

Développements méthodologiques pour la surveillance des glaciers par imagerie radar aéroportée et satellitaire et par GPR (Ground Penetrating Radar).

Projet présenté en 2006 au

Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels

par

M. Gay⁽¹⁾ et collaborateurs^(1, 2, 3)

(1) Grenoble Image Parole Signal Automatique

(CNRS UMR 5083-INPG- Université Joseph Fourier)

(2) Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique

(EA 3111 – Université Joseph Fourier – Grenoble I)

(3) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

(CNRS UMR 5559 - Université Joseph Fourier – Grenoble I)

Résumé

Les images radar aéroportées et satellitaires offrent des moyens incomparables de surveillance des objets géophysiques et particulièrement des glaciers par rapport aux autres techniques. On peut observer les glaciers de jour comme de nuit, avec une précision centimétrique et ceci quelques soient les conditions météorologiques. Citons par exemple, l'interférométrie différentielle qui permet de détecter (mise en mouvement d'un glacier suspendu) ou de mesurer des déplacements de quelques centimètres à la surface des glaciers sur des images couvrant des zones de 100km x 100km. D'autre part l'interférométrie polarimétrique permet d'obtenir des informations concernant le milieu rétrodiffusant comme les caractéristiques interne du névé.

Cette étude a eu pour premier objectif d'effectuer une étude théorique sur la propagation des Ondes Electromagnétiques (OEM) dans la glace, et d'effectuer des mesures au sol à l'aide d'un radar (GPR) à différentes fréquences sur un glacier à proximité de Grenoble (Sarenne) afin de mieux comprendre l'interaction OEM avec la glace, et de valider ou d'invalidier la possibilité de détecter des poches d'eau sous la glace. D'autre part, grâce à une collaboration avec l'agence spatiale Allemande, nous avons eu l'opportunité d'acquérir des images radar aéroportées haute résolution (HR) sur le glacier d'Argentière dans la vallée de Chamonix. Il nous a semblé important de réorienter notre projet initial afin d'effectuer des mesures radar (GPR) au sol simultanément à l'acquisition de ces données aéroportées pour avoir un jeu de données unique en Europe. Toutes ces données ne sont encore pas analysées, les résultats et les traitements que nous présentons dans le présent rapport sont préliminaires et nécessitent des travaux complémentaires.

Sommaire

Chapître I : Pénétration des micro-ondes dans le milieu glaciaire (Etude théorique)

Chapître II : Expérimentation GPR

**Chapître III : Expérience radar E-SAR
(MASTER 2- RENAUD FALLOURD ENST-PARIS)**

**Chapître IV Interprétation et traitement des données E-SAR
(MASTER 2- RENAUD FALLOURD ENST-PARIS)**

Chapître I : Pénétration des micro-ondes dans le milieu glaciaire

1.1 Introduction

Dans le cadre de ce projet, nous nous sommes intéressés à la propagation des ondes électromagnétiques dans la glace et la neige, et notamment à la profondeur de pénétration de celles-ci, afin d'évaluer si la diffusion volumique qui en résulte peut être un facteur important de la perte de cohérence de phase, que nous observons sur des images satellitaires interférométriques ERS1-2 à 1, 3 et 30 jours d'intervalle. Ceci permettra d'étudier le potentiel des futurs radars imageurs (Cosmo Skymed, TerraSAR-X, Alos, Radarsat) pour la détection de changements au sein de glaciers (apparition de poches d'eau intra-glaciaire, de fractures, changement de la couverture neigeuse) et leur potentiel de pénétration. Pour cela, les données radar satellitaires couvrent les bandes de fréquences P, L, C, X qui correspondent à la zone du spectre électromagnétique des ondes radio ou encore appelées micro-ondes (tableau 1).

P	0.225-0.390 GHz	133-76.9 cm
L	0.39-1.55 GHz	76.9-19.3 cm
C	4.20-5.75 GHz	7.1-5.2 cm
X	5.75-10.9 GHz	5.2-2.7 cm

Tableau 1 : Les diverses bandes de fréquences, les plages de longueur d'ondes correspondantes et les dénominations associées (il n'y a malheureusement pas l'unanimité sur ces plages et des valeurs sensiblement différentes sont parfois proposées dans la littérature).

Lorsque l'on fait l'étude d'un terrain par imagerie radar, une onde électromagnétique est émise. Lorsque celle-ci rencontre un milieu diélectrique, une partie de cette onde est réfléchiée et l'autre partie, généralement plus importante, la traverse, figure (I.1).

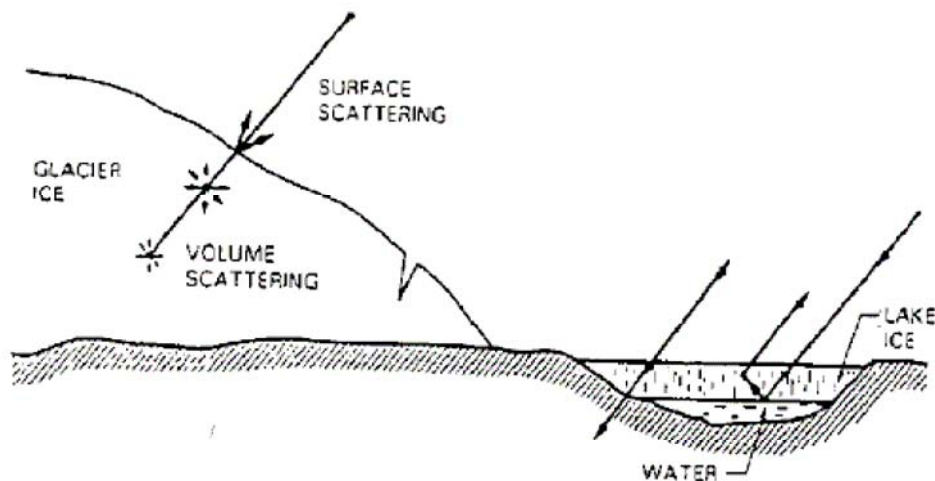


Fig. I.1 : Illustration de la réflexion et de la diffusion volumique selon les matériaux soumis à l'onde radar. [7, Henderson et Lewis 1998]

L'énergie de cette onde est transformée en énergie calorifique et diminue donc au fur et à mesure que l'onde pénètre dans le matériau [6]. L'émission ou rétrodiffusion de ce terrain comporte généralement deux composantes, qui sont à la fois la diffusion de surface et la diffusion volumique du terrain, toutes deux étant liées à la pénétration de l'onde dans le milieu. Selon le matériau, on peut ne conserver qu'une seule de ces deux composantes. Par exemple dans le domaine des micro-ondes, la mer, qui a une constante diélectrique élevée, est modélisée comme un milieu ne donnant lieu qu'à de la

diffusion surfacique (elle se comporte comme un miroir pour les micro-ondes), c'est à dire un milieu homogène. Ceci n'est pas valable dans le cas du milieu glaciaire pour lequel la diffusion volumique existe et est principalement due aux discontinuités de propriétés diélectriques à l'intérieur du volume, qui sont généralement aléatoires. Elles sont donc supposées être réparties dans toutes les directions. Pour savoir si un milieu va donner lieu à de la diffusion volumique, il y a deux propriétés à connaître (1) si le milieu est inhomogène et (2) quelle est la profondeur de pénétration effective de l'onde électromagnétique dans celui-ci. Généralement, (1) est connue d'après les propriétés physiques du terrain et (2) est estimée d'après les propriétés diélectriques du milieu.

1.2 Expression de la profondeur de pénétration

Pour obtenir une expression de la profondeur de pénétration, nous considérons une onde électromagnétique incidente sur une surface depuis l'air dans la direction z . Une partie de l'énergie de l'onde est rétrodiffusée dans l'air et l'autre partie est transmise au travers de la frontière sol/air à l'intérieur du milieu. En accord avec Ullaby et al. (1984, [8]) si la puissance transmise juste sous la surface ($z=0$) est $P(0+)$, la puissance à la profondeur z est donnée par :

$$P(z) = P(0) \exp\left(-\int_0^z K_e(z') dz'\right) \quad (1.I)$$

La profondeur de pénétration δ_p peut être définie comme la profondeur z à laquelle :

$$\frac{P(\delta_p)}{P(0+)} = \frac{1}{e} \quad (1.II)$$

En résolvant ces équations, et en considérant que $\epsilon''/\epsilon' < 0.1$ (milieux à relaxation diélectrique faible dans cette gamme de fréquence) on a alors selon Ullaby et al., 1984 [8] et Mätzler et al., 1987 [10] :

$$\delta_p = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \epsilon''} \quad (1.III)$$

De manière plus générale, la valeur exacte de la profondeur de pénétration dans un milieu diélectrique est donnée par Drinkwater, 1989 [11] :

$$\delta_p = \frac{\lambda}{4\pi} \left\{ \left[\left(1 + \left(\frac{\epsilon'}{\epsilon''} \right)^2 \right) - 1 \right] \frac{\epsilon'}{2} \right\}^{-\frac{1}{2}} \quad (1.IV)$$

L'équation de Drinkwater donnant les mêmes résultats que l'équation (1.III) dans le cas de milieux faiblement dispersifs, nous avons utilisé indifféremment l'une ou l'autre pour nos calculs de profondeur de pénétration.

1.3 Profondeur de pénétration des micro-ondes dans le milieu glaciaire

Dans notre étude sur la profondeur de pénétration des micro-ondes dans le milieu glaciaire alpin, nous allons comme le montrent les formules 1.III et 1.IV nous intéresser principalement à la constante diélectrique ϵ du milieu considéré. Les glaciers tempérés sont constitués de glace et recouverts de neige sèche et de neige mouillée. Ce sont des milieux pour lesquels les propriétés diélectriques peuvent montrer une forte variabilité, ce qui entraîne de possibles fortes variations de pénétration des micro-ondes. Les glaciers tempérés sont par ailleurs dénommés ainsi car ils ont une température interne proche, voire égale, à la température de fonte de la glace, c'est dire 0°C . L'eau liquide y est donc présente en quantité inconnue.

1.3.1 Constante diélectrique de la glace

La connaissance de la constante diélectrique $\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''$ de la glace repose en général sur des mesures effectuées en laboratoire à partir d'échantillons créés en laboratoire, ou provenant de prélèvements, les mesures in-situ étant de manière surprenante, plutôt rares dans la littérature. Différents types de glaces ont été répertoriés, toutefois un seul type de glace dite glace I ou encore glace Ih à structure hexagonale existe dans la nature, les autres types de glace étant produits sous de très hautes pressions qui n'existent pas sur terre même au plus profond des glaciers. Les résultats que nous utilisons concernent de la glace d'eau pure ayant une densité de 0.917 kg/m³. La glace, contrairement à l'eau, est un milieu quasi transparent dans le spectre des micro-ondes. ϵ est une propriété complexe constituée d'une partie réelle ϵ' et d'une partie imaginaire ϵ'' qui rend compte de la relaxation. Ces deux propriétés se comportent différemment en fonction de la température et de la longueur d'onde. Dans le domaine des micro-ondes, ϵ' est indépendante de la fréquence et ne dépend que faiblement de la température. Cette dépendance peut être modélisée par la formule donnée par Mätzler et al., 1987 [10]

$$\epsilon' = 3.1884 + 0.00091 T \quad (1.V)$$

Les études antérieures, faites entre autre par Warren., 1984 [12], font état pour le domaine des micro-ondes de $\epsilon' = 3.17 \pm 0.07$ ce qui correspond à $n' = 1.78$. En ce qui concerne ϵ'' , son comportement général est peu connu, sûrement parce que sa valeur est très petite, de l'ordre de 10^{-4} . Toutefois de nombreux modèles ont été mis au point d'après différentes études expérimentales. Nous considérons plus particulièrement le modèle élaboré par Mätzler et Wegmüller., 1987 [10], ainsi que les mesures complémentaires faites par Matsukoa et al., 1996 [13]. Mätzler a élaboré un modèle théorique pour le calcul de la constante diélectrique de la glace basé sur des mesures faites aux températures de -5°C et -15°C . Ce modèle est en bon accord avec les mesures faites par Westphal, Figure (I.2).

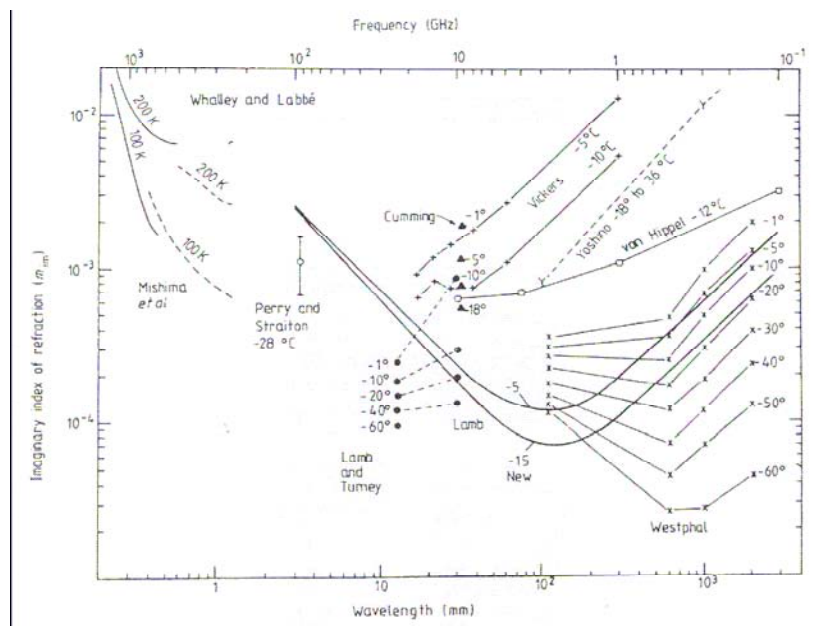


Fig. I.2 : ϵ'' de la glace dans les bandes de fréquence des micro-ondes et des ondes radio selon Warren., 1984 [12]. Les courbes superposées représentant les courbes interpolées par Mätzler et al., 1987, pour $T = -5^\circ\text{C}$ et $T = -15^\circ\text{C}$ [10].

Aux basses fréquences, de l'ordre de la fréquence de relaxation pour les températures considérées $1.7\text{kHz} \leq f_r \leq 4.5\text{kHz}$ le modèle obéit au spectre de relaxation de Debye. On peut toutefois noter que la valeur de f_r a été le sujet de nombreuses études et qu'elle est liée à la température par le principe de Boltzman selon la formule :

$$\frac{1}{f_r} = A \exp(E / RT) \quad (1.VI)$$

où les constantes A et E sont caractéristiques des molécules considérées. Pour des fréquences supérieures à f_r , la partie imaginaire de la constante diélectrique complexe ϵ s'écrit :

$$\epsilon'' = \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) f / f_r}{1 + (f / f_r)^2} \quad (1.VII)$$

où ϵ_s et ϵ_∞ sont respectivement les constantes diélectriques statique et infinie (c'est à dire pour $f \gg f_r$) dont les valeurs sont le sujet de nombreuses recherches, Physics of Ice.,[9]. On peut en particulier citer les travaux de Auty et Cole, Lamb, Cumming et VonHippel. Pour les fréquences très supérieures à f_r , (1.VII) la valeur de la partie complexe de la permittivité peut être réécrite comme suit

$$\epsilon'' = \frac{A}{f} \quad f \geq 30 \text{ kHz} \quad (1.VIII)$$

avec pour la glace pure $A = 0.00016$ à -15°C et $A = 0.00041$ à -5°C si l'on prend f en GHz. Avec ces valeurs de A, l'équation (1.VIII) est valable pour les fréquences inférieures à 1 GHz. Pour les bandes spectrales supérieures, la formule donnée par Mätzler et Wegmüller.,1987 [10] est la suivante :

$$\epsilon'' = \frac{A}{f} + B f^C \quad (1.IX)$$

Cette formule est valable pour la bande des micro-ondes, c'est donc celle que nous utiliserons pour nos calculs de profondeur de pénétration dans la glace. Les valeurs des paramètres A, B, C ont été obtenues par Mätzler et Wegmüller., 1987 [10], pour -5°C et -15°C par ajustement de leurs données expérimentales, effectuées sur de la glace polycristalline issue de la congélation d'eau distillée et désionisée (glace considérée comme pure par Mätzler et al), puis par Matsukoa et al.,1996 [13], à la fois sur de la glace polycristalline et sur des cristaux de glace prélevés sur le glacier de Mendenhall en Alaska, pour différentes valeurs de température. Les valeurs obtenues sont répertoriées respectivement dans les tableaux 2 et 3. Il faut de plus ajouter que les cristaux de glace du glacier de Mendenhall possédaient une quantité d'ions de 0.1 ppm, ce qui en fait un des échantillons de glace les plus purs (Glen et al.,1975 [14]) et que les mesures de ϵ'' faites par Matsukoa et al.,1996 [13], sur les deux types d'échantillons à 10 GHz (perpendiculairement à l'axe c de la glace) ne montrent pas de différences significatives, sachant que l'erreur de mesure était de $\pm 0.4 \times 10^{-4}$. Cela permet de conclure que les pertes par diffusion dues aux contours des grains dans la glace polycristalline est suffisamment faible pour que la glace polycristalline soit traitée comme de la glace uniforme en dessous de 10 GHz. Mais cela nous permet aussi d'avoir des résultats plus conséquents de part l'existence de mesures faites directement sur de la glace de glacier, malgré sa pureté exceptionnelle.

K	Mätzler et Wegmüller		
	$A \times 10^{-4}$	$B \times 10^{-5}$	C
268	6	6.5	1.07
258	3.5	3.6	1.2

Tableau 2 : Valeur de A,B et C selon Mätzler et Wegmüller.

K	Matsukoa Fujita et Mae		
	$A \times 10^{-4}$	$B \times 10^{-5}$	C
265	3.326	5.646 ± 0.460	1.024 ± 0.035
263	2.769	5.277 ± 0.520	1.038 ± 0.036
258	1.728	4.696 ± 0.500	1.056 ± 0.038

253	1.059	4.380 ± 0.494	1.062 ± 0.040
248	0.635	4.006 ± 0.483	1.073 ± 0.043
240	0.268	3.495 ± 0.468	1.088 ± 0.047

Tableau 3 : Valeur de A , B et C selon Mätzler et Wegmüller

δp dépend directement de la constante diélectrique complexe qui reste un terme mal connu. De nombreuses mesures de ce paramètre ont été faites (Warren.,1984 [12]), et l'on peut remarquer que même dans les mesures récentes qui nous servent de base pour nos calculs (Tableau 3), des différences subsistent menant à des variations dans la valeur de la profondeur de pénétration. Nous pouvons nous référer aux figures (I.2) et (I.3) où sont répertoriés les différentes valeurs de ϵ'' obtenues au cours des différentes études effectuées au cours du temps, avec les courbes obtenues par Mätzler et al., et Matsukoa et al. On y voit qu'indépendamment des températures auxquelles ont été faites les mesures, les valeurs de la constante diélectrique complexe peuvent varier considérablement d'une étude à l'autre selon l'instrumentation utilisée mais aussi le type des échantillons de glace, et leur positionnement. La profondeur de pénétration pouvant ainsi varier très fortement. Le modèle de Matzler a été choisie pour sa simplicité d'implémentation et son caractère récent.

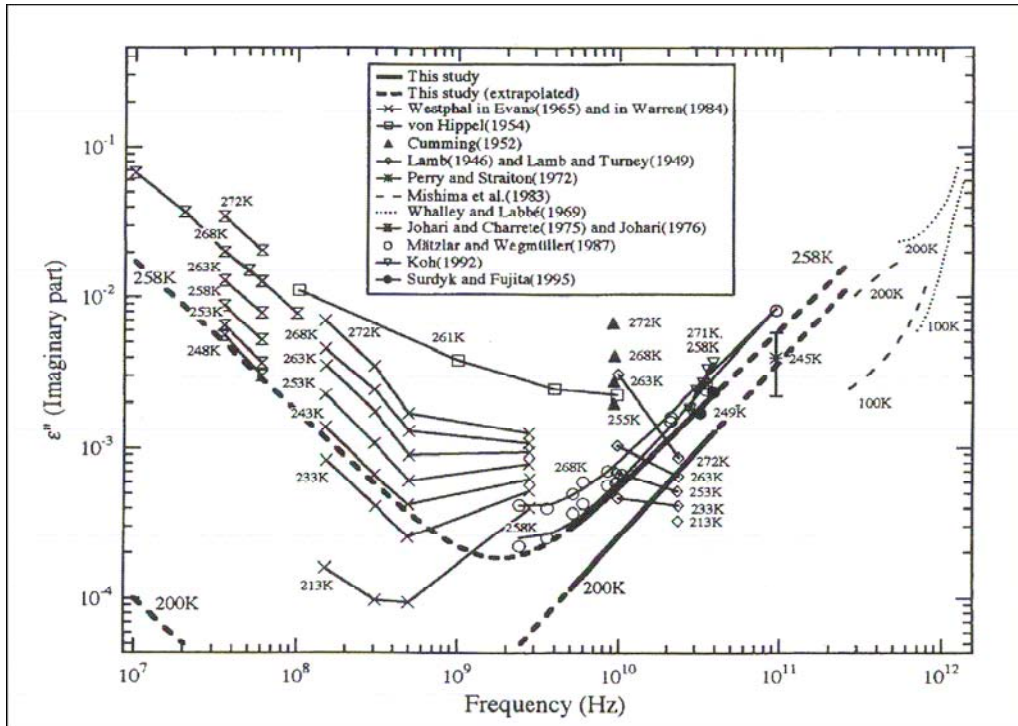


Fig. I.3 : ϵ'' en fonction de la fréquence avec la température comme paramètre. Les lignes en gras représentent les courbes interpolées par Matsukoa et al.,1996 [13] avec $B=1.747 \times 10^{-5}$, $C=1.168$ et $B=4.696 \times 10^{-5}$, $C=1.056$ à 200K et 258K, respectivement. Les autres valeurs sont reportées de Warren.,1984 [12].

En appliquant les formules (I.VIII) et (I.IX), nous obtenons la profondeur de pénétration dans la glace pour les bandes de fréquences P, L, C, X (cf Tableau 1). Les résultats obtenus sont présentés dans les paragraphes suivants.

1.3.2 Bande C-X

Les résultats obtenus figures (I.4) et (I.5) montrent une profondeur de pénétration dans la glace dépendant fortement de la fréquence pour les bandes C et X. Plus la fréquence est élevée, moins les micro-ondes vont pénétrer dans la glace. **Il faut aussi remarquer que la température joue un rôle**

très important dans la profondeur obtenue. Les modèles de Mätzler et de Matsukoa permettent de remarquer que plus la fréquence est faible plus cette différence due à la température est élevée. Ainsi avec les données de Matsukoa, pour une glace froide à 240K, $\delta_p \approx 82$ m à 5 GHz, alors que pour une glace à 265K nous avons un $\delta_p \approx 43$ m. Par contre si l'on se place à 10 GHz, la profondeur de pénétration n'est plus que d'une vingtaine de mètres avec une variation de l'ordre de 4 mètres dans la profondeur de pénétration selon que la glace se trouve à 240K ou 265K.

Si nous comparons les résultats obtenus avec les données de Ullaby.,1984 [8] p849, nous trouvons une profondeur de pénétration des micro-ondes dans la glace supérieure à celle trouvée par Ullaby et al. La grande disparité qui existe entre les valeurs de ϵ'' dans la littérature (Ullaby., 1986 [15] p2027) permet d'expliquer cela. Ullaby et al ayant utilisé des valeurs de ϵ'' distinctes des nôtres, leurs résultats de profondeur de pénétration sont donc différents de ceux que nous obtenons. Les profondeurs de pénétration de Ullaby sont comprises entre 4 m et 10 m en bande C-X pour $T = -10^\circ\text{C}$ alors que nous nous situons plutôt entre 10 et 80 m. L'hétérogénéité des valeurs des constantes diélectriques complexes étant importante, comme nous l'avons souligné dans ce paragraphe, les profondeurs de pénétration varient fortement. Le comparatif des résultats de Mätzler et al, et Matsukoa et al, pour la seule température en commun (258K) est visualisé par la figure (I.11).

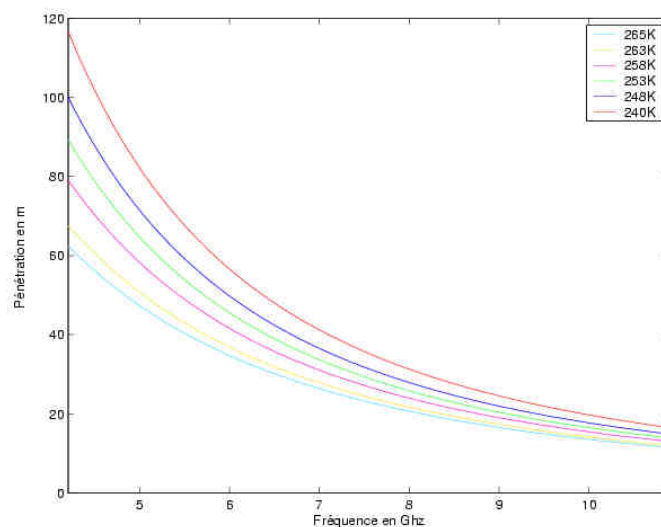


Fig. I.4 : Profondeur de pénétration dans la glace en en Bande C-X d'après le modèle de Mätzler pour différentes valeurs de la température selon les mesures effectuées par Matsukoa, Fujita et Mae (La profondeur de pénétration croît quand la température décroît).

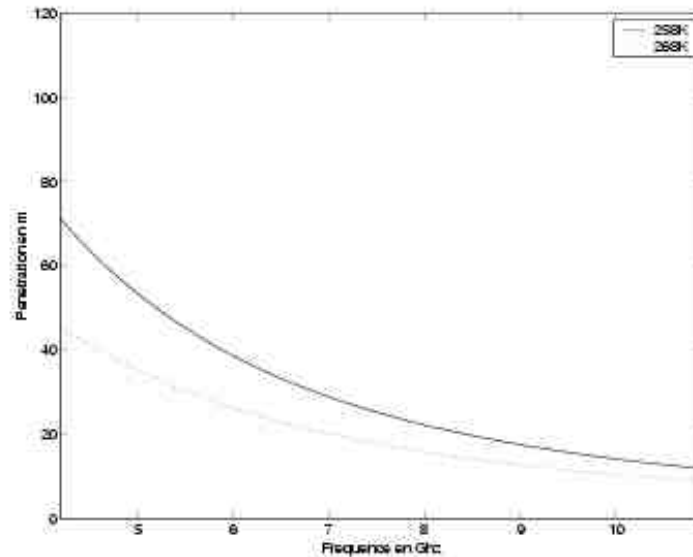


Fig. 1.5 : Profondeur de pénétration dans la glace en en Bande C-X d'après le modèle de Mätzler selon les mesures effectuées par Mätzler et Wegmüller à 258K et 268K.

1.3.3 Bande L

Pour la bande L (figures I.6 et I.7), les remarques précédentes restent valables. Les profondeurs de pénétration sont élevées, puisque supérieures à la centaine de mètres et l'influence de la température reste déterminante, puisque pour les basses températures ($T \leq 248K$), nous avons $\delta p \geq 1$ km alors que pour une température de 268K nous avons $\delta p \approx 100$ m. En effet, pour ces températures, ϵ'' augmente fortement (Mätzler et al., 1987 [10]) ce qui permet de prédire une profondeur de pénétration moindre bien que le comportement de ϵ'' n'ai pas pu être modélisé entre 273K et 265K par Mätzler et al.

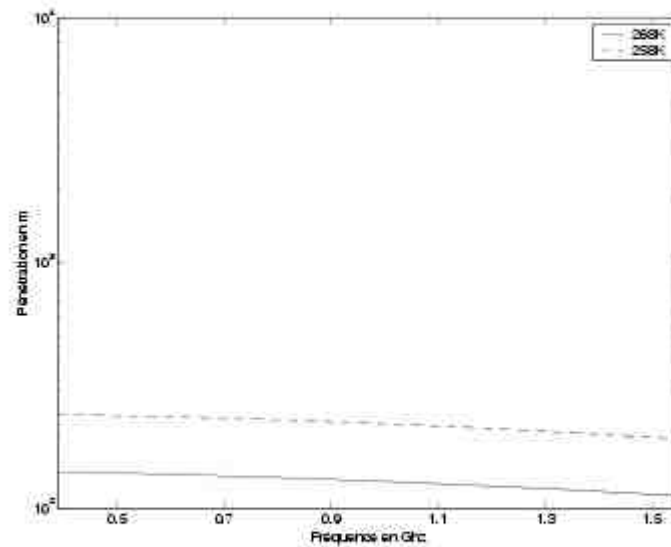


Fig. I.6 : Profondeur de pénétration dans la glace en Bande L d'après le modèle de Mätzler selon les mesures effectuées par Mätzler et Wegmüller à 258K et 268K.

Fig. I.7 : Profondeur de pénétration dans la glace en Bande L d'après le modèle de Mätzler selon les mesures effectuées par Matsukoa, Fujita et Mae pour différentes valeurs de la température (la profondeur de pénétration croît quand la température diminue)

1.3.4 Bande P

Dans cette gamme de longueur d'onde, la profondeur de pénétration est quasiment indépendante de la fréquence. Tout comme pour la bande L, la glace est transparente dans ces longueurs d'ondes, Physics of Ice, [9]. En effet nous avons des profondeurs de pénétration supérieures à 200 m pour des températures inférieures à 268K. Nous voyons par ailleurs que le résultat du calcul de δp en Bande P dépend exclusivement de la valeur du paramètre A. Ce qui explique les fortes variations à 258K entre les résultats de Mätzler et de Matsukoa (figure I.11).

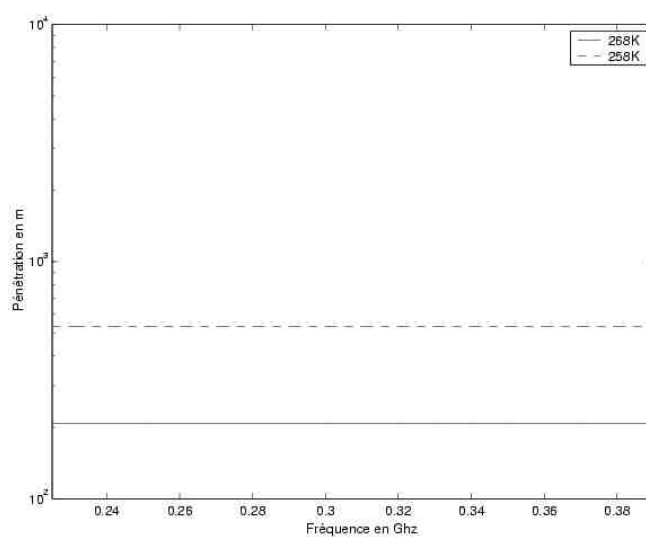


Fig. I.8 : Profondeur de pénétration dans la glace en Bande P d'après le modèle de Mätzler selon les mesures effectuées par Mätzler et Wegmüller à 258K et 268K.

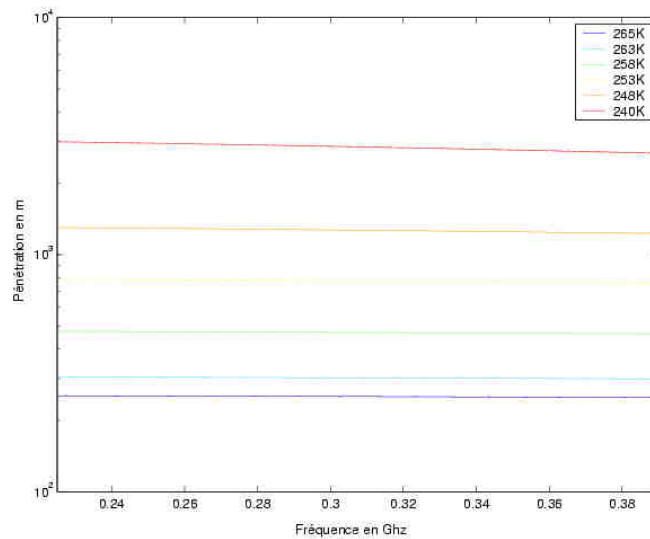


Fig. II.9 : Profondeur de pénétration dans la glace en en Bande P d'après le modèle de Mätzler selon les mesures effectuées par Matsukoa, Fujita et Mae pour différentes valeurs de la température (La profondeur de pénétration croît quand la température diminue)

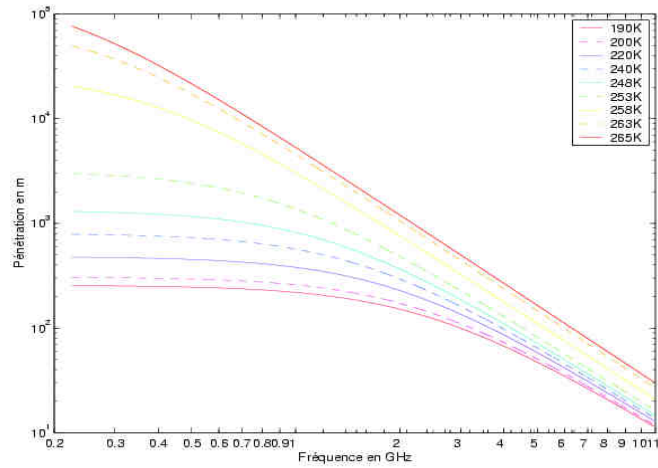


Fig. I.10 : Profondeur de pénétration des micro-ondes de la bande P à la bande X dans la glace d'après le modèle de Mätzler selon les mesures de Matsukoa et al, en fonction de la fréquence pour différentes températures.

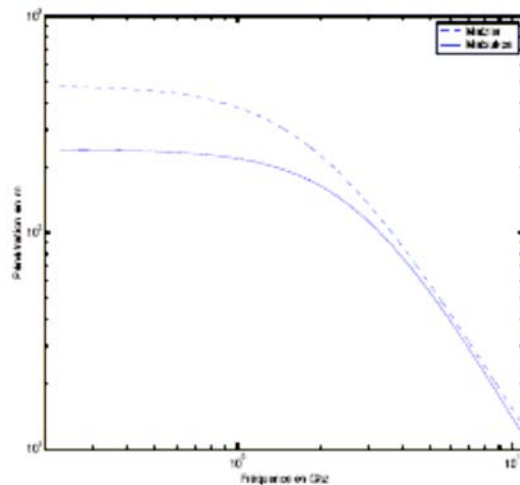


Fig. I.11 : Comparatif des profondeur de pénétration des micro-ondes de la bande P à la bande X dans la glace d'après le modèle de Mätzler selon les mesures de Matsukoa et al et les mesures de Mätzler et al, en fonction de la fréquence pour $T=258K$

4 Les influences des impuretés et de la température

Il faut savoir qu'en réalité la glace, même de glacier très pure dite "glace bleue", ne sera pas de la même densité que de la glace pure, tout l'air présent dans la neige n'ayant pu totalement s'éliminer, Traité de Glaciologie, 1964 [16] (p23). Les mesures effectuées par Wesphal., 1964 sur le glacier de Ellesmere Island montre que la densité des échantillons est légèrement plus faible que de la glace du Groenland. La glace de glaciers contient de nombreuses impuretés telles que des bulles d'air, des micro fissures ou encore de la terre et de la poussière qui vont influencer sur la constante diélectrique complexe, Evans., 1965 [17]. La présence d'impuretés, et plus particulièrement d'impuretés ioniques, provoque une augmentation de la constante diélectrique complexe de la glace. En particulier, ϵ'' augmente quand des impuretés ioniques sont ajoutées à la glace, Mätzler et al., 1987 [10]. Des résultats similaires ont été trouvés par Tiuri et al., 1984 [18]. De nombreuses études concernant la glace de mer ont par ailleurs démontré cette augmentation de ϵ'' due à la présence de sel avec des valeurs variant de 0.1 à 0.25 à 10 GHz pour $T = -10^\circ\text{C}$ selon Ullaby et al., 1982 [8] (p2059), réduisant la profondeur de pénétration d'un facteur de quasi 100. Les profondeurs de pénétration obtenus précédemment sont donc à considérer comme des profondeurs maximales de pénétration puisque nos calculs ont été menés grâce à des résultats obtenus sur de la glace pure désionisée étudiée en laboratoire. En effet la glace utilisée est soit de la glace polycristalline provenant de la congélation d'eau distillée (Mätzler et al) soit des cristaux de glace seuls (Matsukoa et al) provenant de glace de glacier très pure. Toutefois, les études montrent que la glace de glacier tempéré reste beaucoup plus proche de la glace créée pour les études en laboratoire (Glen et al., 1975 [14]) que la glace polaire qui a des propriétés très différentes de celle des glaciers tempérés.

Il faut de plus ajouter que les glaciers tempérés sont à une température proche de 0°C , or nous n'avons pas de courbe théorique pour ces valeurs puisque nous nous arrêtons à 268K. Or, les mesures montrent que la profondeur de pénétration diminue avec la température. Les mesures de Mätzler et al pour la détermination de leur courbe théorique s'approche de 273K et l'on peut voir sur ces courbes que les valeurs de ϵ'' augmentent fortement avec la température et cela plus particulièrement pour de la glace impure, Matzler et al., 1987 [10]. On peut donc s'attendre à des profondeurs de pénétration moindres de part la température proche de 0°C des glaciers tempérés.

Chapître II : Expérimentation GPR

Plusieurs expérimentations GPR ont été menées sur les glaciers de Sarenne, et d'Argentière. Une première expérimentation sur le glacier de Sarenne (à proximité de Grenoble) a montré la faisabilité du mode opératoire. Une première expérience a été réalisée le 16 mars 2006, les résultats sont présentés sur les figures II-1, II-2.

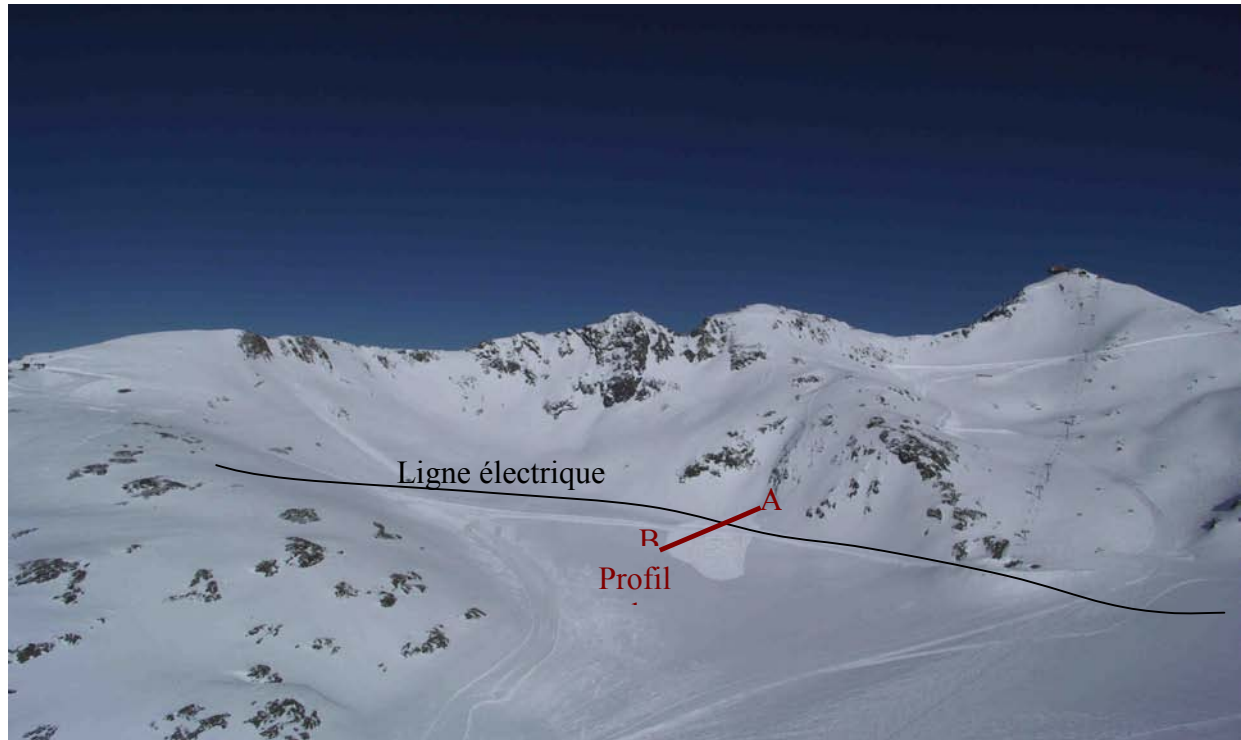


Figure II-1 : Glacier de Sarenne, expérimentation radar du 16 mars 2006, tracé du profil AB enregistré.

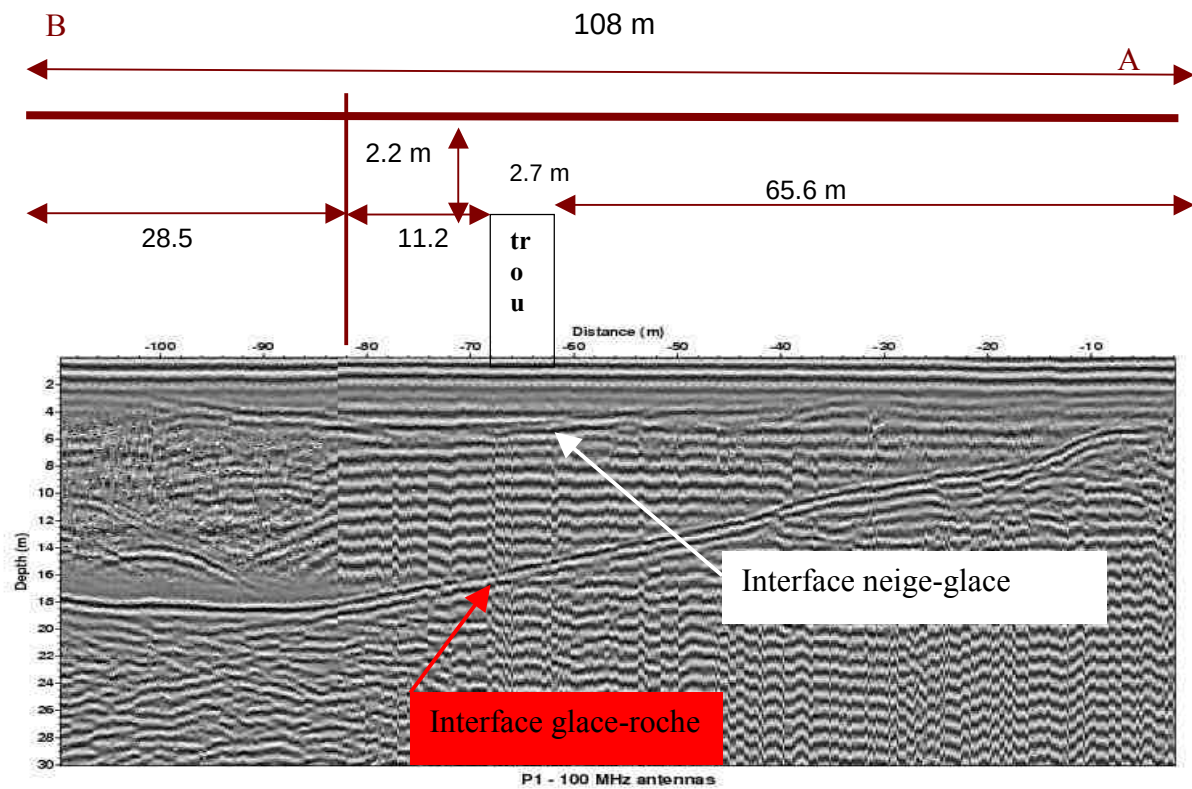


Figure II-2 : Profil AB enregistré avec une antenne de 100 MHz, nous détectons l'interface neige-glace et glace-roche.

Une seconde expérimentation a été réalisée le 28 avril 2006 sur le glacier de Sarenne en suivant un profil transversal, pour essayer de détecter l'interface glace-roche. Les résultats sont présentés sur les figures II-3, II-4, II-5.

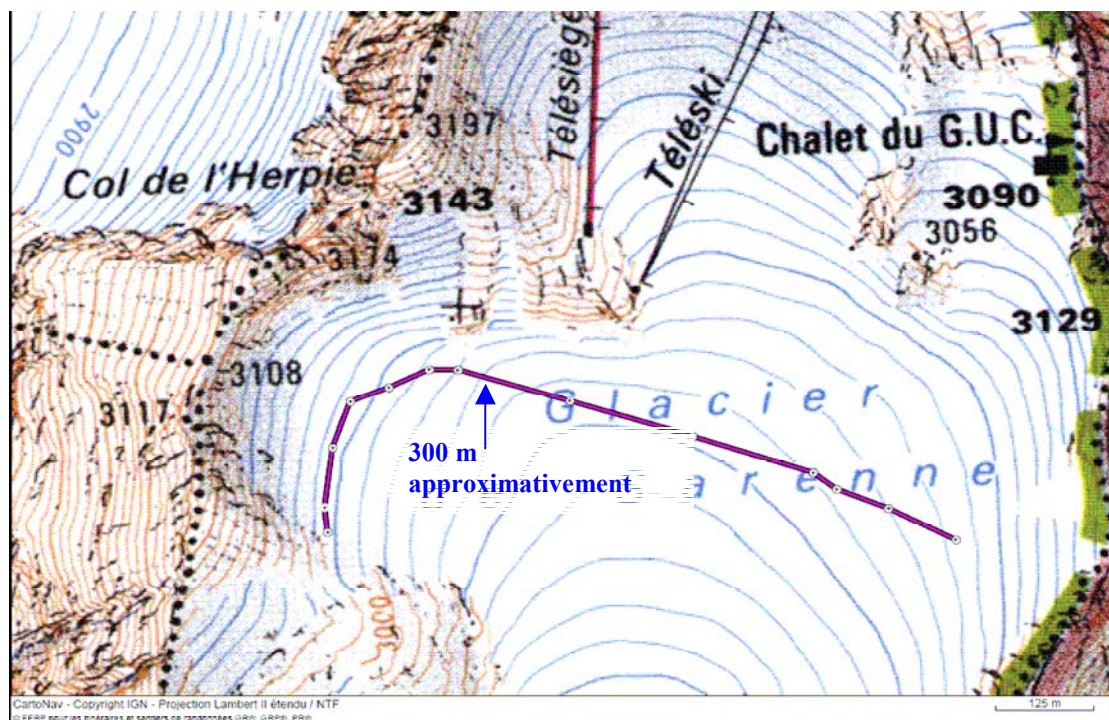


Figure II-3 : En rouge, parcours suivi sur le glacier de Sarenne avec le radar GPR.

300 m approximativement

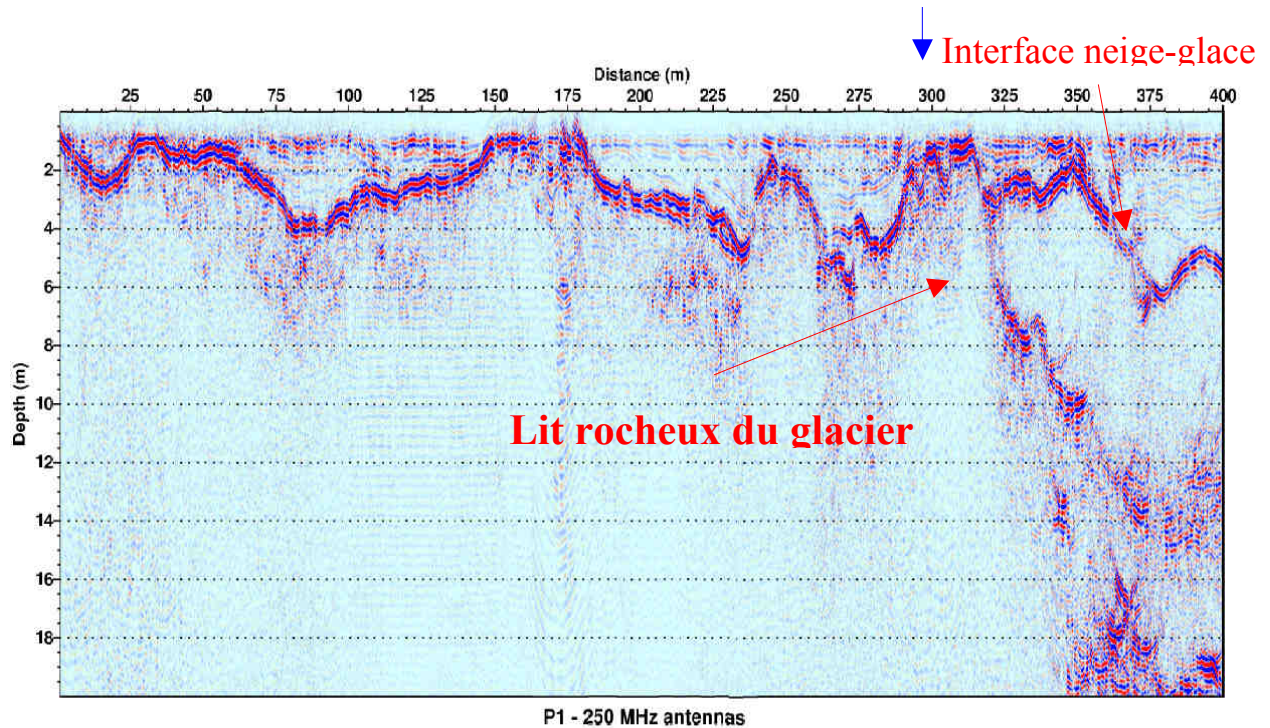


Figure II-4 : Profil radar GPR (antenne 250 MHz) du glacier de Sarenne, (de 0 à 400m) on détecte bien l'interface glace-roche.

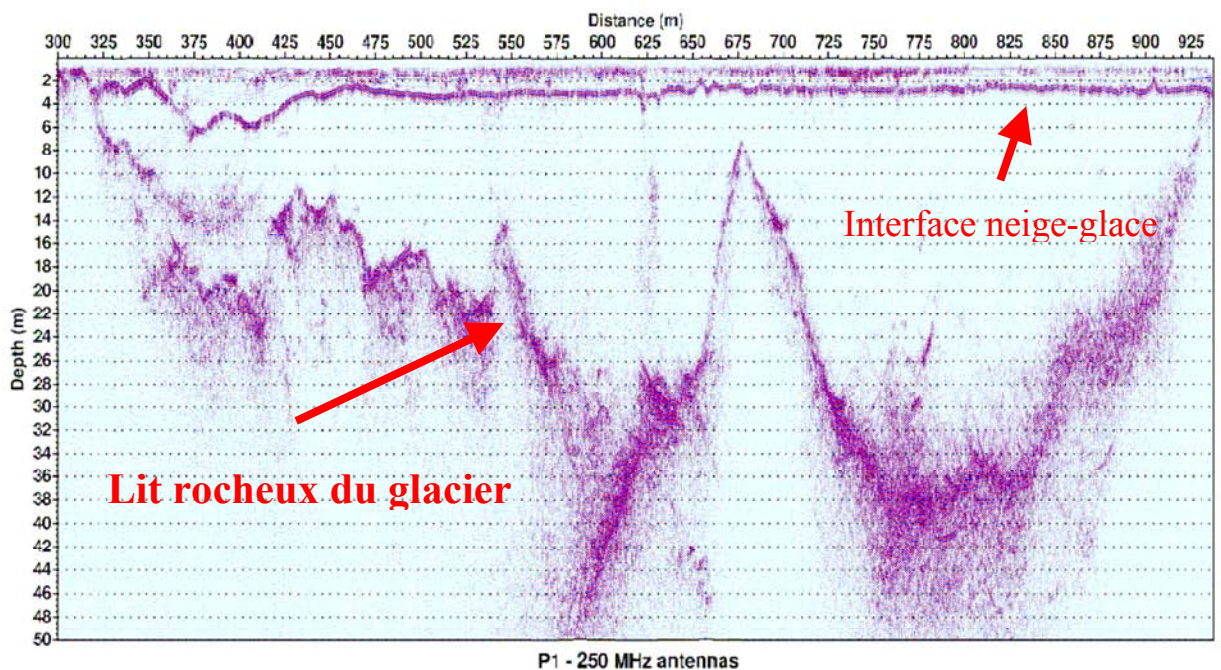


Figure II-5 : Profil radar GPR (antenne 250 MHz) du glacier de Sarenne, (de 300 à 1 km) on détecte bien le lit rocheux, il est intéressant de noter une remontée du lit rocheux à la côte 675 m.

Chapitre III : Expérimentation E-SAR

3.1 Expérimentation

En collaboration avec l'agence spatiale Allemande, nous avons effectué une acquisition de données radar haute résolution aéroportées E-SAR sur le glacier d'Argentière à différentes bandes de fréquences. Cette campagne s'est déroulée en octobre 2006. Simultanément nous avons enregistré les profils radar GPR au sol montrés ci-après (figure III-3, 4, 5).

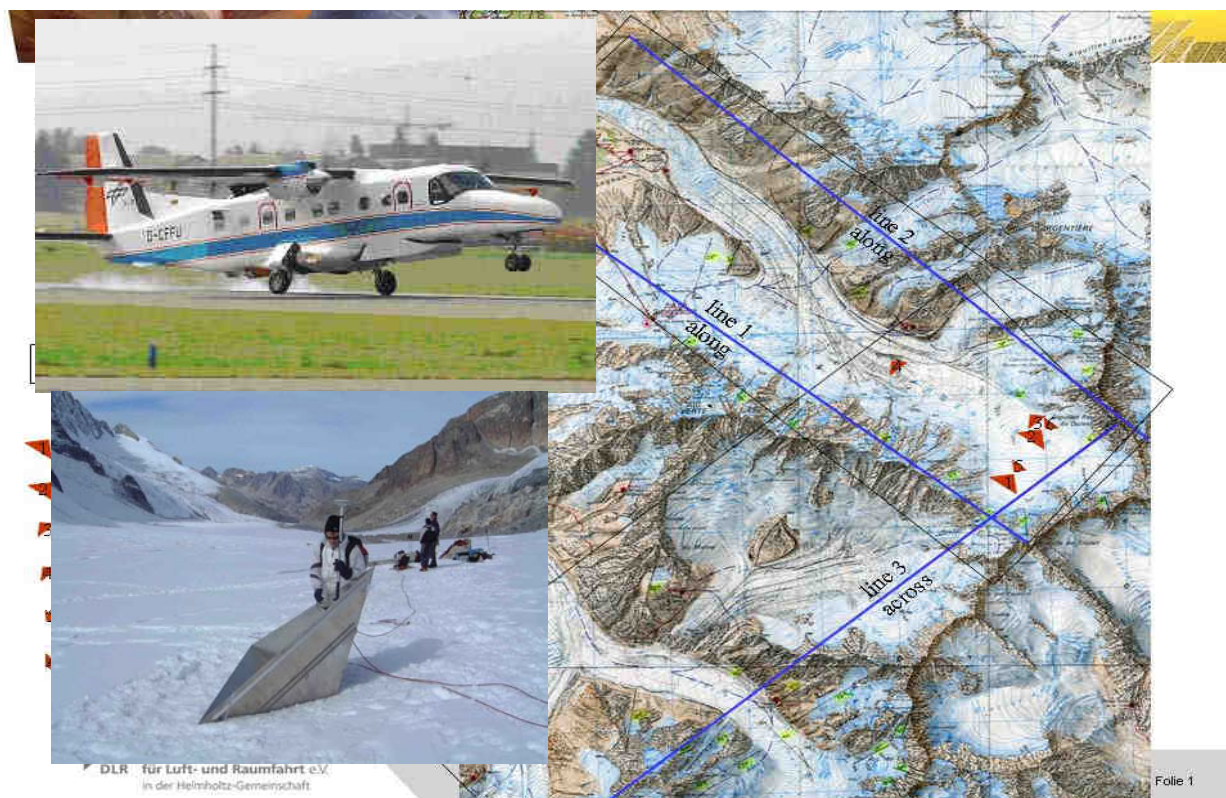
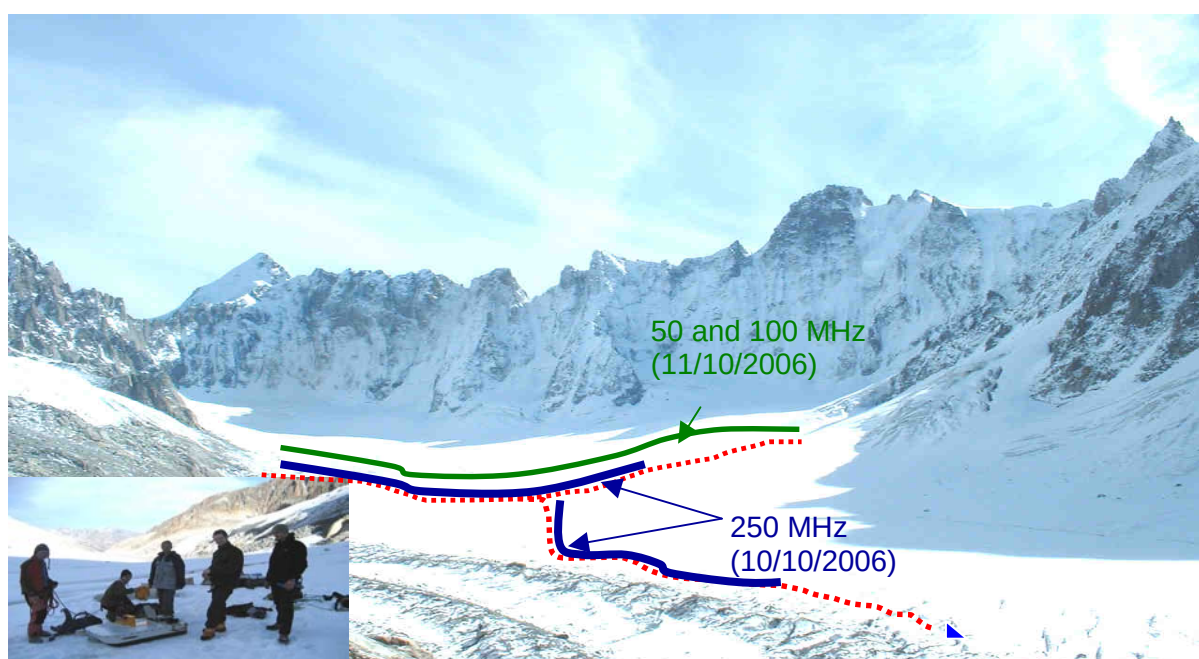


Figure III-1 : Avion Dornier 228 équipé des baies radar qui a survolé les glaciers d'Argentière, de Leschaux et de la Mer de Glace. « Coin réflecteur » positionné au centimètre près et servant de repère dans les images radar. Les lignes bleus sur le fond de carte IGN représentent les parcours de vol de l'avion radar.



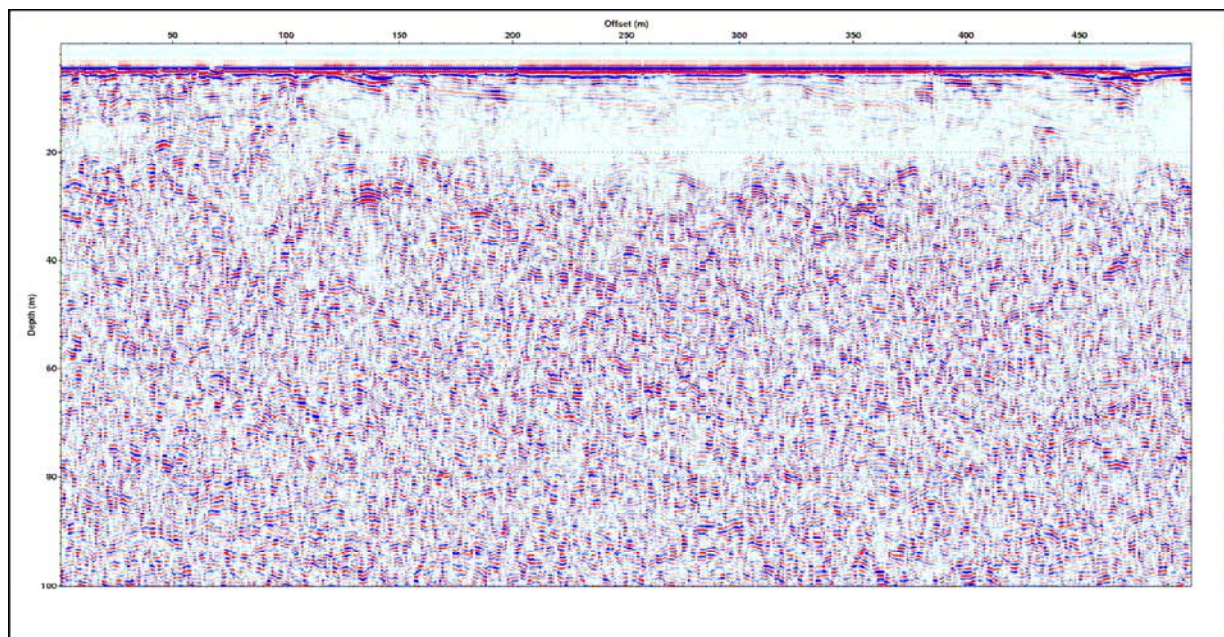


Figure III-3 : *Profil GPR transversal 50 MHz*

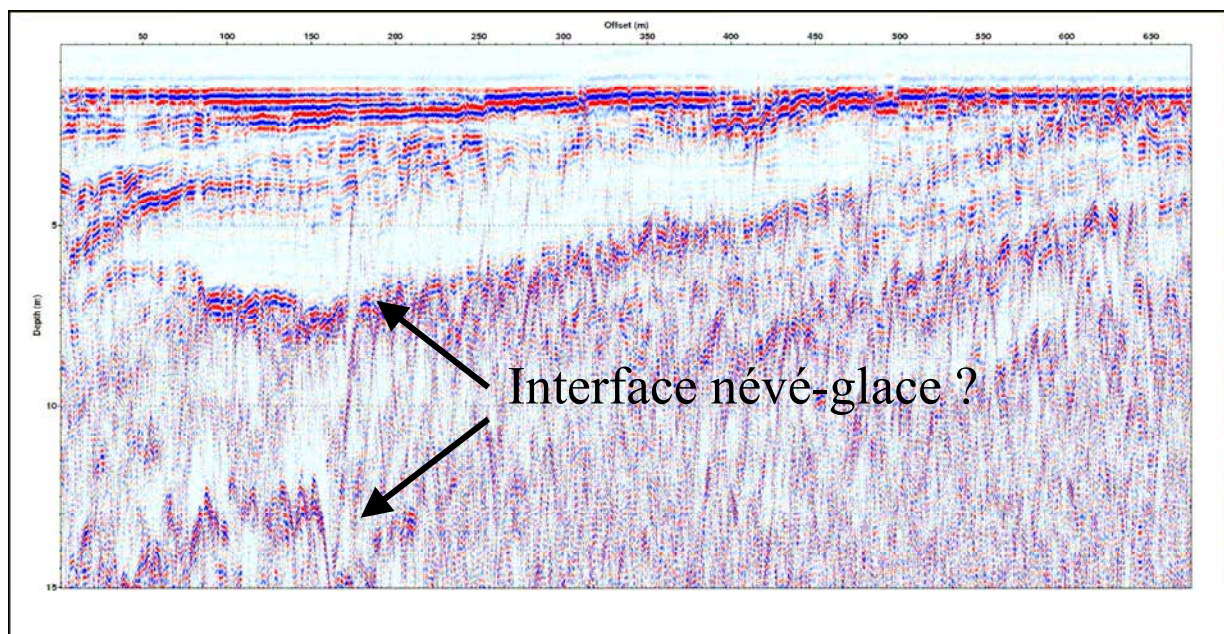


Figure III-4 *Profil GPR longitudinal 250 MHz*

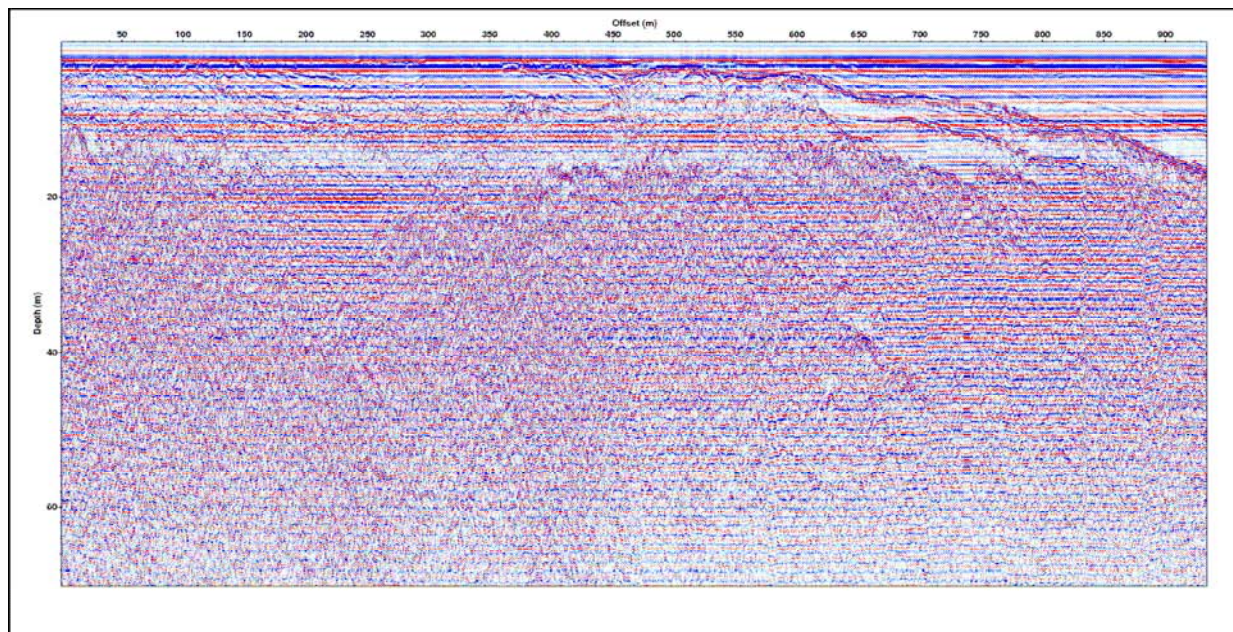


Figure III-5 Profil GPR transversal 100 MHz

3.2 Les données E-SAR en RSO

3.2.1 Caractéristiques du capteur E-SAR

Le capteur E-SAR (Experimental SAR) du DLR est un Radar à Synthèse d'Ouverture aéroporté embarqué à bord d'un avion Dornier DO228. Il fonctionne dans quatre bandes de fréquence : X, C, L et P. En bande C, L et P le capteur fournit des données en pleine polarimétrie. On retrouve toutes les caractéristiques du capteur E-SAR dans le tableau 3.1. On se limite à la description des bandes X, L et P puisque la bande C n'est pas disponible à Télécom ParisTech.

Dimension antenne	$L = 1.3 \text{ m}$ et $l = 0.5 \text{ m}$ antenne rectangulaire		
Bande	X	L	P
Fréquence (GHz) (λ en cm)	9.60 (3.1)	1.30 (23.0)	0.35 (85.7)
Bande Passante B (MHz)	120	100	25 ou 60
Polarisation	VV (up-down)	HH, VV, XX	HH, VV, XX
Ouverture <i>azimut</i>	15.0 deg	16.2 deg	27.0 deg
Ouverture <i>range</i>	27.0 deg	31.5 deg	54.0 deg
Nlook	16	8	8
PRF (Hz)	1200	670	670
Résolution en <i>distance</i> δ_d (m)	1.5	1.5	1.5
Résolution en <i>azimut</i> δ_a (m)	0.38	0.45	0.72

Tab. 3.1 – Caractéristiques du capteur E-SAR du DLR pour la campagne MEGATOR.

L'abréviation XX correspond aux deux mesures de polarisation croisée $XX=HV=VH$. Les radars RSO fournissent des données complexes. Dans le tableau 3.1, on remarque que les résolutions en azimut et

en distance différent. Pour disposer d'une résolution à peu près équivalente dans les deux directions, on utilise des PRI (voir annexe D.1).

3.2.2 Les données E-SAR de la campagne MEGATOR

La partie du projet MEGATOR portant sur l'étude des glaciers du Mont-Blanc s'est déroulée en deux phases. Une campagne de mesures a été réalisée en octobre 2006 et une autre en février 2007. La plaquette de la figure 3.4 donne une idée des trajectoires de l'avion lors de la campagne 2006. La trajectoire qui nous intéresse suit la passe S, la ligne 1 sur la plaquette. Pour les deux campagnes, des mesures en pleine polarimétrie ont été réalisées dans les bandes L et P à deux instants différents de la journée. En bande X, des mesures en polarisation VV ont été faites par l'intermédiaire d'un couple d'antennes interférométriques (up et down). Le tableau 3.2 donne la chronologie des mesures. Des Corner Reflector ont été placés le long de la trajectoire. Ceux qui nous intéressent, mesure 90 cm, et se situent au niveau de la partie haute du glacier (CR3) et au niveau de Lognan (CR6).

Date	10 octobre 2006	11 octobre 2006	21 février 2007	22 février 2007
Bande X	cd6 - 9h05	-	cd401 - 7h40	-
Bande L	cd4 - 9h46 (6046 m) cd5 - 10h24 (6044 m)	-	cd405 - 8h26 (6111 m) cd409 - 9h19 (6109 m)	-
Bande P	-	cd10 - 9h11 (6047 m) - cd11 - 9h48 (6042 m)	-	cd603 - 12h53 (6106 m) - cd606 - 13h53 (6107 m)

Tab. 3.2 – Classement temporel des données E-SAR de la campagne MEGATOR. Entre parenthèse, l'altitude MSL (Mean Sea Level) moyenne de l'avion.

Bande	Couple de Données	Δt	B_x	B_z
L	cd4-cd405	135 j	147 m	65 m
	cd4-cd409	"	152 m	63 m
	cd5-cd409	"	145 m	65 m
	cd5-cd405	"	149 m	67 m
P	cd10-cd603	135 j	148 m	59 m
	cd10-cd606	"	149 m	60 m
	cd11-cd606	"	143 m	65 m
	cd11-cd603	"	147 m	64 m

Tab. 3.3 – Baseline horizontale et verticale des couples octobre-février en bande L et P.

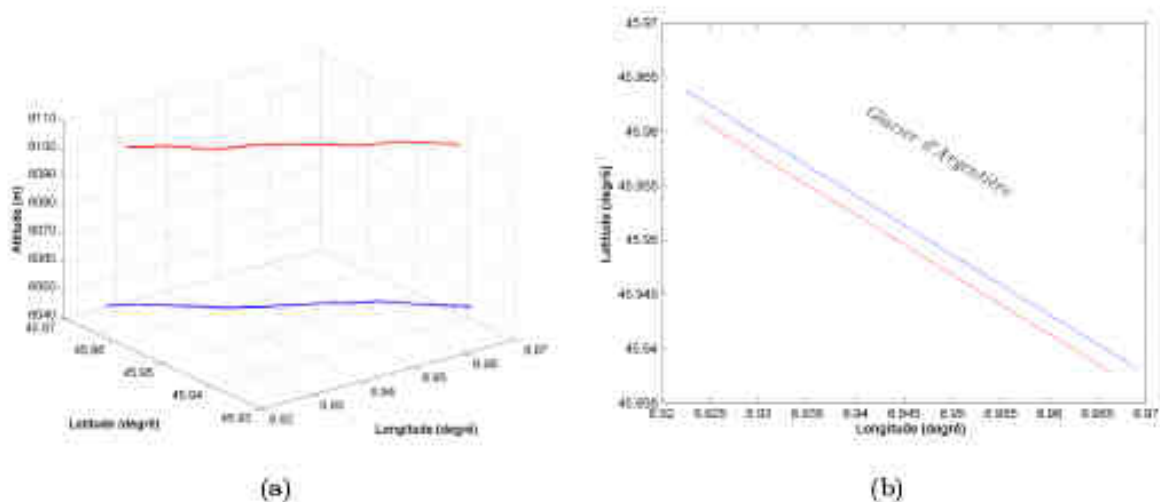


Fig. 3.5 – Représentation des trajectoires de l’avion en coordonnées géographiques pour la bande P (Bleu : cd10 octobre 2006 - Rouge : cd603 février 2007) : (a) représentation en 3D - (b) représentation 2D longitude-latitude.

Chapître IV Interprétation et traitement des données E-SAR

Cette quatrième partie se décompose en deux parties. Tout d’abord, on se concentre sur le travail d’interprétation et de référencement des données RSO. Ce premier travail a révélé une possibilité de mesure d’écoulement du glacier d’Argentière. La deuxième partie s’efforce donc d’évaluer cette possibilité. Toutes les interprétations et les traitements ont été réalisés avec des images RSO en polarisation HH pour les bandes L et P, et en polarisation VV pour la bande X.

4.1 Interprétation des images en RSO

Pour interpréter les images en RSO, on se propose de mettre en place une stratégie permettant de relier les données cartographiques aux images en RSO. L’organigramme de la figure 4.1 résume les étapes de cette stratégie.

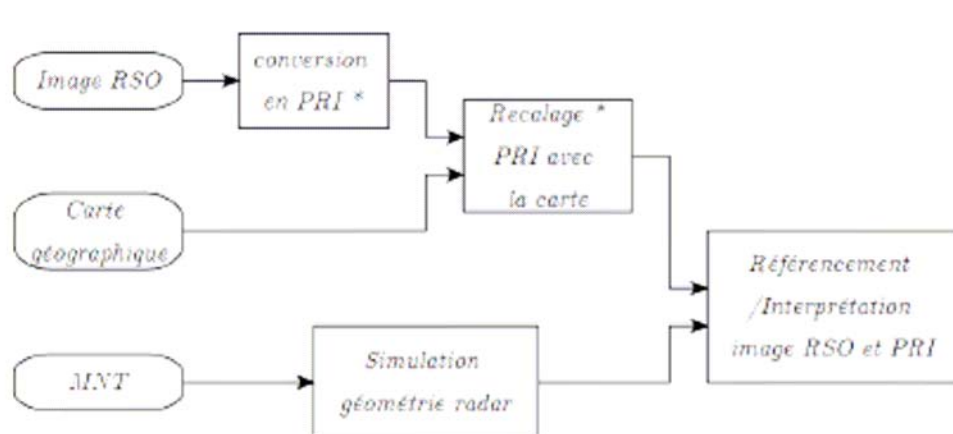


Fig. 4.1 – Stratégie de référencement et d’interprétation des images RSO (MNT : Modèle Numérique de Terrain - PRI : voir annexe D). Les étapes annotées avec * correspondent à des programmes existants à Télécom ParisTech (voir annexe D parties D.2 et D.1).

Comme le simulateur d’image RSO de Télécom ParisTech ne fonctionnait pas pour les données E-SAR, on a implémenté deux simulations : une pour les déformations en distance et une autre pour les effets d’azimut. Elles se basent sur les équations déterminées en annexe A, où on y retrouve également un petit descriptif de ces dernières.

La fusion des données RSO aéroportées E-SAR avec des données satellitaires est une piste qui a également été explorée pour deux raisons. D'une part, pour le référencement des données satellitaires, et d'autre part, pour fusionner les résultats.

4.1.1 Fusion avec d'autres types de données

Pour fusionner les données E-SAR avec d'autres types de données, il est nécessaire de disposer d'une image RSO ayant la même résolution en distance et en azimuth, ce qui n'est pas le cas d'après le tableau 3.1. Dans cette optique on a traité les images RSO pour obtenir des images PRI (voir partie D.1 de l'annexe D).

Fusion avec une carte géographique

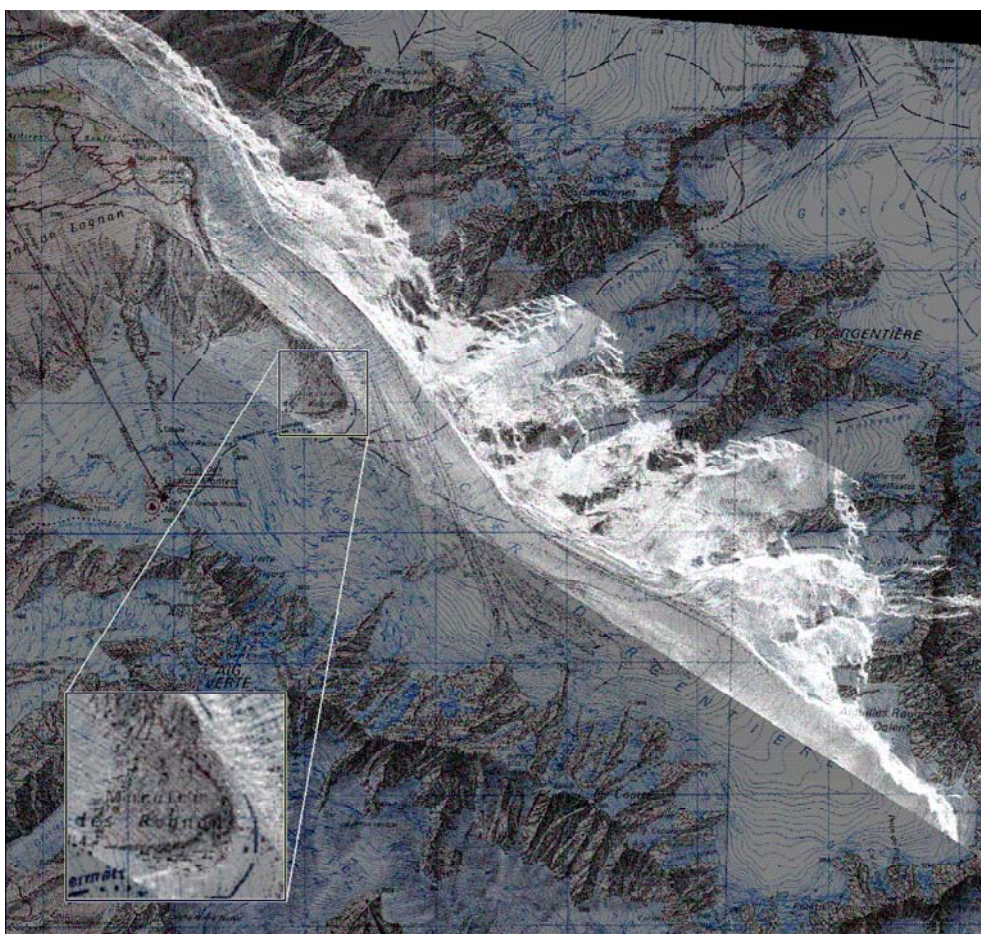


Fig. 4.2 – Fusion d'une PRI en bande X (cd6 - Octobre 2006) recalée avec une carte IGN au 1 :25000 ème.

Sur la figure 4.2, on retrouve le résultat de la fusion d'une PRI en bande X avec une carte IGN au 1 : 25000 ième, obtenu par le recalage rigide de l'image sur la carte.

De prime abord, on constate que ce résultat permet d'illustrer et de mettre en évidence les déformations géométriques de l'imagerie radar présentées dans la partie 2.2. En effet, le versant en rive droite du glacier d'Argentière, qui renferme des pentes face à la visée du radar, subit les phénomènes de compression et de recouvrement. Par opposition, le versant en rive gauche du glacier d'Argentière, qui renferme des pentes opposées à la visée du radar, subit les phénomènes de dilatation et d'ombre. Le zoom sur l'ancienne moraine latérale rive gauche du glacier du Rognon illustre bien le phénomène de dilatation.

Malgré ces déformations cette fusion permet de localiser sur l'image RSO la position de tous les petits glaciers affluents qui entourent le glacier d'Argentière. Par ailleurs, on s'aperçoit que la majeure

partie du glacier d'Argentière ne présente pas de déformations, ce qui est normal, car sa surface est globalement plate.

Un examen plus approfondi montre que la largeur du glacier d'Argentière de l'image radar est, dans sa partie centrale, plus faible que celle de la carte. On note un écart pouvant atteindre 100 mètres. On peut l'expliquer en partie par la date des relevés topographiques de la carte IGN qui remonte aux années 80. Depuis cette période le glacier d'Argentière a perdu en moyenne un mètre par an [FRAN-00]. Une autre explication peut être le recalage puisqu'il est « rigide ».

Ensuite, on s'aperçoit que la forme de la langue terminale du glacier d'Argentière est quasiment rectiligne sur l'image radar alors que dans la réalité elle forme un coude. Cette différence est attribuée aux effets d'azimut décrits dans la partie 2.2.2. La simulation de cet effet présentée sur la figure 4.3-(b) le confirme : on observe une translation en distance comprise entre -5 et -10 pixel sur cette zone. De plus, elle permet de justifier la position avancée en distance des aiguilles du Chardonnet et d'Argentière par rapport aux versants environnants : on observe des translations avancées comprises entre 15 et 20 pixels des aiguilles et de leur base.

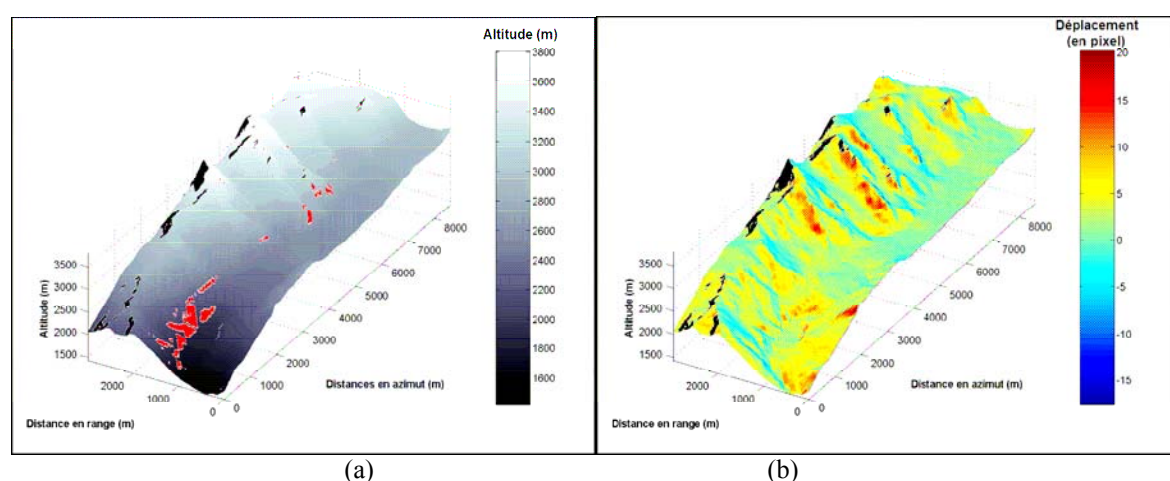


Fig. 4.3 – Simulations illustrant les déformations géométriques de l'imagerie radar : (a) Simulation des zones d'ombre (noir) et d'inversion (rouge) - (b) Simulation des effets en azimut. Simulations réalisées pour une trajectoire proche des mesures d'octobre 2006 pour une altitude de l'avion de 6040 m.

Pour finir la figure 4.3-(a) présente une simulation des zones où le phénomène de recouvrement a lieu : masque rouge. Sur la rive droite du bas du glacier d'Argentière, une zone relativement allongée subit le phénomène de recouvrement. Cela explique la très forte compression des versants de la rive droite du bas du glacier sur l'image radar fusionnée de la figure 4.2. Plus haut, les zones situées entre les glaciers du Chardonnet et du Milieu, et entre les glaciers du Milieu et des Améthystes sont dans une moindre mesure touchées.

Fusion avec des données RSO satellitaires

La fusion des images RSO satellitaires avec les images RSO aéroportées se heurte à la physique de propagation des ondes. Dans le cas satellitaire, où la distance antenne-sol est à peu près de 800 km, l'approximation d'un faisceau d'ondes planes sur la zone restreinte du glacier d'Argentière est tout à fait acceptable (démonstré dans la partie C.1 de l'annexe C). Or dans le cas des données aéroportées E-SAR, cette approximation n'est pas valable. L'altitude des trajectoires de l'avion se situant entre 6042 m et 6111 m, la distance antenne sol est en moyenne de 4 km. Il en résulte un faisceau d'ondes sphériques qui, d'après nos mesures, attaque le sol avec un angle d'incidence θ_{SAR} variant entre 25° et 50°.

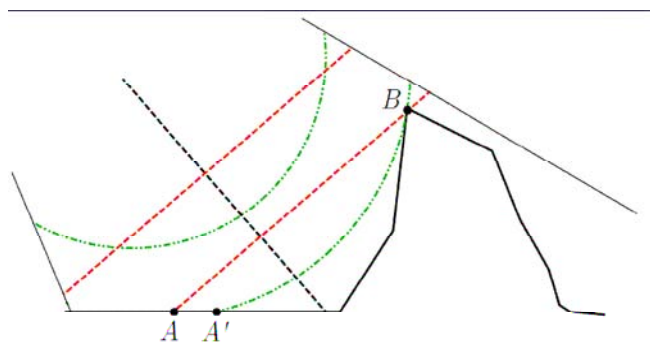


Fig. 4.4 – Illustration du comportement différent des données satellitaires et aéroportées face aux déformations géométriques de l'imagerie radar. Ici on expose le cas du recouvrement (vert : ondes sphériques du système aéroporté - rouge : ondes planes du système satellitaire).

La dualité ondes planes/ondes sphériques sur une zone de haute montagne génère des déformations géométriques radar différentes. Par exemple, sur le schéma de la figure 4.4, on constate que le phénomène d'inversion se déroule différemment. Le système satellitaire génère un recouvrement dans une position plus avancé - point A0 -, son potentiel d'inversion se montre donc plus grand que pour le système aéroporté. La simulation de la figure 4.5 sur le profil 1 d'un MNT couvrant la zone du glacier d'Argentière le confirme. Ce problème crucial fait l'objet de la partie C.2 de l'annexe C.

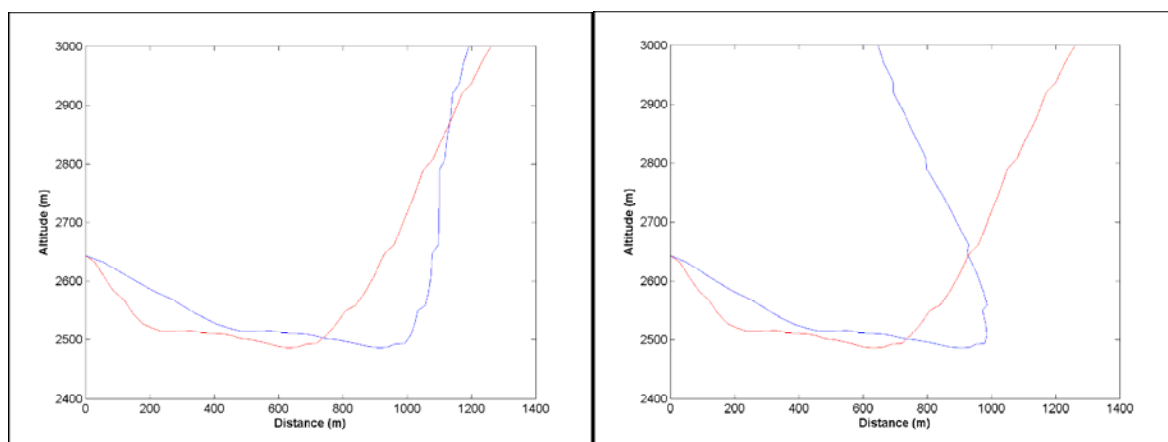


Fig. 4.5 – Simulation de mise en géométrie radar du profil 1 de la figure 3.2. Le profil (issu du MNT) est illustré par la courbe rouge. En bleu la simulation dans : (a) le cas aéroporté _SAR variant de 25° à 40°- (b) le cas satellitaire _SAR = 30°.

4.1.2 Référencement du voisinage du glacier d'Argentière

Le travail de fusion de données de la partie précédente va nous permettre de référencer et d'interpréter en détail les images RSO E-SAR du glacier d'Argentière. Ce travail va être séparé en deux parties. On va d'abord référencer les images dans leur globalité par l'intermédiaire d'une PRI. Puis, nous nous focaliserons sur des zones particulières par l'intermédiaire d'images de résolution originelle.

Référencement global

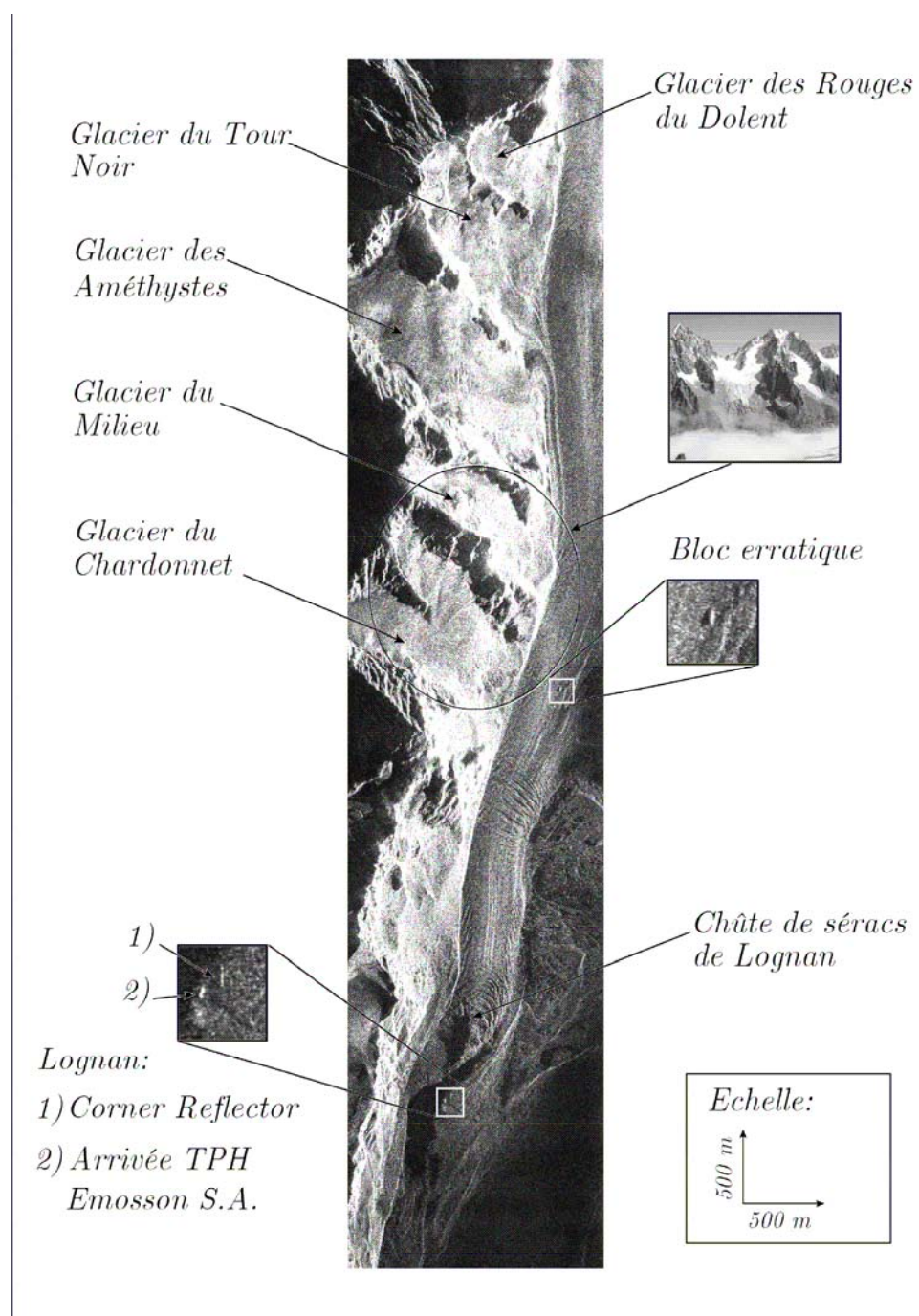


Fig. 4.6 – Référencement des glaciers affluents du glacier d'Argentières. Utilisation d'une PRI en bande X (cd6 - Octobre 2006).

Le référencement global permet de situer l'arrivée du téléphérique de la société "Électricité Emosson S.A." et la position des corner reflector CR3 et CR6 de la plaquette de la figure 3.4. Sur l'image de la figure 4.7 on retrouve la position des imagettes qui seront utilisées pour le référencement local.

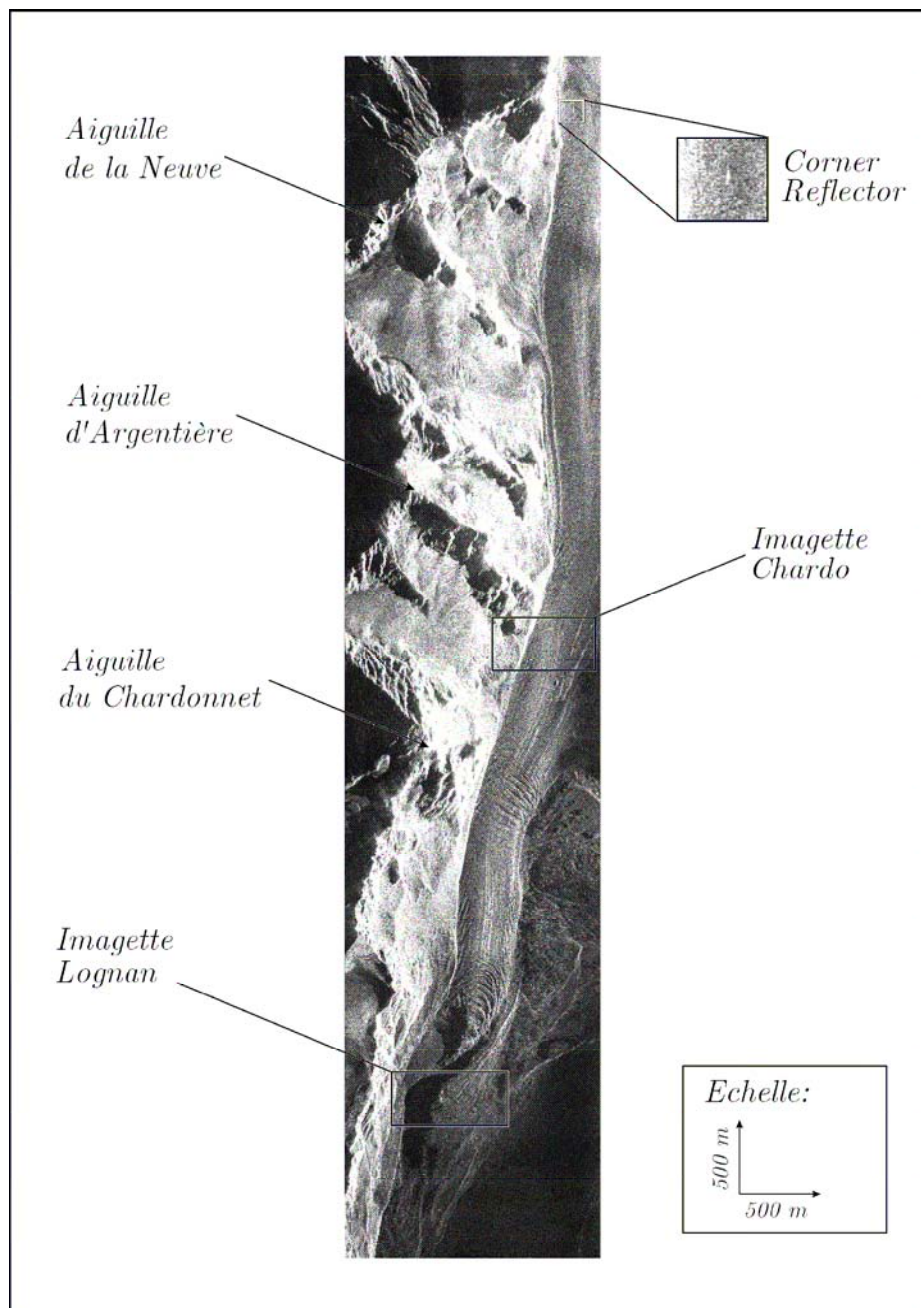
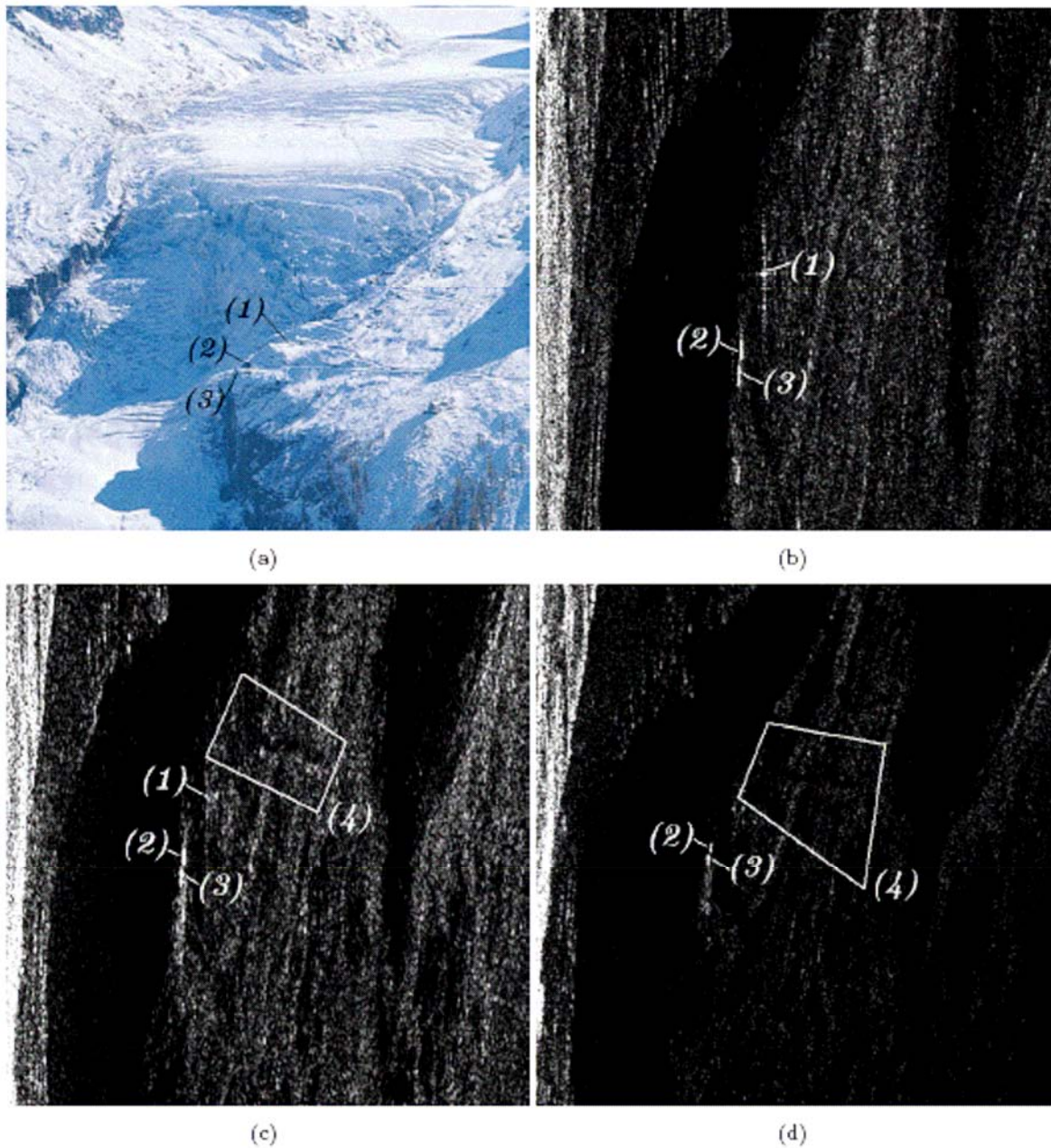


Fig. 4.7 – Référencement des sommets dominant le glacier d'Argentière et indication de la position des imagettes utilisées. Utilisation d'une PRI en bande X (cd6 - Octobre 2006).

Référencement local : imagerie Lognan



Description de la numérotation présente sur les imagerie Lognan de la figure 4.8 :

- (1) Corner Reflector CR6
- (2) Arrivée du téléphérique de la société "Electricité Emosson S.A."
- (3) Pylône du téléphérique
- (4) Ombre d'une piste en terre

Sur les images RSO en bande X le Corner Reflector (1) (voir figure 4.8-(b)) est nettement visible. Sa dimension (90 cm) permet une très forte rétrodiffusion au point de faire apparaître les lobes secondaires du sinus cardinal propre à la forme rectangulaire de l'antenne radar. Plus la longueur d'onde augmente, moins la signature du Corner reflector est visible.

En effet, en bande L ($\lambda = 23.0$ cm) il est encore visible alors qu'en bande P ($\lambda = 85.7$ cm) il disparaît totalement.

Les signatures du bâtiment d'arrivée du téléphérique (2) et du pylône du téléphérique (3) sont visibles dans les trois bandes. Ces deux infrastructures renfermant des éléments de différentes dimensions elles vont donc être sensibles aux trois longueurs d'ondes. La photographie de la figure 4.9 permet de se faire une idée de leur morphologie.



Fig. 4.9 – Photographie du dernier pylône devant la gare d'arrivée du téléphérique de la société "Electric Emosson SA".

Par ailleurs, une augmentation de la longueur d'onde fait apparaître l'ombre des pistes présentes sur la photo de la figure 4.8 - (a). Il s'agit du lacet juste au dessus du Corner Reflector (1). On devine progressivement la présence de la piste en bande L. Le lacet apparaît en bande P.

La zone sombre, sur la gauche des éléments (1), (2) et (3), correspond à l'ombre créée par la barre rocheuse de Lognan. À l'extrême gauche, la zone de forte rétrodiffusion correspond au repliement de la falaise présente sur la gauche de la photographie. Entre ces deux zones, une zone d'intensité moyenne correspond à la partie basse du glacier d'Argentièr.

La zone d'ombre se trouvant sur la droite de l'élément (4) est provoquée par la crête formée par l'éperon rocheux dit « Les Rachasses ». La dimension de cette zone change d'une imagerie à l'autre, car la résolution en azimut _a diffère selon la bande de fréquence (voir tableau 3.1).

Référencement local : imagerie Chardo

Description de la numérotation présente sur les images Chardo de la figure 4.10 :

- (1) Ancienne moraine latérale rive gauche du glacier du Chardonnet
- (2) Rive droite du glacier d'Argentièr
- (3) Zone d'ombre créée par un éperon rocheux

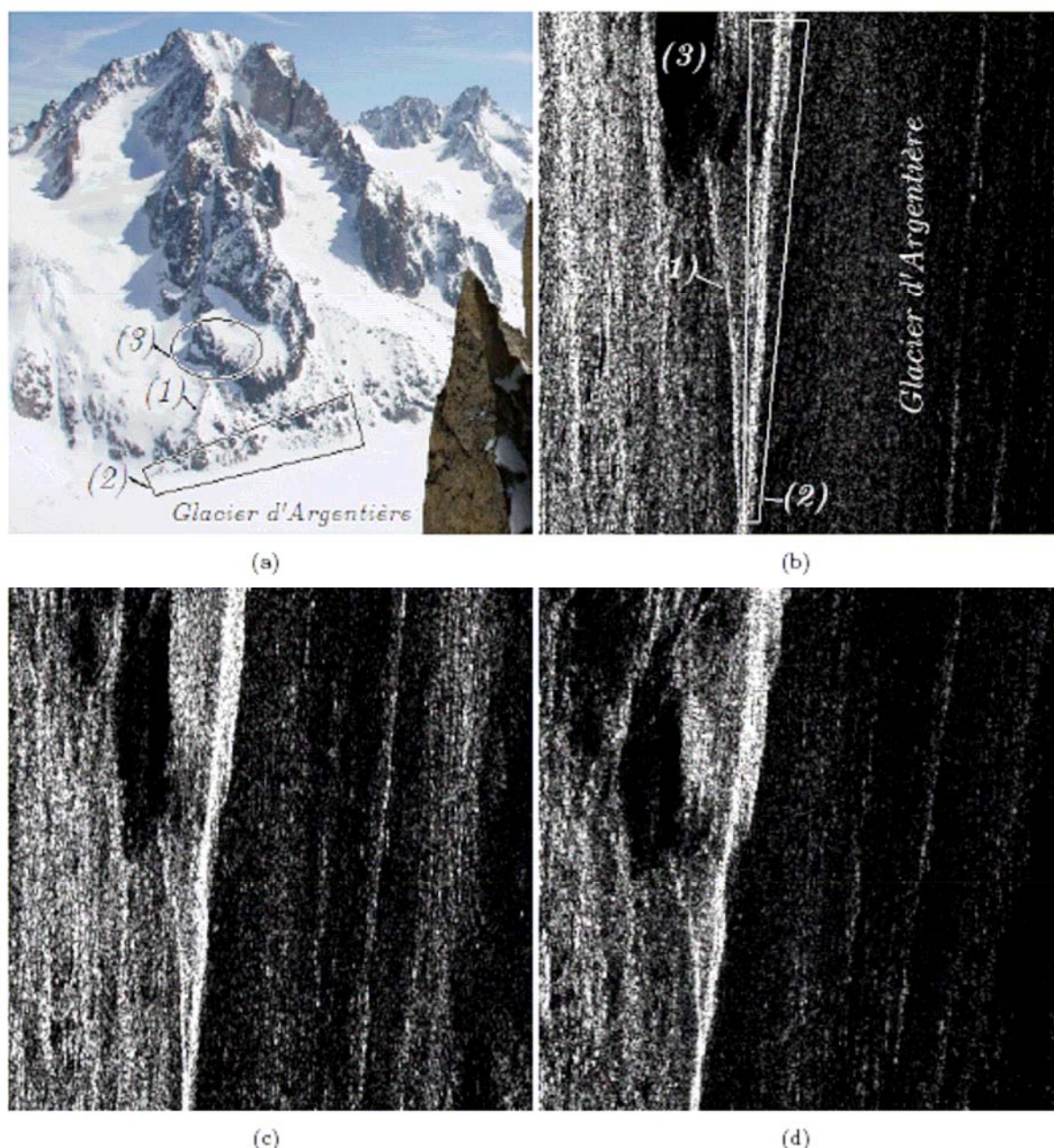


Fig. 4.10 – Référencement des imagerie Chardo d'octobre : (a) photographie de la zone Chardo depuis les Grands Montets (2 mai 2008) - (b) bande X (cd6) - (c) bande L (cd4) - (d) bande P (cd10).

Les éléments (1), (2) et (3) sont tous trois visibles dans les trois bandes de fréquences. Comme pour les imagerie précédentes, la dimension des éléments selon la direction en azimuth ne correspond pas, car la résolution en azimuth diffère d'une bande à l'autre.

L'ancienne moraine du glacier du Chardonnet (1) constituée d'une multitude de rochers de différentes tailles possède un fort pouvoir de rétrodiffusion dans les trois bandes. Sa signature sur les imagerie l'atteste. Sans transition, une comparaison entre les imagerie et la photographie, montre que son angle d'inclinaison par rapport à la rive droite du glacier d'Argentière diffère de façon significative. Deux processus l'expliquent. D'une part le phénomène de compression relatif à la position du versant en face de la visée du radar. Et d'autre part, par l'inégalité des résolutions en azimuth et en range ($\Delta a < \Delta d$). Cette inégalité a pour effet d'allonger en azimuth les images RSO.

La rive droite du glacier d'Argentière (2) est également une zone renfermant une multitude de rochers expliquant la forte rétrodiffusion. Mais la présence de rochers n'explique pas tout, il semblerait que

l'angle formé par le versant avec la surface plane du glacier agisse comme un amplificateur de la signature. Cette configuration faisant penser à la base d'un bâtiment, peut être à l'origine de rebond multiple des ondes électromagnétiques. Cette observation s'applique tout le long de la rive droite du glacier d'Argentières.

L'aspect du glacier d'Argentières change d'une bande à l'autre. Par exemple, en bande X, on constate qu'il y a moins de rétrodiffuseur sur le glacier. Alors, qu'en bande L et P leur nombre est plus élevé. Cette observation peut s'expliquer par l'origine et la taille des rétrodiffuseurs présents sur le glacier. Il s'agit sûrement de rochers charriés par le glacier. La plupart de ces débris doivent être de taille trop importante pour réagir à la bande X.

Cette dernière analyse doit toutefois être prise avec précaution puisque, lors de la campagne MEGATOR d'octobre 2006, le glacier était détrempe à cause de la douceur de l'automne 2006.

Octobre versus Février

Bien que l'interprétation et le référencement se soit limité aux données d'octobre, il est tout à fait applicable aux données de février. Justement le travail de vérification entre données de février et d'octobre a révélé un comportement différent des bandes face à la présence de neige. Par exemple, il semblerait qu'en bande P les ondes détectent des rétrodiffuseurs communs aux données d'octobre et de février malgré la présence d'un manteau neigeux sur le glacier.

4.1.3 Conclusion

La fusion des images E-SAR avec une carte géographique et les simulations ont permis de faciliter leur référencement. Par ailleurs, on a montré que les données satellitaires et aéroportées n'affichaient pas le même comportement face aux déformations géométriques en distance. Pour finir cette partie a révélé, sur les imagerie Chardo, une possibilité de mesure de déplacement du glacier d'Argentières en bande P avec des données d'octobre et février ($\Delta t = 135$ jours). Ce résultat expérimental est de grande importance dans le cadre des projets MEGATOR/EFIDIR.

4.2 Mouvement du glacier

Cette partie peut être perçue comme une évaluation des possibilités de mesure de mouvement du glacier d'Argentières entre les données d'octobre et de février. La différence entre les trajectoires d'octobre et de février (voir tableau 3.3) hypothèque les possibilités d'interférométrie RSO. De surcroît, la variation de l'angle d'incidence du radar provoque des déformations géométriques non linéaires entre les deux images, d'où un recalage délicat.

Cependant, comme nous l'avons exposé en conclusion de la partie précédente, il existe une possibilité sur les images RSO d'amplitude en bande P. Nous allons donc explorer cette piste.

4.2.1 Premières observations

Sur la figure 4.11, on retrouve deux imagerie Chardo en bande P. La plupart du temps, sur cette zone du glacier la neige est absente en automne, ce qui était le cas en octobre 2006. De plus, en février 2007 on estime que le manteau neigeux possédait une épaisseur de 3 à 4 mètres. Malgré la présence de ce manteau neigeux on remarque la présence de rétrodiffuseurs au mois de février. On élabore donc l'hypothèse que ces signatures correspondent à des rochers présents sous la neige.

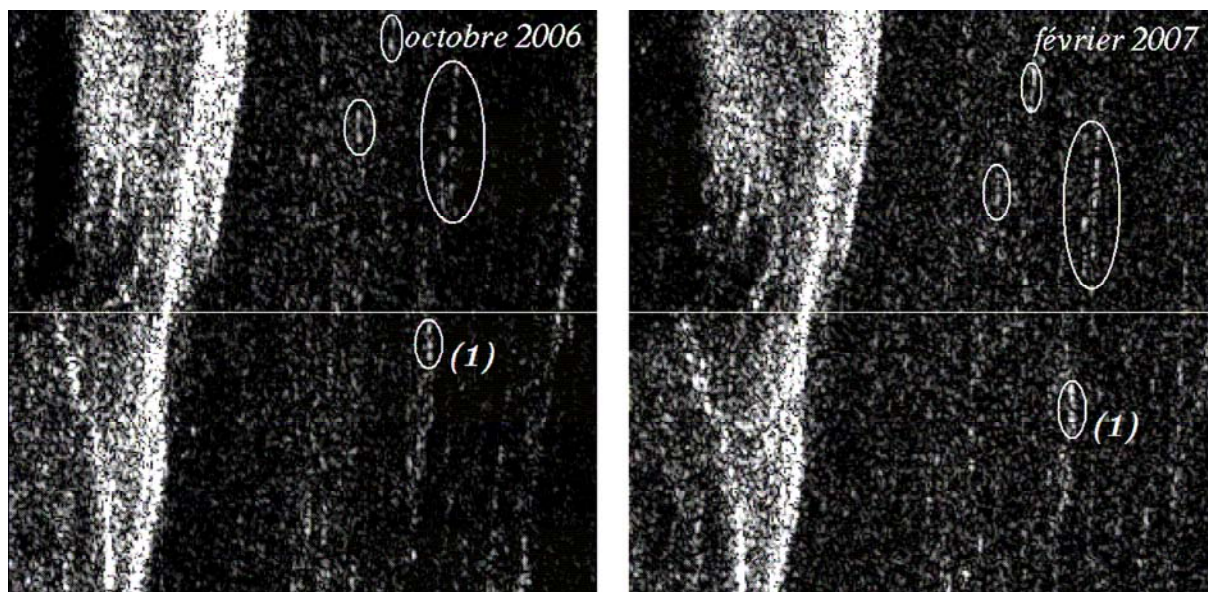


Fig. 4.11 – Observation sur des imagerie Chardo du mouvement du glacier d'Argentière en bande P entre octobre 2006 (cd10) et février 2007 (cd603)

Si on observe avec plus de précision les imagerie, on remarque que la disposition des rétrodiffuseurs sur le glacier correspondent. Après un recalage grossier en azimuth, on constate même un mouvement net du glacier. Il semblerait donc que les ondes électromagnétiques en bande P pénètrent de plusieurs mètres dans le manteau neigeux.

Bien que le profil stratigraphique du manteau neigeux nous soit inconnu, les courbes de la figure 4.12 finissent de nous convaincre. On imagine que la courbe en bande P correspond à une pénétration de plusieurs mètres dans un manteau neigeux.

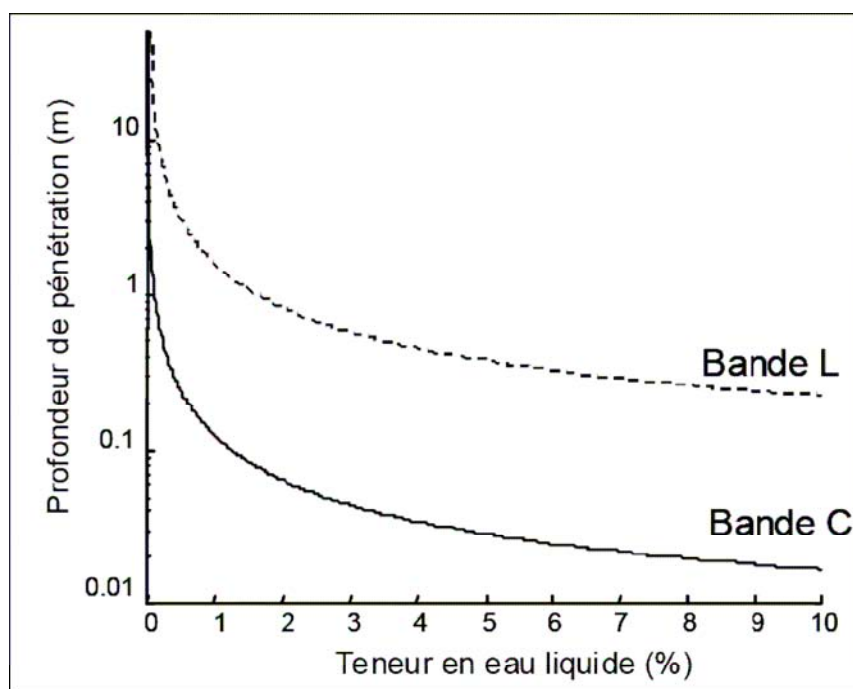


Fig. 4.12 – Pénétration des ondes électromagnétiques en bandes C et L dans un couvert neigeux en fonction de la teneur en eau liquide de la neige [MART-05].

4.2.2 Mesure du mouvement

L'hypothèse de pénétration des ondes en bande P dans le manteau neigeux vérifiée, on projette de mesurer « avec les mains » ce déplacement. Dans ce sens, un recalage en azimuth des deux images est requis afin d'effectuer une mesure précise.

Pour le recalage, nous nous sommes limités à des translations dans les deux directions des images afin d'éviter une perte d'information. Pour affiner ce recalage nous avons utilisé deux outils : la corrélation et un détecteur de cibles. La partie D.3 de l'annexe D donne un descriptif détaillé du détecteur de cibles.

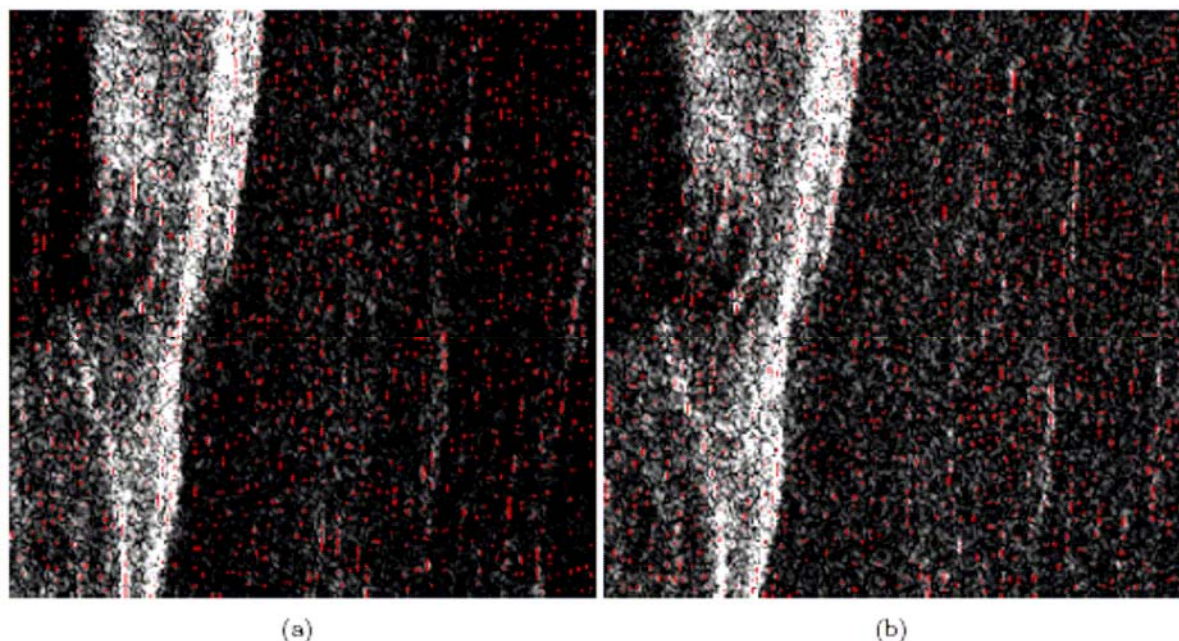


Fig. 4.13 – Points brillants détectés en utilisant le détecteur de cibles sur les imagerie Chardo en bande P : (a) octobre 2006 (cd6) - (b) Février 2007 (cd604).

Le détecteur de cibles a permis de déterminer des points brillants sur les versants de la rive droite du glacier d'Argentière commun aux deux imagerie. On a ainsi réalisé un recalage en azimuth précis. Sur la figure 4.13, la fusion des imagerie avec les masques des points brillants détectés démontre un bon fonctionnement du détecteur : les cibles sur le glacier repérées sur la figure 4.11 sont détectées.

Dans le tableau 4.1 on retrouve la mesure du déplacement en pixel de la cible (1) de la figure 4.11 accompagné de l'intervalle de temps Δt séparant les deux imagerie. Le calcul de la vitesse d'écoulement y est également intégré :

Déplacement (px)	δ_a (m)	Δt (jour)	Vitesse (cm/jour)
26	0.72	134.5	13.9

Tab. 4.1 – Mesure du déplacement et calcul de la vitesse d'écoulement correspondante. Mesure et calcul réalisés à partir des données E-SAR cd10 (octobre 2006) et cd603 (février 2007).

A première vue, la vitesse d'écoulement trouvée ne semble pas aberrante. Néanmoins, la précision de mesure est limitée par la résolution en azimuth : au maximum on a une incertitude de $2\delta_a = 1.44$ m sur la mesure du déplacement.

4.2.3 Conclusion

Le recoupement des observations avec des résultats d'une recherche antérieure [MART-05] permettent de conclure qu'une mesure de déplacement du glacier d'Argentière en bande P est possible. Pour cela, il faut se baser sur les images RSO en amplitude.

Bibliographie :

- [1] D.Massonnet and K.L.Feigl. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36, 1998.
- [2] E.W.Hoen and H.A.Zebker. Penetration depth inferred from interferometric volume decorrelation observed over the greenland ice sheet. *IEEE Trans on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 2000.
- [3] R.F.Hanssen. *Radar Interferometry*. Kluwer Academic Publisher, 2001. Data Interpretation and Error Analysis.
- [4] L.Polidori. *Cartographie Radar*. Paris, Gordon and Breach, 1997.
- [5] C.Delacourt. Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle. PhD thesis, Institut de physique du Globe de Paris, 1997.
- [6] M.Heistercamp, R.Maes, L.Mehaudens, and S.Robert sous la direction de J-L.Colots. *Les micro-ondes. L'énergie Sous Toutes Ses Formes PRINTEMPS DES SCIENCES 2002*.
- [7] F.M.Henderson and Lewis. *Manuel of Remote Sensing*, volume 2, chapter Principles and application of imaging radar, pages 677_703. 1998.
- [8] Fawaz T.Ulaby, Richard K.Moore, and Adrian.K.Fung. *Microwave Remote Sensing Active And Passive, Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, volume 2. ADDISON-WESTLEY, 1982.
- [9] Victor.F.Petrenko and Robert.W.Whithworth. *Physics Of Ice*. OXFORD University Press.
- [10] C.Mätzler and U.Wegmüller. Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies. *Physics. D: Applied Physics*, 20:1623_1630, 1987.
- [11] Mark R.Drinkwater. Limex'87 ice surface characteristics: Implications for c-band sar backscatter signatures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 27(5):501_513, september 1989.
- [12] Stephn G.Warren. Optical constant of ice from the ultraviolet to the microwave. *Applied Optics*, 23(8), April 1984.
- [13] T.Matsukoa, S.Fujita, and S.Mae. Effect of temperature on dielectric properties of ice in the range 5-39 ghz. *J. Appl. Phys.*, (10), November 1996.
- [14] J.W.Glen and J.G.Paren. The electrical properties of snow and ice. *J. Glacio*, 15, 1975.
- [15] Fawaz T.Ulaby, Richard K.Moore, and Adrian.K.Fung. *Microwave Remote Sensing Active And Passive, From Theory to Application*, volume 3. ADDISON-WESTLEY, 1986.
- [16] L.Liboutry. *Traité de glaciologie, Glace - Neige Hydrologie Nivale*, volume 1. 1964.
- [17] S.Evans. Dielectric properties of ice and snow-a review. *J. Glacio*, 5, 1965.
- [18] M.E.Tiuri, A.Sihvola, E.Nyfors, and M.Hlikainen. The complexe dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE J. Ocean. Eng. OE-9*, 1984.
- [19] C.Mätzler. Microwave of dry snow. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34:573_581, 1996.
- [20] C.Mätzler and A.Wiesmann. Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse grained snow. *Remote Sens. Environ*, 70:317_325, April 1999.
- [21] A.Wiesmann and C.Mätzler. Microwave emission model of layered snowpacks. *Remote Sens. Environ*, 70:307_316, April 1999.
- [22] A.Féridé. Potentiel de l'interférométrie sar pour l'établissement des champs de vitesse et de taux de déformation en surface des glaciers alpins. Master's thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1, Juin 2002.
- [23] L.Bousquet. Spécialité méthodes physiques en télédétection. Master's thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, juillet 2003.
- [24] B.T.Rabus and D.R.Fatland. Comparaison of sar-interferometric and surveyed velocities on a mountain glacier: Black rapids glacier, alaska, u.s.a. *J. Glacio*, 46, 2000.
- [25] L.Reynaud. Rapport sur les travaux exécutés sur la mer de glace en 1997 pour la société hôtelière du montenvers - mer de glace. Technical report, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement CNRS et Université Joseph Fourier-Grenoble1, 1997.
- [26] A.Gingle and T.M.Knasel. Undergraduate laboratory investigation of the dielectric constant of ice. *AJP*, 43, 1975.
- [27] C.Mätzler. Extract from microwave prperties of ice and snow. To be published in *Procs. Solar System Ices*.
- [28] W.J.Fitzgerald and J.G.Paren. The dielectric properties of antartic ice. *J. Glacio*, 15, 1975.
- [29] P.E.Gudmandsen, G.R.Bentley, and V.V.Bogordsky. ...*Glaciology*. 1990. Chapter 3, Electromagnetic wave propagation in ice.