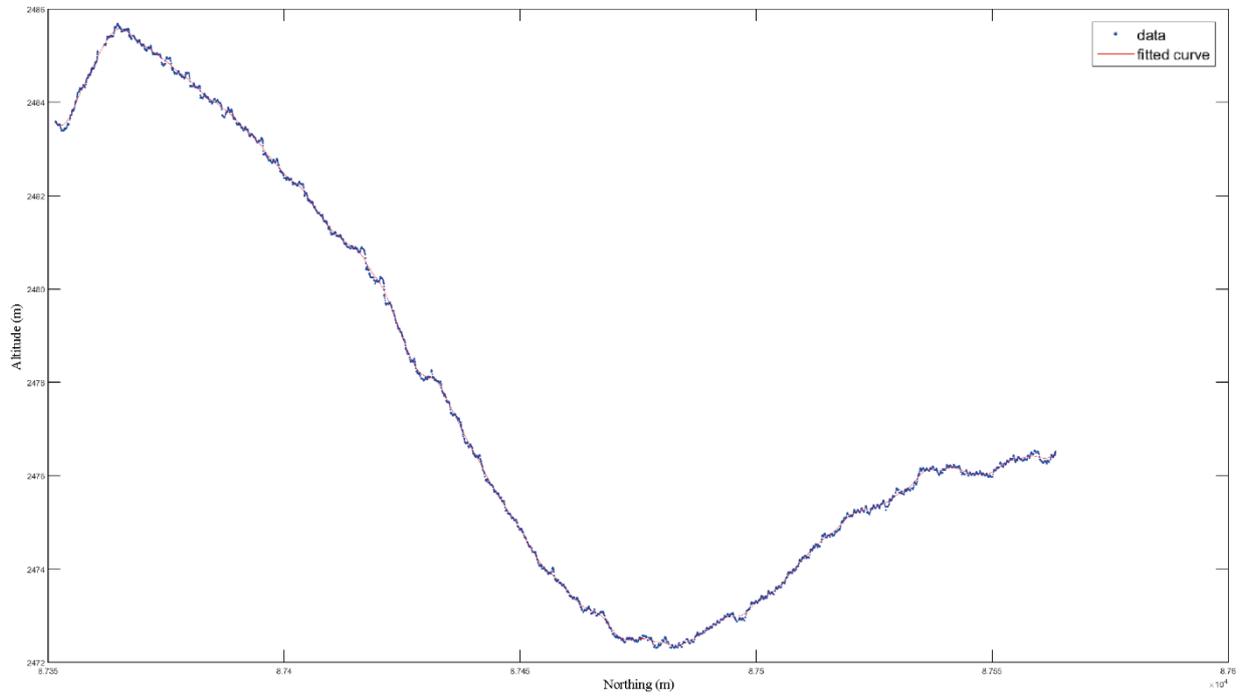
Annexe 4 : modélisation de la surface glaciaire exécutée sur la base des données GPS. Ici la surface modélisée pour la grille N.3

Annexe 5 :



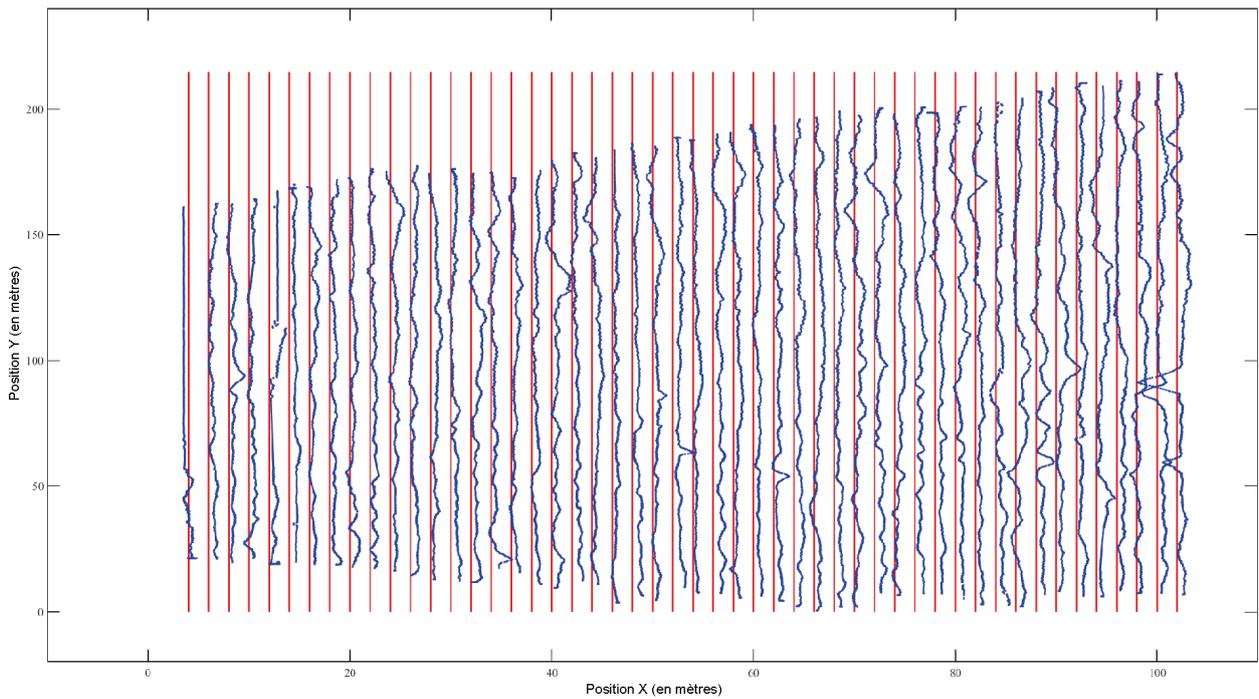
Annexe 5 : Carte représentant l'erreur ponctuel absolu entre données GPS et surface modélisée pour la grille N.3

Annexe 6 :



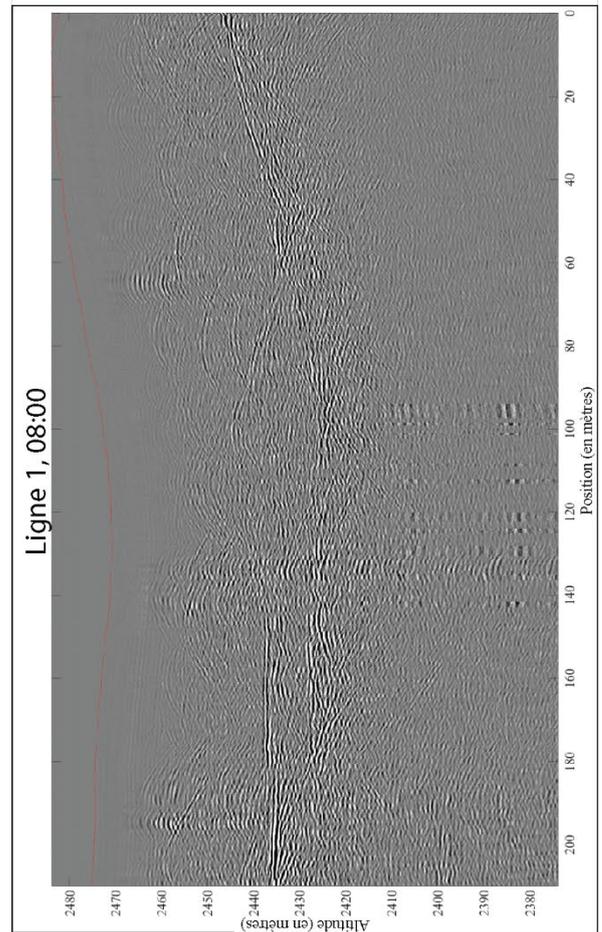
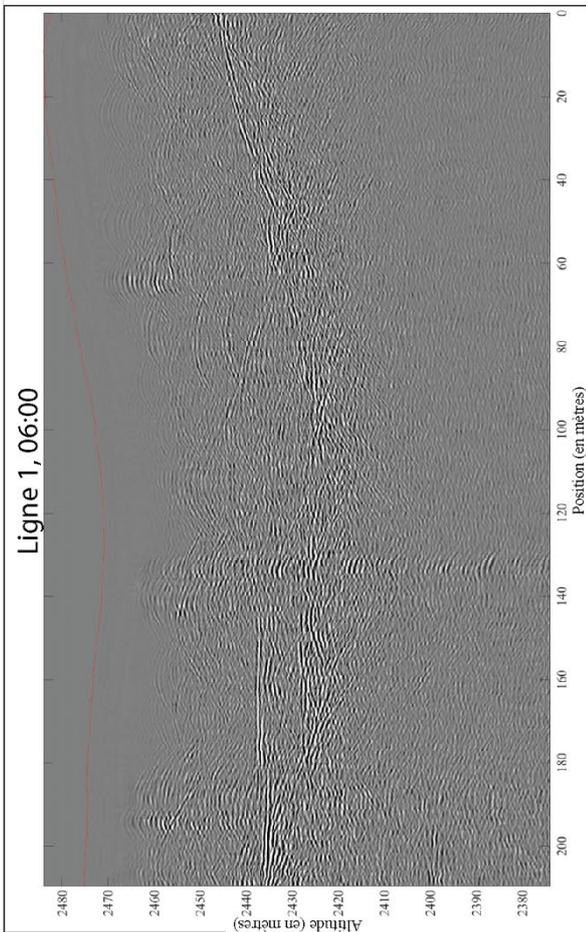
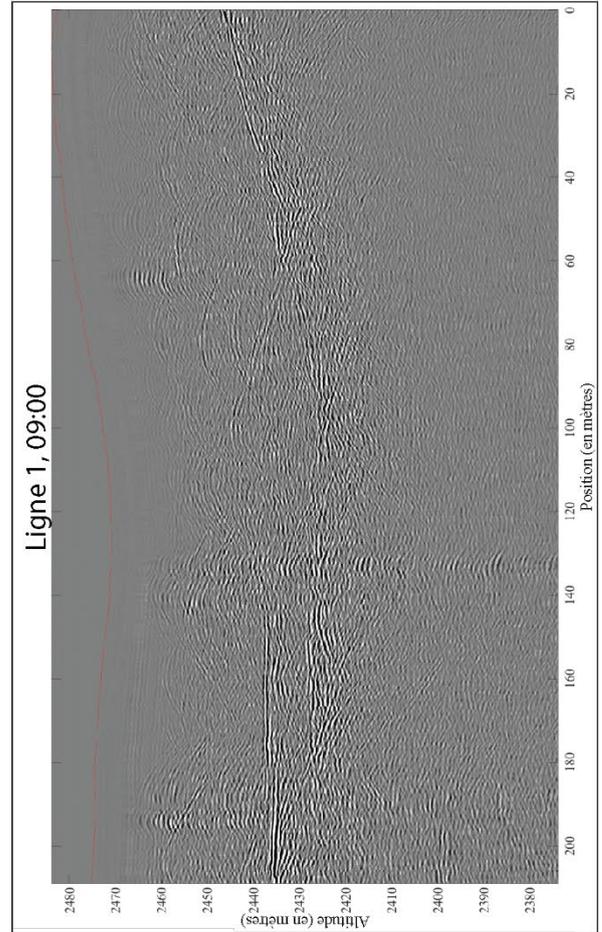
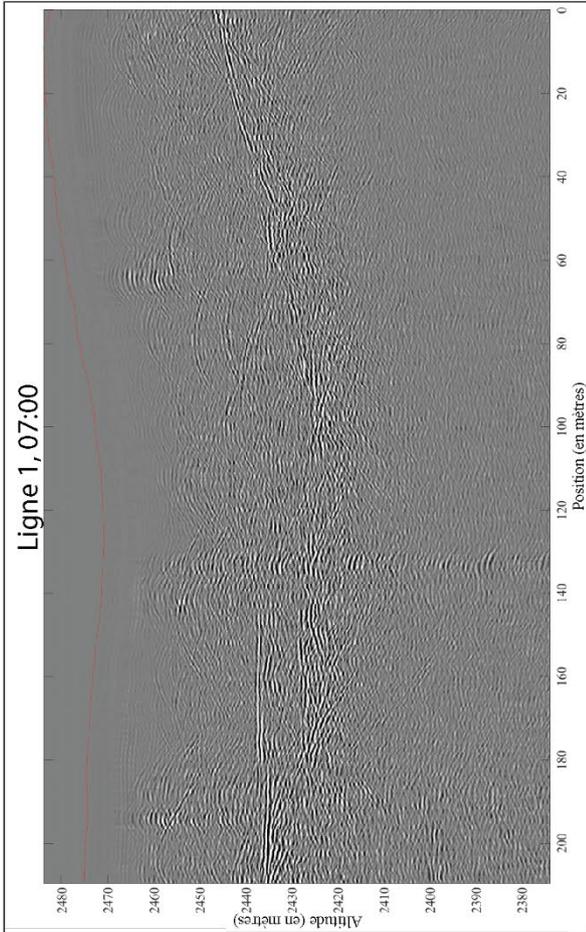
Annexe 6 : modélisation des altitudes d'une ligne d'acquisition pour l'acquisition en continu sur 24h

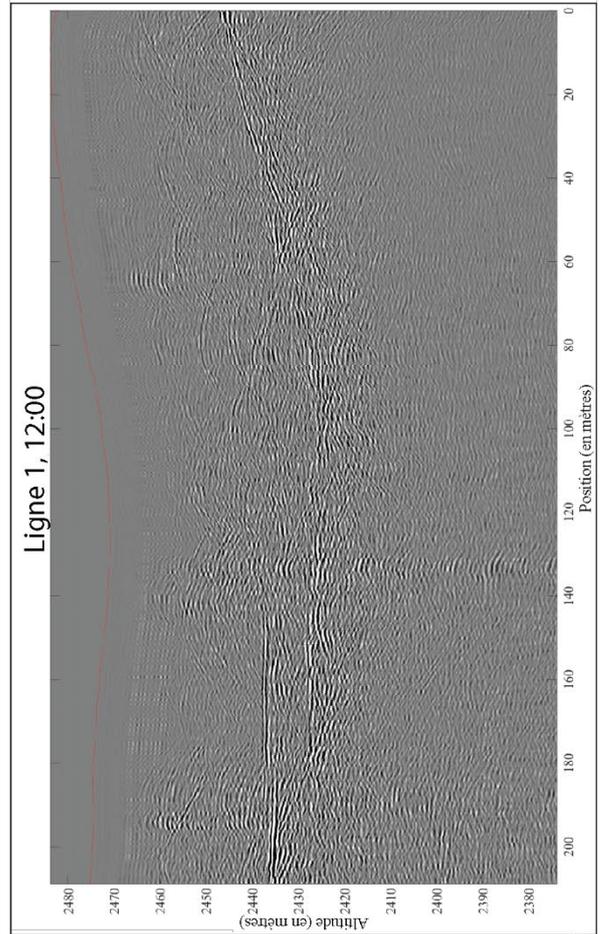
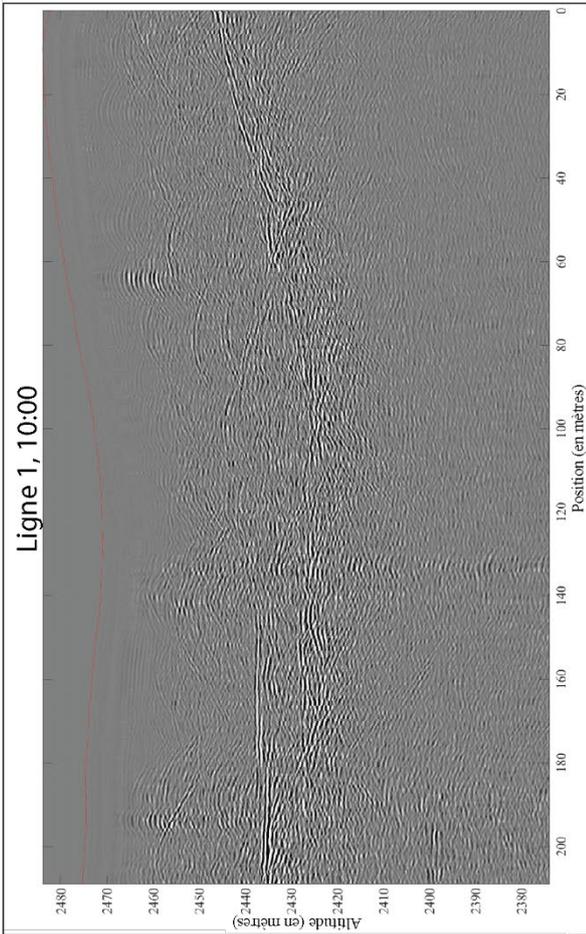
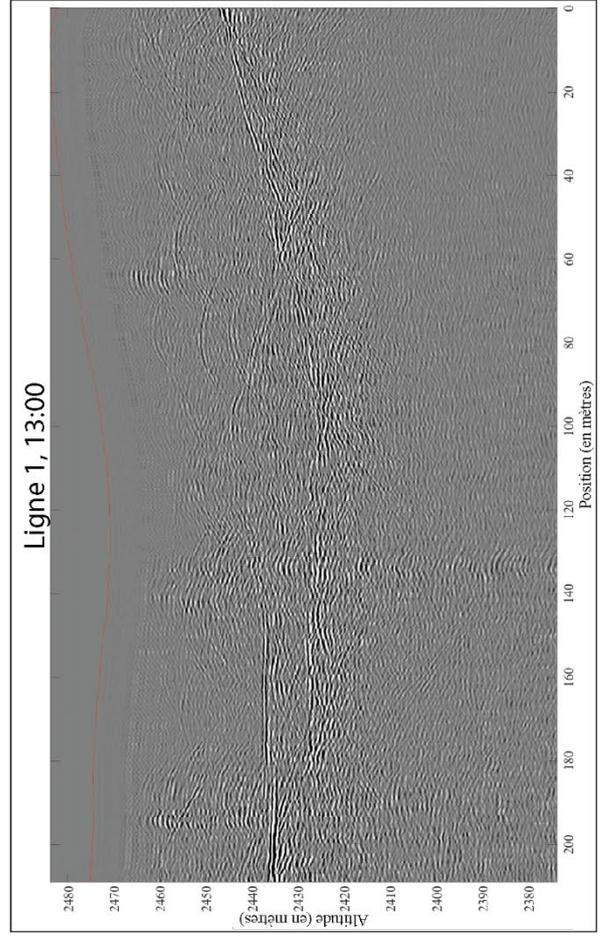
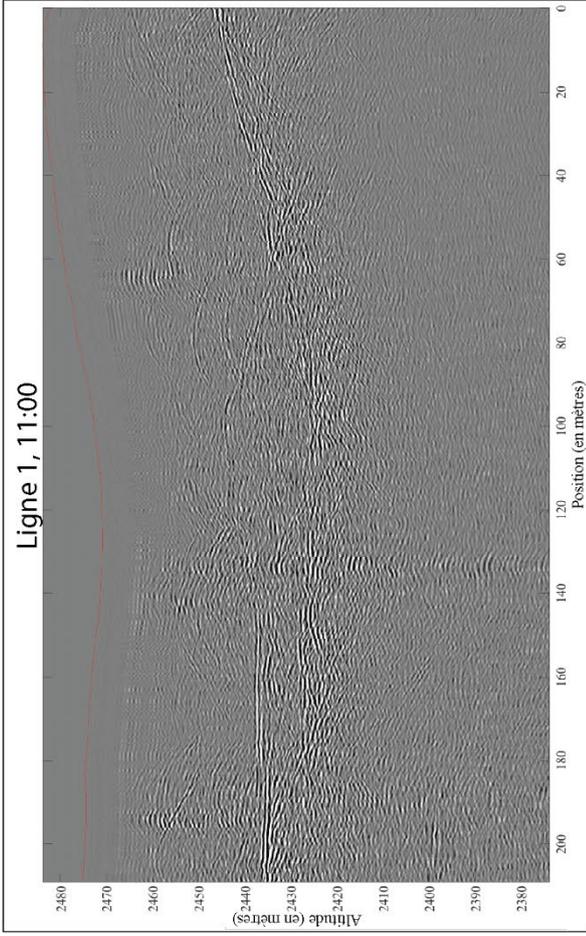
Annexe 7 :

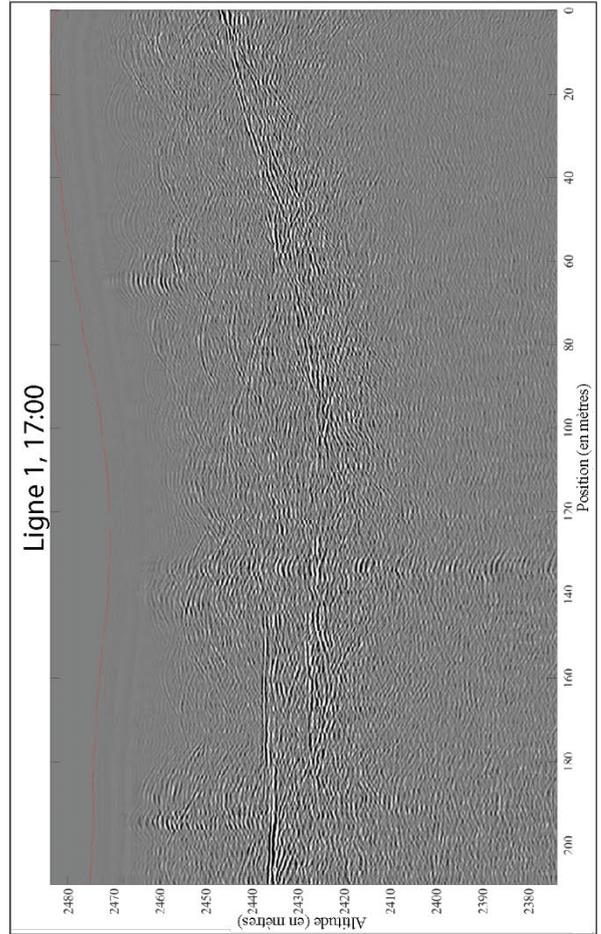
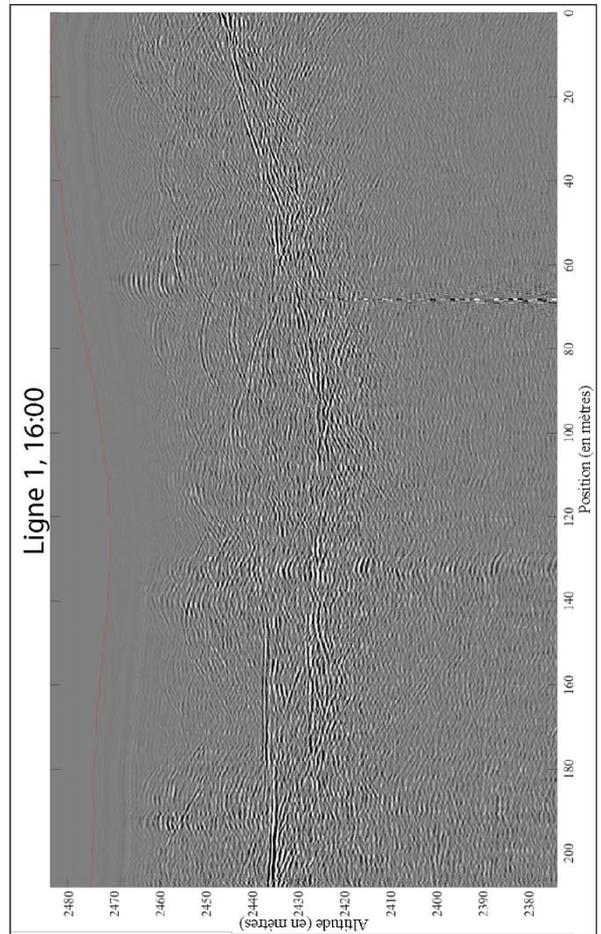
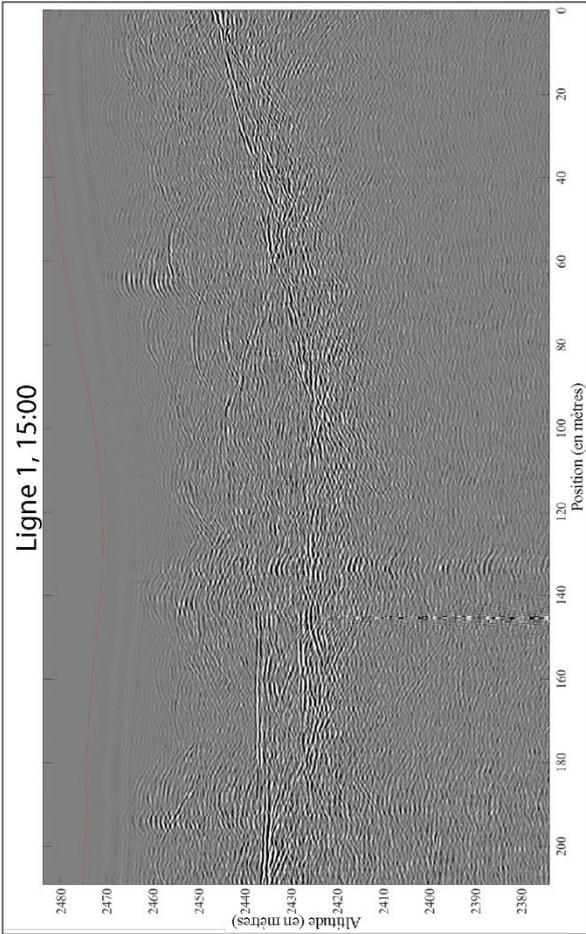
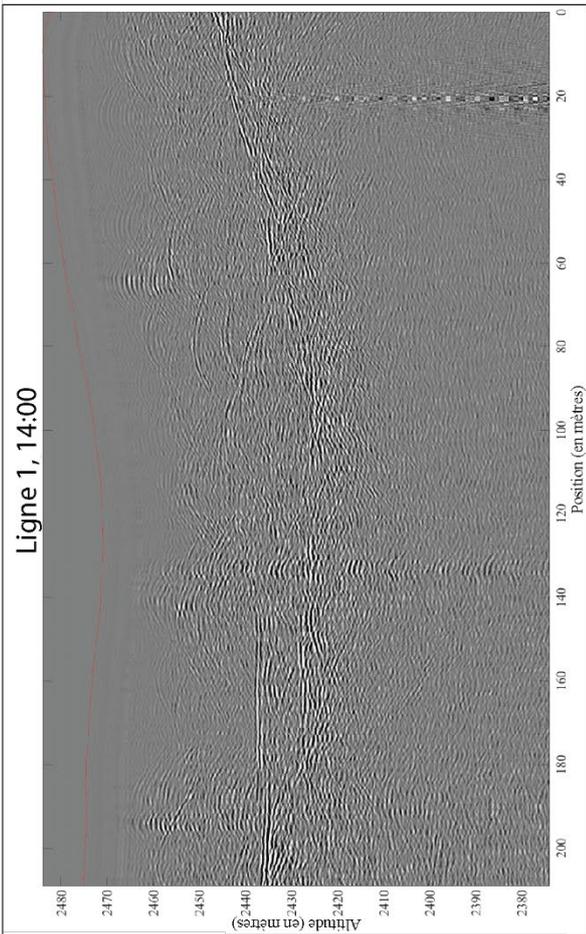


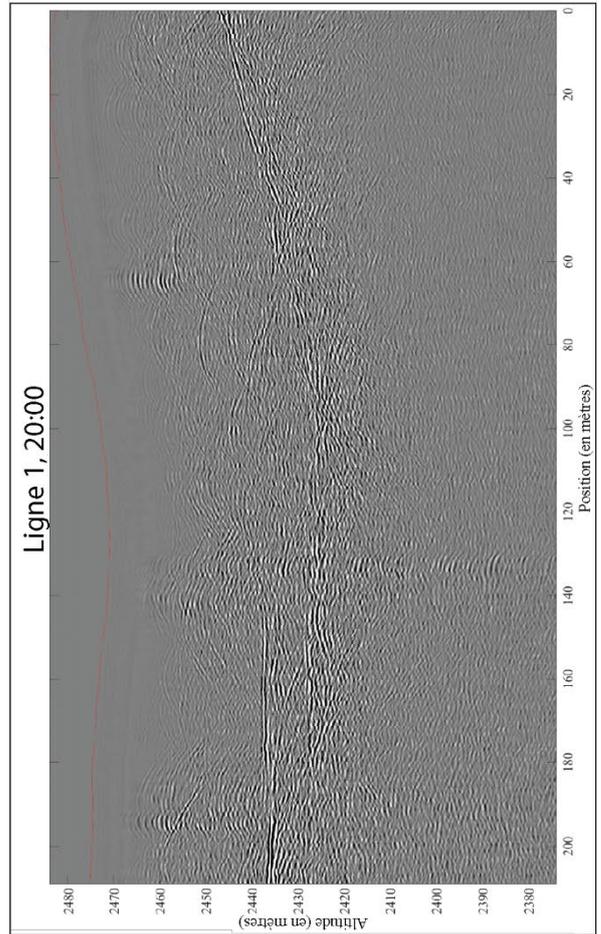
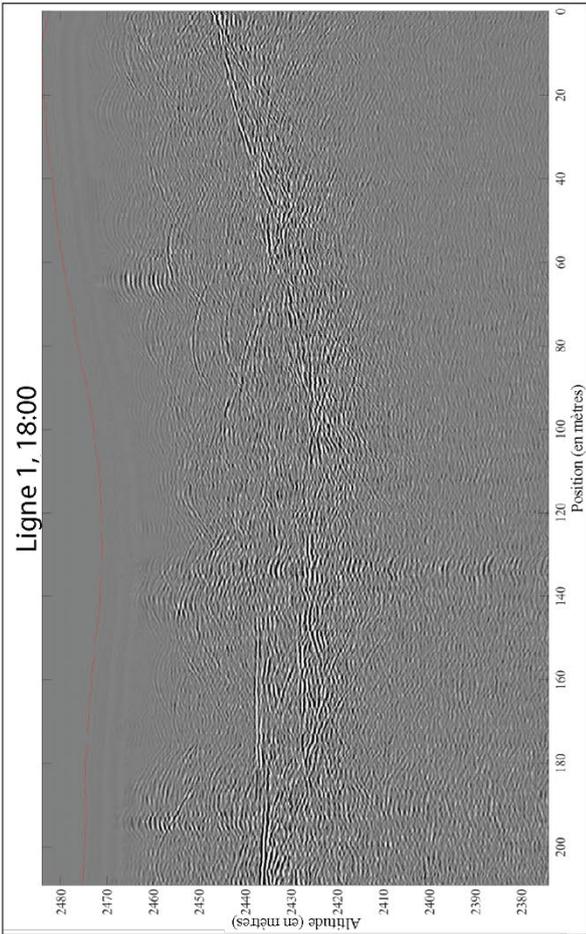
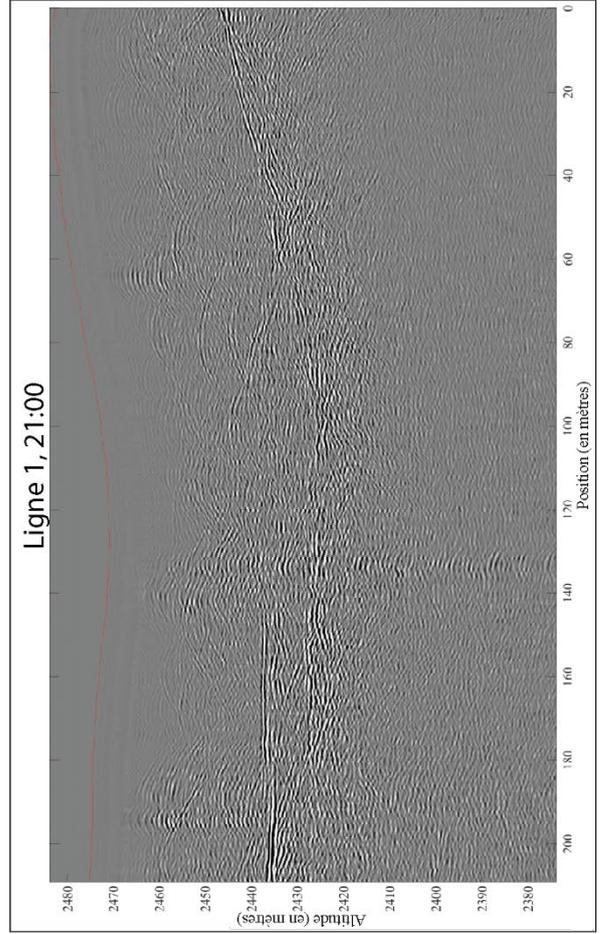
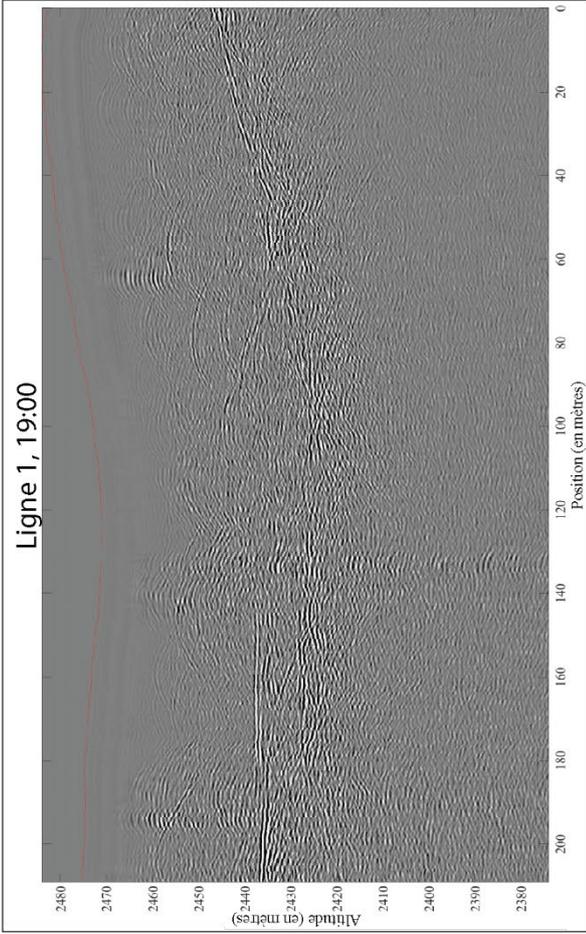
Annexe 7 : Exemple de positionnement du cube par rapport aux données GPR. En bleu la position GPS des données GPR, en rouge la position du centre de chaque cellule du cube.

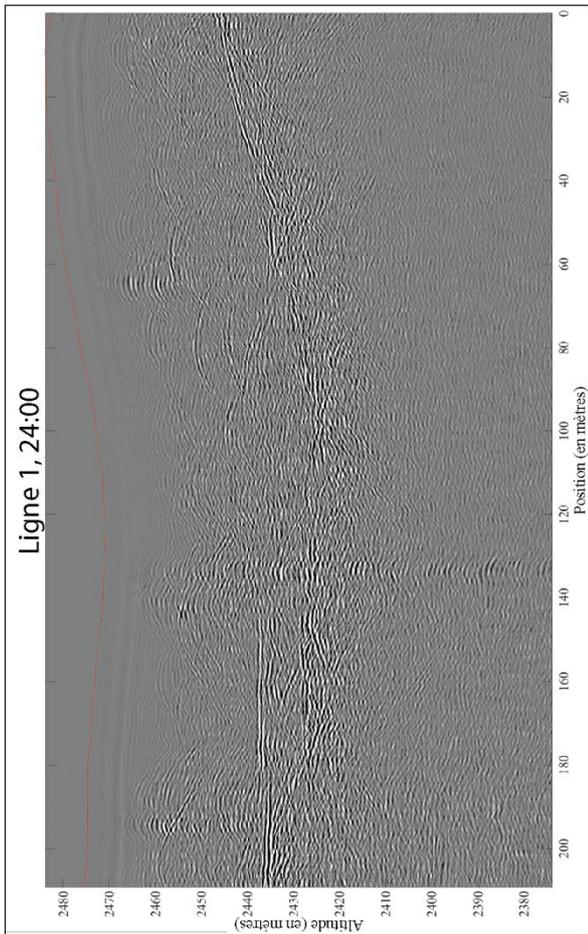
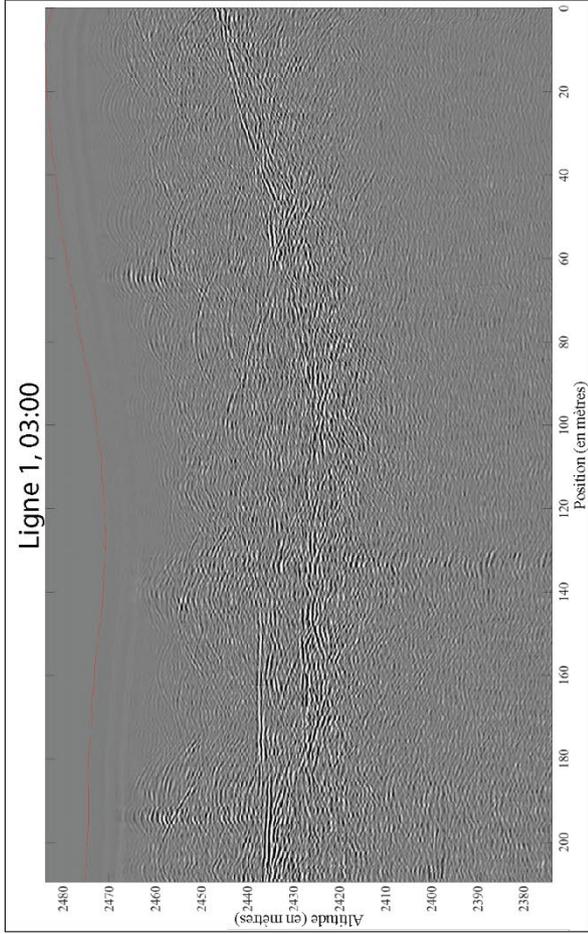
Annexe 8 :



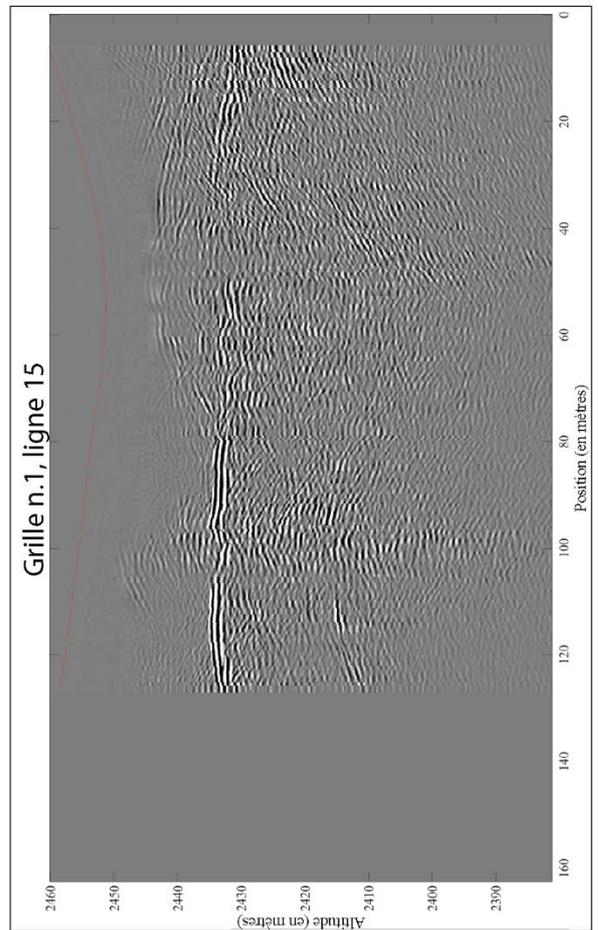
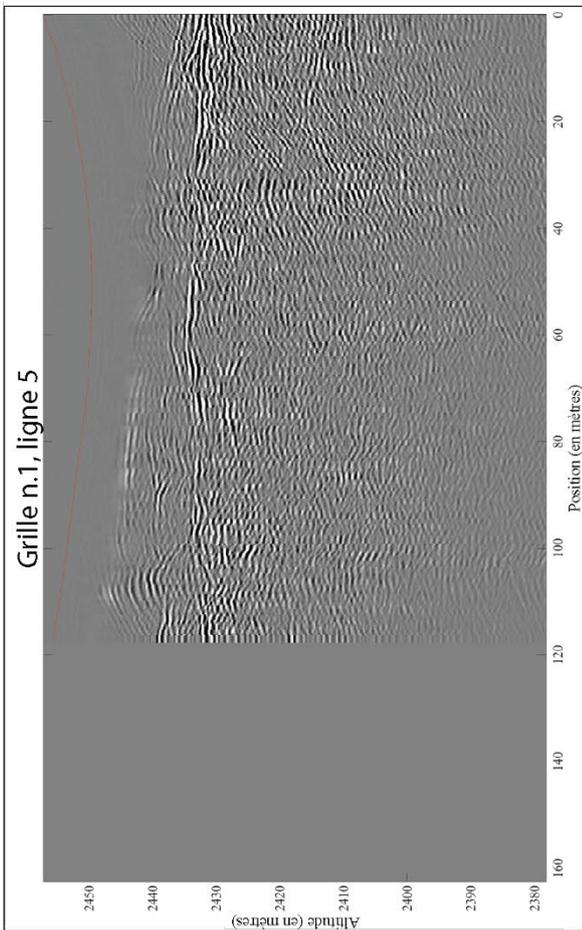
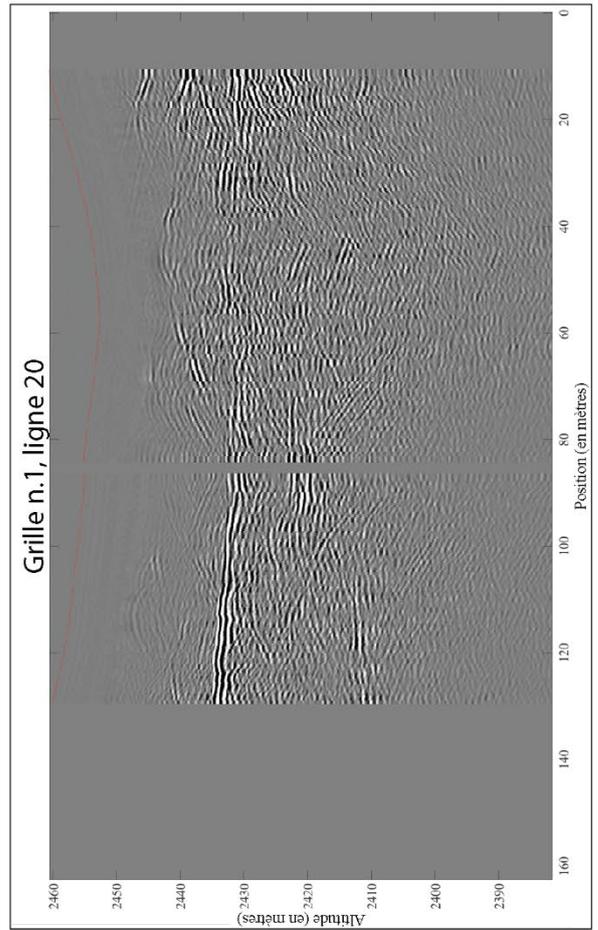
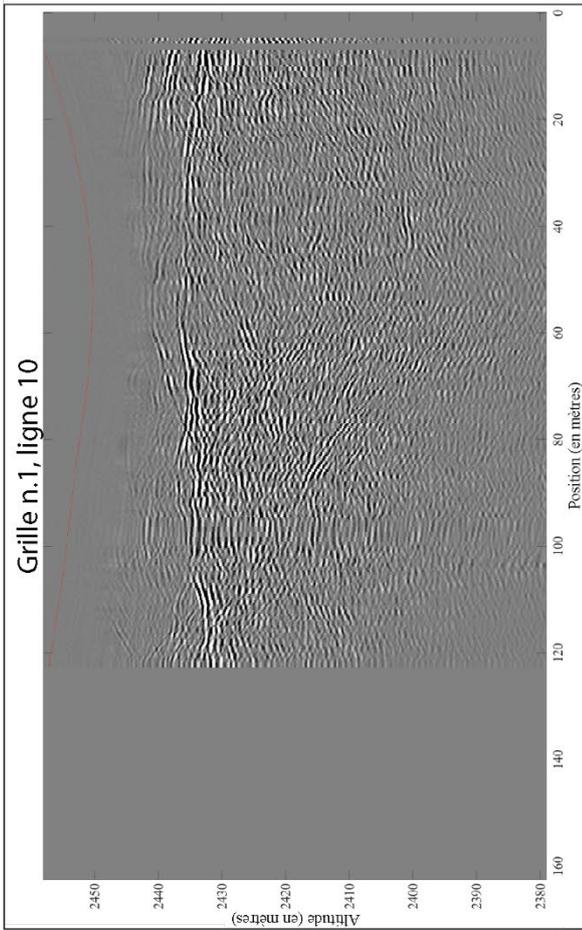


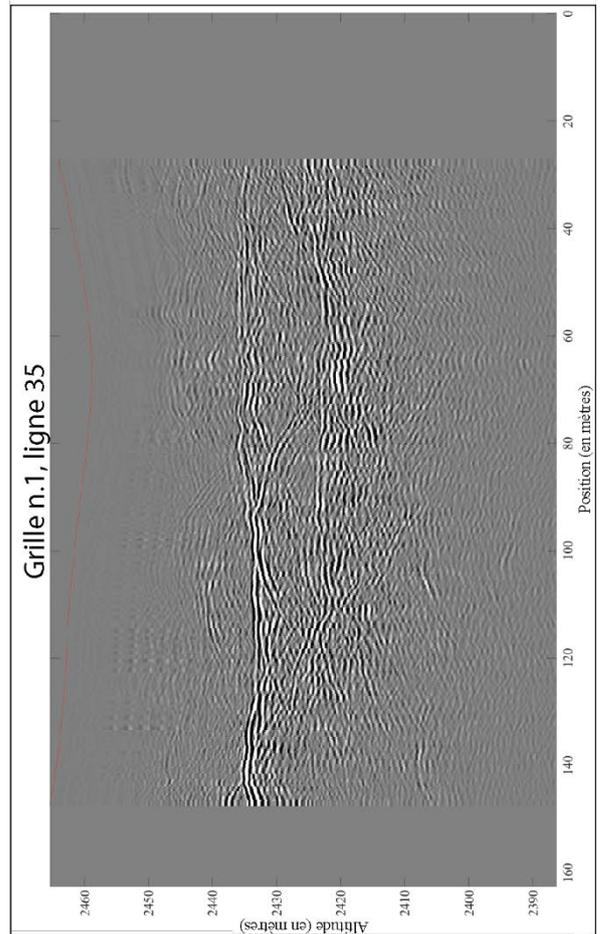
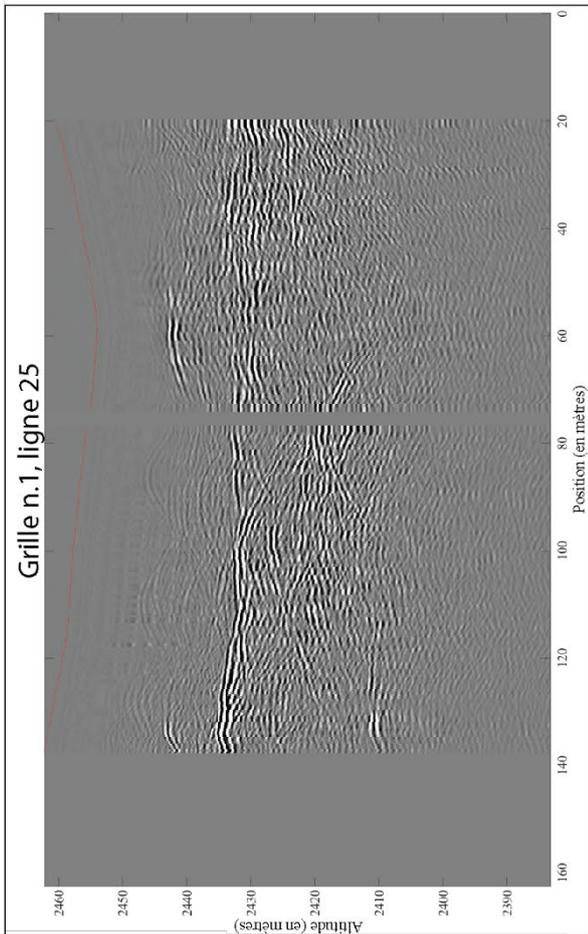
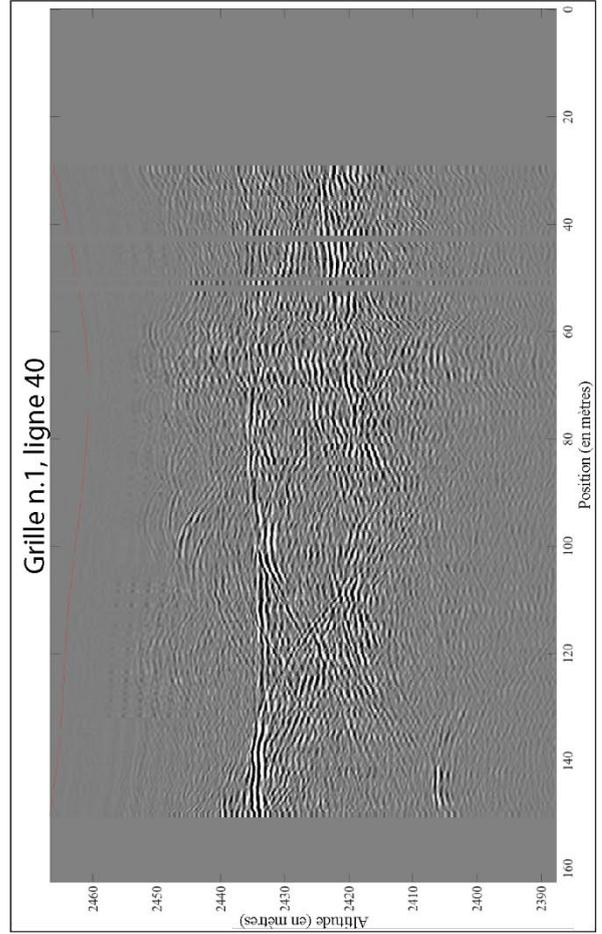
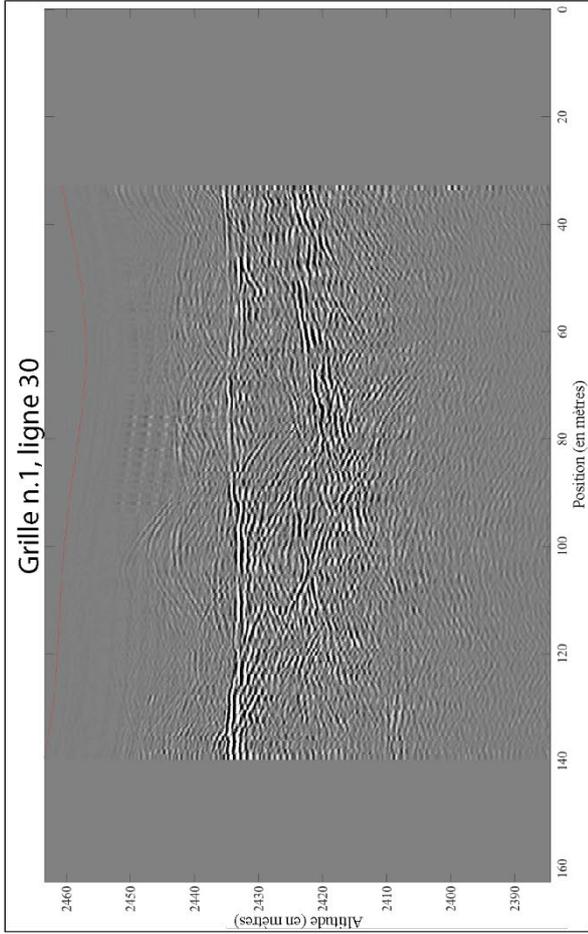


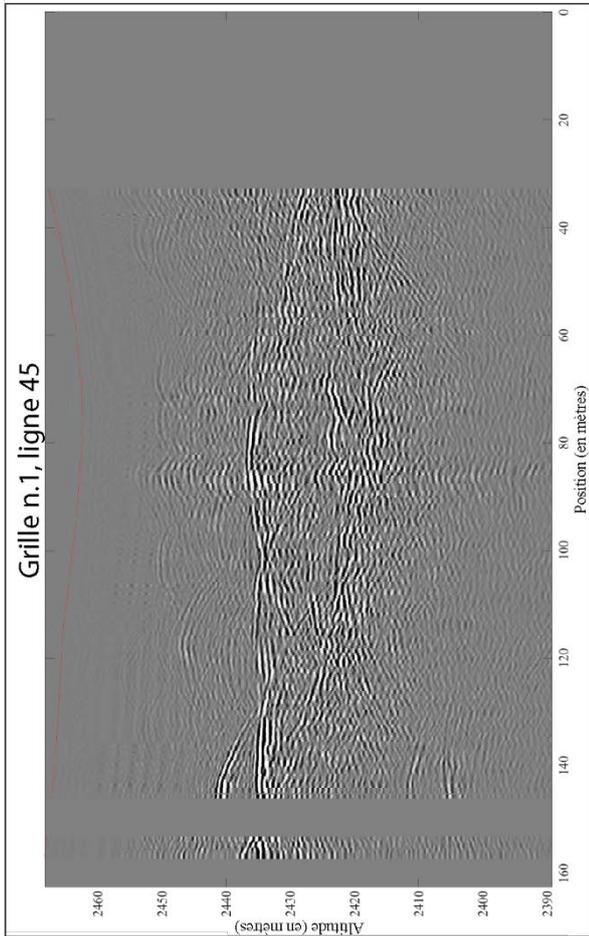
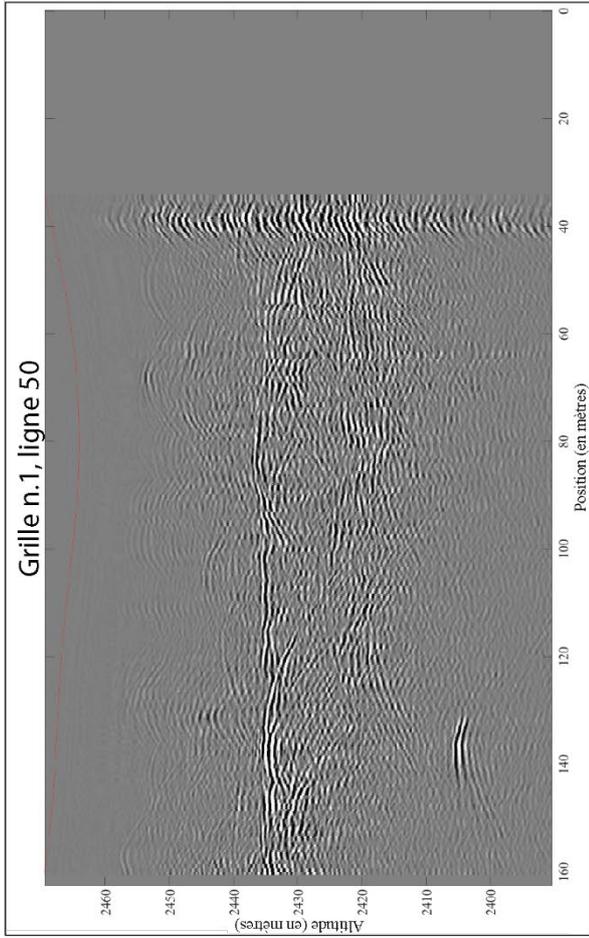




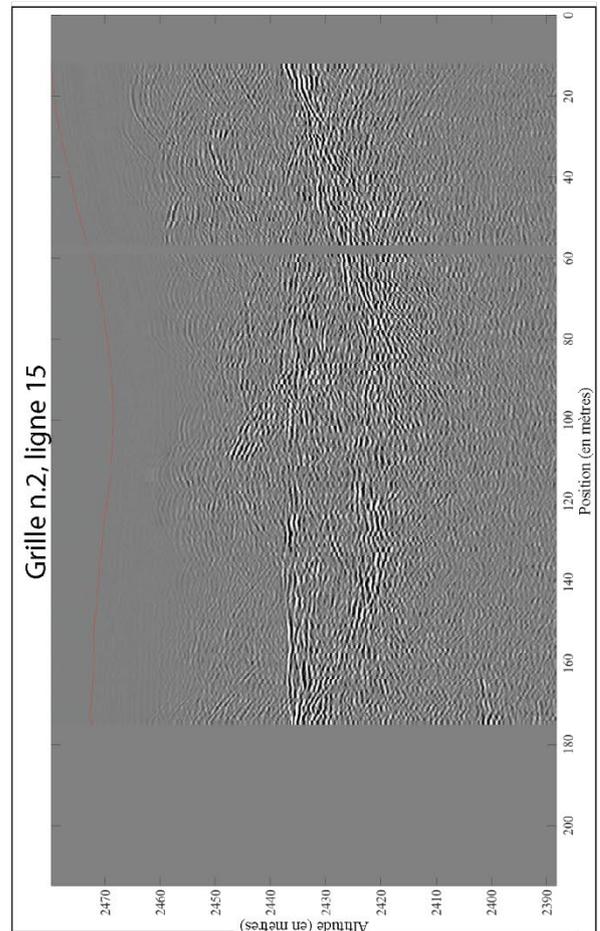
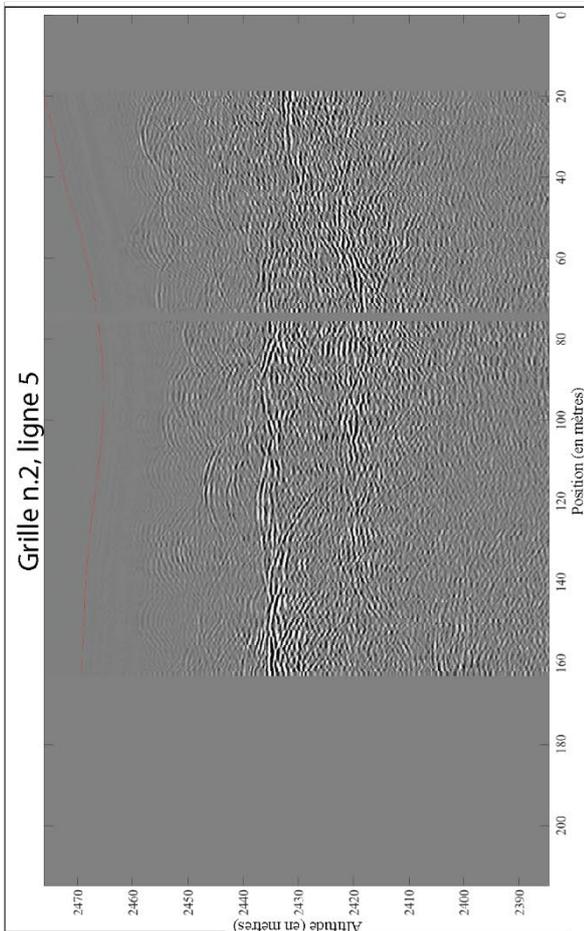
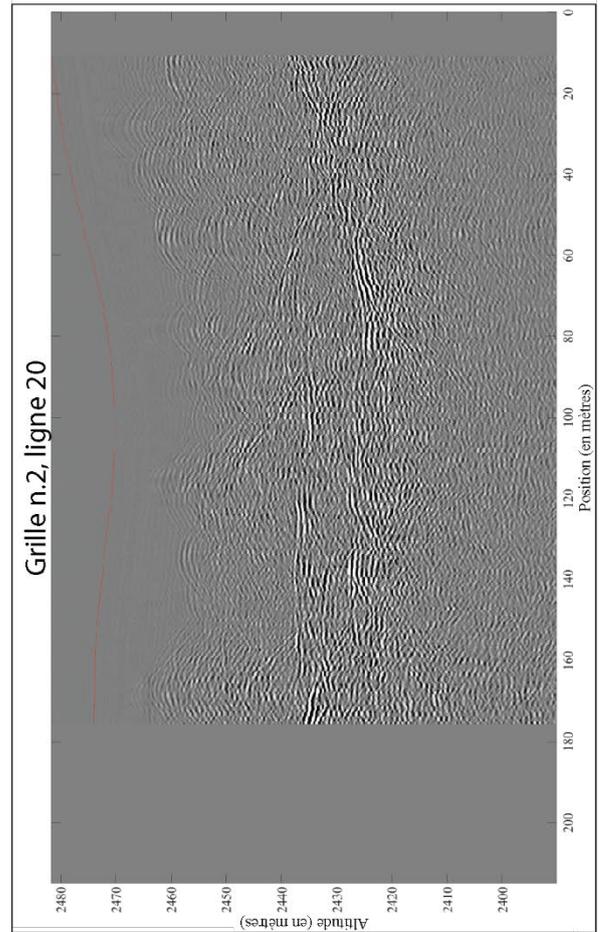
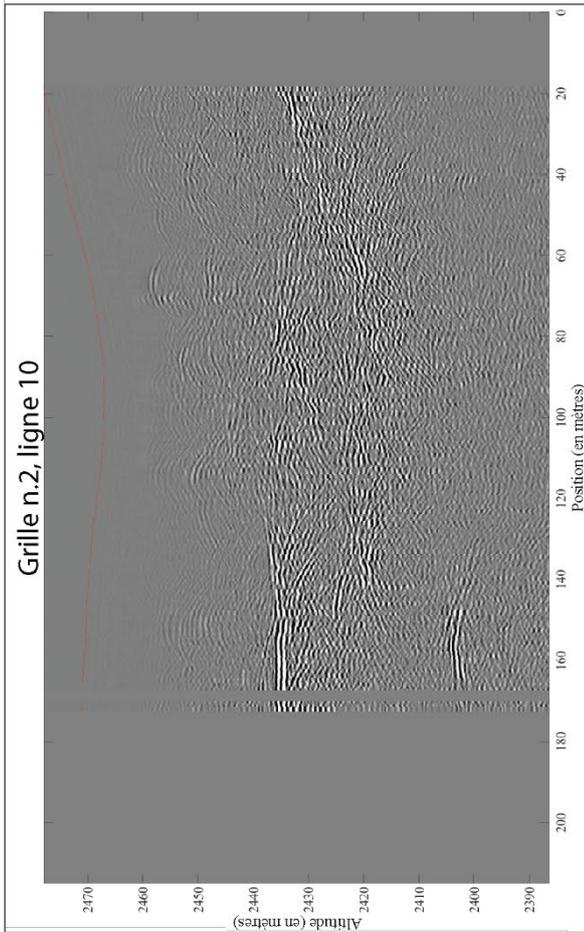
Annexe 9 :

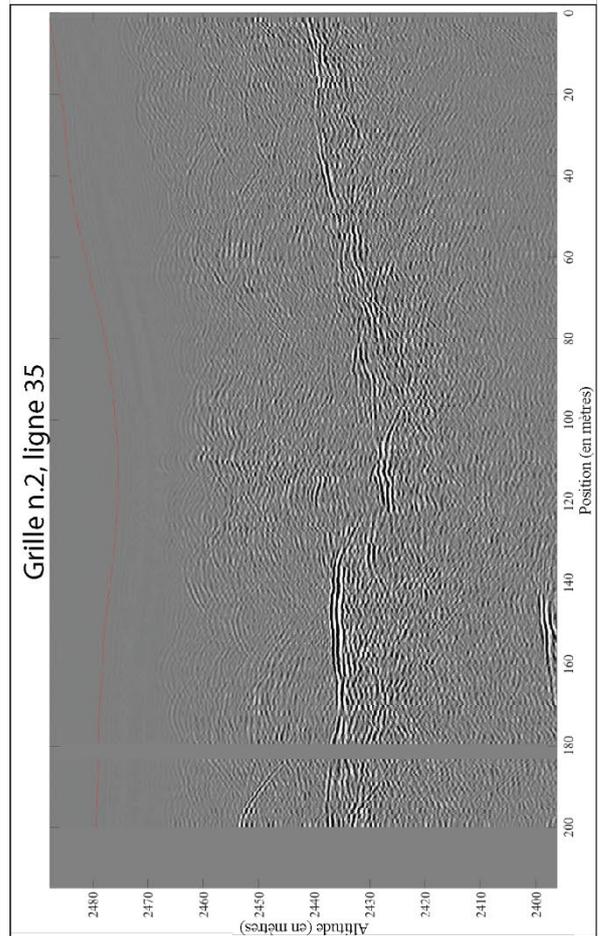
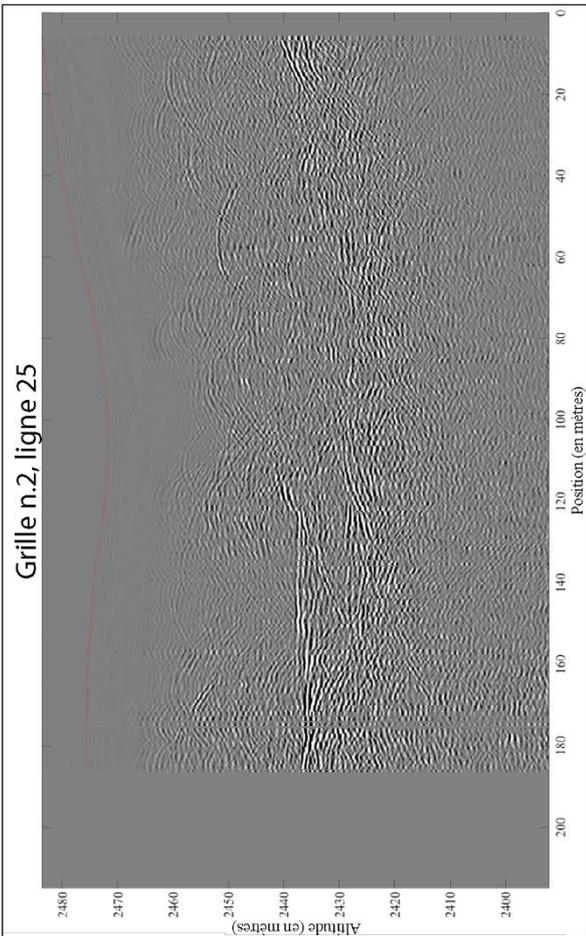
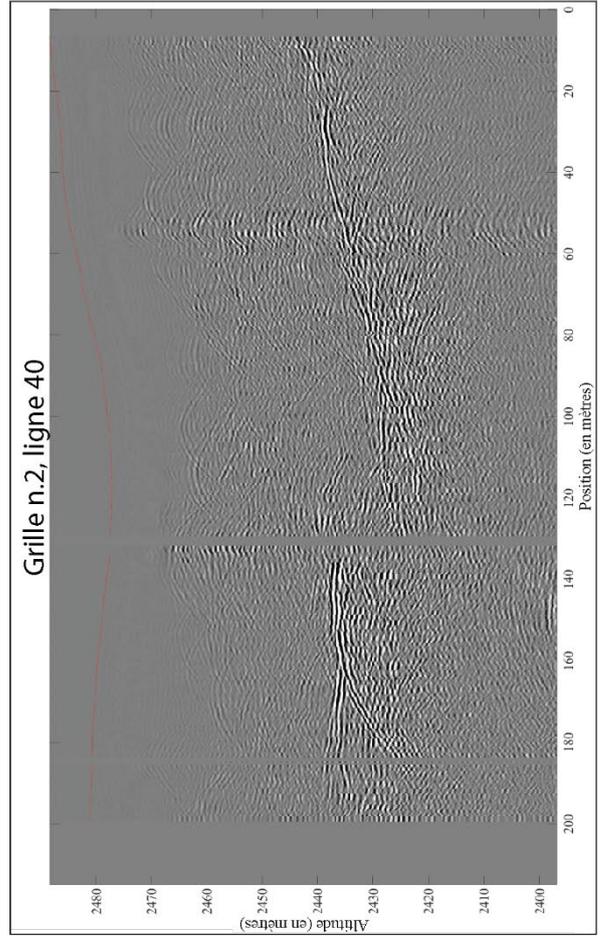
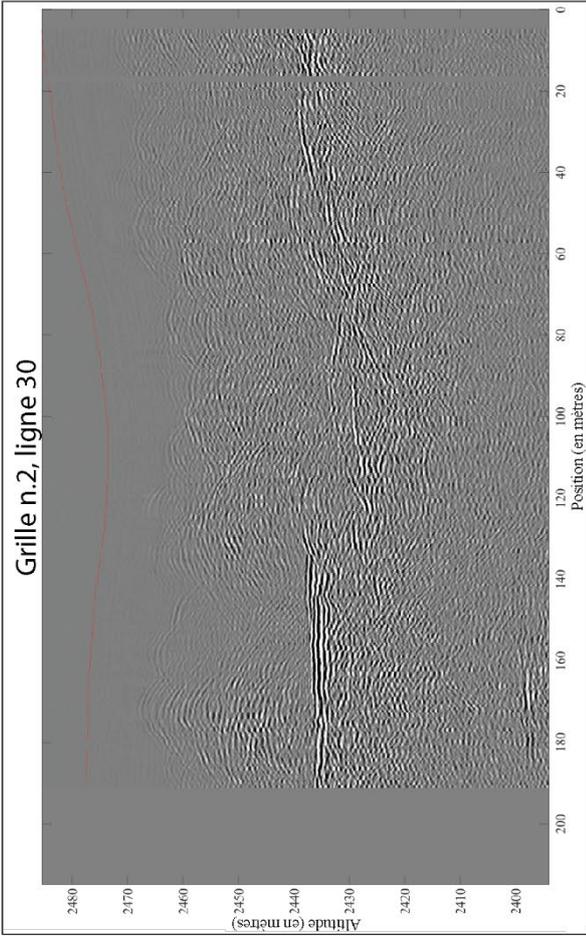


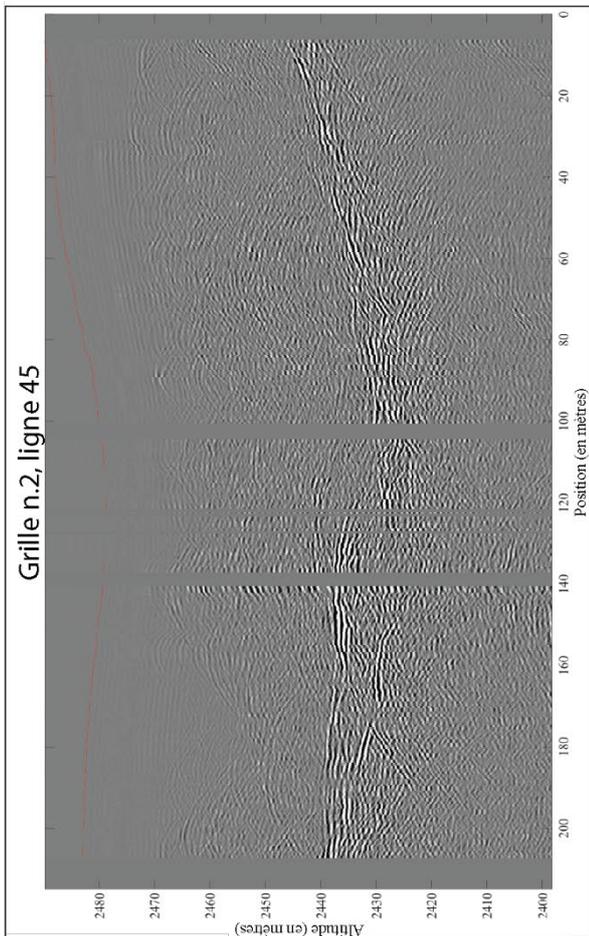
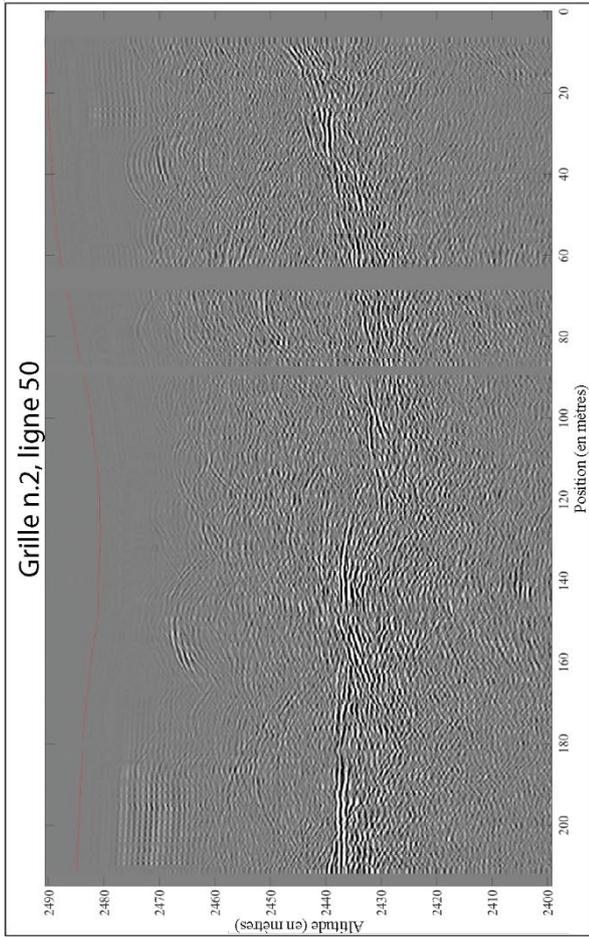




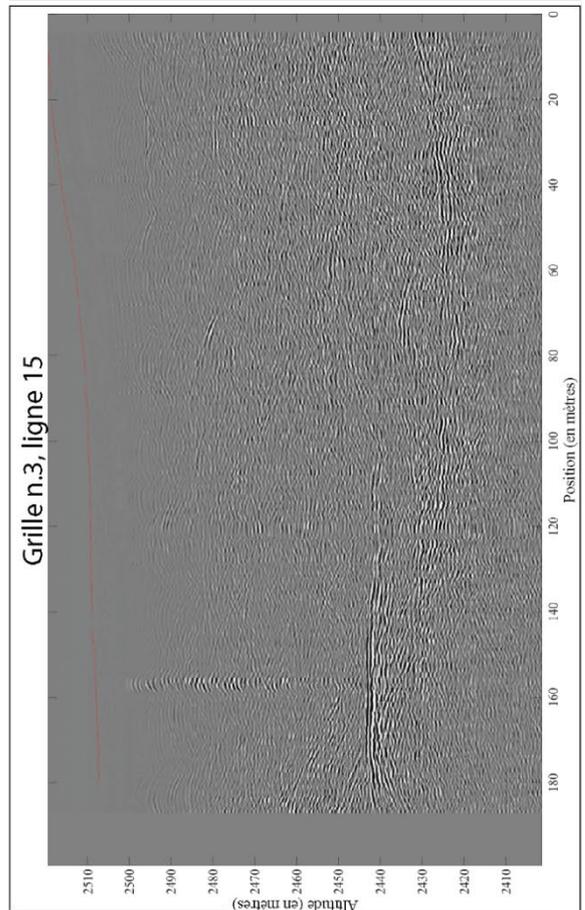
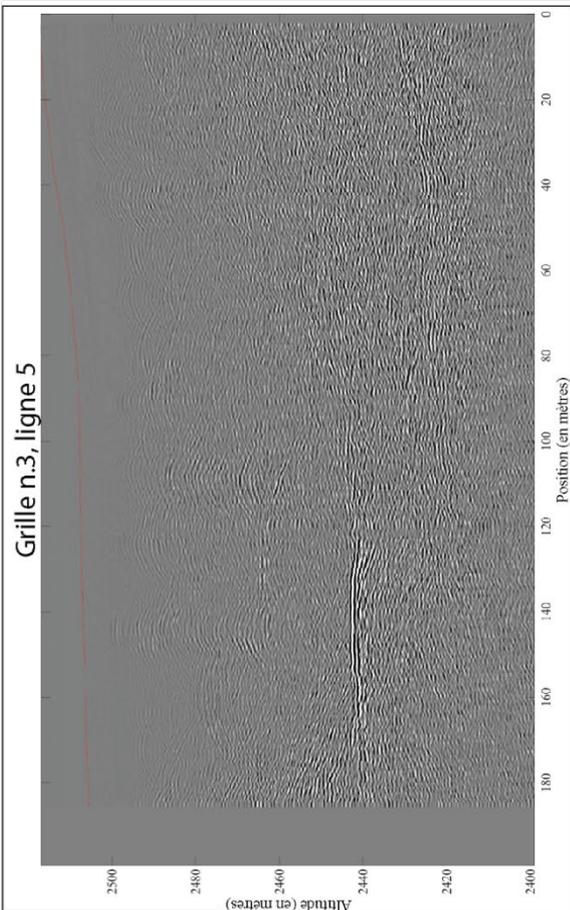
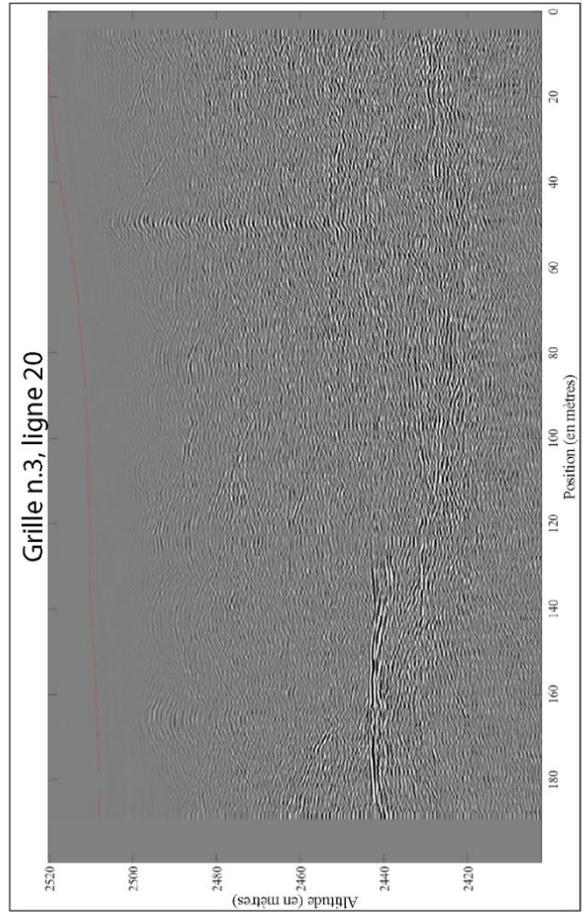
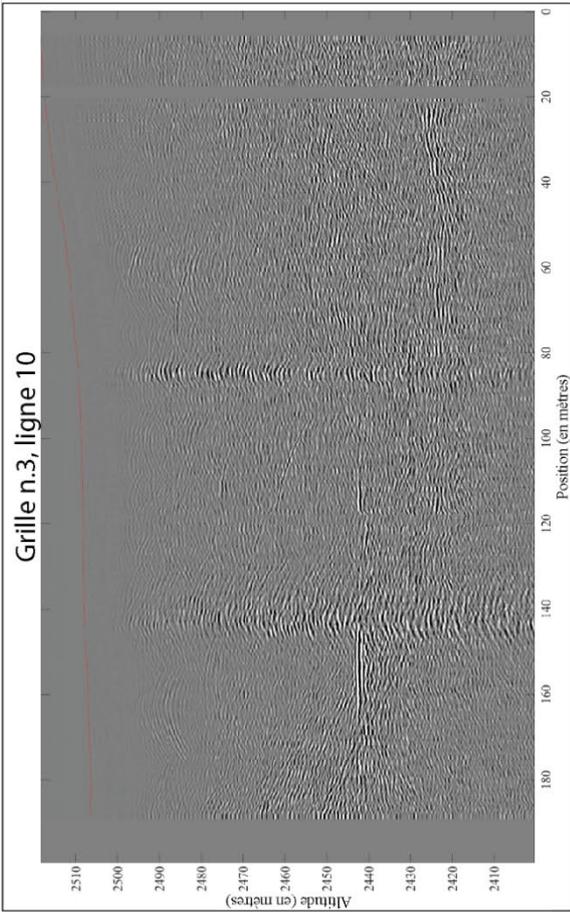
Annexe 10 :

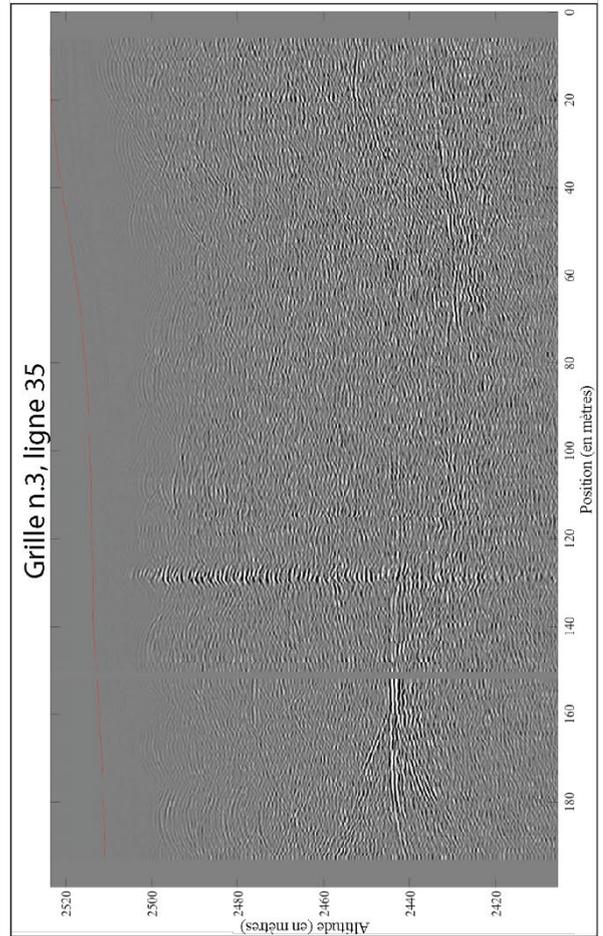
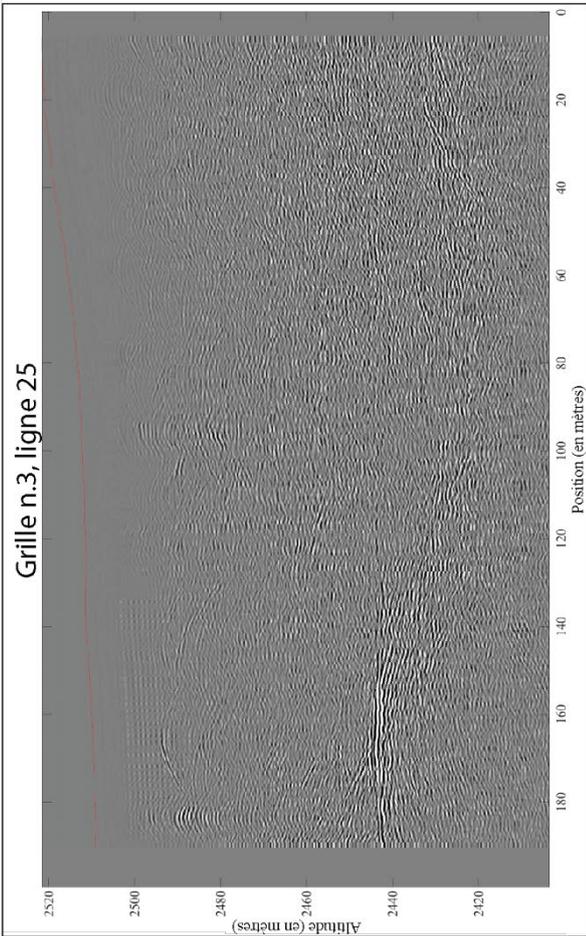
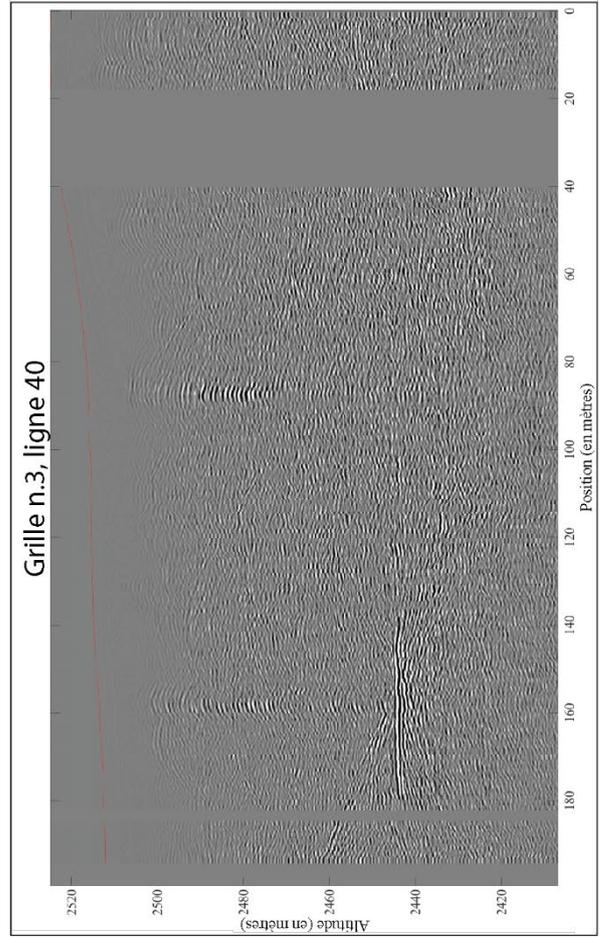
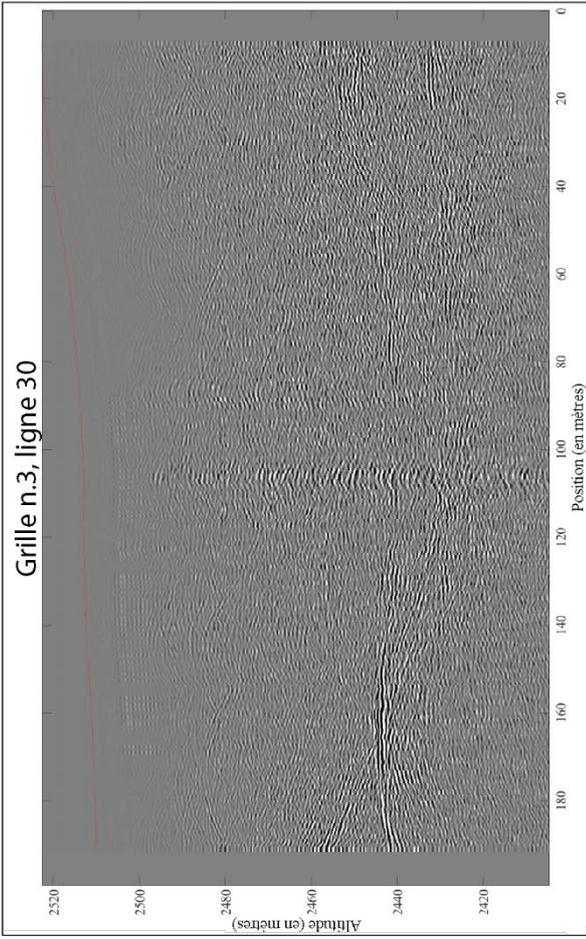


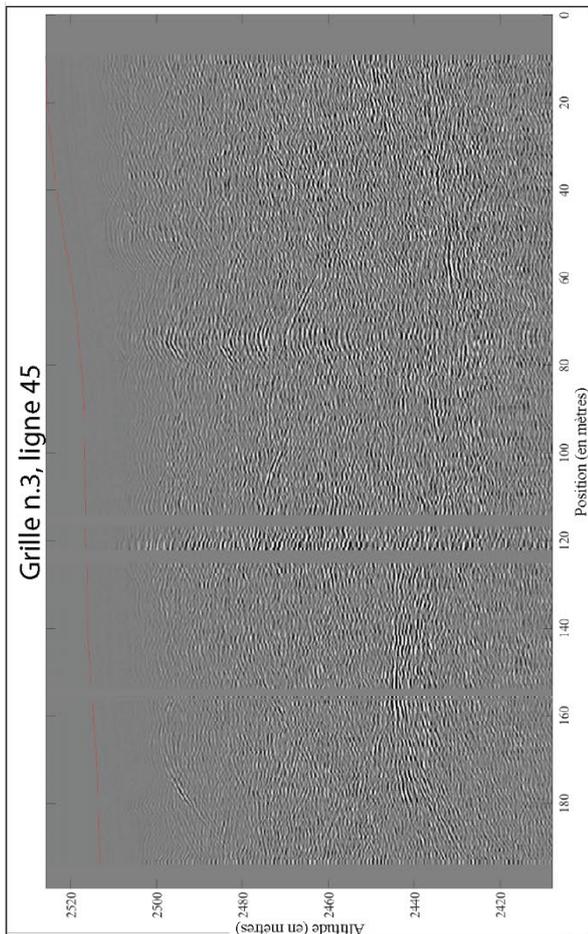
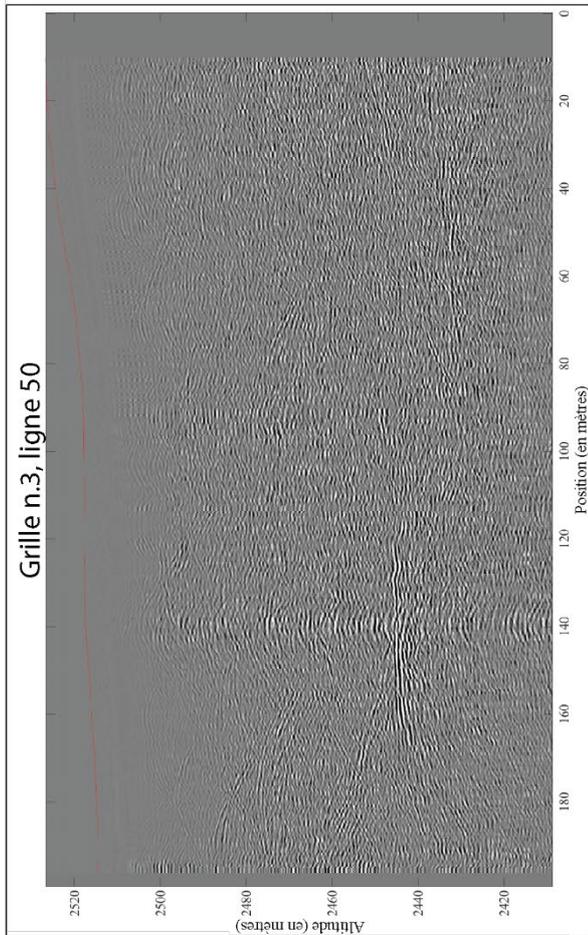




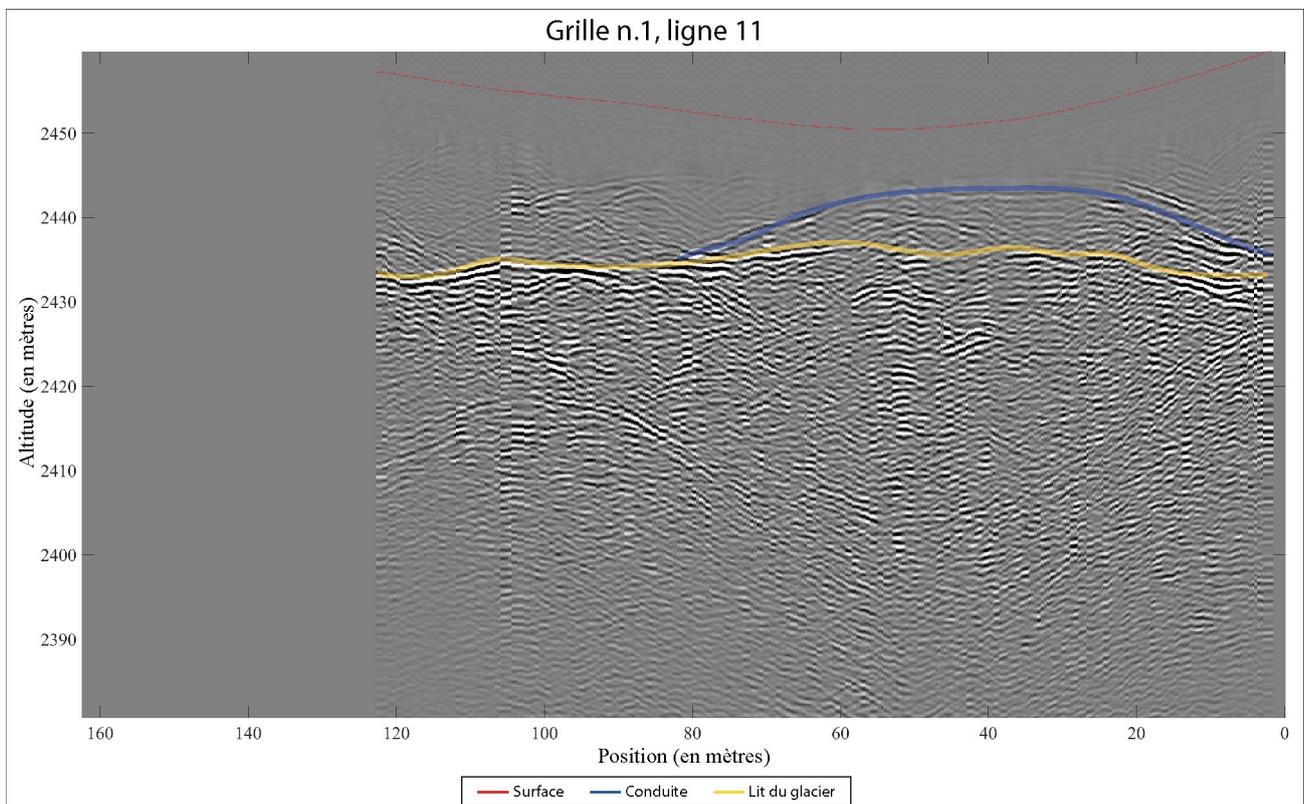
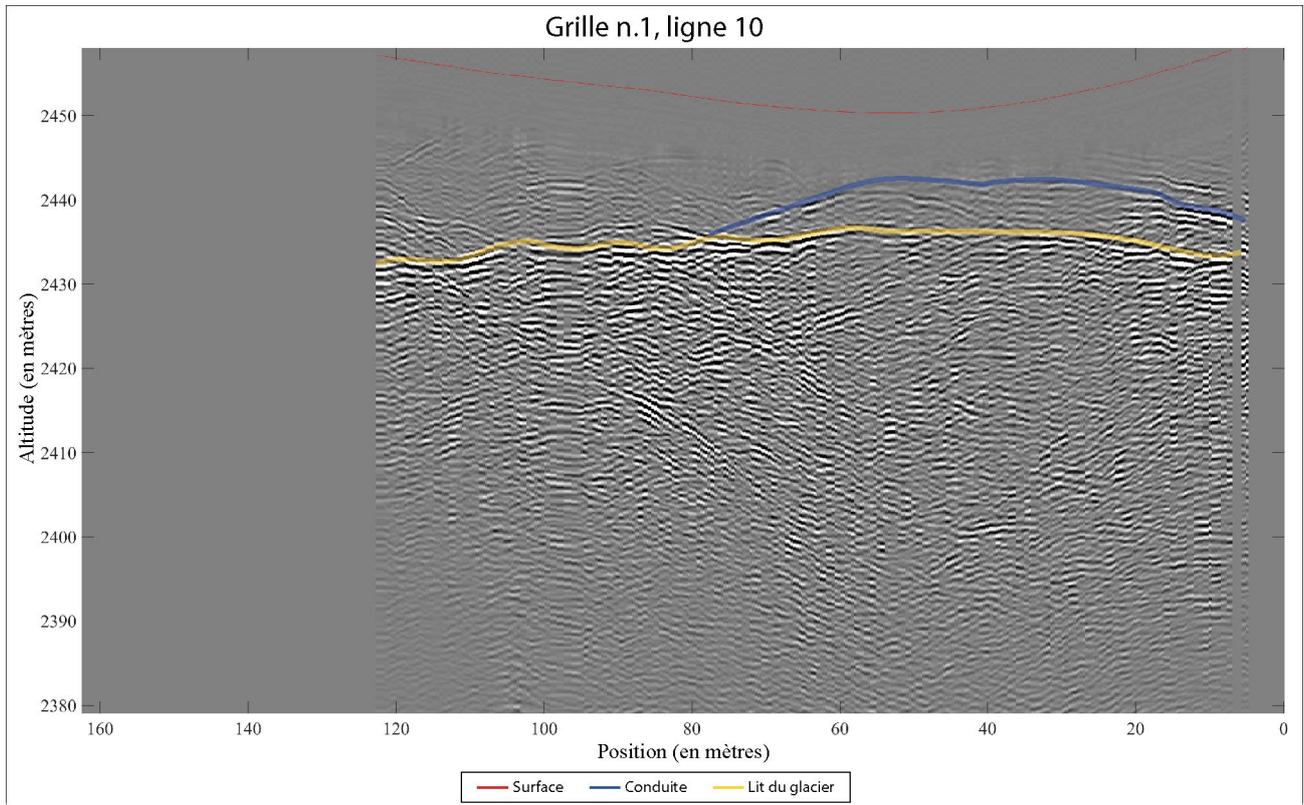
Annexe 11 :

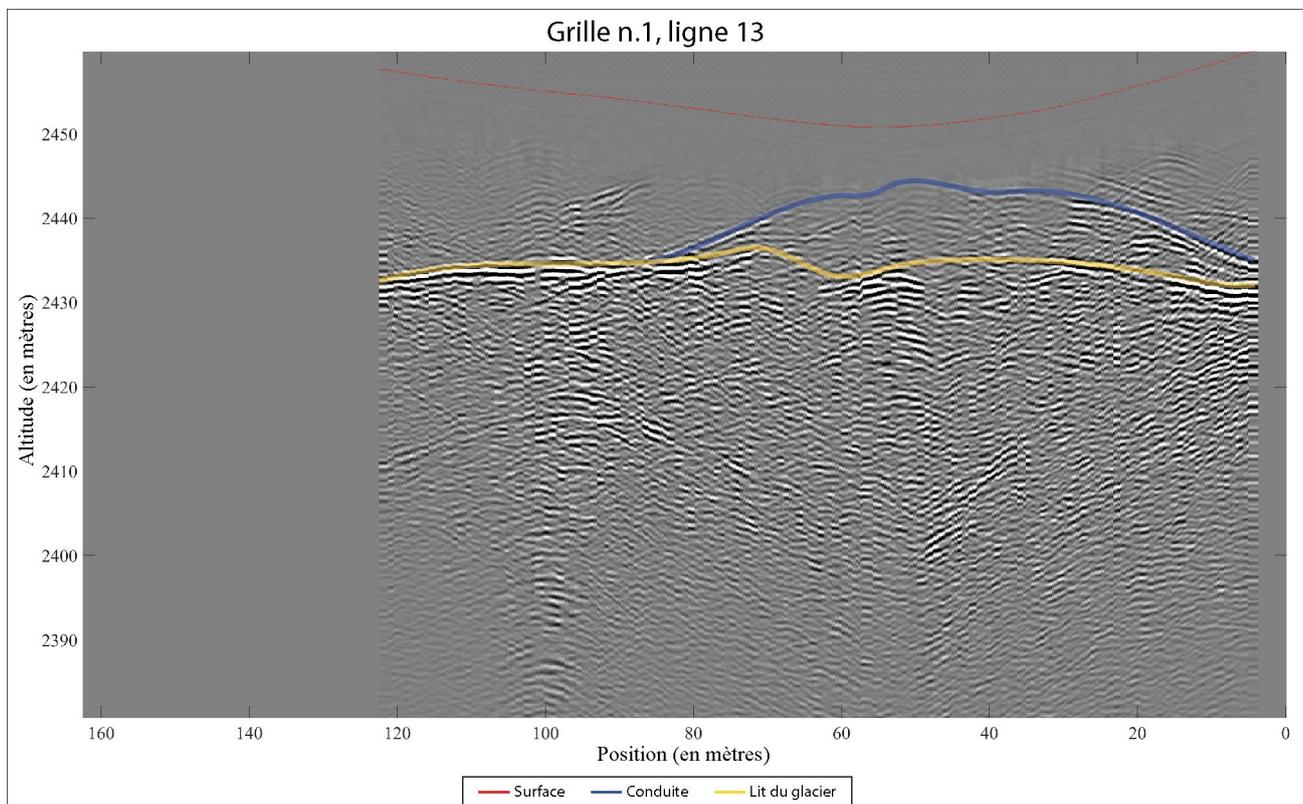
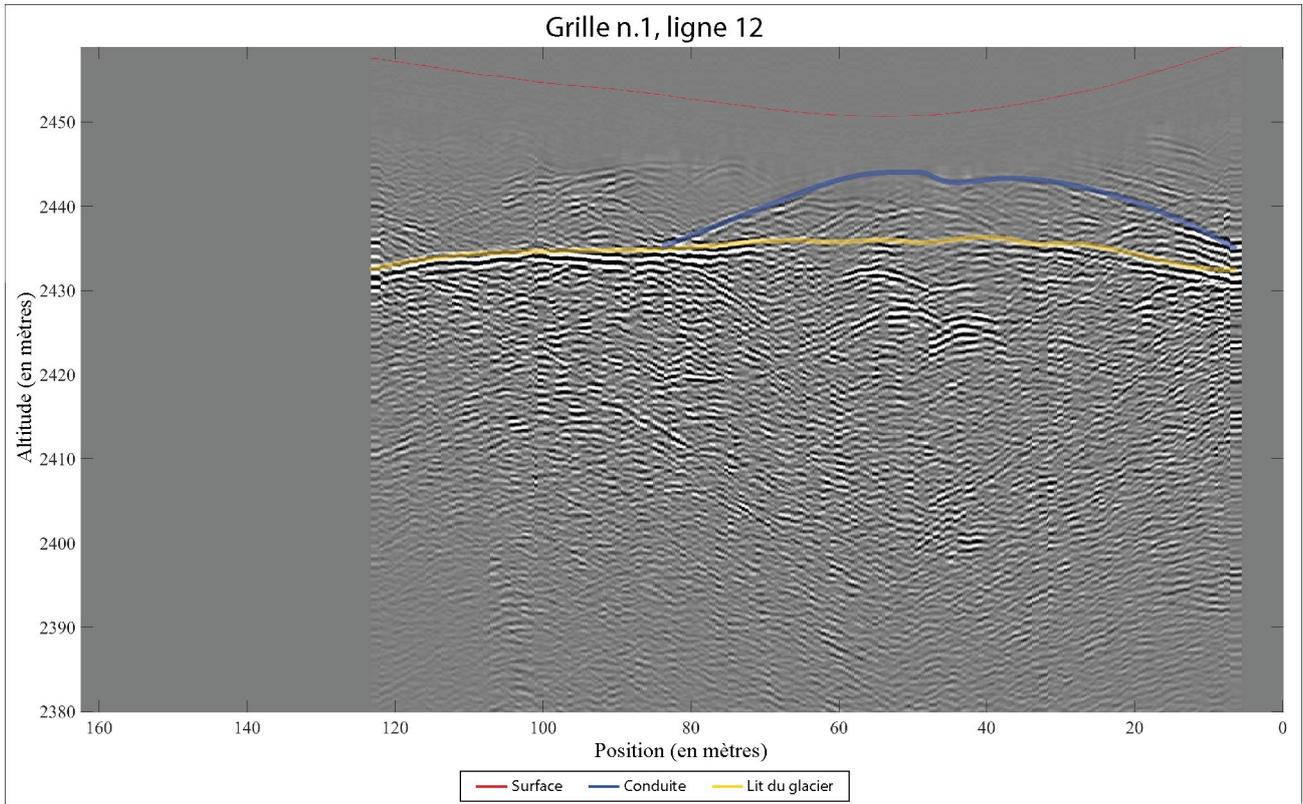


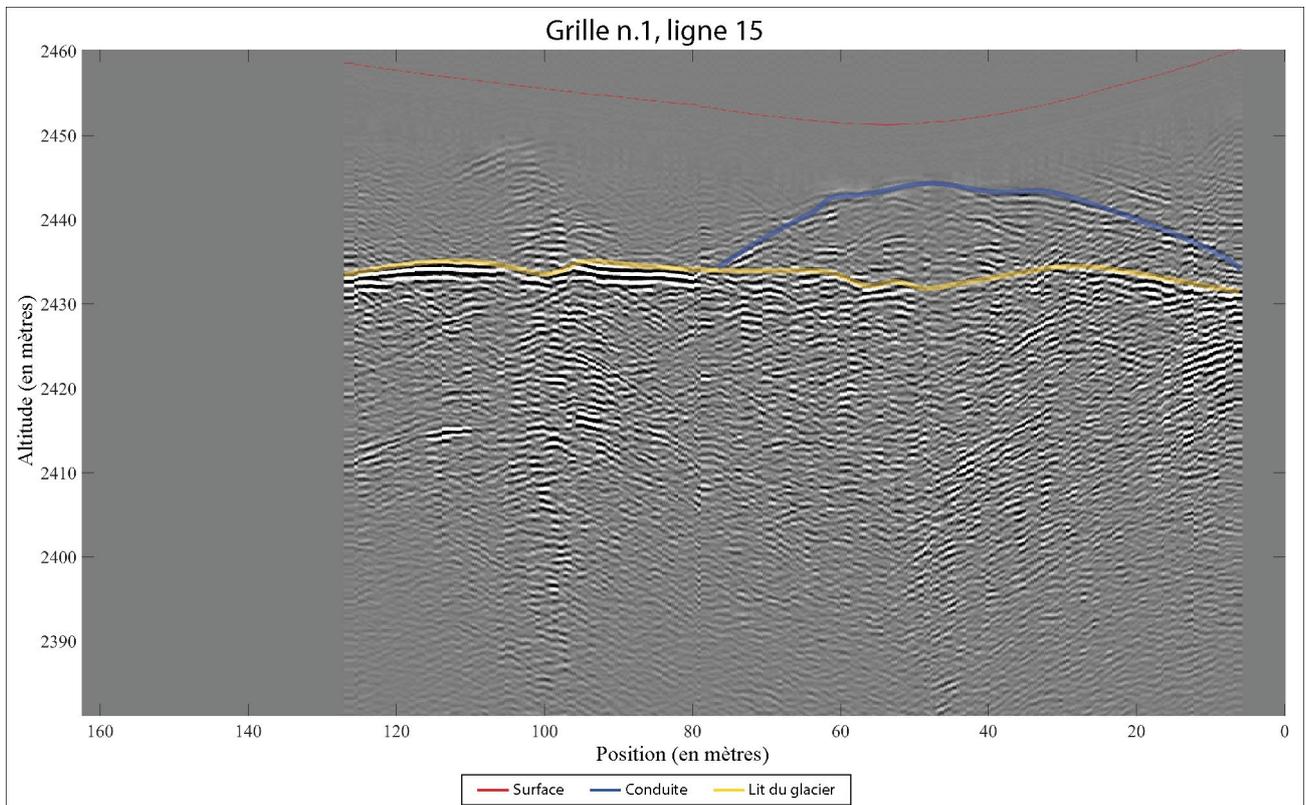
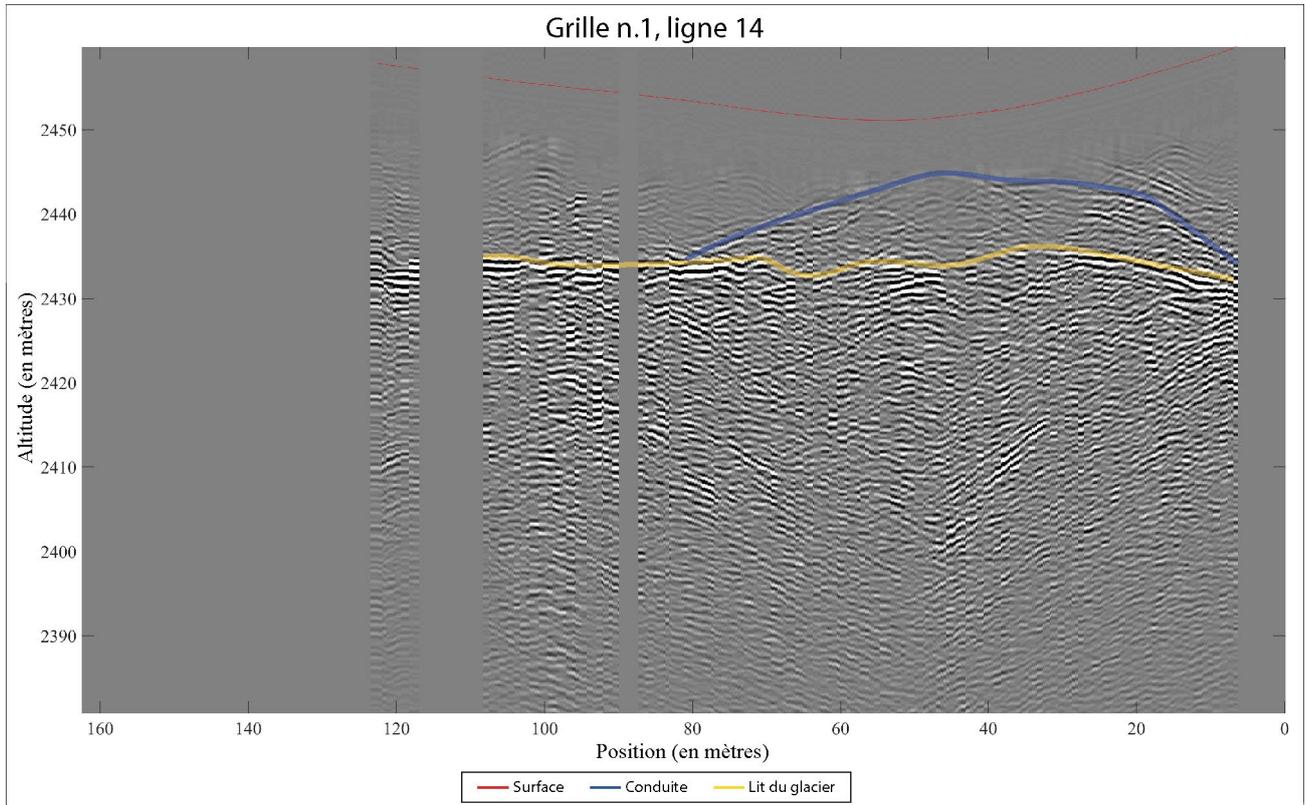




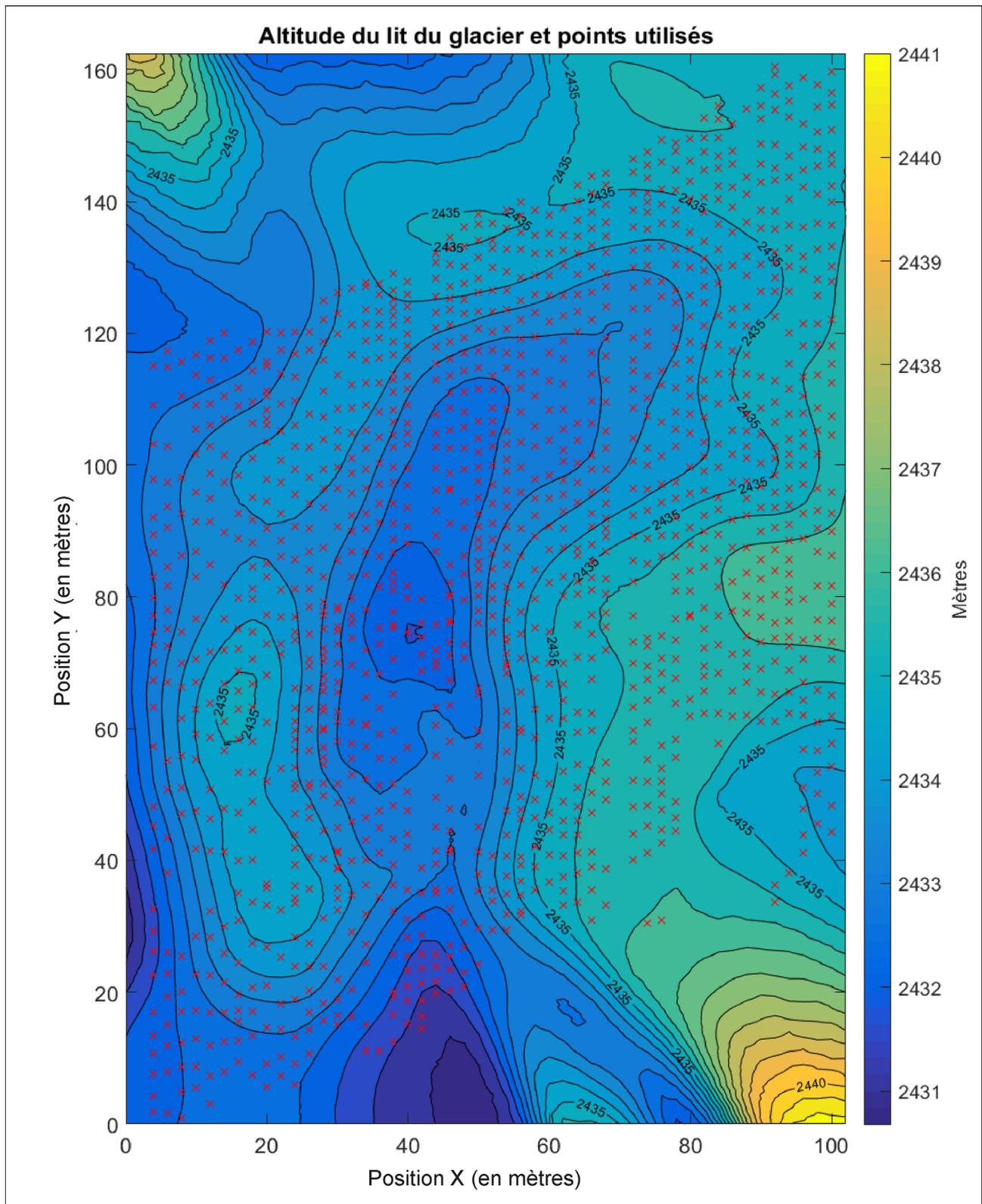
Annexe 12 :







Annexe 13 :



Annexe 13: Représentation spatiale des points échantillonnés (en rouge) utilisés pour l'estimation du lit du glacier