



HAL
open science

Apport de l'altimétrie radar spatiale à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique

Pascal Lacroix

► **To cite this version:**

Pascal Lacroix. Apport de l'altimétrie radar spatiale à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT: . tel-00216105

HAL Id: tel-00216105

<https://theses.hal.science/tel-00216105>

Submitted on 24 Jan 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Ecole doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Apport de l'altimétrie radar spatiale à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 4 Octobre 2007 par

Pascal Lacroix

en vue de l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Toulouse

spécialité: Glaciologie et Télédétection

thèse évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

Nick Hall	Professeur, UPS	président du jury
Frédérique Rémy	Directrice de Recherche, LEGOS	directrice de thèse
Monique Dechambre	Ingénieur de Recherche, CETP	codirectrice
Michel Fily	Professeur d'Université, UJF/LGGE	rapporteur
Valérie Ciarletti	Maître de Conférence, UVSQ/CETP	rapporteur
Jérôme Benveniste	Senior Scientist, ESA	examinateur

Hors d'oeuvre

Comment expliquer, après avoir passé 18 ans les yeux rivés sur les glaciers des Alpes, que Toulouse devienne pour moi la capitale de la glaciologie ? Il est vrai que les jours clairs d'hiver, du haut du 11^{ème} étage du 10 rue du pont Montaudran, on aperçoit au loin les neiges éternelles de la Maladetta. Il est vrai également, qu'en venant à Toulouse depuis Grenoble, on se rapproche du pôle sud et de l'Antarctique. Donc bon, il est finalement aisé de comprendre pourquoi une équipe de glaciologie s'est installée ici.

C'est dans cette équipe que je suis tombé un jour d'octobre 2004. On m'y a tout d'abord enseigné quelques rudiments expérimentaux en me montrant mes premières glaces toulousaines : celles qui flottent dans l'apéro. Puis on m'a fait comprendre que la recherche était un monde de femmes (Frédérique, Monique, Sylvie Roques, Muriel ...), et que pour réussir il fallait savoir faire le café. Je me suis mis au pli, et j'ai obtenu mon BAC (Brevet d'Aptitude à faire le Café) avec mention. J'ai ensuite pu étudier les dérives des membres de ce système FAC (Femme, Apéro, Café). Ainsi observe t'on des spécimens anti-alcool (Benoît), anti-café (Claire), et masculins (Fabien, Alexei, Laurent).

Ceci serait un système fermé si seulement il n'y avait des sorties organisées pour se rafraîchir les idées et les données : la neige de Vélizy (avec Monique), les plantations de carottes au Spitzberg (avec Svein-Erik Hamran, Kirsty Langley, Ola Brandt, Bob Hawley), les mesures par téléphérique au Pic du Midi (avec Benoît et Monique), et leurs versions hélicoptérées sur les petits glaciers à lapins (avec Etienne et Christian Vincent).

Tout ceci est la preuve que la glaciologie se conjugue très bien en occitan, avec de nombreuses particularités qui en font son intérêt. Et voici quelques mentions spéciales (appelées aussi des FAC¹ aux chers) aux personnes qui ont gravité autour de ce système pendant 3 ans.

Je tiens en premier lieu à remercier tout particulièrement les personnes qui ont suivi et encadré ces travaux de thèse pendant 3 ans (et 3 jours) : à savoir le club des femmes constitué de Monique et Frédérique, ainsi que le club de l'homme, Benoit. Tout d'abord merci beaucoup Frédérique de m'avoir accueilli dans ton équipe, et d'avoir toujours été disponible pendant ces 3 ans (et 3 jours). Tu as fait très fort en intégrant complètement ta poule (qui philosophe) dans l'équipe, même si on ne l'a encore jamais vu aux pots... Un très grand merci à Monique, pour m'avoir soutenu tout au long de cette thèse et de m'avoir ouvert les portes du meilleur "opticien radar" de France et de Navarre. L'expression "marcher au radar" prends maintenant pour moi un sens nouveau. Je suis également très heureux d'avoir pu faire avec toi des sciences humaines et d'avoir pu voyager dans la Drôme en vélo à chacune de nos rencontres. Je vous décerne à toutes les deux un FAC kir très spécial.

Benoît, je voulais te remercier pour toute la passion du sujet que tu as très bien su me communiquer. La première chose que tu m'as enseignée pendant ces 3 ans était l'origine du mot "bâton de ski", et autant te dire que ça m'a branché. Ça promet pour le mot "hélicoptère" sur le Mertz...

Je remercie vivement les rapporteurs de cette thèse, Michel Fily et Valérie Ciarletti, pour

¹toute imitation ou FAC simulé interdit

avoir lu avec beaucoup de sérieux ces travaux. Michel, tout ça c'est un peu de ta faute : c'est à cause de toi si, à l'âge de 15 ans, j'ai pu accompagner Christian sur les glaciers des Alpes. Valérie, cette tempête en Alaska ne t'a pas permis de suivre les péripéties de ta grille de calibration au Legos, mais je suis tout disponible pour te les conter de nouveau. Merci également à Jérôme Benveniste d'avoir lu et commenté ce manuscrit. Si Hannibal est arrivé jusqu'en Italie par les Alpes, c'est bien grâce à ses éléphants, descendants des mamouths. Quels animaux puissants et fascinants !

Un grand merci à Claire et ses démonstrations de haka dans le bureau. Allez les bleus !

Un immense merci à Erwan, Etienne, Guilhem, Celia, Soazig et tous les autres thésards pour m'avoir refait mon stock de tee-shirt pour les années à venir. Si vous pouviez faire pareil avec les chaussettes...

Dans le désordre : merci à Pirlett'ice (ou triplet'ice), au papa de l'équipe (Fabien), aux secrétaires et leur éléphant (Je n'attendrai pas l'HDR !), à Richard Coleman et Sylvie Roques pour leur aide, à Rune Obash, au mystérieux courrier du canal, aux cartes d'étudiant, aux profile.bash et au prologue du tour de Wasquehal, aux années sans neige quand il faut bosser, les années avec le reste du temps.

Pendant ces 3 ans d'exils, les nouvelles des glaciers à lapins étaient acheminées par ma famille et faisaient le plus grand bien. Même à distance vous m'avez toujours soutenu. Et il en faut de la confiance pour croire à l'existence des glaciers toulousains ! C'est pour moi une marque de la liberté de choix que vous m'avez toujours accordée.

Enfin, s'il y a bien une chose née de cette thèse, c'est Pirletta Prod. et tout ce qui s'en suit... Alors merci Folimage, Arthur H, Mytho France, le Vallier et la minute de beau temps, les chiffres et les lettres, les survêtements de l'équipe de France, le Cri de la Mouche et Bazbaz.

Le 11^{ème} étage est un lieu stratégique pour guetter les pentes de poudreuse à Espiaube ou à l'Aneto. Même si les déconvenues du type "ski sur rhodo" ont été légions, je n'ai jamais été déçu du voyage vers les Pyrénées. Mais chut, les Pyrénées c'est comme les bons coins à champignons, ça gagne à rester secret.

Table des matières

Introduction	13
1 Voyage sous la surface de l'Antarctique	15
1.1 Là où la fiction rejoint la science	15
1.2 L'Antarctique, témoin des climats anciens, actuels et futurs	18
1.2.1 La glace Antarctique, archive des paléo-climats	18
1.2.2 La neige antarctique, indicatrice des changements climatiques récents	19
1.2.3 L'Antarctique, acteur des climats futurs	20
1.3 La sub-surface de l'Antarctique oscultée au radar	22
1.3.1 Les ondes radar	22
1.3.2 Epaisseur de glace	22
1.3.3 Structure du manteau neigeux	24
1.3.4 Structure de la glace	28
1.4 La sub-surface de l'Antarctique observée par satellite	29
1.4.1 Le manteau neigeux vu dans le domaine visible et infra-rouge	29
1.4.2 Le manteau neigeux vu dans le domaine micro-onde à l'aide de techniques passives	30
1.4.3 Le manteau neigeux vu dans le domaine micro-onde à l'aide de techniques actives	32
1.4.4 Le socle rocheux	34
1.5 Conclusions et objectifs	34
2 Le signal altimétrique	37
2.1 Principe de l'altimétrie radar	37
2.1.1 La mesure altimétrique	37
2.1.2 Les paramètres de la forme d'onde	39
2.1.3 La topographie de l'Antarctique	40
2.2 RA2, un altimètre bi-fréquence sur la calotte polaire Antarctique	41
2.3 Variations saisonnières du signal altimétrique	42
2.3.1 Traitement des données ENVISAT	42
2.3.2 Caractéristiques du signal saisonnier	43
3 Avec les yeux d'un radar	49
3.1 Introduction	49
3.2 Sensibilité du signal altimétrique aux oscillations macro-échelle de la surface topographique	51
3.2.1 Zone d'étude	51
3.2.2 Méthodologie	52
3.2.3 Analyse des résultats	53
3.3 Sensibilité du signal altimétrique à la micro-rugosité de la surface neigeuse	55
3.3.1 Observations	55
3.3.2 Analyse de la pente du flanc des formes d'ondes altimétriques	57

3.3.3	Vers des mesures de terrain...	58
3.4	Sensibilité des ondes radar aux éléments de sub-surface	59
3.4.1	Introduction	59
3.4.2	Zone d'étude	60
3.4.3	Données radar et stratification du manteau neigeux	60
3.4.4	Méthodologie	61
3.4.5	Résultats	62
3.5	Conclusions	64
4	L'altimètre plonge dans les crevasses	65
4.1	Introduction	65
4.2	Zone d'étude	65
4.3	Propriétés du signal altimétrique sur l'Amery Ice-shelf	67
4.3.1	Variabilité saisonnière	67
4.3.2	Particularités du signal	68
4.4	Méthodologie	69
4.4.1	Discontinuités d'altitude	70
4.4.2	Hyperbole	71
4.5	Interprétation	72
4.5.1	Surface	73
4.5.2	Sub-surface	75
4.5.3	Extinction	76
4.6	Conclusion	77
5	Modélisation et inversion du signal altimétrique	79
5.1	Introduction	79
5.1.1	Quelques notions sur les modèles	80
5.2	Modèle	81
5.2.1	Réponse impulsionnelle d'un milieu stratifié	81
5.2.2	Diffusion par la surface	84
5.2.3	Diffusion par les strates internes	84
5.2.4	Diffusion de volume	85
5.2.5	Profils verticaux	86
5.2.6	Propriétés diélectriques de la neige	87
5.2.7	Extinction du milieu neigeux	87
5.3	Résultats des simulations	87
5.3.1	Comparaison avec des formes d'ondes réelles	87
5.3.2	Analyse des simulations	89
5.4	Apport du modèle à l'étude des variations saisonnières	91
5.4.1	Effet du cycle de temperature	92
5.4.2	Effet de la compaction de la neige	93
5.5	Estimation des paramètres du manteau neigeux	95
5.5.1	Méthodologie	95
5.5.2	Analyse	96

5.6	Conclusion	100
6	Vers les altimètres du futur	101
6.1	Introduction	101
6.2	Apport de CRYOSAT pour l'étude de l'accumulation	103
6.3	Apport des radars en bande Ka pour l'étude de la neige	103
6.4	Apport des radars en bande P pour l'étude des stratifications	105
6.4.1	Sources de rétrodiffusion en bande P	105
6.4.2	Signal des strates	107
6.5	Conclusion	109
7	Conclusions et perspectives	111
7.1	Conclusions	111
7.2	Perspectives	113
7.2.1	Vers une mesure des taux d'accumulation	113
7.2.2	Les mystères du signal altimétrique	113
7.2.3	De nouveaux radars pour étudier la neige	114
A	Liste des acronymes	117
B	Mesure de la rugosité des surfaces neigeuse	121
C	Cartes des paramètres de la forme d'onde pour ENVISAT dans la période octobre 2003 - décembre 2006 (cycles 9 à 51)	129
	Bibliographie	137
	Abstract	147
	Résumé	148

Introduction

L'Année Polaire Internationale a débuté en mars 2007 avec l'occasion unique de faire progresser la connaissance de la dynamique de la calotte polaire Antarctique, tout comme l'Année Géophysique Internationale de 1957 avait permis de faire un bond en avant dans l'exploration de ce continent.

Parmi les grandes questions scientifiques qui se posent, la connaissance de la sub-surface glaciaire de la calotte polaire arrive en bonne place. Constituée d'une épaisseur moyenne de glace de plus de 2000 m et surmontée d'une épaisseur de névé d'une centaine de mètres, la calotte polaire antarctique recèle bien des mystères. La dynamique de ces masses de neige et de glace est encore bien mal connue. Précipitations neigeuses, transport par le vent, fonte, métamorphisme de la neige, dynamique de la glace, interaction avec le socle rocheux, velège des icebergs, c'est tout le cycle de la neige qu'on se doit de mieux comprendre. De plus, cette masse de neige et de glace renferme de nombreuses informations sur le climat de la Terre et sur son évolution.

Depuis 30 ans, les satellites d'observations de la Terre sillonnent le ciel des régions polaires, avec l'avantage d'une couverture spatiale et temporelle bien meilleure que les observations in situ. Ils ont ainsi permis de faire progresser notre connaissance du continent blanc. La topographie de la calotte est maintenant connue à quelques décimètres près grâce aux altimètres radar. Les séries temporelles des mesures altimétriques sur plus de 10 ans permettent maintenant d'observer des changements de hauteur de la calotte polaire de l'ordre de quelques centimètres par an (Legrésy, 2006). Le satellite gravimétrique GRACE a quant à lui permis d'observer les changements de masse de la calotte polaire. Les vitesses d'écoulements de la glace sur les côtes de l'Antarctique sont maintenant mesurées par les radars imageurs à synthèse d'ouverture (SAR). Certains projets qui seront réalisés pendant cette année polaire vont également permettre de mesurer les vitesses d'écoulement de la glace dans les régions centrales de la calotte.

La sub-surface glaciaire commence elle tout juste à être étudiée à partir d'observations satellites : quelques résultats prometteurs permettent de restituer le taux d'accumulation de neige à partir de données radiométriques. Les signaux des instruments micro-ondes actifs (SAR, altimètres, diffusiomètres) sont également sensibles aux propriétés de la sub-surface, leurs ondes pénétrant le manteau neigeux sur plusieurs mètres. L'utilisation de ces capteurs pour restituer des propriétés de la neige commence à croître. Dans cette thèse, nous nous intéressons plus particulièrement aux données des altimètres radar, avec comme objectif de retrouver les propriétés du manteau neigeux de la calotte polaire Antarctique. On se propose donc de voyager dans le manteau neigeux grâce à la vision des altimètres dont les ondes se propagent dans la neige sèche de l'Antarctique sur plusieurs mètres.

Lancé en 2002, le satellite d'observation de la Terre ENVISAT possède un radar altimétrique qui a la faculté d'observer notre Terre sous deux fréquences différentes. Au royaume des borgnes les bien-voyants sont rois. Munis de ces deux yeux, on peut envisager de nouvelles aventures, à condition bien sûr de savoir interpréter chacun de ces yeux. Les lunettes pour voir comme un radar ne sont pas encore disponibles en grandes surfaces, ni même dans les armoires du CETP. C'est pourquoi, ce manuscrit présente tout d'abord la vision myope de ces deux yeux

sur l'Antarctique (chapitre 2). Les chapitre 3 et 4 vont donner quelques verres correcteurs à ces deux yeux, afin de faciliter par la suite l'interprétation de leur vision. Le chapitre 5 s'attache à donner un cerveau à ce système pour interpréter la vision de ces radars. Dans un dernier chapitre de perspective (chapitre 6), on extrapolera des lunettes pour d'autres yeux ou fréquences radar, afin de voir l'apport prévisionnel des futures missions satellites à l'étude de la neige en Antarctique.

Avant de commencer notre voyage dans la neige de la calotte polaire, repérons sur une carte les principaux lieux de l'action contée dans ce récit (figure 1). Si vous ne voyez pas apparaître correctement cette carte, ôtez donc vos lunettes de radar. Vous pourrez les remettre et les parfaire à votre guise pendant votre lecture.

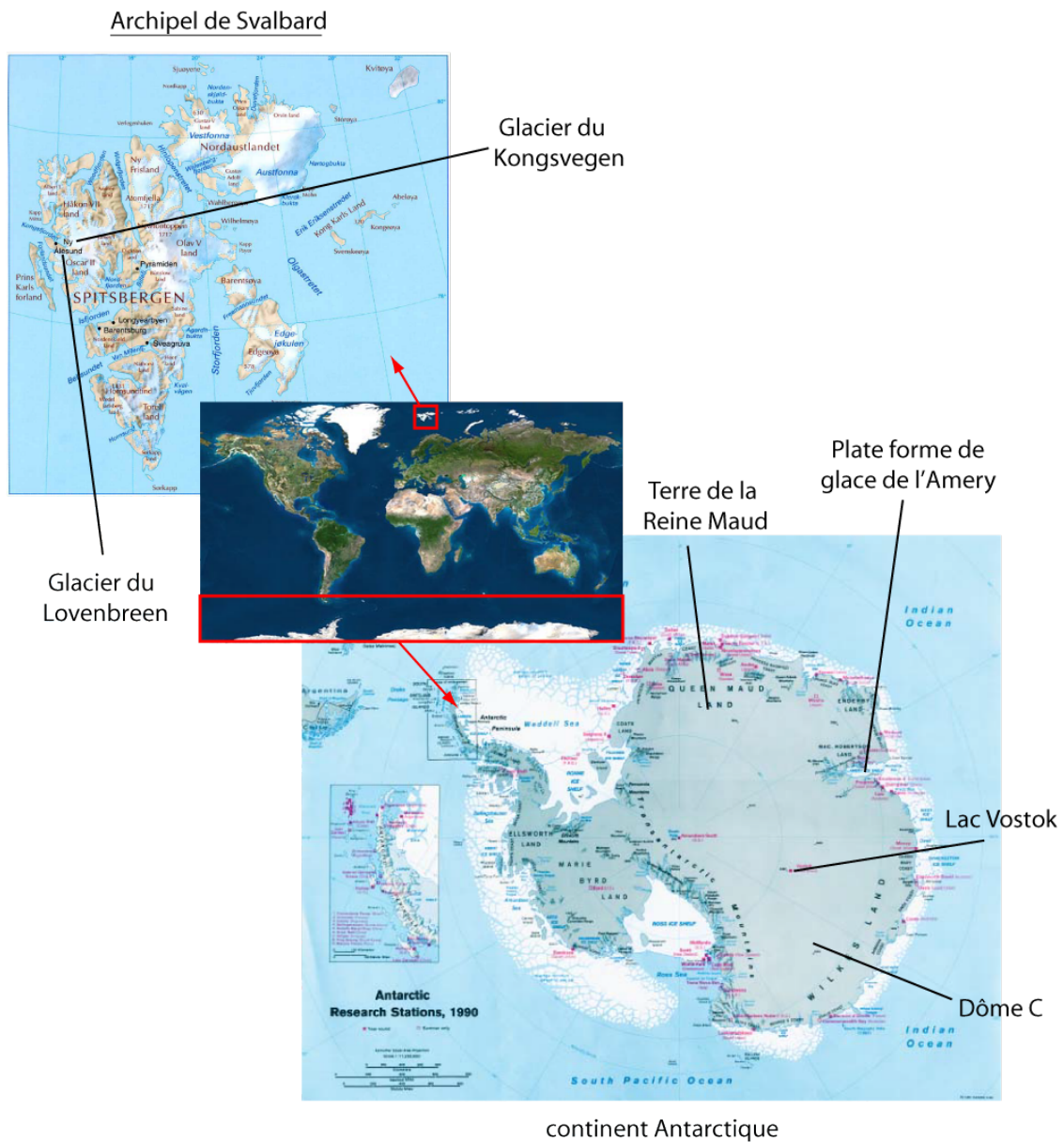


FIG. 1 – Principaux lieux de l'action contée dans ce récit.



Voyage sous la surface de l'Antarctique

Sommaire

1.1	Là où la fiction rejoint la science	15
1.2	L'Antarctique, témoin des climats anciens, actuels et futurs	18
1.2.1	La glace Antarctique, archive des paléo-climats	18
1.2.2	La neige antarctique, indicatrice des changements climatiques récents . . .	19
1.2.3	L'Antarctique, acteur des climats futurs	20
1.3	La sub-surface de l'Antarctique oscultée au radar	22
1.3.1	Les ondes radar	22
1.3.2	Epaisseur de glace	22
1.3.3	Structure du manteau neigeux	24
1.3.4	Structure de la glace	28
1.4	La sub-surface de l'Antarctique observée par satellite	29
1.4.1	Le manteau neigeux vu dans le domaine visible et infra-rouge	29
1.4.2	Le manteau neigeux vu dans le domaine micro-onde à l'aide de techniques passives	30
1.4.3	Le manteau neigeux vu dans le domaine micro-onde à l'aide de techniques actives	32
1.4.4	Le socle rocheux	34
1.5	Conclusions et objectifs	34

1.1 Là où la fiction rejoint la science

Terre glacée à l'aspect unique et "Terra Incognita" jusqu'en 1820, l'Antarctique a souvent été à l'origine de bien des récits fantastiques en tous points, mêlant sciences et fictions. Au 19^{eme} et 20^{eme} siècles, à des époques où la connaissance scientifique et technique était en pleine évolution, une ferveur particulière animait les aventuriers et géographes pour la découverte des derniers bastions des terres inexplorées. A l'origine de cette motivation, outre celui de la découverte purement géographique, se trouvaient deux questions majeures (Husenet, 2004) : Pourquoi les pôles sont ils aimantés ? Peut on accéder au centre de la Terre depuis les pôles ?

Avant que Dumont d'Urville ne pose pied sur le continent Antarctique en 1840, protégé depuis toujours par les glaces de mer, les scientifiques croyaient à un pôle sud doux, permettant aux glaces de fondre en été. Ainsi passé la barrière de glace de mer, on accédait à une

mer libre de glace, dont les courants marins convergeaient au pôle sud et plongeaient vers le centre de la Terre. Grâce à Edgard Poe, Arthur Gordon Pym est le premier à accéder à cette mer libre (1838), franchissant la barrière de glace par $81^{\circ}21'$ sud (figure 1.1). Approchant le Pôle Sud en pirogue, la mer devient si chaude que l'eau lui brûle la main. Poussé par les puissants courants qui l'emmènent vers le sud, il est précipité dans les étreintes d'une immense cataracte venant du ciel dans laquelle s'entrouvrit un gouffre qui le happa. L'hypothèse de la mer libre est également utilisée dans les aventures du capitaine Hatteras (1867). L'action se déroule au Pôle Nord, et Jules Verne pense que les pôles sont loin de pouvoir être atteints. Puis en 1897 Jules Verne dans "le Sphinx de glace" fait partir son héros sur les traces de Gordon Pym, afin de résoudre l'énigme du pôle magnétique.

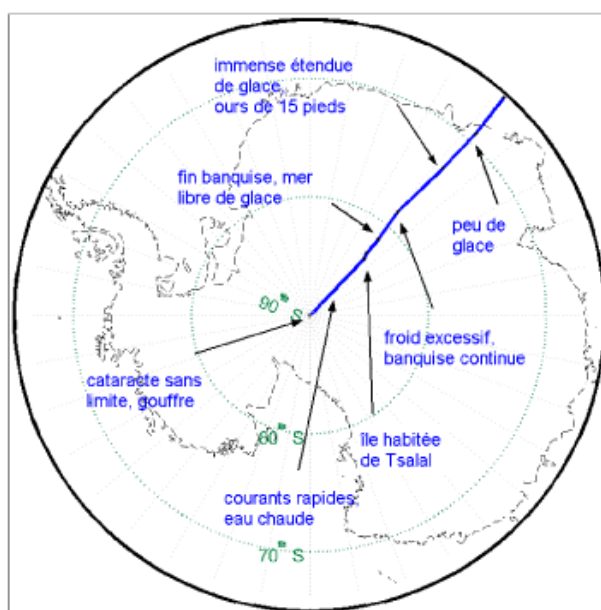


FIG. 1.1 – Voyage de Arthur Gordon Pym (1838) vers le pôle sud, au cours duquel il effectue d'étonnantes observations.

Avec le 20^{ème} siècle, arrive la conquête des pôles et ses nombreux récits d'aventures. Les récits polaires sont alors le fait de héros bien réels, qui ne font plus face à l'imaginaire mais à la réalité des lieux : le froid, la nuit, les vents. Amundsen, en 1911, est le premier à toucher le Pôle Sud, 5 semaines avant Scott dont l'expédition entière périra au retour. Les explorations polaires vont alors sillonner le continent Antarctique à des fins d'études. L'année géophysique internationale en 1957-1958 marque un boom considérable dans cette exploration (Imbert, "le grand défi des pôles").

En 1960, au moment du lancement des premiers satellites d'observation de la Terre, de vastes zones du continent Antarctique restent encore inexplorées. L'arrivée des satellites a permis d'accélérer l'exploration de ces zones en surface et de les cartographier. Les spécificités du continent Antarctique recouvert d'une épaisseur de glace allant jusqu'à plus de 4000m n'en font pas pour autant une zone parfaitement connue, et de nombreux défis scientifiques restent encore à relever dans la connaissance de sa sub-surface glaciaire.

Avant même la réalisation de forages à buts scientifiques dans la glace, la pensée de certains écrivains s'était laissée aller à imaginer les mémoires enfouies des glaces. René Barjavel

en 1968, dans "la Nuit des Temps", se joint à une équipe scientifique qui fore la glace sur le continent Antarctique pour comprendre l'origine d'un signal enfoui. A plus de 1000m de profondeur, sont retrouvés les restes d'une civilisation vieille de 900000 ans, plus avancée technologiquement que notre civilisation actuelle. L'Antarctique est alors vue comme une terre d'histoire.

Barjavel n'était pas loin du compte car les scientifiques en viennent à s'intéresser à l'histoire de la glace. En effet, les précipitations successives de neige piègent les bulles d'air ensuite incluses dans la glace. L'analyse des gaz contenus dans la glace nous renseigne alors sur les climats au moment des dépôts, d'autant plus vieux qu'ils sont profonds. Le premier forage profond en Antarctique est réalisé par les Américains en Antarctique de l'Ouest, à Byrd, au début des années 1970, atteignant 2138 m de profondeur. Dans un contexte de guerre froide, les glaciologues Russes emboîtèrent le pas des Américains, et débutèrent le forage de Vostok qui devait atteindre 3623 m en janvier 1998, profondeur à laquelle les opérations furent stoppées sous peine de contaminer le lac sous-glaciaire situé à l'aplomb du forage.

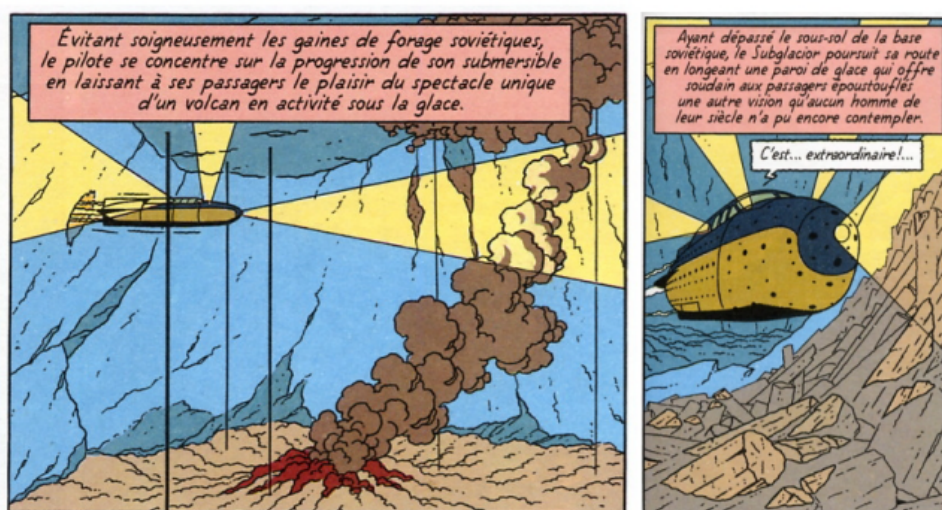


FIG. 1.2 – Bulles tirées de la Bande Dessinée "Blake et Mortimer"

Les bases scientifiques fleurissent à la surface du continent, et la littérature moderne en vient à imaginer des stations souterraines. Ainsi Blake et Mortimer, célèbres héros de Bandes dessinées, entreprennent un voyage dans les glaces de l'Antarctique, où une base scientifique sous-glaciaire a été installée. Blake et Mortimer (Sente & Juillard, 2004) vont se promener à l'intérieur des glaces grâce au subglacier, un véhicule qui creuse des galeries dans la glace en la faisant fondre (figure 1.2). Lors de leur transport, ils vont découvrir des forêts d'arbres fossiles emprisonnés dans les glaces, des volcans en activité, ou encore des restes de dinosaures parfaitement conservés par les glaces.

Même si l'hypothèse de retrouver des traces de civilisations oubliées dans les glaces reste du domaine de la science fiction, l'histoire du lac sous-glaciaire de Vostok a tout de même apporté l'espoir de retrouver un écosystème préservé et vieux de plusieurs centaines de milliers d'années. La sub-surface glaciaire Antarctique recèle des informations passionnantes que les observations futures devraient permettre de retrouver.

1.2 L'Antarctique, témoin des climats anciens, actuels et futurs

Là où les écrivains imaginent des traces des civilisations anciennes et d'écosystèmes disparus, les scientifiques cherchent des traces de l'histoire de notre planète et de son climat. En effet, les glaces et les neiges des calottes polaires, vieilles de plusieurs centaines de milliers d'années contiennent des informations à la fois sur les climats terrestres anciens (paléoclimat), que sur les climats actuels et nous renseignent sur leurs évolutions futures.

1.2.1 La glace Antarctique, archive des paléo-climats

La neige qui se dépose sur le continent, s'enfouit et se transforme progressivement en glace, processus qui peut prendre plus de 5000 ans. L'épaisseur de glace qui s'est ainsi accumulée au cours des millénaires peut atteindre jusqu'à 4804 m, record d'épaisseur mesuré entre Vostok et Dôme C. La glace est d'autant plus âgée qu'elle est profonde. Son âge ne dépend pas que de sa profondeur mais également des écoulements de la glace et des caractéristiques climatiques du lieu (taux d'accumulation de neige). Ainsi, le forage de Vostok atteint à la profondeur 3623m un âge de 400000 ans. Le forage EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) situé à Dôme C, atteint quant à lui l'âge de 890000 ans à la profondeur de 3270m.

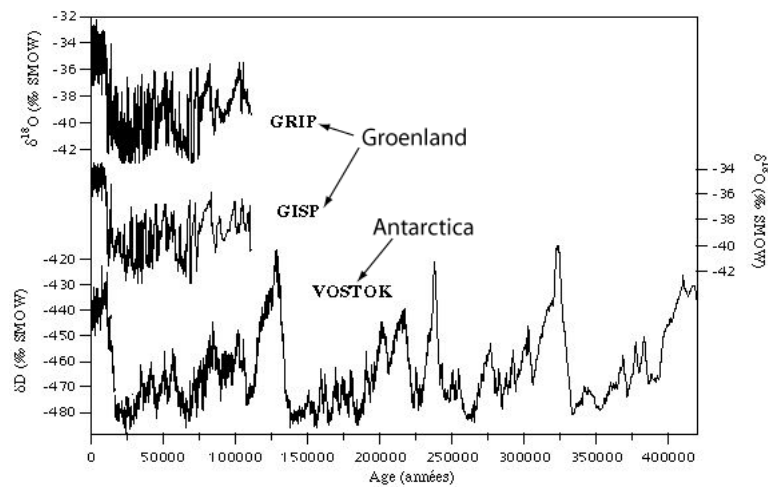


FIG. 1.3 – Rapport isotopique de la glace (d'après Petit et al., 1999) pour des carottages du Groenland et de l'Antarctique. L'amplitude des variations isotopiques sur Vostok (courbe du bas) correspond à une variation d'environ 10°C

L'étude des gaz piégés par la neige au moment de son dépôt, renseigne sur la composition de l'atmosphère de l'époque. L'analyse des gaz dans les carottages permet donc de remonter le temps et d'étudier les paléo-atmosphères. Ces carottages ont permis de reconstituer l'enregistrement du taux de CO_2 et CH_4 dans l'atmosphère, principaux gaz à effet de serre. Egalement, leur composition isotopique est liée à leur température de formation. Les carottages nous renseignent donc sur l'évolution des températures moyennes de la planète (figure 1.3). L'enregistrement montre qu'en 400000 ans la Terre a suivi 4 cycles glaciaires. Ces enregistrements montrent également la très bonne corrélation entre teneur en gaz à effet de serre

et température moyenne, avec des pics de concentration pendant les périodes inter glaciaires chaudes. Les concentrations maximales de ces gaz observées lors des 400000 dernières années restent très largement inférieures aux concentrations actuelles, mettant probablement en avant le rôle de l'activité anthropique.

La mémoire des glaces nous renseigne également sur d'autres événements. Ainsi les enregistrements issus des forages au Groënland montrent un pic de plomb il y a 2000 ans correspondant à l'utilisation massive de ce métal par les Romains pour réaliser leurs canalisations. Également, des concentrations anormales en composés radioactifs dans la neige montrent les périodes des tests de bombes atomiques entre 1954 et 1963.

1.2.2 La neige antarctique, indicatrice des changements climatiques récents

Sur les 100 premiers mètres de la calotte polaire de l'Antarctique, la neige qui ne s'est pas encore transformée en glace s'accumule en couches (figure 1.4). En été les précipitations neigeuses sont constituées de gros grains, alors que les dépôts hivernaux sont de tailles plus fines. Au début de l'été, le gradient de température dans le manteau neigeux est le plus fort et transforme la neige, homogénéisant la couche annuelle. Ainsi, les épaisseurs des couches de neige observées peuvent être directement reliées au taux d'accumulation de neige par an, un indicateur climatique lié entre autre aux précipitations de neige. Selon la valeur de ces taux d'accumulation, l'âge du manteau neigeux vers 100m, profondeur moyenne à laquelle la neige devient glace, varie entre 200 et 5000 ans. Ces taux d'accumulation sont très variables spatialement et temporellement. Toutefois, la connaissance des taux d'accumulation moyennés sur l'ensemble de la colonne de neige nous renseigne sur la climatologie régionale récente.



FIG. 1.4 – Coupe stratigraphique de la neige montrant son aspect en couches. Chaque couche correspond à un dépôt de neige.

De surcroît, avant d'être remaniée par son enfouissement, la neige acquiert des caractéristiques fonctionnelles de ses conditions de dépôt. Par exemple, le vent casse les branches des flocons de neige et érode les grains, réduisant leur taille. D'importants gradients de température verticaux dans le manteau neigeux favorisent l'accroissement de la taille des grains, et des températures dans le manteau neigeux proches de 0°C accélèrent cet accroissement.

Le gradient de température dans le manteau neigeux dépend non seulement des amplitudes thermiques entre été et hiver, mais également de la quantité de dépôt de neige. Les gradients de température dans le manteau neigeux sont plus importants lorsque les taux d'accumulation sont petits. On voit ici le lien entre taille des grains de neige et taux d'accumulation. La taille des grains de neige en surface constitue donc là encore un indicateur climatique.

Les différentes propriétés de la neige en surface constituent des indicateurs climatiques régionaux, dont la comparaison à l'échelle du continent Antarctique peut nous renseigner sur la dynamique climatique locale. Ces propriétés du manteau neigeux sont jusqu'à présent très mal connues. Le taux d'accumulation n'est connu que par des mesures in situ dans des lieux épars, qui ne permettent pas de rendre compte de sa grande variabilité spatiale. Les mesures de taille de grains sont quant à elles extrêmement difficiles à mettre en oeuvre sur le terrain, et la définition même de la "taille d'un grain" (Flin, 2004) n'est pas forcément évidente.

La neige en surface est particulièrement sensible aux variations climatiques, et notamment au réchauffement de l'air. Dans les zones très froides du plateau Antarctique, et donc pauvres en humidité, une augmentation des températures aurait pour effet théorique d'augmenter le taux de précipitation (Krinner et al., 1997). En revanche, dans les zones proches des côtes où les températures dépassent parfois 0°C en été, une augmentation des températures aurait pour effet dominant de faire fondre la neige en surface. L'observation des changements de hauteurs de neige sur des séries temporelles suffisamment longues nous apporte donc également des indications sur les changements climatiques récents. Ces mesures sont actuellement réalisées à l'échelle globale soit par altimétrie radar ou laser. Différentes études (Davis and Ferguson, 2004; Zwally et al., 2006; Ramillien et al., 2006) montrent que la contribution actuelle de l'Antarctique à l'élévation du niveau de la mer est encore mal déterminé entre -0.14 et $+0.55 \text{ mm.an}^{-1}$, avec de forts contrastes régionaux. Les observations font état d'évolutions rapides (fonte ou gain de masse) principalement sur la péninsule Antarctique. Les séries temporelles dont on dispose sont pour l'instant trop courtes pour relier les changements observés à l'activité anthropique ou à des oscillations naturelles des calottes polaires (article polémique paru dans "Le Monde", figure 1.5).

1.2.3 L'Antarctique, acteur des climats futurs

La calotte polaire antarctique est un élément clé du système planétaire, en interaction avec l'océan et l'atmosphère. Tout d'abord, située à haute latitude, elle reçoit peu de rayonnement solaire. De plus l'albédo de la neige étant très élevé (0.9), la majeure partie de ce rayonnement est réémis dans l'atmosphère. Au niveau de l'équateur, en revanche, le bilan radiatif entre rayonnement reçu et réémis est très positif. Le déséquilibre radiatif entre régions polaires et équatoriales qui en découle est à l'origine de la circulation atmosphérique générale, créant un flux d'énergie de l'équateur vers les pôles.

Ce déséquilibre radiatif créé également un déséquilibre des températures entre les eaux polaires et les eaux équatoriales. Au niveau des pôles, l'eau de mer froide se transforme en glace. Lors de la solidification, le sel est rejeté et vient densifier les eaux liquides sous la glace qui plongent ensuite vers les fonds marins. Ce processus est l'un des moteurs de la circulation des eaux océaniques (circulation thermohaline), qui transporte les eaux chaudes de surface vers des régions où l'eau plus froide plonge vers les fonds océaniques. La calotte polaire interagit alors avec l'océan par plusieurs processus. Les courants océaniques sont une

"Le Monde" des 23/24.10.05

Les glaces du Groenland et de l'Antarctique



SI les glaces du Groenland venaient à fondre, le niveau des mers s'élèverait de 7 mètres. Si l'on y ajoutait la calotte antarctique, il monterait de 70 mètres. Une telle masse ne se liquéfierait pas en moins d'un millénaire, prédisent les modèles. Pour le Groenland, ils estiment aussi que ce phénomène pourrait commencer à se produire avant la fin du siècle, si le climat sur ce continent blanc se réchauffe de seulement 3 degrés.

Pourtant, comme souvent en climatologie, les choses ne sont pas si simples, ainsi que le rappellent deux études parues dans la revue *Science* du 21 octobre. Dans l'une, Richard Alley (Pennsylvania State University) et trois autres climatologues dressent un bilan des recherches conduites ces dernières

années sur l'évolution des glaces polaires, tant au Groenland qu'en Antarctique, et son impact sur le niveau des mers. Ils concluent que tant les mesures directes que les modèles manquent de précision « et ne sont pas capables d'évaluer si les changements en cours représentent des perturbations mineures en voie de stabilisation, ou un changement majeur qui pourrait affecter notablement le niveau des océans ».

Cette conclusion prudente tient au fait que le réchauffement de l'atmosphère favorisé par l'accumulation de gaz à effet de serre a des effets divers selon les zones considérées : fonte des glaces d'un côté, mais augmentation des précipitations neigeuses de l'autre, par exemple. C'est le cas au Groenland, comme le montre le deuxième article de *Science*, signé par Ola Johannessen de l'université de Bergen (Norvège) et des collègues norvégien, américain et russe.

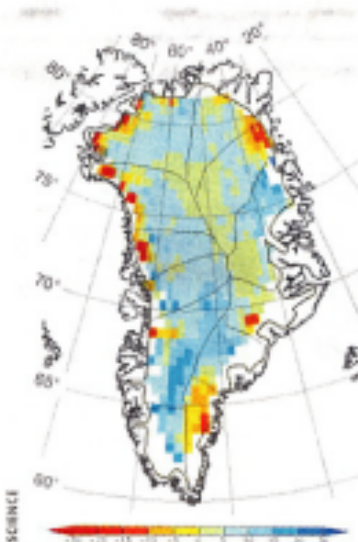
Les chercheurs ont analysé les mesures altimétriques effectuées

par les satellites ERS-1 et ERS-2 entre 1992 et 2003 sur l'inlandsis groenlandais. « Une élévation de 6,4 centimètres par an a été constatée dans les vastes zones intérieures situées au-dessus de 1 500 mètres d'altitude », écrivent-ils. Sous cette limite, la glace perdait 2 cm d'épaisseur par an en moyenne. Le bilan de ces phénomènes antagonistes reste cependant positif, l'épaisseur moyenne ayant crû de 60 centimètres en onze ans.

CONFUSION

Cette évolution est corrélée, pour les périodes hivernales, avec l'oscillation nord-atlantique (NAO), un phénomène qui désigne les variations de pression sur l'Atlantique nord entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Les vents d'ouest qui atteignent la France dépendent de cette différence de pression. Lorsque l'indice NAO est positif, ils sont forts et apportent de l'humidité sur l'Europe. C'est l'inverse quand

fondent-elles ou s'accumulent-elles ?



Au Groenland, entre 1992 et 2003, l'épaisseur de glace (échelle en centimètres par an) a augmenté à l'intérieur (points bleus), mais baissé sur les marges (zones jaunes et rouges). Le bilan du phénomène reste sujet à débat.

l'indice est négatif, l'Europe étant soumise à l'influence froide de l'anticyclone de Sibérie, tandis que l'humidité a alors tendance à se transformer en neige en altitude.

« Cependant, la NAO n'explique que les trois quarts des changements d'élévation de la glace, reconnaissent Ola Johannessen et ses collègues. On ne peut que spéculer sur les autres facteurs. » L'équipe indique en outre que l'altimétrie par satellite ne rend pas bien compte de l'évolution des franges du Groenland et notamment des exutoires des glaciers. « L'ablation » de ces zones pourrait dépasser l'élévation constatée à l'intérieur.

Cette nouvelle étude « n'apporte que peu de chose au débat, sinon de la confusion », juge Eric Rignot du Jet Propulsion Laboratory à Pasadena (Californie). Ses dernières observations de terrain montrent au contraire que la perte de masse glaciaire au Groenland est 50 % plus élevée que ce qu'indiquent les études publiées jusqu'alors. « Les

glaciers accélèrent, insiste-t-il, et la plus grande partie de l'érosion se passe dans une région de 20 à 30 km le long des côtes glaciaires, où l'altimétrie radar ne marche pas. »

Eric Rignot n'est pas plus tendre pour l'autre article de *Science*, notamment concernant l'Antarctique, « traité comme un gros glaçon qui fond un peu et reçoit beaucoup de neige ». Les auteurs n'insistent, selon lui, pas assez sur l'accélération des glaciers, qui ne sont plus « tenus en laisse » par des bouchons de glace de mer, disloqués par un océan circumpolaire plus chaud. « Je regarde les glaciers du Groenland et d'Antarctique depuis quinze ans, les changements sont profonds au Groenland, importants en Antarctique ouest, note le chercheur. Les enfoncer sous le couvert de l'inconnu des changements à long terme n'est pas une démarche scientifique, mais une opinion visant sans doute à rassurer. »

Hervé Morin

FIG. 1.5 – Article paru dans "Le Monde" du 23 octobre 2005

source de chaleur qui favorise la fonte des glaces de la calotte. Cette fonte crée un apport en eau douce et froide dans l'océan qui peut venir perturber la circulation océanique. Ainsi, la période de réchauffement que connaît notre planète depuis 20 000 ans a été interrompue par une période froide, le Dryas, de 14000 à 9000 ans environ. Cette période froide est attribuée à la vidange soudaine d'un lac d'eau froide (lac Agassiz) issu de la fonte de la calotte glaciaire nord-américaine. Ce relâchement soudain d'eau froide dans l'Atlantique Nord a freiné la circulation thermohaline, ce qui, dans cette partie du globe s'est traduit par un ralentissement des courants du Gulf Stream. La température moyenne sur l'ensemble de l'hémisphère nord a alors chuté de 5 à 6 degrés.

Les calottes polaires font donc partie intégrante de l'équilibre de notre planète. Leurs temps de réponse à des forçages climatiques varient du très court terme au long terme (50000 ans). C'est pourquoi, la compréhension de leur dynamique et de leur interaction avec l'océan et l'atmosphère contribuera à prévoir quel sera la réponse future du système Terre à des changements climatiques actuels.

1.3 La sub-surface de l'Antarctique oscultée au radar

1.3.1 Les ondes radar

Avec une épaisseur de glace d'une moyenne de 2000m sur une étendue de 13.10^6 km², l'observation de la sub-surface antarctique requiert d'autres méthodes que les observations directes in-situ. C'est pourquoi, depuis près de 50 ans maintenant, les scientifiques ont cherché à obtenir des informations sur la sub-surface en utilisant des outils de mesure à distance. Certaines ondes radar se propageant bien dans les milieux froids et secs, de nombreux signaux radars ont été acquis sur la calotte glaciaire Antarctique à partir de radars embarqués sur avions ou sur véhicules terrestres. Les radars envoient une onde qui se propage dans la neige et la glace, puis est réfléchi par les hétérogénéités du milieu. Le signal reçu permet ainsi de connaître certaines propriétés de la sub-surface glaciaire.

Les ondes radars sont sensibles aux contrastes de constantes diélectriques. Ces contrastes sont de deux natures différentes : des réflexions sur des interfaces (diffusion de surface), ou de la diffusion par des milieux hétérogènes (diffusion de volume). On sépare communément trois propriétés du manteau neigeux à l'origine des réflexions de surface des ondes radar dans la neige et la glace (Fujita et al., 2002) : (1) Les changements de densité dans la neige sont à l'origine d'un contraste de permittivité. (2) Les changements d'orientation des cristaux en profondeur créent des contrastes de permittivité. (3) Les impuretés dans la glace, tels les dépôts acides, modifient la conductivité du milieu.

Selon la fréquence de l'onde radar émise, les différentes structures du milieu sondé ont ou n'ont pas d'impacts sur le signal reçu (tableau 1.1). Ainsi, les grains de neige d'une taille souvent inférieure à 2mm (Surdyk & Fily, 1993) diffusent les ondes radars au delà de 10 GHz (Mätzler, 1987) alors qu'ils sont invisibles pour les ondes de fréquences inférieures à 10 GHz.

1.3.2 Epaisseur de glace

Selon la fréquence de l'onde et la nature du milieu traversé, les ondes radars pénètrent plus ou moins profondément dans la sub-surface antarctique. Les ondes électromagnétiques pénètrent d'autant plus profondément que leur fréquence est basse. Fabrice Papa (2003)

Dénomination de la bande	P	L	S	C	Ku	Ka
Fréquence centrale	435 MHz	1.4 GHz	3.2 GHz	5.6 GHz	13.6 GHz	36 GHz
Longueur d'onde dans l'air	69 cm	21 cm	9.4 cm	5.7 cm	2.2 cm	0.8 cm
Estimation de la profondeur de pénétration sur l'Antarctique	>1000 m	>100 m	>30 m	10-20 m	5-14 m	10-40 cm
Satellite de référence	futur BIOMASS (SAR)	ALOS (SAR)	ENVISAT (altimètre)	ENVISAT, ERS, Radarsat (SAR)	ENVISAT (altimètre)	futur altiKa (altimètre)
Sensibilité aux grains	non	non	non	moyenne	forte	très forte
Fin d'étude (pour les propriétés de la sub-surface)	glace, socle rocheux	stratification dans la glace, taux d'accumulation	stratification dans la glace, taux d'accumulation	taux d'accumulation, grains de neige	taux d'accumulation, grains de neige, densité de la neige	grains de neige, densité de la neige

TAB. 1.1 – Paramètres et intérêts de quelques radars existants ou à venir

estime la pénétration des ondes électromagnétiques à 36 GHz sur la calotte Antarctique entre 0.1 et 0.4 m. Benoît Legrésy (1998) montre que les ondes radars à 13.6 GHz pénètrent entre 5 et 14 m dans la neige de la calotte polaire. La comparaison de mesures interférométriques en bande C (5.6 GHz) et des mesures GPS réalisées sur la zone froide de la calotte glaciaire Groenlandaise montre que la profondeur de pénétration de ces ondes est supérieure à 10 m (Dall et al., 2001), alors qu'une estimation sur la zone froide de l'Antarctique donne un ordre de grandeur de 20 m (Rott et al., 1993). Les ondes radar en bande L pénètrent quant à elles d'une à plusieurs centaines de mètres dans la neige et la glace (Uratsuka et al., 1995 ; Arcone and Yankielun, 2000). Les signaux radars obtenus à des fréquences entre 50 et 800 MHz montrent que la profondeur de pénétration atteint plusieurs centaines de mètres, atteignant parfois le socle rocheux. Des sondages à très basses fréquences (3 MHz) permettent de pénétrer les 4000 m de glaces (Winnebrenner, 2003).

Les ondes radar basse fréquence en dessous de 400 MHz traversent toute l'épaisseur de glace et sont réfléchies par le socle rocheux, différencié de la glace par un fort contraste de constante diélectrique (rapport de 2 à 3). L'écho provenant du socle et son temps d'arrivée sont ainsi localisés avec une précision allant du mètre à plusieurs dizaines de mètres. Connaissant la vitesse de propagation des ondes dans la glace, il est possible de situer la profondeur du socle rocheux et également d'obtenir une estimation de l'épaisseur de glace. La compilation des données issues de ces mesures radars principalement aéroportées a donné lieu à une cartographie du socle rocheux et de l'épaisseur de glace (BEDMAP) sur le continent Antarctique à une résolution horizontale de 30km et verticale entre 10 et 180m (figure 1.6 et 1.7). La connaissance de l'épaisseur de glace a en outre permis d'estimer que le volume total de glace de l'Antarctique représentait l'équivalent d'environ 65 m du niveau des mers. Cependant les données que l'on possède sont de qualité très hétérogènes et de larges zones n'ont jamais été couvertes par les mesures radar (figure 1.6).

1.3.3 Structure du manteau neigeux

Taux d'accumulation

Le manteau neigeux est fortement stratifié par les dépôts successifs de neige. Le signal réfléchi par ce milieu est donc essentiellement constitué par les variations de constantes diélectriques entre les couches de neige. L'analyse des signaux GPR (Ground Penetrating Radar), radar utilisé à même le sol (figure 1.8) sur le manteau neigeux, montre des réflexions successives à chaque interface, correspondant à des changements de densité de la neige ou encore à des couches de glace liées à des épisodes de fonte.

Chaque couche de neige peut être reliée à un dépôt annuel. L'analyse du profil radar peut ainsi permettre de caractériser les taux d'accumulation de neige moyens par an, et leurs anomalies annuelles. Il est souvent impossible de compter individuellement les couches de neige, soit parce que la résolution verticale du radar dans la neige est moins fine que l'épaisseur du dépôt annuel, soit parce que le dépôt annuel naturellement faible est totalement balayé par les vents. La datation absolue est donc parfois difficile à réaliser. Le profil radar permet plutôt d'estimer la variabilité spatiale et temporelle du taux d'accumulation (Eisen et al., 2004), ou de comparer les datations absolues effectuées dans plusieurs puits de forage en suivant des couches facilement identifiables sur tout le profil.

Les datations absolues des couches de neige sont effectuées dans les puits par diverses

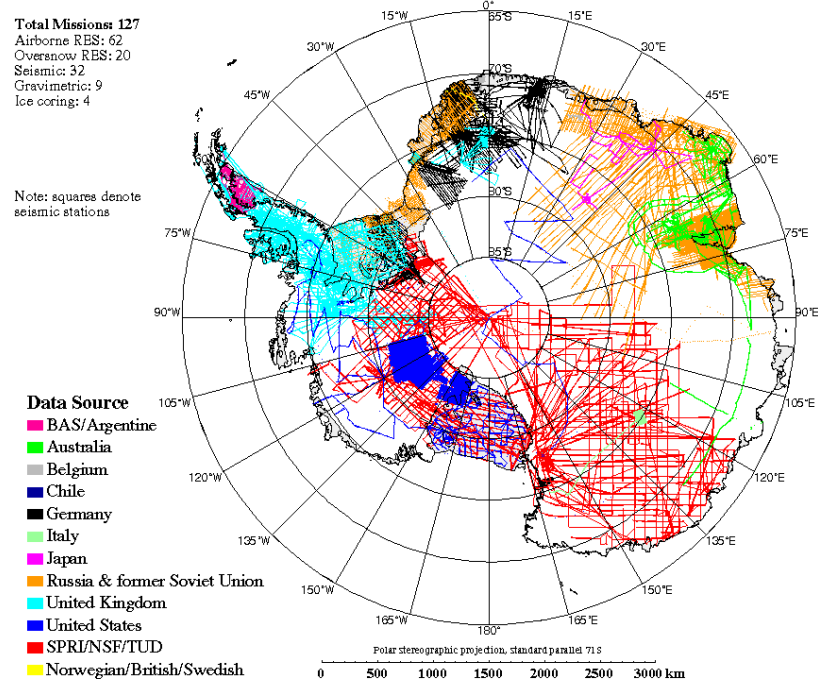


FIG. 1.6 – Localisation des profils radar basses fréquences entrepris pour sonder la sub-surface Antarctique.

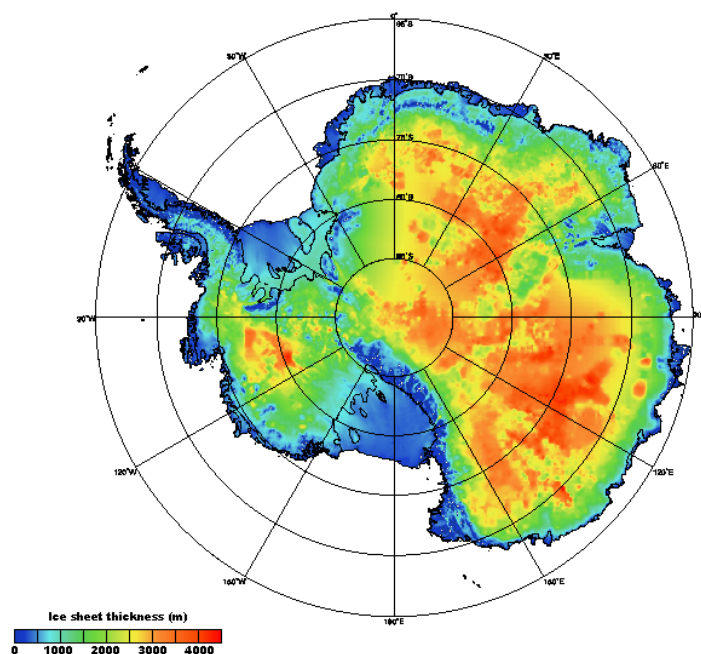


FIG. 1.7 – Epaisseur de glace en mètre issue de mesures par radio-sondage (source : Bedmap)

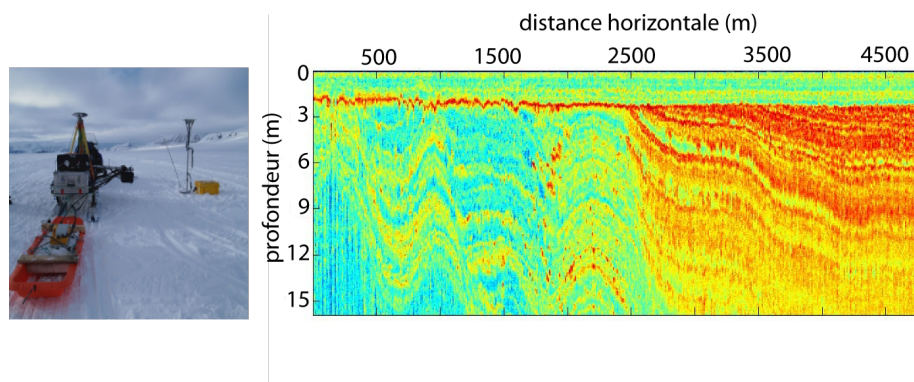


FIG. 1.8 – Mesures GPR à 800MHz sur le glacier Kongsvegen, Svalbard. Le profil montre des strates issues de variations de densité dans le manteau neigeux.

méthodes parmi lesquelles se trouvent les méthodes chimiques : analyse isotopique de l'oxygène ou mesures de conductivité. Chacune de ces méthodes est basée sur le fait que les dépôts estivaux sont plus riches en isotopes lourds de l'oxygène que les dépôts hivernaux, permettant ainsi de compter les années. Ces méthodes de datation ne sont pas infaillibles, et l'on a souvent également recours à des marqueurs historiques. Les analyses chimiques de la neige permettent ainsi de détecter les explosions volcaniques du Tambora en 1815 et du Krakatoa en 1883.

Les taux d'accumulation sont liés à la fois aux précipitations de neige, mais également au transport de la neige par le vent à l'échelle kilométrique et à l'ablation par sublimation ou par fonte. Il est donc un indicateur de la climatologie régionale d'un lieu.

De plus, le taux d'accumulation représente la quantité de neige qui s'accumule tous les ans, ce qui constitue la seule source de gain de masse de la calotte glaciaire. Cette donnée est essentielle pour les calculs de bilans de masse des calottes polaires. Sa grande variabilité spatiale est une importante source d'incertitude pour l'estimation de ces bilans de masse.

Enfin, sa donnée est une entrée clé pour la modélisation de la dynamique des calottes polaires. Une forte accumulation crée une vitesse de bilan de la glace importante (Testut, 2001). La dynamique de la calotte polaire est donc conditionnée en amont par ce taux d'accumulation.

Il subsiste encore de grandes zones d'ombre sur le taux d'accumulation à la fois à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale (figure 1.9). Dans un paragraphe dédié aux capteurs micro-ondes embarqués sur satellites (1.4), on verra l'apport du satellite pour la connaissance de ce paramètre climatique clé.

Métamorphisme de la neige

Les variations des propriétés diélectriques dans le manteau neigeux ne sont pas systématiquement liées aux seules conditions de dépôts de la neige. La neige, en s'enfouissant est soumise à des conditions de température et de pression qui en modifient sa structure, et donc dans le même temps sa constante diélectrique.

La transformation des grains de neige, ou métamorphisme, est avant tout liée aux températures et aux gradients de température dans la neige. La température dans le manteau neigeux croît d'une manière générale avec la profondeur. De plus, le profil vertical de température subit des variations saisonnières reliées aux amplitudes thermiques été/hiver et à

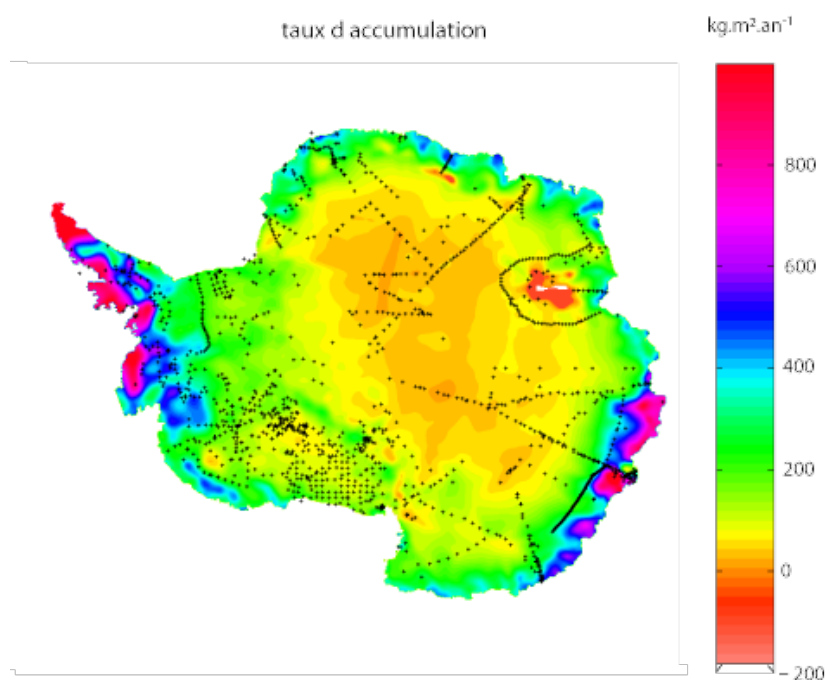


FIG. 1.9 – Taux d'accumulation interpolé des mesures dans les puits de forages (d'après Vaughan et al., 1999). Les croix montrent la localisation des données in situ.

leur temps de propagation en profondeur. La répercussion de ces variations thermiques saisonnières a lieu jusqu'à environ 10 m de profondeur. Au delà, la température est stable, la neige du dessus isolant des influences saisonnières.

Le gradient de température, s'il est positif, engendre une sublimation de la partie supérieure de chaque grain et une condensation de sa partie inférieure, qui permet aux grains de neige de grossir (Colbeck, 1983). Si le gradient de température est fort (supérieur à 0.1-0.2 degrés/cm), les grains de neige vont se développer en cristaux à plaquettes d'une taille pouvant aller jusqu'à 5 mm. Les couches de gros grains à plaquettes sont souvent observées dans les régions "tempérées" de l'Antarctique, c'est à dire sur les bords. Si le gradient de température est faible, les grains de neige vont se développer en grains fins de tailles inférieures à 0.5 mm.

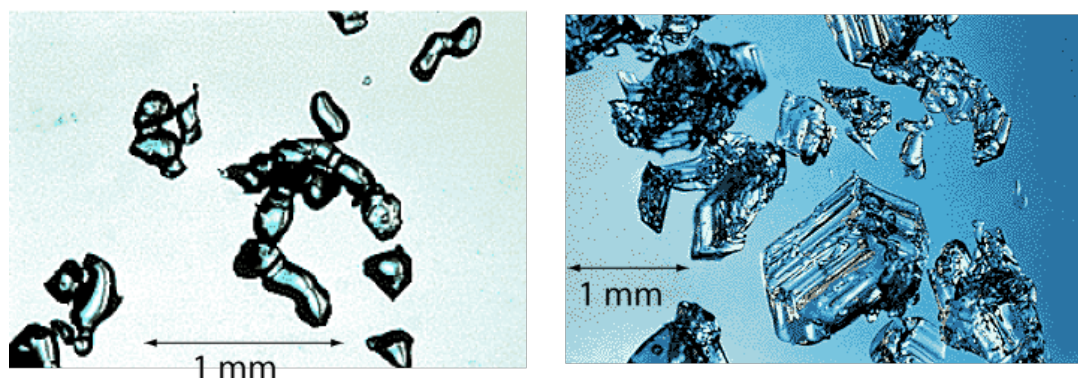


FIG. 1.10 – Cristaux de neige : à gauche des grains fins, à droite des grains à plaquettes.

Les couches de grains ainsi formées sont potentiellement à l'origine d'un double signal

radar :

1/ la différence de structure entre deux couches délimite une interface diélectrique qui va créer un echo de surface, de la même manière que des différences de densité dans la neige.

2/ le caractère hétérogène de la couche de grain crée une diffusion de volume. Les grains de neige sont à l'origine d'un signal radar seulement si leur taille est suffisamment grande par rapport à la longueur d'onde radar λ . Les éléments dont la taille caractéristique n'excède pas $\frac{\lambda}{32}$ (critère de Fraunhofer), n'ont pas d'influence sur le signal radar. Par exemple, des grains de neige d'un rayon de 1 mm seront à l'origine d'un signal (diffusion de volume) assez important pour un radar de longueur d'onde 2.2 cm (bande Ku à 13.6 GHz), alors qu'ils seront invisibles pour un radar de longueur d'onde 9.1 cm (bande S à 3.2 GHz).

1.3.4 Structure de la glace

Sous l'effet de l'accumulation de neige, les couches se compactent en profondeur, jusqu'à obtenir la densité de la glace vers 100 m de profondeur. La glace étant un matériau incompressible de densité 0.917 g.cm^{-3} , les variations de densité observées dans la neige n'existent plus dans la glace¹. Les réflexions observées sur les profils radar dans la glace (figure 1.11), proviennent alors soit des changements dans l'orientation des cristaux, soit de la présence d'impuretés. Les deux mécanismes peuvent être différenciés par une analyse de la puissance reçue à deux fréquences radar (Fujita et al., 2002).

L'origine de ces stratifications internes provient de couches acides, déposées lors d'explosions volcaniques (Millar, 1981). Les volcans explosifs libèrent de grandes quantités de dioxyde de soufre (SO_2) dans la stratosphère, formant un aerosol H_2SO_4 . Ces constituants se trouvent alors en suspension pendant plusieurs mois et sont transportés par les courants stratosphériques jusqu'aux pôles, où ils se déposent.

En s'enfouissant, la géométrie de la couche est modifiée par les différences de taux d'accumulation et par les différents écoulements de la glace (figure 1.11). Ces couches constituent des marqueurs isochrones dont les intérêts glaciologiques sont multiples :

1/ Ce sont des indicateurs des écoulements de la glace. Au premier ordre, les strates suivent la topographie du socle rocheux. Ensuite, on s'aperçoit que les écoulements sont déviés par des vallées sub-glaciaires. La découverte d'un décrochement brutal de ces couches à Kamb ice stream (Jacobel et al., 1996) a, par exemple, permis de mettre en évidence un arrêt soudain de l'écoulement de glace à cet endroit, quelques centaines d'années auparavant.

2/ Elles permettent ensuite de valider les modèles d'écoulement de la glace, et les modèles de dynamique des calottes polaires (Parrenin et al., 2006).

3/ L'intérêt de ces marqueurs isochrones est grand pour l'inter-comparaison des datations des carottages, car il n'existe pour l'instant aucun moyen de dater directement la glace. Les datations sont réalisées par modélisation de la dynamique de la calotte polaire. Les couches isochrones permettent donc de synchroniser les puits de forage entre eux (Siegert et al., 1998).

4/ Ces horizons isochrones renseignent sur la variabilité spatiale des taux d'accumulation (Richardson et Holmund, 1999).

¹Les variations de densité de la glace peuvent cependant exister, liées par exemple à son contenu en bulle d'air)

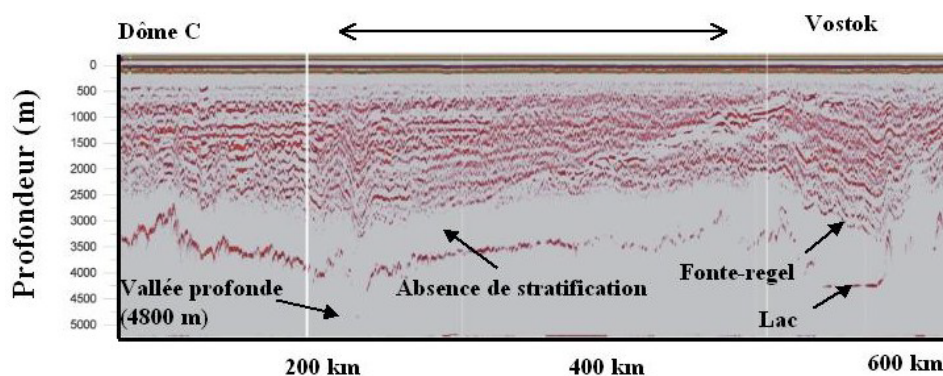


FIG. 1.11 – Profil radar à 60MHz réalisé par Ezio Tabacco entre Dôme C et Vostok. Le radar permet d’imager plusieurs structures dans la glace : stratification, lac, topographie du socle (figure d’après Rémy, 2004).

1.4 La sub-surface de l’Antarctique observée par satellite

Les mesures par avion ou au sol présentent l’avantage de la haute résolution mais souffrent de plusieurs désagréments de taille. Tout d’abord, ces opérations sont très coûteuses, et dans les régions polaires, elles demandent une logistique irréprochable. Ensuite, dans ces régions de hautes latitudes, l’hiver austral ne permet pas d’effectuer de mesures pendant quasiment 6 mois de l’année. Les mesures dont on dispose sont donc mal échantillonnées temporellement. Enfin, ces mesures ne couvrent qu’une zone très limitée des calottes polaires (voir cartes 1.6 et 1.9).

Les satellites d’observation de la Terre ont permis en partie de palier à ces contraintes. En partie seulement, car tous les instruments utilisés au sol ou sur avion n’ont pas encore été embarqués sur satellites. Les satellites permettent de couvrir l’ensemble (ou presque) des régions polaires, et apportent un échantillonnage régulier de mesures au cours de l’année. Les informations auxquelles on peut accéder dépendent de la longueur d’onde du capteur d’observation. On distingue classiquement les capteurs optiques fonctionnant dans la partie visible du spectre d’émission solaire ($0.4-0.7 \mu m$), des capteurs thermiques (infra-rouge), des capteurs hyperfréquences (micro-ondes au delà de $300 \mu m$). Les capteurs visibles ne peuvent fonctionner que pendant l’été austral et sans couvert nuageux. Les capteurs thermiques fonctionnent de nuit mais pas sous couvert nuageux, Les capteurs hyperfréquences sont eux indépendants de ces deux contraintes.

1.4.1 Le manteau neigeux vu dans le domaine visible et infra-rouge

Dans la gamme de longueur d’onde visible et proche IR 0.4 et $3 \mu m$, le manteau neigeux est dominé par les mécanismes de réflexions de la lumière solaire. Ainsi, c’est la capacité de réflexion de la neige (ou albédo) qui permet d’en faire des observations dans le domaine visible. Le spectre de réflectance de la neige est fonction de la longueur d’onde considérée et du type de neige, notamment de la taille des grains (figure 1.12). En comparant des observations dans différentes bandes spectrales, il est possible d’accéder à une mesure de la taille des grains de neige en surface. Des grains de grosses tailles réduisent la réflectance de la

neige. Plusieurs capteurs ont été utilisés pour étudier les tailles de grains de neige. Citons par exemple l'utilisation de LANDSAT (Bourdelle et Fily, 1993) ou AVIRIS (Nolin et Dozier, 2000). Ces mesures sont fortement perturbées par le couvert nuageux, l'atmosphère ainsi que par l'état de surface de la neige, à savoir si elle est propre ou s'il s'y trouve des impuretés. Les méthodes d'inversion de la taille des grains de neige à partir d'images dans le visible sont donc limitées à des cas assez idéaux.

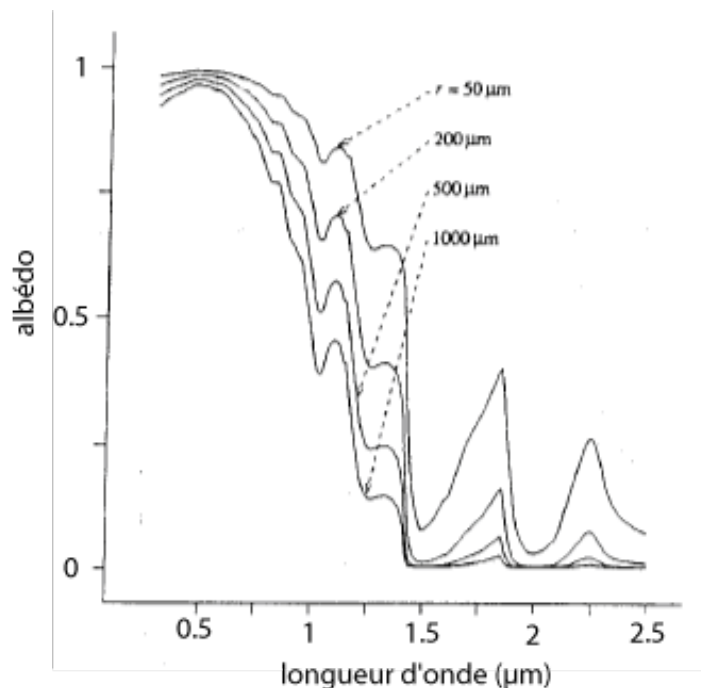


FIG. 1.12 – Albédo de la neige en fonction de la longueur d'onde et de la taille des grains de neige.

Dans le domaine 3-100 μm , le manteau neigeux agit globalement comme un corps noir qui réémet l'énergie reçue, en fonction de la température du milieu. L'émissivité dépend peu de la taille des grains de neige et de sa densité mais quasi uniquement de sa température. L'utilisation de capteurs thermiques AVHRR ou ATSR a donc permis de mesurer la température de surface de la neige (Key et al., 1997).

Tous ces capteurs sont sensibles uniquement à la surface de la neige. Pour connaître les propriétés du manteau neigeux en profondeur, il faut utiliser des capteurs fonctionnant à plus basses fréquences.

1.4.2 Le manteau neigeux vu dans le domaine micro-onde à l'aide de techniques passives

Dans le domaine micro-onde, l'émission du manteau neigeux est dominée par plusieurs propriétés : la taille et la forme des grains de neige, les variations de densité (stratifications), la température du milieu, la rugosité de la surface (Rémy, 1991).

Les données micro-ondes passives (radiomètres) ont été utilisées pour étudier les répartitions de taux d'accumulation de neige sur les calottes polaires de deux manières distinctes :

1/ En se basant sur la sensibilité du signal radiométrique aux tailles de grains de neige, et sur le fait qu'il existe une relation entre la taille des grains de neige et le taux d'accumulation.

En effet, le taux d'accroissement des grains avec la profondeur est d'autant plus fort que le taux d'accumulation est faible. Ainsi, à une profondeur égale, les grains de neige seront plus gros pour un taux d'accumulation faible plutôt que fort. L'émissivité du milieu neigeux augmente avec la taille des grains de neige. Des relations empiriques basées sur des mesures de terrain ont permis de faire le lien entre émissivité et taux d'accumulation sur les calottes polaires. Basé sur cette relation empirique, les taux d'accumulation ont été calculés à partir de données radiométriques à 1.6 cm de longueur d'onde (Zwally et Giovinetto, 1995).

2/ A plus grande longueur d'onde, le signal radiométrique dépend peu de l'émission des grains de neige, et le signal dominant provient alors de la stratification du milieu. Ainsi, il a été montré que le rapport normalisé des composantes horizontales et verticales de l'émissivité² à 6 cm de longueur d'onde permettait d'accéder au taux d'accumulation³ (Surdyk et Fily, 1995 ; Winebrenner et al., 2001 ; Arthern et al., 2006). Là encore, une relation empirique entre taux d'accumulation et émissivité est utilisée.

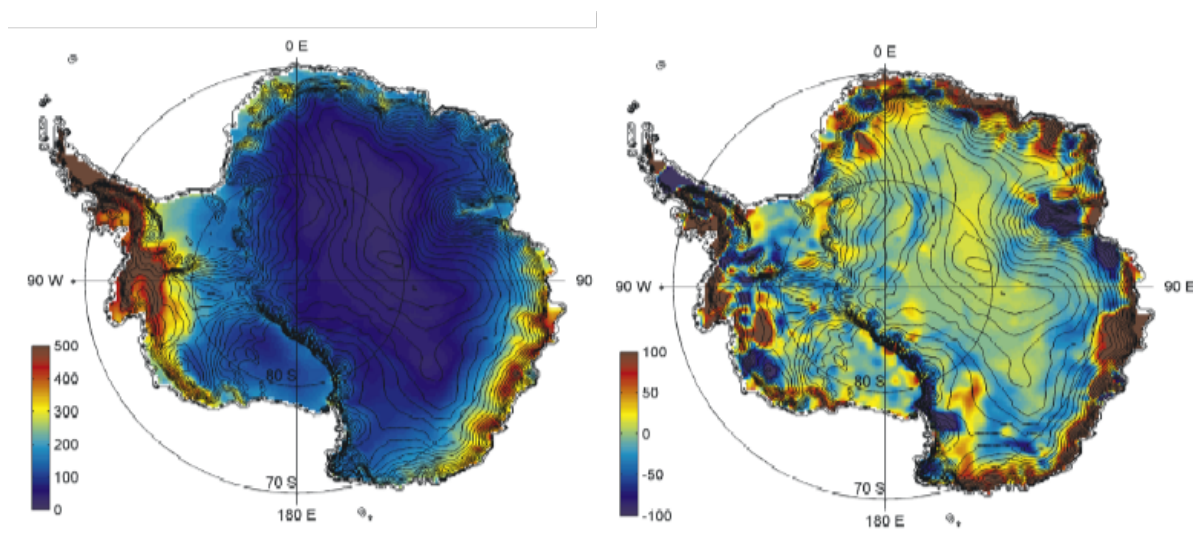


FIG. 1.13 – taux d'accumulation (en $kg.m^{-2}.a^{-1}$) calculés à partir d'observation du capteur SSM/I à 4.3 cm (à gauche) et différence (à droite) avec la cartographie réalisée à partir de mesures in-situ complétée par des mesures d'émissivité à 1.6 cm (Vaughan et al., 1999). Figure d'après Arthern et al. (2006)

La relation empirique est utilisée de façon unique pour l'inversion des données radiométriques sur l'ensemble de la calotte polaire. C'est pourquoi les méthodes utilisées en micro-ondes passives ont permis de donner de bons résultats principalement là où l'on dispose déjà de données in situ, (par exemple sur la plate-forme de glace de Ross (voir figure 1.13)). Les erreurs des mesures de taux d'accumulation issues des radiomètres (figure 1.13), sont liées pour beaucoup à la sensibilité des radiomètres à la température de la surface. Ces erreurs peuvent aussi être liées à la variabilité spatiale à courte échelle (kilométrique) du taux d'accumulation qui atteint souvent 30%. La fauchée des radiomètres étant de l'ordre de 10 à 60 km, ils ne peuvent reproduire ces variations à courte échelle. Toutefois, Frezzotti et al. (2002) suggèrent que les variations à courte échelle sont liées au vent qui redépose la neige, et qu'une

²c'est à dire le rapport de l'émissivité polarisée V sur l'émissivité polarisée H.

³les stratifications du manteau neigeux polarisent les émissions dans le domaine micro-onde en agissant comme un filtre qui transmet préférentiellement les émissions polarisées verticalement et réfléchit vers le bas les émissions polarisées horizontalement

mesure du taux d'accumulation n'est significative que sur des zones assez vastes. La mesure satellite à faible résolution peut donc donner une valeur beaucoup plus fiable qu'une mesure de forage en un point.

Une autre approche pour estimer les propriétés de la neige a été développée à partir de modélisation du signal micro-onde sur le manteau neigeux. Cette approche a l'avantage de s'affranchir des données terrains, utilisées par la suite simplement pour la comparaison. Flach et al. (2005) modélisent l'émission du manteau neigeux, ainsi que sa variation saisonnière. Ils utilisent ensuite des observations satellites effectuées à des fréquences comprises entre 20 GHz et 85 GHz pour cartographier l'ensemble des propriétés de la neige peu profonde sur la zone froide de la calotte polaire Groenlandaise.

Enfin, il faut noter une méthode originale pour mesurer les accumulations de neige récente (Bindschaler et al., 2005). Les précipitations récentes accumulent de la neige dont les grains n'ont pas encore subi de métamorphisme. Il en découle une augmentation soudaine de l'émissivité de la surface à 85 GHz. Il est ainsi possible de détecter les accumulations récentes de neige.

La mesure radiométrique est naturellement très sensible à la température du manteau neigeux, ce qui peut gêner l'interprétation des signaux. Malgré cette contrainte, les travaux réalisés sur les radiomètres donnent des résultats prometteurs pour retrouver certaines propriétés du manteau neigeux.

1.4.3 Le manteau neigeux vu dans le domaine micro-onde à l'aide de techniques actives

Les radars embarqués sur satellites

Les radars dont on dispose pour observer les calottes polaires sont de 3 types différents :

- 1/ Les diffusiomètres, radars non imageurs en visée oblique à faible résolution, initialement conçus pour regarder les vents et les vagues sur la mer.
- 2/ Les SAR (Synthetic Aperture Radar), radars imageurs de haute résolution (20 m de pixel), dédiés à l'étude des surfaces continentales et océaniques.
- 3/ Les altimètres, radars en visée verticale dédiés initialement à l'observation du niveau de la mer.

Tous les capteurs existants, dont aucun n'a vraiment été conçu pour l'observation des calottes polaires, ont la particularité d'émettre une onde qui pénètre le manteau neigeux sur plusieurs mètres. Suite à l'échec au lancement de CRYOSAT en 2005, il n'existe pour l'instant aucun radar dédié à l'étude des calottes polaires. Tous ces capteurs embarqués sur différents satellites (ENVISAT, ERS, JASON, T/P, ALOS,...) fonctionnent pour des bandes de fréquences entre 1.4 GHz (bande L) et 13.6 GHz (bande Ku).

La compréhension de leurs signaux acquis sur les calottes polaires est encore très limitée pour plusieurs raisons :

- 1/ L'interaction de l'onde radar avec le manteau neigeux complexe à ces fréquences est encore mal comprise.
- 2/ Le manteau neigeux est mal décrit pour ces domaines de fréquence. Les caractéristiques de la neige de l'Antarctique sont mal connues à cause des difficultés logistiques des mesures de terrain.
- 3/ Ces capteurs ont principalement été utilisés à d'autres fins qu'à l'étude de la neige.

Les SAR ont surtout été utilisés pour étudier les vitesses des écoulements de la glace. Les altimètres ont tout d'abord servi à cartographier la topographie des calottes et effectuer leur bilan de masse. Les diffusiomètres ont notamment permis d'étudier les régimes des vents sur les calottes polaires.

L'étude du manteau neigeux par les radars

L'analyse des signaux des diffusiomètres a permis de faire le lien entre rugosité à moyenne échelle (ou sastrugis) et vent (Ledroit et al., 1993). La mesure radar des diffusiomètres en bande C et Ku est également sensible aux stratifications. Ainsi, de la même manière qu'avec les capteurs micro-ondes passifs, des relations empiriques entre le coefficient de rétrodiffusion radar et le taux d'accumulation ont été établies. Admettant là encore, l'unicité de la relation à l'échelle de la calotte polaire, les mesures des diffusiomètres à plusieurs fréquences ont été inversées pour obtenir le taux d'accumulation sur la zone de névé du Groenland (Drinkwater et al., 2001).

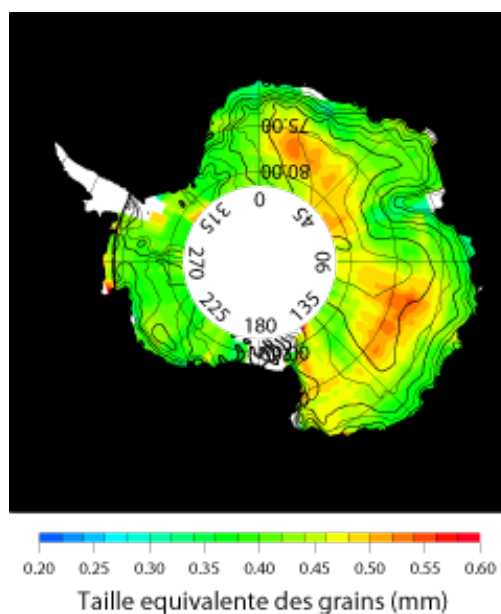


FIG. 1.14 – Taille des grains de neige mesurés par le radar altimétrique de ERS en bande Ku (d'après Legrésy et Rémy, 1998)

Le SAR en bande C est sensible aux stratifications du manteau neigeux et aux couches de gros grains. La corrélation d'images SAR peut être utilisée pour déterminer le taux d'accumulation (Oveisgharan and Zebker, 2007).

Le signal altimétrique est lui, avant tout, sensible aux propriétés de surface de la neige, notamment sa rugosité en lien avec les vents (Rémy & Minster, 1991). Concernant les propriétés de subsurface, l'étude de la variabilité temporelle à 3 jours du signal altimétrique permet de mesurer le coefficient d'extinction duquel est extrapolé la taille des grains de neige en Antarctique (Legrésy et Rémy, 1998), (figure 1.14). On s'aperçoit alors que les grains sont plus fins sur les côtes qu'au centre, mettant ainsi en avant le rôle prépondérant du taux d'accumulation dans le taux d'accroissement des grains de neige. En comparant les traces montantes et descendantes de l'altimètre, on observe que le signal altimétrique est relié à la direction du vent. Le vent sur la calotte polaire crée soit des orientations dominantes

dans la rugosité de surface (Legrésy et al., 1999), soit des orientations préférentielles dans l'agencement des grains de neige (Arthern et al., 2001).

1.4.4 Le socle rocheux

En étudiant la topographie fine mesurée par les altimètres et ses anomalies de pentes, on s'est rendu compte que la surface de la calotte polaire épousait la forme du socle rocheux situé dessous. On a ainsi pu mettre en avant des réseaux hydrologiques sous-glaciaires, faits de vallées profondes reliant des lacs (Rémy et Tabacco, 2000). La forme de ces vallées nous renseigne à la fois sur les érosions pré-glaciaires mais également sur l'écoulement de la glace. La prise en compte de la topographie du socle rocheux et de sa rugosité dans les modèles d'écoulement est une entrée importante pour comprendre la dynamique des calottes polaires, et leur connaissance est encore très mauvaise.

La connaissance fine du socle rocheux et de l'épaisseur de glace en Antarctique est un des grands objectifs des futures missions radars (MIMOSA, CARISMA), qui proposent d'envoyer en orbite un radar basse fréquence (435 MHz) au dessus des calottes. La très grande pénétration des ondes à ces fréquences devrait leur permettre d'atteindre le socle rocheux sur lequel elles se réfléchissent.

1.5 Conclusions et objectifs

Le continent Antarctique est une des régions les moins explorées de notre planète. La neige et la glace de la calotte polaire qui couvrent ce continent recèlent d'informations encore bien mal-connues. Les caractéristiques de cette neige et cette glace constituent des indicateurs clés de la dynamique glaciaire et du climat terrestre. Le manteau neigeux, stratifié par l'accumulation successive des précipitations et le métamorphisme, est une source d'information sur le climat et ses évolutions récentes. Par exemple, le taux d'accumulation ou la taille des grains de neige sont des paramètres climatiques importants (Lemke et al., 2007), mais très mal connus.

Les mesures in situ ne permettent de connaître ces paramètres qu'en des lieux précis et en nombres réduits, ce qui ne permet pas d'en déduire leur variabilité spatiale parfois à très courte échelle. En outre, ces mesures de terrains n'existent pas dans certaines zones du plateau Antarctique difficiles d'accès. La mesure par satellite présente l'avantage de la couverture spatiale et temporelle. Les altimètres radar notamment, survolent la calotte polaire antarctique sur près de 80% de sa surface. Ces instruments ont été dimensionnés à l'origine pour fournir une mesure d'altitude des surfaces océaniques. Sur les calottes polaires, les ondes pénètrent dans le manteau neigeux sur plusieurs mètres et sont sensibles à diverses propriétés de la neige (stratification, grains de neige, rugosité...). Le signal altimétrique est donc lié à ces propriétés du manteau neigeux. L'objectif du travail de cette thèse est d'utiliser les informations délivrées par les altimètres radar pour étudier ces propriétés du manteau neigeux.

La grande sensibilité du signal altimétrique aux propriétés de surface du manteau neigeux (rugosité, topographie, densité de surface...) a, pour l'instant, limité l'utilisation de l'altimètre à l'étude de la surface de la calotte polaire. Avec l'apparition d'altimètres à fréquences plus basses (3.2 GHz) sur le satellite ENVISAT (contre 13.6 GHz auparavant sur

le satellite ERS), les études du manteau neigeux à partir de données altimétriques peuvent être envisagées sous un nouveau jour.

L'objectif de cette thèse est donc d'utiliser la double fréquence de l'altimètre RA-2 de ENVISAT pour étudier les propriétés du manteau neigeux en Antarctique. Ceci à double fins :

- 1/ Retrouver des propriétés encore mal connues du manteau neigeux.
- 2/ Corriger l'altitude des déformations de la forme d'onde introduit par l'interaction du signal altimétrique avec le manteau neigeux.

Rappelons le plan déjà proposé dans l'introduction : Dans le chapitre 2 nous présenterons la mesure altimétrique et les caractéristiques du signal de ENVISAT sur les calottes polaires. Ensuite, dans les chapitres 3 et 4, nous analyserons la sensibilité du signal altimétrique aux différentes caractéristiques du manteau neigeux aux 2 fréquences d'ENVISAT. Par la suite (chapitre 5), une modélisation du signal altimétrique sur le manteau neigeux stratifié sera développée. Ce modèle sera utilisé pour retrouver des propriétés du manteau neigeux en Antarctique. Enfin dans un chapitre de perspective (chapitre 6), nous verrons quel peut être l'apport des futures missions altimétriques pour l'étude des propriétés de la neige en Antarctique.

2

Le signal altimétrique

Sommaire

2.1	Principe de l'altimétrie radar	37
2.1.1	La mesure altimétrique	37
2.1.2	Les paramètres de la forme d'onde	39
2.1.3	La topographie de l'Antarctique	40
2.2	RA2, un altimètre bi-fréquence sur la calotte polaire Antarctique	41
2.3	Variations saisonnières du signal altimétrique	42
2.3.1	Traitement des données ENVISAT	42
2.3.2	Caractéristiques du signal saisonnier	43

2.1 Principe de l'altimétrie radar

Dans les années 1960 est apparue l'idée de mesurer le niveau des océans d'une manière globale sur toute la planète dans un but scientifique. Le premier altimètre radar est lancé en 1973 par la NASA à bord du satellite SKYLAB. Aucun des premiers altimètres ne survole le continent Antarctique, situé à trop hautes latitudes, si ce n'est une bande côtière au nord de 72° S. C'est en 1991, avec le satellite ERS1 que l'on dispose des premières données sur les calottes polaires, suivi en 1995 de ERS2 et ENVISAT en 2002.

2.1.1 La mesure altimétrique

Un altimètre est un radar à visée verticale qui émet une onde électromagnétique et reçoit le signal renvoyé par les cibles situées sur le trajet de l'onde (surfaces terrestres) en fonction du temps t . Connaissant la vitesse de propagation de l'onde dans l'air (c), la distance R entre la cible observée et le satellite est simplement donnée par $R = \frac{ct}{2}$.

Dans le cas d'un signal acquis sur les calottes polaires, l'onde est renvoyée d'abord par la surface de la neige puis éventuellement par le milieu situé sous cette surface. La puissance renvoyée vers le radar évolue donc avec le temps d'observation. La puissance reçue est échantillonnée sur un nombre fini de porte radar (64 pour ERS, 128 pour ENVISAT en bande Ku). La "forme d'onde altimétrique" est la courbe qui représente l'évolution de la puissance reçue par le radar en fonction du temps d'observation.

On représente dans la figure 2.1 la forme d'onde théorique obtenue dans le cas d'une mesure altimétrique effectuée sur un milieu non pénétrant (la surface océanique par exemple).

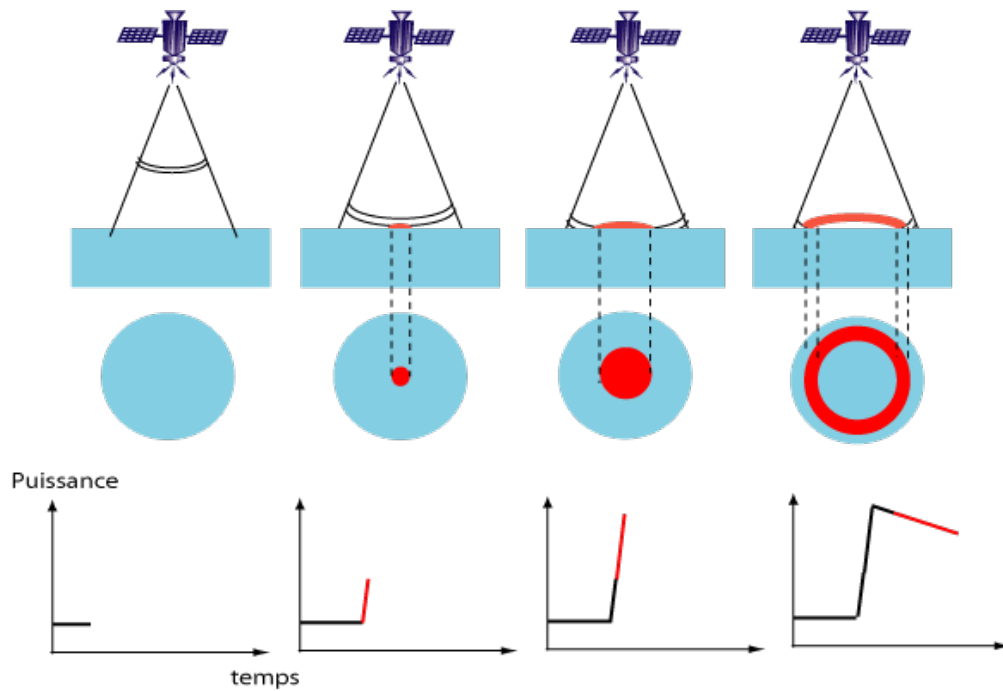


FIG. 2.1 – Principe de la mesure altimétrique : cas idéal sur un milieu non pénétrant (océan)

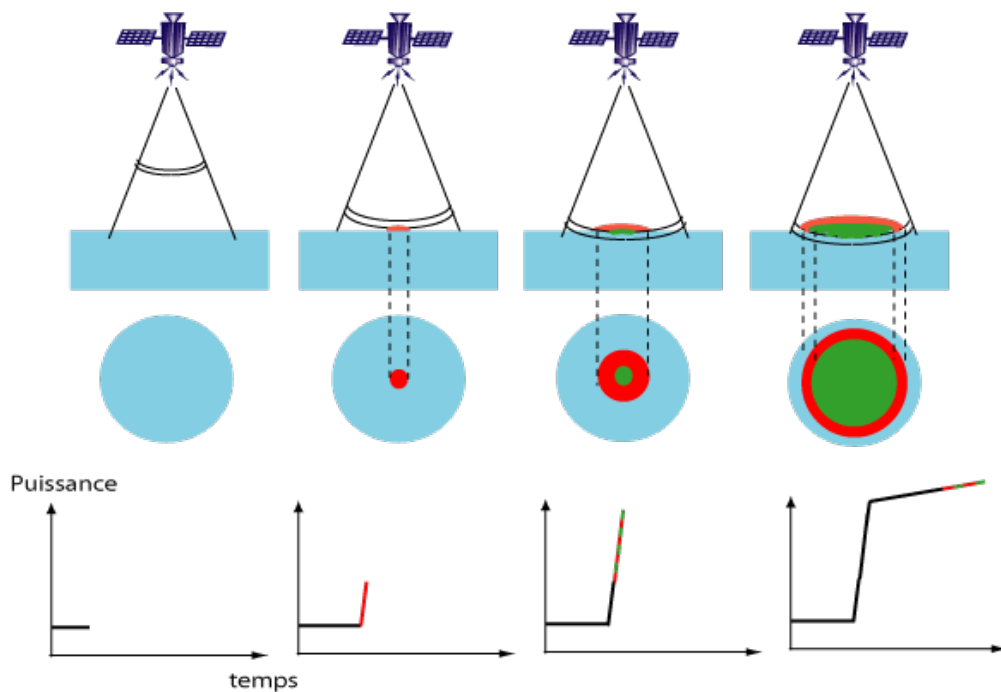


FIG. 2.2 – Principe de la mesure altimétrique : cas sur un milieu pénétrant (neige sèche)

La surface éclairée par l'onde est l'intersection de la coquille sphérique, qui représente l'impulsion radar, par la surface observée. L'impulsion émise ayant une durée finie (pulse limited), cette surface passe d'un point à un disque puis à un anneau de surface constante. La puissance renvoyée par la surface est plus faible à des angles d'incidences plus grands, d'où la décroissance observée dans la forme d'onde¹.

Si maintenant l'onde pénètre dans le milieu observé et la renvoie, on obtient une forme d'onde théorique représentée dans la figure 2.2. La surface a toujours le même rôle que dans le cas de la figure 2.1, seulement vient s'ajouter une contribution de la subsurface. Lors du premier impact, seule la surface est éclairée par la coquille sphérique, puis les échos de subsurface viennent s'ajouter aux échos de surface, augmentant la puissance renvoyée. Le volume éclairé par l'onde augmente presque linéairement avec le temps, ainsi la puissance renvoyée par la sub-surface ne cesse d'augmenter ce qui peut compenser la baisse de puissance renvoyée par la surface aux angles d'incidences plus élevés.

En comparant simplement ces deux exemples idéalisés, on voit que les formes d'ondes nous apportent des informations non seulement sur la distance du satellite au milieu sondé, mais également sur les caractéristiques de surface ou de volume de ce milieu.

2.1.2 Les paramètres de la forme d'onde

Afin d'analyser le signal altimétrique, les formes d'ondes sont retraitées par un algorithme dit de "retracking"², qui caractérise la forme d'onde par plusieurs paramètres (figure 2.3) :

1/ La distance R entre le satellite et le milieu du front de montée, dont est déduit l'altitude de la surface terrestre en soustrayant la mesure de R à l'altitude du satellite donnée par les orbites précises au centimètre. Des corrections sont apportées à cette altitude mesurée, afin de prendre en compte les retards de l'onde dans la ionosphère et à la traversée de la troposphère.

2/ La largeur du front de montée (LeW) est le temps entre le premier écho et le maximum de la forme d'onde.

3/ La pente du flanc (TeS) est calculée en ajustant une droite dans la première partie du flanc de la forme d'onde exprimée en échelle logarithmique. En regardant les figures 2.1 et 2.2 on s'aperçoit déjà qu'un signal de volume va contribuer à augmenter la valeur de ce paramètre.

4/ La deuxième pente du flanc³ ($STeS$) est calculée en ajustant une droite dans la seconde partie du flanc de la forme d'onde exprimée en échelle logarithmique. Ce paramètre est assez semblable au précédent.

5/ Le coefficient de rétrodiffusion (Bs), est l'intégrale de la puissance renvoyée par la cible ramenée à la surface éclairée par l'onde.

Chacun de ces paramètres contient de l'information sur le milieu observé. De tous ces paramètres, la distance R est le plus utilisé. Il a permis de mesurer le niveau des mers et

¹le gain d'antenne diminue lui aussi avec l'incidence, mais cet effet instrumental est lui corrigé. La correction est effectuée en considérant que la cible observée est constituée uniquement de la surface, et en multipliant l'écho de la forme d'onde au temps t (ou angle θ , voir chapitre 4) par l'inverse du gain d'antenne pour cet angle.

²"tracking" signifie "poursuivre". Le tracker à bord du satellite permet de suivre l'écho altimétrique et de le replacer au centre de la fenêtre de d'acquisition. "retracking" est ici utilisé par abus de langage pour désigner un post traitement sur les formes d'ondes.

³le flanc a été divisé en deux parties afin de pouvoir comparer les paramètres de ERS qui ne comptait que 64 portes et de ENVISAT (128 portes)

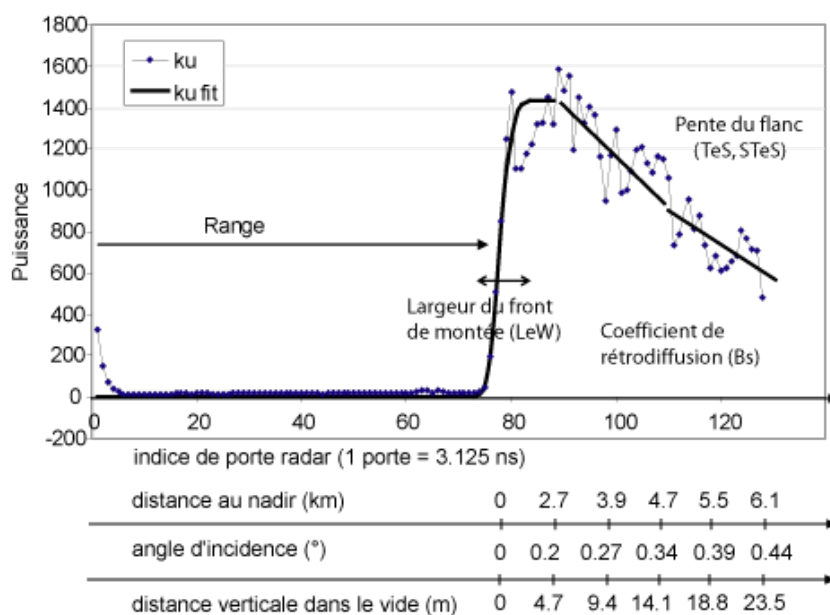


FIG. 2.3 – Forme d'onde altimétrique et définition des paramètres de retracking

cartographier les calottes polaires. Nous verrons toutefois par la suite que cette distance ne peut être considérée comme une information brute sur l'altitude, et que les autres paramètres peuvent servir à corriger la mesure d'altitude des effets perturbateurs, liés au milieu observé. L'intérêt de connaître ces paramètres est donc double, à la fois pour l'étude des propriétés de la neige, et pour la correction de l'altitude sur les calottes polaires.

2.1.3 La topographie de l'Antarctique

La mesure altimétrique a permis d'améliorer la connaissance de la topographie de la calotte polaire Antarctique (figure 2.4) d'un facteur 100 par rapport aux cartes précédentes établies par des relevés in situ et des extrapolations judicieuses aux zones non explorées. La précision estimée est autour de 1 m sur la majeure partie de la calotte, se dégradant sur les bords du continent du fait des pentes plus fortes qui y existent. La recherche d'une précision toujours plus fine de la topographie est motivée par les études de structures de surface, qui nous apportent des informations sur l'écoulement de la glace et les dépôts de neige. Roemer et al. (2006), en adaptant localement les corrections de pente et le maillage aux spécificités de la topographie, gagnent encore un facteur 3 à 4 sur la précision du Modèle Numérique de Terrain au lac de Vostok, passant de 1 m à 30 cm. Ils atteignent ainsi l'ordre de grandeur d'erreur inhérente à la mesure altimétrique.

Au contraire des océans, dans lesquels l'onde radar ne pénètre pas, la mesure altimétrique sur les calottes polaires nécessite d'être corrigée d'un effet de pénétration dans le manteau neigeux. Cette pénétration a entre autre effet de "ralonger" le front de montée de la forme d'onde. L'altitude étant calculée à partir de la position du milieu du front de montée, la pénétration de l'onde contribue à perturber l'estimation de l'altitude en la diminuant.

D'autres facteurs jouent également sur la largeur du front de montée et donc sur l'altitude : la rugosité de la surface de la neige à diverses échelles (comme nous le verrons dans le chapitre 3), la densité en surface de la neige (voir section 2.3). La compréhension de l'interaction de l'onde radar avec le milieu neigeux est donc fondamentale pour corriger l'altitude

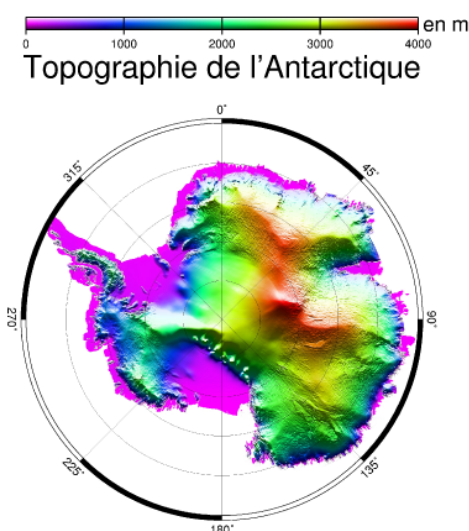


FIG. 2.4 – Topographie de l'Antarctique mesurée par l'altimètre de ERS1 (d'après Rémy et al, 1999)

de ces effets.

2.2 RA2, un altimètre bi-fréquence sur la calotte polaire Antarctique

En mars 2002, l'ESA lance le satellite ENVISAT à bord de Ariane 5, poids lourd des satellites d'observation de la Terre de 8.2 tonnes, avec à son bord 10 instruments différents : SAR, altimètre, radiomètres, spectromètre, capteurs de chimie atmosphérique, systèmes de positionnement. Avec son orbite inclinée à 98° , ENVISAT permet d'observer 80% du continent Antarctique.

L'altimètre à bord (RA2) a la particularité de fonctionner simultanément à deux fréquences, en bande S (3.2 GHz) et en bande Ku (13.6 GHz). La bande Ku assure la continuité des missions ERS (ENVISAT et ERS possèdent les mêmes caractéristiques orbitales). La bande S a été ajoutée afin de mieux corriger la mesure altimétrique des retards ionosphériques. L'ionosphère étant un milieu dispersif à ces longueurs d'ondes, la différence de retard des ondes Ku et S à sa traversée permet d'estimer la correction ionosphérique à appliquer.

Les caractéristiques de cet instrument à deux fréquences sont résumées dans le tableau 2.1. La mesure se fait simultanément, si bien que les deux signaux imagent les mêmes cibles.

Legrésy et al. (2005) ont développé l'algorithme de retracking Ice2 spécifiquement adapté au traitement de ces signaux. Ils étudient alors la distribution géographique des paramètres de la forme d'onde moyennés sur la période entre octobre et décembre 2002. Les ondes interagissent avec le manteau neigeux différemment en bande S et Ku. Le traitement des deux signaux donne alors des paramètres différents. On s'aperçoit par exemple (figures 2.5) que l'altitude estimée en bande Ku (h_{Ku}) est supérieure à celle estimée en bande S (h_S) sur

paramètre	bande S	bande Ku
fréquence centrale	3.2 GHz	13.6 GHz
longueur d'onde dans le vide	9.4 cm	2.2 cm
bande passante	160 MHz	320 MHz
résolution verticale dans l'air	94 cm	47 cm
taux d'échantillonnage	3.125 ns	6.25 ns
durée d'échantillonnage	400 ns	400 ns
ouverture d'antenne à 3dB	5.5°	1.35°

TAB. 2.1 – caractéristiques de l'altimètre radar de ENVISAT RA2

tout le plateau Antarctique, alors qu'elle lui est inférieure sur les bords. On aurait a priori, pu penser que h_S est toujours inférieure à h_{Ku} , du fait de la meilleure pénétration des ondes plus basses fréquences dans le manteau neigeux. On peut expliquer ces différences par des sensibilités différentes des deux signaux à des propriétés de la neige en subsurface.

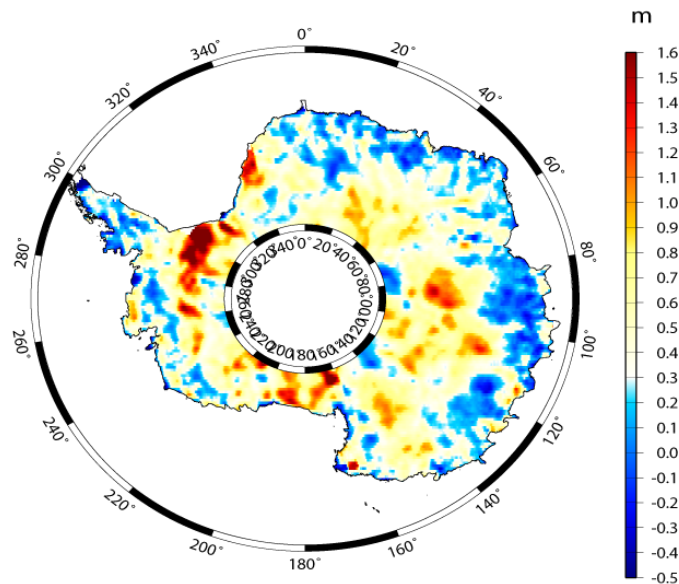


FIG. 2.5 – Différence de hauteur entre les altitudes estimées par la bande Ku moins celles estimées par la bande S

2.3 Variations saisonnières du signal altimétrique

2.3.1 Traitement des données ENVISAT

Depuis son lancement, ENVISAT a permis d'acquérir des données sur plusieurs années complètes. Les 8 premiers cycles (1 cycle dure 35 jours) sont très perturbés par les acquisitions en modes spéciaux et ajustements des paramètres à bord pendant la phase de recette en vol. Les données sur cette période ont été ici écartées. Le traitement des données entre octobre 2003 et décembre 2006 (cycles 9 à 51) est présenté dans ce qui suit, et l'intégral des cartes obtenues est montré dans l'annexe 3.

L'Antarctique est divisée en cellules de 0.25 degré de longitude sur 0.1 degré de latitude. A l'échelle de cette maille, les propriétés du manteau neigeux sont supposées ne varier que très peu. Ainsi les paramètres du signal altimétrique sont à peu près constants sur la maille (on ne parlera pas ici de l'altitude, qui elle peut varier de plusieurs mètres à cette échelle). La valeur de chaque paramètre est alors prise comme la moyenne de toutes les données situées à l'intérieur de cette maille. On traite chaque cycle séparément, si bien qu'on obtient pour chaque maille une série temporelle sur 4 ans de chaque paramètre de la forme d'onde, avec environ 10 données par an.

De ces séries temporelles sont extraites des tendances sur 4 ans de chacun des paramètres de la forme d'onde. Une fois cette tendance retranchée, les séries temporelles rendent compte d'un cycle annuel de tous les paramètres de la forme d'onde (figure 2.6). Les paramètres LeW et TeS sont en phase, et anti-corrélés à Bs et à l'altitude.

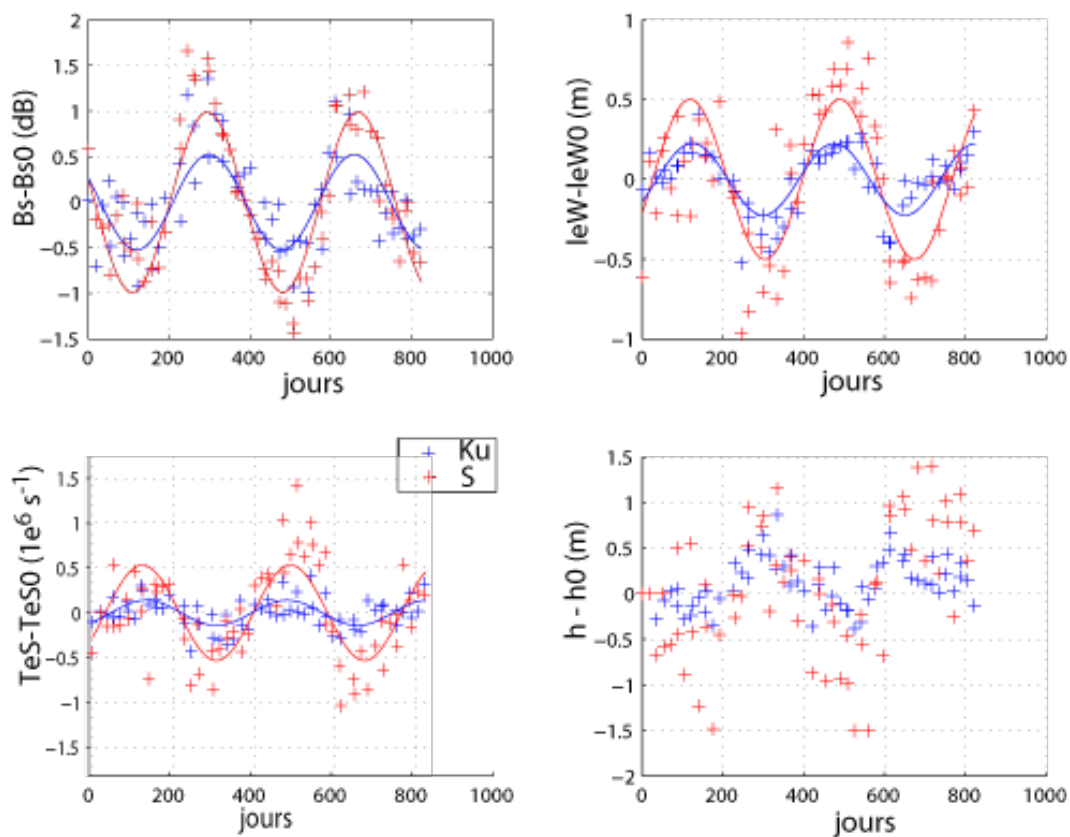


FIG. 2.6 – Séries temporelles typiques du plateau Antarctique des paramètres de la forme d'onde en bande S (rouge) et Ku (bleu) : coefficient de rétrodiffusion Bs (en haut à gauche), largeur du front de montée LeW (haut à droite), pente du flanc TeS (bas à gauche), altitude (bas à droite). A noter qu'aucune tendance de l'altitude n'est retranchée à la série.

2.3.2 Caractéristiques du signal saisonnier

Des variations saisonnières du signal altimétrique ont pour la première fois été observées par Zwally et al. (2002) sur la calotte polaire du Groënland, qui ne regardaient alors que les séries temporelles d'altitude. C'est pourquoi ils concluent à des changements d'élévation du manteau neigeux liés au caractère saisonnier de la compaction de la neige fraîchement

accumulée. En parallèle de cette observation, ils tentent de modéliser la densification du manteau neigeux par 2 processus :

1/ Lorsque le taux d'accumulation de neige est élevé, les cycles annuels de température engendrent une densification de la couche de dépôt annuelle entre le milieu du printemps et le début de l'été (Li Jun & Zwally, 2002). Les amplitudes de ces variations saisonnières peuvent atteindre 12 kg.m^{-3} .

2/ Lorsque le taux d'accumulation de neige est faible, les variations annuelles de température donnent lieu à de forts gradients de température dans le manteau neigeux et favorisent les échanges de vapeur d'eau entre les différentes couches de neige. Les processus de sublimation et condensation font alors varier le taux de densification des couches de neige après leur dépôt (Li Jun & Zwally, 2004). Plus le taux d'accumulation est faible, plus cet effet est important. Les variations de densité en surface modélisées par Li Jun & Zwally (2004) peuvent ainsi atteindre 10 kg.m^{-3} à Vostok, où le taux d'accumulation est d'environ $24 \text{ kg.m}^{-2}.an^{-1}$. Ils montrent que ce processus crée un pic de densification dont la date varie selon le taux d'accumulation,.

Toutefois, les amplitudes des variations d'altitude observées en Antarctique sont souvent supérieures aux précipitations annuelles. Ainsi, la simple variation de l'élévation du manteau neigeux ne suffit pas à expliquer le cycle observé. Ceci montre qu'au moins une partie (si ce n'est l'ensemble) des variations saisonnières d'altitudes observées sont reliées à la sensibilité du signal altimétrique à un changement saisonnier des propriétés du manteau neigeux. Le cycle saisonnier du signal altimétrique peut être lié à plusieurs phénomènes :

- 1/ Des variations de température du manteau neigeux entre l'été et l'hiver. Il existe ainsi des variations de la température de l'air de près de 50°C à Dome C.
- 2/ La variation des densités de neige en surface liée à des précipitations été/hiver de propriétés différentes.
- 3/ Le taux de densification de la neige récente en surface varie selon la saison.
- 4/ Les changements d'état de surface de la neige entre hiver et été, liés à des régimes de vents différents.

Avant de trancher pour l'une ou l'autre de ces hypothèses (ce que nous ferons dans le chapitre 5), regardons quelles sont les caractéristiques des variations saisonnières du signal altimétrique. On trace les cartes d'amplitude des variations saisonnières de chaque paramètre (figures 2.7, 2.8, 2.9), par ajustement d'une fonction sinusoïdale sur les séries temporelles de chaque maille. On remarque tout d'abord que les amplitudes des cycles saisonniers de tous les paramètres de la forme d'onde sont toujours plus fortes en bande S qu'en bande Ku. On remarque ensuite qu'il y a une forte corrélation entre les amplitudes de tous ces paramètres. La tendance générale montre des amplitudes fortes sur les côtes, qui diminuent en montant sur le plateau avant de réaugmenter vers les dômes. Ceci est en bon accord avec la modélisation de la densification du manteau neigeux de Li et Zwally, c'est à dire une amplitude du cycle saisonnier forte lorsque soit le taux d'accumulation est très important, soit très faible.

La très bonne corrélation entre toutes les amplitudes des paramètres nous confirme que la variation d'altitude observée dans le signal altimétrique par Zwally et al. (2002), n'est pas liée qu'à la seule variation d'élévation du manteau neigeux, mais également au changement de forme du signal altimétrique. La meilleure façon de le voir est de considérer le cycle du front de montée *LeW*. L'altitude de la surface étant définie au milieu du front de montée, un allongement du *LeW* crée une diminution de l'altitude.

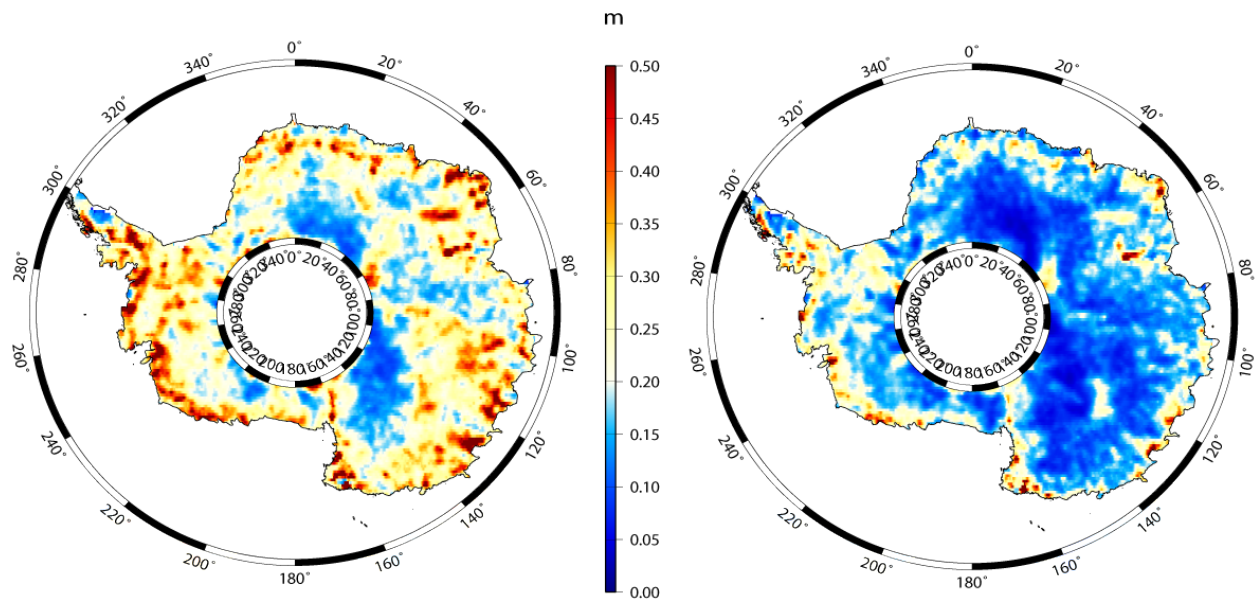


FIG. 2.7 – Amplitude du cycle saisonnier de la largeur du front de montée de la bande S (gauche) et Ku (droite)

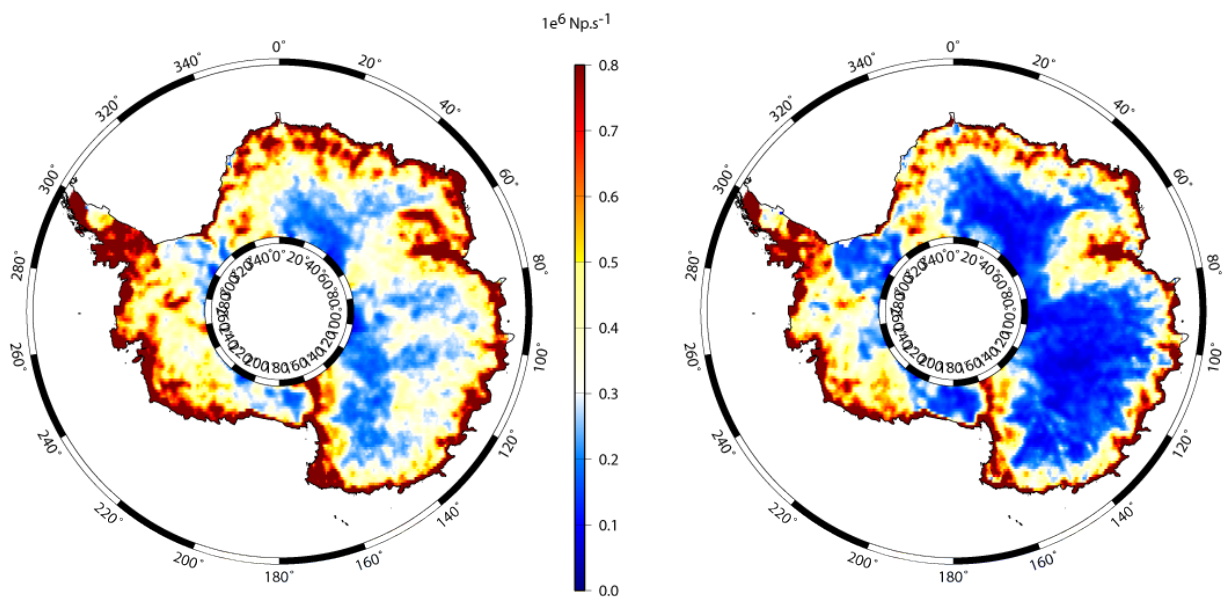


FIG. 2.8 – Amplitude du cycle saisonnier de la pente du flanc de la bande S (gauche) et Ku (droite)

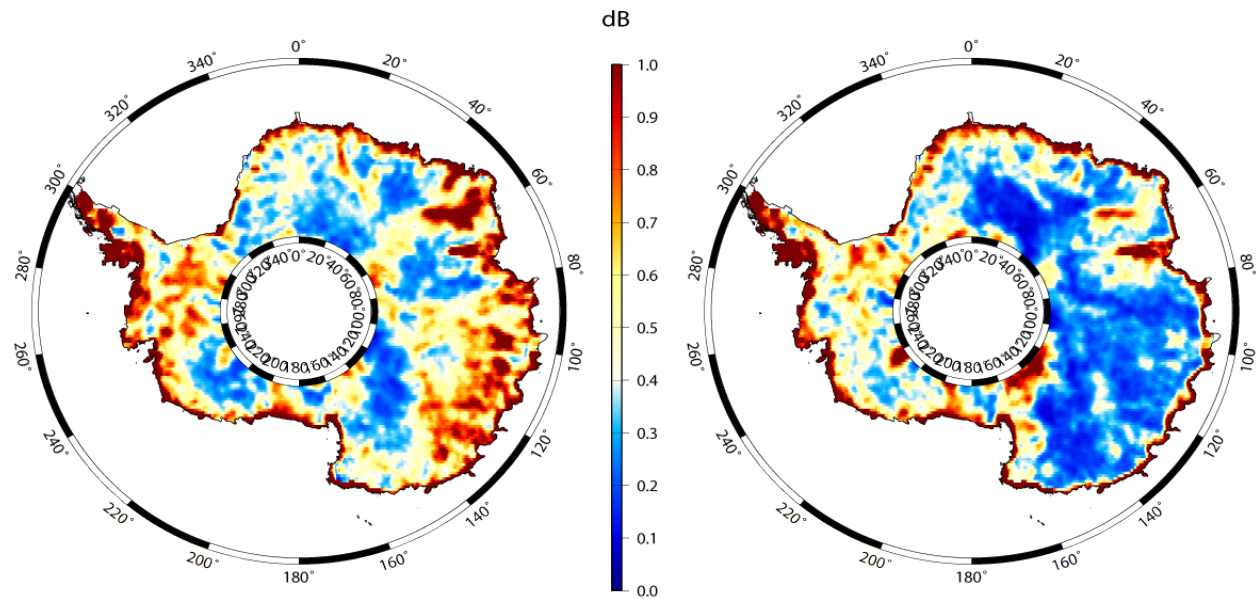


FIG. 2.9 – Amplitude du cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion de la bande S (gauche) et Ku (droite)

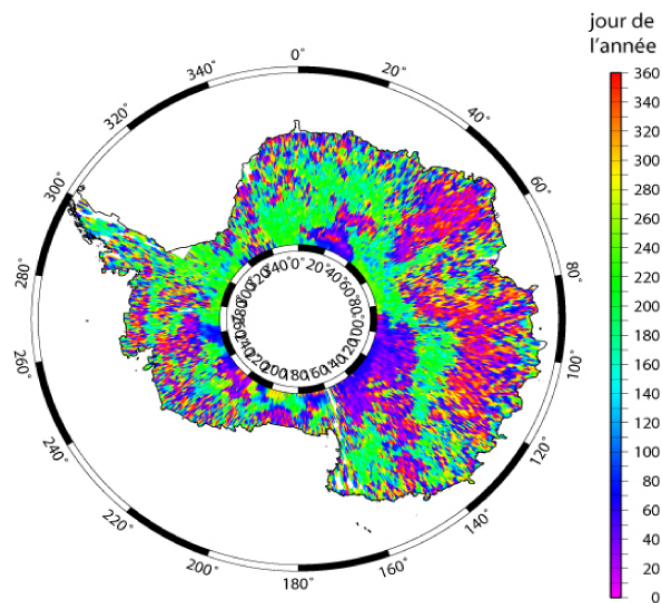


FIG. 2.10 – Date du pic de rétrodiffusion de la bande Ku. La date est donnée en jour depuis le 1^{er} janvier

L'observation de la date du pic de rétrodiffusion du signal saisonnier (figure 2.10) montre une variation de la phase du signal saisonnier sur la calotte polaire. Le pic de rétrodiffusion a lieu au début du printemps sur les dômes et au début de l'été ailleurs principalement vers les côtes. Ces observations vont donc dans le sens de l'hypothèse de densification modélisée par Li Jun & Zwally (2002,2004), à savoir une progression du pic de densité de surface de la fin du printemps vers le printemps lorsque l'on se déplace des bordures vers les dômes, où le taux d'accumulation est plus faible. Toutefois la corrélation entre déphasage et taux d'accumulation n'est pas immédiate. D'autres propriétés du manteau neigeux doivent également rentrer en compte.

Dans le chapitre 5, on s'attachera à modéliser le signal altimétrique et l'effet des variations saisonnières des propriétés du manteau neigeux sur le signal radar. Le but recherché sera triple : Comprendre l'influence des différentes propriétés de la neige sur le signal de l'altimètre, comprendre les cycles de variations saisonnières du manteau neigeux, et retrouver des propriétés du manteau neigeux en Antarctique.

3

Avec les yeux d'un radar

Sommaire

3.1	Introduction	49
3.2	Sensibilité du signal altimétrique aux oscillations macro-echelle de la surface topographique	51
3.2.1	Zone d'étude	51
3.2.2	Méthodologie	52
3.2.3	Analyse des résultats	53
3.3	Sensibilité du signal altimétrique à la micro-rugosité de la surface neigeuse	55
3.3.1	Observations	55
3.3.2	Analyse de la pente du flanc des formes d'ondes altimétriques	57
3.3.3	Vers des mesures de terrain...	58
3.4	Sensibilité des ondes radar aux éléments de sub-surface	59
3.4.1	Introduction	59
3.4.2	Zone d'étude	60
3.4.3	Données radar et stratification du manteau neigeux	60
3.4.4	Méthodologie	61
3.4.5	Résultats	62
3.5	Conclusions	64

3.1 Introduction

Afin d'interpréter au mieux les signaux altimétriques sur les calottes polaires, il convient de comprendre l'interaction de l'onde radar avec le manteau neigeux de structure parfois complexe. Des précédentes études ont montré la sensibilité de l'altimètre à bien des paramètres :

a/ Les oscillations de la surface à l'échelle des sastruggis¹ (10 cm à 1 m en vertical) allongent le front de montée de la forme d'onde altimétrique et diminuent la puissance renvoyée par la surface (Ridley et al., 1988 ; Legrésy & Rémy, 1997). Legrésy & Rémy (1999) montrent que l'orientation des sastruggis par rapport à la trace du satellite influe sur le signal altimétrique avec une différence entre traces montantes et descendantes pouvant aller



FIG. 3.1 – Photo de sastruggis.

jusqu'à 1 ou 2 dB.

b/ Les oscillations de la surface à l'échelle des mégadunes² (entre 1 et 5 m en vertical et 2 à 5 km en horizontal) biaisent les données altimétriques (Arthern et al., 2001).

c/ Ridley & Partington (1988) montrent que le signal radar pénètre dans le manteau neigeux et que le milieu hétérogène constitué de grains de neige renvoie un signal en bande Ku.

d/ Legrésy & Rémy (1998) montrent quant à eux, que les discontinuités diélectriques créées par le manteau neigeux stratifié sont responsables pour quasiment moitié du signal de sub-surface en bande Ku.

Dans ce chapitre, nous mettons des lunettes "électromagnétiques" pour nous permettre d'observer le manteau neigeux tel qu'un radar l'aperçoit. Nous nous basons pour cela sur des signaux radar acquis dans des cas bien précis et parfois connus. L'analyse du comportement des signaux radars en fonction du lieu et de la saison nous apportent des informations sur la sensibilité du radar aux différentes caractéristiques du manteau neigeux.

Trois analyses de cas sont développées ici :

1/ L'analyse de signaux altimétriques radars sur une zone où l'on dispose d'un modèle numérique de terrain précis.

2/ L'analyse de signaux altimétriques à l'échelle globale sur la calotte polaire Antarctique.

3/ L'analyse de signaux GPR sur une zone de névé fortement stratifiée.

¹les sastruggis sont des ondulations irrégulières formées à la surface de la neige par l'érosion éolienne et les dépôts de neige.

²les mégadunes sont des oscillations de la surface créées par les vents catabatiques constants.

3.2 Sensibilité du signal altimétrique aux oscillations macro-échelle de la surface topographique

3.2.1 Zone d'étude

Entre le 15 décembre 2005 et le 6 janvier 2006, un récepteur GPS a été embarqué sur un skidoo afin de mesurer la topographie d'une partie de l'Amery ice-shelf. Les mesures ont été réalisées sur une zone d'environ 30 km sur 30 km située sous un point de croisement des traces montantes et descendantes de l'altimètre d'ENVISAT (traces 494 et 599). L'idée de ces mesures était en premier lieu de permettre de valider les mesures d'altitudes obtenues par l'altimètre (Legrésy et al., en préparation). Ici, ces mesures sont exploitées pour voir la contribution des oscillations de la topographie à l'échelle métrique sur le signal altimétrique.

Les températures parfois positives au moment des mesures, ont entraîné de la fonte en surface, qui par percolation a en partie humidifié le manteau neigeux. La profondeur de pénétration du radar dans la neige est alors réduite. Le signal radar est donc essentiellement constitué de la réponse de la surface.

Le chemin suivi par le skidoo lors de sa conduite rendue sportive par la présence de nombreux sastruggis, prend la forme d'une toile d'araignée (figure 3.2) appelée "spiderweb". Le traitement des données GPS par la méthode "PPP" (Precise Point Positioning, Zumberge et al., 1997) donne une précision des mesures GPS centimétrique. Une interpolation par Krigage³ est réalisée sur la zone pour obtenir le modèle numérique de terrain (MNT) présenté sur la figure 3.2. La taille des cellules du MNT est d'environ 300 m de côté, bien supérieure à la taille caractéristique des sastruggis mais toutefois inférieure aux tailles caractéristiques des mégadunes. Egalement, cette taille de cellule est à comparer aux 2 km de diamètre de l'empreinte du premier écho de l'altimètre.

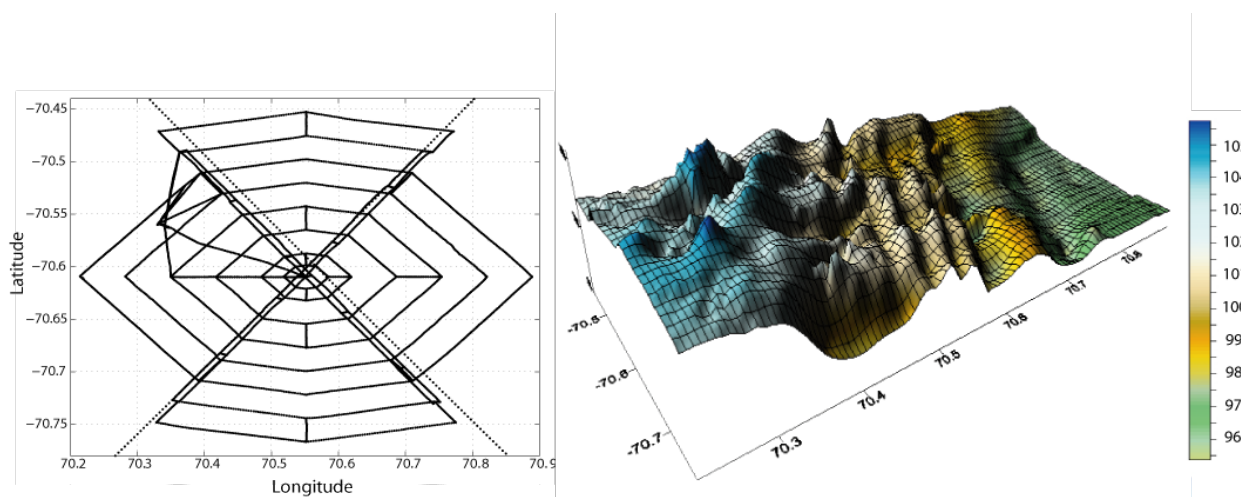


FIG. 3.2 – A gauche : la "spiderweb", mesures gps cinématiques réalisées sur skidoo. A droite : le modèle numérique de terrain obtenu.

En première approximation, la plate-forme est une zone particulièrement plate, avec une pente moyenne sur 40km inférieure à 0.03%. On voit toutefois qu'il existe des oscillations

³le Krigage est une méthode d'interpolation spatiale où la pondération est basée sur la minimisation de la covariance entre les points en fonction de la distance entre ces points.

d'amplitude de plusieurs mètres dont l'orientation préférentielle suit les vents dominants.

3.2.2 Méthodologie

Pour déterminer l'impact de cette topographie chaotée sur le signal altimétrique, la forme d'onde altimétrique obtenue sur cette surface est modélisée dans la suite. Nous développons un simulateur de forme d'onde altimétrique en modélisant la forme d'onde par la convolution de 3 termes (e.g. Legrésy et al., 2005) : Le signal émis, la puissance réémise par la surface, et le gain d'antenne. Nous faisons ici l'hypothèse que la forme d'onde est une somme cohérente des échos individuels issus de chaque cellule du MNT. La puissance de chaque écho individuel est considérée la même pour chaque cellule, la surface de chaque cellule étant la même. La dépendance en angle du signal radar est supposée négligeable. Cette approximation peut être soutenue par le fait qu'il existe un très grand nombre de réflecteurs à l'intérieur même de chaque cellule. On verra dans le paragraphe suivant que cette approximation n'est pas toujours exacte.

Connaissant l'angle θ_i par rapport au nadir sous lequel est vue la facette i , on peut calculer le gain d'antenne $G(\theta_i)$ en ce point (voir figure 3.3). Le temps t_i d'arrivée de l'écho individuel est donné par la distance du centre de la cellule au capteur (voir figure 3.3). La durée Δ_{t_i} pendant laquelle chaque cellule est observée, est déterminée par la distance de la cellule au point nadir (ou angle d'incidence). En effet, plus l'on se trouve loin du nadir, plus l'épaisseur de l'anneau radar⁴ diminue, et plus une cellule est observée pendant un laps de temps long. Ainsi la puissance réémise par chaque cellule se trouve dispersée sur un temps plus long lorsque l'on s'éloigne du nadir (voir figure 3.3).

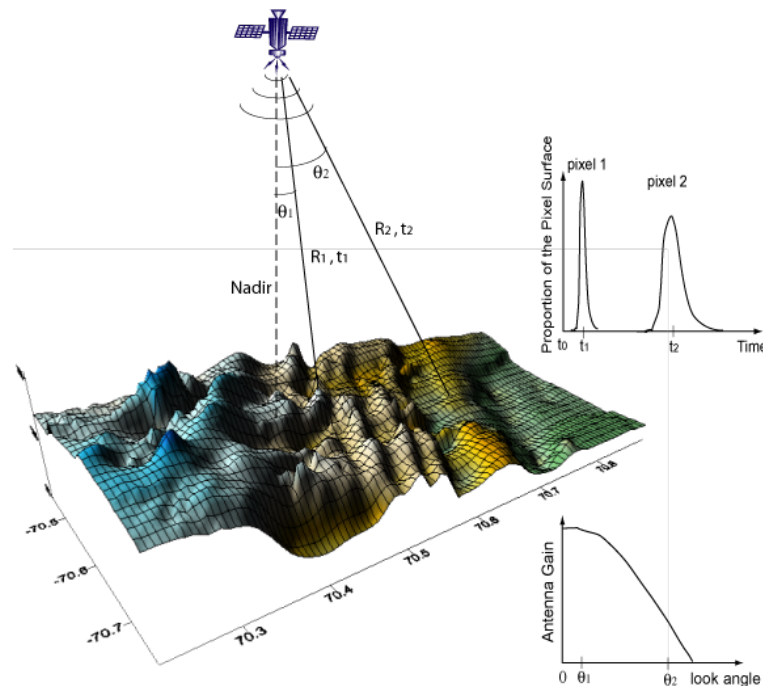


FIG. 3.3 – Schéma du principe de la simulation de la forme d'onde altimétrique.

La forme d'onde $P(t)$ est donc une somme de N échos individuels $P_i(t)$ correspondants

⁴l'anneau radar est la surface éclairée par le radar. Se référer au chapitre précédent.

à N cellules du MNT et peut donc être synthétisée par la formule suivante :

$$P(t) = \sum_{i=1}^N P_i(t) \quad (3.1)$$

$$P_i(t) = \begin{cases} \frac{G(\theta_i) \cdot f(t)}{\Delta_{t_i}} & \text{pour } t_i - \frac{\Delta_{t_i}}{2} < t < t_i + \frac{\Delta_{t_i}}{2} \\ P_i(t) = 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (3.2)$$

Le calcul de Δ_{t_i} est donné par

$$\Delta_{t_i} = \frac{2}{c} \cdot [R_{i_{max}} - R_{i_{min}}] \quad (3.3)$$

$R_{i_{max}}$ et $R_{i_{min}}$ sont les distances entre le satellite et le coin de la maille i respectivement le plus loin et le plus proche du point nadir. $f(t)$ est une fonction proportionnelle à la portion de surface du pixel éclairé. Afin de faciliter le calcul, on choisit ici de représenter $f(t)$ par une gaussienne centrée sur le point milieu du pixel t_i , de valeur 0 pour les points $R_{i_{max}}$ et $R_{i_{min}}$ et de surface valant 1.

Les formes d'ondes sont modélisées au niveau du centre de la "spiderweb", en lieu et place des acquisitions de l'altimètre d'ENVISAT. Une forme d'onde réelle n'est pas un écho issu d'une seule impulsion radar (appelé aussi "écho individuel"), mais la moyenne de 100 échos individuels issus de 100 impulsions. La distance parcourue par le satellite entre deux échos individuels est d'environ 3.3 mètres, ce qui fait que la forme d'onde fournie est une moyenne d'échos sur environ 330 m. Afin d'accélérer le calcul, une forme d'onde simulée est ici la moyenne de 11 échos individuels distants chacun de 30 m.

Il faut noter que le tracker à bord du satellite ne permet pas de recalculer complètement les échos individuels d'ENVISAT entre eux⁵, ce qui peut avoir des effets perturbateurs sur la forme d'onde notamment dans les zones où la topographie change rapidement (voir Legrésy et al, 2006). Dans notre simulateur, nous ne considérons pas de recalage des différents échos individuels entre eux, la pente de l'Amery Ice-shelf étant très plate.

3.2.3 Analyse des résultats

Les figures 3.4 et 3.5 représentent la comparaison de quelques formes d'onde observées et simulées. Dans ce simulateur, nous ne prenons pas en compte la pénétration des ondes. On remarque alors que la modélisation de la surface seule reproduit assez bien la forme générale de l'onde, ce qui peut s'expliquer ici par le fait que les effets de pénétration sont limités en été, dans ces zones où la fonte a lieu.

On remarque ensuite deux éléments majeurs :

1/ le front de montée est très bien reproduit. On observe même les éventuels doubles front. La simulation reproduit les pics observés jusqu'à la porte 10 ou 15 après le premier écho. On s'aperçoit ainsi de la très grande sensibilité de la première partie des formes d'ondes à la topographie de surface à grande échelle. On en conclut, que les premières portes des formes d'ondes individuelles reflètent pour beaucoup les oscillations à grande échelle de la

⁵la correction appliquée par le tracker pour centrer la forme d'onde ne prends pas en compte les variations locales de la topographie pour chaque écho individuel, mais le fait une fois tous les 100.

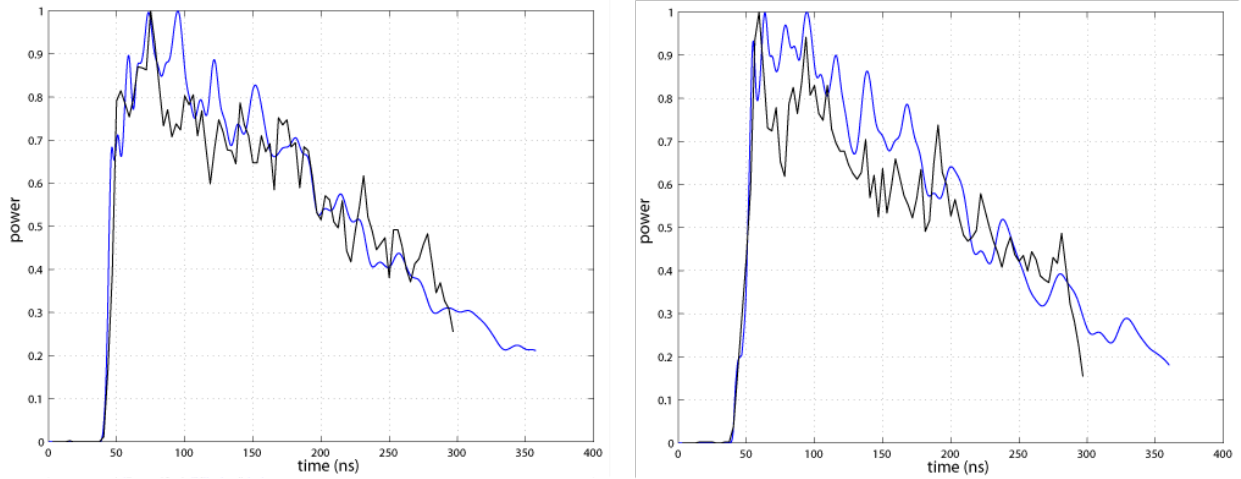


FIG. 3.4 – Formes d’ondes sélectionnées le long de la trace 494. En noir les formes d’ondes réelles, en bleu les simulations.

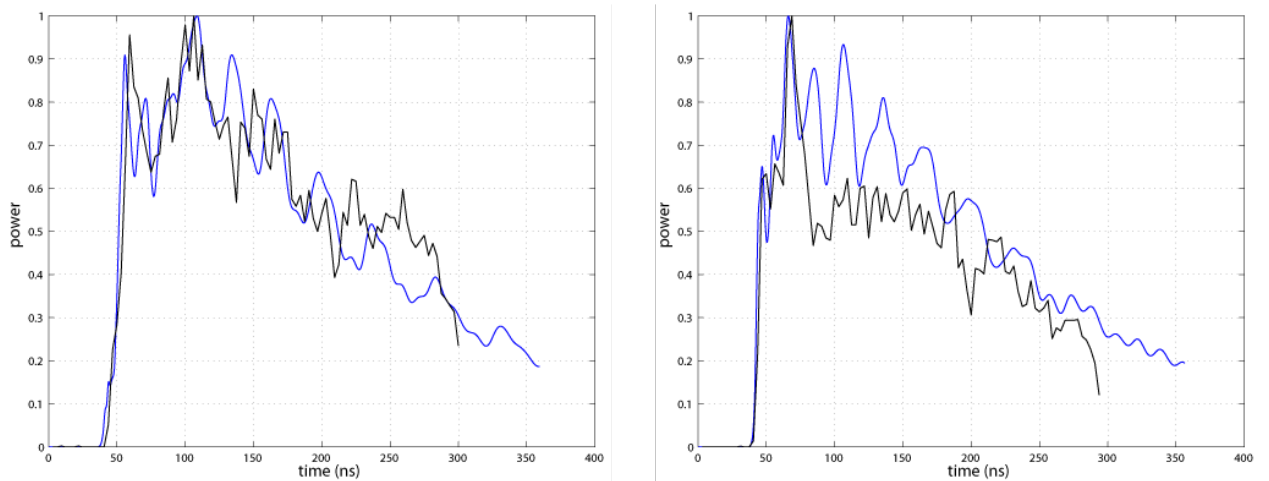


FIG. 3.5 – Formes d’ondes sélectionnées le long de la trace 599. En noir les formes d’ondes réelles, en bleu les simulations.

surface topographique. Ainsi une topographie de la surface très irrégulière va contribuer à allonger les fronts de montée des formes d’ondes.

2/ En revanche, le flanc des formes d’onde simulées est beaucoup plus lisse que dans la réalité. Ceci peut s’expliquer par le fait que la maille choisie pour le MNT n’est plus adaptée au calcul. En effet, la queue de la forme d’onde correspond à des échos radars éloignés du nadir, lieux où l’anneau radar possède à la fois une largeur beaucoup plus petite que la dimension de la maille mais aussi un grand rayon (la surface est constante). L’anneau radar recoupe alors beaucoup plus de cellules, et le modèle développé effectue une moyenne sur beaucoup plus de cellules que pour la simulation du front de la forme d’onde, d’où le lissage apparent. Ceci nous permet également d’affirmer que ce n’est plus la topographie à grande échelle qui contribue à la deuxième partie de la forme d’onde mais des échelles plus petites.

Il faut également noter que les différences observées dans le flanc de la forme d’onde peuvent aussi provenir d’un signal de sub-surface potentiel. D’ailleurs, les oscillations à grandes longueurs d’onde (qui sont aussi celles de grandes amplitudes) jouant peu dans le flanc de la forme d’onde, les pics observés dans la forme d’onde réelle sont certainement à mettre sur le compte de signaux de fortes amplitudes provenant de la subsurface.

3.3 Sensibilité du signal altimétrique à la micro-rugosité de la surface neigeuse

3.3.1 Observations

Dans cette partie, nous nous intéressons aux paramètres de la forme d’onde altimétrique sur l’ensemble des points du plateau antarctique dont l’altitude dépasse 500 m. Dans ces zones, la pente moyenne de la surface est faible, et n’a donc quasiment aucune influence sur le signal altimétrique. On s’attache ici au comportement statistique des paramètres de la forme d’onde, plus particulièrement le coefficient de retrodiffusion (figure 3.6) et la pente du flanc (figure 3.7) en bande Ku et en bande S, afin d’en déduire les propriétés du manteau neigeux qui ont une influence sur le signal altimétrique.

Les facteurs de corrélation entre la pente du flanc en bande Ku (TeS_{Ku}) et en bande S (TeS_S), supérieurs à 0.7, de même qu’entre les coefficients de rétrodiffusion Bs_{Ku} et Bs_S , montrent que les deux signaux radar sont en grande partie sensibles aux mêmes caractéristiques du manteau neigeux. De plus, l’observation des répartitions statistiques et spatiales de ces deux paramètres montre qu’ils sont très fortement corrélés (facteur de corrélation de 0.84). A de faibles valeurs de Bs correspondent des valeurs de TeS élevées, et inversement.

Toutefois, il existe une différence notable entre les signaux aux deux fréquences radars : En bande S, le paramètre TeS présente des valeurs plus basses qu’en bande Ku, et Bs des valeurs plus fortes (figure 3.8). Les valeurs de TeS_S sont ainsi quasiment toujours inférieures à TeS_{Ku} . Le signal en bande S présente notamment des valeurs de TeS négatives (10% de la surface Antarctique), alors qu’en bande Ku les régions de l’Antarctique ayant cette caractéristique ne couvrent que 1.7 % de la calotte polaire.

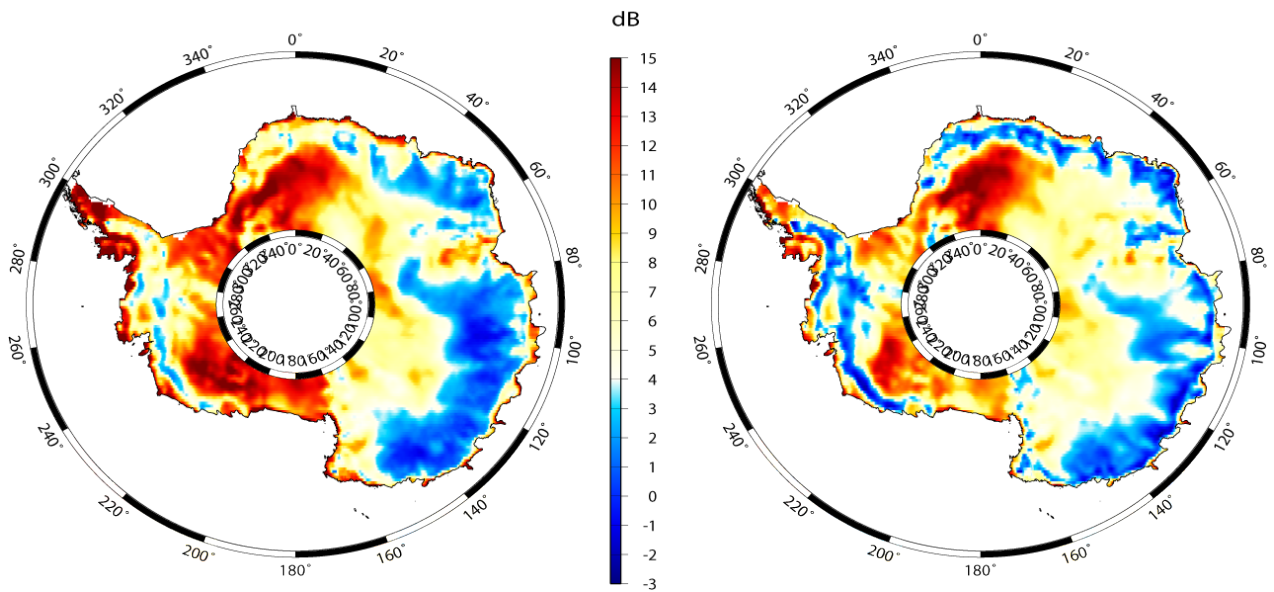


FIG. 3.6 – Coefficient de retrodiffusion radar (B_s) sur l'Antarctique (bande S à gauche, Ku à droite)

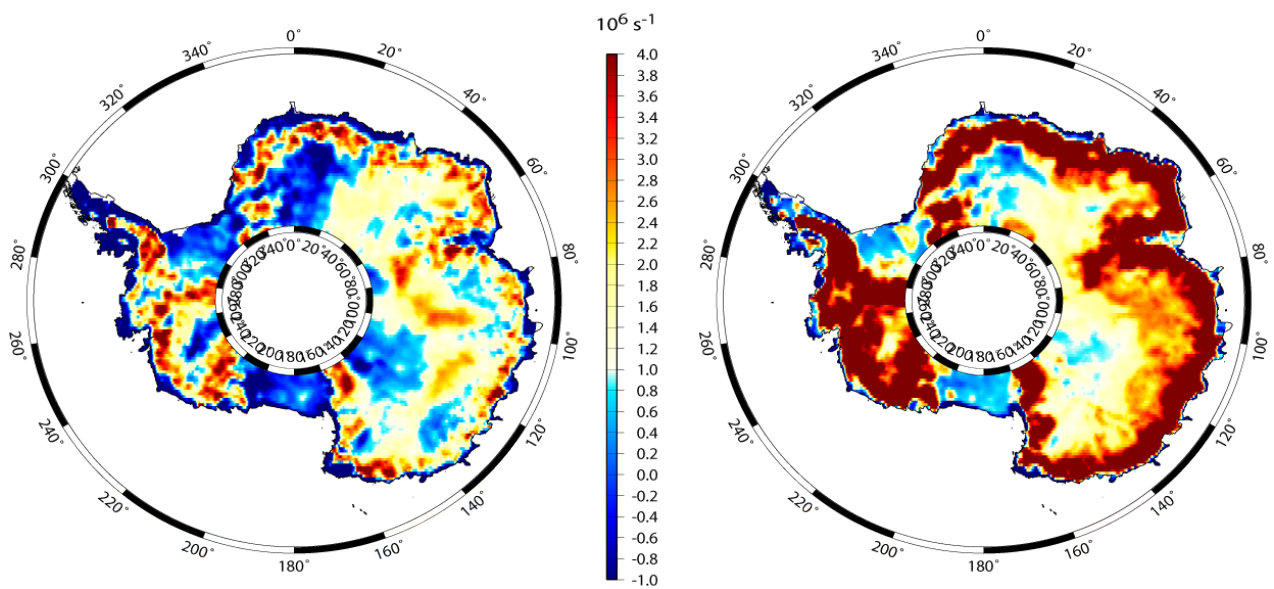


FIG. 3.7 – Pente du flanc (TeS) des formes d'ondes sur l'Antarctique (bande S à gauche et Ku à droite).

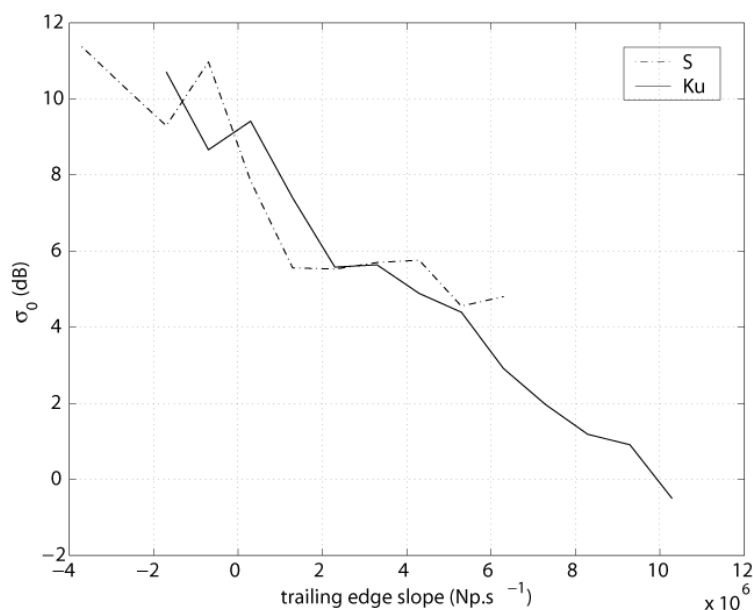


FIG. 3.8 – coefficient de rétrodiffusion moyen fonction des pente du flanc des formes d'ondes sur la calotte polaire Antarctique

3.3.2 Analyse de la pente du flanc des formes d'ondes altimétriques

Facteurs d'influences

Pour expliquer le comportement statistique décrit précédemment, intéressons nous maintenant à comprendre la sensibilité de TeS aux différentes propriétés du manteau neigeux :

1/ Notons tout d'abord, que TeS est à valeur nulle⁶ sur une cible constituée simplement d'une surface Lambertienne⁷. Typiquement, cette configuration est obtenue sur la surface océanique, sur laquelle une rugosité à petite échelle a été créée par la mise en mouvement de l'eau par le vent.

Dans le cas où la surface est lisse, et donc ne renvoie de l'énergie quasiment que dans la direction spéculaire (qui correspond à la verticale dans le cas de l'altimètre), la forme d'onde présente alors un flanc très "pentu". Ce type de cas est souvent rencontré sur de la glace de mer (surface très lisse). Dans le cas d'une réflexion spéculaire, la forme d'onde présente deux caractéristiques principales : une pente du flanc négative et un coefficient de rétrodiffusion élevé causé par la forte réflexion spéculaire.

2/ Plaçons nous maintenant dans le cas d'un milieu pénétrant. La cible n'est plus uniquement constituée d'une surface, et le demi-espace situé sous cette surface réfléchit également du signal. Comme il l'a déjà été signalé précédemment, alors que la surface éclairée par l'altimètre est constante, le volume lui augmente linéairement avec le temps. Si les propriétés de rétrodiffusion des cibles ne sont pas dépendantes de l'angle d'incidence, la puissance renvoyée par la surface est constante dans le temps, alors que celle renvoyée par le volume augmente linéairement. Ainsi, l'ajout d'une contribution volumique dans le modèle, créé des formes d'ondes dont la pente du flanc est positive (voir par exemple les schémas des figures 2.1 et 2.2).

⁶Les formes d'ondes ont été corrigées du gain d'antenne, c'est à dire qu'elles ont été multipliées par l'inverse du gain. On en reparlera dans le chapitre 4.

⁷qui réfléchit la même quantité d'énergie dans toutes les directions du demi-espace

On voit donc que le paramètre TeS est une combinaison de deux effets antagonistes : la rugosité à faible échelle fait décroître TeS , alors que le signal de volume l'augmente.

3/ A ces deux effets s'ajoutent l'effet des pentes topographiques, étudiées entre autre par Legrésy et Rémy (1997). Il a été montré qu'à cause du gain d'antenne, les pentes de la topographie font croître TeS et diminuer Bs , par rapport à une configuration où la pente est nulle.

Ainsi, seule la présence de surfaces lisses peut expliquer les valeurs négatives de TeS . De plus, dans le cas d'une surface lisse, la réflexion spéculaire explique la corrélation entre des valeurs de TeS faibles à négative, et de forts coefficients de rétrodiffusion.

Comparatif fréquentiel

La notion de rugosité d'une surface dépend de la fréquence radar à laquelle cette surface est observée. Le critère de Rayleigh fixe la notion de "surface lisse" à $\sigma_h < \frac{\lambda}{8}$, où λ est la longueur d'onde radar et σ_h l'écart type de la distribution des hauteurs de la surface. Ainsi, une surface de $\sigma_h = 1$ cm paraîtra assez lisse en bande S ($\lambda = 9.1$ cm) et rugueuse en bande Ku ($\lambda = 2.2$ cm). Les surfaces paraissent toujours plus lisses à plus basses fréquences. C'est pourquoi le signal altimétrique en bandes S et Ku sur une même surface présentera des caractéristiques différentes, à savoir un TeS plus faible en bande S qu'en bande Ku, et des coefficients de rétrodiffusion plus élevés.

La rugosité à l'échelle d'une fraction de longueur d'onde explique donc totalement les comportements statistiques observés dans la section 3.3.1, à savoir la très bonne corrélation entre Bs et TeS , la relation entre Bs fort et TeS petit, et $TeS_S < TeS_{Ku}$.

3.3.3 Vers des mesures de terrain...

Pratiquement, la sensibilité du signal altimétrique à la rugosité de petite échelle signifie que l'on ne peut considérer les propriétés de diffusion de la surface comme constantes avec l'angle d'incidence, même si ces angles ne varient qu'entre 0 et 0.6°. Jusqu'à présent, cette dépendance n'a jamais été prise en compte dans les études d'échos altimétriques. Ceci peut s'expliquer par le fait que les radars plus basses fréquences y sont plus sensibles que les plus hautes fréquences. Or, la bande S n'est utilisée que depuis le lancement d'ENVISAT.

Cette remarque majeure nous pousse à donner deux orientations pour l'interprétation du signal altimétrique sur les calottes polaires :

1/ Un effort de modélisation du signal altimétrique doit être entrepris pour tenir compte de la rugosité à petite échelle. Ce sera l'objet du chapitre 5.

2/ Il doit être envisagé d'effectuer des mesures terrains en routine de la rugosité de la neige à petite échelle, afin d'en améliorer notre connaissance. Des mesures ont déjà été entreprises, notamment par Christian Vincent du LGGE, en se basant sur deux types de méthodes existantes. La première, très lourde, est la mesure de profils à l'aide d'un rugosimètre à aiguille de 2 m de long au plus (figure 3.9). Cette mesure demande un post-traitement lourd, et nécessite beaucoup de profils pour obtenir une statistique de rugosité représentative de la surface. La seconde est la prise de vue stéréo-photographique, qui permet de reconstituer des MNT de la surface à partir d'un couple de photos de la même scène vue sous deux angles différents. L'orientation relative entre les deux photos est effectuée par une corrélation dynamique entre les deux images. L'orientation absolue est réalisée en s'appuyant sur des

points terrain, connus grâce à l'utilisation d'une grille de calibration. Le faible contraste des scènes de neige, et leur texture plutôt lisse rendent difficile la corrélation des images. De plus cette technique nécessite un post-traitement assez long, et la manipulation de la grille de calibration est peu évidente dans les milieux polaires.



FIG. 3.9 – Deux méthodes de mesure de profils de rugosité des surfaces de neige : à gauche l'utilisation du rugosimètre à aiguille, à droite un distancemètre laser installé sur un scooter des neiges.

Toutes ces constatations nous ont poussés à développer une nouvelle méthode de mesure de profils des surfaces neigeuses. L'idée est d'utiliser un distance-mètre laser fixé sur un skidoo dont la vitesse de déplacement est donnée par un GPS (Lacroix et al., 2007b). L'annexe B décrit plus en détail cette méthode, et le post traitement des données. On montre que ce dispositif permet d'effectuer des profils de la surface neigeuse longs de plusieurs kilomètres. On peut alors décrire statistiquement les surfaces de neige. Cette méthode nous permet de retrouver les paramètres de rugosité de la surface de la neige à l'échelle millimétrique et centimétrique. La méthode proposée apporte pour la première fois des données in situ sur la rugosité de la neige.

3.4 Sensibilité des ondes radar aux éléments de sub-surface

3.4.1 Introduction

Fin avril 2005, des données GPR ont été acquises sur le manteau neigeux du glacier Kongsvegen à Svalbard. Cette campagne d'acquisition de données s'inscrit dans le cadre du projet Envitools⁸, dont le but est la comparaison de données du SAR d'ENVISAT en bande C et de données GPR en bande C, en s'aidant également de mesures terrain issues de carottages. Les configurations géométriques du SAR et du GPR sont différentes, le premier visant à l'oblique (visée nominale de 23°), alors que le second vise à la verticale. La comparaison des signaux radar issus des deux instruments montre que le signal radar en bande C est composé principalement de signal diffusé par le manteau neigeux hétérogène (Langley et al., 2007a).

⁸projet norvégien d'étude de l'interaction des micro-ondes avec la neige. Ce projet est une issu d'une collaboration entre NORUT IT, l'Université d'Oslo et le Norwegian Polar Institut. Web : <http://projects.itek.norut.no/envitools>

A la suite de ce travail, nous nous sommes posés la question des sources de rétrodiffusion du manteau neigeux dans le signal radar en bande C (Langley et al. 2007b). Dans ce paragraphe, je développe une partie des méthodes et résultats auxquels nous sommes parvenus. Afin de comprendre les sources de rétrodiffusion en bande C, les signaux de GPR à deux fréquences distinctes sont comparés : un GPR RAMAC à 800 MHz et un GPR en bande C polarimétrique⁹ (Hamran & Langley, 2004), dont les caractéristiques instrumentales sont résumées dans le tableau 3.1. Un grand avantage de ces deux fréquences est d’encadrer assez bien la bande S, sur laquelle on ne connaît que très peu les mécanismes de diffusion. L’acquisition des données s’est faite en fixant les deux GPR sur un skidoo. Une acquisition radar est effectuée environ tous les 0.5 m sur une distance de 5000 m.

paramètre	RAMAC	bande C
fréquence centrale	800 MHz	5.3 GHz
longueur d’onde dans le vide	37.5 cm	5.6 cm
longueur d’onde dans la glace	20 cm	3 cm
bande passante	800 MHz	1 GHz
résolution verticale dans l’air	19 cm	15 cm
polarisation	co-polar	cross et co-polar

TAB. 3.1 – Caractéristiques instrumentales des radars utilisés pour les profils sur le Kongsvegen

3.4.2 Zone d’étude

La zone d’étude, le Kongsvegen, est un glacier tempéré de 25 km de long. Les températures parfois positives même en hiver peuvent créer des couches de glace dans la zone de névé par le regel de l’eau de fonte. De plus, les précipitations neigeuses abondantes favorisent la stratification du manteau neigeux. Ces conditions climatiques de l’Arctique sont très semblables aux conditions que l’on peut trouver sur les glaciers des côtes antarctiques.

3.4.3 Données radar et stratification du manteau neigeux

La figure 3.10 présente une partie du radargramme¹⁰ GPR à 800MHz, sur laquelle on remarque des interfaces continues que l’on peut suivre sur plusieurs centaines de mètres. Ceci nous indique que le signal radar à 800MHz est avant tout causé par des réflexions spéculaires sur des surfaces. Les surfaces sont donc vues comme lisses à ces fréquences, et ne diffusent pas le signal. Certaines de ces interfaces ont été discrétisées avec un suiveur de phases sur le logiciel REFLEX. Les couches sont notées de F1 à F4 sur la figure 3.11. En suivant ces couches jusqu’au lieu de carottage, on s’aperçoit que les échos radars les plus nets correspondent au sommet et à la base d’épaisses couches de glace (couches F1 à F3).

⁹le GPR en bande C possède 2 antennes perpendiculaires : Y et X. Le signal est émis et réceptionné sur les 2 antennes. On obtient donc 4 types de données XX, YY, XY et YX. La visée étant verticale, XX et YY sont très semblables et sont référencés comme co-polar, et de même pour XY et YX qui sont référencés comme de la cross-polar.

¹⁰le radargramme est la diagramme en 3 dimensions constitué de la juxtaposition des formes d’ondes le long du profil de mesure.

L'interface notée PSS correspond, quant à elle, à l'interface entre la couche de neige récente de l'année en cours et les couches densifiées des années précédentes.

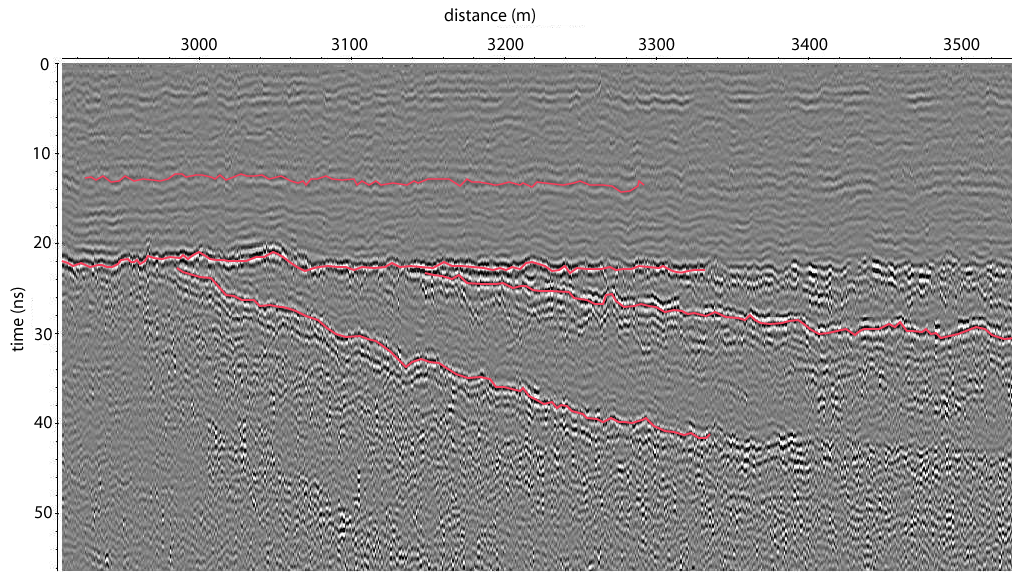


FIG. 3.10 – Radargramme GPR à 800MHz sur une partie du glacier Kongsvegen. Les horizons continus (tracés en rouge) correspondent à des échos radar sur des surface au fort contraste de permittivité.

3.4.4 Méthodologie

La méthode adoptée ici pour comparer les signaux dans les deux fréquences, est de calculer le coefficient de rétrodiffusion σ^0 à partir de l'équation radar standard (Ulaby et al., 1982) :

$$\sigma^0 = \frac{P_r (4\pi)^3 R^4}{P_t \lambda^2 G^2 V_s} e^{4\alpha R} \quad (3.4)$$

R est la distance verticale de la cible au capteur au temps t , P_t et P_r sont la puissance émise et reçue, G est le gain d'antenne, λ la longueur d'onde dans le milieu considéré, V_s le volume éclairé, et α représente l'atténuation du milieu. L'atténuation est inconnue, si bien que l'inversion de l'équation 3.4 ne donne pas directement le coefficient de rétrodiffusion mais le coefficient de rétrodiffusion atténué du facteur de perte $e^{4\alpha R}$. Les paramètres d'antenne étant mal connus, il existe une constante non déterminée pour chacun des radars. Ainsi les deux σ^0 ne sont comparables qu'à une constante près. Cependant leurs évolutions à la fois verticale et horizontale peuvent être comparées.

Les profils verticaux de vitesses de propagation des ondes ont été calculés en moyennant des mesures de densité effectuée dans 4 puits de forages, sachant que la permittivité de la neige ϵ est reliée à sa densité ρ (Tiuri et al., 1984), qui elle même définit la vitesse des ondes v par $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$:

$$\epsilon = 1 + 1.7\rho + 0.7\rho^2 \quad (3.5)$$

Connaissant la vitesse de propagation des ondes on peut calculer le volume V_s et la

profondeur R . On inverse ensuite l'équation 3.4, sur des pas en temps constants pour obtenir le coefficient de rétrodiffusion atténué à 800MHz et à 5.3GHz en fonction de la profondeur et de sa distance horizontale sur le profil (figure 3.11). La sommation sur la profondeur des coefficients de rétrodiffusion donne l'évolution de la rétrodiffusion le long du glacier.

En premier lieu, on observe sur le radargramme la transition entre deux milieux à la distance 2500m, repérée par l'augmentation soudaine du coefficient de rétrodiffusion : 1/ une zone entre 0 et 2500m dit de "superimposed ice". C'est une zone où l'accumulation du glacier se fait non pas sous forme de dépôts de neige comme sur la zone de névé mais quasi uniquement sous forme de couches de glace de regel. 2/ une zone après 2500m correspondant à la zone de névé.

Cette transition correspond à un processus d'accumulation qui varie selon la pente de la surface topographique. Dans la zone de "superimposed ice", la faible pente permet à l'eau de fonte de rester sur place et par regel de faire augmenter le glacier de volume. Dans la zone de névé où les pentes sont plus fortes, l'eau s'écoule et l'accumulation se fait d'avantage sous forme de neige. Ainsi, ces deux zones apparaissent différemment dans les deux profils radars, la première étant constituée de glace, la deuxième de couches de neige alternant de temps en temps avec des couches de glace de regel. L'alternance entre neige et glace crée des sauts de constantes diélectriques beaucoup plus importants que des alternances entre différents types de glace. C'est pourquoi la quantité de signal renvoyée augmente beaucoup à la transition entre les deux zones.

3.4.5 Résultats

La zone de névé de ce glacier tempéré arctique possède des caractéristiques proches des glaciers émissaires de l'Antarctique, où l'action du gel et du dégel crée également des couches et des lentilles de glace ainsi qu'un métamorphisme rapide des grains de neige. De même les précipitations sont assez semblables en quantité pouvant atteindre plusieurs mètres par an.

L'analyse des radargrammes sur ce milieu montrent qu'à 800 MHz, le signal provient avant tout de réflexions spéculaires sur des surfaces lisses, à la transition entre des couches de neige et des couches de glace, ou bien à la transition entre deux couches de neige (bien visible dans les 2 premiers mètres de neige récente (18 ns)). On n'observe que très peu d'atténuation à cette fréquence sur les 100 ns (environ 15 m) d'enregistrement du signal radar.

En revanche, l'atténuation en bande C est forte et on peut estimer de visu¹¹ la profondeur de pénétration sur ce milieu autour de 60 ns (8 m environ). Pour retrouver l'origine du signal en bande C, les interfaces neige/glace, discrétisées à l'aide du signal radar à 800 MHz sont replacées sur le profil radar en bande C co-polar. On remarque alors que ces surfaces délimitent deux zones où les coefficients de rétrodiffusion diffèrent. Cela se voit notamment très bien à l'interface F1, ou encore F2 et F3. F2 et F3 correspondent respectivement au sommet et à la base d'une couche de glace. On observe alors que σ^0 est fort au dessus de F2 ou au dessous de F3, alors qu'il est faible à l'intérieur de la couche de glace. On en conclut que le milieu fortement hétérogène, incrusté de nombreuses lentilles de glace est la source majeure de diffusion en bande C. De plus, certaines interfaces apparaissent très réfléchissantes dans ce profil, comme cette couche entre 3500 et 5000m (figure 3.11). Le signal en bande C est donc un mélange de réflexion sur des surfaces et de la diffusion sur des grosses particules

¹¹Aucun écho n'est observé en dessous de cette profondeur à cette fréquence.

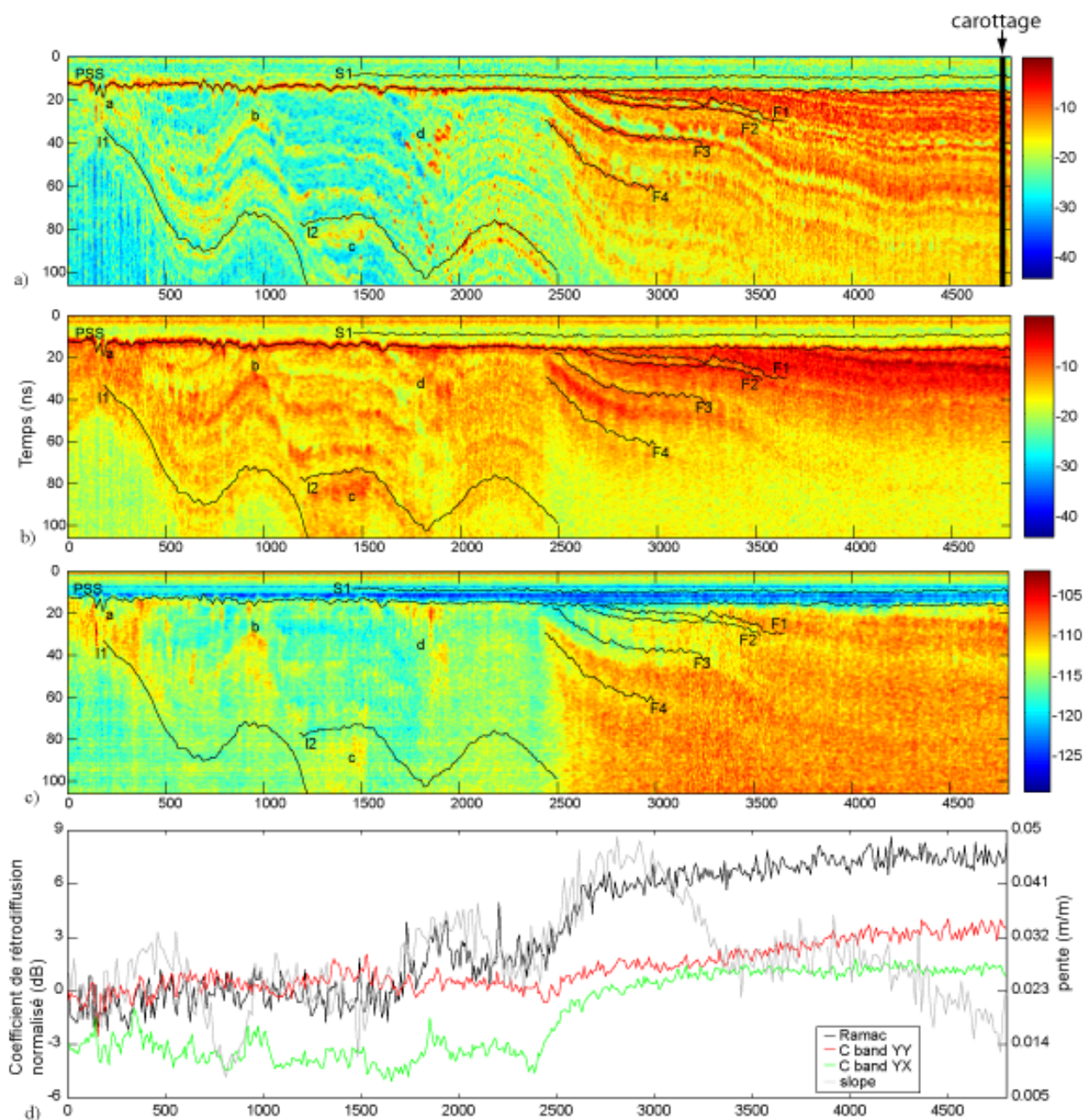


FIG. 3.11 – Coefficient de rétrodiffusion à 800 MHz (a), 5.3GHz (b : polarisation YY, c : YX), et l'intégration du coefficient de rétrodiffusion sur toute l'épaisseur du profil (d). Egalement la pente du glacier est indiqué sur la figure d. Les horizons numérisés sur le profil à 800 MHz sont notés S1 dans la neige, PSS pour la "previous summer surface", F1 à F4 dans la névé (firn), I1 et I2 dans la zone de "superimposed ice". A la distance 2500m se situe la transition entre la zone de "superimposed ice" et de névé.

telles des lentilles de glace. L'observation du profil en bande C cross-polar nous confirme dans cette hypothèse. En effet, le signal sur la polarisation croisée n'est important qu'en cas de forte diffusion. Or les signaux les plus importants en cross-polar sont observés entre 2 couches de glace et non pas aux interfaces, ce qui confirme l'aspect diffusant du volume, et l'aspect réfléchissant des surfaces.

L'origine de la diffusion sur ces milieux est donc complexe à des fréquences radar relativement haute, et ce principalement à cause de la présence de lentilles de glaces dans le manteau neigeux. Pour en revenir à l'altimètre, on peut penser qu'en bande S, dont la fréquence se situe entre 800 MHz et 5.3 GHz, le signal provient en grande partie d'interfaces diélectriques en profondeur. Le chapitre suivant traitera de l'étude d'un exemple de signal radar altimétrique sur un milieu présentant également de fortes discontinuités diélectriques en profondeur. Ensuite, dans le chapitre 5 on limitera notre étude des échos altimétriques aux zones de l'Antarctique où la fonte n'a pas lieu et les couches de glaces sont quasi-inexistantes.

3.5 Conclusions

En se penchant sur 3 études de cas différentes, on a mis en avant la sensibilité du signal altimétrique à diverses propriétés de la neige : i/ la topographie à l'échelle kilométrique, qui a un impact surtout sur la largeur du front de montée de la forme d'onde. On peut s'affranchir de ses effets en moyennant les paramètres des formes d'onde. ii/ la micro-rugosité de la surface de la neige. La méconnaissance de ce paramètre à l'échelle du continent Antarctique nous a amené à en développer une méthode de mesure présentée en Annexe B. iii/ la stratification de la surface. Les données exploitées ici ne permettent toutefois pas de caractériser les sources de rétrodiffusion dans le manteaux neigeux sur l'ensemble de l'Antarctique. D'autres profils GPR seront exploités sur d'autres zones de l'Antarctique lors d'un probable post-doc.

4

L'altimètre plonge dans les crevasses

Sommaire

4.1	Introduction	65
4.2	Zone d'étude	65
4.3	Propriétés du signal altimétrique sur l'Amery Ice-shelf	67
4.3.1	Variabilité saisonnière	67
4.3.2	Particularités du signal	68
4.4	Méthodologie	69
4.4.1	Discontinuités d'altitude	70
4.4.2	Hyperbole	71
4.5	Interprétation	72
4.5.1	Surface	73
4.5.2	Sub-surface	75
4.5.3	Extinction	76
4.6	Conclusion	77

4.1 Introduction

Le chapitre précédent met en évidence la sensibilité du signal radar à diverses propriétés de la neige (oscillation de la topographie, rugosité micro échelle, discontinuités diélectriques en profondeur). Dans ce chapitre, on se concentre sur une zone bien particulière de l'Antarctique, sur laquelle on analyse les signaux altimétriques afin d'en déterminer des propriétés de la neige. On s'intéresse ici aux signaux altimétriques sur une zone crevassée de la plate-forme de l'Amery (Antarctique de l'Est). On regardera comment les crevasses sont vues par le radar bi-fréquence de ENVISAT, et quelles informations cela peut nous apporter sur les mécanismes de diffusion de l'onde radar dans ces milieux neigeux complexes.

4.2 Zone d'étude

La plate-forme de glace de l'Amery est la plus grande plate-forme de l'Antarctique de l'Est. Elle correspond à la partie terminale du glacier Lambert, flottant sur l'eau de l'océan sur plus de 400 km de long et 150 km de large par endroits. Dans sa partie terminale, les vitesses atteignent jusqu'à 1500 m/an (Young et Hyland, 2002). A 150 km en amont de sa langue, un îlot rocheux "Gillock Island" émerge de la glace. Sa présence au niveau de la

langue glaciaire perturbe l'écoulement de la glace, créant en aval des immenses crevasses de plusieurs centaines de mètres de large sur des dizaines de kilomètres de long (voir carte de la figure 4.1).

La proximité de quatre bases scientifiques (deux bases Australiennes : Mawson et Davis, une base Chinoise : Zhongshan, une base russe : Progress 2), ont fait de l'Amery l'une des plate-formes de glace les plus étudiées de l'Antarctique. Les premières observations remontent au moins à l'année géophysique internationale en 1957, date à laquelle la station Davis est ouverte. Les plate-formes de glace sont parmi les régions de l'Antarctique les plus sensibles aux changements climatiques, de par leurs interactions à la fois avec l'océan et avec l'atmosphère. Ces douze dernières années trois plate-formes se sont soudainement désintégréées (Larsen A en 1995, Wilkins en 1998, Larsen B en 2002) sous l'effet du réchauffement des températures de l'air et de l'océan (Scambos et al, 2000 ; Sheperd et al., 2003). Il apparaît alors indispensable de surveiller ces plate-formes de glace, comprendre leur dynamique et leur interaction avec le climat.

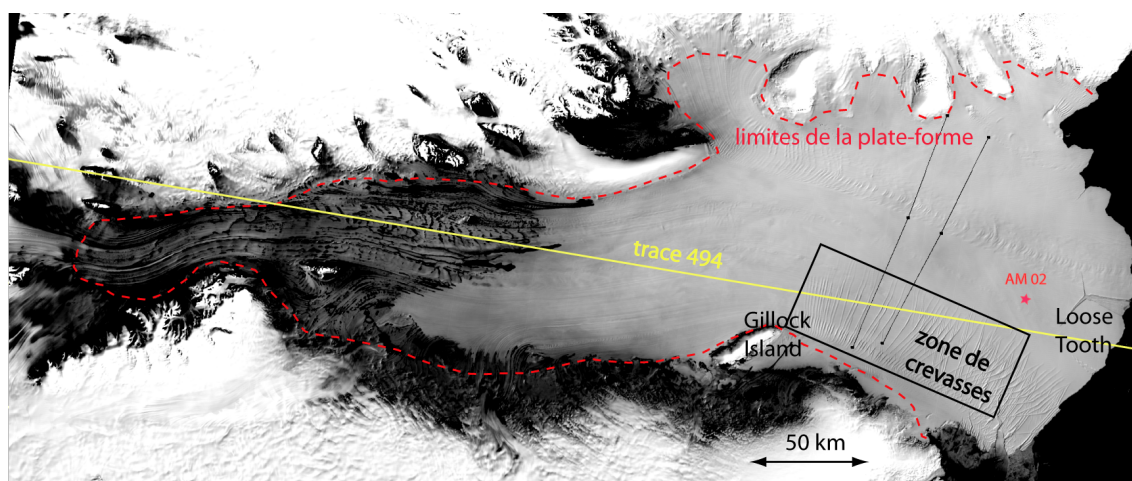


FIG. 4.1 – Image MODIS de la plate-forme de l'Amery

La dynamique de ces plate-formes est très mal connue, en témoigne la "loose tooth" de l'Amery Ice-Shelf, une entaille de la forme d'une dent de 40 sur 40 km qui se détache de la plate-forme. Des récepteurs GPS sont installés depuis 2002 autour de cette "dent" afin de mesurer les ouvertures des crevasses. Des mesures sismiques sont mises en oeuvre pour quantifier l'épaisseur de la plate-forme.

En Janvier 2004, les températures élevées (jusqu'à 5°C enregistré à la station météorologique automatique AM02 à la fin de décembre 2003) ont engendré de la fonte, avec pour effets de modifier l'état de surface de la neige, d'humidifier le manteau neigeux, et de créer par percolation puis regel des lentilles de glace en profondeur. Les conditions ainsi présentes sont donc très proches des conditions observées sur le Kongsvegen à Svalbard en avril 2005 (chapitre 3). Les températures élevées ont également pour effet d'ouvrir une partie des crevasses de la plate-forme, bouchées ou couvertes d'un pont de neige pendant l'année par les précipitations neigeuses importantes. Il faut toutefois noter que les larges crevasses issues de la divergence des courants de glace en aval de Gillock Island ont toujours été observées couvertes d'un pont de neige. Ces crevasses, difficilement repérables, sont un danger pour les scientifiques. Ainsi, à la fin du printemps 2003, un camp avait été installé par mégarde sur un de ces immenses ponts de neige. L'arrivée de la lumière rasante quelques jours plus tard,

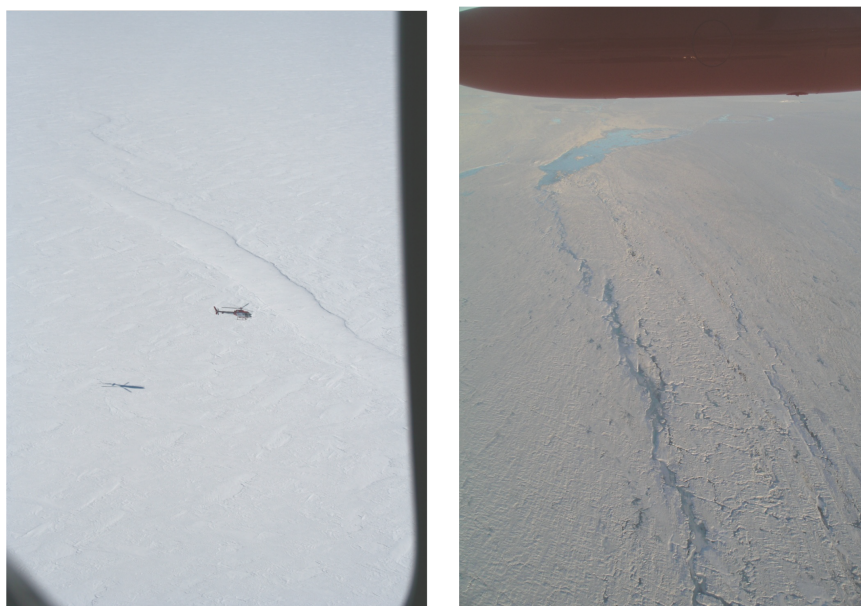


FIG. 4.2 – A gauche : crevasse de l’Amery photographiée depuis hélicoptère (photo de Benoît Legrésy). On observe une forme en creux du pont de neige, qui permet parfois de repérer la crevasse du ciel. A droite : fonte de la neige en surface de la plate-forme.

permettait de repérer le décrochement du pont de neige depuis le ciel. Les tentes furent vite pliées, pour un autre lieu de camping.

4.3 Propriétés du signal altimétrique sur l’Amery Ice-shelf

4.3.1 Variabilité saisonnière

On se concentre ici dans l’analyse des signaux altimétriques obtenus dans la zone de crevasses encadrée dans la carte de la figure 4.1. Plus particulièrement sur la trace 494 traversant cette zone du nord vers le sud. On remarque d’une manière générale que la forme des échos altimétriques varie avec la saison. Le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku varie de 4 dB en hiver à 0 dB en été, alors que celui en bande S ne montre pas une variation saisonnière claire (figure 4.3). La pente du flanc, augmente en hiver que ce soit en bande Ku (de $-1e^6 s^{-1}$ en été à $1e^6 s^{-1}$ en hiver), ou en bande S ($-2.5e^6 s^{-1}$ en été contre $-1e^6 s^{-1}$ en hiver). Ces valeurs restent très faibles comparées aux valeurs habituelles en Antarctique, suggérant un faible rapport signal de sub-surface sur signal de surface.

Cette variation saisonnière de la forme d’onde peut s’expliquer par les températures plus élevées de l’été qui font fondre la neige, humidifient le manteau neigeux et diminuent ainsi la profondeur de pénétration des ondes radars. Le signal de sub-surface est donc plus faible en été, diminuant le coefficient de rétrodiffusion et les pentes du flanc de la forme d’onde. Dans le même temps, la fonte lisse les surfaces de neige. Ces surfaces lisses créent un flanc des formes d’ondes très raide (cf chapitre 3), et ce d’autant plus que la fréquence du radar est basse. De plus, les surfaces lisses renvoient plus d’énergie à la verticale que les surfaces rugueuses. Cette augmentation de l’énergie rétrodiffusée peut compenser la perte de signal

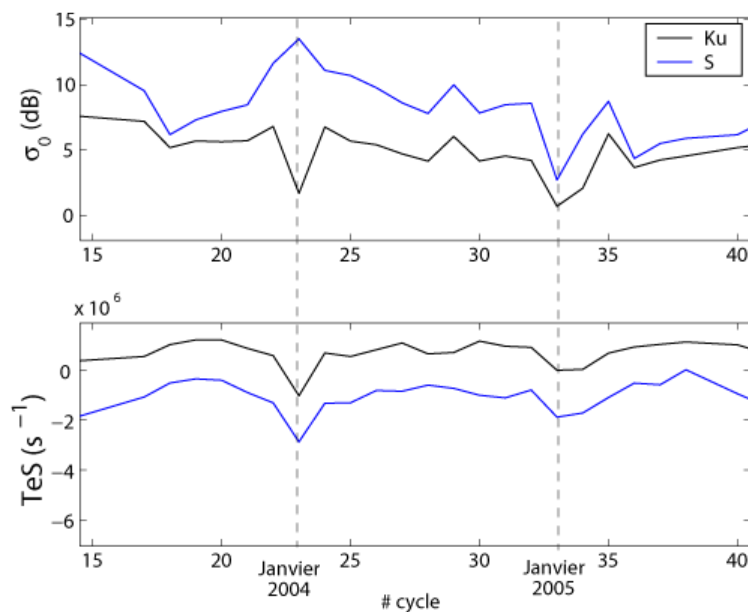


FIG. 4.3 – Evolution des coefficients de rétrodiffusion (haut) et des pentes du flanc (bas) en bande S (bleu) et en Ku (noir) sur 2 ans d'observations sur la zone crevassée située au nord de Gillock Island. On repère nettement les étés, caractérisés notamment par une pente du flanc plus raide.

causée par la moindre pénétration des ondes en bande S. On ne voit ainsi pas forcément de tendances claires été/hiver du coefficient de rétrodiffusion en bande S. En revanche, la plus faible pénétration des ondes en bande Ku en été n'est pas compensée par l'augmentation du signal de surface, d'où la baisse du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku en été.

On se trouve donc probablement dans une configuration, où le signal radar en été est essentiellement constitué d'un signal de surface provenant de la réflexion spéculaire que ce soit en bande S ou en bande Ku. Au contraire en hiver, les ondes pénètrent plus profondément dans le manteau neigeux et sont sensibles à ses propriétés. En bande Ku, les gros grains de neige créent un signal de volume qui se voit autant sur le coefficient de rétrodiffusion que sur le flanc des formes d'ondes. En bande S, les grains sont de dimensions trop faibles pour être détectés par le radar de longueur d'onde 9 cm dans le vide (entre 5 et 7 cm dans la neige), et le signal de volume est faible. Les taux d'accumulation dans cette région sont grands d'où le très petit nombre de strates par mètre. Le signal réémis par ce milieu comportant peu de réflecteurs est donc faible en bande S.

4.3.2 Particularités du signal

Dans la zone considérée, le signal altimétrique présente deux particularités toutes deux observables uniquement en été :

1/ Le radargramme¹ en bande Ku sur plusieurs kilomètres le long de la trace 494 (figure 4.4) présente des signaux de formes hyperboliques. Ces hyperboles ont pour origine soit une cible locale de fort contraste de coefficient de rétrodiffusion, soit un saut soudain d'altitude

¹Au contraire du radargramme GPR (voir chapitre 3), à cause de la haute altitude du satellite et de son ouverture d'antenne, l'axe vertical du radargramme altimétrique contient une information à la fois verticale mais aussi horizontale (voir chapitre 1).

(Nuth et al. 2002). En comparant le signal d'un été sur l'autre, on se rend compte que ces hyperboles sont toujours situées aux mêmes emplacements, en tenant compte de la déviation des traces altimétriques ainsi que de l'avancée de la plate-forme glaciaire.

2/ Les altitudes mesurées en bande S subissent des sauts de plusieurs mètres en des points très localisés (figure 4.4), alors que le signal en bande Ku n'est pas affecté. En ces points l'altitude mesurée par la bande S est très inférieure à celle mesurée en bande Ku.

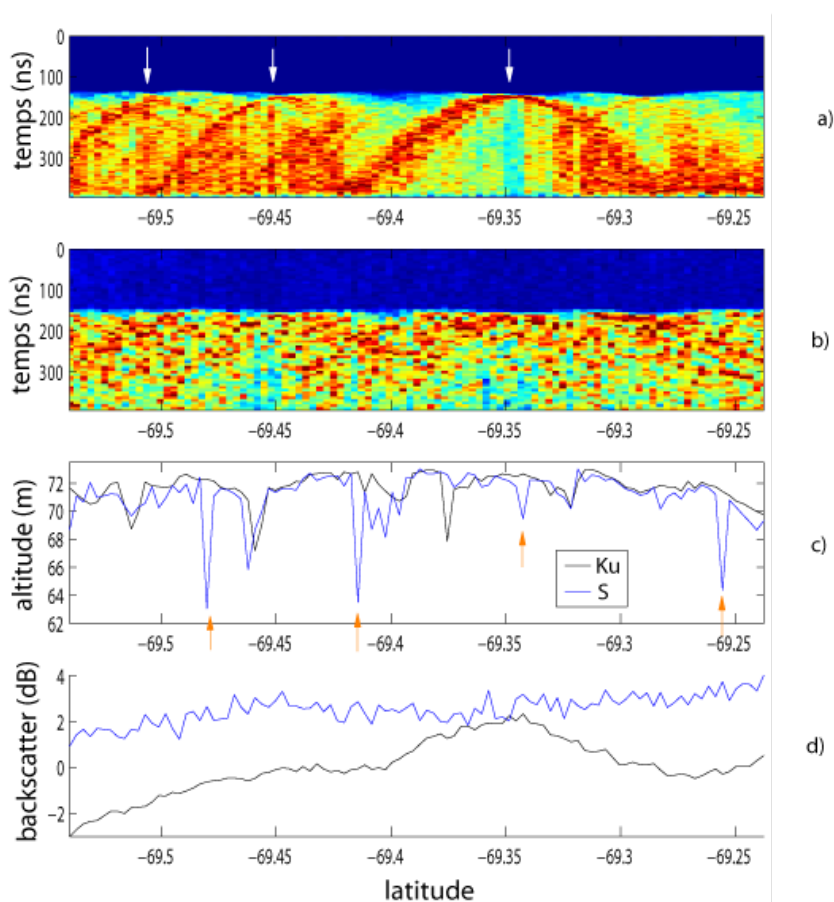


FIG. 4.4 – radargramme normalisé en bande Ku (a), en bande S (b), altitudes mesurées par la bande S et Ku (c), évolution du coefficient de rétrodiffusion le long de la trace (d). La figure a) fait apparaître des hyperboles dont les sommets ont été repérés par des flèches. Les séries d'altitudes présentent des discontinuités en bande S, là encore repérées par des flèches.

4.4 Méthodologie

Pour comprendre l'origine de ces deux signaux, on repère leur position sur une image MODIS de l'Amery prise au même moment que les données altimétriques du cycle 23 (Janvier 2004).

4.4.1 Discontinuités d'altitude

On regarde tout d'abord les discontinuités d'altitude. Pour chaque trace, on extrait les points pour lesquels la différence entre les altitudes mesurées en bande Ku et S ($h_{Ku} - h_S$) est supérieure à 3σ (σ est l'écart type de la série $h_{Ku} - h_S$ sur la plate-forme de l'Amery). Ces points sont replacés sur l'image MODIS (figure 4.5). On remarque alors que ces points sont en grande majorité situés sur des crevasses de la plate-forme. Ceci est particulièrement clair si l'on regarde les deux réseaux de crevasses parallèles au nord de $70^{\circ}15'S$. Dans la partie plus au sud, les crevasses n'apparaissent pas sur l'image MODIS à 125 m de résolution, toutefois cette zone est également fortement crevassée. Certains points sont positionnés sur les bords de la plate-forme, là où la topographie change abruptement. Ceci s'explique par le fait que l'antenne en bande S possède une ouverture plus large, et est donc plus sensible que la bande Ku aux échos ne provenant pas directement de la verticale. Les talus créent donc des échos en bande S plus importants qu'en bande Ku, et retardés par rapport à l'écho du nadir, d'où des possibles biais dans l'altitude en bande S. Mises à part ces exceptions sur les bords de la plate-forme, les points de forts ($h_{Ku} - h_S$) sont localisés sur les crevasses.

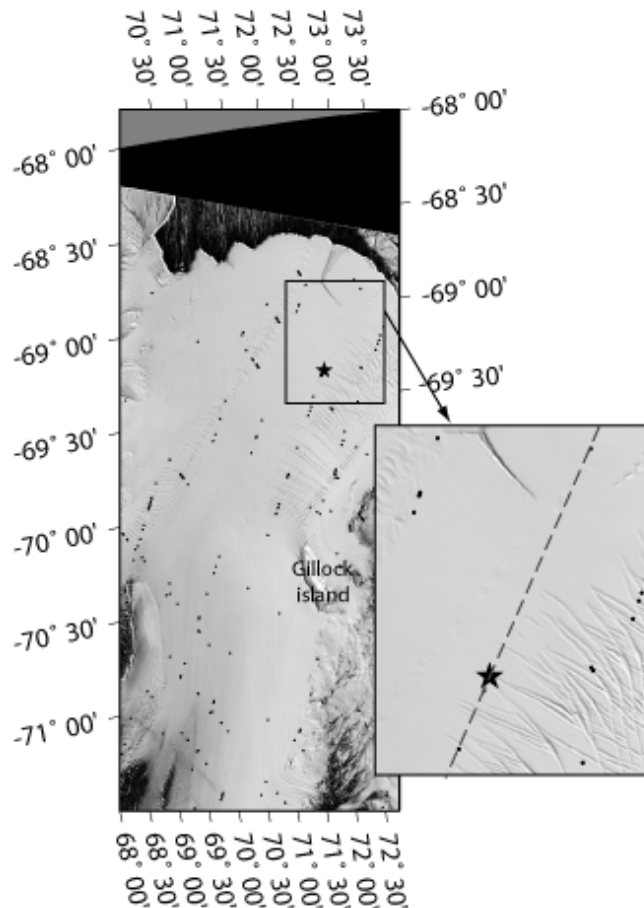


FIG. 4.5 – Image MODIS de l'Amery de Janvier 2004 sur laquelle ont été replacés les points où l'altitude mesurée en bande S est très inférieure à celle mesurée en bande Ku. L'étoile correspond à l'emplacement de la cible qui crée l'hyperbole observée dans le radargramme en bande Ku. La ligne pointillée indique le passage du satellite sur la trace n°494.

4.4.2 Hyperbole

Regardons maintenant le signal "en hyperbole" observé dans le radargramme en bande Ku. La figure 4.4 montre que le sommet de l'hyperbole est situé au niveau de la surface. Ceci signifie donc que le signal en hyperbole est créé par une cible située sous la trace du satellite et en surface. Toutes les hyperboles observées ont leur sommet situé en surface. Ainsi, le satellite passe toujours au dessus de la cible, et ce malgré la déviation des traces d'un cycle à l'autre, déviation qui peut atteindre parfois 2 km. Ceci nous mène à penser que la cible n'est pas ponctuelle mais rectiligne. Le schéma de mesure est représenté sur la figure 4.6.

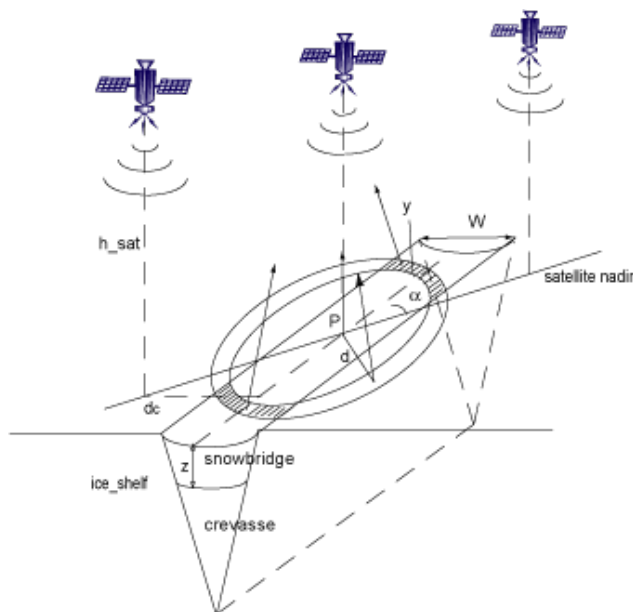


FIG. 4.6 – Altimètre survolant une crevasse. L'anneau représente la surface illuminée par le radar au temps t_e , c'est à dire à une distance d du nadir. Au temps t , le pourcentage de la surface de l'anneau situé sur la crevasse est y . La crevasse est couverte d'un pont de neige d'épaisseur z . La largeur de la crevasse est W . L'angle entre la trace du satellite et l'orientation de la crevasse est noté α .

On cherche la position exacte de la cible ainsi que son orientation. La distance d_c entre le nadir du satellite et la cible à un temps T lors du survol de la cible par le satellite est donnée par :

$$d_c(T) = v_{sat}(T - T_0)\sin(\alpha) \quad (4.1)$$

Où T_0 est pris lorsque la cible est située au nadir du satellite, et v_{sat} est la vitesse du satellite. On note α l'angle que fait la trace du satellite avec l'axe principal de la cible.

A une distance $x = v_{sat}T$ le long de la trace, la forme d'onde altimétrique en bande Ku est notée $P(t_e)$, où t_e prend des valeurs de 1 à 128 portes radars (1 porte radar vaut 3.125 ns), donc $t_e \ll T$. En été, la profondeur de pénétration des ondes radars en bande Ku est très faible, on peut donc considérer que la forme d'onde est uniquement constituée d'un signal de surface (voir partie 4.3.1). Dans ce cas là, l'écho arrivant au temps t_e dans la forme d'onde peut s'exprimer sous la forme d'une distance d au nadir du satellite².

²pour le cas d'une surface plane et pour une onde sphérique

$$d(t_e) = \sqrt{\frac{2h_{sat}c(t_e - t_s)}{2} + \frac{(c(t_e - t_s))^2}{4}} \quad (4.2)$$

Où h_{sat} est l'altitude du satellite, c la célérité de la lumière, et t_s le temps d'arrivée du premier écho dans la forme d'onde.

Toutes les formes d'ondes du radargramme sont ainsi transformées. Dans le système de coordonnées (d, x) , la cible rectiligne est vue comme une droite de pente $\sin(\alpha)$. L'intersection entre la droite $d_c(x)$ et le point de la surface ($d = 0$) correspond à la position de la cible sur la trace du satellite.

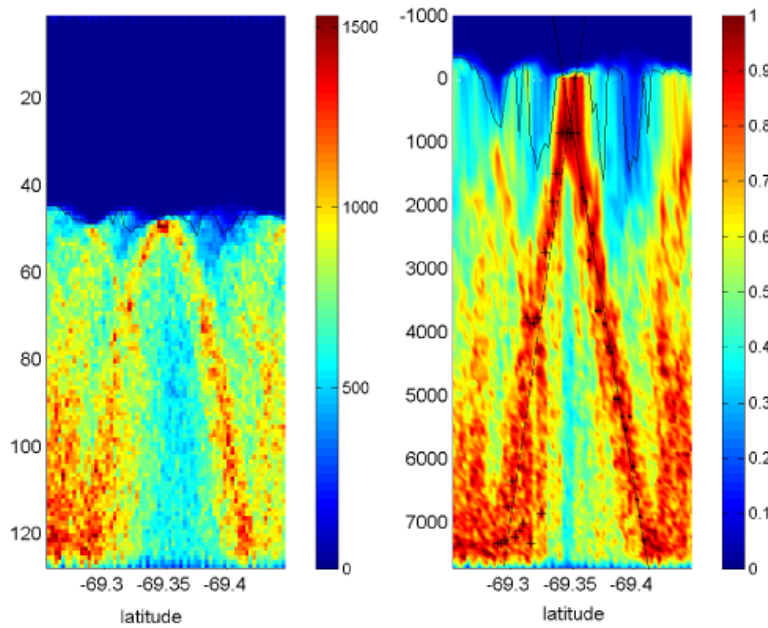


FIG. 4.7 – Signal en hyperbole avant (gauche) et après (droite) transformation.

On applique cette transformation à chacune des branches de l'hyperbole (figure 4.7). L'intersection des deux branches donne la position P de la cible, à savoir $(\text{lat}, \text{lon}) = (-69.342^\circ, 72.448^\circ)$. La position de cette cible est marquée par une étoile dans la figure 4.5. L'angle α retrouvé pour chaque branche est situé autour de $70^\circ \pm 2^\circ$, indiquant que chacune des branches de l'hyperbole provient bien de la même cible. L'image MODIS au point P montre précisément la présence d'une crevasse très large dont l'orientation avec la trace 494 est d'environ 70° . On en conclut donc que les crevasses sont à l'origine de ce signal en hyperbole de forte intensité.

4.5 Interprétation

Les crevasses sont à l'origine des deux signaux observés précédemment. Se pose maintenant la question de comprendre les caractéristiques des crevasses qui leur permettent d'être vues par le radar, et ce de manière différente en bande Ku et en bande S.

4.5.1 Surface

Comme observé précédemment, le sommet de l'hyperbole en bande Ku est situé à la surface de la plate-forme. L'hyperbole est donc créée par la surface de la crevasse, ce qui est en bon accord avec la faible pénétration des ondes en été. Afin de caractériser la rétrodiffusion de la crevasse en bande Ku, on cherche dans la suite à séparer le signal provenant de la crevasse des surfaces alentours. La crevasse est modélisée par une cible rectiligne de largeur W et de longueur infinie. Cette largeur est inférieure à la largeur de l'anneau radar. Ainsi le coefficient de rétrodiffusion σ_0 à un instant donné t_e est la somme du coefficient provenant de la crevasse σ_0^c et du coefficient des alentours σ_0^s , pondéré par leur surface respective.

$$\sigma_0(t_e) = \sigma_0^c y(t_e) + \sigma_0^s [1 - y(t_e)] \quad (4.3)$$

Où y est la proportion de surface de la crevasse située dans l'anneau radar à l'instant t_e ($0 < y < 1$). y dépend notamment de la distance d_c entre le nadir et la crevasse (voir figure 4.6). y est le résultat de l'intersection d'un anneau avec un rectangle infiniment long :

$$y(t_e) = \frac{1}{S} d(t_e)^2 * \left[\left(\text{acos}\left(\frac{d_c - W/2}{d(t_e)}\right) - \text{sin}\left(\text{acos}\left(\frac{d_c - W/2}{d(t_e)}\right)\right) \right) - \left(\text{acos}\left(\frac{d_c + W/2}{d(t_e)}\right) - \text{sin}\left(\text{acos}\left(\frac{d_c + W/2}{d(t_e)}\right)\right) \right) \right] \quad (4.4)$$

S est l'aire de l'anneau radar, constante (voir chapitre 2).

σ_0^c , σ_0^s , et W sont déduits des équations 4.3 et 4.4 par minimisation des erreurs quadratiques entre les σ_0 observés et ceux calculés pour chaque porte radar dans chaque forme d'onde. Pratiquement, le calcul est réalisé de la manière suivante : 1/ Pour chaque forme d'onde, d_c est calculé en utilisant l'équation 4.1. 2/ Pour une forme d'onde en particulier, on calcule d pour chaque porte radar à l'aide de l'équation 4.2. 3/ On calcule alors $y(t_e)$ pour des valeurs de W entre 0 et 1000 m avec un pas de 10 m. 4/ On trouve simultanément W , σ_0^c et σ_0^s par une optimisation par moindre carré entre les données observées et simulées. 5/ On obtient donc pour chaque forme d'onde (c'est à dire environ un point tous les 330m), une valeur de σ_0^c et σ_0^s , et une valeur de W .

Le σ_0^s moyen est $1.2\text{dB} \pm 15\%$. La largeur de la crevasse est estimée à $W = 281\text{m} \pm 91\text{m}$. Cette valeur est en accord avec la largeur observée sur une image RADARSAT à environ 30 m de résolution ($W_{\text{Radarsat}} = 300\text{m}$). En revanche, le coefficient de rétrodiffusion de la crevasse σ_0^c n'est pas constant pour chaque forme d'onde, variant entre 12dB au dessus de la crevasse à 7dB lorsque l'altimètre s'en éloigne (figure 4.8). La crevasse a une largeur bien inférieure à la largeur moyenne de l'anneau radar. Ainsi, la crevasse est vue avec des incidences variées lorsque l'altimètre la survole. La figure 4.8 représente donc le diagramme de rayonnement de la surface de la crevasse à des incidences faibles autour de 0° .

Le coefficient de rétrodiffusion décroît rapidement lorsque l'on s'éloigne du point spéculaire, ce qui nous mène à penser que les surfaces sont lisses. Cette hypothèse est également appuyée par la très forte rétrodiffusion à incidence nulle. Le diagramme de rayonnement observé ici est modélisé à l'aide de la méthode IEM³ (Fung, 1994), qui calcule la rétrodiffusion d'une onde radar sur une surface rugueuse à partir de la fréquence du radar, l'angle de visée, et les paramètres de rugosité de la surface à savoir σ_h , l'écart-type des hauteurs,

³Integral Equation Method. C'est une méthode de résolution des équations de Maxwell à partir de leur formulation intégrale

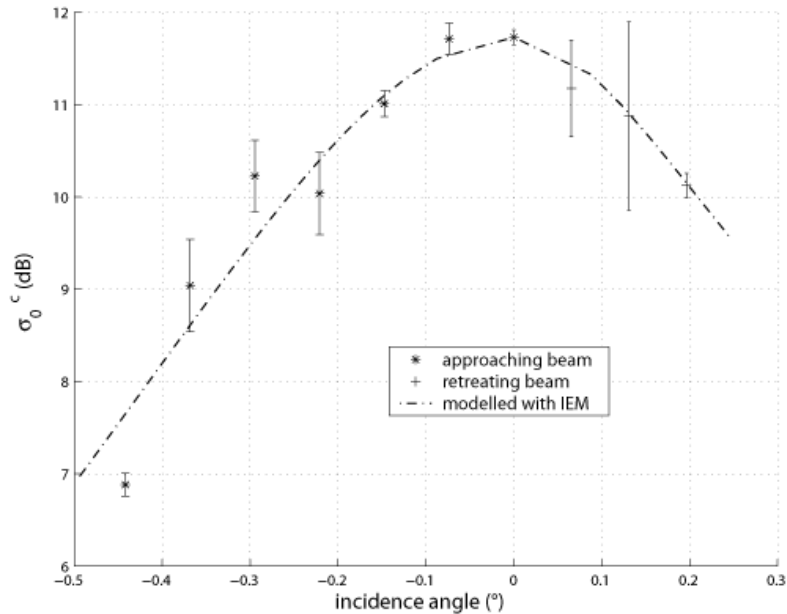


FIG. 4.8 – Coefficient de rétrodiffusion de la surface de la crevasse calculé en bande Ku par inversion des données altimétriques sur le signal hyperbolique. La courbe en tiretée correspond au diagramme de rayonnement modélisé par la méthode IEM.

l la longueur de corrélation de la surface, et la forme de la fonction d'autocorrélation. L'inversion du diagramme de rayonnement présenté dans la figure 4.8 nous donne une surface de caractéristiques de rugosité $(\sigma_h, l) = (4\text{mm}, 28\text{cm})$, ce qui correspond à une surface particulièrement lisse. À partir de ces caractéristiques, on calcule le coefficient de rétrodiffusion que l'on obtiendrait en bande S sur cette même surface. Une valeur de 3.2dB est obtenue à 0° , qui est très peu différente des 3dB moyens observés en bande S (figure 4.4). Ainsi le signal de la crevasse n'est pas plus fort que le signal moyen, ce qui peut expliquer pourquoi la crevasse n'est pas visible sur les formes d'ondes en bande S. On obtient par là même une explication du fait que l'hyperbole ne soit pas observée en hiver : le coefficient de rétrodiffusion moyen est trop élevé pour pouvoir distinguer le signal provenant de la crevasse. C'est seulement lorsque le coefficient de rétrodiffusion moyen diminue en été (à cause de la plus faible pénétration des ondes) que l'on peut observer la crevasse.

Toutefois, rien n'explique le fait que la rugosité de la surface soit différente sur la crevasse et à côté. À regarder les photos prises récemment sur ces larges crevasses lors de la campagne de mesures 2007, on se rend compte de l'aspect creusé de leurs surfaces (figure 4.2), dû au poids de leurs ponts de neige. On peut donc se demander si cette géométrie particulière peut renvoyer plus d'énergie grâce à une orientation préférentielle des surfaces vers le radar. Cette hypothèse doit être regardée plus en détail avant de conclure sur l'origine de cette hyperbole en bande Ku. Une autre hypothèse plausible développée par Arcone (2002), qui étudiait alors le signal de radar basses fréquences sur des zones crevassées de glacier de l'Alaska, était le rôle de diffuseurs que pouvait jouer les bords de la crevasse.

On retient de cette analyse que l'altimètre peut permettre de repérer et de caractériser des objets de taille bien inférieure à la résolution initiale de l'instrument, et que l'on peut se servir de cibles naturelles facilement identifiables pour retrouver des propriétés de la neige.

4.5.2 Sub-surface

On regarde maintenant les formes d'onde altimétriques aux lieux où existent les sauts d'altitude en bande S décrits précédemment. Afin de corriger des effets de gain d'antenne, et ainsi pouvoir comparer les formes d'onde dans les deux bandes radars, la forme d'onde $P(t_e)$ est multipliée par l'inverse du gain d'antenne en chaque point t_e .

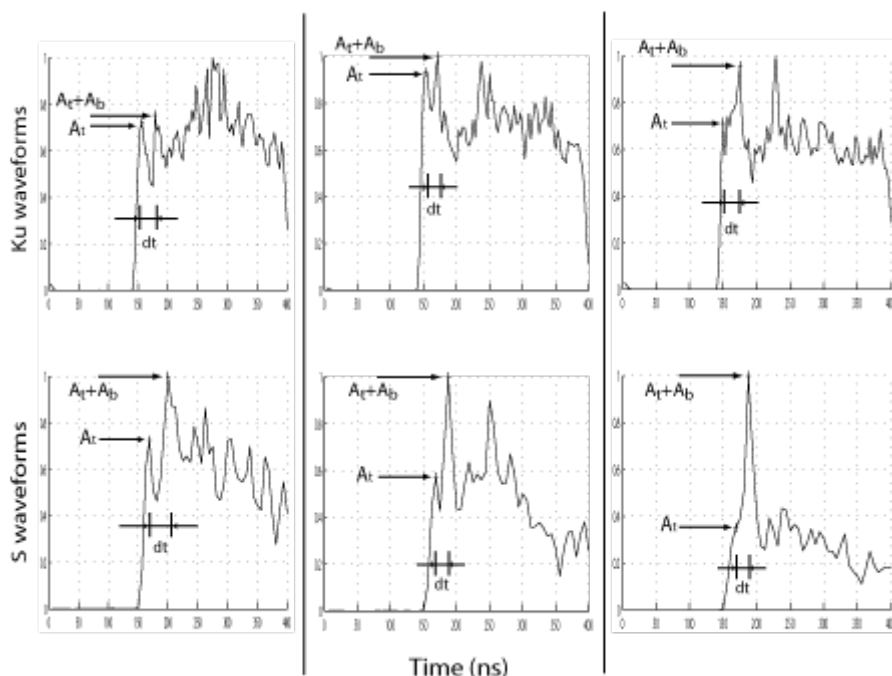


FIG. 4.9 – Formes d'ondes normalisées typiques au dessus des crevasses en bande Ku (haut) et S (bas). Le deuxième écho, très atténué en bande Ku (indiqué d'une flèche), provient d'un écho dans le pont de neige.

On remarque, qu'aux points pour lesquels $h_{Ku} - h_S$ est grand, le front de montée est plus large en bande S qu'en bande Ku. Les formes d'onde en bande S présentent souvent un second écho de forte amplitude qui fait suite au premier front de montée (figure 4.9). Cette caractéristique est également observée dans les formes d'onde en bande Ku mais avec une amplitude bien moindre. C'est pourquoi cet écho est interprété comme provenant du sous-sol. En effet, la présence d'une couche de fort contraste de densité en profondeur crée un écho aussi bien en bande S qu'en bande Ku. Toutefois, l'écho en bande Ku va être fortement atténué par le manteau neigeux traversé, au contraire de la bande S. Ainsi, le second écho, très bien observé en bande S et très atténué en bande Ku, provient certainement d'un signal de la subsurface. Le fait de voir cette propriété seulement au dessus des crevasses nous fait envisager plusieurs hypothèses pour l'explication de ce signal de subsurface :

- 1/ Les ondes radar se réfléchissent sur la base du pont de neige qui couvre la crevasse. Le contraste de densité entre de la neige tassée et de l'air en dessous génère une interface diélectrique au moins aussi réfléchissante que la surface entre l'air et la neige peu tassée du sommet du pont de neige. Donc l'écho provenant de cette interface est important.
- 2/ Lors d'épisodes de fonte, l'eau percole et vient former des couches de glace. Ces couches de glace créent alors des réflecteurs forts pour les ondes radar. La formation des couches de glace se fait préférentiellement au niveau des crevasses car l'aspect légèrement creusé

du pont de neige favorise l'accumulation d'eau de fonte à ces endroits.

3/ Les crevasses observées sur l'Amery sont très larges (plusieurs dizaines voire centaines de mètres). Ainsi, leur pont de neige ne résiste vraisemblablement pas entièrement à l'été austral, et s'affaisse par endroits. Ces crevasses sont donc certainement remplies de neige. L'affaissement des ponts de neige d'une année sur l'autre crée des hétérogénéités verticales du manteau neigeux à l'origine de forts contrastes diélectriques.

Ces échos ne sont plus visibles dès lors que l'on s'éloigne de la crevasse. Ceci peut s'expliquer par la réflexion presque spéculaire des surfaces en été (voir section 4.3.1). La majeure partie du signal provient donc directement de la verticale. Ceci implique également que lorsque l'écho de sub-surface arrive au radar, il est facilement isolé puisque n'étant pas mélangé à un écho de surface. En hiver ceci n'est plus vrai, et l'écho de subsurface est noyé dans le signal de surface.

4.5.3 Extinction

L'écho de subsurface observé a la particularité d'être atténué par le manteau neigeux en bande Ku et très peu en bande S. Ainsi, en comparant l'amplitude de ces échos dans les 2 bandes de fréquences, on peut retrouver l'extinction du manteau neigeux à ces fréquences radar. Pour cela, on fait l'hypothèse que le rapport des amplitudes entre l'écho de surface (A_t) et l'écho de subsurface (A_b) est le même en bande Ku et en bande S, une fois corrigé de leur extinction respective k_{eS} and k_{eKu} :

$$\frac{A_b}{A_t} \Big|_{Ku} \exp^{2k_{eKu}z} = \frac{A_b}{A_t} \Big|_S \exp^{2k_{eS}z} \quad (4.5)$$

z est l'épaisseur de neige entre la surface et la couche de réflexion. Le coefficient d'extinction est beaucoup plus faible en bande S qu'en bande Ku. On le néglige donc. Les amplitudes A_t et A_b sont extraites individuellement sur chaque forme d'onde. Le temps d_t entre les deux échos permet de retrouver l'épaisseur z en admettant que la vitesse de propagation des ondes dans le manteau neigeux est constante et vaut $\frac{c}{1.3}$, ce qui correspond à une densité moyenne de la neige de 0.35 g.cm^{-3} , valeur réaliste.

Par suite k_{eKu} est retrouvée par l'équation 4.6 :

$$k_{eKu} = -\frac{1}{2z} * \log \left[\frac{A_b}{A_t} \Big|_{Ku} \frac{A_t}{A_b} \Big|_S \right] \quad (4.6)$$

Cette méthode est appliquée à un nombre de formes d'onde présentant un double écho clair. On trouve des épaisseurs z variant entre 1.8 m et 7.2 m avec le signal en bande Ku et entre 2.1 m et 7.2 m avec le signal en bande S. Ces épaisseurs sont très semblables entre les deux bandes, indiquant que les deux échos sont correctement extraits sur les formes d'onde en bande Ku et en bande S. Ces mesures sont cohérentes à la fois avec les épaisseurs de ponts de neige observées sur le front du glacier (3-4 m) mais aussi avec les profondeurs des couches de regel observées dans des puits de forage (Richard Coleman, communication personnelle).

Les coefficients d'extinction en bande Ku calculés à l'aide de l'équation 4.6 donnent des valeurs $k_{eKu} = 0.18 \pm 0.04 \text{ Np.m}^{-1}$, correspondant à des profondeurs de pénétration de $5.7 \text{ m} \pm 1.2 \text{ m}$. Cependant k_{eKu} est surestimé à cause de l'hypothèse de non extinction des ondes en bande S. D'autres études (Legrésy & Rémy, 1998 ; Arthern et al., 2001) effectuées sur le manteau neigeux de l'Antarctique à partir de signaux altimétriques donnent des profondeurs

de pénétration en bande Ku entre 5 et 12 m. Les 5.7 m trouvés ici sont donc en bon accord avec la partie basse de cette gamme d'estimation. Ces faibles valeurs sont causées par les températures estivales relativement hautes, ainsi que par les grains de neige grossiers issus de l'accroissement rapide des grains avec les températures "élevées" de l'Amery.

4.6 Conclusion

La présence de crevasses sur la plate-forme modifie le signal altimétrique. Leurs caractéristiques géométriques ainsi que la neige qui les compose sont différentes de celles du milieu qui les entoure, et en font une cible totalement reconnaissable bien que de taille inférieure à la résolution horizontale de l'altimètre. Dans ce chapitre on a utilisé ces cibles pour déterminer des caractéristiques de la neige. En particulier, on observe que les surfaces de neige peuvent renvoyer des signaux presque uniquement dans la direction spéculaire. Egaleme nt, pour la première fois on met en évidence des échos provenant de discontinuités diélectriques en profondeur dans les formes d'ondes altimétriques. Cette observation montre le grand intérêt des systèmes bi-fréquences pour l'étude de la neige.

5

Modélisation et inversion du signal altimétrique

Sommaire

5.1	Introduction	79
5.1.1	Quelques notions sur les modèles	80
5.2	Modèle	81
5.2.1	Réponse impulsionnelle d'un milieu stratifié	81
5.2.2	Diffusion par la surface	84
5.2.3	Diffusion par les strates internes	84
5.2.4	Diffusion de volume	85
5.2.5	Profils verticaux	86
5.2.6	Propriétés diélectriques de la neige	87
5.2.7	Extinction du milieu neigeux	87
5.3	Résultats des simulations	87
5.3.1	Comparaison avec des formes d'ondes réelles	87
5.3.2	Analyse des simulations	89
5.4	Apport du modèle à l'étude des variations saisonnières	91
5.4.1	Effet du cycle de temperature	92
5.4.2	Effet de la compaction de la neige	93
5.5	Estimation des paramètres du manteau neigeux	95
5.5.1	Méthodologie	95
5.5.2	Analyse	96
5.6	Conclusion	100

5.1 Introduction

Avec le lancement du satellite ENVISAT, la donnée altimétrique est maintenant disponible à deux fréquences sur 80% de la calotte polaire de l'Antarctique. Comme on l'a vu dans les deux chapitres précédents, les signaux en bandes S et Ku ont des sensibilités aux propriétés de la neige assez différentes, ce qui les rends complémentaires pour étudier les propriétés de la neige. Les chapitres 2 et 3, nous ont apporté la preuve que non seulement les paramètres des formes d'onde moyens sur 4 ans, mais aussi leurs variations saisonnières,

apportent des informations sur les propriétés de la neige. Afin d'utiliser pleinement l'information contenue dans ces signaux altimétriques, on développe dans ce chapitre un modèle pour simuler l'écho altimétrique simultanément en bande S et en bande Ku en fonction de diverses propriétés du manteau neigeux, rugosité et densité des surfaces, taille des grains de neige et stratification.

Le résultat de la modélisation sera comparée à des formes d'onde réelles. Comme on l'a vu dans le chapitre 3, les formes d'onde reflètent bien souvent les bosses et les creux de la topographie. Moyenner les échos altimétriques permet d'éliminer ces effets géométriques (Arthern et al., 2001). Afin de s'affranchir des effets de la topographie, le modèle sera comparé à des formes d'onde dont les paramètres reflètent les paramètres moyens du lieu considéré.

5.1.1 Quelques notions sur les modèles

Jusqu'à présent, les modèles d'échos altimétriques ont été basés sur la somme de la contribution de la surface et de la contribution de la subsurface. Le modèle de surface simule l'interaction d'une onde avec une surface rugueuse (modèle de Brown, 1977). Le modèle de subsurface considère que les ondes sont diffusées par un milieu hétérogène constitué de grains de neige de tailles inférieures aux longueurs d'onde (Ridley & Partington, 1988). Au résultat de ce modèle vient également s'ajouter une contribution provenant de discontinuités diélectriques en subsurface, créées par les stratifications du manteau neigeux (Leushen et al., 2003).

Le signal de surface est le résultat de la double convolution du signal émis par le radar $P_e(t)$, de la réponse impulsionnelle d'une surface plane (P_{FS}) et de la fonction de distribution des hauteurs (p_χ). Ce modèle, appelé modèle de Brown du nom de son auteur, développé à l'origine pour l'étude des surfaces océaniques, est souvent utilisé pour l'étude des calottes polaires (Ridley & Partington, 1988; Femenias et al., 1993; Adams et al., 1998; Davis et al., 1993; Legrésy & Rémy, 1997; Leushen et al., 2003; Newkirk & Brown, 1999). La distribution des hauteurs prend en compte les échelles de rugosité de l'ordre du décimètre au mètre (échelle des sastruggis). La réponse impulsionnelle de la surface plane dépend de ses propriétés de surface, de la rugosité et de la constante diélectrique relative. La rugosité à l'échelle millimétrique à centimétrique détermine la forme du diagramme de rayonnement de la surface (Ulaby et al., 1982). Jusqu'à présent, cette réponse impulsionnelle a soit été considérée constante sur l'ouverture de l'antenne soit approximée par sa limite haute fréquence (Femenias et al. (1993); Adams et al. (1998)). Ces deux approximations font donc l'hypothèse que le milieu est très rugueux, et que les caractéristiques de rétrodiffusion de la surface ne dépendent pas de la fréquence de l'onde. En se basant sur les études réalisées dans les chapitres 3 et 4, on en déduit facilement que cette hypothèse n'est pas valable, et ne s'applique pas à la comparaison de systèmes multi-fréquences comme celui d'ENVISAT.

Enfin, les modèles existants ne tiennent pas compte des propriétés géophysiques du manteau neigeux pour calculer le coefficient radar. (e.g. Legrésy & Remy (1997), Adams et al. (1998)). L'utilisation de ces modèles n'est donc pas adaptée pour estimer les propriétés de la neige.

Le modèle développé dans ce chapitre s'appuie largement sur les précédents modèles, en cherchant à améliorer la prise en compte de 3 points : 1/ la rugosité de surface à petite échelle, 2/ le lien entre propriétés géophysiques du manteau neigeux et quantité de signal diffusé, et 3/ la modélisation du signal de subsurface comme la somme d'une diffusion de

volume crée par les grains de neige et d'une diffusion de surface liée à la réflexion de l'onde sur les discontinuités diélectriques du manteau neigeux.

5.2 Modèle

La forme générale de l'écho radar $P_r(t)$ sur un milieu de réponse impulsionnelle $I(t)$ est donnée par :

$$P_r(t) = P_e(t) \otimes I(t) \quad (5.1)$$

Où $P_e(t)$ est le signal transmis par l'antenne et \otimes l'opérateur de convolution.

5.2.1 Réponse impulsionnelle d'un milieu stratifié

La neige sèche est un milieu très pénétrant. La réponse impulsionnelle d'un tel milieu est donc donnée par la contribution à la fois de la surface et aussi de la subsurface (figure 5.1). L'écho de surface est donné par le modèle de Brown (1977). Dans ce chapitre on va adapter le modèle de Brown pour l'appliquer à des milieux pénétrants.

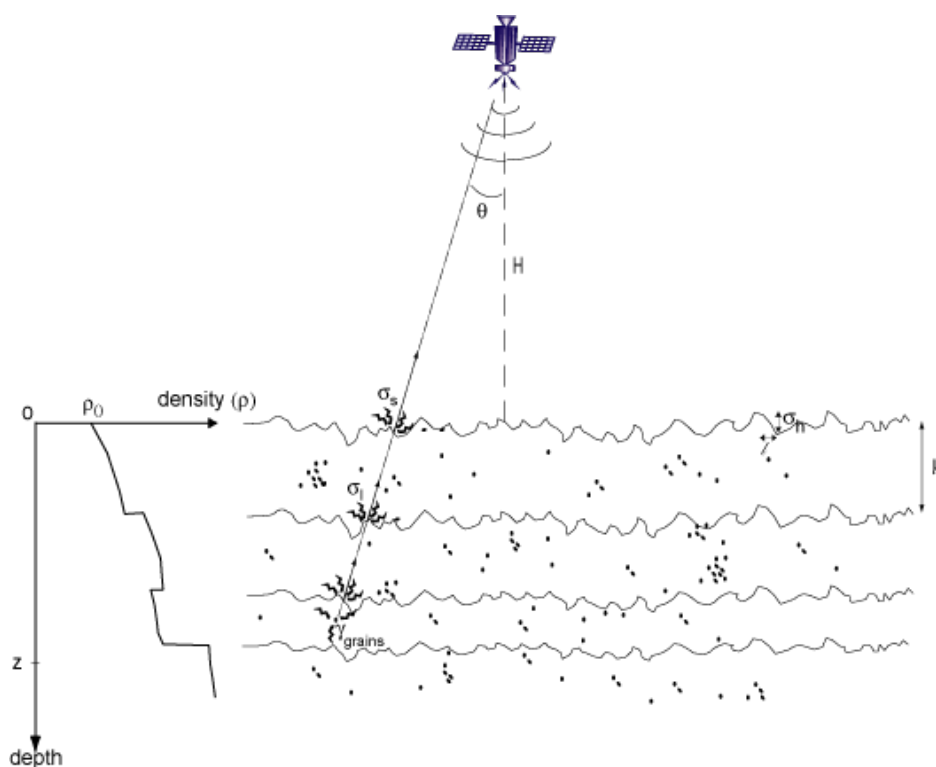


FIG. 5.1 – Croquis de la mesure altimétrique sur un manteau neigeux stratifié.

Le modèle de Brown

Le modèle de Brown (1977) exprime la réponse impulsionnelle d'une surface rugueuse à partir de la fonction de distribution des hauteurs de la surface $p_\chi(t)$ et de la réponse impulsionnelle de la surface plane $P_{FS}(t)$:

$$I(t) = P_{FS}(t) \otimes p_{\chi}(t) \quad (5.2)$$

P_{FS} est calculé par intégration sur la surface éclairée S :

$$P_{FS}(t) = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_S \frac{\delta(t - \frac{2r}{c}) \sigma_s^0(\theta) G^2(\theta)}{r^4} dS \quad (5.3)$$

Où r est la distance entre le radar et l'élément de surface dS , λ est la longueur d'onde radar, σ_s^0 le coefficient de rétrodiffusion de la cible, et $G(\theta)$ est une fonction lié au diagramme d'antenne. Le temps d'aller-retour de l'onde $t' = \frac{2r}{c}$ peut s'exprimer en fonction des caractéristiques géométriques de la mesure (figure 5.1) :

$$t'(z = 0, \theta) = \frac{2H}{c} \frac{1}{\cos(\theta)} \quad (5.4)$$

Où H est l'altitude du satellite.

La fonction $G(\theta)$ pour ENVISAT est donnée par (Legrésy et al., 2005) :

$$G(\theta) = G_0 \exp \left[-\alpha \cdot \theta_{slope}^2 - (g_0 - \beta \cdot \theta_{slope}^2) \cdot \gamma \cdot \left(\frac{2H}{c} \left[1 - \frac{1}{\cos\theta} \right] \right) \right] \quad (5.5)$$

Où $t_0 = \frac{2H}{c}$ est le temps d'arrivée du premier impact, G_0 le gain d'antenne, g_0 , α et β sont des paramètres d'antenne tous positifs, θ_{slope} est la pente de la topographie, et γ est un paramètre lié à la courbure de la surface. Toutes les valeurs numériques de ces paramètres sont données pour l'antenne d'ENVISAT par Legrésy et al. (2005).

A cause de la très haute altitude du satellite comparée à la taille verticale et horizontale de la cible, le facteur de perte en r^{-4} (equation 5.3) peut être considéré constant et donc être sorti de l'intégrale. L'équation (5.3) devient alors uniquement fonction de l'angle θ .

Modèle de subsurface

a/ application du modèle de Brown à un milieu stratifié

L'équation (5.3) est parfaitement adaptée à la simulation d'un écho altimétrique sur un milieu distribué radialement. Ici, on se place dans le cas d'un milieu stratifié. On cherche donc dans la suite à séparer les directions verticale et horizontale de l'espace, et ainsi exprimer l'équation (5.3) en fonction uniquement de θ et de z .

A cause des faibles angles impliqués dans la géométrie du problème (maximum de 0.6° pour l'altimètre de ENVISAT), on fait l'approximation qu'un point du manteau neigeux $P(z, \theta)$ est atteint à un temps $t' = \frac{2r}{c}$, où θ et z peuvent être séparés, de telle manière que :

$$t'(z, \theta) = t_v(z) + \frac{2H}{c \cdot \cos(\theta)} \quad (5.6)$$

Le temps de trajet vertical aller-retour de l'onde dans la neige t_v est relié à la profondeur z par un profil de vitesse fonction uniquement du profil de permittivité de la neige ($\epsilon'(z)$) :

$$t_v(z) = 2 \int_0^z \frac{\sqrt{\epsilon'(z')}}{c} dz' \quad (5.7)$$

Le Dirac δ de l'équation (5.3) peut ensuite être réécrit en séparant les variables θ et z :

$$\delta(t - t'(z, \theta)) = \delta(t - t_v(z)) \otimes \delta(t - t'(z = 0, \theta)) \quad (5.8)$$

Toujours à cause des faibles angles, on fait l'approximation que tous les trajets dans la neige sont verticaux, et donc ne sont pas retardés à $\theta = 0$ ou à l'oblique. Cela signifie que la fonction P_{FS} d'une source située à la profondeur z et infinie dans le plan horizontal possède la même expression qu'une fonction P_{FS} de surface, mais avec des propriétés de diffusion différentes, atténuée par le milieu diffusant du dessus, et retardée du temps $t_v(z)$. Cette approximation nous permet donc d'exprimer le modèle de subsurface par la convolution de la réponse impulsionnelle plane avec une distribution verticale des sources de diffusions, comme déjà pratiqué par Adams et al. (1998).

b/ Réponse impulsionnelle de la subsurface

L'écho radar réémis par le manteau neigeux est le résultat de deux mécanismes d'interaction onde-milieu dépendant de la fréquence de l'onde (Wismann & Matzler, 1999) :

- 1/ les échos de surface dus aux contrastes diélectriques relatifs entre deux couches, de coefficient de rétrodiffusion $\sigma_l^0(z, \theta)$, et
- 2/ les échos de volume provenant de la diffusion des ondes radar par le milieu hétérogène constitué de grains. Le coefficient de rétrodiffusion volumique γ_{grains} est indépendant de l'angle d'incidence θ

On exprime donc l'écho de subsurface comme la convolution de l'écho décrit par le modèle de Brown avec une distribution verticale des sources $p_v(z)$. Le terme σ_s^0 de l'équation (5.3) est différent selon le type de diffusion (grains de neige ou interfaces).

La réponse impulsionnelle de subsurface P_{FV} vaut alors :

$$P_{FV}(t) = P_l(t) \otimes p_{vl}(t_v) + P_g(t) \otimes p_{vg}(t_v) \quad (5.9)$$

Où P_l et P_g sont les réponses impulsionnelles respectivement des interfaces et des grains de neige. p_{vl} et p_{vg} sont les distributions verticales des interfaces et des grains. p_{vl} est une distribution discrète qui prend la valeur 0, sauf aux temps t_v correspondant à une profondeur z pour laquelle existe une interface. p_{vg} est une distribution continue qui dépend des propriétés de diffusion et d'extinction du milieu diffusant.

La réponse impulsionnelle de subsurface (5.9) est donc donnée par :

$$P_{FV}(t) = \frac{1}{(4\pi)^3 H^4} [P_{layers} + P_{grains}] \quad (5.10)$$

$$P_{layers}(t) = \sum_{n=1}^N \lambda_n^2 \cdot A(z_n) \cdot \delta(t - t_v(z = z_n)) \otimes \int_S \delta(t - t'(z = 0, \theta)) \sigma_l^0(z = z_n, \theta) G^2(\theta) dS$$

$$P_{grains}(t) = \int_z \lambda^2(z) \cdot A(z) \cdot \delta(t - t_v(z)) \gamma_{grains}(z) dz \otimes \int_S \delta(t - t'(z = 0, \theta)) G^2(\theta) dS$$

Où $A(z)$ est l'extinction à la profondeur z , N est le nombre de strates, λ_n est la longueur d'onde à la profondeur de la strate n , z_n . Dans la pratique, dz est calculé à chaque temps t_v en fonction des propriétés diélectriques du manteau neigeux. Les différentes propriétés électromagnétiques des sources sont décrites dans la suite.

5.2.2 Diffusion par la surface

Le coefficient de rétrodiffusion radar de la surface dépend entre autre de la rugosité de la surface à l'échelle de la longueur d'onde radar (Ulaby et al., 1982). Son amplitude est proportionnelle à la constante diélectrique relative de la surface et sa variation angulaire est liée par la rugosité de surface. Deux échelles de rugosité interviennent ici :

1/ La présence de bosses dans la topographie à l'échelle du décimètre au mètre en vertical, même aux endroits où le vent est très faible (Des mesures de nivellement réalisées par le LGGE (Christian Vincent, communication personnelle) montrent des micro-reliefs de plusieurs dizaines de centimètres sur la zone de Dôme C). Adams & Brown (1998) modélisent l'effet de ces bosses, et montrent que LeW est affecté par cette rugosité, alors que TeS ne l'est pas. Le paramètre LeW peut s'exprimer en fonction de la distribution des hauteurs p_x , ce qui n'est pas le cas pour le coefficient de rétrodiffusion. Au regard des faibles longueurs d'ondes aussi bien en S qu'en Ku comparées aux échelles caractéristiques de ces rugosités, on considère ici que cette échelle de rugosité affecte le coefficient de rétrodiffusion dans les deux bandes de fréquences de la même manière et indépendamment de l'angle de visée. C'est pourquoi, l'effet est simplement pris en compte par la multiplication du coefficient de rétrodiffusion par un facteur de calage α ($0 < \alpha < 1$). Ce facteur de calage peut également être interprété comme un facteur de pondération entre le modèle de surface et de subsurface.

2/ La rugosité de la neige aux échelles centimétriques. Cette rugosité est le résultat de la combinaison des précipitations, du vent et des caractéristiques des grains de neige. A cause de son échelle proche des longueurs d'onde utilisées, cette micro-échelle définit le diagramme de rayonnement de la surface (Ulaby et al., 1982).

Les deux paramètres statistiques de rugosité classiquement définis sont : σ_h l'écart type de la distribution des hauteurs, l la longueur de corrélation de la surface. La rugosité de la neige est très mal connue. A titre d'exemple sur d'autres surfaces, on pourra regarder les travaux de Rees & Arnold (2006) sur la glace, ou de Zribi & al. (2000) et Jackson & al. (1997) sur les surfaces agricoles. Sur ces surfaces σ_h varie typiquement entre 4 mm et 3 cm, alors que l est compris dans l'intervalle 3-20 cm. La méthode développée dans l'annexe B permet de réaliser des mesures de ce paramètre sur de longs profils des surfaces neigeuses et permettra ainsi dans l'avenir d'en améliorer la connaissance.

L'interaction entre la surface rugueuse et l'onde incidente est modélisée analytiquement, moyennant certaines approximations. Les domaines de validité de différentes méthodes analytiques, l'approximation de l'Optique Physique (PO), la méthode des petites perturbations (SPM), et la méthode IEM (Fung, 1994), ont été étudiés par différents auteurs (e.g. Beckmann & Spizzichino (1987), Fung et al. (1992)), et sont représentés sur la figure 5.2. Pour cause du peu de données dont on dispose sur la rugosité de la neige en Antarctique, on choisit ici la méthode présentant le plus grand domaine de validité que ce soit en bande S ou en bande Ku. On se tourne donc vers l'utilisation de IEM.

5.2.3 Diffusion par les strates internes

A l'instar de la surface air/neige, on calcule la diffusion des strates internes en utilisant aussi la méthode IEM. On fait l'hypothèse que les caractéristiques de rugosité des strates sont les mêmes qu'en surface. Seul le contraste diélectrique et les longueurs d'onde changent. La longueur d'onde dans la neige diminue, car la permittivité y est plus grande. Les strates

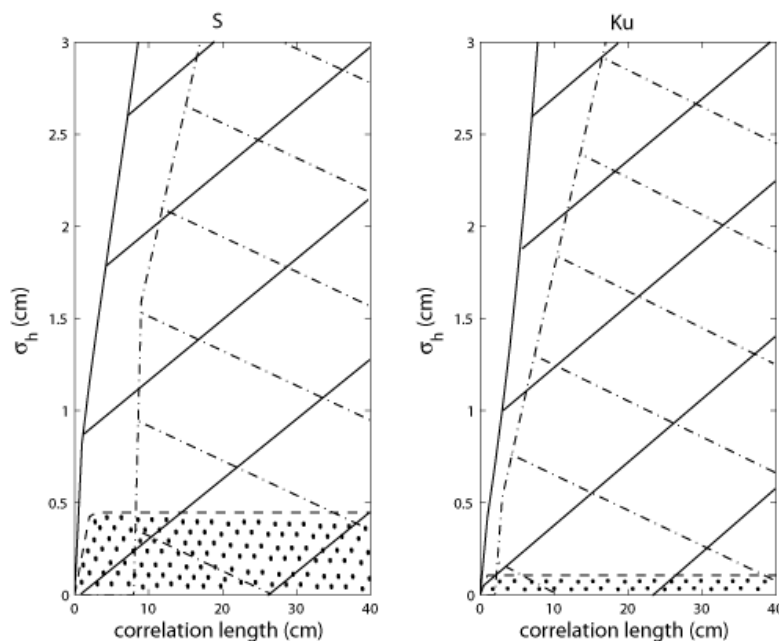


FIG. 5.2 – Domaines de validité des méthodes de calcul analytique du champ diffusé par une surface rugueuse en bande S (gauche) et Ku (droite). En tireté l’approximation de Kirchhoff, en pointillé la méthode des petites perturbations, en trait plein la méthode IEM.

apparaissent alors plus rugueuses que la surface. Le diagramme de rayonnement des strates $\sigma_h^0(\theta)$ est donc différent de celui de la surface. On peut noter que le coefficient de rétrodiffusion d’une strate sera plus faible que celui de la surface à constante diélectrique relative égale.

5.2.4 Diffusion de volume

Les grains de neige diffusent et atténuent le signal. La diffusion par les grains de neige dépend de la taille des diffuseurs Φ_g en relation avec la fréquence de l’onde radar f_0 (ou k_0 le nombre d’onde). Les grains de neige étant de tailles bien inférieures aux longueurs d’onde, la diffusion volumique peut classiquement être calculée par une approximation de Rayleigh. L’utilisation de cette modélisation donne souvent des résultats qui surestiment la diffusion (e.g. Davis et al., 1996). Mätzler (1998) propose d’améliorer la modélisation de la diffusion de volume, en modifiant l’approximation de Born¹ pour tenir compte d’un milieu présentant de fortes fluctuations de ses propriétés électromagnétiques. L’application de cette méthode à un milieu constitué de petites sphères de glace ($\epsilon'_i = 3.15$) de fraction volumique ν^2 , est équivalent à une approximation de Rayleigh à un facteur correctif prêt. Ce facteur correctif est relié à la longueur de corrélation volumique du milieu p_c (Mätzler, 1998) :

$$\gamma_{grains} = \frac{3 \cdot p_c^3 \cdot k_0^4}{32} \cdot \nu \cdot (1 - \nu) \cdot (\epsilon'_i - 1)^2 \cdot K ds^2 \quad (5.11)$$

¹l’approximation de Born consiste à résoudre les équations de Maxwell en considérant que le milieu est peu diffringent, c’est à dire que ses propriétés diélectriques sont toujours peu différentes de ses propriétés moyennes.

² ν est le rapport entre la densité de la neige et la densité de la glace

$$p_c = \frac{4 \cdot \Phi_g}{3} \cdot (1 - \nu) \quad (5.12)$$

$$K_{ds}^2 = \left| \frac{2 \cdot \epsilon' - 1}{2 \cdot \epsilon' + \epsilon'_i} \right|^2 \quad (5.13)$$

5.2.5 Profils verticaux

Les propriétés diélectriques de la neige sèche dépendent de ses propriétés géophysiques (densité et température). Pour des raisons de calcul, on se donne ici une forme de profil de densité unique sur l'ensemble de l'Antarctique, tel que :

$$\rho(z) = \rho_0 + p \cdot z + c_2 \cdot z^2 + c_3 \cdot z^3 \quad (5.14)$$

Les coefficients c_2 et c_3 suivent les coefficients de degré 2 et 3 du profil de densité au dôme Talos (Frezzotti et al., 2005). La densité en surface ρ_0 est un paramètre du modèle. Le paramètre p est calculé en fonction de ρ_0 , de telle sorte que la densité à la profondeur $z = 10$ m soit celle mesurée au dôme Talos.

On vient perturber ce profil continu par des hétérogénéités de densité Δ_ρ (figure 5.1), qui vont être à l'origine des échos des strates internes. Des mesures de Δ_ρ effectuées dans des trous de neige de 2 m de profondeur donnent des valeurs entre $0.02g.cm^{-3}$ et $0.1g.cm^{-3}$ (Jezek et al., 1988; West et al., 1996). Des études de carottages montrent que ces valeurs diminuent avec la profondeur, devenant quasi nulles au delà de 20 m (Gow, 1968). On suppose ici que Δ_ρ suit le profil de densité et devient nul lorsque la densité de la neige atteint celle de la glace ρ_i :

$$\Delta_\rho(z) = \delta_\rho \frac{\rho_i - \rho(z)}{\rho_i - \rho_0} \quad (5.15)$$

Où δ_ρ est le saut de densité moyen des strates en surface. De par la basse résolution verticale des altimètres comparée aux épaisseurs des strates, l'intensité de l'écho d'une couche est donnée à la fois par le nombre de couches par porte radar mais aussi par le saut de densité moyen Δ_ρ au niveau de l'interface. L'effet d'un grand nombre de couches de faible Δ_ρ à l'intérieur d'une porte radar est équivalent à une couche unique de Δ_ρ plus fort. Afin de limiter le nombre d'inconnues du modèle, on choisit ici de fixer δ_ρ à la valeur de $0.05g.cm^{-3}$ et de faire varier le nombre de couches par porte radar. La compaction de la neige, entraîne une diminution de l'épaisseur des strates en profondeur³. On supposera ainsi que les épaisseurs des couches suivent le profil de densité. Le paramètre que l'on utilise alors pour caractériser l'épaisseur des couches devient l'équivalent eau de la couche, que l'on note μ (exprimé en $kg.m^2$). Si une couche correspond à une année de dépôt alors μ est équivalent à un taux d'accumulation.

Dans ce modèle, on fait l'hypothèse que la température de la neige ainsi que la taille des grains de neige sont constantes le long du profil vertical. On néglige ainsi le facteur de grossissement des grains. La diffusion de volume joue un rôle uniquement dans le signal en bande Ku. Ainsi, la taille des grains choisie ici est en fait une taille équivalente moyennée sur l'ensemble de l'épaisseur de neige sondée en bande Ku.

³l'origine des stratifications est pris comme étant l'accumulation successive de neige. Le métamorphisme n'est ici pas pris en compte, ce qui sera fait dans une étude ultérieure.

5.2.6 Propriétés diélectriques de la neige

La constante diélectrique complexe de la neige ($\epsilon' + i.\epsilon''$) a été mesurée entre autre par Tiuri et al. (1984) en fonction de sa densité ρ :

$$\epsilon' = 1 + 1.7.\rho + 0.7.\rho^2 \quad (5.16)$$

$$\epsilon'' = \epsilon_i''.(0.52\rho + 0.62\rho^2) \quad (5.17)$$

La relation entre la partie imaginaire de la constante diélectrique de la glace ϵ_i'' , la température T et la fréquence de l'onde électromagnétique a été étudiée par Matzuoka et al. (1996) pour des températures entre 190 et 265 K et des fréquences f entre 5 et 39 GHz :

$$\epsilon_i'' = \frac{A(T)}{f} + B(T).f^{C(T)} \quad (5.18)$$

Où A, B et C sont des fonctions de la température.

5.2.7 Extinction du milieu neigeux

L'extinction des ondes à la traversée du manteau neigeux stratifié est donnée à la fois par l'extinction du volume traversé et la perte par diffusion sur les surfaces rugueuses :

$$A(z) = \exp\left[-2.\left(\int_0^z k_e dz\right)\right] \cdot \prod_{n=1}^N T_{n/n+1} T_{n+1/n} \quad (5.19)$$

Où $T_{n/n+1}$ est la transmittivité de l'interface entre la couche numéro n et la couche $n + 1$. Le coefficient d'extinction volumique du milieu granulaire noté k_e est la somme du coefficient d'atténuation k_a et du coefficient de diffusion γ_{grains} (Matzler, 1998) :

$$k_e = k_a + \gamma_{grains} \quad (5.20)$$

$$= \nu.k_0.\epsilon_i'' . K_{ds}^2 + \gamma_{grains} \quad (5.21)$$

La profondeur de pénétration ($\frac{1}{k_e}$) sur ce milieu constitué exclusivement de grains est représentée dans la figure 5.3 pour la bande Ku et S, en fonction de la taille des grains et de la température du milieu. On remarque que la taille des grains joue très peu sur le signal en bande S. On obtient des profondeurs variant entre 50 cm et 15 m en bande Ku, et 50 et 130 m en bande S. Ces valeurs sont certainement surestimées, car ne prenant pas en compte les pertes par diffusion sur les strates internes.

5.3 Résultats des simulations

5.3.1 Comparaison avec des formes d'ondes réelles

La validation du modèle est difficilement réalisable en comparant des résultats de simulation à des formes d'ondes réelles, à cause de la connaissance très approximative des propriétés de la neige en Antarctique. De plus, comme vu dans le chapitre 3, les formes d'ondes sont

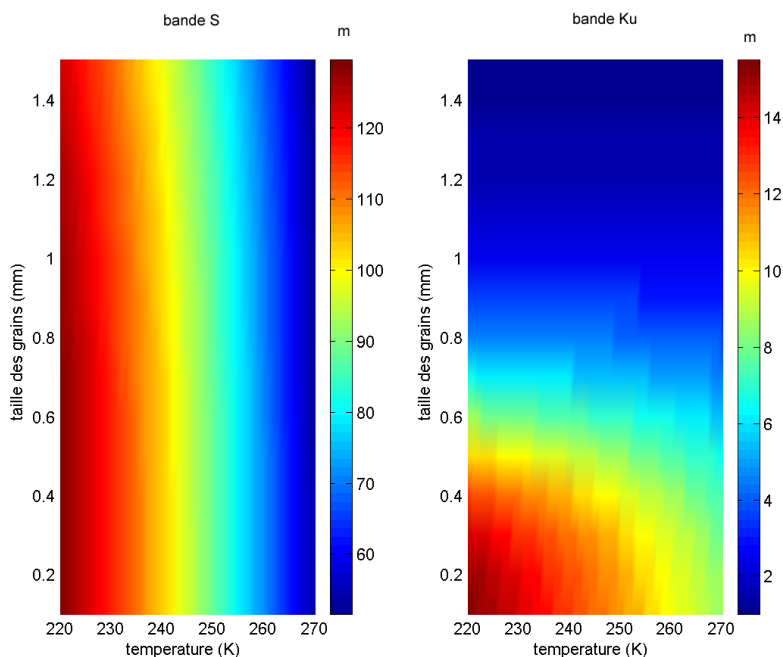


FIG. 5.3 – Profondeur de pénétration simulée des ondes radar dans la neige (à gauche en bande S, à droite en bande Ku).

très affectées par les oscillations de la topographie à l'échelle kilométrique, paramètre qui n'est pas pris en compte dans le modèle. C'est pourquoi, le modèle développé ici, ne pourra être appliqué qu'à des formes d'ondes moyennées, ce qui permet de limiter fortement les effets topographiques (Arthern et al., 2001).

Malgré le manque de connaissance des propriétés de la neige, on se propose quand même ici d'effectuer une validation du modèle par la comparasion entre les sorties du modèle et les formes d'ondes réelles aux 2 fréquences. On montrera ainsi que ce modèle est un bon outil pour comparer des mesures à deux fréquences, chose qui n'était pas possible auparavant avec les modèles ne présentant pas de relation avec la fréquence.

On choisit ici, deux lieux du plateau Antarctique pour lesquels les paramètres des formes d'onde sont très différents : Vostok et Terre de la Reine Maud. Ces lieux sont choisis pour leur topographie peu pentue, qui n'a donc que très peu d'effet sur les formes d'onde. On choisit dans ces deux lieux des formes d'onde représentatives des formes d'onde moyennes. L'ajustement des formes d'onde simulées sur les formes d'onde réelles se fait au sens des moindres carrés sur les paramètres de la forme d'onde simultanément en bande Ku et S, de manière à trouver les 6 paramètres du modèle de manteau neigeux (σ_h , l , Φ_g , μ , ρ_0 , α). Afin d'estimer la pertinence de l'inversion, on perturbe les paramètres de la forme d'onde avec un bruit blanc de 10% sur 100 essais.

On se place tout d'abord sur le lac Vostok (figure 5.4). On trouve alors un paramètre μ faible ($80 \pm 70 \text{ kg.m}^{-2}$), indiquant une stratification marquée. Pour comparaison, les taux d'accumulation enregistrés sur cette zone sont plus faibles de l'ordre de $30 \text{ kg.m}^{-2}.an^{-1}$ (Vaughan et al., 1999). Ceci indique donc qu'une couche ne correspond pas à un dépôt annuel. La taille des grains de neige est assez importante avec un rayon autour $0.9 \text{ mm} \pm 0.07 \text{ mm}$, signifiant que le taux d'accroissement des grains est fort, ce qui est en accord avec un taux d'accumulation faible. La surface est relativement rugueuse ($\sigma_h = 4 \pm 0.3 \text{ mm}$,

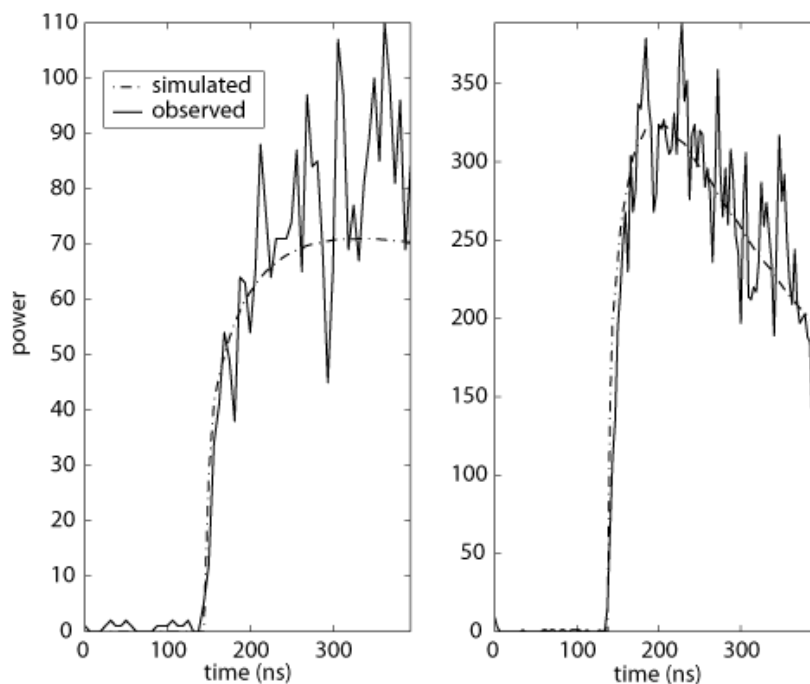


FIG. 5.4 – Formes d’ondes réelles (trait plein) et simulées (tireté) sur le lac Vostok (Localisation : $(104.13^\circ, -76.57^\circ)$) en bande S (gauche) et Ku (droite).

$l = 14 \pm 3.6$ cm), ce qui peut être interprété comme une zone où le vent est faible et ne crée pas d’ablation des surfaces.

Ensuite, le modèle est ajusté sur des formes d’onde situées sur la Terre de la Reine Maud (figure 5.5), là même où ont été observés des faibles TeS , et des forts coefficients de rétro-diffusion (cf chapitre 3). L’estimation des paramètres montre que les surfaces sont très lisses ($\sigma_h = 4.8 \pm 0.5$ mm, $l = 33.5 \pm 4.9$ cm), ce qui peut être interprété par un dépôt de neige peu important et immédiatement balayé par les vents. Ceci est en accord avec les observations de taux d’accumulations. Turner & al. (1999) montrent même la présence d’une zone de taux d’accumulation négatif causé par une évaporation inhabituelle en été. Van den Broeke & al. (2003) notent la forte vitesse ($> 10 m.s^{-1}$) des vents géostrophiques dans cette zone en hiver, impliquant une sublimation importante. On remarque cependant que le paramètre de stratification estimé ($422 \pm 339 kg.m^{-2}$) est peu cohérent avec l’estimation du taux d’accumulation dans cette région ($< 100 kg.m^{-2}.an^{-1}$). L’aspect stratifié du manteau neigeux est sûrement moindre dû au fort vent. Egalement, ceci peut être causé par le fort signal de surface (les surfaces sont très lisses), qui masque partiellement le signal de subsurface.

On voit donc que la seule donnée des paramètres de la forme d’onde n’est pas toujours suffisante pour retrouver les propriétés du manteau neigeux. On se tournera dans la suite vers une analyse du signal saisonnier, observé dans le chapitre 2, pour servir de complément à la seule donnée des paramètres de la forme d’onde.

5.3.2 Analyse des simulations

Dans cette partie, on analyse les effets des différents paramètres du modèle sur les paramètres de la forme d’onde. Pour cela, on simule d’abord le signal altimétrique pour des paramètres du modèle variant dans une gamme réaliste, basée sur des observations tirées de

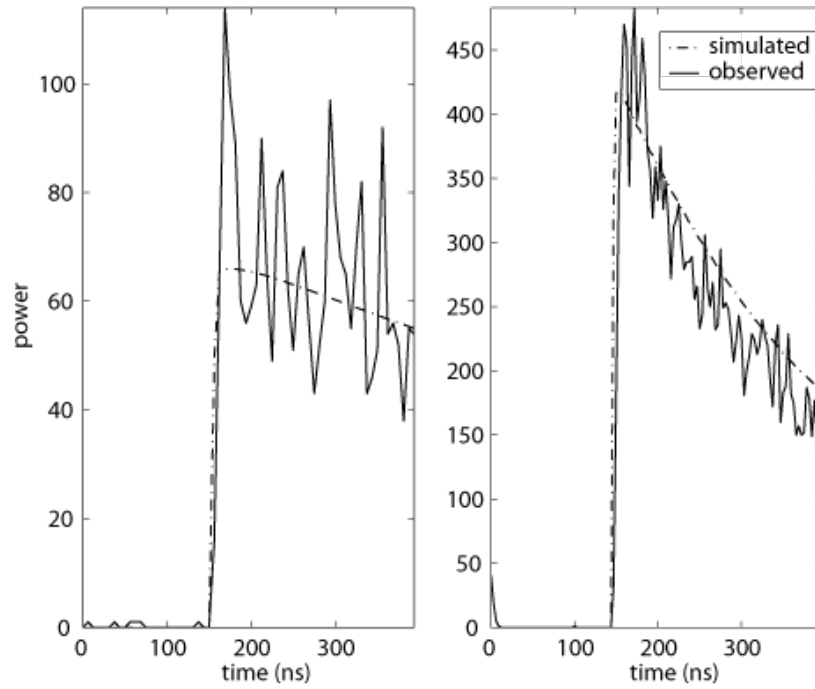


FIG. 5.5 – Formes d’ondes réelles (trait plein) et simulées (tireté) sur la Terre de la Reine Maud au point (9.83, -74.96) en bande S (gauche) et Ku (droite).

mesures de terrain (voir table 5.1). On réalise une simulation complète du plan d’expérience. Les pas des simulations sont choisis après des essais, de manière à obtenir un balayage fin et régulier des paramètres de sortie.

paramètre	minimum	maximum	pas	références
ρ_0 ($g.cm^{-3}$)	0.2	0.5	0.02	(Goodwin & al., 1988)
μ ($kg.m^{-2}$)	2	200	$\frac{1}{\mu}$ constant	(Vaughan & al., 1999)
r (mm)	0.1	1	0.1	(Surdyk & Fily, 1993)
σ_h (mm)	1	20	1	(Lacroix et al., 2007c)
l (cm)	2	50	2	(Lacroix et al., 2007c)
T (K)	190	260	10	(King & Turner, 1987)

TAB. 5.1 – Gammes de variation des différents paramètres du manteau neigeux, issues de mesures in situ.

Tout d’abord, on remarque que les formes d’ondes sont sensibles à la combinaison du signal de subsurface et de la rugosité. (figures 5.6 et 5.7). Pour une surface lisse, le signal de surface sera fort et masquera le signal de subsurface. Ainsi, un changement du signal de subsurface n’aura qu’un effet limité sur le signal altimétrique, alors que pour une surface rugueuse ce sera l’inverse. Par exemple, en bande Ku, fréquence à laquelle l’écho de subsurface est en grande partie engendré par les grains de neige, la forme d’onde est largement modifiée par les différentes tailles de grains de neige lorsque la surface est rugueuse (figure 5.6). Lorsque la surface est lisse, le signal de subsurface n’a plus que très peu d’importance dans le signal altimétrique, et différentes tailles de grains ne modifieront pas outre mesure la forme d’onde. On remarque également que la taille des grains n’a quasiment aucun effet sur les formes d’ondes en bande S. Ainsi, la comparaison des signaux dans les deux bandes peut

beaucoup apporter pour l'inversion de ce paramètre.

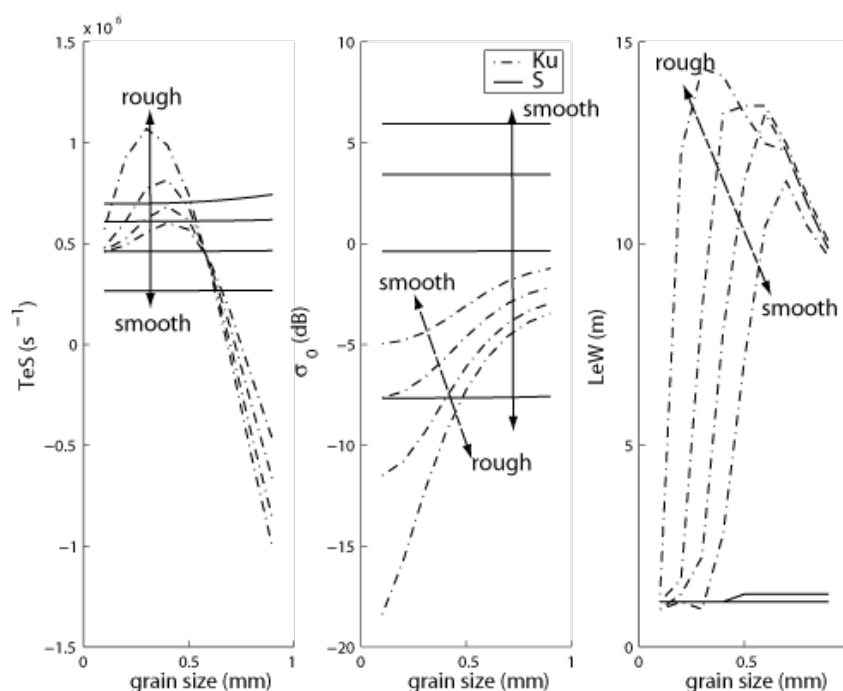


FIG. 5.6 – Effet de la taille des grains de neige sur le signal altimétrique, pour différentes rugosités de la surface.

Les simulations montrent également l'importance de la rugosité de surface sur les signaux aussi bien en bande Ku qu'en bande S, et ceci en relation avec le paramètre de stratification μ (figure 5.7). Plus la couche est fine (paramètre μ est faible), plus le nombre de strates par porte radar est important, créant un signal de subsurface important, et ce d'autant plus que la strate est lisse. On remarque également que la forme d'onde est sensible au paramètre de stratification μ surtout lorsque celui-ci est faible. Notons également que lorsque les grains de neige sont gros, l'extinction est forte en bande Ku, et donc le signal des strates devient beaucoup plus faible et n'affecte quasiment que la première partie de la forme d'onde en bande Ku.

5.4 Apport du modèle à l'étude des variations saisonnières

Dans cette partie, on cherche à expliquer les variations saisonnières du signal altimétrique observées dans le chapitre 2 à l'aide du modèle. On rappelle les caractéristiques de ce cycle saisonnier (voir chapitre 2) :

- 1/ Les variations de LeW et de TeS sont corrélées, alors que le coefficient de rétrodiffusion leur est anti-corrélé.
- 2/ La phase du cycle change en fonction de la localisation sur la calotte polaire.
- 3/ Les amplitudes des cycles sont plus importantes en bande S qu'en bande Ku.

Pour expliquer ce signal, on prend ici deux hypothèses dont on simule l'effet :

- a/ Le cycle de température saisonnier crée une variation des propriétés de pénétration de l'onde radar dans le manteau neigeux.

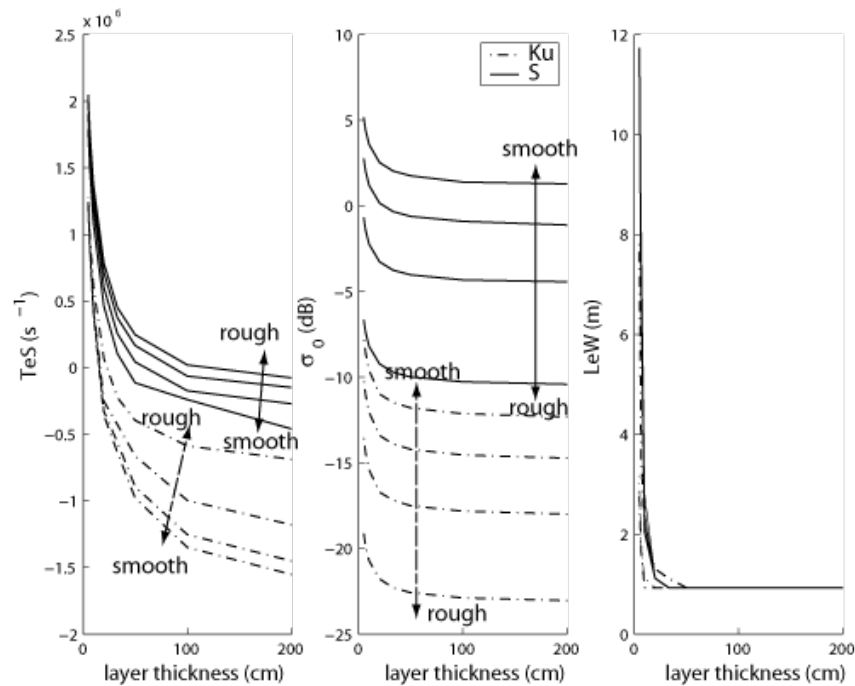


FIG. 5.7 – Effet de la taille des strates en surface sur le signal altimétrique, pour différentes rugosités de la surface.

- b/ Le taux de densification du manteau neigeux en surface varie avec la saison (Li Jun and Zwally, 2002, 2004) sous le forçage du cycle de température et des transferts verticaux de vapeur d'eau.

5.4.1 Effet du cycle de température

Dans le modèle développé précédemment, la conductivité de la neige varie avec la température (section 5.2.7). Lorsque la température augmente, les pertes diélectriques augmentent et la profondeur de pénétration des ondes diminue, limitant l'importance du signal de subsurface. C'est pourquoi, les variations de température vont principalement influencer les signaux altimétriques lorsque le signal de subsurface est important. On simule l'effet des variations de température pour différentes rugosités de la surface lorsque le grain de neige est gros et le paramètre de stratification μ est faible (figure 5.8). Sur le plateau Antarctique les amplitudes thermiques entre été et hiver peuvent atteindre 50°C en surface, mais les températures sont toujours négatives. La neige reste donc sèche.

Les simulations montrent que le signal en bande S n'est pas sensible aux variations de température, ce qui n'est pas le cas pour le signal en bande Ku. Une augmentation de la température fait chuter tous les paramètres de la forme d'onde en Ku simultanément, ce qui est très simplement expliqué par l'augmentation de l'extinction par le milieu diffusant. Il faut noter que la même simulation avec un important taux d'accumulation et un grain de neige fin ne montre quasiment aucune dépendance des formes d'ondes avec la température. Ainsi, la température a un effet seulement dans les régions centrales de l'Antarctique, où le taux d'accumulation est faible et le grain de neige est gros.

Ces simulations montrent que le cycle de température ne peut expliquer les variations saisonnières observées sur le signal altimétrique, et ce pour 3 raisons principales :

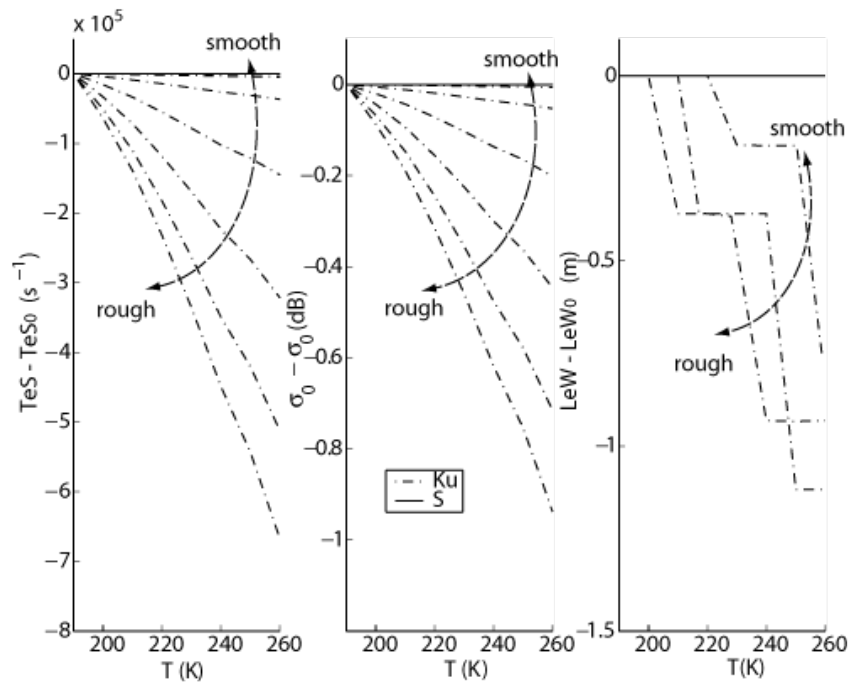


FIG. 5.8 – Effet de la température sur la variation du signal altimétrique, pour différentes rugosités de la surface.

- 1/ Une augmentation de la température crée une augmentation simultanée de tous les paramètres de la forme d'onde en bande Ku, ce qui ne peut pas expliquer l'opposition de phase entre le coefficient de rétrodiffusion et les deux autres paramètres.
- 2/ Les cycles de température ne peuvent expliquer des maxima des paramètres de la forme d'onde que lorsque la température est la plus faible (en hiver), et ne peuvent expliquer des phases différentes selon les régions de l'Antarctique.
- 3/ Le signal en bande S n'est pas sensible à la température.

Pour toutes ces raisons, l'hypothèse d'un changement de température pour expliquer les variations du signal altimétrique est rejetée. Cependant, les simulations montrent que la température a une grande influence sur le signal en bande Ku. Les cycles de température ne sont pas la cause principale des variations du signal altimétrique, mais doivent être pris en compte dans l'analyse des signaux sur la neige.

5.4.2 Effet de la compaction de la neige

Li Jun & Zwally (2002, 2004) ont montré que le taux de densification du manteau neigeux en surface varie de façon saisonnière sous l'effet des changements de température et des transferts verticaux de vapeur d'eau liés au gradient thermique dans le manteau neigeux. On modélise ici cet effet par une variation simple de ρ_0 (voir section 5.2.5). Dans notre modèle, cette variation n'entraîne pas qu'une variation de la densité de surface mais également une variation du profil de densité jusqu'à 10m de profondeur. En dessous, le profil demeure inchangé. En dessous de la surface, la variation du profil de densité ne change que très peu le profil des vitesses de propagation des ondes dans la neige et le contraste diélectrique aux interfaces. On s'attend donc à ce que la compaction soit surtout un effet de surface. On modélise donc le signal altimétrique lorsque la neige se densifie pour différentes rugosité de

surface, quel que soit le signal de sub-surface (figure 5.7).

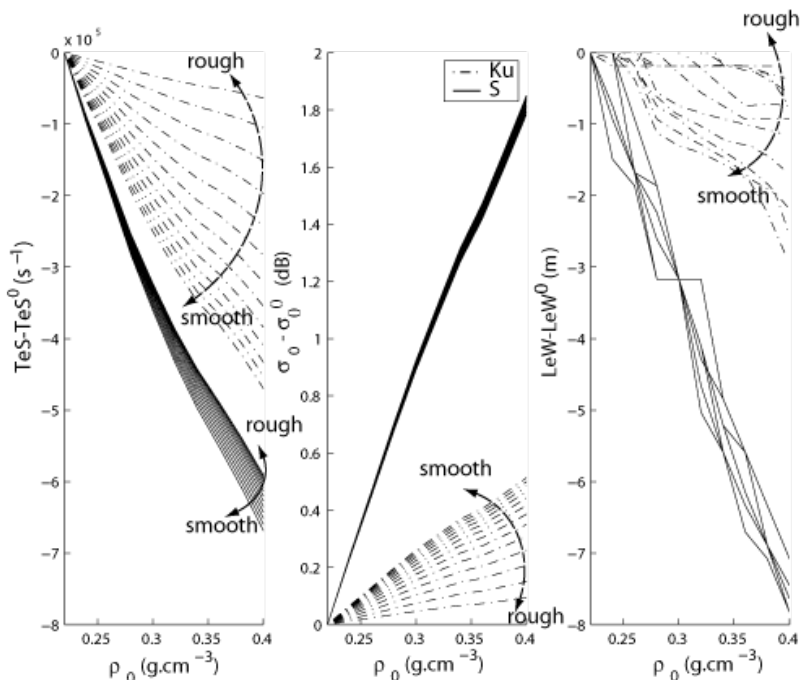


FIG. 5.9 – Effet de la compaction du manteau neigeux en surface sur la variation du signal altimétrique, pour différentes rugosités de la surface.

Le comportement des formes d'ondes de la figure 5.7 correspond parfaitement aux observations faites sur l'Antarctique : Les variations de LeW et de TeS sont corrélées, et anti-corrélées avec le coefficient de rétrodiffusion. Les amplitudes des variations sont plus importantes en bande S qu'en bande Ku. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'une même surface sera vue plus lisse en bande S qu'en bande Ku. Ainsi le signal de surface compose la majeure partie du signal altimétrique en bande S, et un changement du signal de surface affecte plus la bande S que la bande Ku.

D'autre part, Li Jun & Zwally (2002, 2004) suggèrent que la compaction de la neige a lieu à différentes périodes de l'année, en fonction du taux d'accumulation ainsi que de l'amplitude thermique saisonnière, et peut donc expliquer les différences de phases observées (voir chapitre 2).

La compaction est donc un très bon candidat pour expliquer ces variations saisonnières. On pourrait également évoquer des changements de précipitation saisonniers qui modifient l'état de surface de la neige. Cet effet serait vu de la même façon qu'un effet de surface, c'est à dire une évolution corrélée entre LeW et TeS et anti-corrélée avec σ_0 . Cependant, cet effet influencerait de façon plus forte le signal en bande Ku qu'en S (voir les figures 5.6, 5.7, 5.8 et 5.9). Ceci s'explique par le fait qu'en bande Ku la relation entre la rugosité de surface et le signal de subsurface est beaucoup plus important qu'en bande S. Ainsi un changement de la rugosité de surface affecterait l'ensemble de la forme d'onde d'une manière plus importante. Enfin, dans les régions des dômes où il ne neige que très peu et où le vent est très faible, un changement d'état de surface de la neige plus important qu'ailleurs est peu plausible.

Les simulations effectuées ici montrent qu'une compaction de la neige en surface d'environ 0.1 g.cm^{-3} (valeur donnée par la modélisation de Li Jun & Zwally (2002, 2004)) peut expliquer des variations de la largeur du front de montée de l'ordre de 1.2 m en bande Ku à

3 m en bande S (figure 5.9). L'altitude s'en trouve alors affectée de moitié, ce qui est tout à fait comparable aux valeurs observées sur le plateau Antarctique variant entre 0 et 50 cm en bande Ku et entre 0 et 1 m en bande S. On voit donc que la compaction de la neige peut créer un biais dans la mesure altimétrique lié au retracking des formes d'ondes. L'artefact ainsi modélisé rend bien compte des amplitudes observées. On se trouve ici en opposition avec l'hypothèse de Zwally & Li Jun (2002) qui attribuent le changement d'altitude observé à la seule diminution de la hauteur du manteau neigeux suite à sa compaction.

La densification a donc un double effet sur le signal altimétrique :

- 1/ la compaction de la couche de neige récente fait diminuer l'élévation du manteau neigeux, qui peut être mesurée par l'altimètre (effet surtout visible pour des taux d'accumulation élevés)
- 2/ la densification modifie les propriétés de surface du manteau neigeux, et donc la forme de l'écho altimétrique. Ceci peut conduire à une erreur d'estimation de l'altitude lors du retracking.

5.5 Estimation des paramètres du manteau neigeux

On a vu que les paramètres de la forme d'onde et leurs variations saisonnières étaient fonction des propriétés du manteau neigeux. On se propose donc dans cette partie d'inverser tous ces signaux pour retrouver les propriétés du manteau neigeux de la calotte polaire antarctique.

5.5.1 Méthodologie

Le modèle développé relie les paramètres de la forme d'onde aux propriétés de la neige. Le manteau neigeux est décrit par un jeu de 7 paramètres : 2 paramètres de rugosité, 1 paramètre de densité, 1 paramètre de taille de grain, 1 paramètre de stratification, 1 facteur de calage relié à la macro-rugosité de la surface, 1 paramètre de température. La température moyenne peut être approximée par la relation suivante (King and Turner, 1987) :

$$T = -0.00914.h - 0.688.|lat| + 34.45 \quad (5.22)$$

Où h et lat désignent l'altitude et la latitude du lieu considéré.

Les 6 paramètres restant peuvent être retrouvés à partir des 8 paramètres des formes d'ondes (4 en bande S, 4 en bande Ku). Seulement, cette inversion ne donne pas des résultats satisfaisants (voir paragraphe 5.3.1). L'idée est alors d'utiliser le signal saisonnier dont les caractéristiques (amplitudes) sont fonctions des propriétés de surface et de subsurface du manteau neigeux (5.4.2). Le signal saisonnier apporte 8 nouvelles données à notre problème d'inversion (4 amplitudes en bande Ku, 4 en bande S), alors que sa modélisation se fait par la seule variation du paramètre de densité ρ_0 . On dispose donc d'un système à inverser de 16 équations à 7 inconnues.

L'inversion est réalisée sur les paramètres de la forme d'onde et leurs variations saisonnières lorsque la densité varie entre ρ_0^a et ρ_0^b . Les index a et b font référence aux époques de l'année t_a et t_b de densité minimum et maximum. Les températures du manteau neigeux à ces deux époques sont calculées en utilisant la phase du signal saisonnier, et en considérant

une amplitude été/hiver de 40 K. Pour des questions de simulation, les températures aux temps t_a et t_b sont arrondies à la dizaine la plus proche.

Pour des questions de temps de calcul, la taille de la cellule d'inversion est légèrement augmentée par rapport au traitement effectué dans le chapitre 2, pour être de 1° en longitude et 0.4° en latitude. Sur chaque cellule j , on minimise les résidus Q_j entre les paramètres moyens observés et modélisés, et de même avec les amplitudes pour retrouver les densités ρ_0^a , ρ_0^b , la taille des grains Φ_g , les paramètres de rugosité σ_h et l , le paramètre α et le taux d'accumulation μ :

$$Q_j = \sum_i \frac{(Mwfm_i - Mwfo_{i,j})^2}{std(Mwfo_i)^2} + \sum_i \frac{(Awfm_i - Awfo_{i,j})^2}{std(Awfo_i)^2} \quad (5.23)$$

Où $Mwfm_i$ est le i^{eme} paramètre moyen de la forme d'onde modélisée ($i = LeW, \sigma_0, TeS, STeS$), $Mwfo_i$ est le i^{eme} paramètre moyen de la forme d'onde observé, $Awfm_i$ et $Awfo_i$ sont respectivement les amplitudes modélisées et observées, et std exprime l'écart type de la distribution de chaque paramètre observé sur la calotte polaire.

Pratiquement, on calcule d'abord les écarts types des observations, ensuite les températures T_a et T_b sur chaque maille. $Mwfm_i$ est ensuite exprimé comme la moyenne du paramètre de la forme d'onde wfm_i au temps t_a (T_a, ρ_a) et t_b (T_b, ρ_b), et $Awfm_i$ est exprimé comme leur différence :

$$Mwfm_i = \frac{wfm_i((\rho_0^a, r, \sigma_h, l, \alpha, \mu, T_a) + wfm_i((\rho_0^b, r, \sigma_h, l, \alpha, \mu, T_b))}{2} \quad (5.24)$$

$$Awfm_i = \frac{wfm_i((\rho_0^a, r, \sigma_h, l, \alpha, \mu, T_a) - wfm_i((\rho_0^b, r, \sigma_h, l, \alpha, \mu, T_b))}{2} \quad (5.25)$$

5.5.2 Analyse

Le résultat de l'estimation au sens des moindres carrés est présenté dans les figures 5.10 à 5.14, en fixant la valeur du paramètre α à 1. Tout d'abord on remarque que les résidus de l'estimation sont meilleurs sur le plateau que sur les côtes (figure 5.10). Ceci peut avoir plusieurs causes : 1/ la correction du signal altimétrique des effets des pentes topographiques n'est pas parfaite, 2/ la modélisation effectuée tient compte des propriétés du manteau neigeux sur le plateau et pas sur les bords (profil de densité, pas de couches de glace...), 3/ les effets des vents forts dans les régions côtières sont peut être mal modélisés par la simple prise en compte de la rugosité de petite échelle (il faudrait faire tourner la modélisation avec le paramètre α variable).

La validation des cartes de paramètres restitués n'est pas évidente, à cause de la mauvaise connaissance des propriétés du manteau neigeux en Antarctique. On remarque toutefois que la répartition de la taille des grains est cohérente avec un gradient vertical de grossissement important lorsque le taux d'accumulation est faible. Ainsi, les grains sont gros au centre du continent, là où le taux d'accumulation est faible, et leur taille diminue vers les côtes (figure 5.11). Rappelons que la taille de grain restituée correspond à une taille équivalente. Ce n'est donc pas la taille réelle du grain mais une valeur qui lui est liée.

Cette comparaison relative s'applique également aux valeurs du paramètre de stratification μ . En effet, le signal modélisé issu des stratifications tient compte d'une valeur fixe du paramètre δ_ρ (voir section 5.2.5). L'importance de chaque strate est entre autre déterminée par δ_ρ . L'ensemble du signal de strate est donc déterminé à la fois par δ_ρ et par μ . On

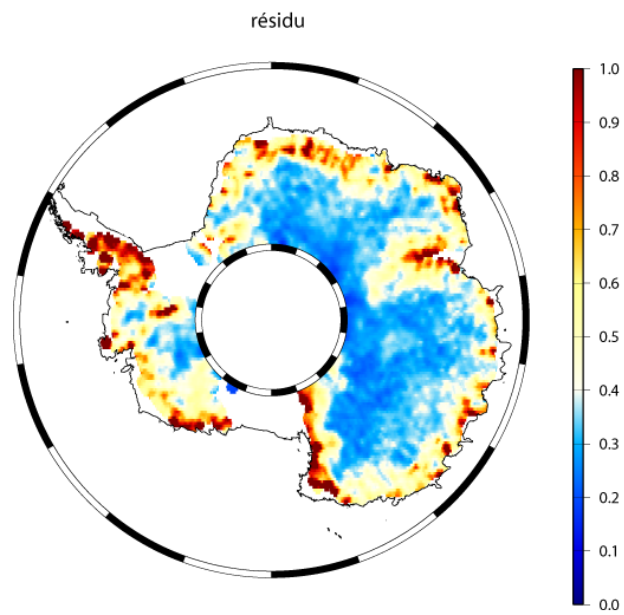


FIG. 5.10 – Carte des résidus de l'estimation.

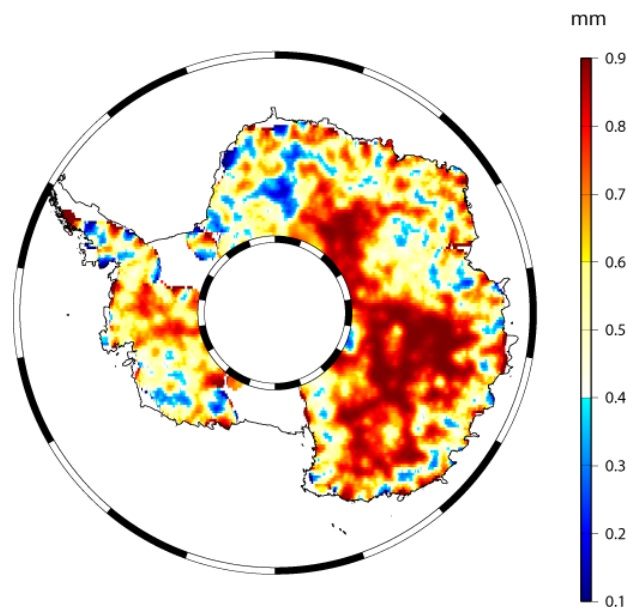


FIG. 5.11 – Répartition de la taille des grains. La taille correspond à une taille effective pour le radar. Elle est donnée en mm.

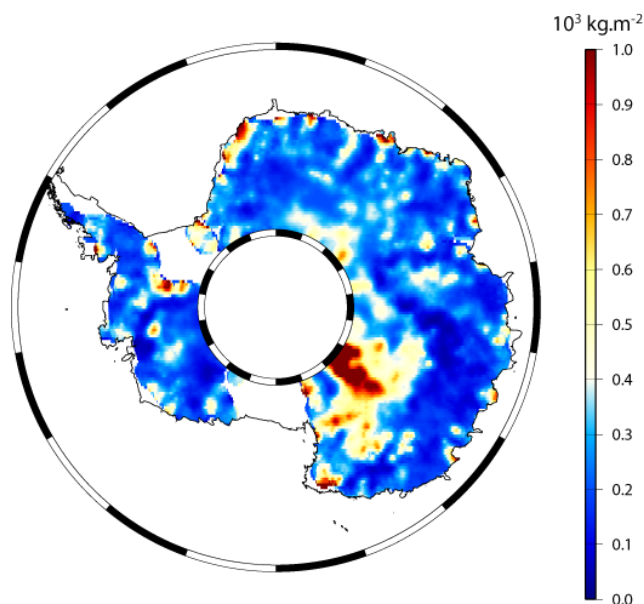


FIG. 5.12 – Répartition du paramètre de stratification (10^3 kg.m^{-2}). Pour des paramètres de stratification forts, le signal issu des strates est faible.

remarque la singularité de certaines régions, par exemple la zone de mégadunes précédemment citée (130° E , 80° S). D'autres études réalisées avec des radiomètres (Ludovic Brucker, communication personnelle) révèlent également le côté particulier de cette région, qui est interprétée comme une zone de fort gradient vertical de grossissement des grains. Or des grains gros diminuent la pénétration des ondes dans le manteau neigeux et par suite diminuent le signal de subsurface. Ceci peut expliquer pourquoi l'estimation donne un signal de strate faible dans cette région. Egalement, on s'aperçoit que les dômes, régions de vents faibles, présentent un paramètre de stratification très proche des valeurs de taux d'accumulation. Le dépôt neigeux, peu balayé par les vents permet probablement de préserver l'aspect stratifié du manteau neigeux.

De manière générale, on remarque que le paramètre de stratification retrouvé par cette inversion ne ressemble en rien au taux d'accumulation auquel il pourrait être lié (figure 5.12), étant sous-estimé sur les côtes, et surestimé sur les zones où le signal de surface est fort (zone de mégadunes au centre du continent vers 130° E). Ceci peut être expliqué à la fois par le fait qu'il n'y a pas de relation évidente entre strate et accumulation, c'est à dire qu'à une strate ne correspond pas forcément une année de dépôt de neige, ou encore que δ_ρ n'est pas constant sur la calotte polaire, mais aussi par d'autres raisons : 1/ l'altimètre est peu sensible aux stratifications du manteau neigeux lorsque le manteau neigeux comporte peu de strates, 2/ les forts taux d'accumulation se trouvent sur les côtes, là où l'estimation est de moins bonne qualité, et 3/ un signal de surface important peut facilement masquer le signal de la subsurface.

Les répartitions des paramètres de rugosité (figure 5.13), permettent de mettre en avant des zones où l'état de surface est très particulier, comme il l'a déjà été mentionné auparavant. Ainsi la zone de mégadunes en Antarctique de l'est (130° E , 80° S), ou la terre de la Reine Maud, ou une grande partie de l'Antarctique de l'ouest présentent des longueurs de corrélation des surfaces très fortes, indiquant probablement que les vents rabotent et lissent les surfaces. La région des dômes présente également des valeurs de longueur de corrélation

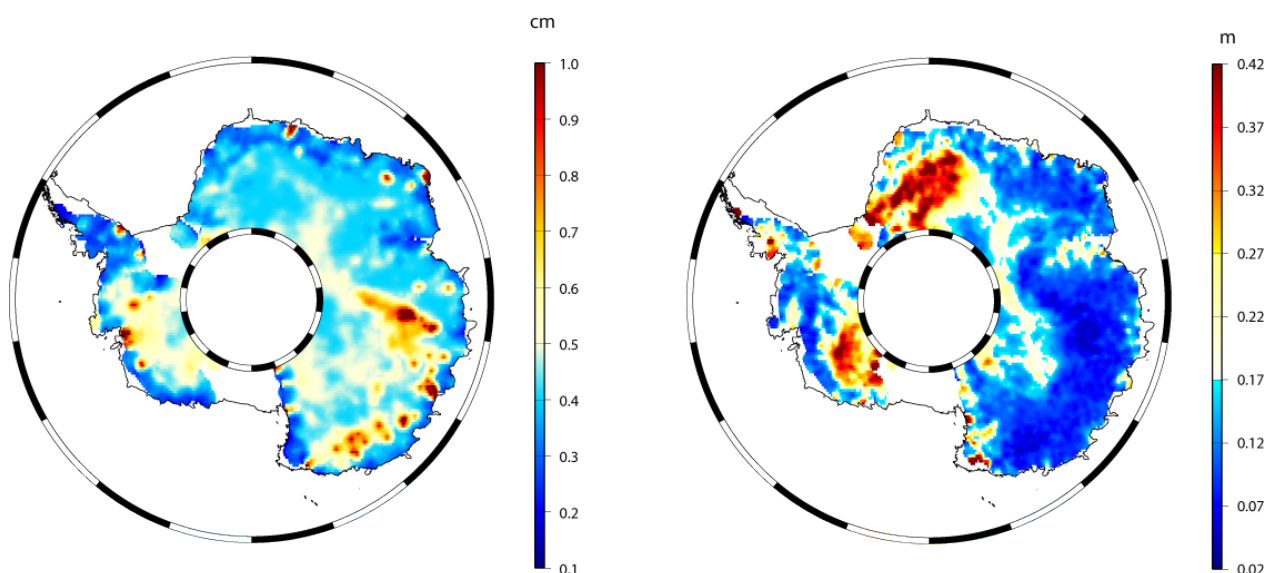


FIG. 5.13 – Paramètres de rugosité de la surface neigeuse : l'écart type de la distribution des hauteurs (à gauche) en cm, et la longueur de corrélation de la surface (à droite) en m.

forte et des valeurs de σ_h plus élevées que la moyenne. Ceci peut provenir simultanément des accumulations et des vents faibles sur les dômes. Le vent déplace la neige de façon hétérogène et forme des micro-reliefs quasiment jamais recouverts. Des prises de vue photographiques de la surface neigeuse réalisées entre Vostok et Dôme C montrent bien des micro-reliefs marqués. Ces zones singulières sont également observées par les radiomètres, notamment dans les signaux des polarisations H et V du radiomètre SSMI à 85 GHz (Ludovic Brucker, communication personnelle). A cette fréquence le signal du radiomètre n'est constitué quasiment que d'un signal de surface. La différence d'émissivité aux 2 polarisations reflète les différences d'états de surface de la neige (densité ou rugosité). En regardant ces données on s'aperçoit que les zones observées lisses (Dronning Maud Land) par l'altimètre le sont également avec le radiomètre, et que les surfaces des dômes apparaissent rugueuses pour les deux instruments. La carte de σ_h présente par ailleurs des zones de forte rugosité (Vostok, Terres de Wilkes), qu'il est actuellement impossible d'interpréter clairement. La relation entre la rugosité et les vents n'est pas linéaire (Ledroit et al., 1993), ce qui rend son interprétation peu aisée.

La densité en surface semble être plus forte au centre de l'Antarctique (figure 5.14), et plus faible sur les côtes. Malheureusement, nous ne disposons d'aucun moyen de comparaison avec des valeurs mesurées. La carte de densité moyenne est en outre particulièrement bruitée, ce qui semble indiquer la mauvaise qualité du résultat obtenu pour ce paramètre. Enfin, les variations de densité restituées (figure 5.14) présentent des amplitudes fortes sur les côtes et faibles à l'intérieur du plateau. On se trouve en accord avec la modélisation effectuée par Li Jun et Zwally (2002), indiquant un processus d'accumulation et de compaction de la couche de neige récente. Des amplitudes de l'ordre de 100 kg.m^{-3} sont retrouvées sur les côtes, ce qui correspond bien aux valeurs modélisées par Li Jun et Zwally (2002). En revanche on ne retrouve pas les fortes variations de densité aux endroits où l'accumulation est très faible, comme modélisé par Li Jun et Zwally (2004). Les fortes variations de la forme d'onde altimétrique à ces endroits sont interprétées par le modèle par une sensibilité au signal de surface plus importante qu'ailleurs (surfaces lisses). Ainsi une faible variation de densité de

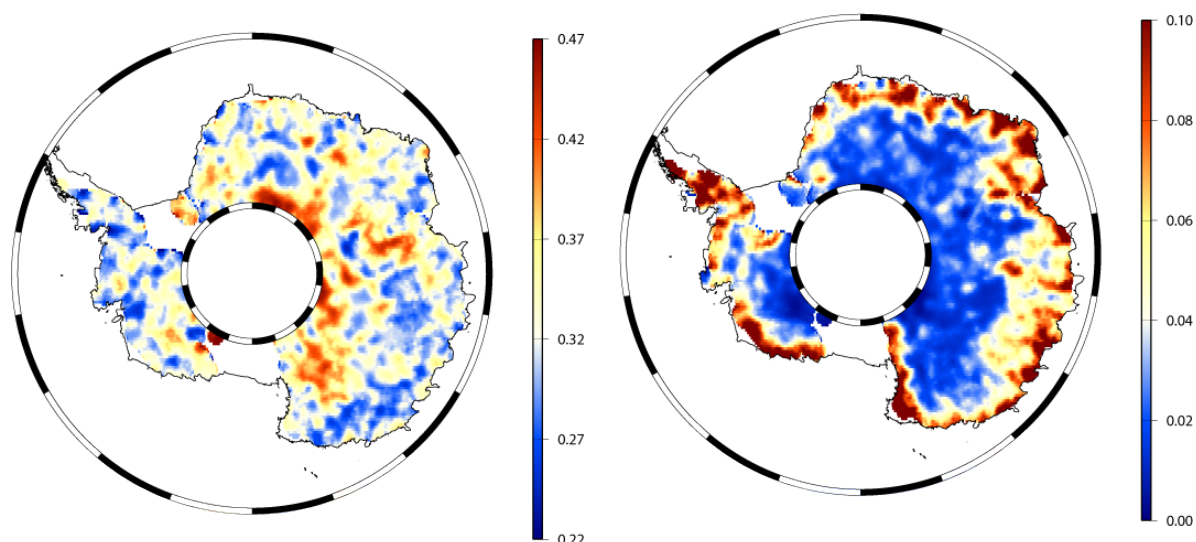


FIG. 5.14 – Densité en surface du manteau neigeux : la moyenne annuelle à gauche et les amplitudes des variations saisonnières à droite.

la surface se répercute de manière importante sur la forme d'onde (voir paragraphe.5.4.2).

5.6 Conclusion

Ces résultats sont assez concluants, dans le sens où ils donnent une estimation de certains paramètres de surface du manteau neigeux pour la première fois (rugosité, variation saisonnière de la densité), et qu'ils nous apportent des informations sur les répartitions relatives des paramètres de subsurface, notamment la taille des grains de neige. Les altimètres nous permettent donc, grâce à leur incidence verticale et à leur information temporelle (forme d'onde), d'améliorer notre connaissance sur certaines propriétés du manteau neigeux en Antarctique jusqu'alors méconnues. Il faut toutefois garder à l'esprit que la relation entre les paramètres restitués et les paramètres environnementaux n'est pas toujours triviale. Toutes ces sorties d'inversion devront être interprétées de manière plus précise, soit par comparaison avec des données in situ, soit à l'aide de données issues d'autres capteurs.

6

Vers les altimètres du futur

Sommaire

6.1	Introduction	101
6.2	Apport de CRYOSAT pour l'étude de l'accumulation	103
6.3	Apport des radars en bande Ka pour l'étude de la neige	103
6.4	Apport des radars en bande P pour l'étude des stratifications	105
6.4.1	Sources de rétrodiffusion en bande P	105
6.4.2	Signal des strates	107
6.5	Conclusion	109

6.1 Introduction

L'altimètre RA-2 à bord d'ENVISAT, comme tous les précédents altimètres, est un instrument dédié à l'étude des surfaces océaniques. A ce titre, l'altimètre d'ENVISAT fait partie de l'ancienne génération d'altimètre, même si la bande S a été ajoutée dans le but d'éliminer les retards ionosphériques qui perturbent le signal en bande Ku. La bande Ku reste donc le signal d'intérêt. Plusieurs altimètres spatiaux d'une nouvelle génération sont actuellement en projet et pourraient voir le jour. Leur nouveauté provient soit de leur configuration spécifique (CRYOSAT), soit de leur bande de fréquence nouvelle (ALTIKA, MIMOSA). Quels vont être les apports de ces altimètres pour l'étude des propriétés de la neige en Antarctique ? C'est la question que l'on se pose dans ce chapitre.

Tout d'abord, le lancement du satellite CRYOSAT est planifié pour 2009. C'est le premier altimètre dédié à l'étude des surfaces autres que océaniques (glace de mer). L'altimètre à bord de CRYOSAT est doté de capacité de synthèse d'ouverture d'antenne (mode SAR) et interférométrique (mode SARin), qui lui permettra d'obtenir une mesure de l'altitude sur une tâche au sol environ 10 fois plus petite que celle obtenue précédemment avec ENVISAT. Cette meilleure résolution spatiale horizontale a notamment pour objectif de pouvoir suivre et cartographier l'évolution des glaces de mer. Il devrait également permettre d'améliorer la qualité de la connaissance de la topographie des calottes polaires notamment sur les marges plus pentues. On a vu dans le chapitre 4, que l'intérêt de CRYOSAT pourrait être d'observer des cibles de petites tailles (par exemple les crevasses et leur pont de neige), difficilement identifiables par l'altimètre d'ENVISAT.

Ensuite, le CNES prévoit une mission altimétrique en bande Ka (36 GHz), ALTIKA. Grâce à une ouverture d'antenne plus faible et une meilleure résolution verticale, cet altimètre va permettre d'améliorer la qualité de la mesure d'altitude. Cet instrument présente

un intérêt pour l'étude des bilans de masse des calottes polaires car la profondeur de pénétration des ondes en bande Ka est plus faible que celle des ondes en bande Ku (Papa, 2003). La mesure de l'altitude en bande Ka ne sera donc que très peu biaisée par le manteau neigeux. Toutefois, l'ouverture d'antenne plus étroite accroît considérablement la sensibilité de la mesure altimétrique aux pentes topographiques de la calotte polaire, ce qui devrait grandement limiter son utilisation pour la mesure de la topographie des calottes polaires. L'utilisation de cet altimètre peut néanmoins avoir un intérêt pour l'étude des propriétés de la neige de très proche surface, grâce à sa fréquence d'émission différente de celle des précédents capteurs altimétriques.

Enfin, plusieurs projets sont en discussion pour lancer un radar spatial en bande P. L'utilisation de la bande P a deux principaux objectifs : l'étude de la biomasse, et l'étude des glaces des calottes polaires. Les glaciologues s'intéressent ainsi à la bande P pour sonder les glaces et étudier les stratifications de la glace, l'épaisseur de glace et les caractéristiques du socle rocheux. Selon l'objectif affiché, le radar prévu est différent. Pour les études sur la forêt l'incidence oblique est privilégiée. Le projet BIOMASS prévoit ainsi le lancement d'un SAR en bande P, dont la visée est prévue autour de 30° , afin de restituer les paramètres de biomasse. Pour les études sur la glace, l'incidence verticale est essentielle pour sonder les calottes polaires et mesurer leur épaisseur de glace. MIMOSA est un projet d'altimètre en bande P destiné à l'étude des propriétés du sous-sol glaciaire. La mission CARISMA possède quant à elle, la particularité de fonctionner successivement selon les deux modes verticaux et obliques afin de remplir le double objectif glace/forêt.

Le défi technologique d'un radar en bande P embarqué sur satellite est de taille. Tout d'abord, la bande P est saturée par les télécommunications. L'URSI (Union Radio-Scientifique Internationale) a toutefois alloué aux projets scientifiques une plage centrée autour de 435 MHz et de largeur de bande 6 MHz, ce qui lui donne une résolution verticale dans l'air de 25 m. Ensuite, la taille des antennes conditionne l'ouverture d'antenne et donc la résolution horizontale. Avec une taille de 10 m elles peuvent encore être fixées sous les ailes d'un avion (figure 6.1). Mais en spatial, les grandes antennes gênent la stabilité de la plate-forme et donc le pointage de l'instrument. Ce problème peut être résolu par des innovations d'antennes ou de géométrie de mesures (synthèse d'ouverture par exemple), ce qui coûte cher. Enfin, en bande P les effets ionosphériques induisent de l'effet Faraday¹ et des scintillations de phase de l'onde. Les effets Faraday sont connus et simplement résolus par des polarisations circulaires. En revanche la scintillation de phase peut provoquer des sauts de cohérence dans le signal, et ainsi empêcher l'application de la synthèse d'ouverture. Cette question constitue un réel défi scientifique et technique.

Le SAR BIOMASS proposé à l'ESA, est le premier des radars en bande P embarqué sur satellite à passer le premier échelon des qualifications, et rentre donc dans une phase d'étude plus poussée.

Dans ce chapitre de perspective, on s'intéresse à l'apport potentiel de ces futures missions (dont seule CRYOSAT est sûre d'être lancée) pour l'étude des propriétés de la neige.

¹l'effet Faraday est un effet magnéto-optique qui apparaît dans la plupart des milieux diélectriques soumis à des champs magnétiques. L'effet Faraday modifie l'orientation de la polarisation d'une onde électromagnétique.



FIG. 6.1 – Antenne radar installée sous les ailes d’un avion Twin-Otter.

6.2 Apport de CRYOSAT pour l’étude de l’accumulation

Le démonstrateur aéroporté ASIRAS de CRYOSAT a mis en évidence la capacité de CRYOSAT à détecter des stratifications du manteau neigeux (Hawley et al., 2006). L’idée qui apparaît alors est de mesurer l’accumulation dans des zones où il y a un lien évident entre stratification et taux d’accumulation. Dans ce paragraphe, on compare brièvement des données GPR et ASIRAS acquises sur le Kongsvegen, un glacier du Spitzberg, lors de la campagne de mai 2006. Les données font actuellement l’objet d’études au British Antarctic Survey (BAS) et à l’Université d’Oslo. On se contente ici de reproduire et de commenter les figures prêtées par ces deux organismes pour inclusion dans ce manuscrit (figure 6.2).

Les données GPR utilisées ici sont issues d’un capteur en bande C (voir chapitre 3). Les données ASIRAS (bande Ku) ont été acquises lors d’un survol du glacier le 2 mai 2006. L’acquisition des données a eu lieu à une semaine d’intervalle, dans des conditions atmosphériques bien différentes. La neige s’est notamment humidifiée entre l’acquisition des données GPR et du passage de ASIRAS, diminuant la pénétration des ondes.

Une observation rapide du signal de ASIRAS montre que le signal est réfléchi à deux endroits : à la surface du manteau neigeux, et à une profondeur d’environ 2 m (noté PSS dans la figure 6.2). Le signal GPR est également sensible à cette même réflexion en profondeur. La comparaison du radargramme GPR et les observations in situ de profils de densité montre que cette deuxième strate correspond à l’interface entre une couche de neige accumulée dans l’année et le névé des années précédentes. Cette remarque montre que le signal d’ASIRAS peut permettre de retrouver les accumulations de neige récente.

6.3 Apport des radars en bande Ka pour l’étude de la neige

Dans le chapitre 5, nous avons vu que l’on pouvait estimer certaines propriétés du manteau neigeux à l’aide de mesures en bande Ku et S, parmi lesquelles les propriétés de la surface (rugosité, densité), et de subsurface (taille des grains de neige). On admet ici que le signal

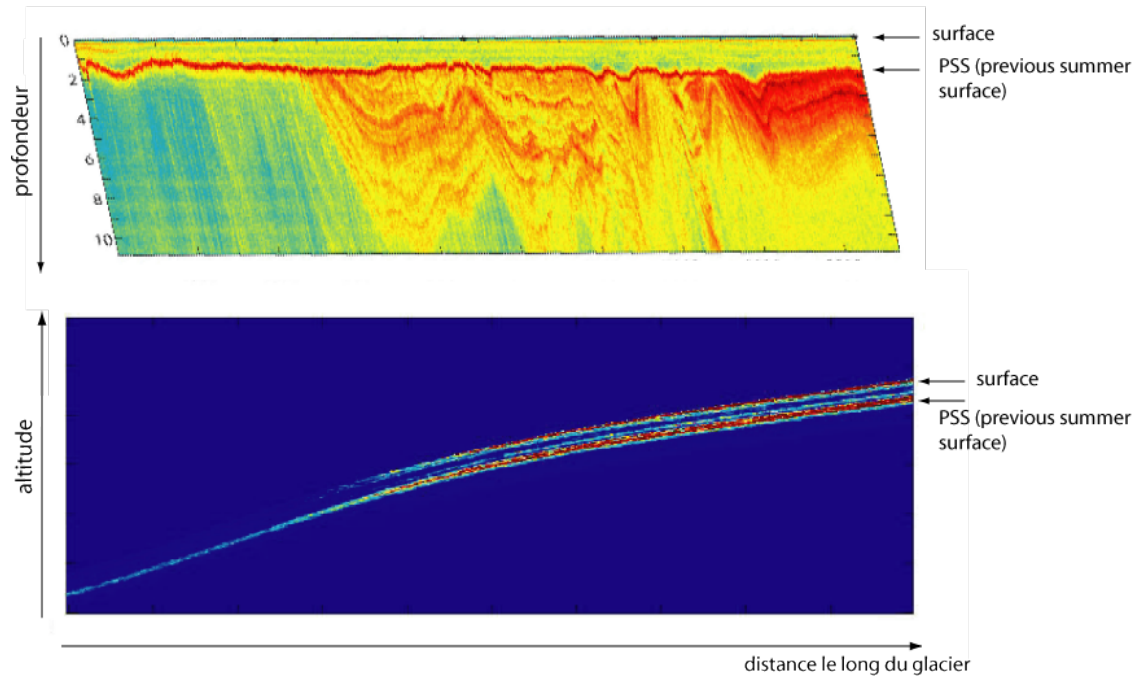


FIG. 6.2 – radargramme GPR (en haut) et ASIRAS (en bas) sur le glacier du Kongsvegen (Figures d'après Bob Hawley et Kirsty Langley).

radar en bande Ka est sensible à ces mêmes propriétés du manteau neigeux, et on simule le coefficient de rétrodiffusion obtenu en bande Ka sur la calotte polaire. On fait l'hypothèse que la profondeur de pénétration des ondes est très faible, inférieure au mètre (Papa, 2003). Ainsi, les stratifications du milieu ne jouent que très peu sur le signal radar. Le coefficient de rétrodiffusion en bande Ka (σ_0) est donc obtenu par la somme de la contribution de la surface (σ_0^s) et de la diffusion de volume par les grains de neige (σ_0^v) :

$$\sigma_0 = \sigma_0^s + \sigma_0^v \quad (6.1)$$

σ_0^s est calculé par la méthode IEM (Fung, 1994), connaissant la rugosité et la densité de la surface de la neige. σ_0^v est calculé par l'approximation de Born modifiée (voir chapitre 5) (Mätzler, 1998), dont on rappelle la formulation ici :

$$\sigma_0^v = \int_0^\delta \frac{3 \cdot p_c^3 \cdot k_0^4}{32} \cdot \nu \cdot (1 - \nu) \cdot (\epsilon'_i - 1)^2 \cdot K_{ds}^2 \cdot A(z) dz \quad (6.2)$$

$$p_c = \frac{4 \cdot \Phi_g}{3} \cdot (1 - \nu) \quad (6.3)$$

$$K_{ds}^2 = \left| \frac{2 \cdot \epsilon' - 1}{2 \cdot \epsilon' + \epsilon'_i} \right|^2 \quad (6.4)$$

Tous les termes dependent de la profondeur z et ont été définis dans le chapitre 5. le terme δ représente ici la profondeur de pénétration des ondes. Rappelons la formulation de l'atténuation $A(z)$ de l'onde à la profondeur z :

$$A(z) = \exp \left[-2. \left(\int_0^z k_e dz \right) \right] \quad (6.5)$$

$$k_e = \nu \cdot k_0 \cdot \epsilon_i'' \cdot K_{ds}^2 + \gamma_{grain} \quad (6.6)$$

La distribution verticale de la taille des grains est constante. On fait également l'hypothèse que la densité est constante sur la profondeur de pénétration (profondeur δ faible). Ainsi les calculs de l'atténuation et de σ_0^v sont simplifiés.

On calcule le coefficient de rétrodiffusion σ_0 (figure 6.3), le ratio entre σ_0^v et σ_0 (figure 6.4), ainsi que la profondeur de pénétration δ (figure 6.4) en utilisant les propriétés du manteau neigeux antarctique retrouvées dans le chapitre 5.

On remarque tout d'abord que le coefficient de rétrodiffusion simulé est beaucoup plus faible que celui observé avec ENVISAT en bande Ku ou S (figure 6.3). En bande Ka, les surfaces apparaissent très rugueuses et réfléchissent très peu d'énergie à la verticale, diminuant le coefficient de rétrodiffusion. On remarque de plus que le signal en bande Ka est essentiellement constitué d'un signal de volume, provenant de la diffusion par les grains de neige. Sauf aux endroits de faible rugosité, où le signal de surface domine (Terre de la Reine Maud), la proportion de signal de volume est supérieure à 50%. Ensuite, on trouve des valeurs de profondeur de pénétration entre 5 et 70 cm (figure 6.4). Ainsi le signal en bande Ka est essentiellement un signal de volume issu des 50 premiers centimètres de neige. Ceci confirme que le biais de la mesure altimétrique lié à la pénétration des ondes en bande Ka dans le manteau neigeux sera très faible. Cet important signal de volume nous montre aussi l'intérêt potentiel de la bande Ka pour retrouver les caractéristiques des grains en Antarctique, un des indicateurs climatiques importants.

6.4 Apport des radars en bande P pour l'étude des stratifications

6.4.1 Sources de rétrodiffusion en bande P

Les missions radars en bande P n'ont pas pour objectif d'étudier la neige. Pour BIOMASS il s'agirait d'étudier la forêt, alors que pour MIMOSA il s'agirait d'étudier la glace sous le manteau neigeux. Toutefois, le signal rétrodiffusé par le manteau neigeux en bande P n'est certainement pas nul. Il existe des contrastes de constantes diélectriques liés à la stratification du manteau neigeux, qui peuvent éventuellement être détectés par le radar, à condition de ne pas se trouver dans la zone aveugle du radar. Par exemple, Arcone et al. (2005) montrent que les sources de rétrodiffusion à 400 MHz dans le manteau neigeux du plateau antarctique sont des fines couches de glace (de tailles inférieures à la longueur d'onde du radar) réparties tous les 2-3 mètres en profondeur. La résolution verticale prévue de MIMOSA (25 m dans l'air, 15 m dans la neige) ne permet pas de résoudre individuellement ces couches de glace. Quant au SAR de BIOMASS, sa visée oblique ne permet peut être pas de détecter ces structures de glace dont l'état de surface est très lisse (voir chapitre 3).

Ces fines pellicules de glace peuvent être suivies sur de longues distances dans les signaux GPR à 400 MHz. L'origine de leur formation est incertaine : horizon isochrone, ou bien liée au métamorphisme de la neige ? Suivre ces horizons sur des grandes distances peut

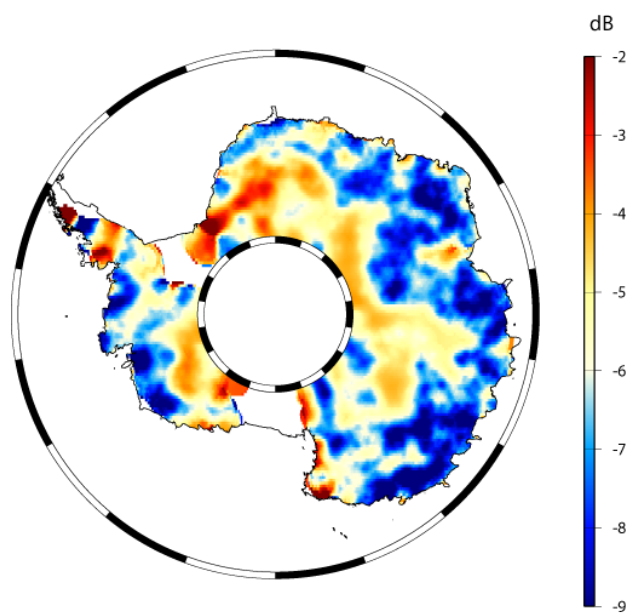


FIG. 6.3 – Coefficient de rétrodiffusion simulé en bande Ka à partir des propriétés du manteau neigeux

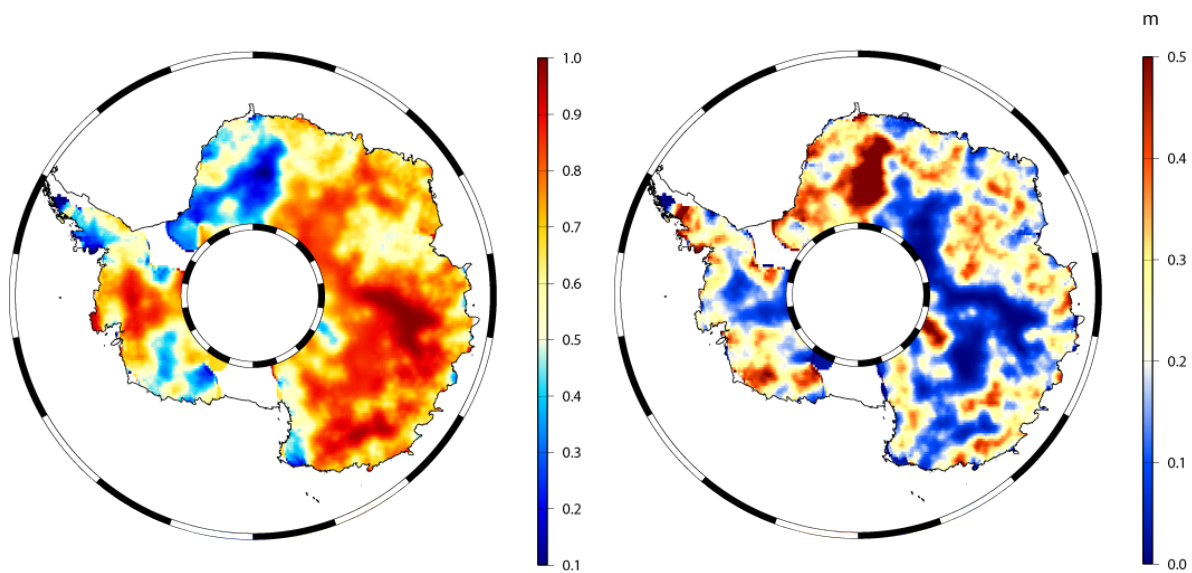


FIG. 6.4 – Proportion simulée de signal de volume dans le signal total en bande Ka (à gauche), et profondeur de pénétration simulée des ondes en bande Ka (à droite).

éventuellement nous aider à calibrer des puits de forages, ou à étudier la variabilité spatiale des taux d'accumulation.

6.4.2 Signal des strates

Afin d'estimer la quantité de signal provenant de ces potentielles fines couches de glace incluses dans le névé, on simule le coefficient de rétrodiffusion de ces interfaces en bande P en fonction de l'incidence de visée du radar. Le coefficient de rétrodiffusion de ces strates dépend à la fois de la rugosité des couches et de la constante diélectrique relative à l'interface. Afin de fixer les idées, on suppose que l'interface délimite de la neige de densité 0.5 g.cm^{-3} ($\epsilon_s = 2$), avec de la glace ($\epsilon_i = 3.15$).

rugosité

La rugosité de l'interface dépend de la longueur d'onde radar. Dans le chapitre 3, on a vu qu'à 800 MHz, les interfaces se comportent comme des surfaces spéculaires. Si tel est également le cas à 400 MHz, le signal rétrodiffusé en visée oblique sera très faible. Toutefois, Hamran et al. (1998), montrent que les surfaces peuvent paraître plus rugueuses à des fréquences plus basses, du fait du comportement fractal de la distribution des hauteurs des surfaces naturelles. Avec une longueur d'onde de 69 cm dans le vide, les radars en bande P ne sont certainement plus sensibles aux mêmes échelles de rugosité qu'en bande S ou Ku.

On cherche alors les échelles de rugosité des strates de glace qui interviennent dans le signal en bande P, à l'aide des données GPR acquises sur le Kongsvegen (chapitre 3). En utilisant un suiveur de phase dans le logiciel de traitement des signaux GPR, REFLEX, 6 de ces interfaces ont été discrétisées (voir chapitre 3). La qualité de la discrétisation de ces couches est estimée en comparant le résultat pour les interfaces F1 et F2. Ces deux interfaces correspondent à la partie sommitale et basale d'une couche de glace (Langley et al., 2007b), et donc suivent le même profil (6.5). Le coefficient de corrélation entre ces deux profils est de 0.993, indiquant la très bonne qualité de la discrétisation.

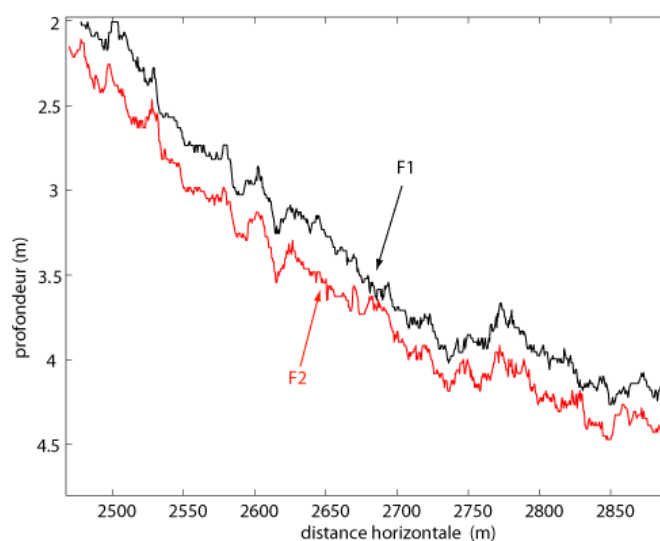


FIG. 6.5 – Interfaces discrétisées par le logiciel REFLEX. La couche F1 et F2 correspondent respectivement au sommet et à la base d'une épaisse couche de glace de 10 à 15 cm.

Toutes les couches notées F1 à F4 sont donc discrétisées à raison d'un point tous les 50 cm. La topographie à grande échelle est enlevée en l'assimilant à un polynôme de degré 3 tous les 100 m. Reste donc les oscillations de l'ordre de quelques mètres. Les paramètres de rugosité (écart type de la distribution des hauteurs σ_h et longueur de corrélation l) sont calculés sur des échantillons du profil de 100 m de long. σ_h est estimé entre 5 et 11 cm, alors que l vaut entre 3 et 8 m.

coefficient de rétrodiffusion

A l'aide du modèle IEM (Fung, 1994), on calcule maintenant le coefficient de rétrodiffusion des interfaces de glace en bande P. Il faut noter que les interfaces étant enfouies dans la neige à la densité de 0.5 g.cm^{-3} , la longueur d'onde radar n'est plus 69 cm mais 48 cm. On présente les résultats du calcul pour des rugosités comprises dans la gamme de variations donnée précédemment et pour des angles de visée allant jusqu'à 35° (figure 6.6).

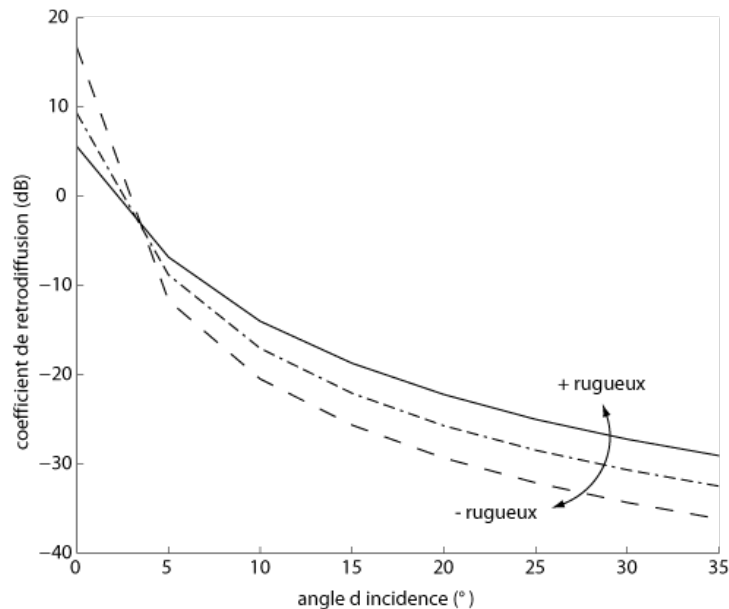


FIG. 6.6 – Diagramme de rayonnement calculé avec IEM des couches de glace incluses dans le névé. Le calcul de ce diagramme est donné pour 3 couches de glaces différentes dont la rugosité balaye l'ensemble de la gamme de rugosité calculée précédemment.

La lecture de ce graphique montre qu'un radar à visée verticale du type MIMOSA sera très sensible à ces couches de glace. Si ces couches sont suffisamment espacées dans la profondeur (au moins autant que la résolution verticale du radar), et au delà de la zone aveugle, il sera possible de repérer l'écho individuel provenant de ces stratifications avec le radar de MIMOSA. De plus, le diagramme de rayonnement calculé sur ces surfaces montre que la majeure partie du signal provient de la verticale (il y a entre 5 et 14 dB de chute entre la verticale et l'incidence 3°). Ainsi, le signal du type MIMOSA est essentiellement un signal de réflexion sur des surfaces spéculaires, et donc très peu perturbé par les échos venant des côtés. Autrement dit, deux échos provenant de la profondeur z_1 et z_2 ne seront pas mélangés. Seule la résolution verticale du radar sera limitante pour séparer les différents échos.

En revanche, pour un radar à visée oblique tel que BIOMASS, le signal des couches est beaucoup plus faible. L'incidence du radar de BIOMASS est prévue autour de 30° , ce qui

donne un signal des strates de glace de l'ordre de -25 à -35 dB. Une diminution de l'angle de visée du radar BIOMASS de 5° permettrait d'augmenter de 3 dB le signal des strates. Ces faibles valeurs des coefficients de rétrodiffusion doivent être comparées au rapport signal sur bruit du radar de BIOMASS, avant de conclure sur la possibilité d'être détectées par les SAR en bande P.

6.5 Conclusion

Les nouvelles missions altimétriques vont permettre, si elles voient le jour, d'acquérir des signaux diversifiés sur les calottes polaires. CRYOSAT, ALTIKA, MIMOSA, en sont 3 exemples, dont aucun n'est dédié à l'étude de la neige. Toutefois, une rapide analyse des signaux du démonstrateur de CRYOSAT, montre le très grand intérêt de cette mission pour l'étude des stratifications et de l'accumulation des glaciers et calottes polaires. Egalement, CRYOSAT permettra d'étudier des objets de petite taille. On pense notamment au suivi des crevasses et de leur pont de neige. Ensuite, l'intérêt de ALTIKA pour l'étude des calottes polaires semble être très limité, dû à la sensibilité de son signal aux pentes topographiques, même faibles. Si l'on arrive à s'affranchir de ce signal de topographie, le signal altimétrique en bande Ka deviendra alors intéressant pour l'étude des tailles de grains de neige sur les calottes polaires. Enfin, les altimètres radar en bande P présentent l'inconvénient d'une zone aveugle qui masquera une partie du signal sur le manteau neigeux. Une fois cette zone aveugle passée, l'onde radar est réfléchiée par des fines pellicules de glace dans le manteau neigeux, qui pourront potentiellement être détectées par l'altimètre, et pourquoi pas nous permettre d'étudier la variabilité spatiale du taux d'accumulation. En revanche le signal provenant du manteau neigeux pour la visée oblique sera très faible voire nul.

7

Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions

Le manteau neigeux de la calotte polaire antarctique recèle des informations climatiques encore bien mal connues. Les mesures in situ des propriétés de la neige sont peu nombreuses et mal réparties spatialement et temporellement. Les signaux issus des capteurs, principalement micro-onde, embarqués sur satellites sont donc essentiels pour l'étude de ces propriétés.

Lors de cette thèse, on a détourné la fonctionnalité première des altimètres, à savoir la mesure de l'altitude, dans le but d'estimer les propriétés de la neige en Antarctique. Les signaux altimétriques sont sensibles à différentes propriétés du manteau neigeux. Cette thèse nous a d'abord amenés à analyser la sensibilité des signaux altimétriques aux diverses propriétés de la neige, puis à modéliser le signal altimétrique sur le manteau neigeux et enfin à inverser les signaux bifréquences de l'altimètre de ENVISAT pour retrouver ces propriétés.

On a tout d'abord vu l'importance primordiale de la rugosité de surface de la neige à l'échelle millimétrique/centimétrique sur le signal de l'altimètre. L'analyse des signaux bifréquences sur la calotte polaire montre que la variabilité spatiale de cette rugosité explique pour beaucoup la variabilité des paramètres de la forme d'onde altimétrique sur la calotte polaire. On a développé un modèle pour prendre en compte ce paramètre dans la simulation des signaux altimétriques sur la calotte polaire simultanément en bande Ku et en bande S. Les résultats des simulations montrent qu'il existe des zones en Antarctique (Terre de la Reine Maud par exemple) où les surfaces sont sans cesse rabotées par les vents, et présentent donc des surfaces très lisses. Ces zones apparaissent très réfléchissantes pour l'altimètre. Dans ces zones, le signal altimétrique est essentiellement composé d'un signal de surface. Ainsi, l'altitude extraite du signal altimétrique est de très bonne qualité, car non biaisée par le signal de subsurface.

Parallèlement à ces travaux de modélisation, la méconnaissance des valeurs de rugosité des surfaces de neige nous a amenés à développer un protocole pour mesurer simplement ce paramètre dans les milieux polaires (Annexe B). Cette mesure permet d'obtenir des profils de la surface de neige à partir d'une distance-mètre laser embarqué sur une moto-neige. La méthode de post-traitement utilisée permet de découpler le signal de rugosité du mouvement du moto-neige. Cet équipement a montré sa fonctionnalité lors d'une campagne de mesure sur un glacier du Spitzberg, et permet notamment d'effectuer des profils de plusieurs kilomètres de long.

Ensuite, l'analyse des séries temporelles du signal altimétrique de ENVISAT sur 4 ans de données a mis en avant des variations saisonnières de l'ensemble du signal altimétrique. Ces variations n'avaient été observées jusqu'alors que sur l'altitude du signal. Cette simple

observation laissait penser que le manteau neigeux se compactait en début d'été, diminuant l'altitude du manteau neigeux. L'analyse des données effectuées dans le cadre de cette thèse a permis de montrer que la variation du taux de densification au cours de l'année est à l'origine de ce signal saisonnier, et crée un biais dans l'altitude mesurée par les altimètres. Ces biais d'altitudes peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres et doivent donc être corrigés. D'un point de vue glaciologique, ces travaux nous montrent que le manteau neigeux subit des variations saisonnières de sa densité en surface marquées et régulières d'une année sur l'autre.

Puis, l'analyse des signaux altimétriques sur une zone crevassée de la plate-forme de l'Amery a permis de mettre en avant des échos provenant de la sub-surface dans les formes d'ondes en bande Ku et en bande S. Ces échos sont surtout visibles sur le signal de la bande S en été lorsque les surfaces sont lisses. En effet dans ce cas, les formes d'ondes en bande S peuvent être lues comme un profil vertical du manteau neigeux, et ce malgré l'ouverture d'antenne relativement large. Cette remarque nous permet d'espérer retrouver et suivre des couches de subsurface dans les signaux altimétriques en bande S un peu partout sur la calotte polaire antarctique. On remarque également que ces échos de subsurface biaisent la mesure de l'altitude en bande S, parfois jusqu'à plusieurs mètres. Ces échos de subsurface permettent en outre d'étudier les propriétés du sous-sol neigeux. L'analyse de ces échos ont par exemple permis de calculer l'extinction des ondes dans le milieu et de faire des hypothèses sur ses propriétés géophysiques (rugosité de la surface de la neige).

L'interaction de l'onde radar avec le manteau neigeux engendre donc des biais d'altitudes, liés aussi bien à la sensibilité des ondes radar aux propriétés de surface (densité de surface), qu'aux propriétés de la subsurface (couches de glaces, strates en profondeur).

Les travaux réalisés lors de cette thèse ont abouti à l'inversion des signaux altimétriques bifréquences sur la calotte polaire antarctique. Cette inversion a permis d'estimer divers paramètres du manteau neigeux. On retrouve ainsi des propriétés de taille de grains de neige, ou encore de densité du manteau neigeux. Les grains sont de tailles plus grosses au centre de l'Antarctique, dans les régions où les faibles taux d'accumulation favorisent des taux de grossissement rapides des grains avec la profondeur. On montre également que la densité en surface peut varier avec la saison jusqu'à 0.15 g.cm^{-3} et ce sur tout le pourtour Antarctique et du côté des Terres de Wilkes.

L'inversion proposée ici ne permet pas de retrouver de manière satisfaisante les taux d'accumulation de neige sur l'ensemble de l'Antarctique. Ceci peut avoir diverses origines. On peut tout d'abord se demander s'il existe un lien direct entre taux d'accumulation et stratification. Ensuite le modèle peut être limité par plusieurs aspects : 1/ il ne prend pas en compte les couches de neige à gros grains souvent présentes sur le plateau. 2/ il ne prend pas en compte le taux d'accroissement des grains de neige avec la profondeur. 3/ il ne tient pas compte des possibles effets d'interférences d'onde entre les couches. 4/ le modèle est unique pour l'ensemble de la calotte polaire. Par exemple, le contraste diélectrique des interstrates est supposé constant quelque soit le lieu de l'Antarctique. Pour accéder au taux d'accumulation à partir des données altimétriques, il faudra dans l'avenir développer un modèle plus fin, basé par exemple sur une distribution verticale de la taille des grains variable (Oveisgharan et Zebker, 2007).

Enfin, cette thèse montre le grand intérêt des capteurs multi-fréquences (ici des couples bande S/bande Ku, ou encore bande L/bande C) pour étudier les propriétés des sols et sous-sols. Dans le futur, l'arrivée de nouveaux capteurs vont permettre d'améliorer la connaissance

des propriétés de la neige en Antarctique. Une première étude a été réalisée pour estimer l'apport des futurs capteurs radars (ALTIKA, radar bande P) à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique. On montre ainsi que l'altimètre en bande Ka permettra d'étudier de façon précise la taille des grains de neige, et que la bande P est exploitable à des fins d'étude des stratifications (même si l'incidence oblique type BIOMASS ne remplacera jamais l'incidence verticale type MIMOSA pour ce genre d'études).

7.2 Perspectives

7.2.1 Vers une mesure des taux d'accumulation

Pour retrouver les taux d'accumulation de neige en Antarctique, une des grande "malconnue" climatique de la calotte polaire, des travaux supplémentaires doivent être réalisés. Quelques pistes ont été proposées dans la section 7.1 pour améliorer la méthode utilisée dans cette thèse, à savoir une modélisation/inversion du signal altimétrique pour retrouver les taux d'accumulation.

Toutefois, on s'aperçoit que l'on a peu d'espoir de retrouver les taux d'accumulations sur les côtes Antarctiques avec ces méthodes (peu de sensibilité de l'altimètre aux fortes accumulations, fortes pentes topographiques). L'idée qui apparaît pour ce faire est alors d'utiliser la variation saisonnière du signal, fonction du taux d'accumulation : la compaction de neige récente au début de l'été qui a lieu sur les côtes fait diminuer l'altitude du manteau neigeux, variation d'altitude qui est estimée précisément par les nouveaux algorithmes "along-track"¹ et les corrections de la forme de l'écho (Legrésy et al., 2006). On estime que l'accumulation de neige tombée dans l'année se compacte de manière saisonnière. Les densités avant et après compaction sont restituées par l'inversion, alors que la variation d'altitude est mesurée par l'altimètre. On peut donc estimer les taux d'accumulation de l'année dans les zones de fortes accumulations affectées par la compaction en début d'été.

Ensuite, l'arrivée des nouveaux altimètres permettra d'augmenter la diversité des capteurs, sensibles aux différentes propriétés de la neige. Une inversion simultanée de toutes ces données altimétriques pourra être envisagée.

Enfin, l'utilisation simultanée de données issues de différents capteurs (radiomètres, SAR, diffusiomètres, altimètres), peut être une approche à considérer. Chacun des signaux de ces capteurs possède des sensibilités aux propriétés de la neige différentes, mais tous sont sensibles aux stratifications du manteau neigeux. Une première comparaison des données radiométriques à 19 GHz et 36 GHz avec les données altimétriques montre une complémentarité des deux données pour étudier les propriétés de la neige.

7.2.2 Les mystères du signal altimétrique

Le décodage du signal altimétrique entrepris dans cette thèse, n'apporte pas que des réponses mais également de nouvelles questions scientifiques. Par exemple, la répartition des amplitudes et des phases des variations saisonnières du signal altimétrique ne suit pas des

¹le traitement de donnée along track consiste à recalculer les traces entre elles d'un cycle à l'autre, et ainsi de comparer les signaux aux mêmes lieux sur l'ensemble de la trace. Cette technique est novatrice, car elle permet d'utiliser l'ensemble des points d'une trace, et non pas uniquement les points de croisements entre 2 traces.

répartitions connues des paramètres du manteau neigeux (classiquement une opposition entre côte et plateau). Les amplitudes de ces variations sont fortes sur les côtes, dans les Terres de Wilkes et sur les Dômes. Ensuite, la phase du cycle saisonnier est très fortement corrélée avec la différence de coefficient de rétrodiffusion entre la bande S et la bande Ku (figure 7.1). Cette même répartition laisse à penser que le manteau neigeux possède des propriétés encore bien mal connues.

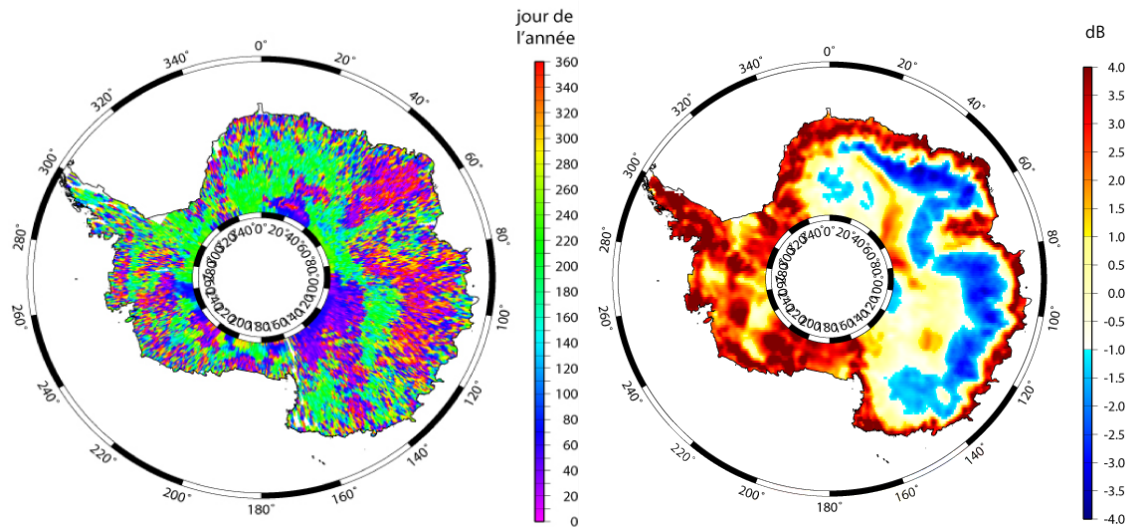


FIG. 7.1 – phase du cycle saisonnier à gauche, et différence du coefficient de rétrodiffusion S-Ku à droite

Egalement, les signaux altimétriques de ENVISAT traités sur 4 ans ont permis d'observer des variations linéaires dans le temps de tous les paramètres (figure 7.2). Le comportement de ces tendances sur 4 ans est très similaire au comportement des variations saisonnières observées précédemment (*TeS* et *LeW* corrélés, et anti-corrélés au coefficient de rétrodiffusion). Ces tendances font notamment dire à Li Jun et al. (2007), que le manteau neigeux se densifie par endroits de manière constante. Ils montrent entre autre que la compaction à long terme engendre une baisse d'altitude du manteau neigeux sans perte de masse, et conduit ainsi à une mauvaise interprétation des bilans de volume des calottes polaires obtenus par altimétrie. Une analyse de ces tendances se doit d'être faite afin de comprendre les évolutions temporelles du manteau neigeux.

7.2.3 De nouveaux radars pour étudier la neige

Dans un futur plus ou moins proche, de nouvelles générations d'altimètres vont voir le jour. Le lancement de CRYOSAT est prévu de nouveau pour 2009. Ce radar aura une résolution spatiale meilleure que celle des altimètres de ERS/ENVISAT. Cette amélioration pourra être mise à profit pour repérer des structures du manteau neigeux de plus petites tailles. Des études effectuées à l'aide de données du radar aéroporté ASIRAS montrent également l'intérêt de CRYOSAT pour l'étude des stratifications et des taux d'accumulation (Hawley et al., 2006). ainsi que pour l'étude des sources de rétrodiffusion dans la neige (Hawley et al., en préparation).

A côté de cela, des missions de "calibration/validation" de la mesure CRYOSAT doivent être planifiées. Pour cela, on peut imaginer l'utilisation simultanée du laser et du GPR sous

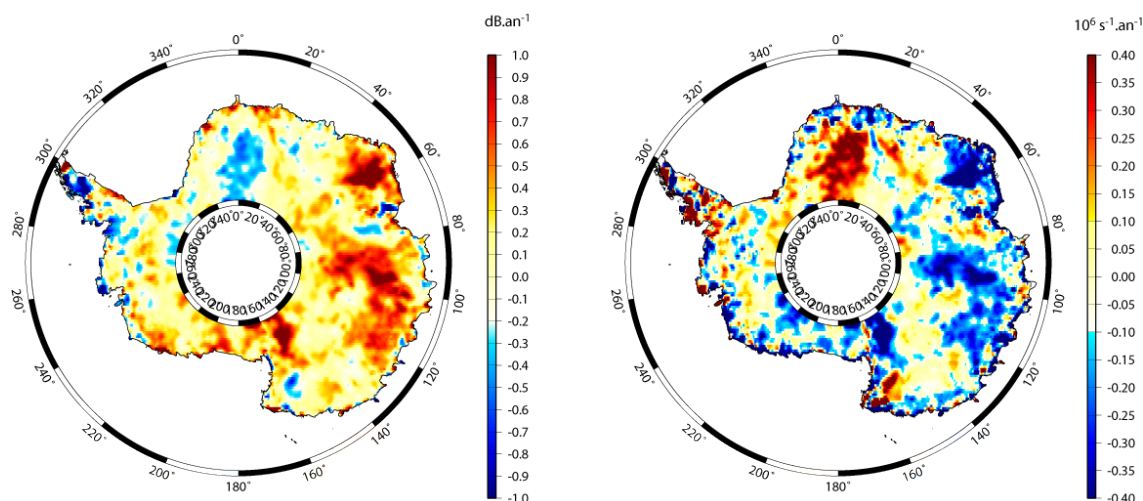


FIG. 7.2 – tendance mesurée sur 4 ans des paramètres de la forme d'onde en bande S. A gauche le coefficient de rétrodiffusion (en dB/an), à droite le TeS (en $10^6 \text{ s}^{-1}/\text{an}$)

un survol CRYOSAT. Le laser est destiné à la mesure des propriétés de rugosité de surface, alors que le GPR apporte une mesure des propriétés de subsurface (Langley et al., 2007).

Ensuite, l'altimètre en bande Ka ALTIKA est en cours de réalisation au CNES. Les études réalisées dans le cadre de cette thèse montrent la grande sensibilité des signaux en bande Ka aux grains de neige sur les premiers centimètres du manteau neigeux. L'idée peut donc être d'utiliser cet altimètre pour retrouver certaines propriétés de la proche surface du manteau neigeux.

En outre, on pourra peut être un jour obtenir des données radar en bande P, soit sur un radar à visée verticale (du type MIMOSA), soit sur un radar à visée oblique (BIOMASS). La visée verticale est plus avantageuse pour étudier les stratifications du manteau neigeux et de la glace, le signal en bande P étant très fortement sensible à la réflexion spéculaire sur des interfaces diélectriques. Même si l'objectif principal d'une mission altimétrique en bande P est l'étude de la sub-surface glaciaire, on a vu dans cette thèse que son signal réfléchi par le manteau neigeux n'est certainement pas nul, et pourra également nous permettre d'étudier les propriétés d'accumulation ou de métamorphisme de la neige.

A

Liste des acronymes

ALTIKa	Altimètre Radar en bande Ka
AIS	Amery Ice Shelf
ALOS	Advanced Land Observing Satellite
AM02	Station météorologique automatique située sur l'AIS
ASIRAS	Airborne SAR/Interferometric Altimeter System
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVIRIS	Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer
BAS	British Antarctic Survey
BEDMAP	BED topography of the Antarctic ice sheet
BIOMASS	BIOmass monitoring Mission for carbon ASSesment
Bs	Backscatter coefficient
CARISMA	Carbon Cycle and Ice Sheet Mapping Mission
CETP	Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires
CNES	Centre Nationale d'Etude Spatiale
CRYOSAT	Satellite dédié à l'observation des glaces de mer et des calottes polaires
DEM	Digital Elevation Model
ENVISAT	Satellite d'observation de la Terre
EPICA	European Project for Ice Coring in Antarctica
ERS	European Radar Satellite
ESA	European Space Agency
GO	Optique Géométrique
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GPR	Ground Penetrating Radar
GPS	Global Positioning System
IEM	Integral Equation Model
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JASON	Joint Altimetry Satellite Oceanography Network
LANDSAT	Land-Use Satellite
LASER	light Amplification by Stimulated Emission of Radiation
LeW	Leading Edge Width
LGGE	Laboratoire de Glaciologie et de Gephysique de l'Environnement
MIMOSA	Mapping of Antarctic Ice and Monitoring of Subsurface Antarctica
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MNT	Modèle Numérique de Terrain
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PIRLETA	Profiler Instrument for Roughness estimation using a Laser device Easy To Adapt
PO	Optique Physique
PPP	Precise Point Positioning
PSS	Previous Summer Surface
RA2	Radar Altimeter onboard ENVISAT
RADARSAT	Radar Satellite
RAMAC	Borehole Radar System
REFLEX	Reflection Seismic Software
SAR	Synthetic Aperture Radar
SKYLAB	Première station spatiale US
SPM	Small Perturbation Method
SSMI	Special Sensor Microwave/Imager
STeS	Second Trailing Edge Slope
TeS	Trailing Edge Slope
T/P	Topex/Poseidon
URSI	Union Radio Scientific International

B

Mesure de la rugosité des surfaces neigeuse

Article soumis à Journal of Glaciology, le 31 mai 2007

Pascal Lacroix, Benoît Legrésy, Kirsty Langley, Svein-Erik Hamran, Jack Kohler, Sylvie Roques, Monique Dechambre, Frédérique Rémy. *In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler device*, Journal of Glaciology

Instruments and Methods: In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler device

Pascual LACROIX¹, Benoit LEGRESY¹, Kirsty LANGLEY², Svein-Erik HAMRAN², Jack KOHLER³, Sylvie ROQUES⁴, Monique DECHAMBRE⁵, Frederique REMY¹

¹ LEGOS, 14 av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France
E-mail: lacroix@notos.cst.nes.fr

² Universitet i Oslo, Norge

³ Norsk Polar Institut, Troms, Norge

⁴ LATT, 14 av. Edouard Belin 31400 Toulouse, France

⁵ CETP, 10-12 av. de l'Europe, 78140 Velizy, France

ABSTRACT. The signal from radar sensors like SAR, altimeter, scatterometer on ice-sheets is highly sensitive to the roughness of snow surface. Unfortunately, this parameter has almost never been measured over snow surfaces. The techniques used to measure the roughness of other soils like agricultural or sand soils are difficult to realize on the polar regions because of the harsh climatic conditions. In this paper we develop a device based on a laser profiler coupled with a GPS receiver onboard a snow-mobile. This instrumentation has been tested successfully in the Middre Lovenbreen glacier (Svalbard) in April 2006. It allows us to realize 3 km long profiles of the snow covered glacier surface. Because of the proper movement of the snow-mobile, the roughness signal is mixed with snow-mobile signal. We use a distance/frequency analysis (the Empirical Mode Decomposition) to filter the signal. This method allows us to recover the snow surface profile for wavelength of roughness below 50 cm and amplitudes of more than 0.25 mm. Finally the roughness parameters of snow surfaces are retrieved. The rms of the height distribution is found to be varying between 0 and 13 mm, and the correlation length is found to range between 1 and 30 cm. This range of measurement is particularly well adapted to the analysis of GHz radar response on snow surfaces.

INTRODUCTION

The radar return on ice-sheets and glaciers highly depends on the snow surface roughness. The backscattering coefficient decreases with increasing radar look angle. The surface radiation pattern is governed by the surface roughness at scales of fractions of the radar wavelength (Ulaby, 1982).

This parameter is a major contribution to the SAR signal (Oveisgharan & Zebker, 2007). Rees and Arnold (2006) show that the SAR backscattering coefficient at C band from glacier surface is consistent with snow roughness at millimeter scales. Radar altimeter signals are also very sensitive to the snow surface roughness, affecting both the backscattering coefficient and the shape of the received echo (Ridley & Partington, 1988; Legrsy & Remy, 1997; Lacroix et al., 2007b). The altimetric radar signal at S and Ku band is highly dependent on the surface radiation pattern (Lacroix et al., 2007a), determined by the snow surface roughness at millimetric and centimetric scales. Knowledge of the snow surface roughness at millimetric and centimetric scales is therefore of high interest for analysing radar signals at GHz frequencies.

Unfortunately, the roughness of snow surfaces is a relatively unknown parameter. As yet, few measurements of snow surface roughness have been undertaken. To the best of our knowledge: Michel Fily (personal communication) used the "needle profiler" in Dome C. This instrument is a 2 m long horizontal rod supporting vertical needles every centimeter.

The needles take on the snow topography. They are locked and a picture is taken that is later digitized to provide the snow profile. Christian Vincent (personal communication) performed stereophoto with an optical camera also at Dome C. Rees & Arnold (2006) used a metre-long black metal plate on Midre Lovenbreen, a glacier of the Svalbard archipelago.

Small scale roughness measurements are difficult to obtain on snow surfaces, due to the logistic difficulties of transporting bulky instrumentation in harsh climatic conditions. Moreover, the "needle profiler", or the metre-long black plate only provides knowledge of roughness over short transects. The stereo-photo measurements require the use of a calibration grid, again not easy to manipulate in such areas. Furthermore, the post-processing of all these methods is time consuming.

The LIDAR measurements onboard aircraft have been used on snow surfaces, and provide decimeter scale roughness (Rees & Arnold, 2006). For smaller scales of roughness, the laser has been used on others surfaces like sand soils (Grandjean et al., 2001) or agricultural soils (Davidson et al., 2000). The laser is fixed on a cart that moves on rails previously installed over the surface to be measured. The equipment is thus heavy and the length of the transect is limited to the rail length. With the hard climatic conditions of the Antarctic and Greenland ice-sheets, such measurements would be impossible to handle. Moreover, the roughness varies a lot at meter or greater scales, which imposes to perform measurements over a large

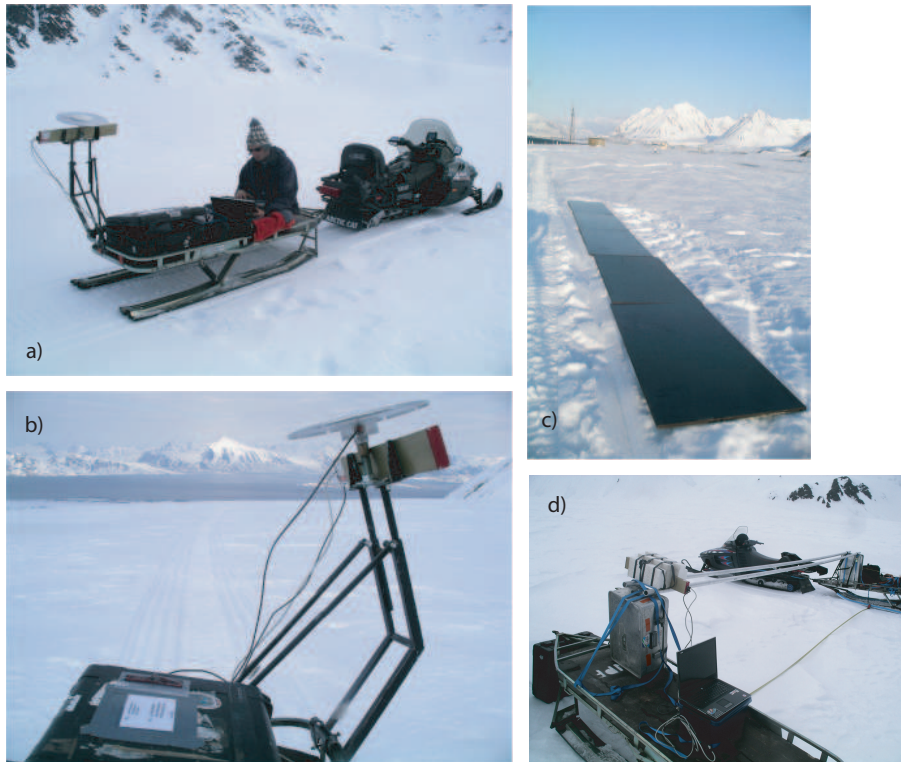


Fig. 1. Pictures of the measurements: a/ General overview of operations. b/ Laser and GPS set-up. c/ Wooden plate used for the calibration. d) Laser measurements made on poles.

area. The relative simplicity of the laser, however, makes it an interesting and viable method worth investigating further.

During the spring season, 2006 we performed profiles on a snow covered glacier of Svalbard using a laser, . We operate the laser onboard a sledge pulled by a snow-mobile. This allowed us to profile long transects and avoid the heavy rail support. The relative simplicity of this method makes it a viable way of measuring snow surface roughness in polar regions. In this paper we first present the instrumentation. We then show that the laser profiles contain the snow surface signal mixed with the snow-mobile movement signal. We finally propose a method to decouple these two signals, allowing the snow surface roughness to be extracted from the profiles.

MEASUREMENTS

Field site

Preliminary tests of the method and protocol were made on the Amery ice-shelf snow and on the plateau next to Davis in 2005-2006. The data presented here were collected during the 2006 field season, at the end of April. The field site is the glacier Midre Lovénbreen situated at 78N on the north-west of the Spitsbergen archipelago. Its location close to the scientific station of Ny Alesund make it an easy-access field of experimentation. Midre Lovénbreen is a partly temperate glacier of 6 km² area, that drains northwards from an elevation of 550 m to about 50 m a.s.l. The slope ranges from 0 to 15%. Weather for the duration of the field campaign was relatively warm (between 0 to 3C) and dry. This heat and the lack of snow precipitation in the previous days made the snow surface relatively smooth.

Instrumentation

The laser (ACUITY AR600-32) operates at 670 nm with IR upgrade to avoid the impact of sunlight on the laser. The radiation does not penetrate into the snowpack, and is sensitive only to the surface. The laser is attached on a sledge behind the snow-scooter (Fig. 1a) to avoid direct vibrations from the scooter. It looks to the side of the sledge and not completely vertically to point outside of the sledge tracks (Fig. 1b). The laser measurements are coupled with a GPS to provide the location of the snow-scooter (Fig. 1b). The sampling rate of the laser was set to 120 Hz. The snow-scooter (4 stroke Arctic Cat) was driven slowly at around 1 m.s⁻¹. A lower speed produced more vibrations, and could not be reasonably handled. The laser was connected to a laptop dedicated to the data storage. The synchronisation between the GPS and the laser was achieved by starting the laser measurements before the snow-scooter began moving. In this way, movement of the snow-scooter is seen in both the laser and the GPS records. The relation between the recording time and the distance driven is easily made using the GPS measurements performed at 1Hz. We resampled the laser signal to one sample every centimeter to have a signal regularly sampled in distance.

The measurements have been performed over two transects: the first one over 700 m uphill. The second one over 3200 m downhill. Despite the fact that the different trajectory do not allow direct comparison of the two profiles, it is possible to compare roughness statistics, since the two transects are never separated by more than 30 m.

Protocol

To validate the laser measurements on the snow, we propose the following protocol:

- 1/ We first characterize the snow-mobile vibrations by look-

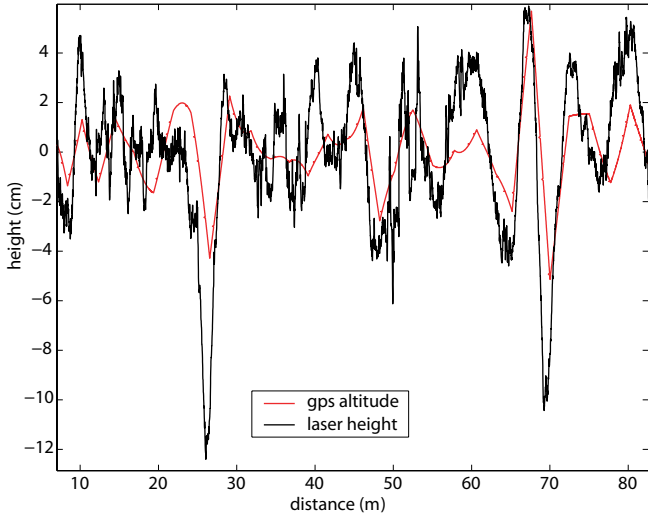


Fig. 2. Raw measurements of the laser height (black) and the GPS altitude (red), where a polynome has been removed to mask the long-scale topography.

ing at the measurement variability when the engine is switched on but the snow-mobile is not in motion. The laser measurements vary within 1 mm, with a standard deviation of 0.2 mm. This high frequency noise can not really be substracted from the signal due to the high frequency characteristics of the roughness signal. This amplitude of variation gives a validity range to the measured signal.

2/ We compare the laser signal and the GPS measurements when the snow-mobile moves. A 10 degree polynoma is fitted and substracted from the altitude GPS data every 100 m along the profile, in order to remove the large scale topography. This comparison shows that the sledge is not stable and moves with the meter-scale topography (figure 2). These oscillations must be removed from the signal to provide the roughness signal.

3/ The laser onboard the snow-scooter is then operated on a wooden plate of 7 m, that provides a reference for the system, because of its very flat aspect (figure 1c). We will operate a comparison of the signal spectrums on the snow and on the board to show the differences of the two signals (section). Based on this comparison, we will extract the snow surface roughness signal.

4/ The extracted snow surface roughness signal is later compared to snow surface profiles realized with a laser, where the laser is not installed on the snow-scooter but is translated onto two fixed parallel poles (figure 1d). In this case, the whole measurements represent the snow surface topography, and its frequency spectrum fully characterize the snow surface signature. Because of the fixed support, the measurements on the poles are only performed over three different transects each 4 m long.

METHODOLOGY

First analysis

We first compare the spectral signature of the signals on the board and on the snow (figure 3). We clearly see that the high frequency snow signal has a much higher amplitude than the high frequency board signal. On the other hand, the lower frequencies have very similar signatures on the two different

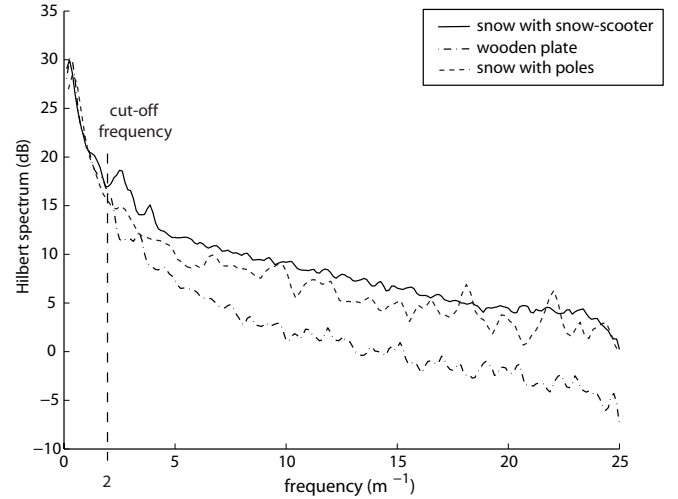


Fig. 3. Hilbert spectrum of the different profiles made with the laser onboard the snow-mobile (over snow solid line, over wooden plate dashdotted line), and manually (dashed line).

surfaces. This first frequency analysis provides us the proof that the laser measurement contains the high frequency spectral signature of the snow surfaces.

We notice a difference of 3 to 10 dB between the high frequency signal on the snow and the board surfaces. The frequency limit is quite fuzzy but is approximatively 2 to 3 m^{-1} . Thus the equipment proposed here allows the retrieval of the spectral signature of snow surfaces for frequencies above 2 m^{-1} (or wavelengths below 50 cm). A classical linear filter could be used to decouple the snow signature from the sledge movements for frequencies higher than 3 m^{-1} . However the signal is not necessarily stationary, with amplitudes and frequencies depending on the small-scale surface roughness and the interaction of the sledge with the meter-scale topography. Thus it is here chosen to proceed with a scale-frequency analysis of the signal, using the Empirical Mode Decomposition or EMD (Huang et al., 1998).

We focus here on the processing of the downhill profile. A comparison with the uphill profile is given in section . The profile on the wooden plate is taken as a reference. For this surface, the same processing must provide a roughness signal of amplitude not greater than the high frequency vibrations of the snow-scooter.

Empirical Mode Decomposition processing

The EMD method is a signal processing method adapted to non-linear and non-stationary data analysis. The major advantage of this method is that the basis functions are derived directly from the signal itself. Hence, the analysis is adaptive and local, in contrast to Fourier analysis, where the basis functions are linear combinations of fixed sinusoids. The principle of EMD is to decompose a signal into a sum of oscillatory functions, namely intrinsic mode functions (IMF), that: 1/ have the same number of zero-crossings or differ at most by one; and 2/ are symmetric with respect to local zero mean. These two conditions allow the calculation of a meaningful instantaneous frequency.

To fully compare the signals on the wooden plate and on the snow surface, we limited the length span to 7 m for the two surfaces. Thus, the long profile of 3200 m on the snow surface is split into many 7 m profiles. We apply the EMD

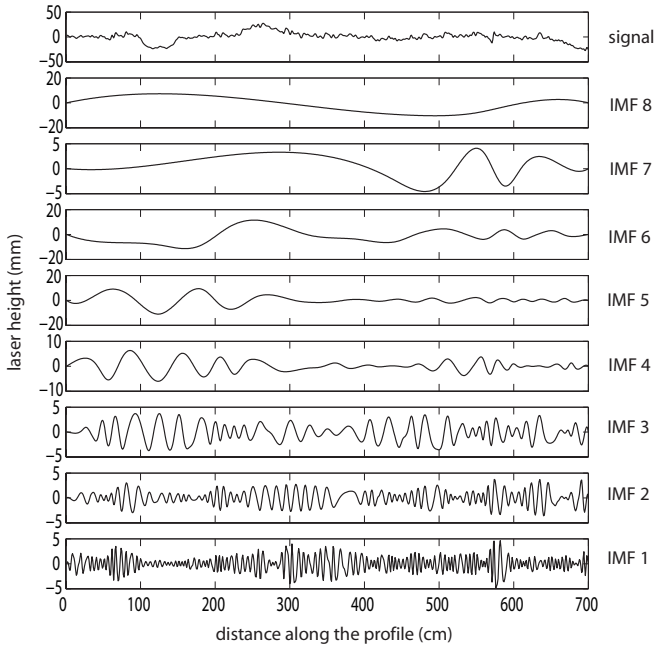


Fig. 4. EMD decomposition of the snow profile shown is the top subpicture of the top. The modes are represented from the bottom to the top. The 3 first modes are notably different than modes 4 to 8.

to the laser profiles on the snow and on the wooden plate. The signal $s(x)$ is decomposed into intrinsic mode functions as follows:

$$s(x) = \sum_{i=1}^N m_i(x) + R(x) \quad (1)$$

Where N is the number of modes, m_i the i^{th} IMF from the decomposition, and R is the residue. The IMFs are quasi orthogonal functions. The decomposition yields $N = 8$ IMF components and one residual from the data both on the snow and on the wooden plate as shown in the figure 4.

Each IMF has a well-behaved Hilbert transform. The signals can thus be transformed into a full energy-scale-frequency distribution $H(\omega, x)$, where ω assigns the horizontal frequency, and x the distance. The Hilbert spectrum of the snow surface $h(\omega)$ (figure 3) is then given by:

$$h(\omega) = \int_0^L H(\omega, x) dx \quad (2)$$

Where L is the length of the record, here 7 m. The highest frequency available is limited by the sampling rate, and is here 25 m^{-1} , corresponding to the smallest horizontal wavelength of 4 cm.

Mode analysis

The EMD enables us to see behaviour differences in the signal. For instance, between 300 and 400 cm, the height statistics of the profile are different to elsewhere (figure 4). By looking at each IMF separately, it appears that all the roughness signal is contained in the first three modes, and that the other five modes are the same on the wooden plate as on the snow surfaces for the whole bandwidth (figures 4 and 5). The EMD processing separates the two signals, the sledge movement and the roughness signal. The last five modes only contain

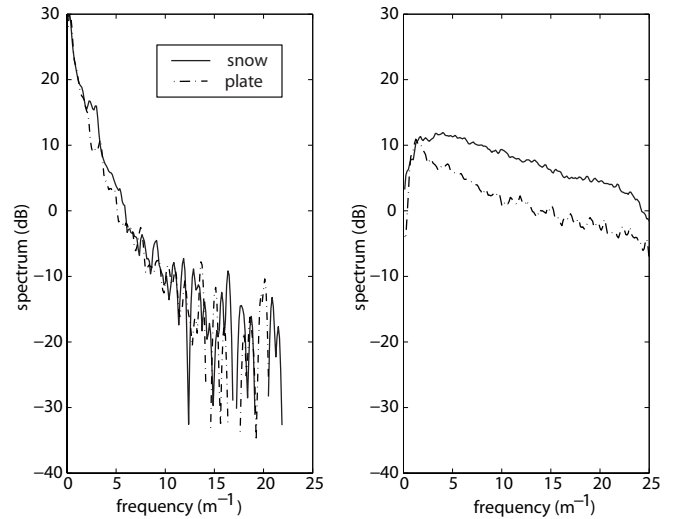


Fig. 5. Hilbert spectrum of the modes 4 to 8 (left) and of the 3 first modes (right).

the movement of the sledge and can thus be removed from the original signal.

We note $s_3(x)$, the summation of the three first modes (IMF 1, 2 and 3):

$$s_3(x) = \sum_{i=1}^3 m_i(x) \quad (3)$$

The Hilbert spectrum with these selected IMF components is used as a high-pass filter. This approach differs from Fourier filtering since the decomposition is local and thus not limited by approximation to a stationary signal.

The profile $s_3(x)$ is shown for the wooden plate and the snow surface in figure 6. The signal differs on the wooden plate and on the snow surface by more than 4dB for all frequencies in the range between 2 and 25 m^{-1} (figure 5). The lower frequencies in the surface roughness signal can be obtained from the GPS log, where the sampling rate should depend on the snow-mobile velocity. The standard deviation of the amplitude variations of the three first modes is 0.25 mm on the wooden plate, and varies from 0.5 to 13 mm along the 3200 m snow profile. This standard deviation of 0.25 mm is consistent with the amplitude of the signal for a stationary but running snow-scooter (section).

Comparison with laser profiles on poles

The three transects are filtered at 2 m^{-1} with a high-pass linear filter with cut-off frequency at 2 m^{-1} , to be compared with the snow-scooter profile. The two spectra are very similar (figure 3), and the signal amplitudes are comparable (figure 6). It is noticeable however that the pole profiles contain more high frequency signals. Indeed, the velocity of the laser was much lower on the poles than on the snow-scooter, and consequently the sampling rate is higher, containing more high frequency information than the profile realized with the snow-scooter.

Around the location of the three transects, the laser measurements onboard the skidoo show height distribution of RMS between 1 mm and 9 mm, whereas the laser measurements on poles show a rms height between 2 and 7 mm (table 1). The correlation length of the snow surface found with the

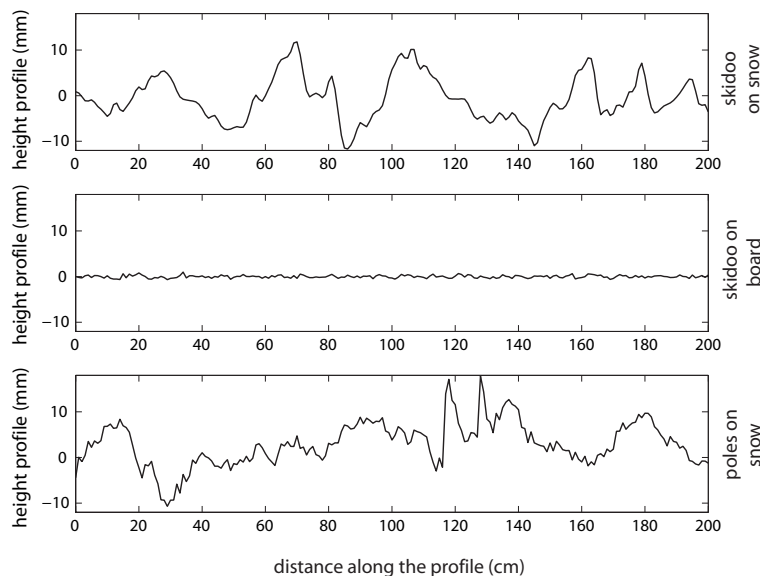


Fig. 6. Profiles processed with the method described, on the snow (top) and on the wooden plate (middle). Profile on the snow obtained with the poles (bottom).

poles measurements varies between 5 and 12 cm (table 1). In comparison, around this area, the correlation length found with the laser onboard the snow-scooter is between 3 and 12 cm. Therefore the EMD processing of the snow-scooter profiles allowed us to extract the roughness signature of the snow surface in the frequency range between 2 and 25 m^{-1} , i.e. for horizontal wavelength between 4 and 50 cm. This signature also includes high frequency noise caused by the vibrations of the skidoo, which is 0.25 mm in amplitude. Thus, snow surfaces with RMS height greater than this value can be profiled by this laser device, and retrieved through the processing method described.

RESULTS

Uphill profile

The uphill profile is computed in the same way as the downhill one. Comparing the individual modes of the uphill profile with the wooden plate shows that the roughness signature of the snow at the scales of interest is now completely retrieved by adding the four first modes. This can be explained by the fact that we tried to drive at a lower speed for the uphill profile, thereby generating more high-frequency vibrations. As a result, the EMD decomposition contains an additional high-frequency mode compared to the downhill profile.

From this experience, we can conclude that the EMD decomposition allows us to correctly realize the separation between the snow-scooter motion and the high frequency snow surface roughness signal. We can also see that it is better to go a bit faster to avoid high frequency vibrations or to adapt the speed to the roughness amplitude.

Snow surface roughness parameters

Classical electromagnetic scattering models (SPM, IEM, GO, PO) use different parameters to describe the roughness of ground surfaces. The rms height (σ_h) is the root mean square of the surface height distribution. The autocorrelation length l is associated to the autocorrelation function ACF which is commonly assumed to be either gaussian or exponential.

The calculation of these parameters has been shown to be dependent on the length of the profile (Davidson et al., 2000, Grandjean et al., 2001), since the surface roughness is dependent on the scale of observation (fractal-like surfaces). We verified this last assumption on the snow surfaces by calculating the roughness parameters for different profile lengths. The profile length threshold, at which the snow surface roughness parameters do not change anymore, is found to be around 1.5 m. This threshold can be explained by the fact that the profiles are calculated based only on the 3 first modes of the EMD decomposition, and then contains only the high-frequency signal of the surface roughness. Therefore, the parameters retrieved, characterize small scale roughness, on the order that account for the GHz radar return onboard satellites.

We first check that the surface height distribution is gaussian, which is perfectly the case. We calculate σ_h on profile sections of 1.5 m, over the whole downhill and uphill profile, giving values of between 1 to 13 mm, with a mean of 2 ± 1 mm for this glacier (figure 7 and table 1). Such low values were expected because of the smooth aspect of the snow surfaces. We notice significant variability of the roughness parameters at the meter scale. This observation is also in good agreement with the observations made in the field. For instance, the three pole transects are within 10 m of each other, but their σ_h vary between 2 and 7 mm. The sensors onboard satellites usually have a much lower resolution and this variability should be taken into account when characterizing the mean roughness parameters over satellite footprints.

Then we calculate the ACF of the surfaces. The autocorrelation length l of the snow surfaces is found to be between 1 and 40 cm, with a mean of 5 ± 3 cm (figure 7 and table 1). Then a function is fitted on the ACF (figure 8) of the form:

$$ACF(x) = \exp\left(-\frac{|x|^\alpha}{l^\alpha}\right) \quad (4)$$

Where α is related to the fractal dimension of the surface. The values $\alpha = 2$ and $\alpha = 1$ correspond respectively to a gaussian and an exponential function. The autocorrelation function of snow surfaces is well approximated by a function

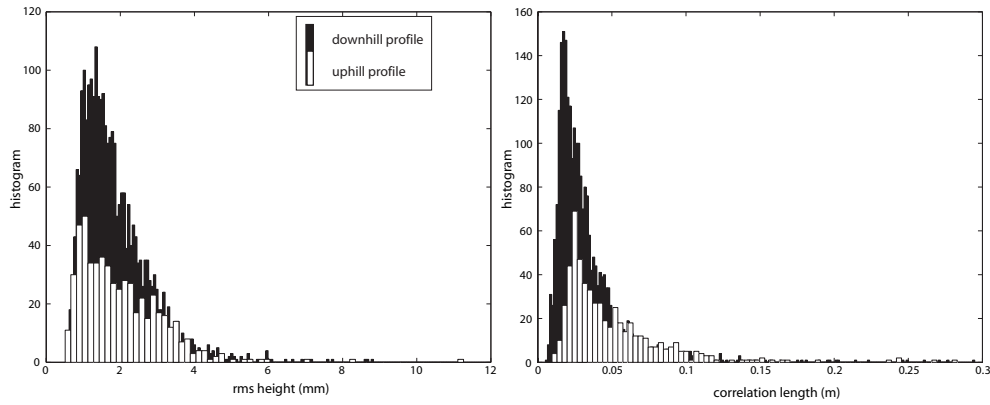


Fig. 7. Classical roughness parameters (left is σ_h and right is l) retrieved from the profiles. The downhill profile (black) is longer than the uphill one (white), thus containing a greater number of points.

parameter	description	min	max	mean	std
σ_h (mm)	uphill	0.5	11.2	2	1.1
σ_h (mm)	downhill	0.5	13.2	1.9	0.9
σ_h (mm)	board	0.4	0.7	0.5	0.1
σ_h (mm)	pole	2.7	6.7	5.2	2.1
l (cm)	uphill	1	33	5.0	3.8
l (cm)	downhill	0.5	41	4.3	4.6
l (cm)	board	0.6	2	1.3	0.6
l (cm)	pole	5	12	7.9	2

Table 1. Classical roughness parameters, rms height σ_h and correlation length l , calculated from the processed laser profiles.

in between a Gaussian and an exponential, with a mean parameter α of 1.4 ± 0.2 .

The two profiles are never separated by more than 30 m, but their roughness statistics are highly variable at the meter scale, so that the measurements can not really be compared. However their range of variation matches quite well (table 1). This observation also validates our analysis and processing, where we noticed that the uphill roughness profile is reconstructed with four rather than three IMF.

CONCLUSION

We show the possibility to easily retrieve snow profiles over long distances by operating a laser fixed onto a snow-scooter. We first operate the device on a flat surface to estimate the snow-scooter vibrations, both in frequency and in amplitude. For the snow-scooter used here, the scales of roughness that can be retrieved are in the range between 4 and 50 cm in the horizontal with a vertical amplitude standard deviation of more than 0.25 mm.

The snow-scooter moves with the meter-scale topography, making it necessary to decouple this low frequency signal and the small-scale roughness signature. The snow-scooter signal can be subtracted by a scale-frequency analysis. We use an EMD decomposition, that is very well adapted to non-stationary data, and allows us to compute the Hilbert transform. The EMD is used here as a means of non-linear high pass filtering. For the first time the roughness of snow surfaces at millimetric and centimetric scales can be measured

over large profiles, providing the variation range of the snow surface roughness parameters σ_h and l . The roughness parameters are found to vary very quickly over short distances. For these relatively smooth surfaces, the classical parameters used in radar echoe modelling are found to be in the 1 to 13 mm range for the RMS height distribution, and 2 to 20 cm range for the correlation length. The measurements undertaken on the Middre Lovenbreen glacier are representative of smooth surfaces.

Rees & Arnold (2006) report the correlation length of a snow-free glacier, that plays the major contribution into the C band radar, to be between 6 cm to 7cm. Hence, a laser on-board a snow-scooter is particularly well adapted for studying micro-roughness of snow surfaces, in the range of interest for GHz radar echoe analysis. This device can be used in the future for a wide variety of microwave remote sensing applications on snow, for improved analysis of SAR or altimetric data. We particularly think here about the calibrations of altimetric data (Envisat, Cryosat) over ice-sheets that are particularly sensitive to this parameter.

References

- Davidson, M.W.J., T. Le Toan, Mattia, F., Satalino, C., Manninen, T., Borgeaud, M. (2000). On the characterization of agricultural soil roughness for radar remote sensing studies. *IEEE trans. on geoscience and remote sensing*, vol. 38 (2), 630-640.
- Grandjean G., P. Paillou, P. Dubois-Fernandez, T. August-Bernex, N. N. Baghdadi, and J. Achache. (2001). Subsurface Structures Detection by Combining L-Band Polarimetric SAR and GPR Data: Example of the Pyla Dune (France) *IEEE trans. on geoscience and remote sensing*, vol. 39 (6).
- Huang E., Z. Shen, S.R. Long, M.C. Wu, H.H. Shih, Q.A. Zheng, N-C. Yen, C.C. Tung, and H.H. Liu. (1998). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc. Roy. Soc. London A*, vol. 454, 903-995.
- Lacroix P., B. Legresy, R. Coleman, M. Dechambre, F. Remy (2007a) Dual frequency altimeter signal from ENVISAT on the Amery Ice-Shelf. *Remote Sensing of Environment*, doi:10.1016/j.rse.2007.01.007.
- Lacroix P., M. Dechambre, B. Legresy, F. Blarel, F. Remy (2007b) Snowpack properties of the Antarctic ice-sheet re-

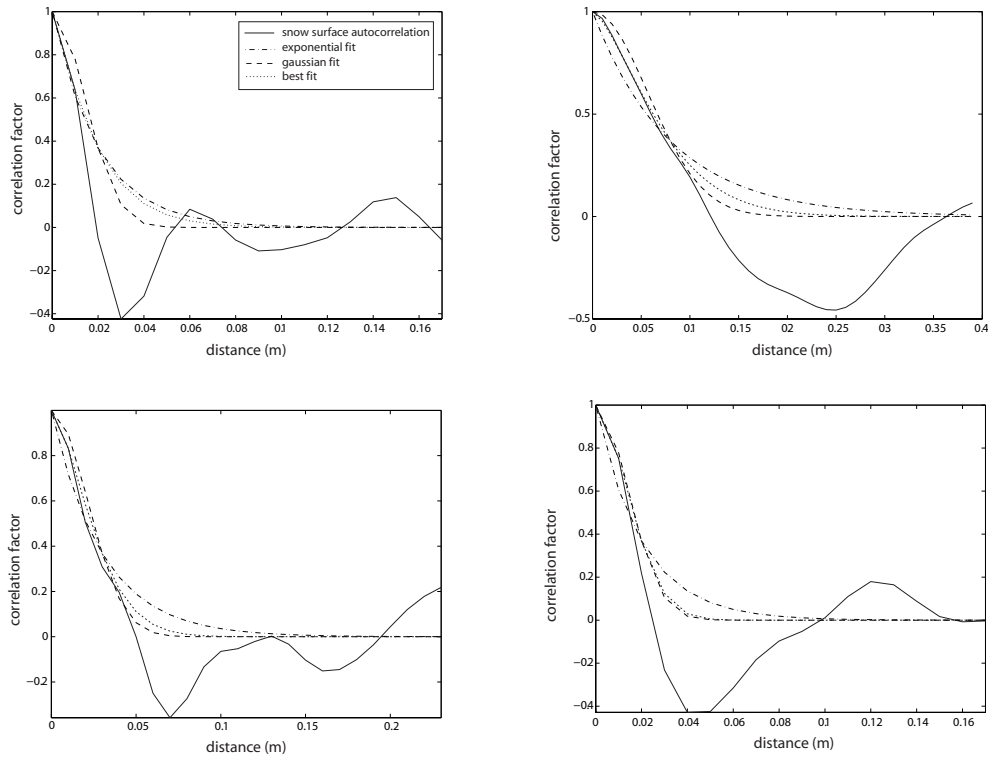
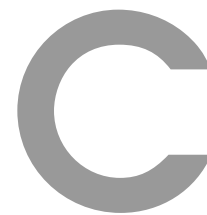


Fig. 8. Random autocorrelation functions of snow surfaces taken after the processing.

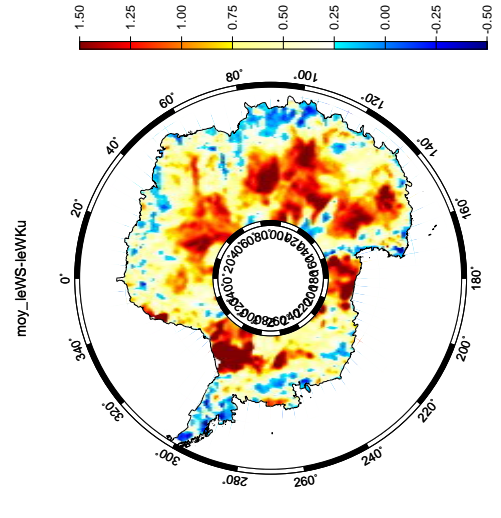
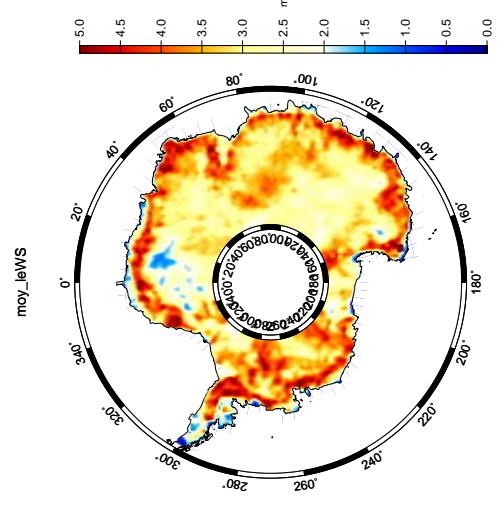
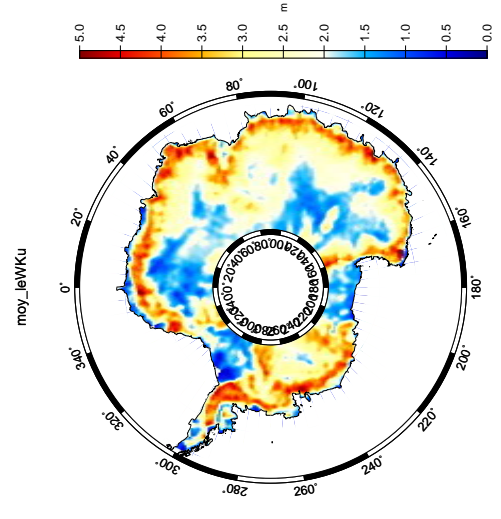
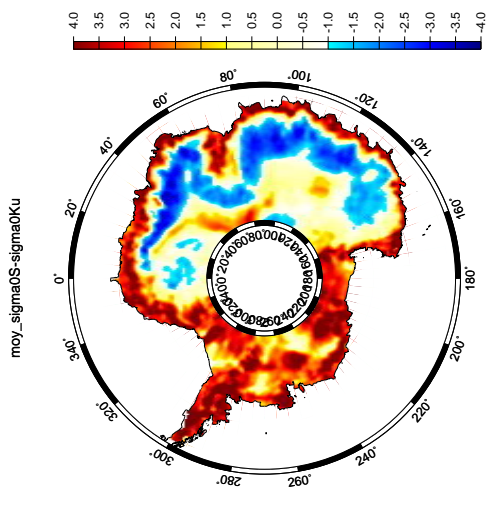
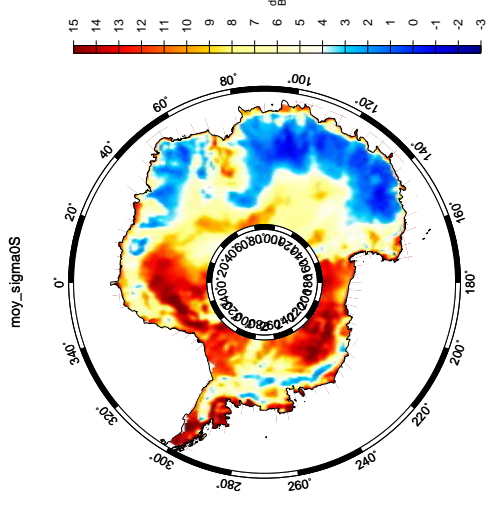
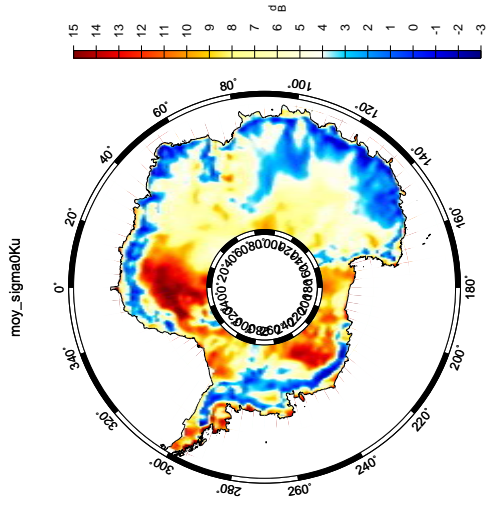
- trieved thanks to the dual-frequency altimeter signal of Envisat. *Remote sensing of Environment*, submitted
- Legresy B. and F. Remy (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations, *Journal of Glaciology*, 43 (14), 265-275.
- Oveisgharan S. and H.A. Zebker (2007) *Estimating snow accumulation from InSAR correlation observations* IEEE trans. on Geoscience and remote sensing, 45 (1), 10-20.
- Rees W. G., N. S. Arnold (2006) Scale-dependent roughness of a glacier: implications for radar backscatter and aerodynamic roughness modelling. *Journal of Glaciology*, 52 (177), 214-222.
- Ridley J.K. and H.C. Partington (1988), A model of satellite radar altimeter return from ice-sheets, *Int. J. Remote Sensing*, vol.9, 4, 601-624.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung. (1982). Microwave remote sensing. vol.2, *Reading, MA, Artech House*.

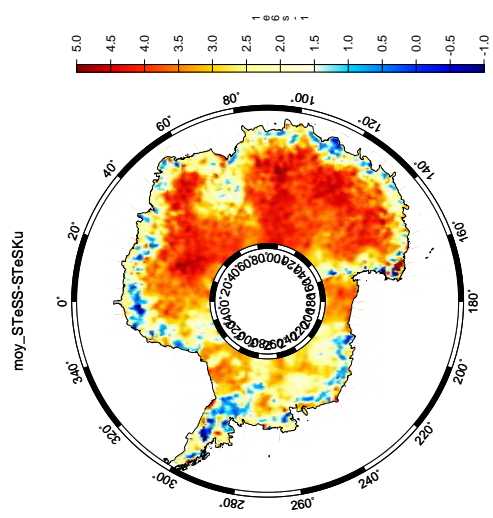
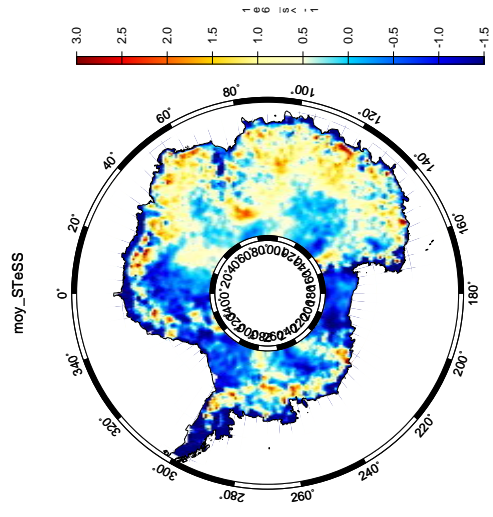
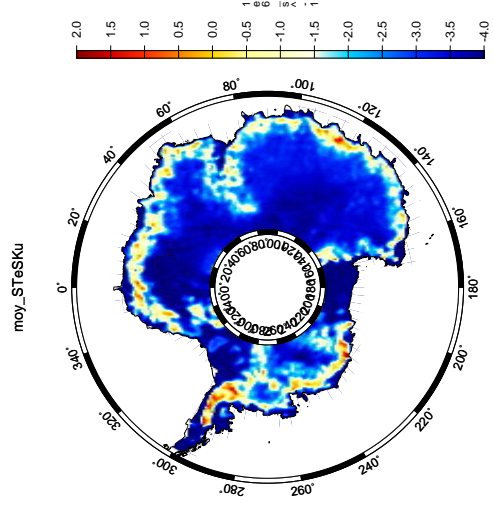
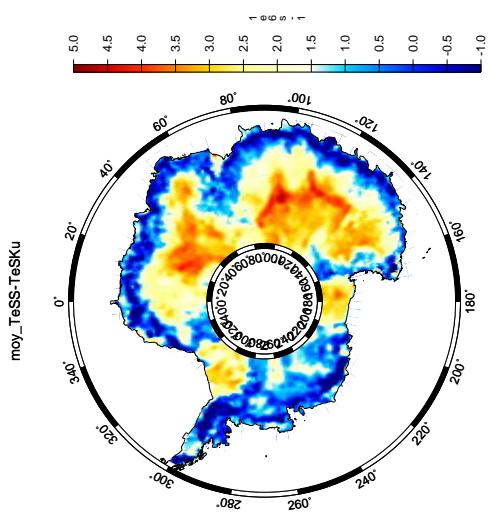
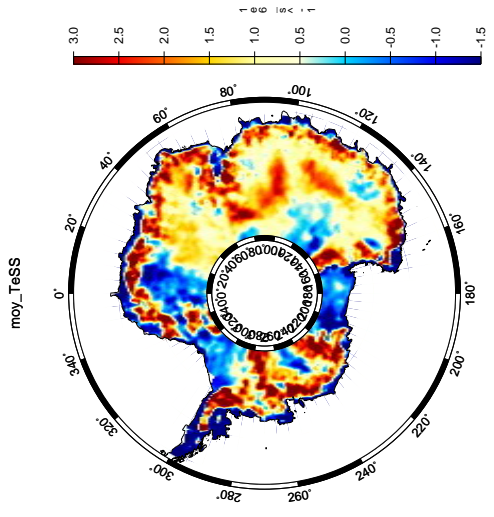
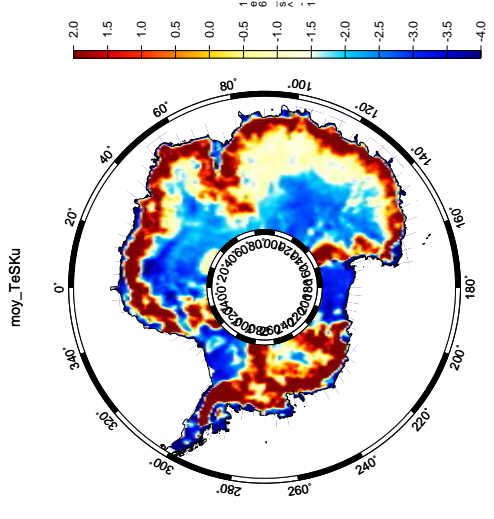


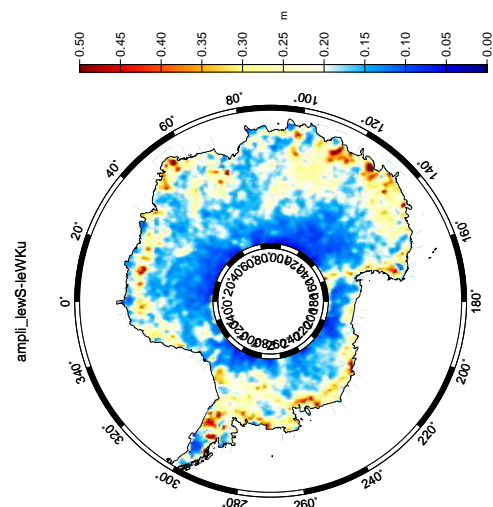
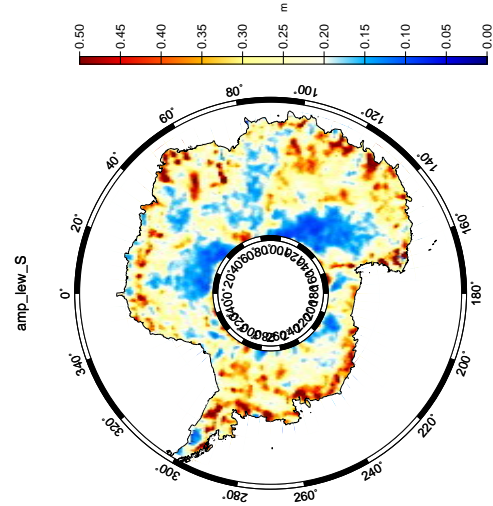
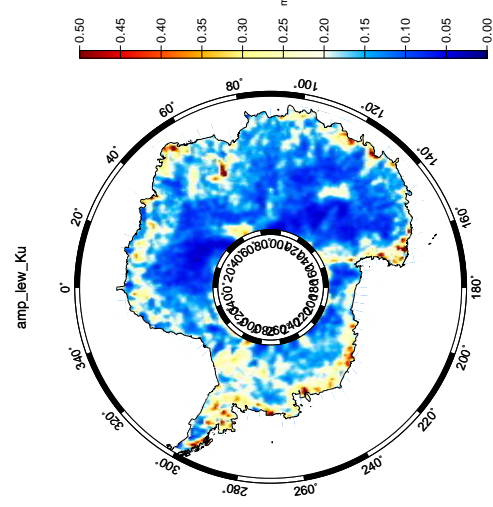
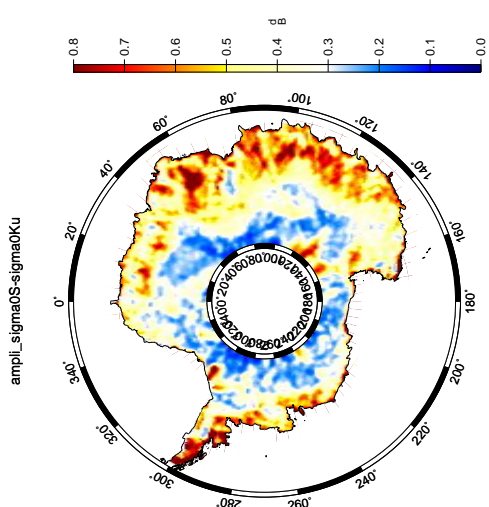
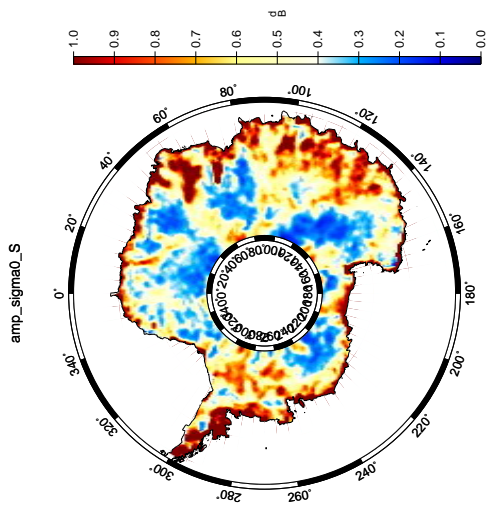
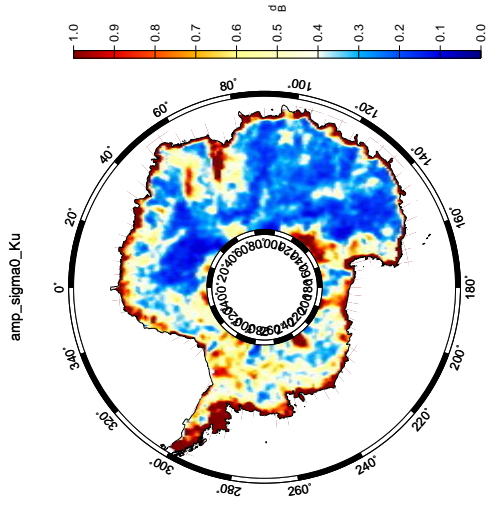
Cartes des paramètres de la forme d'onde pour ENVISAT dans la période octobre 2003 - décembre 2006 (cycles 9 à 51)

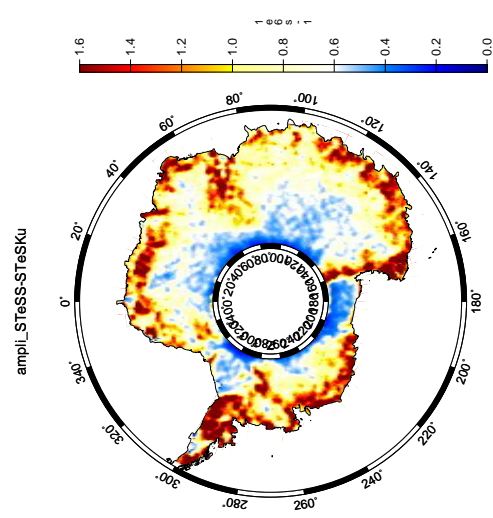
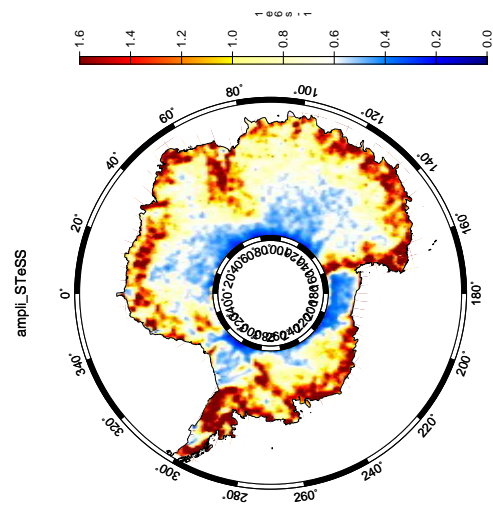
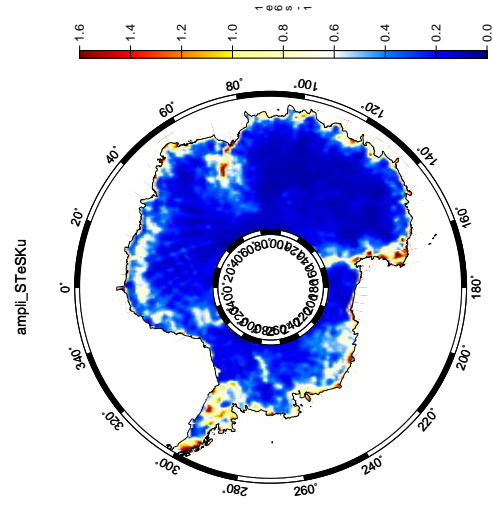
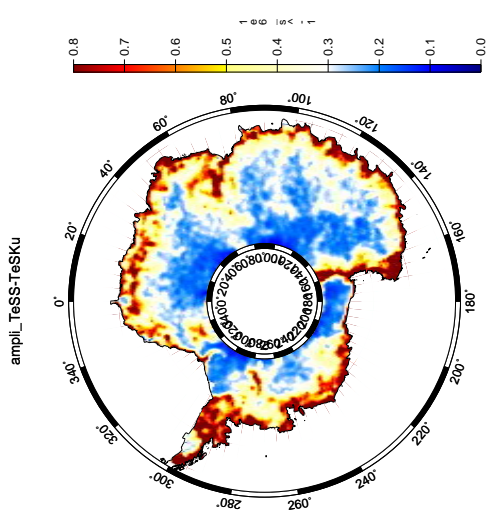
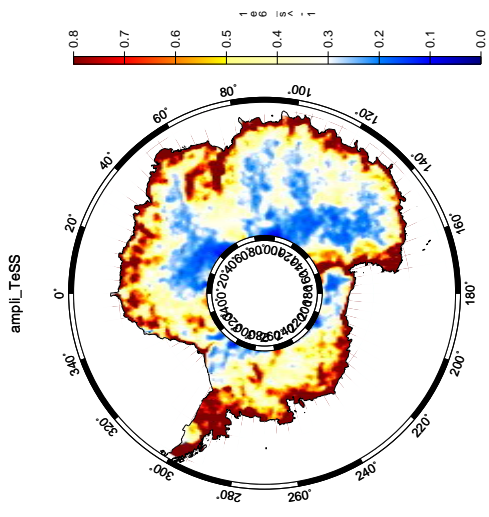
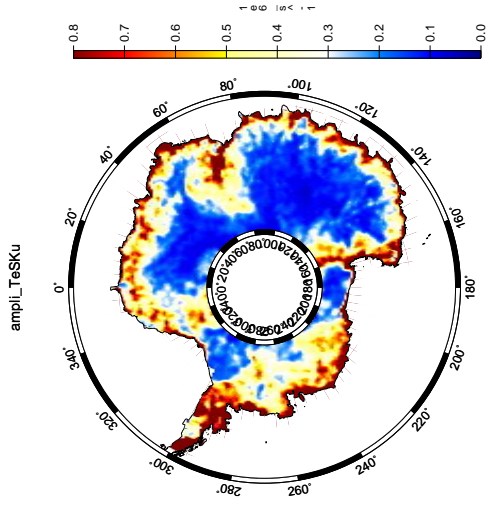
notations :

moy	moyenne sur 4 ans
ampli	amplitude des variations saisonnières
trend	tendance des variations par an calculée sur 4 ans
sigma0	coefficient de rétrodiffusion (dB)
lew	largeur du front de montée (m)
TeS	première pente du flanc ($10^6 Np.s^{-1}$)
STeS	seconde pente du flanc ($10^6 Np.s^{-1}$)

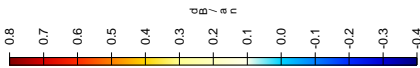
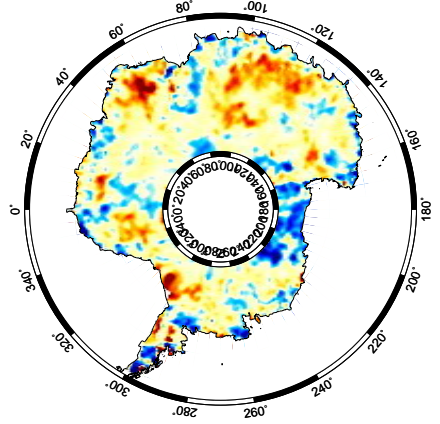




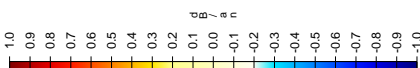
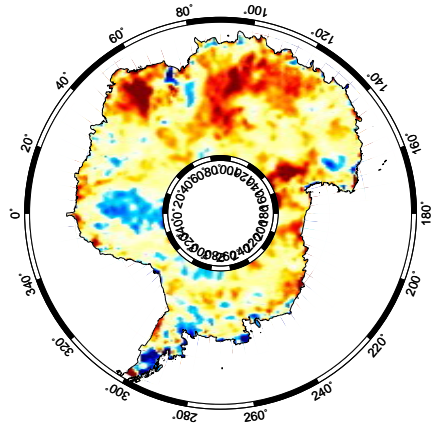




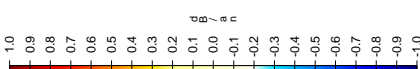
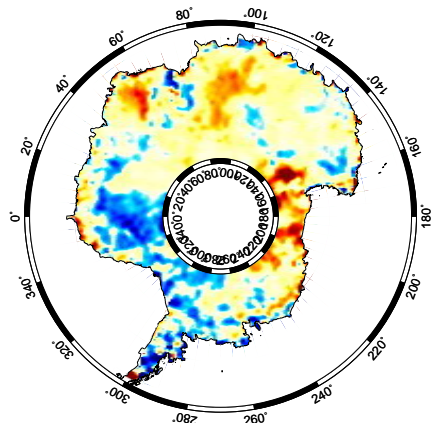
trend_sigma0S-sigma0Ku



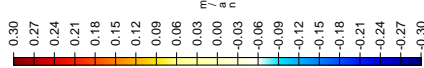
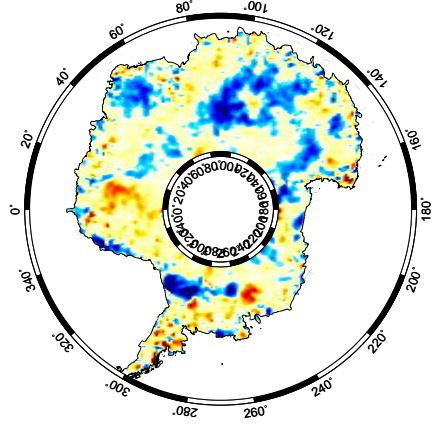
trend_sigma0S_(pic)



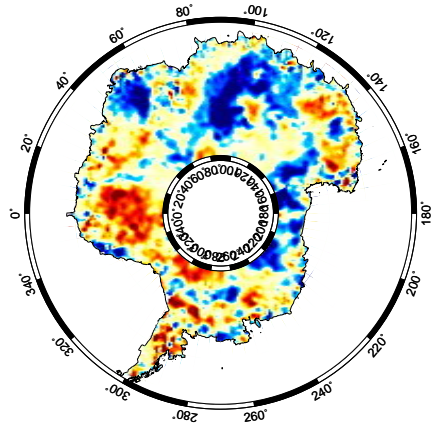
trend_sigma0Ku_(pic)



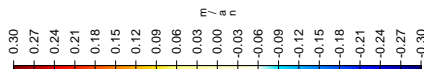
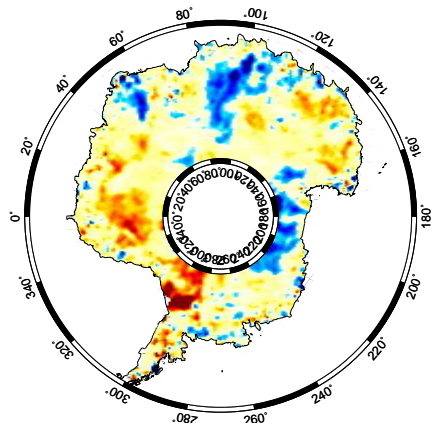
trend_leWS-leWKu

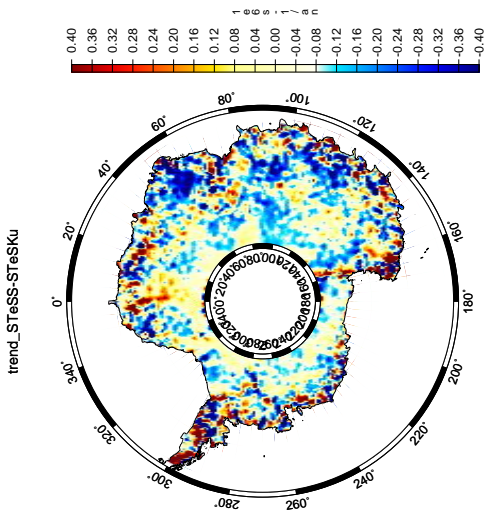
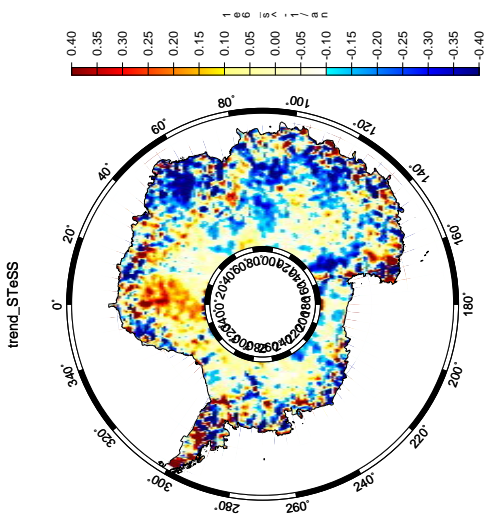
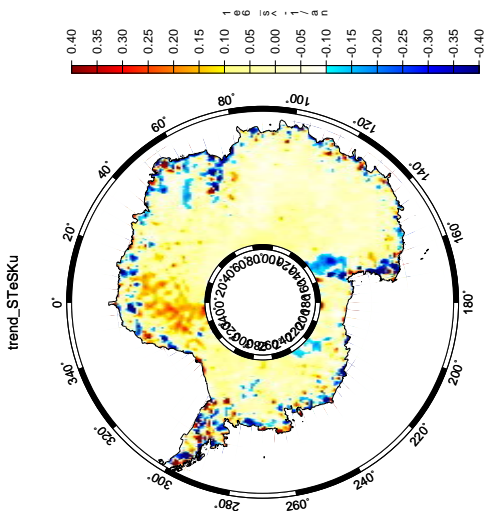
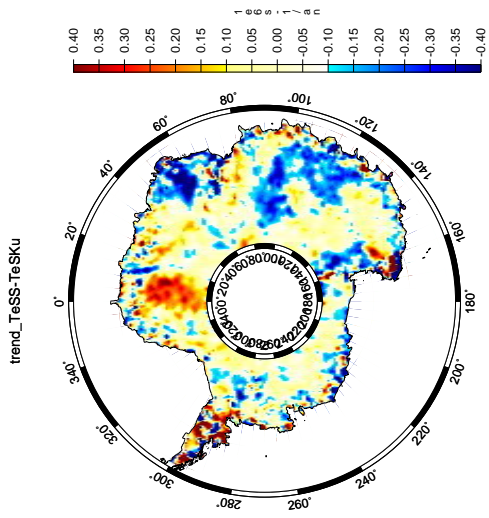
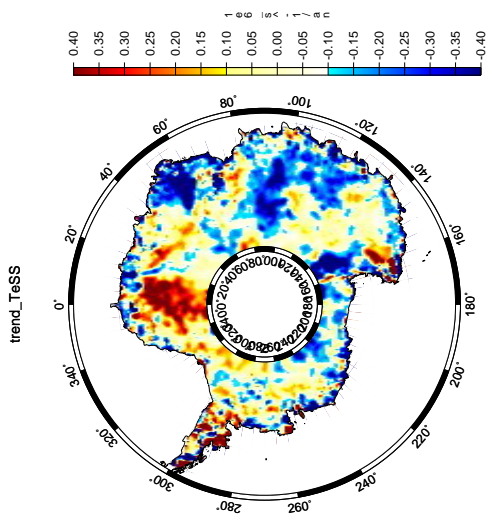
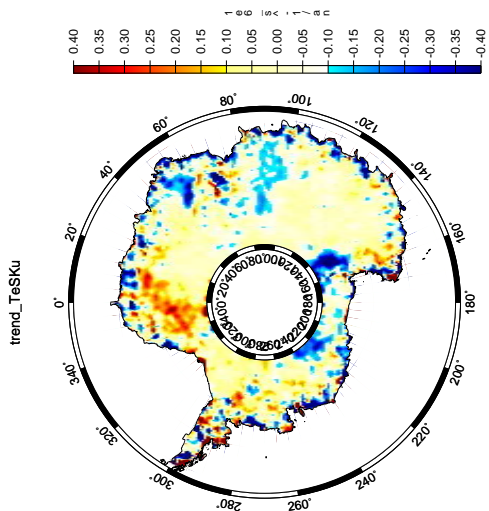


trend_leWS



trend_leWKu





Bibliographie

- [1] Adams R.J., G.S. Brown, (1998), *A Model for Altimeter Returns from Penetrable Geophysical Media*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36 (5), 1784-1793.
- [2] Arcone S. A. and N. E. Yankielun, (2000), *1.4 GHz radar penetration and evidence of drainage structures in temperate ice : Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A.*, Journal of Glaciology, 46, 477-490.
- [3] Arcone S.A. ,(2002), *Airbone radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn : Bagley Ice Field, Alaska, U.S.A.* Journal of Glaciology, 48 (161), 317-334.
- [4] Arcone S.A., V.B. Spikes, G.S. Hamilton, (2005) *Phase structure of radar stratigraphic horizons within Antarctic firn*, Annals of Glaciology, Volume 41 (1), 10-16.
- [5] Arthern R.J., D.J. Wingham and A.L. Ridout, (2001), *Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets : Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave, penetration depth on satellite orientation*, Journal of Geophysical Research, vol. 106, D24, 33,471-33,484.
- [6] Arthern R.J., D.P. Winebrenner, D.G. Vaughan (2006), *Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission* Journal of Geophysical Research, 111, D06107, doi :10.1029/2004JD005667.
- [7] Barjavel R., (1968), *La Nuit des Temps*, Editions Presses de la Cité.
- [8] Beckmann, P. and Spizzichino, A., (1987), *The scattering of electromagnetic waves from rough surfaces*, Norwood, MA, Artech House, Inc., 511 p.
- [9] Benveniste J., (2000), *The ENVISAT Radar Altimetry Mission Data Products*, In ERS-ENVISAT Symposium Proceedings (Ed. H. Sawaya), SP-461 (CD-ROM) ESA Publications Division, Noordwijk, The Netherlands.
- [10] Benveniste J., et al. (2002), *ENVISAT RA-2/MWR Product Handbook*, Issue 1.2, PO-TN-ESR-RA-0050, European Space Agency, Frascati, Italy.
- [11] Bindschadler R., H. Choi, C. Shuman, and T. Markus, (2005), *Detecting and measuring new snow accumulation on ice-sheets by satellite remote sensing*, Remote Sensing of Environment, 98, 388-402.
- [12] Bourdelles B., and M. Fily, (1993), *Snow grain-size determination from Landsat imagerie over Terre Adélie, Antarctica* Annals of Glaciology, 17, 86-92.
- [13] Brown G.S, (1977), *The Average Impulse Response of a Rough Surface and Its Applications*, IEEE trans. on antennas and propagation, 25, 1.
- [14] Colbeck, S.C., (1983), *Theory of metamorphism of dry snow*, J. Geophys. Res., 88(C9), 5475-5482.

- [15] Dall J., S. N. Madsen, K. Keller, and R. Forsberg, (2001), *Topography and penetration of the Greenland ice sheet measured with airborne SAR interferometry*, Geophysical Research Letters, 28, 1703-1706.
- [16] Davidson, M.W.J., T. Le Toan, Mattia, F., Satalino, C., Manninen, T., Borgeaud, M. (2000). *On the characterization of agricultural soil roughness for radarremote sensing studies*. IEEE trans. on geoscience and remote sensing, 38 (2), 630-640.
- [17] Davis C.H., R.K. Moore, (1993), *A combined surface and volume-scattering model for ice-sheet radar altimetry*, Journal of Glaciology, 39, 133, 675-686.
- [18] Davis C.H., A.c. Ferguson, (2004), *Elevation change of the Antarctic ice-sheet, 1995-2000, from ERS-2 satellite radar altimetry*, IEEE Trans. on geoscience and remote sensing, 42(11), 2437-2445.
- [19] Dechambre M., F. Rémy, P. Paillou, (2001), *MIMOSA, a spaceborne nadir-looking P-band SAR system : Scientific objectives for Earth Science*, CORISTA-EARSeL Remote Sensing by Low-Frequency Radars, Naples, Italy.
- [20] Drinkwater M.R., D.G. Long, A.W. Bingham (2001) *Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data*, Journal of Geophysical Research, 106, D24, 33,935-33,950.
- [21] Eisen, O., U. Nixdorf, F. Wilhelms, and H. Miller, (2004), *Age estimates of isochronous reflection horizons by combining ice core, survey, and synthetic radar data*, Journal of Geophysical Research, 109, B04106, doi :10.1029/2003JB002858.
- [22] Fahnestock, M.A., W. Abdalati, and C. Shuman (2002). *Long melt seasons on ice shelves of the Antarctic Peninsula : an analysis using satellite based microwave emission measurements*. Annals of Glaciology, 34, 127-133.
- [23] Femenias P., F. Rémy, R. Raizonville, J.F. Minster, (1993), *Analysis of satellite-altimeter height measurements above continental ice-sheets*, Journal of Glaciology, 39, 133, 591-600.
- [24] Flach J.C., K.C. Partington, C. Ruiz, E. Jeansou, M. Drinkwater (2005) *Inversion of the surface properties of ice-sheets from satellite microwave data*, IEEE Trans. on geoscience and remote sensing, 43 (4), 743-752
- [25] Flin F., (2004), *Description physique des métamorphoses de la neige à partir d'images de microstructures 3D naturelles obtenues par microtomographie X*, Thèse de doctorat.
- [26] Frezzotti M., S. Gandolfi, and S. Urbini (2002), *Snow megadunes in Antarctica : Sedimentary structure and genesis.*, Journal of Geophysical Research, 107, D18, 4344, doi :10.1029/2001JD000673.

- [27] Frezzotti M., G. Bitelli, P. de Michelis, A. Deponti, A. Forieri, S. Gandolfi, V. Maggi, F. Mancini, F. Rémy, I.E. Tabacco, S. Urbini, L. Vittuari, A. Zirizzotti, (2005), *Geophysical survey at Talos Dome (East Antarctica) : the search for a new deep-drilling site*, Annals of Glaciology, 39, p. 423-432.
- [28] Fricker, H.A., N.W., Young, R., Coleman, J.N., Bassis, J.B., Minster (2005). *Multi-year monitoring of rift propagation on the Amery Ice Shelf, East Antarctica*. Geophysical Research Letters, 32 (2), L02502, doi :10.1029/2004GL021036.
- [29] Fujita S., K. Matsuoka, H. Maeno, and T. Furukawa, (2003), *Scattering of VHF radio waves from within an ice-sheet containing the vertical-girdle-type ice fabric and anisotropic reflection boundaries*, Annals of Glaciology, 37.
- [30] Fung A. K., Z. Li, K.S. Chen, (1992), *Backscattering from a randomly rough dielectric surface*, IEEE Trans. Geosc. and remote sensing, vol. 30, 2.
- [31] Fung A. K., (1994), *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*, Boston, MA : Artech House.
- [32] Gerland S., Oerter H., Kipfstuhl J., Wilhelms F., Miller H., Miners W.D., (1999), *Density log of a 181 m long ice core from Berkner Island, Antarctica*, Annals of Glaciology, Volume 29, Number 1, 215-219(5).
- [33] Goodwin, I.D., (1988), *Firn core data from shallow drilling investigations in eastern Wilkes Land, East Antarctica*, Anare Research Notes 65, 75.
- [34] Gow, A.J. , (1968), *Deep Core Studies of the Accumulation and Densification of Snow at Byrd Station and Little America V, Antarctica*, Research report 197, U.S. Army Materiel Command, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- [35] Grandjean G., P. Paillou, P. Dubois-Fernandez, T. August-Bernex, N. N. Baghdadi, and J. Achache. (2001). *Subsurface Structures Detection by Combining L-Band Polarimetric SAR and GPR Data : Example of the Pyla Dune (France)* IEEE trans. on geoscience and remote sensing, vol. 39 (6), 1245-1258.
- [36] Hamran S.E., B. Erlingsson, Y. Gjessing, P. Mo., (1998), *Estimate of the subglacier dielectric constant of an ice-shelf using a Ground-Penetrating step-frequency Radar* IEEE trans. on geoscience and remote sensing, 36 (2), 1-8.
- [37] Hamran S.E., Langley K. (2004) *A 5.3 GHz step-frequency GPR for glacier surface characterisation* Proc. of the tenth International Conference on Ground Penetrating Radar, 761-764.
- [38] Hawley R. L. , E. M. Morris, R. Cullen, U. Nixdorf, A. P. Shepherd and D. J. Wingham, (2006). *ASIRAS airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of Greenland*. Geophysical Research Letters, 33, L04502 , doi :10.1029/2005GL025147.

- [39] Herique A., W. Kofman, P. Bauer, F. Rémy, L. Phalippou, (1999). *Mimosa : a spaceborne ground penetrating radar*, Proc. of IGARSS'99, Hambourg, 473-475.
- [40] Huang E., Z. Shen, S.R. Long, M.C. Wu, H.H. Shih, QA. Zheng, N-C. Yen, C.C. Tung, and H.H. Liu. (1998). *The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis*. Proc. Roy. Soc. London A, vol. 454, 903-995.
- [41] Hussenet, E., (2004), *Rêveurs de Pôles*, Ed. Septième Continent/ Ed. du Seuil.
- [42] Imbert Bertrand et Claude Lorius (2006). *Le grand défi des pôles*. editions Gallimard, p. 160.
- [43] Jackson, T.J. McNairn, H. Wertz, M.A. Brisco, B. Brown, R. , (1997), *first order surface roughness correction of active microwave observations for estimating soil moisture*, IEEE trans. on geoscience and remote sensing, 35, 4.
- [44] Jacobel, R.W., T.A. Scambos, C.F. Raymond, and A.M. Gades, (1996), *Changes in the configuration of ice-stream flow from the West Antarctic ice-sheet*, Journal of Geophysical Research, 101 (B3), 5499-5504.
- [45] Jezek K.C., Kenneth C. and R.B. Alley, (1988), *Effect of stratigraphy on radar altimetry data collected over ice sheets*, Annals of Glaciology, 11, 60-63.
- [46] Key J.R., J.B. Collins, C. Cowler, R.S. Stone, (1997), *High-latitude surface temperature estimates from thermal satellite data* Remote Sensing of Environment, 61 (2), 302-309.
- [47] King J.C., J. Turner , (1987), *Antarctic Meteorology and Climatology*, Cambridge University Press.
- [48] Krinner G., C. Genthon, J. Jouzel (1997), *GCM analysis of local influences on ice core δ signals*, Geophysical Research Letters, 24 (22), 2825-2828.
- [49] Lacroix P., B. Legresy, R. Coleman, M. Dechambre, F. Remy, (2007a), *Dual-frequency altimeter signal from Envisat on the Amery ice-shelf*, Remote Sensing of Environment, doi :10.1016/j.rse.2007.01.007.
- [50] Lacroix P., B. Legresy, K. Langley, S.E. Hamran, J. Kohler, S. Roques, M. Dechambre, F. Remy, (2007b), *Instruments and Methods : In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler device*, Journal of Glaciology. soumis.
- [51] Lacroix P., M. Dechambre, B. Legrésy, F. Blarel, F. Rémy, (2007c), *On the use of the dual-frequency altimeter of ENVISAT to determine snowpack properties of the Antarctic ice-sheet.*, Remote sensing of Environment, soumis.
- [52] Langley K., S.E. Hamran, K.A. Hogda, R. Storvold , O. Brandt, J.O. Hagen, J. Kohler, (2007a), *Use of C-band Ground Penetrating Radar to determine backscatter sources within glaciers*, IEEE trans. on geoscience and remote sensing. , 45, 1236-1246.

- [53] Langley K., P. Lacroix, S.E. Hamran, O. Brandt, (2007b), *Sources of C-band backscatter from the superimposed ice and firn area revealed by multi-frequency GPR and cores*, Journal of Glaciology, soumis.
- [54] Ledroit M., F. Rémy, and J-F. Minster, (1993), *Observations of the Antarctic ice sheet with the Seasat scatterometer : relation to katabatic-wind intensity and direction*, Journal of Glaciology, 39 (132), 385-396.
- [55] Legrésy B. and F. Rémy, (1997), *Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations*, Journal of Glaciology, 43 (14), 265-275.
- [56] Legrésy B. and F. Rémy, (1998), *Using the temporal variability of the radar altimetric observations to map surface properties of the antarctic ice sheet*, Journal of Glaciology, 44 (147), 197-206.
- [57] Legrésy B., F. Remy and P. Schaeffer (1999). *Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets*. Geophysical Research Letters, 26 (15), 2231-2234.
- [58] Legrésy B., F. Papa, F. Rémy, G. Vinay, M. Van den Bosh, O.Z. Zanife, (2005), *ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm*, Remote Sensing of Environment, 95, 150-163.
- [59] Legrésy B., P. Lacroix, F. Rémy (2006), *Individual echoes over the Antarctic ice-sheet* RAIES-LEGOS contribution to the Individual Echoes studies, p. 11
- [60] Legrésy B., F. Rémy, F. Blarel, (2006), *Along track repeat altimetry for ice-sheets and continental surface studies*, In Proceedings of the Symposium on 15 years of Progress in Altimetry, Venice, ESA-SP614, paper 181.
- [61] Lemke P., et al. (2007), *Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*, Climate Change 2007 : The Scientific Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report on Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- [62] Leushen C., S. Clifford, P. Gogineni, (2003) *Simulation of a surface-penetrating radar for Mars exploration*, Journal of Geophysical Research, 108, E4.
- [63] Li Jun and H.J. Zwally, (2002), *modelled seasonal variations of firn density induced by steady-state surface air-temperature cycle*, Annals of Glaciology, 34, 299-302.
- [64] Li Jun and H.J. Zwally, (2004), *Modeling the density variation in the shallow firn layer*, Annals of Glaciology, 38 (1), 309-313.
- [65] Li Jun, H. J. Zwally, J. C. Comiso, (2007), *Ice-sheet elevation changes caused by variations of the firn compaction rate induced by satellite-observed temperature variations (1982-2003)*, Annals of Glaciology, 46, 8 - 13.

- [66] Matsuoka T., S. Fujita, S. Mae, (1996) *Effect of temperature on dielectric properties of ice in the range 5-39 GHz*, Journal of Applied Physics, 80 (10), 5884-5890.
- [67] Matsuoka K., H. Maeno, S. Uratsuka, S. Fujita, T. Furukawa, and O. Watanabe, (2002) *A ground-base, multi-frequency ice penetrating radar system*, Annals of Glaciology, 34, 171-176.
- [68] Mätzler C., (1987), *Applications of the interaction of microwaves with the seasonal snow cover*, Remote Sensing reviews, 2, 259-387.
- [69] Mätzler C., (1998), *Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium*, Journal of Applied Physics, 83 (11), 6111-6117.
- [70] Mätzler C. and A. Wiesman, (1999) *Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow* Remote Sensing of Environment, 70, 317-325.
- [71] Millar D.H., (1981). *Radio-echo layering in polar ice sheets and past volcanic activity* Nature, 292, 441-443
- [72] Morse D. L., Waddington E. D., Marshall H.P., Neumann T. A., Steig E. J., Dibb J. E., Winebrenner D. P., Arthern R. J., (1999), *Accumulation Rate Measurements at Taylor Dome, East Antarctica : Techniques and Strategies for Mass Balance Measurements in Polar Environments*, Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography 81 (4), 683-694.
- [73] Nath, P.C., and D.G. Vaughan (2003). *Subsurface crevasse formation in glaciers and ice sheets*. Journal of Geophysical Research, 108, 10.1029 - 10.1041.
- [74] Newkirk, M.H., and G.S. Brown, (1996) *A waveform Model for Surface and Volume Scattering from Ice and Snow*, IEEE trans. on Geoscience and remote Sensing, 34, 2.
- [75] Nolin A., and J. Dozier (2000) *A Hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow* Remote Sensing of Environment, 206-216.
- [76] Nuth V., J. Pulliam, and C. Wilson (2002). *Migration of radar altimeter waveform data*. Geophysical Research Letters, 29 (10), 131.1-131.4
- [77] Oveisgharan S. and H.A. Zebker (2007) *Estimating snow accumulation from InSAR correlation observations* IEEE trans. on Geoscience and remote sensing, 45 (1), 10-20.
- [78] Papa, F. (2003) *Nouvelles applications scientifiques des missions altimétriques pour l'étude des océans et des terres émergées*. thse de doctorat soutenue en septembre 2003.
- [79] Parrennin F., R.C.A. Hindmarsh, and F. Rémy, (2006), *Analytical solutions for the effect of topography, accumulation rate and lateral flow divergence on isochrone layer geometry*, Journal of Glaciology, 52 (177), 191-202.
- [80] Petit J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, et al. (1999) *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*. Nature, 399, 429-436.

- [81] Phillips, H.A. (1998) *Surface meltstreams on the Amery Ice Shelf, East Antarctica*. Annals of Glaciology, 27, 177-181.
- [82] Poe Allan Edgard (1838), *Arthur Gordon Pym*, Editions Gallimard 1975, traduction française de Charles Baudelaire.
- [83] Polder D., and J.H. van Santen (1946). *The effective permeability of mixtures of solids*. Physica, 12 (5), 257-271.
- [84] Qin Dahe and N.W.Young, (1988), *Characteristics of the initial densification of snow/firn in Wilkes Land, East Antarctica*, Annals of Glaciology, 11, 209.
- [85] Ramillien G., et al. (2006), *Interrannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE*, Global Planetary Change, 53 (3), 198-208.
- [86] Rees W.G. and N.S. Arnold (2006), *Scale-dependent roughness of a glacier surface : implications for radar backscatter and aerodynamic roughness modelling* Journal of Glaciology, 52 (117), 214-222
- [87] Rémy F., and J-F. Minster (1991), *A comparison between active and passive microwave measurements of the Antarctic ice-sheet and their association with the surface katabatic winds*, Journal of Glaciology, 37 (125), 3-10.
- [88] Rémy F., P. Schaeffer, B. Legrésy, (1999), *Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets*, Geophysical Journal International, 139 (3), 645-656.
- [89] Remy F., and I.E. Tabacco. (2000), *Bedrock features and ice flow near the EPICA ice core site (dome C, Antarctica)*, Geophysical Research Letters, 27, 3, 405-409.
- [90] Rémy F., B. Legresy, L. Testut, (2001) *Ice Sheet And Satellite Altimetry*, Surveys in Geophysics, Volume 22, Issue 1, 1 - 29.
- [91] Remy F. (2004) *L'Antarctique, la mémoire de la Terre vue de l'espace* Editions du CNRS, pp. 182.
- [92] Richardson C., and P. Holmlund (1999) *Spatial variability at shallow snow-layer depths in central Dronning Maud Land, East Antarctica* Annals of Glaciology, 29, 10-16.
- [93] Ridley J.K. and Partington, (1988), *A model of satellite radar altimeter return from ice-sheets*, Int. J. Remote Sensing, vol.9, 4, 601-624.
- [94] Roemer S., B. Legrésy, M. Horwath, R. Dietrich (2007) *Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial lake Vostok/Antarctica* Remote Sensing of Environment, 106 (3), 269-284.

- [95] Rott H., K. Sturm, and H. Miller, (1993), *Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data*, Annals of Glaciology, 17, pp. 337-343.
- [96] Scambos, T., C. Hulbe, M. Fahnestock and J. Bohlander (2000). *The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula*. Journal of Glaciology, 46, 510-530.
- [97] Sente Y., and A. Juillard (2004). *Les Sarcophages du 6^e continent, Tome 2*. Ed. Blake et Mortimer
- [98] Shabtaie, S., and C. R. Bentley (1987). *West Antarctic ice streams draining into the Ross Ice Shelf configuration and mass balance*. Journal of Geophysical Research, 92, 1311 - 1336.
- [99] Shepherd, A., D. Wingham, T. Payne, and P. Skarva (2003). *Larsen ice shelf has progressively thinned*. Science, 302, 856-859.
- [100] Siegert M.J., R. Hodgkins, J.A. Downdeswell, (1998), *A chronology for the Dome C deep ice-core site through radio-echo layer correlation with the Vostok ice core, Antarctica*, Geophysical Research Letters, 25 (7), 1019
- [101] Spikes V. B. , G. S. Hamilton, S. A. Arcone, S. Kaspari, and P. A. Mayewski, (2004) *Variability in Accumulation Rates from GPR Profiling on the West Antarctic Plateau*, Annals of Glaciology, 39, 238-244.
- [102] Surdyk, S. and M. Fily, (1993) *Comparison of the passive microwave spectral signature of the antarctic ice-sheet with ground traverse data*, Annals of Glaciology, 17, 161-166.
- [103] Testut L. (2000), *Apport de la topographie à l'étude des calottes polaires*, thèse de doctorat soutenue en novembre 2000.
- [104] Tiuri M.E., A.H. Sihvola, E.G. Nyfors and M.T. Hallikainen, (1984), *The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies*, IEEE Journal of Oceanic Engineering, OE-9(5), 377-382.
- [105] Turner J., W.M. Connolley, S. Leonard, G.J. Marshall, and D.G. Vaughan, (1999), *spatial and temporal variability of net snow accumulation over the Antarctic from ECMWF re-analysis project data*, Int. J. Climatol., 19, 697-724 .
- [106] Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung., (1982) *Microwave remote sensing. vol.2*, Reading, MA, Artech House.
- [107] Uratsuka S. , H. Maeno, T. Suitz, D. A. Fisher, K. Goto-Azuma, and S. Mae, (1995), *Internal layering detected by microwave ice-radar in the Arctic ice cap*, in Proc. Fourth International Symposium on Environmental Research in the Arctic, Tokyo, 387-394.
- [108] Van den Broeke M.R., N.P.M. Van Lipzig, (2003) *Factors Controlling the Near-Surface Wind Field in Antarctica*, Monthly Weather Review, 131, 733-743.

- [109] Vaughan, D.G., J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell and A.P. Cooper, (1999), *Reassessment of net surface mass balance in Antarctica*, J. Clim., 12, 933-946.
- [110] Verne Jules (1867), *Les aventures du capitaine Hatteras*, Collection Livre de Poche, 2040.
- [111] Verne Jules (1897), *Le sphinx des glaces*, Collection Livre de Poche, 2056.
- [112] West R.D., D.P. Winebrenner, L. Tsang, H. Rott, (1996), *Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6cm wavelength*, Journal of Glaciology, 42 (140), 63-76.
- [113] Winebrenner D.P., R. Arthern, C.A. Shuman, (2001), *Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5-cm wavelength*, Journal of Geophysical Research, 106, D24, 33,919-33,934.
- [114] Winebrenner D.P., B.E. Smith, G.A. Catania, H.B. Conway, and C.F. Raymond (2003) *Radio-frequency attenuation beneath Siple Some, West Antarctica, from wide-angle and profiling radar observations*, Annals of Glaciology, 37 (1), 226-232.
- [115] Wingham D.J., (1995), *A method for determining the average height of a large topographic ice sheet from observations of the echo received by a satellite altimeter*, Journal of Glaciology, 41 (137), 125-141.
- [116] Wismann A. and C. Matzler, (1999), *Microwave Emission Model of Layered Snowpacks*, Remote Sensing of Environment, 70, 307-316.
- [117] Xingjian Gao, *discours de réception du prix nobel* Stockholm, décembre 2000.
- [118] Young, N.W., G. Hyland (2002). *Velocity and strain rates derived from InSAR analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica*. Annals of Glaciology, 34, 228-234.
- [119] Zribi M., V. Ciarletti, and O. Taconet, (2000), *Validation of a Rough Surface Model Based on Fractional Brownian Geometry with SIRC and ERASME Radar Data over Orgeval*, Remote Sensing of Environment, 73 (1), 65-72.
- [120] Zumbege J.F., M.B. Heflin, D.C. Jefferson, M.M. Watkins, and F.H. Webb, (1997), *Precise Point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks* Journal of Geophysical Research, 102, B3, 5005-5018.
- [121] Zwally H.J. and Giovinetto M.B.(1995), *Accumulation in Antarctica and Greenland derived from passive-microwave data : a comparison with contoured compilations* Annals of Glaciology, 21, 123-130.
- [122] Zwally H.J. and Li Jun (2002), *Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at the Greenland summit* Journal of Glaciology, 48 (161), 199-207.
- [123] Zwally H.J., et al. (2005), *Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contribution to sea-level rise : 1992-2002*, Journal of Glaciology, 51 (175), 509-527.

Abstract

The Antarctic ice-sheet is composed by a thick layer of ice surmounted by firn of up to 100 m thick. For now almost 40 years, the satellite observations provide a great number of informations on its topography and some properties of the snow surface. However, the knowledge of its shallow and deeper snowpack properties is still very limited. The snow precipitations are transported and deposited by the wind to form layers. The successive accumulations of snow bury the snow layers, which are modified under the temperature and pressure conditions. Yet, the accumulation rate or the snow grain size are important climate indicators, not well known, whose signatures are contained in the near-surface observations.

Since 2002, the ENVISAT satellite provides altimetric data over 80 % of the Antarctic ice-sheet simultaneously at 2 different frequencies. (S band at 3.2 GHz and Ku band at 13.6 GHz). These two waves penetrate into the snowpack over several meters and are reflected differently by its different elements, depending on the frequency. The idea of this thesis is therefore to use the dual frequency information to retrieve properties of the snowpack.

We solve this problematic by an analysis and a modelling of the dual frequency altimetric signal over the ice-sheet, and then by its inversion. We focus first on different case studies to estimate the sensitivity of these signals to different properties of the snow : i/ the altimetric signal is sensitive to the snow surface roughness at different scales, ii/ the altimetric signal varies seasonally under compaction of the near-surface snow, iii/ the radar waves are reflected by deep layers of ice or snow.

A model of altimetric signal is developed to compare the two frequency datasets over the whole ice-sheet. The results of the model are used to explain the seasonal variations previously observed. These results provide the first observations of the seasonal compaction of the snowpack.

Finally, the snowpack properties are estimated at a global scale over the Antarctic ice-sheet. The snow grains are found to be larger inside the continent than on the coast. The snow density shows seasonal variations of up to 0.15 g.cm^{-3} , with greater amplitudes near the coasts. Some regions (Dronning Maud Land for instance) present a very smooth snow surface aspect.

The in situ measurements of the snow surface roughness are almost inexistant on ice-sheets, so that we develop a new method to measure snow surface profiles based on a distance-sensor laser onboard a skidoo. This instrument is successfully tested on the Midre Lovénbreen glacier in Svalbard.

Résumé

La calotte polaire antarctique est constituée d'une épaisse couche de glace surmontée d'un névé d'une centaine de mètres d'épaisseur. Si les observations satellites, avec une couverture quasi-globale du continent, ont permis depuis bientôt 40 ans de fournir de nombreuses informations sur sa topographie et quelques propriétés de sa surface, la connaissance de son manteau neigeux est encore très limitée. Les précipitations qui se déposent sont balayées par les vents, s'accumulent pour former des couches. En s'enfouissant, les grains de neige qui les constituent subissent un métamorphisme qui modifie leur taille et leurs caractéristiques. Pourtant, Les taux d'accumulations ou les tailles des grains de neige, dont la signature est contenue dans les observations de la proche surface, sont des indicateurs climatiques clés, jusqu'alors mal connus.

Depuis 2002 et le lancement de ENVISAT, on dispose d'un altimètre radar qui couvre 80 % de la calotte polaire Antarctique, dont la particularité est d'acquérir des signaux à deux fréquences différentes (bande S à 3.2 GHz et bande Ku à 13.6 GHz). Ces deux ondes pénètrent dans le manteau neigeux sur plusieurs mètres et ont des sensibilités aux propriétés de la neige différentes. Ainsi, l'idée de cette thèse est d'utiliser cette double information pour retrouver les propriétés du manteau neigeux.

On se propose de résoudre cette problématique par une analyse et une modélisation des signaux altimétriques bi-fréquences sur la calotte polaire, puis par leur inversion. On se penche tout d'abord sur quelques études de cas pour estimer la sensibilité des signaux aux différentes propriétés de la neige : i/ On montre tout d'abord que le signal altimétrique est sensible à la rugosité de la surface à différentes échelles, puis ii/ que le signal altimétrique est sujet à des variations saisonnières causées par la densification de la neige en surface, et enfin iii/ que les ondes radars sont réfléchies par des strates en profondeur.

Un modèle de l'interaction de l'onde avec le manteau neigeux est réalisé simultanément aux deux fréquences, afin de permettre une comparaison de ces signaux entre eux. Les résultats du modèle sont utilisés pour expliquer les variations saisonnières précédemment observées. Ces résultats fournissent pour la première fois des observations du phénomène de densification du manteau neigeux.

Finalement, les paramètres du manteau neigeux sont estimés à l'échelle de la calotte polaire antarctique. Les tailles de grains retrouvées présentent un grossissement vers l'intérieur du continent. La densité montre des variations saisonnières jusqu'à 0.15 g.cm^{-3} notamment sur les côtes antarctiques. Certaines régions présentent un état de surface de la neige particulièrement lisse (Terre de la reine Maud, par exemple). La donnée in situ de l'état de surface de la neige étant quasi inexistante sur les calottes polaires, on développe finalement un protocole de mesure de la rugosité de la neige, qui est testé sur le glacier Midre Lovenbreen au Spitzberg.