HAL
open science

Interprétation des séries temporelles altimétriques sur la calotte polaire Antarctique

S. Partouty

To cite this version:

S. Partouty. Interprétation des séries temporelles altimétriques sur la calotte polaire Antarctique. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2009. Français. NNT : . tel-01018319

HAL Id: tel-01018319

https://theses.hal.science/tel-01018319

Submitted on 4 Jul 2014

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.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :
Université Toulouse III - Paul Sabatier
Spécialité :
Glaciologie & Télédétection

Présentée et soutenue par

Soazig PAROUTY
Le 20 novembre 2009

Titre :

Interprétation des séries temporelles altimétriques sur la calotte polaire Antarctique

---

Jury

Nick HALL	Professeur d'Université	LEGOS	Président
Valérie CIARLETTI	Professeur d'Université	LATMOS	Rapportrice
Gerhard KRINNER	Chargé de Recherche	LGGE	Rapporteur
Patrick VINCENT	Ingénieur	IFREMER	Rapporteur
Pierre BAUER	Directeur de Recherche Emérite	CNRM	Examinateur
Frédérique REMY	Directrice de Recherche	LEGOS	Directrice de Thèse

---

Unité de recherche :
Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

Directrice de Thèse :
Frédérique Rémy

Remerciements

Après quatre années passées au LEGOS, voici venu, enfin, le moment de remercier et d'exprimer ma reconnaissance envers ceux qui m'ont soutenue et aidée.

Ces quatre années ont commencé par mon stage de DEA, fraîchement rebaptisé Master 2 Recherche, et un accueil chaleureux des glacios d'alors, Frédérique, Fabien, Claire, Pascal, et bien sûr mon encadrante Muriel. J'avais mis les pieds dans cette équipe et comptais bien y passer quelques temps ! Seulement, on ne fait pas de thèse sans sujet ni directeur de thèse dans un premier temps, ni sans financement dans un second temps. Je remercie donc Benoît pour m'avoir confié son sujet de thèse à son retour d'Antarctique, et pour m'avoir laissé le défendre pour l'obtention d'un financement. Benoît a également veillé à me procurer des moyens de travail confortables, et je lui en suis reconnaissante. Monsieur Legrésy a su par la suite me laisser une grande liberté, notamment pendant la dernière année de ma thèse. Merci d'avoir pris cette initiative, de m'avoir laissé tant d'autonomie dans la rédaction de ma thèse, et de s'être retenu de m'imposer d'innombrables corrections et études complémentaires qui m'auraient occupé jusqu'à ma retraite (si toutefois la notion de retraite ne disparaît pas d'ici à ce que j'en atteigne l'âge). Vous avez parfois cherché à me faire réagir, et m'avez fortement incité à soutenir en 3 ans, sans dépassement, ce qui est une bonne chose. Pourtant, je ne vous en suis pas reconnaissante, par ingratitude peut-être, par manque de respect, probablement. J'aurai apprécié plus d'humanité dans le suivi du déroulement de ma thèse, de votre part, mais également de celles de la direction du laboratoire et de l'école doctorale.

J'ai, sur la fin de ma thèse, pu bénéficier des conseils, avis et enrichissantes suggestions des membres de mon comité de thèse, Ghislain Picard et Pierre Bauer. Merci à vous pour le temps que vous m'avez consacré, et les pistes que vous m'avez suggérées, malgré les (trop) faibles sollicitations dont j'ai fait preuve.

Je remercie également Valérie Ciarletti, Gerhard Krinner et Patrick Vincent d'avoir accepté de rapporter ma thèse, et surtout de l'avoir fait dans des délais très brefs, je compatis beaucoup ! La lecture de mon manuscript n'a pas découragé Gerhard de m'enrôler comme post-doc, un immense merci pour me fournir l'opportunité de continuer à m'intéresser à ce mystérieux continent qu'est l'Antarctique. Frédérique a joué le rôle de la directrice de thèse, et Pierre Bauer et Nick Hall ont accepté de compléter mon jury de thèse, et j'en suis très heureuse. Je n'aurai pu rêver d'un jury aussi amical et indulgent.

Lorsque j'ai débuté ma thèse, pleine d'enthousiasme, je pensais que s'ouvraient devant moi trois années d'enrichissement personnel, de travail et de bonne humeur. Il faut bien avouer, 3 années et 3 vélos plus tard, que j'ai parfois déchanté...

Au cours de ces trois années, j'ai pourtant croisé beaucoup de sourires dans les couloirs du LEGOS. Je pense tout particulièrement à la formidable équipe du service administratif : Nadine, Martine, Catherine, et au cours des derniers mois Brigitte. Avec toute cette gentillesse et l'attention dont vous faites preuve malgré une quantité de travail incroyable, on n'hésite jamais à venir vous poser une question, vous saluer, et vous donner encore un peu plus de

choses à faire. Merci, vraiment, pour votre chaleur réconfortante.

Merci à tous ceux qui prennent le temps de sourire, saluer, échanger quelques mots dans les couloirs, et qui égaient les journées trop sombres !

Trois vélos, c'est ce dont j'ai eu besoin pour arpenter quotidiennement les berges du magnifique canal du midi... J'ai délaissé le premier trop inconfortable, on m'a volé le second, et j'espère que le troisième m'accompagnera encore longtemps. Pédaler le long de ce si beau cadre qu'est le canal du midi pour aller travailler a été un bonheur quotidien, et me manque déjà. Si seulement Pierre-Paul Riquet avait pu sauvegarder un peu de sa fortune pour construire un Canal semblable à celui du Midi à Grenoble...

A force d'arpenter le canal, on finit par repérer de temps à autres quelques avirons, à quelques mètres en contrebas du chemin de halage, pour plus tard, localiser leur source. C'est alors une grande découverte, d'un sport évidemment, de grands moments de plaisir, de détente et d'efforts, mais également et surtout d'une équipe de rameurs incroyablement sympathiques et chaleureux. Merci à tous les rameurs de Ramonville pour leur convivialité, leur disponibilité, leur bonne humeur qui m'ont plus d'une fois remise à l'endroit quand tout partait à l'envers, et qui ont énormément contribué à me faire avancer dans la vie comme dans mon travail.

Mes amis ont évidemment joué un grand rôle, pour se détendre le temps d'un weekend, d'une soirée, d'une journée pyrénéenne ou tout simplement d'un (bien souvent suivi d'un deuxième et parfois, pourquoi pas, d'un troisième ou quatrième) verre en ville. Un immense et chaleureux merci à Romain bien sûr, qui se désespère, et j'espère parfois se félicite, d'être le meilleur ami des filles. Que de bonnes soirées chez toi, hiver comme été, de cinémas, de journées de ski, de rando... Je pense également aux Chupis, à Jess, à Alain & Gwenola, Gustavo, qui a grandement facilité mon intégration grenobloise, et évidemment les membres les plus actifs de mon google groupe préféré pour leur inépuisable soif de sorties, leur soutien et tout simplement leur présence ! Peut-être devrais-je vous nommer tous, mais une bande de potes, et encore moins une bande de c....., ça ne se décompose pas. Je dois bien avouer que je me joins à bien d'autres expatriés de Toulouse pour dire que vous me manquez !

Lorsque l'on n'arpente pas le Canal du Midi, ou que l'on n'est pas de sortie entre amis, il faut bien trouver quelques instants pour travailler, bien calée derrière son bureau... Un bureau partagé avec Claire, puis au fil des déménagements, je me suis retrouvée avec Sylvain, puis Michaël, et de nouveau Claire. Autant dire que j'ai été bien entourée. La population de mon dernier bureau augmentait parfois subitement, lorsque Fabien annonçait aux glacios que l'heure du café matinal était venue ! La configuration "glacio" a évolué bien sûr, puisque Pascal est parti, puis Claire, puis elle est revenue, et Etienne est arrivé puis Martin... J'ai passé de très bons moments avec cette équipe, et je compte bien revenir vous voir ! Merci à Pierre Micoud pour avoir solidifié la cohésion des glacios en organisant, avec son humour légendaire, l'annuel tournoi de pétanque de l'OMP, que nous n'avons pas réussi à gagner malgré la présence de notre infatigable mascotte. Merci à tous les glacios, vraiment, Frédérique, Etienne, Fabien, Martin, Pascal, Claire, Giuliat, ainsi que les quelques stagiaires de passage. Une mention spéciale à Muriel, nos longues discussions avaient une justification professionnelle, puisque

rappelle-toi, tu as signé un papier disant que tu étais ma tutrice de monitorat ! Et une autre à Guilhem, compagnon de fortune et d'infortune. Fortune puisque nous avons partagé de grands moments, aux journées du CNFRA (au passage, merci Emilie pour ton accueil et tes grandes discussions !), mais surtout en Californie, et surtout, surtout, en Norvège, enfin, loin au nord de la Norvège... Infortune car dans les grands moments, il y a aussi eu la mention "à refaire" de l'entretien à mi-parcours à laquelle nous avons tous les deux eu droit, et même plus si affinité...

Le monitorat m'a donné l'occasion d'endosser une casquette de prof, de mieux connaître les enseignants chercheurs du labo, et d'aller me requinquer face aux étudiants de l'UPS. Merci à eux, et à Pieter particulièrement, pour sa bonne humeur et le précieux temps passé à m'initier à l'enseignement. Merci aux étudiants pour leur intérêt, pour m'avoir fait sentir que j'étais parfois quand même utile à quelque chose. Un souvenir particulier à celle qui m'a dit "On vous préfère vous" alors que j'entrais dans la salle de TD et constatais un étonnement général de me voir arriver moi plutôt que l'autre moniteur. Un peu fayot, mais malgré tout source de réconfort bienvenu !

Je suis heureuse d'avoir fait parti de l'équipe "Thésards LEGOS", où j'ai fait de grandes rencontres ; Claire, Sylvain, Amandine, Willy, Benoît, Renaud, Buch, Malick, Pascal, Célia, Yoann... Certains ne sont pas thésards, mais c'est tout comme ! Mélanie, Laurent, Mathilde, et d'autres encore... Parmi ces thésards, je pense particulièrement à Michaël, et lui souhaite très sincèrement bon courage pour la suite, tu en auras bien besoin de courage ! J'ai véritablement pris conscience à quel point s'intégrer parmi les thésards/post-docs du labo comptait tardivement, et brutalement ; les quelques conversations que j'ai eu avec lui me font regretter de n'avoir pas mieux connu Léonardo, et je n'imaginerai jamais la tristesse et la peine ressenties par ses courageuses, et ô combien sympathiques co-bureau, Eléna, et bien sûr Mélanie. Promis Mélanie, je reviens bientôt faire une pause thé au LEGOS, manger des sushis et aller au ciné !

Dans le quotidien, ou plus exactement, dans les habitudes hebdomadaires de l'Observatoire, se sont imposés Sophie et Christophe, maraîchers de l'AMAP de l'OMP. Leur présence va bien au-delà de l'acheminement, une fois par semaine, des meilleurs légumes de tout le sud-ouest ! Merci pour toutes les discussions, pour votre engagement et vos convictions, qui font espérer que tant que des gens comme vous déploieront autant d'énergie pour elle, notre planète n'implosera peut-être pas tout de suite !

J'en ai bientôt terminé, mais, oui, je suis un peu bavarde. Comme beaucoup, mais ce n'est toutefois pas le cas de tout le monde, j'ai été soutenue par ma famille et celle de Maxime au cours de mes études. Malgrés les 1000 km me séparant de mes parents, ma grand-mère, mon frère et ma soeur, vous m'avez accompagné tout au long de cette thèse, et continuez de le faire, même si de mon côté, je ne prends que trop peu le temps de me joindre à vous le temps d'un week-end ou quelques jours de vacances.

Il est entré dans la famille, et il a été là pour partager mes joies et mes chagrins. Je

dois énormément à Maxime, pour ce bout de route fait ensemble. En dehors de notre quotidien, Maxime m'a apporté une aide logistique et technique inestimable. Il connaît toutes les commandes unix dont on peut avoir besoin, tous les raccourcis claviers emacs imaginables (nécessitant parfois toute la souplesse de ses 10 doigts, c'est très pratique), et j'avoue, quelques fois, avoir un geek à la maison, c'est utile. Sans lui, je serai encore en train d'essayer de compiler ma thèse en LaTeX, avec ou sans problème d'encodage de caractères, et je ne parle même pas du beamer de la soutenance... Merci d'avoir supporté toutes mes humeurs, mes états d'âme, mes idioties et mes chagrins pendant ces années de thèse, celles d'avant, et celles qui viennent. Ce n'est certes pas un cadeau tous les jours...

Enfin, je voudrai mentionner dans les dernières lignes que j'écris toute la reconnaissance que j'éprouve envers Frédérique. Grâce à son humanité, son implication, son soutiens, je suis allé au bout de mon travail de thèse. Cela n'aurait pas été imaginable sans son implication. Je sais combien les choses ont parfois été difficiles pour elle, au moins autant que pour moi ! Un immense merci, vraiment.

Table des matières

Remerciements **3**

Introduction **11**

1 ***Contexte et Outils*** **19**
1.1 L'Altimétrie Radar 20
1.1.1 Les missions altimétriques 20
1.1.2 L'observation de la Terre par ENVISAT 20
1.1.3 Fonctionnement d'un altimètre radar 22
1.1.4 Paramètres de forme d'onde 27
1.1.5 Sensibilité de la mesure 28
1.2 Modèles Atmosphériques 32
1.2.1 Spécificités de l'Antarctique 32
1.2.2 Caractéristiques des réanalyses utilisées 33
1.3 L'état de la surface en Antarctique 35
1.4 Météorologie en Antarctique 42
1.5 Observations spatiales de la surface 45
1.5.1 Inversion des mesures altimétriques 46
1.5.2 Bilan de masse de l'Antarctique 47
Conclusion 50

2 ***Observations altimétriques*** **53**
2.1 Méthodes employées 54
2.1.1 Rayons de décorrélation 54
2.1.2 Etude de la saisonnalité 57
2.1.3 Analyse en composantes principales 57
2.2 Variabilité le long de la trace 58
2.2.1 Visualisation de la trace 58
2.2.2 Corrections effectuées 59
2.2.3 Etude de la variabilité 60
2.2.4 Saisonnalité des paramètres de forme d'onde 65
2.2.5 Echelles de cohérence spatiales et temporelles 70
2.2.6 Rayon de décorrélation temporelle 71
2.2.7 Rayon de décorrélation spatio-temporelle 72
2.2.8 Analyse en composantes principales 73
2.2.9 Conclusion 77
2.3 Données altimétriques moyennées 78
2.3.1 Etude de la variabilité 78
2.3.2 Corrélations entre paramètres de forme d'onde 79
2.3.3 Saisonnalité 81
2.3.4 Echelles de cohérences spatiales et temporelles 85
2.3.5 Analyse en composantes principales 88

Conclusion 99

3 *Variabilité des Réanalyses* 103
3.1 Comparaison avec les stations automatiques 104
3.2 Variabilité des réanalyses 109
3.2.1 Saisonnalité 111
3.2.2 Rayons de décorrélation spatio-temporelle 114
3.3 Caractérisation des vents aux différentes stations 116
3.3.1 Prise en compte de la direction du vent 117
Conclusion 118

4 *Homogénéisation des données* 121
4.1 Ajustement des résolutions spatiales 122
4.2 Homogénéisation temporelle 124
4.3 Taille des structures spatiales 126
4.3.1 Décorrélation spatio-temporelle 126
4.4 Comparaisons de courbes 130
Conclusion 138

5 *Vent et Mesures Altimétriques* 139
5.1 Vent et coefficient de rétrodiffusion 140
5.1.1 Corrélations 141
5.1.2 Evolution annuelle 142
5.1.3 Recherche d'une relation linéaire 143
5.1.4 Introduction d'un déphasage 151
5.1.5 Interaction du vent avec l'état de la surface 155
5.2 Vent et Modes de variabilité 158
5.3 Reconstitution des variations de vent 160
5.3.1 Validation du vent reconstitué 166
5.3.2 Rôle de chaque paramètre 172
Conclusion 180

6 *Modèle Atmosphérique Régional (MAR)* 183
6.1 Comparaison MAR/AWS 185
6.2 Saisonnalité des vents 187
6.3 Lien avec la rétrodiffusion 187
6.4 Reconstitution du vent 189
6.5 Etude des coefficients obtenus 192
6.6 Zones cohérentes 194
Conclusion 203

***Conclusion* 205**

A *Annexe* Cycles saisonniers des paramètres de forme d'onde 209

B *Annexe* **"Antarctic ice sheet and radar altimetry : A review"** **217**

C *Annexe* **Autorisation de reproduction** **247**

Références Bibliographiques **249**

Introduction

> Au-dessus de mon lit d'enfant, il y a eu pendant longtemps une carte de l'Atlantique au format dit "grand angle", la taille maximale. Tout en bas, au plus près de mon regard, courait la ligne sinueuse d'une terre : l'Antarctique.
>
> Isabelle Autissier, *Salut au grand Sud*

> Lorsqu'Isabelle m'a proposé : "Veux-tu aller en Antarctique ?", ma réponse était prête depuis l'enfance.
>
> Erik Orsenna, *Salut au grand Sud*

"Salut Au Grand Sud" est le récit d'une épopée aux alentours de la péninsule Antarctique sur la trace des grands explorateurs tels que Charcot, Shakelton ou encore Nordenskjold, impulsée par la volonté d'Isabelle Autissier d'aller se frotter à l'univers de glace des latitudes australes. Erik Orsenna faisait partie de l'équipage. Les premières lignes de ce récit nous remémorrent nos souvenirs d'écoliers, quand face aux mappemondes, nous découvrions l'Europe, et la France en position centrale, l'Océan Pacifique scindé en deux, bordant les côtés gauche et droit de notre carte, l'Océan Glacial Arctique au nord, et tout en bas, au mieux un trait de côte (figure 1), quand ce n'était pas un espace vide, délimitant l'Antarctique. Il faut avoir la curiosité de changer de projection pour découvrir la forme de ce continent (figure 2), vaste, froid, désertique, et encore aujourd'hui partiellement inexploré, si ce n'est depuis l'espace par les satellites. Malgré l'essort du tourisme polaire, peu nombreux sont ceux, tels Isabelle Autissier et Erik Orsenna, à y avoir débarqué. Les conditions climatiques extrêmes, mais également le traité Antarctique protègent ce continent, sa biologie, et en font une terre dédiée à la recherche scientifique.

FIGURE 1 – *Mappemonde, ou comment visualiser l'Antarctique avec "Google Map"*

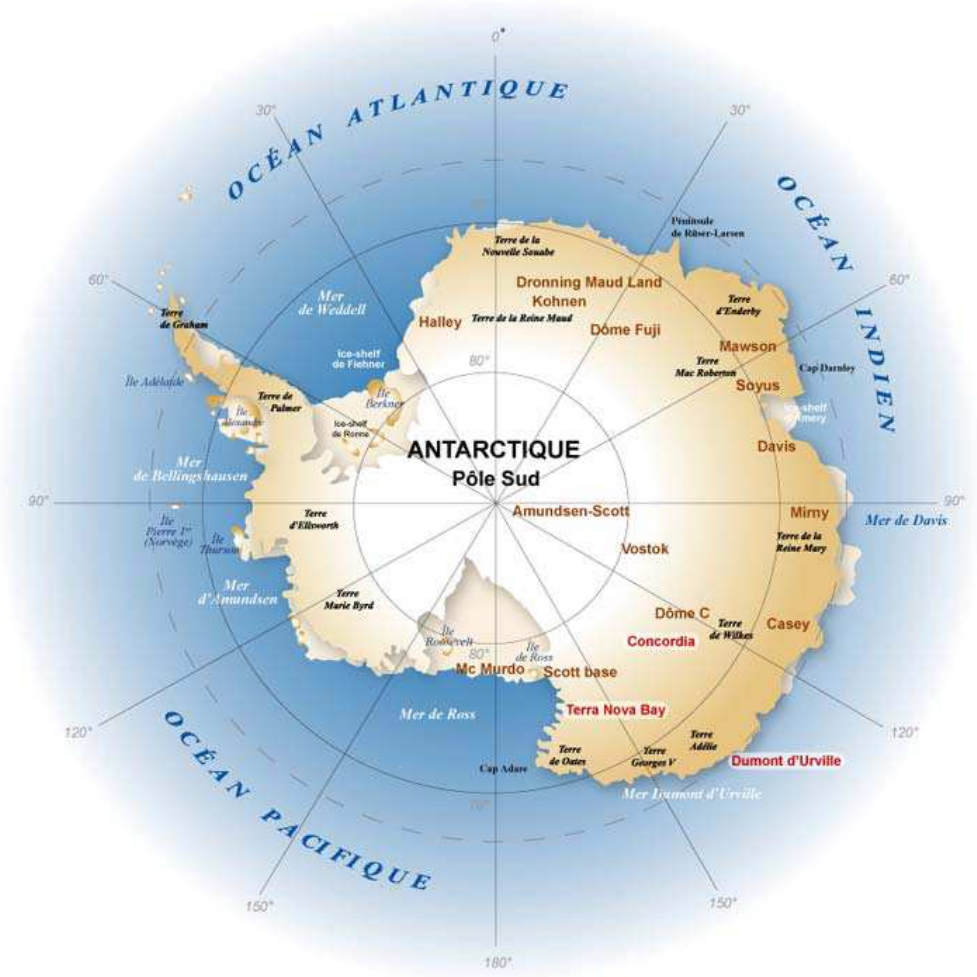


FIGURE 2 – *Cartographie de l'Antarctique © IPEV*

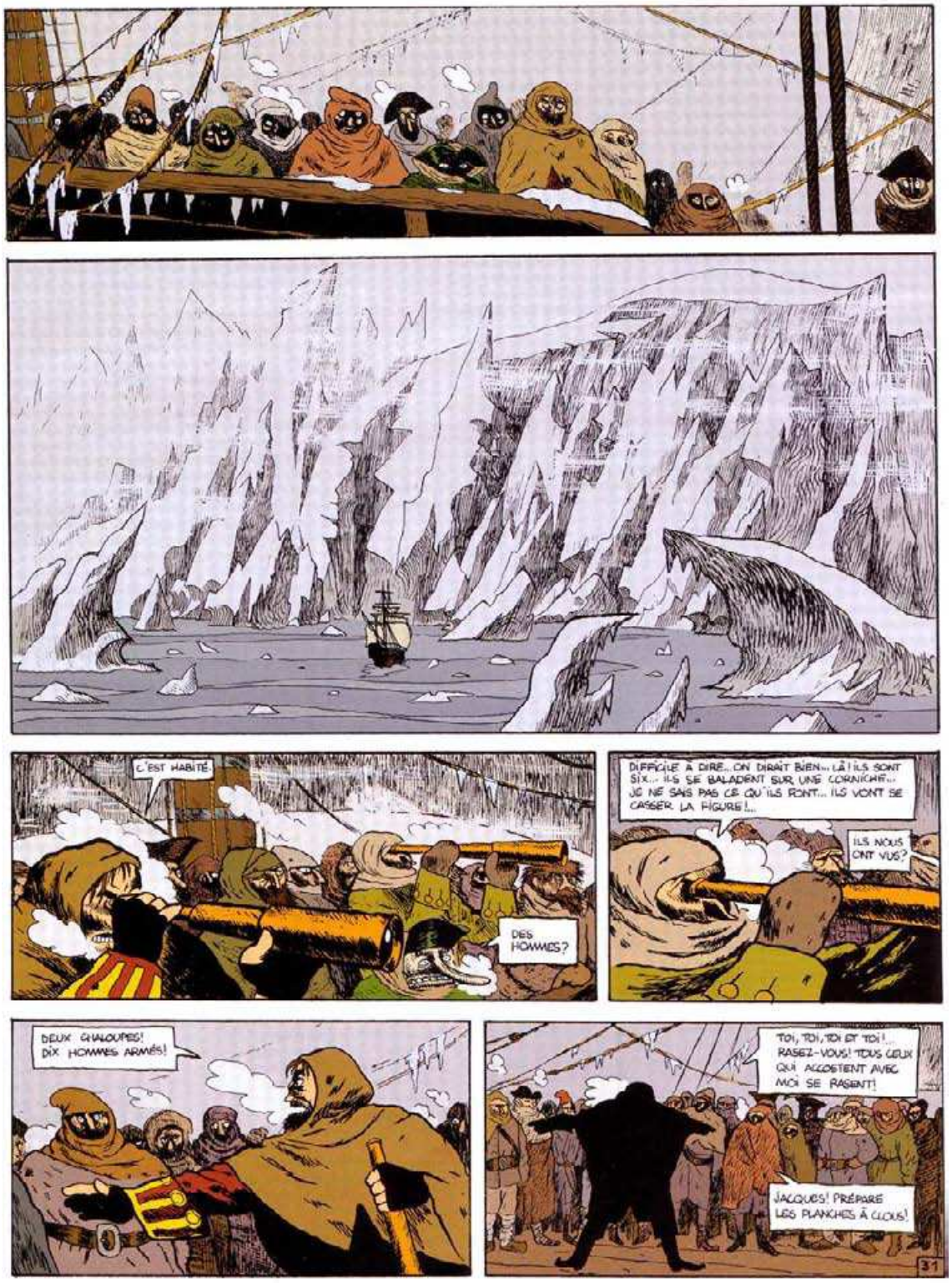


FIGURE 3 – ©***Blain / Dargaud 2002*** *Extrait d"'Isaac le pirate" de Christophe Blain (1)*

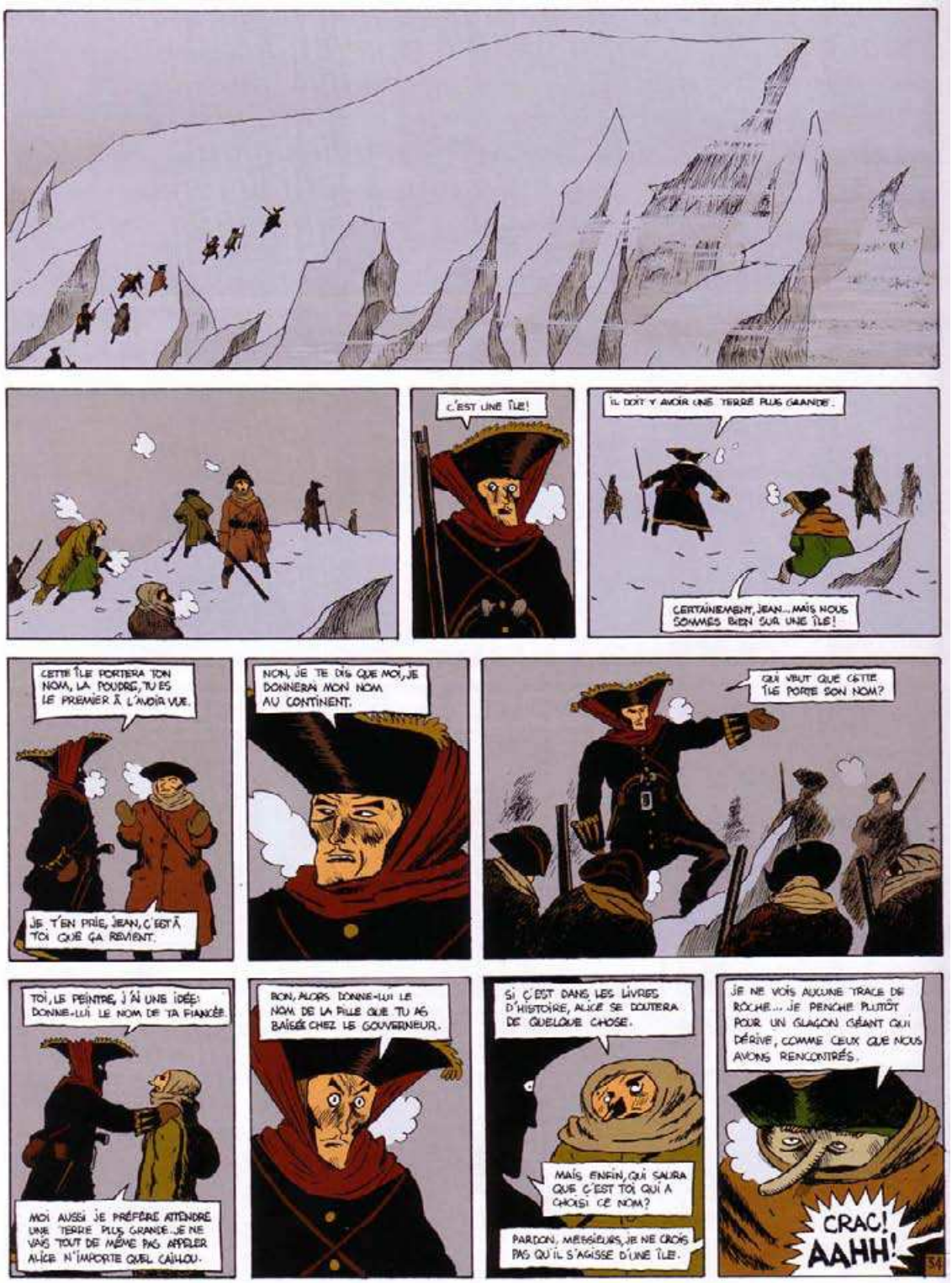


FIGURE 4 – ©***Blain / Dargaud 2002*** *Extrait d"'Isaac le pirate" de Christophe Blain (2)*

Les conditions d'accès ne sont certes plus celles qu'ont connues les explorateurs du XIXeme et début du XXeme siècle, qui après avoir acquis la certitude qu'un continent existait, ont consacré leur énergie à mettre en place des expéditions polaires. Ils ont alors expérimenté les hivernages, délimité la ligne de côte ou chercher à conquérir le Pôle Sud, dans des circonstances parfois dramatiques, toujours incroyables. La présence (aussi bien que l'absence) d'un continent a suscité beaucoup de convoitises et spéculations, imaginaires ou réelles. Nous montrons ici l'extrait du périple imaginaire d'Isaac le pirate, rêvant de mettre les pieds sur ce continent au sud du monde, dont il soupçonne l'existence. Les marins font alors l'expérience du froid, extrême, et découvre cette terre blanche et ses habitants.

Depuis les premiers hivernages, à l'époque où aucune infrastructure n'était présente sur le continent, des stations permanentes ont été construites, essentiellement le long des côtes, mais parfois à l'intérieur du continent (Vostok, Pôle Sud ou Concordia par exemple). Les trois années polaires internationales (1957-1958, 1932-1933, et 2007-2008) et l'année géophysique internationale (1957-1958) ont joué un rôle essentiel dans l'amélioration des conditions logistiques d'exploration, mais également dans la progression des connaissances et de la compréhension du système austral.

L'importance des régions polaires dans le système climatique global n'est plus à prouver. Au niveau des pôles, la quantité d'énergie solaire reçue est beaucoup moins importante qu'à l'équateur. Dans le plan équatorial, la surface de la Terre est perpendiculaire aux rayons du soleil, alors qu'elle est très inclinée au niveau des pôles. Une même quantité d'énergie doit donc réchauffer une surface de plus en plus grande à mesure que l'on s'approche des pôles. De plus, la surface blanche de l'Antarctique réfléchit l'essentiel de l'énergie reçue. La circulation atmosphérique et océanique à grande échelle a pour rôle essentiel de redistribuer cette chaleur, exportant l'excédent de froid hors des latitudes polaires, et important de la chaleur en direction des pôles.

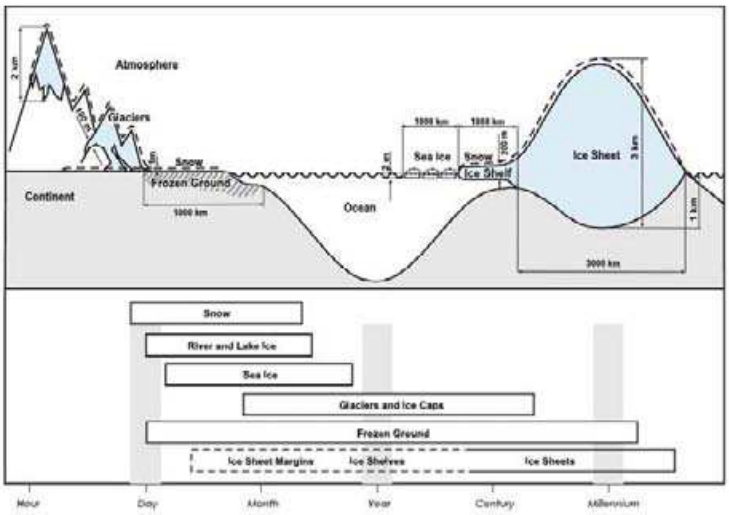


FIGURE 5 – *Représentation des différentes échelles spatiales et temporelles de la cryosphère (extrait du 4ème rapport du GIEC)*

L'Antarctique est recouvert d'une calotte polaire, qui s'est formée en plusieurs millions d'années tirant profit de jeux de rétroactions. Lorsque les premiers glaciers apparaissent, l'albédo de la surface croît nettement (pour atteindre une valeur de l'ordre de 0,9), diminuant la quantité de chaleur retenue, favorisant ainsi l'extension du glacier qui s'élève, et atteint alors des altitudes où les précipitations neigeuses sont plus probables que la pluie, etc... Un gigantesque réservoir d'eau douce s'est donc constitué au fil des millénaires passés (équivalent à 75% du volume total d'eau douce présent à la surface de la planète), essentiellement dans la partie de la calotte à l'Est du méridien de Greenwich, où l'épaisseur de la calotte dépasse parfois 4 km, pour une valeur moyenne d'environ 2200 m. La partie Ouest est très différente, il s'agit d'une calotte marine puisque le socle rocheux sur lequel s'appuie la glace est situé sous le niveau des mers. Cela la rend plus vulnérable vis-à-vis du réchauffement de l'Océan Austral déjà observé. La séparation entre ces deux parties est matérialisée par deux immenses plateformes de glace de Ronne et de Ross, ainsi que par la chaîne montagneuse transantarctique, prolongement de la cordillère des Andes. Actuellement, on ne sait pas si la calotte dans son ensemble gonfle ou à l'inverse s'amincit. Les variations de volume sont indéniablement très faibles, mais du fait de la large superficie de la calotte (14 millions de km^2 si l'on inclut les plate-formes de glace flottante), peuvent contribuer significativement à la variation du niveau des mers à l'échelle mondiale.

La calotte polaire est alimentée par des précipitations neigeuses en surface. Au cours du temps la neige se compactifie, se trouve recouverte par les chutes de neige plus récentes. Il y a ainsi enfoncement des couches successives de glace au cours du temps. Chaque couche détient des informations sur la composition de l'atmosphère au moment de sa formation, ce qui fait de la calotte une archive climatique dont chaque feuillet correspond à une couche de glace. Les temps de résidence sont extrêmement longs (à condition que la neige de la surface ne soit pas transportée par les vents), et c'est pour cela que l'extraction de carottes de glace en Antarctique permet, en analysant les bulles d'air prisonnières dans les couches de glace de plus en plus profondes, de reconstituer la composition de l'atmosphère des 800 000 dernières années. La calotte polaire Antarctique joue ainsi un rôle essentiel dans la compréhension des climats du passé.

Les pertes de glace se font principalement par vêlage d'icebergs à la périphérie du continent. Le vêlage est l'issue d'un long processus, la glace s'écoule d'abord très lentement au centre de la calotte, puis plus rapidement au niveau des fleuves de glace émissaires à la périphérie du continent. Les glaciers se terminent ainsi en glace flottante, et la conjonction des courants marins et des marées agissant sur la glace flottante en aval, et la poussée du glacier en amont va provoquer la formation de crevasses, puis le détachement des glaces flottantes.

Tous ces mécanismes sont étudiés et surveillés de près. Ils évoluent dans le temps en réponse à des perturbations, avec des échelles de temps très diverses (voir figure 5). Les études concernant l'Antarctique ont bien souvent des répercussions à l'échelle globale. Par exemple, l'analyse fine de la stratification de la calotte va permettre d'interpréter plus précisément les carottages peu profonds, servant à estimer les taux d'accumulation (Urbini et al., 2008). La glace libérée en périphérie constitue une source d'eau froide et douce. Un changement dans le volume d'eau déversée perturbe

la répartition des différentes masses d'eau de l'Océan Austral, alors que celui-ci joue un rôle clef dans la circulation océanique globale, qui comme l'atmosphère, transporte les eaux polaires froides vers les moyennes latitudes, et amène en retour des eaux plus chaudes venant des régions équatoriales.

Ainsi toute perturbation de la calotte polaire, à différents niveaux, aura des répercussions à l'échelle globale. Les rapports de Groupement Intergouvernemental d'Experts sur le Climat ne manquent d'ailleurs pas de faire l'état des lieux des recherches concernant l'Antarctique. Au-delà du mystère et du rêve suscités par l'Antarctique, se trouvent donc de véritables enjeux : comprendre ce qu'il se passe aux latitudes les plus au sud pour mieux comprendre comment notre planète fonctionne dans son ensemble.

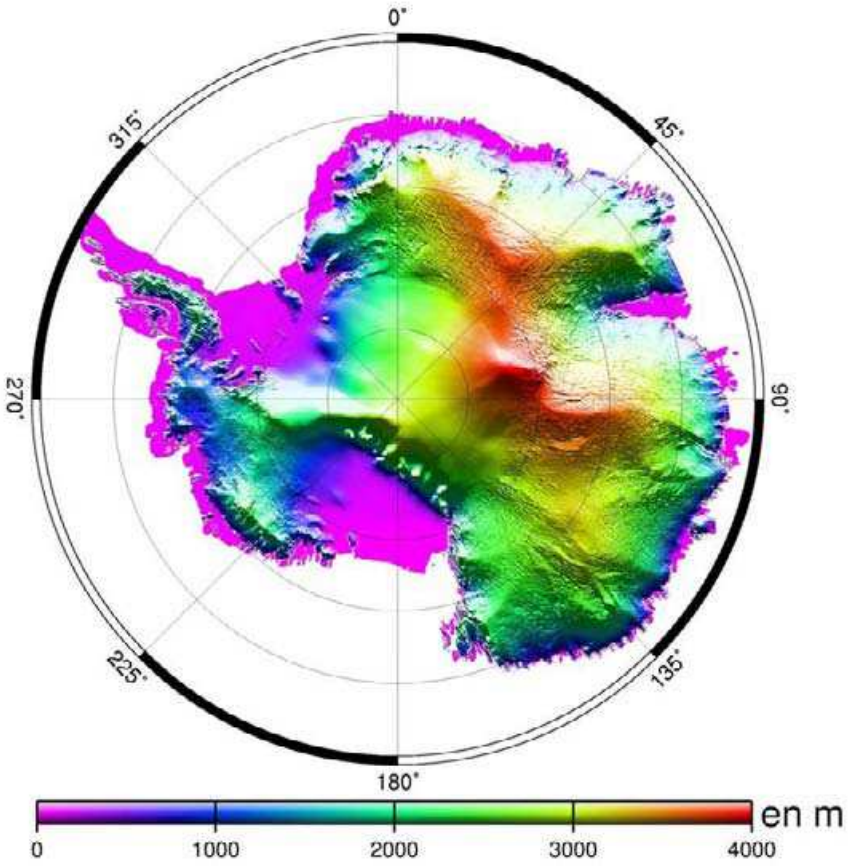


FIGURE 6 – *Topographie de l'Antarctique établit grâce aux observations altimétriques d'ERS-1 (Rémy et al. 1999)*

L'Antarctique est un continent vaste, hostile par son climat, et demeure isolé pendant l'hiver austral puisque la présence de glaces de mer empêche d'accéder au continent. Les observations spatiales ont ainsi comblé un manque immense. Sans les informations fournies par les satellites, on ne pourrait étudier et surveiller avec pertinence le continent dans sa globalité.

Les capteurs, de plus en plus nombreux et sophistiqués, sondent désormais en

permanence notre planète, et lorsque leur orbite le permet, l'Antarctique, entièrement ou en partie. Parmi ces instruments, l'altimètre mesure la topographie de la surface terrestre avec un concept relativement simple : une onde est envoyée vers la surface, qui la réfléchit, et le satellite mesure le temps mis par cette onde pour aller jusqu'à cette surface et en revenir. Nous aurons l'occasion de voir que l'interprétation des informations fournies est en revanche loin d'être immédiat sur les calottes polaires.

Dans cette thèse, nous allons combiner des informations de différentes natures. Les observations altimétriques d'une part. Elles ont permis de déterminer la topographie de la surface de la calotte Antarctique avec une grande précision (Rémy et al, 1990). La figure 6 montre cette topographie. L'utilisation de ces données pour le suivi de l'évolution du volume de la calotte polaire fait ressurgir de nombreuses difficultés, la principale étant la sensibilité de la mesure à l'état du manteau neigeux. Le signal enregistré varie en fonction de différents paramètres caractérisant la surface, ainsi que la subsurface. Nous nous attachons à mieux cerner cette sensibilité de la mesure. Pour cela, nous chercherons à comprendre comment l'état de cette surface varie, et notamment en réponses à quels mécanismes, c'est-à-dire à quels changements dans les conditions météorologiques de surface. Nous utiliserons donc comme deuxième catégorie d'informations des résultats de modèlisation météorologique.

L'objectif final de cette étude est de tendre vers une relation entre les informations fournies par l'altimètre et les conditions météorologiques à la surface de la calotte polaire, dans le but de mieux appréhender la physique de la mesure altimétrique et la validité de la modélisation météorologique en Antarctique.

1

Contexte et Outils

Sommaire

1.1 L'Altimétrie Radar 20
1.1.1 Les missions altimétriques 20
1.1.2 L'observation de la Terre par ENVISAT 20
1.1.3 Fonctionnement d'un altimètre radar 22
1.1.4 Paramètres de forme d'onde 27
1.1.5 Sensibilité de la mesure 28
1.2 Modèles Atmosphériques 32
1.2.1 Spécificités de l'Antarctique 32
1.2.2 Caractéristiques des réanalyses utilisées 33
1.3 L'état de la surface en Antarctique 35
1.4 Météorologie en Antarctique 42
1.5 Observations spatiales de la surface 45
1.5.1 Inversion des mesures altimétriques 46
1.5.2 Bilan de masse de l'Antarctique 47
Conclusion 50

1.1 L'Altimétrie Radar

1.1.1 Les missions altimétriques

Les missions spatiales d'observation de la Terre se succèdent depuis les années 70. Parmi les instruments embarqués à bord de ces satellites, l'altimètre radar est l'un des plus anciens. Le satellite GEOS 3 lancé en 1975 était en effet équipé d'un altimètre, mais l'orbite de ce satellite ne lui permettait pas d'observer les régions au-delà de 60°nord et sud, manquant ainsi la quasi totalité des calottes polaires Groenlandaise et Antarctique. Par la suite, SEASAT fut lancé en 1978, et en dépit d'une courte durée de vie (98 jours) les données acquises jusqu'aux latitudes 72°nord et sud ont permis d'évaluer l'intérêt des missions altimétriques pour l'étude des calottes polaires tout comme les difficultés rencontrées (Zwally et al., 1983, Brenner et al., 1983 et Martin et al., 1983). GEOSAT succéda à SEASAT, offrant la même couverture spatiale et opéra de 1985 à 1992. Depuis 1991, trois missions altimétriques de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) se sont succédées, avec les satellites ERS-1&2 et ENVISAT. La couverture spatiale s'étend jusqu'à 82°de latitude, permettant alors une observation complète du Groenland, et quasi-totale de l'Antarctique.

1.1.2 L'observation de la Terre par ENVISAT

Le satellite ENVISAT, le plus gros des satellites européens, est dédié à l'observation et à la surveillance de l'environnement. Le lancement des 8200 kg composant ce satellite a eu lieu le 1er mars 2002 pour une durée de vie initiale de 5 ans. Actuellement, la plupart des dix instruments d'observation de la Terre poursuivent leurs acquisitions, et il est prévu de maintenir ENVISAT en orbite héliosynchrone jusqu'en 2013. Cette orbite d'une altitude moyenne de 800 km et inclinée de 98 ° par rapport au plan équatorial permet une couverture quasi-globale de la Terre. Cette orbite est telle qu'il faut 35 jours au satellite pour sonder l'ensemble de la surface terrestre et revenir à sa position initiale. Les données acquises constituent alors un cycle d'observation, qui seront répétées au cycle suivant, avec toutefois un décalage possible de plus ou moins 1 km dans la direction perpendiculaire à sa trajectoire, plus couramment appelée trace.

A bord de ENVISAT, parmi les dix instruments (voir tableau 1.1), l'altimètre RA-2 sonde la topographie de la surface terrestre et des océans. Cet altimètre assure la continuité avec les précédentes missions de l'ESA en effectuant des mesures en bande Ku (13.6 GHz soit 2.2cm de longueur d'onde) comme cela était le cas avec les deux satellites précédents, à savoir ERS-1 (lancé en juillet 1992, en activité jusque mars 2000) et ERS-2 (lancé en avril 1995, connaissant des défaillances à partir de février 2001). Les observations de ces trois satellites couvrent ainsi une période de plus de 17 ans. La particularité de l'altimètre embarqué à bord de ENVISAT provient de la présence d'une deuxième fréquence [1] d'observation, en Bande S (3.2GHz soit 9.4 cm de longueur d'onde). Les principales caractéristiques de l'altimètre à bord d'ENVISAT sont récapitulées dans le tableau 1.2. Nous allons par la suite décrire le principe de fonctionnement d'un altimètre radar, en soulignant l'intérêt que

1. la fréquence d'observation correspond dans ce travail à la bande S ou la bande Ku

Les 10 instruments d'Envisat	
Instruments	*Fonctions*
ASAR	Radar pour l'observation des terres émergées, des océans et des calottes polaires
MERIS	Spectromètre à résolution moyenne conçu pour l'observation de la couleur des océans. Il permet de détecter les concentrations en phytoplancton ou bien encore les pollutions marines
RA-2	Altimètre radar permettant d'étudier en continu la topographie de la surface des océans, des terres émergées et des calottes polaires
GOMOS	Instrument de surveillance de la couche d'ozone
MIPAS	Sondeur atmosphérique permettant la cartographie des concentrations en gaz rares dans la stratosphère et la troposphère
AATSR	Radiomètre permettant de mesurer la température à la surface de la mer et des continents et d'étudier la croissance de la végétation, l'humidité des sols et la composition des nuages
DORIS	Système de navigation permettant de déterminer avec une précision exceptionnelle - 3 cm pour Envisat - la position du satellite sur son orbite
SCIAMACHY	Spectromètre détectant les gaz rares dans la troposphère et la stratosphère
LLR	Réflecteur laser permettant de déterminer précisément l'orbite d'un satellite grâce à des tirs laser à partir de stations terrestres
MWR	Radiomètre à hyperfréquence permettant d'évaluer la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère

Table 1.1 – *Description des différents capteurs et instruments d'observation à bord du satellite ENVISAT*

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°

TABLE 1.2 – *Propriétés essentielles de l'altimètre radar RA-2 à bord d'ENVISAT, d'après Lacroix (2007)*

représente une deuxième fréquence d'observation pour l'étude des calottes polaires.

1.1.3 Fonctionnement d'un altimètre radar

L'altimètre radar embarqué sur satellite est un instrument actif à visée verticale ; l'instrument émet une onde en direction de la surface terrestre et mesure le temps mis par cette onde pour parcourir la distance aller-retour séparant le satellite de la surface terrestre. L'onde émise par le satellite se propage à travers les 800 km d'atmosphère traversant ainsi l'ionosphère et la troposhère avant d'atteindre la surface de la Terre. La composition de l'atmosphère peut retarder plus ou moins la propagation de l'onde, mais la présence de nuage ne va pas invalider les observations faites, comme c'est le cas pour les images optiques. Cette non-sensibilité à la couverture nuageuse constitue un précieux atout en faveur de cet instrument pour l'étude de certaines régions, et notamment les régions polaires. Les altimètres ont de nombreuses applications en sciences de la Terre. L'altimétrie spatiale permet en effet de suivre l'évolution de la hauteur de la surface des océans dans l'espace et dans le temps. De telles observations rendent possible la cartographie de la topographie moyenne des océans, le suivi des courants océaniques, des structures tourbillonaires, des amplitudes de marées en fonction des différentes régions du globe, des hauteurs de vagues ou encore de l'évolution du niveau moyen des mers. Les précisions atteintes sont de l'ordre du millimètre ou de quelques centimètres selon les applications, ce qui est extraordinaire compte tenu de l'altitude (800 km) à laquelle se situe le satellite. Cela est permis par une très grande précision des instruments de géo-localisation (système DORIS dans le cas d'ENVISAT), permettant de connaître la position exacte du satellite. Ainsi, on estime actuellement grâce aux techniques d'altimétrie satellitaire que le niveau des océans s'est élevé de 3.1 +/- 0.7 mm/an entre 1993 et 2003 (Cazenave et Nerem, 2004).

Les performances atteintes par l'altimètre concernant l'observation des océans viennent du fait que les surfaces océaniques sont spatialement homogènes, et réfléchissent totalement l'onde altimétrique en provenance du satellite. Le signal qui parvient au satellite a subi des processus de réflexion, absorption et émission à la surface des océans et va être modulé par le gain de l'antenne radar réceptrice. On enregistre alors l'énergie retournée vers le satellite en fonction du temps (voir figure 1.1), et c'est de l'analyse de ce signal, appelé forme d'onde, que l'on déduit la hauteur

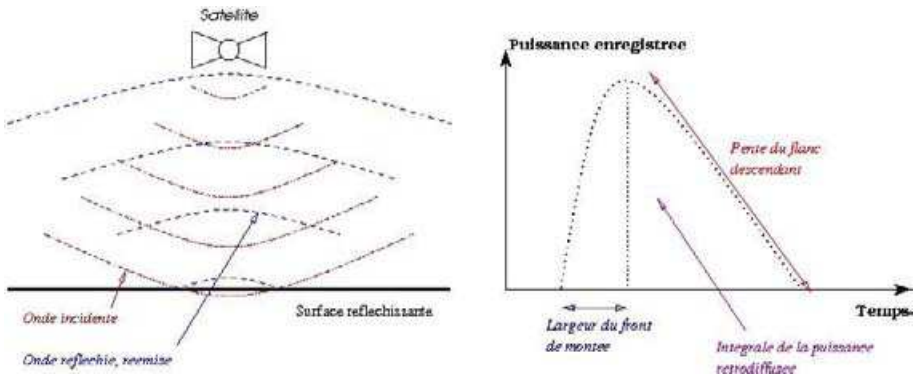


FIGURE 1.1 – *Forme de l'écho radar, et paramètres la caractérisant*

de la surface. La forme d'onde présente classiquement un front de montée (l'énergie enregistrée croît), un plateau plus ou moins marqué, suivi d'un flanc descendant (de moins en moins d'énergie parvient au satellite). On estime que le temps correspondant à la demie largeur du front de montée représente le temps mis par l'onde pour parcourir la distance séparant le satellite de la surface, et revenir. Une fois la vitesse de propagation de l'onde à travers l'atmosphère déterminée, la distance séparant le satellite de la surface est connue. La hauteur de la surface par rapport à un niveau de référence (ellipsoïde de référence) est calculée à partir de la connaissance de la position du satellite. La vitesse de propagation de l'onde est un paramètre crucial en altimétrie, or cette vitesse évolue en fonction de la composition de l'atmosphère. La présence d'un radiomètre à bord du satellite va permettre de mesurer la quantité de vapeur d'eau présente dans la troposphère, tandis que le retard entre des ondes émises dans des bandes de fréquence différentes (Bande S et Bande Ku dans le cas d'ENVISAT) permet de reconstituer la vitesse de propagation dans l'ionosphère. Ainsi, la vitesse de propagation de l'onde altimétrique à travers l'atmosphère va être estimée.

L'exploitation des observations altimétriques sur les surfaces continentales présente des différences notables avec l'étude de ces données sur les océans. Sur une surface océanique, seule la surface contribue à retourner un signal vers le satellite. Dans le cas des surfaces continentales telles que les calottes polaires, l'onde dans les fréquences utilisées en altimétrie spatiale pénètre sous la surface. Le signal enregistré dépend alors non seulement des propriétés de surface, mais également de la subsurface qui apporte parfois une contribution importante.

La détermination de la hauteur de la surface dépend de la compréhension que l'on a de ces mécanismes d'interaction entre l'onde et le type de surface rencontré. L'estimation de la profondeur de pénétration sous la surface constitue le problème clef. Lorsque la nature du terrain varie sur de faibles distances le problème est d'autant plus complexe : les propriétés de la surface varient au sein de l'empreinte au sol d'une même impulsion. Il faut alors développer des algorithmes spécifiques pour exploiter les mesures. Ce cas de figure se présente par exemple en régions côtières, sur les larges rivières (seuls les très grands fleuves peuvent être observés par altimétrie) ou dans l'étude des glaces de mer.

Pour la plupart des surfaces, le rayonnement incident est absorbé, une partie

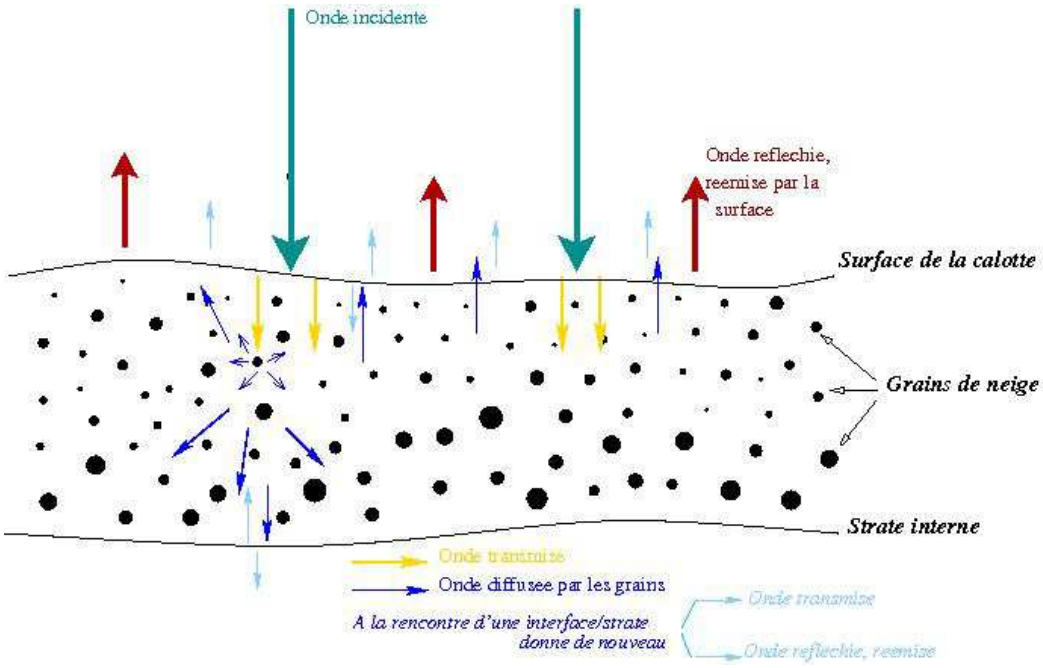


FIGURE 1.2 – *Devenir des ondes électromagnétiques lors d'interactions avec un milieu tel que la neige. Sur cette figure les principaux processus affectant la propagation d'une onde en surface et subsurface sont schématisés*

est transmise vers la subsurface, une autre est réémise et se propage de nouveau en direction du satellite à travers l'atmosphère (voir figure 1.2). On va essentiellement distinguer la proportion de rayonnement qui sera réémise au niveau de la surface (appelée signal de surface), par opposition à celle qui aura pénétré en subsurface (signal de volume) avant d'être de nouveau dirigée vers l'atmosphère. L'estimation de la profondeur de pénétration revient alors à pouvoir distinguer la contribution du signal de surface du signal de volume dans la forme d'onde altimétrique (Partington et al., 1989).

Les impulsions micro-ondes envoyées par le satellite en direction de la surface se propagent vers la surface et du fait de l'ouverture d'antenne, l'empreinte au sol n'est pas ponctuelle mais couvre un disque d'environ 15 km de diamètre dans le cas d'ENVISAT. Une surface océanique sera homogène à cette échelle, alors que les surfaces terrestres comme les calottes polaires peuvent varier notablement au sein d'une même empreinte (changement de rugosité, présence de végétation...) ce qui affecte bien évidemment la précision de la mesure. Les impulsions sont émises régulièrement, avec un taux de répétition égal à 1795 Hz dans le cas d'ENVISAT (à ne pas confondre avec la fréquence des ondes émises). L'antenne fonctionne alternativement en mode émission (ce que l'on vient de décrire), et en mode réception, ou phase d'enregistrement. Pour réduire le bruit, les mesures sont enregistrées et moyennées au niveau de l'antenne toutes les 0.05 secondes, ce qui correspond à une mesure au sol tous les 300 mètres. L'enregistrement correspond à la mesure de la puissance restituée au satellite en fonction du temps précédemment mentionnée et appelée forme d'onde.

La forme d'onde altimétrique évolue en fonction de l'interaction de l'onde et de la

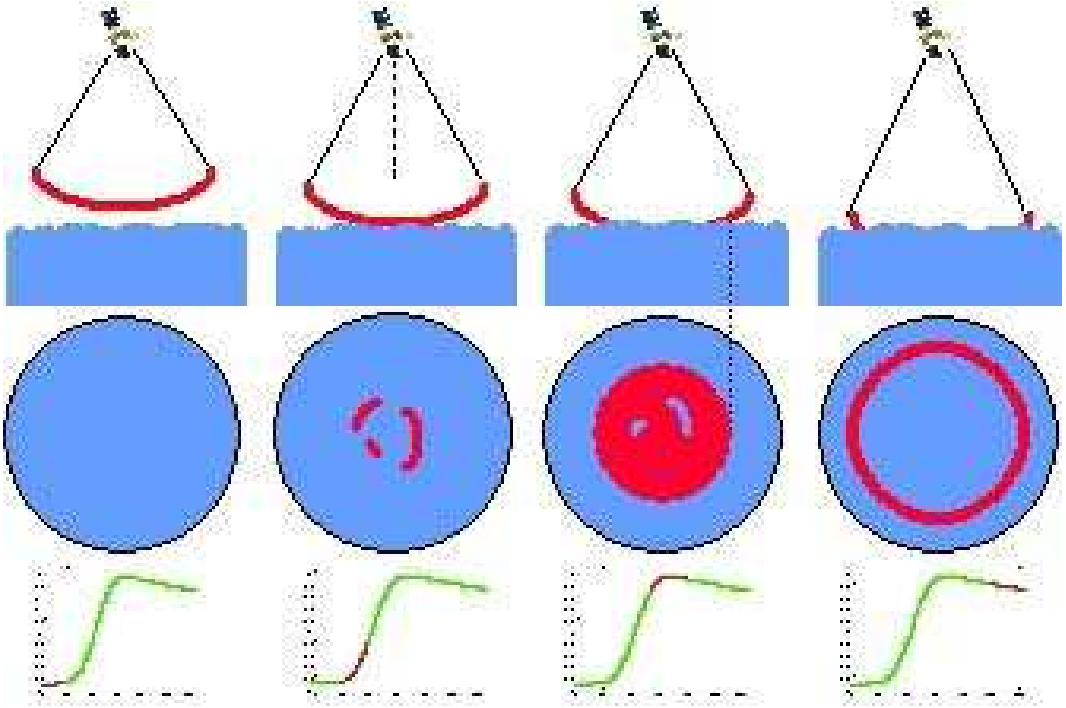


FIGURE 1.3 – *Evolution de l'empreinte au sol de l'onde altimétrique. Cas d'une surface rugueuse*

surface mais dépend également des propriétés de l'antenne. Quand celle-ci fonctionne en mode réception, un signal de faible puissance est enregistré en continu, qui est dû à des réflections parasites de l'onde au sein de l'atmosphère, auxquelles s'ajoute le bruit de l'antenne.

Le front de montée correspond à la rencontre de l'onde avec la surface. Ainsi dans le cas d'une surface plane, l'impact au sol est d'abord ponctuel (voir figure 1.3), puis forme un disque de rayon croissant jusqu'à ce que ce rayon atteigne une valeur maximale, correspondant au rayon du disque d'intersection entre le cône d'émission de l'onde et la surface.

Ensuite, l'empreinte au sol forme un anneau de rayon toujours croissant, mais de surface constante, et la puissance du signal enregistré au niveau du satellite décroît (le gain d'antenne dépend de la distance entre le centre de l'antenne et la surface sondée). Cette phase correspond à l'enregistrement du flanc descendant.

La forme d'onde sera d'autant plus complexe que la surface est non plane, rugueuse et inhomogène à l'échelle de l'empreinte de l'onde au sol. Dans le cas d'une surface non pénétrante telle que les surfaces océaniques, c'est de la forme d'onde, principalement de la largeur du front de montée, que l'on déduit les caractéristiques de rugosité de la surface (la hauteur des vagues). Lorsque l'on étudie les calottes polaires, il faut à ce signal de surface ajouter la contribution du signal de volume. En plus de la rugosité, il faut également prendre en compte la stratification (voir figure 1.6(a)), la densité ou encore la taille des éléments diffusifs de subsurface comme paramètres faisant évoluer la forme du signal enregistré. Ces différents paramètres vont notamment faire évoluer la profondeur de pénétration de l'onde en subsurface.

Les altimètres ont dans un premier temps été configurés pour observer les océans,

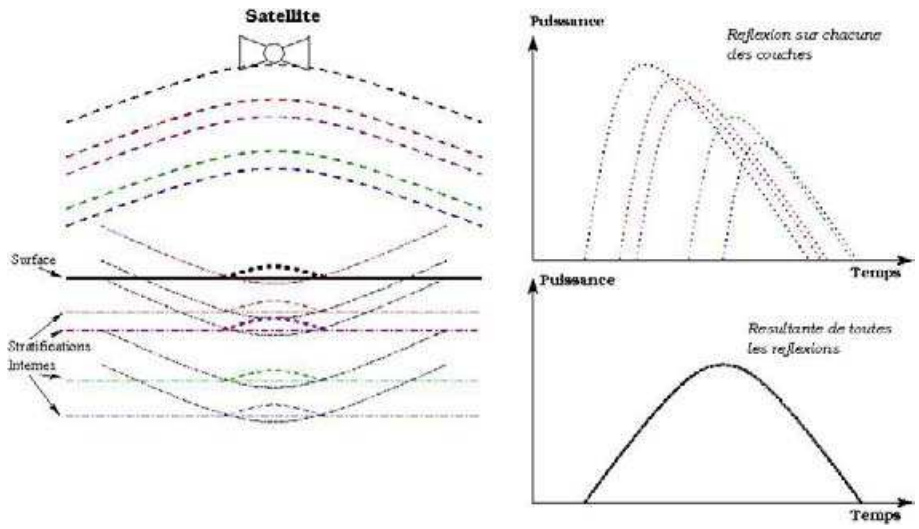


FIGURE 1.4 – *Interaction de l'onde radar avec la surface. Impact de la stratification.*

et non les calottes polaires. Du fait de la dépendance du signal aux propriétés de surface et du subsurface, la mesure de hauteur sur des terrains recouverts de végétation ou englacés est moins précise que sur les océans. L'étude des données de SEASAT (Martin et al., 1983) a permis de mettre en évidence les défauts des algorithmes de retracking sur les calottes polaires. Le retracking consiste à estimer le temps pendant lequel le signal doit être enregistré afin de capturer la forme d'onde. Dans le cas de SEASAT, le signal n'était effectivement pas systématiquement détecté par l'antenne réceptrice. Aux problèmes de profondeur de pénétration, qui retardent le signal, s'ajoute l'influence de la topographie qui induit deux types de difficulté : les erreurs de pentes (Brenner et al., 1983) et les biais liés à la répétitivité non exacte de la trajectoire du satellite.

On parle d'erreur de pente lorsque la hauteur mesurée ne correspond pas à la hauteur moyenne effective de la surface illuminée, ce qui se produit lorsque la surface est trop inclinée. Dans ce cas, le point de l'empreinte au sol le plus proche du satellite est plus élevé que le point situé au nadir. Les traces du satellite ne se superposent pas exactement d'un cycle à l'autre et les biais dûs à cette non-répétitivité sont particulièrement importants lorsque la topographie varie dans la direction normale à la trace du satellite. Cela est notamment le cas dans les régions côtières des calottes polaires.

Si la rugosité, les ondulations ou l'état des surface et subsurface perturbent les mesures de hauteur de surface par altimétrie radar (voir figures 1.6(a) et 1.5), on en déduit que ces mêmes mesures contiennent des informations sur les propriétés de surface et de subsurface. Il faut pour cela étudier la forme de l'écho radar, ou forme d'onde, comme par exemple Partington et al. en 1989 (voir plus loin). Cette forme d'onde dépend de ce que l'onde voit de la surface et de la subsurface. Certaines propriétés vont avoir la même influence sur la forme d'onde, ce qui ne permet pas d'établir des modèles d'inversion pour, à partir d'une forme d'onde donnée dans une fréquence d'observation, déterminer les propriétés de la surface (Partington et al., 1989). Lorsque l'on utilise deux fréquences distinctes, la forme d'onde associée à

Nom (français)	Abbréviations			Nom (Anglais)	Abbréviations		
	Ku	S	S-Ku		Ku	S	S-Ku
Coefficient de Rétrodiffusion	sk	ss	ds	Basckscatter	Bs_{Ku}	Bs_S	$\delta(Bs)$
Largeur du front de montée	tk	ts	dt	Leading Edge Width	LeW_{Ku}	LeW_S	$\delta(LeW)$
Pente du flanc descendant	fk	fs	df	Trailing Edge Slope	TeS_{Ku}	TeS_S	$\delta(TeS)$
	Ku	S	Ku-S		Ku	S	Ku-S
Hauteur	hk	hs	dh	Height/Range	H_{Ku}	H_S	$\delta(H)$

TABLE 1.3 – *notations équivalentes employées pour désigner les paramètres de forme d'onde*

chacune d'elles aura des spécificités liées à cette fréquence. Quand un paramètre de surface a des effets différents sur les formes d'onde de l'une et l'autre des fréquences on peut espérer pourvoir le retrouver sans ambiguité possible.

Enregistrer le signal altimétrique dans deux fréquences différentes comme c'est le cas pour ENVISAT présente d'énormes intérêts. Dans le cas de l'observation de la surface des océans, nous avons vu que cela permettait d'estimer avec une plus grande précision le temps de propagation des ondes dans l'atmosphère. Dans d'autres applications, comme l'étude des surfaces continentales qui font l'objet du projet OSCAR (Observations des Surfaces Continentales par Altimétrie Radar) dont cette thèse est une composante, on exploite les différences de sensibilité de chacune des ondes aux paramètres de surface. En effet, les formes d'onde enregistrées sont spécifiques à chacune des fréquences, et dans l'utilisation des observations altimétriques sur les calottes polaires, on va pouvoir comparer ces formes d'onde et en déduire les différences de sensibilité de chacune des fréquences aux propriétés du manteau neigeux.

1.1.4 Les paramètres de la forme de l'écho radar, ou paramètres de forme d'onde

Afin d'étudier la surface des calottes glaciaires par altimétrie, Martin et al. (1983) a étudié les formes d'onde enregistrées par SEASAT, et établi différentes catégories de formes d'onde, correspondant à différents types de surface. Les propriétés des régions pour lesquelles aucun écho n'était enregistré ont également été analysées. Par la suite, il est devenu clair que la forme de l'écho dépendait des propriétés de la surface et de la topographie locale de celle-ci, et que des algorithmes spécifiques (comme ICE-2 utilisé pour ENVISAT) étaient nécessaires afin d'enregistrer correctement et systématiquement les signaux provenant des calottes polaires. Ainsi, l'ensemble de la forme d'onde contient des informations concernant la surface des calottes polaires, et il est donc important d'étudier minutieusement les trois paramètres qui servent à la décomposer (front de montée, pente du flanc descendant et puissance rétrodiffusée, voir tableau 1.3 pour les abbréviations utilisées par la suite). Par la suite,

les dépendances de ces paramètres en fonction de la fréquence d'observation et des propriétés de la surface glacée des calottes polaires ont été analysées. En particulier, Legrésy et al. (2005) ont cartographié ces paramètres de forme d'onde pour les trois premiers cycles exploitables des observations effectuées par ENVISAT, et en ont déduit certains aspects de la dépendance des paramètres de forme d'onde aux propriétés de surface.

Lacroix et al. (2007) ont réalisé un modèle électromagnétique afin d'étudier la sensibilité des paramètres de forme d'onde dans chacune des fréquences à diverses caractéristiques de surface, telles que la taille des grains, la rugosité, la stratification du manteau ou encore les modifications de température. Leur travail s'appuie sur de nombreuses études ayant mis en évidence les liens entre les signaux radar et les propriétés de la neige ci-dessus mentionnées.

1.1.5 Sensibilité de la mesure altimétrique aux propriétés du manteau neigeux

Le modèle électromagnétique de Lacroix et al. (2007) reconstitue, à partir de diverses propriétés de surface variant dans une certaine gamme en accord avec des valeurs observées in situ, les paramètres caractéristiques de la forme de l'écho radar, et ce, pour les deux bandes S et Ku. Cela permet de caractériser les différences de sensibilité entre les deux fréquences. Les propriétés de la surface ne sont en effet pas perçues de la même façon dans chacune des fréquences. La surface parait toujours plus lisse à grande longueur d'onde, de même que les grains sont vus plus petits. La profondeur de pénétration n'est pas la même, les ondes de plus grande longueur d'onde étant moins diffusées par les grains de neige, elles pénètrent plus profondément. Des ondes à très basse fréquence sont ainsi exploitées pour sonder la topographie du socle rocheux. Dans le signal enregistré par le satellite, on distingue deux contributions : le signal de surface correspond au signal réfléchi ou émis par la surface, sans qu'il y ait eu pénétrétation en subsurface (voir la figure 1.5 qui met en évidence le rôle de la rugosité). Par opposition on appelle signal de volume la part de signal qui a pénétré en subsurface et qui, à l'issue de processus de diffusions et de réflexions au sein de la subsuface a donné un signal se propageant de nouveau en direction du satellite. La forme de l'écho radar correspond alors à la résultante de ces deux contributions, et l'on cherche souvent à identifier la part de signal provenant de la surface uniquement, notamment pour en déduire sa hauteur. Le rapport entre signal de surface et signal total évolue en fonction de nombreux paramètres tels que rugosité de la surface (qui agit directement sur le signal de surface), taille des grains (qui contrôle les processus de diffusion et agit donc sur le signal de volume), stratification (à l'origine de réflexions en subsurface). Les deux fréquences vont réagir relativement différemment à ces différentes caractéristiques, permettant ainsi d'isoler ou de mieux identifier certaines contributions. Le modèle électromagnétique développé par Lacroix et al. (2007) tient compte d'une échelle de rugosité de surface homogène sur l'ensemble de la surface couverte par la mesure, une loi de variation de la densité en fonction de la profondeur, un paramètre de stratification, une taille de grains caractéristique, la température du milieu et la pente moyenne de la surface. Ce modèle permet donc d'étudier l'influence sur la forme de l'écho radar d'un

certain nombre de paramètres, connus pour varier à l'échelle de la calotte polaire Antarctique. Si les variations de ces paramètres avec la profondeur est bien prise en compte, ce n'est pas le cas pour les éventuelles variations horizontales qui pourraient intervenir au sein de l'étendue de la surface sondée par le satellite. Par exemple, ce modèle ne permet pas d'expliquer l'influence des mégadunes sur la forme des échos radar. Nous détaillons maintenant les principaux résultats obtenus sur la sensibilité de la forme d'onde aux propriétés de surface et subsurface grâce à ce modèle, que nous complétons par des observations établies par ailleurs, notamment par Legrésy et al. (2005).

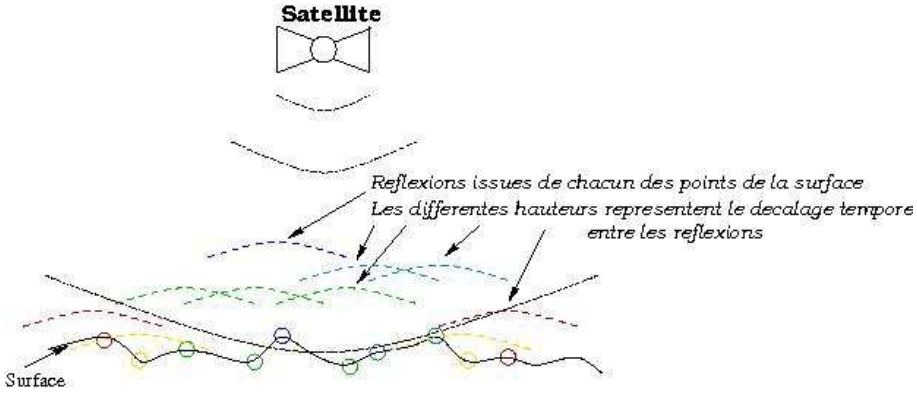
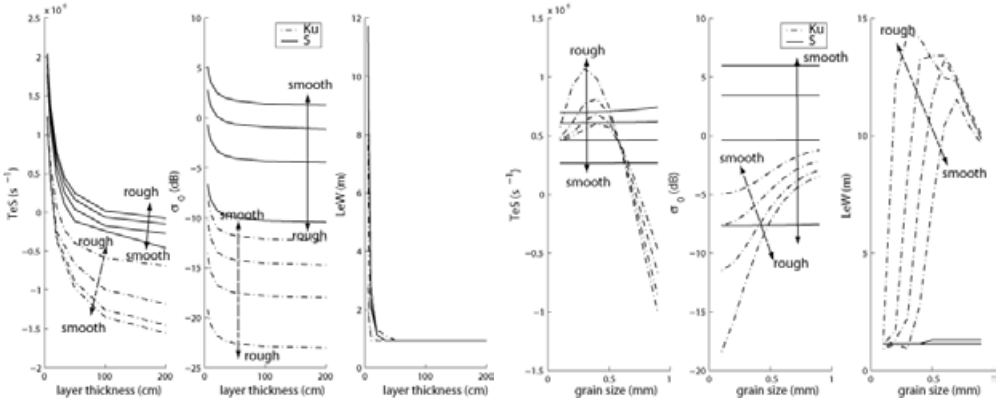


FIGURE 1.5 – *Interaction de l'onde radar avec une surface non lisse. Le signal provenant de la réflexion/émission au niveau du point bleu arrivera en premier au satellite, suivra ensuite celui provenant des points cyan, puis vert, puis rouge et enfin jaune. Il faut en plus tenir compte du fait que les signaux provenant du nadir parviendront plus rapidement au niveau de l'antenne que les signaux ayant un parcours oblique, car la distance à parcourir est moindre sur la verticale.*

Impact de la stratification : (voir graphique 1.6(a)) Lorsque le manteau est très stratifié, la largeur du front de montée (LeW) est grande, et sa valeur chute dès que la hauteur des strates augmente (ce qui est le cas sur les côtes du continent), et reste constante ensuite. Le coefficient de rétrodiffusion (Bs) ainsi que la pente du flanc descendant (TeS) diminuent également significativement lorsque l'épaisseur des strates augmente jusqu'à une valeur seuil au-delà de laquelle les décroissances de TeS et Bs deviennent modérés ou faibles. Legrésy et al. (2005) à partir des trois premiers mois des observations de l'altimètre de ENVISAT, ont remarqué que dans les régions où le manteau est très stratifié du fait d'une faible accumulation, c'est-à-dire sur le plateau de l'Antarctique de l'Est, le signal en Bande S est fort, car la pénétration de l'onde étant plus importante qu'en bande Ku, de nombreuses réfléxions sur les strates internes vont enrichir le signal de retour.

Impact de la taille des grains : (voir graphique 1.6(b)) Seules les plus faibles longueurs d'onde telle que l'onde Ku sont sensibles à la taille des grains de neige. Les paramètres de forme d'onde modélisés en bande S n'ont en effet montré aucune dépendance à ce paramètre de surface même si l'onde pénètre plus profondément, les grains paraissent toujours trop petits pour entraîner une diffusion significative. Le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku augmente avec la taille des grains, alors



(a) Impact de la stratification (b) Impact de la taille des grains

FIGURE 1.6 – *Sensibilité de la mesure altimétrique aux paramètres de surface et de subsurface. Les courbes en trait interrompu correspondent à la bande Ku, les courbes en trait plein à la bande S. Les différentes courbes sont associées à des échelles de rugosité différentes, l'évolution des paramètres de forme d'onde se lit sur l'axe des ordonnées, et pour le graphique (a) l'épaisseur des strates varie selon l'axe des abscisses, alors que pour le graphique (b) c'est la taille des grains qui évolue. Graphiques établis grâce au modèle électromagnétique développé par Lacroix et al. (2008)*

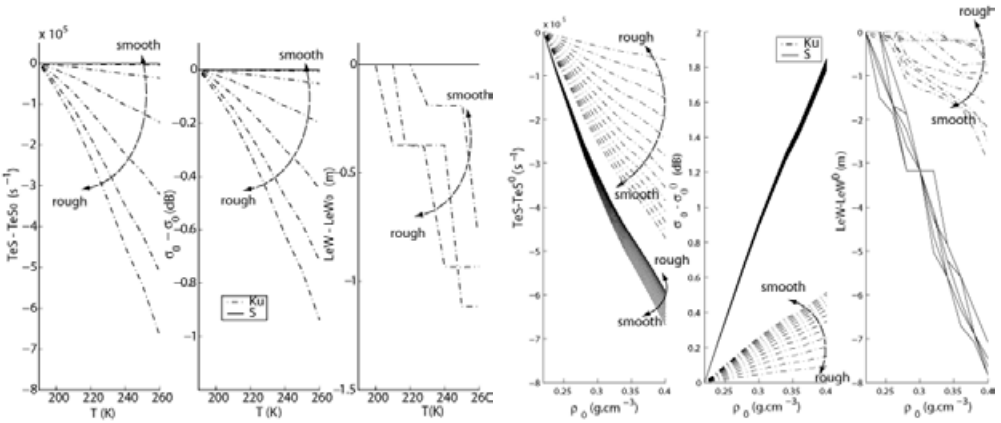
que si la pente du flanc descendant et la largeur du front de montée augmentent également lorsque les très petits grains grossissent, ces deux paramètres de forme d'onde vont finir par diminuer une fois que les grains auront atteint une certaine taille et continueront à grossir.

Effet de la compaction ou densification du manteau neigeux : La densification du manteau sous l'effet des changements de température ou par tassement provoque une augmentation du coefficient de rétrodiffusion ainsi qu'une diminution de la largeur du front de montée et de la pente du flanc descendant.

Impact des changements de rugosité : (voir les différentes courbes pour chaque fréquence des graphiques 1.6(a), 1.6(b), 1.7(a) et 1.7(b)) L'augmentation de la rugosité fera diminuer la contribution du signal de surface par rapport au signal total. Cela a pour conséquence de diminuer le coefficient de rétrodiffusion, et généralement d'augmenter la pente du flanc descendant ainsi que la largeur du front de montée, sauf si les grains de neige sont gros. Selon l'échelle de rugosité prise en compte, l'impact sera différent entre les bandes S et Ku. D'une manière générale, comme la bande S correspond à une longueur d'onde plus grande, les surfaces observées à cette fréquence paraissent plus lisses qu'en bande Ku. Les observations en bande S reflètent essentiellement en terme de rugosité les ondulations de l'ordre de 1 à 100 mètres (Legrésy et al. 2005)

Impact des changements de température : (voir graphique 1.7(a)) Si le signal en bande Ku montre une faible sensibilité aux changements de température, une augmentation de la température entraîne toutefois une légère diminution des trois paramètres. Cependant, la simulation effectuée pour obtenir ce résultat prend en compte des changements de température pour des caractéristiques de surface constantes,

alors que les modifications de température entraînent sur le terrain des effets de compaction ou d'évolution de taille des grains, qui comme il a été vu précédemment, entraînent quant à eux des évolutions notables de la forme de l'écho radar.



(a) Impact de la température (b) Impact de la densité

FIGURE 1.7 – *Sensibilité de la mesure altimétrique aux paramètres de surface et de subsurface. Les courbes en trait interrompu correspondent à la bande Ku, les courbes en trait plein à la bande S. Les différentes courbes sont associées à des échelles de rugosité différentes, l'évolution des paramètres de forme d'onde se lit sur l'axe des ordonnées, et pour le graphique (a) la température du manteau neigeux varie selon l'axe des abscisses, alors que pour le graphique (b) c'est la densité du manteau neigeux qui évolue. Graphiques établis grâce au modèle électromagnétique développé par Lacroix et al. (2008)*

D'autres aspects entrent en jeu dans les variations de paramètres de forme d'onde, comme par exemple la pente de la surface qui est importante dans les régions côtières, et plus faible sur l'intérieur du continent, et qui induit une perte de signal (plus la pente est forte, plus la part de signal réfléchi en direction du satellite sera faible). L'ouverture de l'antenne en bande S étant plus large, l'effet de pente est moindre pour cette fréquence. L'augmentation de la pente tend également à faire augmenter la pente du flanc descendant. La sensibilité de la mesure aux effets de pente ne nous permet ainsi pas d'exploiter fiablement les mesures dans les régions trop près de la côte (voir Chapitre Quatre), et c'est sur l'intérieur du continent que l'altimétrie fournit les informations les plus pertinentes.

Les mesures altimétriques sont, comme il vient d'être décrit, sensibles à l'état de la surface. Or l'état de la surface est conditionné par les conditions météorologiques au moment de la mesure, ou dans les jours qui ont précédé. C'est cette relation que nous allons étudier au cours de cette thèse. Nous avons pour cela besoin d'une part d'une bonne connaissance de l'état de la surface en Antarctique, de ce qui la fait évoluer. Nous nous appuyons pour cela dans une large mesure sur les travaux de Frezzotti, ou encore d'Urbini, qui ont étudié sur le terrain les mécanismes à l'origine de la formation de reliefs de surface à différentes échelles tels que les sastrugi (rugosité à l'échelle centimétrique), mégadunes (ondulations de plusieurs kilomètres de longueur d'onde), ou encore "glazed surface" (surface érodée, lisse). D'autre part, il nous faut,

pour étudier la réponse du comportement temporel de la forme d'onde altimétrique aux évolutions du forçage météorologique, des informations sur ces conditions météorologiques avec une résolution spatiale comme temporelle suffisante. Nous utilisons pour cela des réanalyses de modèles globaux atmosphériques.

1.2 Les Réanalyses de Modèles Atmosphériques Globaux

1.2.1 Spécificités de l'Antarctique

Les réanalyses atmosphériques globales (ou régionales) constituent les meilleurs candidats existant pour obtenir des informations sur les conditions météorologiques pour une période donnée à l'échelle de l'Antarctique. Un modèle atmosphérique fonctionne à partir d'équations et de paramétrisations représentant les processus physiques régissant l'atmosphère, d'observations (données *in situ* ou de produits issus des techniques spatiales...) qui sont assimilées par le modèle, de sorties d'autres modèles qui servent de conditions initiales et limites. La physique du modèle, ainsi que les informations qui lui sont injectées doivent le contraindre à évoluer de façon réaliste.

Or, sur le continent Antarctique, les mesures, hormis celles effectuées par des satellites, sont éparses, irrégulièrement réparties, et forment des séries temporelles brèves en comparaison à d'autres régions du globe (Bromwich et al., 2004). De ce fait, la modélisation de l'évolution des variables météorologiques se complexifie dans ces régions. Les modèles atmosphériques globaux disponibles présentent des biais entre eux, notamment durant la saison hivernale où le continent Antarctique est isolé et lorsque les bateaux ne peuvent fournir d'observations de l'Océan Austral du fait de l'englacement de celui-ci. Ce manque de connaissance se fait d'autant plus sentir que la physique de l'atmosphère en Antarctique est particulière : l'air y est plus froid que partout ailleurs dans l'atmosphère terrestre, la présence de glace modifie la thermodynamique, et la formation des précipitations répond dans ces conditions à des mécanismes peu connus et se produisant uniquement sur ce continent, comme par exemple la formation de cristaux de neige par temps clair (King et Turner, 1997).

Actuellement, le manque de mesures météorologiques au sein du continent persiste, et rend difficile l'évaluation de la justesse des modèles atmosphériques (par exemple Genthon et al. 2003 ou Bromwich et al. 2007). Il est établi (Bromwich et al., 2004) qu'avant l'apparition des observations spatiales, les modèles sont très peu fiables, notamment durant l'hiver austral. L'arrivée des satellites a ainsi entraîné, à partir des années 70, une nette amélioration des connaissances et de la compréhension des mécanismes de nombreuses disciplines concernant l'Antarctique, dont la météorologie fait partie. La comparaison des modèles entre eux (Bromwich et al., 2004), ou la confrontation de leurs simulations avec les données des quelques stations automatiques présentes sur le continent, aux cartes établies par compilation de données *in situ* (Genthon et Krinner, 2001) permet d'évaluer la fiabilité des modèles, et d'avoir une certaine confiance dans leurs résultats. Il faut toutefois garder à l'esprit que les différents modèles partagent des biais (Genthon et Krinner, 2001). En raison

des conditions climatiques qui règnent sur le continent Antarctique, de la présence des glaces de mer qui le rendent inaccessible durant l'hiver austral, les observations *in situ* sont clairsemées et peu répétitives.

King et Turner (1997) évaluent quelques uns des critères essentiels à la bonne modélisation des variables météorologiques sur le continent Antarctique. Tout d'abord, la paramétrisation des échanges d'énergie en surface et des échanges radiatifs à grande longueur d'onde dans la basse atmosphère doivent être réalistes car ces processus contrôlent la structure de la couche d'inversion qui à son tour agit sur les écoulements catabatiques. La couche d'inversion correspond à la couche d'atmosphère en proche surface pour laquelle la température augmente avec la distance à la surface. Cette couche est plus ou moins épaisse, et surtout plus ou moins stable en fonction des échanges radiatifs ayant lieu au niveau de la surface. Ensuite, la résolution horizontale doit permettre de reproduire correctement l'activité cyclonique qui évolue des moyennes aux hautes latitudes de l'hémisphère sud ainsi que la topographie, particulièrement abrupte à la périphérie du continent Antarctique. Selon King et Turner une résolution horizontale de l'ordre de 300 km est ainsi nécessaire. La résolution verticale doit également être suffisamment fine, notamment dans la couche limite en surface, car les modèles doivent être apts à résoudre les écoulements catabatiques qui se situent dans les cent premiers mètres au-dessus de la surface. King (1990) estime ainsi que le premier niveau vertical d'un modèle doit se situer à un maximum de 10 m au-dessus de la surface. Enfin, la dynamique atmosphérique à laquelle le continent Antarctique est soumis, accueillant les dépressions déclinantes des moyennes latitudes, est tributaire de la position, de la force et des variations saisonnières de la zone de basse pression circumpolaire, dont la simulation doit par conséquent être bonne.

1.2.2 Caractéristiques des réanalyses utilisées

Plusieurs réanalyses ou analyses sont exploitées pour les études menées ici, afin d'avoir plusieurs éléments de comparaison entre les variations des signaux altimétriques et les possibles liens avec les conditions météorologiques.

Modèles	*Période*	*Résolution Horizontale*	*Nombre de Niveaux verticaux*	*Méthode d'Assimilation*	*Données Satellite Employées*
NCEP/ NCAR	1948 à aujourd'hui	T62 209 km	28	3D VAR	Retrievals
NCEP/ DOE	1979 à aujourd'hui	T62 209 km	28	3D VAR	Retrievals
ECMWF-ERA Interim	1989 à 2005	T255	37	4D VAR	Raw Radiance

TABLE 1.4 – *Récapitulatif des configurations des différents modèles qui seront utilisés par la suite, d'après Bromwich et al. 2007.*

L'effort européen en terme de modélisation atmosphérique à l'échelle globale a

mené au modèle ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), dont le produit le plus couramment utilisé en terme de réanalyses est ERA-40 pour la longueur de la période réanalysée (de 1957 à 2002) qui permet d'étudier la variabilité climatique en Antarctique et le comportement de différentes variables vis-à-vis des indices climatiques majeurs affectant le climat de l'hémisphère sud (Genthon et al., 2004). Comme nous cherchons à évaluer l'impact du forçage météorologique sur les propriétés de la surface de la calotte polaire Antarctique, et à identifier ces processus dans les variations des paramètres de forme d'onde altimétrique des enregistrements ENVISAT, nous nous intéressons à la période de vol de ce satellite, entre 2002 et aujourd'hui. Le produit fourni par ECMWF nous convenant correspond alors aux réanalyses ERA-Interim. Elles sont disponibles sur le serveur en ligne d'ECMWF pour la période allant de 1989 à 2007. Suite aux études menées avec ERA-40 (Turner, 2006), et à la mise en évidence de quelques imprécisions, des améliorations ont été apportées dans la mise en place de ERA-Interim notamment dans la méthode d'assimilation des données disponibles (4D-VAR), dans certaines paramétrisations (par exemple pour l'humidité, le schéma radiatif), dans la sélection des données assimilées. La période couverte par ERA-Interim permet l'intégration de nombreux produits issus des techniques spatiales, ce qui n'est pas le cas pour les débuts de ERA-40.

Du côté des Etats-Unis, le principal modèle atmosphérique global NCEP (National Centers for Envrionmental Predictions) possède deux versions, un premier résultant de la mise en commun du modèle établi par le Physical Sciences Division de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Earth System Research Laboratory (ESRL)) et de celui construit par le National Center for Atmospheric Research (NCAR) connu sous l'accronyme NCEP/NCAR. Un deuxième projet de modélisation atmosphérique globale au sein de la NOAA a vu le jour. Il s'appuie sur le modèle NCEP/NCAR, y résolvant des erreurs identifiées et changeant certaines paramétrisations de processus physiques. Cette deuxième version est connue sous l'acronyme NCEP/DOE AMIP-II.

Les observations utilisées dans les schémas d'assimilation sont sensiblement les mêmes (la plupart des mesures incorporées dans les réanalyses ECMWF sont fournies par NCAR), toutefois il existe une différence notable entre les projets NCEP et ECMWF. Alors que les mesures de radiance sont directement analysées dans ECMWF (ce qui correspond à "Raw Radiance" dans le tableau 1.4), dans les projets NCEP, ce sont des profils de température et d'humidité ("retrievals" dans ce même tableau) établis à partir des mesures de radiance et de relations statistiques et empiriques qui sont utilisées par les modèles. Cela permet d'économiser de la puissance et du temps de calcul, alors que l'utilisation directe des mesures s'affranchit de possibles erreurs en amont (Bromwich et al., 2007).

Nous utiliserons les deux versions de NCEP, ainsi que les réanalyses ERA-Interim de ECMWF afin d'avoir plusieurs sources de comparaison. Cela permet également d'exercer un regard critique sur les résultats obtenus, dans l'éventualité où les simulations des modèles seraient en désaccord notable. D'autres modèles atmosphériques à l'échelle globale sont disponibles actuellement, d'accès plus ou moins aisé, qui auraient également pu être exploités, comme par exemple le modèle JRA développé par des équipes de recherche japonaises.

Le tableau 1.4, adapté de Bromwich et al. (2004) récapitule les propriétés des différentes réanalyses utilisées. Le Chapitre Trois est consacré à l'analyse de la variabilité de ces réanalyses.

Nous allons voir par la suite les principaux points communs et différences entre les réanalyses exploitées, et nous étudierons les échelles de variations de différentes variables, dans l'espace et dans le temps, que nous comparerons à celles des observations altimétriques.

1.3 L'état de la surface en Antarctique

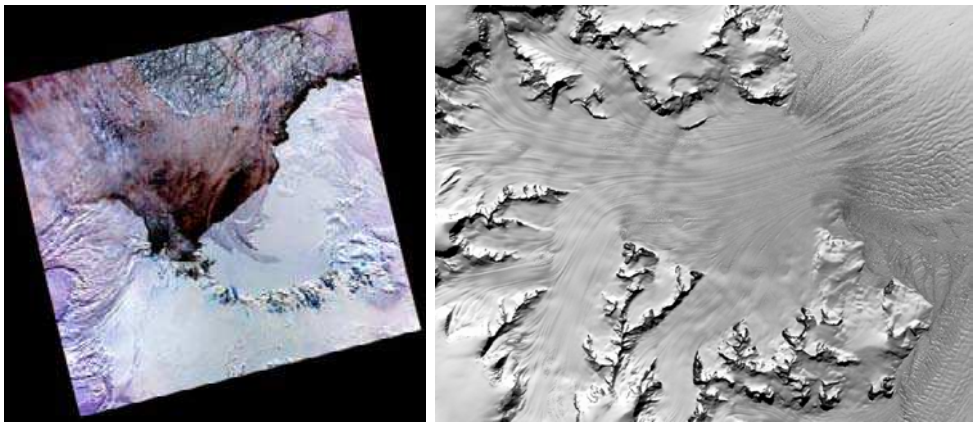


FIGURE 1.8 – *Visualisation de l'écoulement de la glace par imagerie satellitaire. L'état de la surface révèle ici les processus dybamiques, et permet par exemple de localiser les bassins de drainage des glaciers dans les régions côtières.*

L'Antarctique est un continent recouvert d'une épaisse couche de glace, de l'ordre de 2 km d'épaisseur en moyenne, ce qui en fait le continent le plus haut et le plus plat (Frezzotti et al., 2002) de notre planète. La topographie présente toutefois du relief, notamment le long de la chaîne transantarctique et à l'approche des côtes, vers lesquelles la glace s'écoule en suivant les pentes, sous la forme de larges glaciers émissaires. La connaissance de la topographie permet alors de délimiter les différents bassins d'écoulement (Zwally et al., 1993).

La surface glacée de l'Antarctique n'est cependant ni lisse ni uniforme du fait des processus glaciologiques et climatologiques en cours (Seko et al., 1993). L'étude de la structure détaillée de la surface donne ainsi des informations sur sa dynamique).

L'imagerie satellitaire dans le domaine visible révèle ces structures de surface et permet ainsi d'identifier et de délimiter les fleuves de glace (Bindschadler et Vornberger, 1990), rendant possible leur cartographie à l'échelle du continent, de localiser des crevasses et d'en étudier les conditions de développement (Scambos et Bindschadler, 1993) ou encore de déceler la présence de lacs sous-glaciaires caractérisés par une surface extrêmement plane (Rémy et al., 2003), malgré les kilomètres d'épaisseurs de glace séparant ces lacs de la surface. L'aspect de la surface observable depuis l'espace fournit également des indications sur les vitesses d'écoulement, puisque en

fonction de la vitesse d'écoulement, le relief du socle rocheux est transmis plus ou moins efficacement à la surface du fait du frottement de la glace en mouvement. Les structures que l'on observe en surface dépendent alors de la taille caractéristique du relief du socle et de la vitesse d'écoulement de la glace (Gudmundsson et al., 1998, Bindschadler et al., 2007). Une surface lisse à l'échelle de 10 km tend à indiquer que l'écoulement est lent, alors que la présence d'ondulations témoigne d'un écoulement plus rapide.

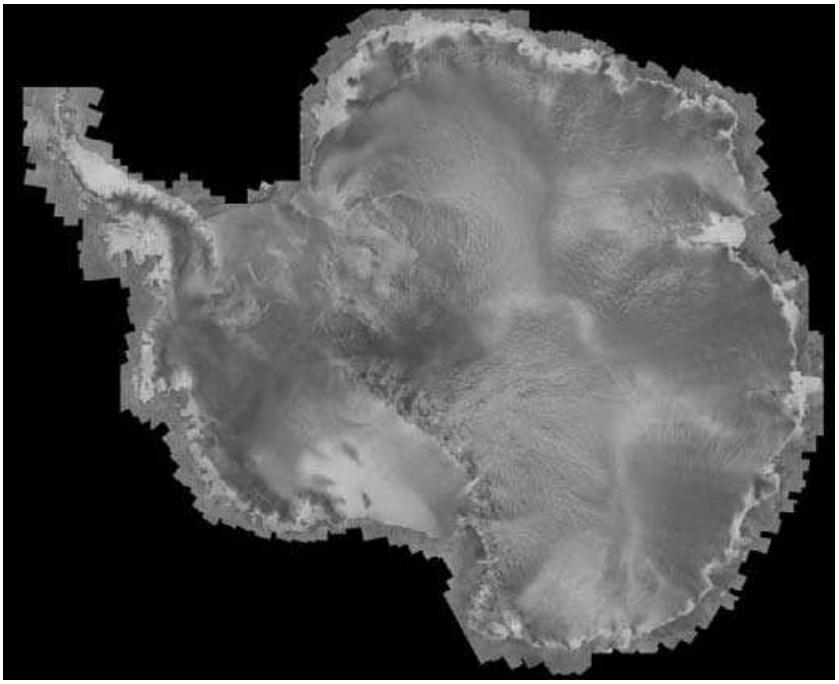


FIGURE 1.9 – *La surface présente des ondulations avec différentes longueurs d'onde. On peut par exemple distinguer sur cette image RADARSAT de la rugosité correspondant à la présence de mégadunes.*

Ainsi, la surface présente des ondulations à différentes échelles spatiales, qui fournissent des indications précieuses sur la dynamique de la glace ou sur les processus d'interactions entre atmosphère et cryosphère. Van der Veen (2009) note que lorsque la longueur d'onde des ondulations observées en surface mesurent trois ou quatre fois l'épaisseur de la calotte, alors ces ondulations sont causées par l'écoulement de la glace. Les liens entre le relief du socle et la présence d'ondulations sont en réalité complexes (voir Bindschadler et al., 2007). D'autres structures sont observables, notamment sur les fleuves de glace relativement rapide dans les régions côtières. Dans les régions intérieures, les vitesses d'écoulement étant extrêmement lentes, la plupart des structures que l'on observe en surface ne sont pas liées à l'écoulement mais résultent de l'action de l'atmosphère sur la surface, et sont alors plus ou moins variables dans le temps.

Les mégadunes ont largement été étudiées par Frezzotti (par exemple en 2002, 2005 et 2007) en Terre Adélie. Frezzotti et al. (2002) décrivent ainsi les processus de formation et d'évolution des mégadunes sur le plateau en Antarctique de l'Est.

Les mégadunes correspondent à d'amples ondulations de la surface mesurant plusieurs kilomètres de long, environ deux kilomètres de hauteur, et de longueur d'onde identique à celle de l'onde atmosphérique génératrice, à savoir de l'ordre de 3 ou 4 km.Elles se trouvent dans des zones pour lesquelles la pente dans la direction du vent dominant augmente brutalement (de 0,013-0,22% à 0,1-0,15%) avant de demeurer continue et homogène dans la zone de mégadunes. L'air en surface subirait une forte accélération lors du changement de pente, initiant, dans des conditions favorables, une onde atmosphérique en surface. Cette onde serait alors à l'origine de l'alternance de structures de surface qui se superposent aux mégadunes. Selon l'inclinaison de la surface, l'écoulement de l'air est plus ou moins rapide, et permet ou non le dépôt de la neige en suspension. On trouve de ce fait des surfaces très lisses et brillantes, érodées par les vents et des zones d'accumulation composées de dunes comparables aux dunes de sable recouvertes de sastrugi en alternance avec des zones plus plates et lisses. Les vents forts et l'absence de précipitations favorisent la formation de sastrugi. Les irrégularités de surface perturbent le transport de neige et permettent le dépôt d'une dune. L'existence de la dune est attachée à la présence d'un obstacle (sastrugi, trou), et peut progresser dans le sens du vent. Quand le vent fléchit, les dunes se consolident rapidement, et seront érodées par la suite pour former des bosses, trous et sastrugi. Les zones lisses (glazed) se trouvent dans les creux entre les mégadunes, alors que les sommets des mégadunes sont constitués de l'association de sastrugi et de dunes. La résistance au vent des sastrugi sur les crêtes provoque un gradient de pression entre le haut et le bas de la dune. Cela conduit à la formation de cellules de vent dans les zones lisses, qui transportent la neige du bas vers la zone de sastrugi. Les schémas de la figure 1.10 tirés de Frezzotti et al. (2002) montrent cette alternance entre les différents types de surface dans les zones de mégadunes.

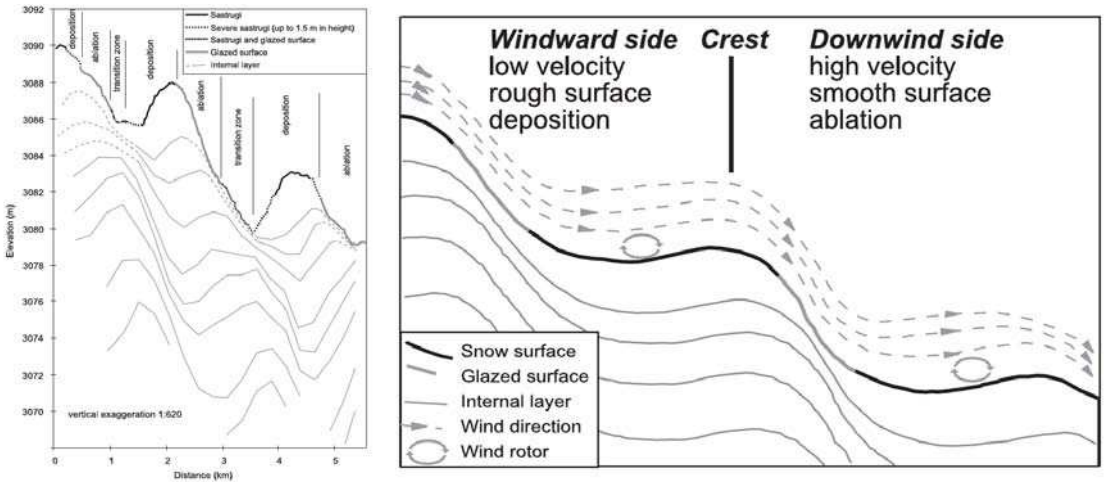


FIGURE 1.10 – *Schémas décrivant l'alternance des structures de surface dans les régions de mégadunes, tirés de Frezzotti et al. (2002)*

Des profils GPS (Global Positioning System) et GPR (Ground Penetration Radar) ont montré la présence de plusieurs couches de mégadunes superposées en sub-

suface, et dont les crêtes se décalent d'une couche à l'autre. A 8 ou 10 mètres de profondeur les mégadunes sont en opposition de phase par rapport aux mégadunes de surface. Cela suggère un processus de migration des mégadunes, qui remontent le vent. La datation des couches de mégadunes enfouies permet d'estimer la vitesse de migration à 5 m/a. Cette migration peut s'expliquer par l'extension et le déplacement des zones de sastrugi sur les zones lisses, les enterrant. Alors que les mégadunes se déplacent le long d'un axe parallèle au vent, la calotte s'écoule selon la direction de plus grande pente, transportant les ondulations de surface (à environ 1,5 m/a). L'angle de 50-60°entre ces directions implique que les mégadunes se déplacent en biais sur les pentes de la calotte.

Les mégadunes ont été analysées dans d'autres sites, notamment en Terre de Wilkes par Black et Budd (1964) qui ont mesuré des longueurs d'onde de ces mégadunes entre 5 et 15 km pour des amplitudes de 7 à 50 m et se déplaçant avec une vitesse de l'ordre de 25 m/a. En Terre de Marie Byrd, Whillans a estimé la vitesse de migration à 20 m/a.

La description des mégadunes met en avant la présence de structures de surface (type sastrugi) qui se superposent aux ondulations à grande longueur d'onde. Ceci est généralisable à l'ensemble de la calotte. C'est-à-dire que des structures de surface plus ou moins régulières, de taille caractéristique plus ou moins grande, se rencontrent en différents endroits de la calotte. A l'inverse des ondulations à grande longueur d'onde, cette rugosité de surface est plus instable, elle se forme en quelques heures ou quelques jours sous l'effet des vents (Van der Veen, 2009). Les sastrugi sont formés par dépôt irrégulier de neige. Selon Van der Veen (2009) la rugosité est plus importante à basse altitude, en aval des fortes pentes qui bordent la calotte polaire Antarctique que dans les régions intérieures, puisque les vents s'intensifient à mesure qu'ils s'écoulent du plateau intérieur vers les côtes.

FIGURE 1.11 – *Sur les photos ci-dessus, on observe la variabilité de la redistribution de la neige à très petite échelle. La surface est donc très inhomogène à l'échelle de l'empreinte du satellite. La neige emplissant certains creux n'est pas la même que celle, apparemment plus dure, des crêtes, qui présente de plus une stratification marquée*

Les campagnes de terrain visent à mesurer les taux d'accumulation dans des régions ciblées et à en évaluer la variabilité spatiale comme temporelle. Ainsi les travaux d'Urbini et al.(2008), Frezzotti et al.(2007) sur le plateau de l'Antarctique

de l'Est ou encore d'Anschutz et al.(2007) dans la Terre de la Reine Maud ont montré qu'il existait une variabilité spatiale très importante à petite échelle. Ces études locales établissent des taux d'accumulation moyens sur la zone d'étude en désaccord avec ceux calculés dans les études globales (Anschutz et al., 2007) telles que celles de Vaughan et al. (1998) Giovinetto et al.(2000) ou encore Arthern et al. (2006). Cela s'explique en partie par la très grande variabilité de petite échelle non prise en compte dans les études globales qui fournissent des valeurs moyennes par bassin ou zone de cohérence.

En accord avec Van der Veen (2009), Frezzotti et al.(2002) observent une plus forte variabilité lorsque le vent dans le sens de la plus grande pente est fort (plus d'ablation) et l'accumulation faible (et inversement). Ainsi, les changements de pente sont en partie responsables de la variabilité des taux d'accumulation observée lors des campagnes de mesures. En permettant l'accélération du vent, ils augmentent la turbulence qui va elle-même favoriser la sublimation de la neige balayée en suspension dans l'atmosphère (Frezzotti et al., 2002). Sur le plateau intérieur, les précipitations sont essentiellement causées par des perturbations à échelle synoptique (Noone et al., 1999), et sont donc homogènes à l'échelle de plusieurs centaines de kilomètres carrés (Urbini et al., 2008). Les changements dans les trajectoires des perturbations vont influencer la position et la forme des dômes présents sur le plateau Antarctique, sur des échelles de temps assez longues. La neige fraîchement accumulée est ensuite soumise à l'action des vents, et une partie va se retrouver en suspension dans l'atmosphère, éventuellement être sublimée ou redéposée plus loin. Cela produit la grande variabilité observée dans les taux d'accumulation et le micro-relief de surface.

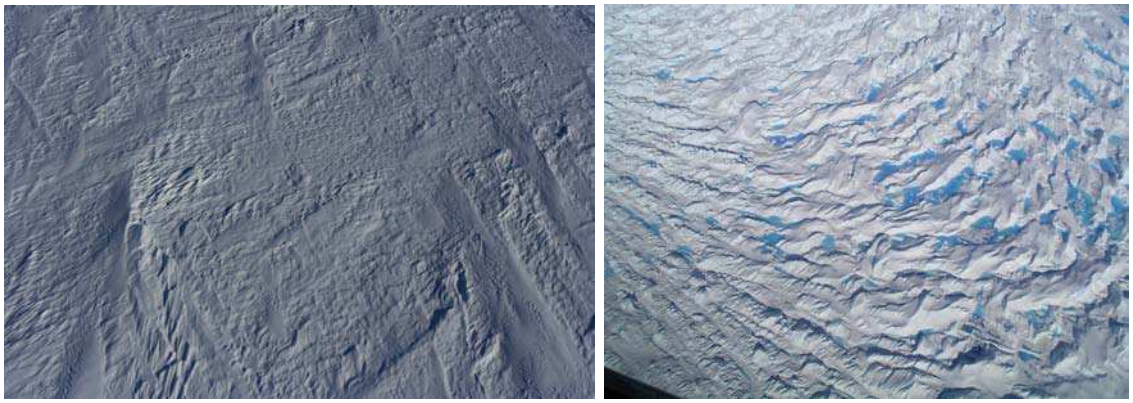


FIGURE 1.12 – *Rugosité de surface, avec présence de glace bleue à droite*

Frezzotti et al., (2002) distinguent le micro-relief créé par la redistribution de la neige, parallèle à la plus grande pente, du micro-relief de dépôt qui est orienté avec un angle entre 30°et 70°par rapport à la pente maximale. De même Mather en 1962 avait estimé que les vents de surface créaient deux types de structures : les sastrugi formés par les vents catabatiques, orientés dans la direction des vents dominants, et les dunes formées par le blizzard. Il indique également qu'il faut une certaine persistance des vents pour former les sastrugi, et la direction de ceux-ci ne reflètent alors pas toutes les directions de vents, mais uniquement la direction la plus

fréquente. Il observe de plus que la taille des sastrugi augmente avec la distance à la côte, pour devenir maximale aux alentours de 70°de latitude Sud.

Les sastrugi forment un relief caractéristique des zones de dépôt. Lorsque la neige est ancienne, celle-ci est soumise aux rudes conditions météorologiques régnant en Antarctique, et est susceptible de durcir, étant alors moins perméable à l'action des vents (Inoue, 1989).

A l'inverse de ces régions présentant une certaine rugosité, en d'autres endroits le vent balaie systématiquement la neige qui se dépose, formant des surfaces très lisses, et cette action prolongée des vents est alors responsable de l'ablation de ces surfaces. Ainsi, Van den Broeke et Bintanja (1989) ont étudié les mécanismes de formation et de maintien de zones de glace bleue : lorsque les vents sont relativement forts et les précipitations faibles, l'érosion de la surface, à laquelle s'ajoute éventuellement un peu d'évaporation, est plus importante que le dépôt de neige par précipitations. Ce bilan de masse négatif associé à l'action des vents est responsable de l'apparition de glace de couleur bleue et brillante. Les vents en Antarctique sont faibles à l'intérieur du continent, et s'accélérent en s'écoulant le long des pentes. Ces vents transportent de la neige dans un écoulement divergent. Si les précipitations sont suffisamment faibles, des régions à bilan de masse de surface négatif vont exister. Les endroits réunissant ces conditions se trouvent entre le plateau intérieur où les vents sont trop peu intenses et les côtes où les précipitations sont importantes, ou en aval de roches émergeant de la surface glacée (nunatak). En effet, les nunataks vont bloquer l'arrivée de neige en amont, ne permettant pas le remplacement de celle évacuée par les vents sous les nunataks. Une fois formée les zones de glace bleue perdurent puisqu'elles n'offrent aucune adhérence à la neige susceptible de s'y déposer à nouveau. De plus l'albédo de ces surfaces est légèrement plus faible que celui de la neige aux alentours, favorisant ainsi l'évaporation, et donc la perte de masse. Cassidy et al. (1992) ont étudié des zones de glace bleue situées à plus haute altitude que celles décrites par Van den Broeke et Bintanja (1989) vers l'intérieur du continent car l'érosion permanente de la surface par les vents fait apparaître les couches successives sous-jacentes, découvrant aussi parfois des météorites.

FIGURE 1.13 – *Effet du vent sur l'état de la surface : glace bleue à gauche, et balayage de la neige par les vents à gauche.*

Nous pouvons dès lors constater que les vents jouent un rôle majeur dans la

formation et le maintien de structures de surface telles que les mégadunes, sastrugi ou encore zones de glace bleue. Tous ces éléments sont distribués à la surface de la calotte polaire Antarctique avec une grande variété d'échelles et de fréquences (Frezzotti et al., 2002). Les changements d'état de surface vont en retour agir sur les vents, favorisant leur accélération lorsque la pente sera plus forte ou la surface plus lisse, et entraînant de la dissipation par turbulence lorsque la surface sera rugueuse. Frezzotti et al. en 2002 ont établit des classes de vitesses d'écoulement des masses d'air correspondant à différents processus d'interaction entre atmosphère et cryosphère. C'est à partir de 11 m/s que la neige balayée alimente en proche surface l'écoulement des masses d'air dans un système de rétroaction positif. A partir de 13 ou 14 m/s la neige atteint des niveaux plus élevés dans l'atmosphère. Ils notent également que les structures formées par les vents diffèrent selon l'intensité des vents qui les ont créés. Les processus de dépôt de neige sont donc complexes, et il est particulièrement délicat d'établir une cartographie des structures de surface à l'échelle de l'Antarctique, d'autant plus que celles-ci évoluent dans le temps.

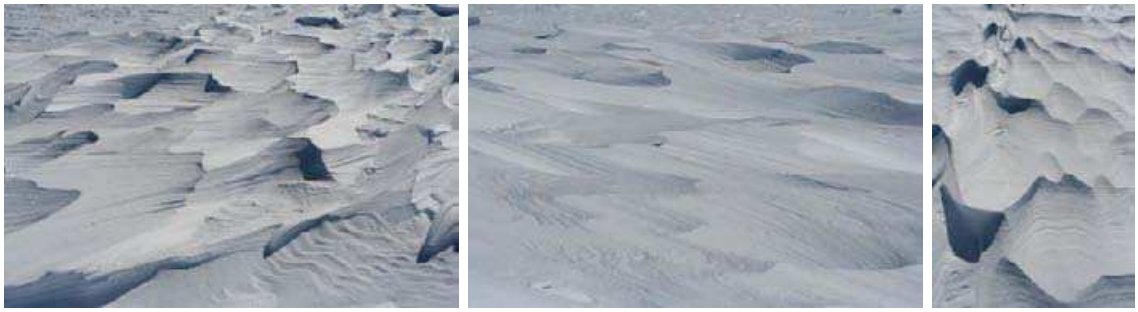


FIGURE 1.14 – *Une stratification très fine est ici visible. Le manteau neigeux en Antarctique présente des stratifications plus ou moins planes, plus ou moins marquées.*

L'état de la surface en Antarctique est donc loin d'être homogène. Il varie sous l'influence notable des vents. Réciproquement, la surface va à son tour perturber les vents, en les accélérant en devenant plus lisse ou pentue, ou en les ralentissant en devenant rugueuse et plus plane. Le vent de surface n'est cependant pas l'unique variable météorologique responsable des changements d'état de la surface. Les précipitations ont déjà été évoquées. Elles fournissent le matériel qui sera par la suite modulé et redistribué par la circulation des masses d'air en surface, qui se compactera et évoluera ensuite sous l'effet notamment des températures. Celles-ci vont par exemple entraîner des changements dans la taille des grains de neige. Les températures en Antarctique sont cependant généralement trop basses pour déclencher de la fonte, hormis dans quelques régions côtières et au niveau de la péninsule Antarctique (voir par exemple Picard et al., 2007). De plus, les vents n'ont pas la même action tout au long de l'année ni en tout point de la calotte. L'état de la neige, ou préconditionnement, joue un grand rôle. Ainsi Inoue en 1989 note que le micro-relief de surface se forme de façon privilégiée durant la saison estivale, lorsque la neige est moins dure et donc plus maléable.

Nous allons désormais décrire la circulation atmosphérique en Antarctique afin de mieux comprendre l'origine et les particularités des vents de surface.

1.4 Eléments caractéristiques de la météorologie en Antarctique

L'Antarctique est un continent très particulier à bien des égards et la météorologie ne fait pas exception, notamment par l'intensité des vents rencontrés. Parish et Bromwich (1987, 2007) ou encore Van den Broeke (1997) qualifient ainsi les vents de basse altitude de spectaculaires ou extraordinaires.

Douglas Mawson a mené une expédition australienne en Terre Adélie entre 1912 et 1914, et a décrit plus tard dans "The Home of the Blizzard" (1915) les conditions auxquelles lui et ses hommes ont dû faire face, parlant de rivière ou même de torrent de masse d'air s'écoulant depuis l'intérieur du continent, alimenté par une source qui semblait ne jamais se tarir.

Il est vrai que les vitesses des vents qu'ils ont alors mesuré sont particulièrement impressionnantes, avec une moyenne annuelle de 19,3 m/s (Schwerdtfeger, 1970), soit près de 70 km/h. Les moyennes mensuelles ne sont jamais descendues en dessous de 12,9 m/s (Parish, 1981).

Ce que les Australiens ont expérimenté, et que des français découvriront à leur tour en 1950-1952 à Port-Martin, ce sont les vents catabatiques, qui s'écoulent le long des pentes de la calotte polaire. Parish et Cassano en 2003 ont passé en revue les définitions existant pour décrire ces vents caractéristiques de l'Antarctique. Ils correspondent à des masses d'air couvrant des surfaces généralement froides et s'écoulant sous l'effet des forces de gravité.

King et Turner (1997) décrivent les mécanismes à l'origine de ces vents. En Antarctique, la surface glacée et blanche renvoie vers l'atmosphère la quasi-totalité du peu de rayonnement qu'elle reçoit. L'atmosphère en contact avec cette surface perd ainsi plus de chaleur par refroidissement radiatif qu'elle n'en gagne, et la circulation atmosphérique à grande échelle doit alors pouvoir compenser ces pertes en amenant de la chaleur vers l'intérieur de la calotte.

La surface refroidit l'air au-dessus d'elle, qui s'alourdit. Si la surface est pentue, ce qui est le cas en Antarctique, l'air va alors être soumis aux forces de gravité, et va s'écouler en accélérant le long des pentes pour former le flux catabatique. D'autres forces vont intervenir par la suite, telles que la force de Coriolis qui va dévier l'écoulement vers la gauche (hémisphère Sud) ou les forces de frottements qui vont freiner l'écoulement.

L'écoulement catabatique caractérise largement les flux de masses d'air en surface à l'échelle du continent Antarctique. Du fait de la topographie de la calotte polaire, avec une altitude maximale à quelques centaines de kilomètres du Pôle Sud, les pentes sont orientées de l'intérieur du continent vers les côtes, et les flux catabatiques exportent alors de l'air froid vers l'océan bordant la calotte. Cet air doit être remplacé, et cela se fait par subsidence d'air plus chaud se trouvant au-dessus de la couche catabatique, et qui se trouve entraîné tout au long de l'écoulement. Un modèle simplifié de la circulation atmosphérique regnant en Antarctique établi par Ball (1956, 1960) consiste à superposer deux couches (voir figure 1.15) sur un relief en cloche (celui d'une calotte). Ce modèle a été largement repris par la suite dans différentes études de sensibilité (par exemple Parish en 1980 ou Parish et Bromwich en 1987) et s'est révélé adéquat pour l'étude d'un certain nombre de processus. La

couche la plus basse est constituée d'air froid, et est soumis aux forces de gravité, de Coriolis, et éventuellement de frottements selon la complexité du modèle. Elle s'écoule du centre de la calotte vers les extérieurs. Au-dessus se trouve une couche d'air plus chaud, arrivant des côtes et se dirigeant vers le centre, alimentant la basse couche par subsidence. Les échanges turbulents entre ces deux couches peuvent être pris en compte ou non, selon ce que l'on cherche à étudier. Cette circulation permet d'apporter de la chaleur venant des latitudes moyennes vers le Pôle Sud, enrayant le refroidissement perpétuel de la calotte polaire.

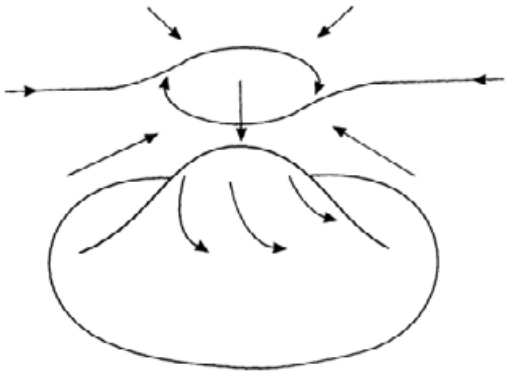


FIGURE 1.15 – *Schéma du modèle à 2 couches utilisé pour la première fois par Ball(1956) où l'on distingue deux types de circulations en basse atmosphère (air froid) et à plus haute atmosphère (air chaud). Schéma issu de King et Turner (1997)*

Tout en dévalant les pentes, le flux d'air en basse atmosphère échauffe la surface par frottement, arrache la neige en surface, dont une partie va être sublimée, une partie redeposée, et le reste sera transporté dans l'Océan Austral. Loewe (1970) estime que 6% des précipitations annuelles en Antarctique sont immédiatement soufflées et se retrouvent dans les océans. Cette contribution est très difficile à estimer, il s'agit de la part d'humidité présente dans l'atmosphère, qui à un moment précipite, entre en contact avec la surface sans y rester, et se retrouve de nouveau en suspension dans l'atmosphère.

La circulation atmosphérique à l'échelle de la calotte polaire que l'on vient de décrire produit des vents intenses en surface, notamment dans les régions côtières à la limite des pentes abruptes du pourtour de l'Antarctique, et relativement constants dans leur direction. Ainsi, Parish et Waight (1987) notent que l'Antarctique est le continent pour lequel la constance des vents est la plus grande. La constance des vents représente le rapport entre la moyenne du vecteur vent et l'intensité moyenne du vent (un vent d'intensité constante mais dont le sens s'inverse a une constance nulle). Ce sont ces vents qui sont en partie responsables de la formation des structures de surface décrites auparavant. L'étude de la topographie de la calotte associée à l'observation des structures de surface telles que les sastrugis (dont l'orientation dépend des vents dominants) permet alors d'en déduire le cheminement dominant des vents à l'échelle de la calotte polaire. Parish et Bromwich en 1987 ont ainsi établi

une carte des vents hivernaux (figure 1.16). En été les vents sont moins intenses, mais la carte est sensiblement la même qu'en hiver (Parish et Bromwich, 2007).

Les trajectoires des vents ainsi établies ont été testées avec le modèle de circulation à deux couches. La topographie joue un rôle primordial concernant les trajectoires empruntées par les masses d'air au niveau de la surface. On distingue dans certaines zones côtières des trajectoires qui se resserrent (zones de confluence), notamment du côté de la Terre Adélie, de Terra Nova Bay ou dans le bassin du glacier Lambert. Dans ces régions, les vents catabatiques sont plus puissants qu'ailleurs. Cela explique en partie l'intensité des vents rencontrés par l'expédition de Dawson dans les années 1912-1914.

Lorsqu'ils atteignent les côtes, les vents ne sont en toute rigueur plus catabatiques, puisqu'il ne s'agit plus de flux s'écoulant par gravité, mais ils gardent généralement cette appelation en raison de leur origine.

La climatologie de l'Antarctique et des régions australes présente d'autres spécificités. Au nord de la côte du continent Antarctique se situe une ceinture dépressionnaire vers 66°de latitude Sud. Cette dépression n'est gênée par aucun élément topographique émergeant de l'Océan Austral. Celui-ci entoure l'Antarctique et contribue à son isolement puisque les échanges de chaleur de part et d'autre de cette ceinture via l'atmosphère ne se font que par agitation tourbillonaire, et non par convection au moyen de grands courants atmosphériques (King et Turner, 1987). Le transfert d'énergie des moyennes latitudes vers les hautes latitudes est alors moins efficace qu'il ne l'est dans l'hémisphère nord. Au sud de cette dépression, le gradient de pression engendre des vents orientés vers l'Est, tout comme les vents catabatiques déviés par la force de Coriolis, et les vents de basses altitudes de ces régions résultent de ce fait d'un couplage entre ces deux mécanismes.

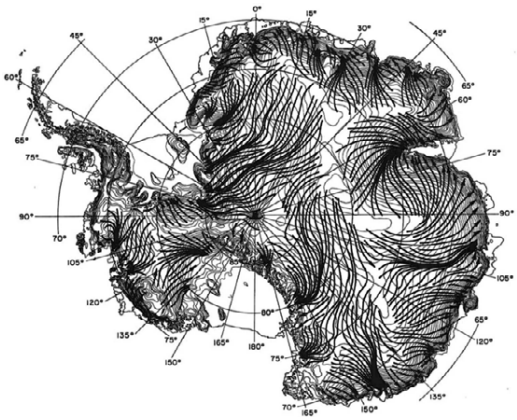


FIGURE 1.16 – *Vent en proche surface d'après Bromwich et al., 1987. Cette carte a été déduite de la topographie de la calotte polaire (en considérant que les masses d'air s'écoulent essentiellement par gravité le long des pentes en étant déviées par la force de Coriolis), ainsi que de l'observation de l'orientation des sastrugis*

Ainsi les vents violents observés dans les régions côtières ne sont pas uniquement liés aux écoulement catabatiques, mais résultent de l'interaction entre les vents d'origine catabatique et les perturbations synoptiques. Bintanja (2001) estime ainsi

qu'entre les régions en périphérie du continent, où les perturbations synoptiques dominent, et le plateau intérieur du continent où les vents de surface sont catabatiques, il existe une région intermédiaire sous l'influence de ces deux types de mécanisme.

Au niveau des régions côtières, les vents catabatiques interagissent avec l'océan, puisque dans certaines régions, notamment dans les zones de confluence où ils atteignent des vitesses maximales, ils repoussent la glace couvrant l'océan pour former des polynyas (eau libre entourée de glace de mer) (Kurts et Bromwich, 1985). C'est probablement la présence de ces polynyas qui a attiré les premières expéditions dans les zones de confluence des vents. La plus faible densité de glace a facilité l'accès au continent, mais il a ensuite fallu supporter les violentes tempêtes se succédant les unes aux autres tout au long de l'année. N'étant plus recouvert de glace qui est un excellent isolant, l'océan peut échanger de la chaleur avec l'atmosphère, se refroidir, geler à nouveau jusqu'à ce que les vents repoussent la glace nouvellement formée et ainsi de suite. Lorsque l'eau de mer gèle, le sel qu'elle contient est très vite relâché dans l'eau située sous la glace. Du fait des vents qui repoussent sans cesse la glace et permettent le refroidissement et le gel de la couche de surface des océans, il se forme alors des masses d'eau très froides et salées, qui finissent par être suffisamment lourdes pour plonger et alimenter les eaux profondes de l'océan Austral.

Les côtes de l'Antarctique accueillent les perturbations synoptiques déclinantes venant des moyennes latitudes. L'essentiel des précipitations neigeuses du continent Antarctique proviennent de ces systèmes dépressionnaires (King et Turner, 1989). Lorsqu'ils évoluent en direction de l'intérieur du continent, ils se trouvent confrontés aux pentes des régions côtières, ce qui les contraint à s'élever et subir un refroidissement. L'humidité contenue dans ces systèmes se condensent alors, pour donner un maximum de précipitations dans les régions côtières. L'intérieur de l'Antarctique est considéré comme un désert froid avec moins de 50 mm (en équivalent eau) de précipitations annuelles au sud de 75°Sud (Van Lipzig, 2002).

Pour conclure, l'Antarctique est en grande partie un désert froid (faibles précipitations) et est caractérisé par une circulation atmosphérique très particulière, dont une composante essentielle sont les flux catabatiques qui interagissent avec la circulation océanique et atmosphérique au nord du continent, et forment alors un des mécanismes clefs régissant le système austral.

1.5 Observations de la surface de la calotte Antarctique depuis l'espace

Comme cela a été évoqué lors de la description du principe de mesure altimétrique, les observations effectuées par radar sont sensibles à l'état de la glace. Il est de ce fait important de mieux comprendre les mécanismes en jeu, et ce dans une double perspective, déjà mise en avant par Partington et al. en 1989.

La première étant d'utiliser les mesures radiométriques pour retrouver les principaux paramètres caractérisant l'état de la surface (taille des grains, rugosité, etc). La seconde perspective réside dans l'interprétation des observations spatiales. Puisque celles-ci sont affectées par les changements d'état de la surface, il est nécessaire d'opérer des corrections afin de s'en affranchir.

1.5.1 Inversion des mesures altimétriques pour l'étude des propriétés de surface

Comme les mesures par radiomètres sont sensibles aux changements d'état de la surface, des études ont été menées et des modèles conçus afin de déterminer les propriétés de surface et de subsurface à partir des mesures radiométriques spatiales (Partington et al., 1989, Lacroix et al., 2008, Rotschky et al., 2004). Les intérêts sont multiples. Cela permet de suivre l'évolution des paramètres de surface grâce aux techniques spatiales, et d'étudier avec une bonne couverture spatiale les modes d'altération et d'enfouissement de la surface. On peut alors par exemple mieux interpréter les carottages effectués en Antarctique (Van der Veen, 2009). Ou encore, comme on vient de le décrire, l'état de la surface est parfois le résultat de son altération par des conditions météorologiques spécifiques. A partir d'une bonne connaissance des structures de surface, ou de leur signature sur les mesures spatiales, on peut alors espérer accéder à des informations d'ordre météorologique (Rémy et al., 1990 et 1992).

Pour mieux comprendre les liens entre état de la surface et signal altimétrique, des modèles d'inversion électromagnétiques existent. Partington et al. en avait dès 1989 conçu un prenant en compte une certaine rugosité distribuée aléatoirement, ainsi que certaines propriétés de la neige, homogènes au sein de l'empreinte au sol du satellite, mais pouvant varier linéairement avec la profondeur. Ce modèle tenait ainsi compte du signal de volume, et révélait la difficulté de distinguer signal de surface et signal de volume. Il existe ainsi des ambiguités dans l'inversion des paramètres de forme d'onde pour retrouver les paramètres de surface, puisque plusieurs types de manteau donnent des formes d'onde semblables (Féménias, 1993), tandis que des signaux de volume identiques sous des reliefs de surface différents peuvent conduire à des formes d'onde distinctes (Legrésy et al., 1995).

Ainsi, Partington et al. (1989) soulignent l'enjeu que représente une bonne connaissance des types de surfaces rencontrés sur les calottes polaires, ainsi que des conditions sous lesquelles ces surfaces se développent, pour l'interprétation des données altimétriques. Ils remarquent en effet des comportements régionaux des formes d'onde, qu'il est nécessaire de prendre en compte dans la conception des algorithmes de retracking sous peine d'introduire des erreurs de plusieurs mètres (Ridley et Partington, 1988) dans les mesures de hauteur. Partington et al. ont ainsi (1989) analysé les formes de l'écho radar pour différentes régions du Groenland et de l'Antarctique, et mis en place un modèle d'inversion entre les propriétés de la forme d'onde et l'état de la surface (taille des grains, rugosité, stratification). Ce modèle suppose que la rugosité de la surface est distribuée aléatoirement au sein de l'empreinte au sol de la mesure et suit une loi gaussienne. Or selon Legrésy et al. (1998), la rugosité à l'échelle de cette empreinte n'est pas homogène. La rugosité module essentiellement le signal de surface, et apporte une contribution plus ou moins significative en fonction de l'importance du signal de volume enregistré au niveau du satellite.

Les observations micro-ondes (actives ou passives) ont été exploitées dans de nombreuses études afin d'étudier la taille de grains de neige sur de grandes étendues (Jin et al., 2008), les changements de direction des vents (Long et al., 2000) et/ou d'intensité (Rémy et al., 1990, Rémy et al., 1992), l'évolution des paramètres de

surface (Legrésy et al., 1998, Rotschky et al., 2006) ou encore les taux d'accumulation (Drinkwater et al., 2001, Bindschadler et al., 2005, Rotchky et al., 2006). Ces observations ont également été exploitées afin de contraindre les interpolations de mesures *in situ*. En effet, une des difficultés majeures dans l'exploitation des données *in situ* réside dans la détermination de la représentativité spatiale de ces données (par exemple Monaghan et al., 2004 ou Arthern et al., 2006). Il est par suite difficile de valider les cartes à l'échelle de la calotte polaire obtenues par extrapolation des mesures de terrain. La méthode la plus couramment utilisée est de comparer plusieurs cartes entre elles (Arthern et al., 2006). Il est donc primordial que ces cartes soient établies le plus rigoureusement possible. Si les mêmes données ou la même méthodologie sont utilisées, les cartes contiendront des biais communs. La confrontation des cartes basées sur l'exploitation de données *in situ* et celles basées sur la modélisation permet de mettre en évidence de tels biais (Genthon et Krinner, 2001). La carte de taux d'accumulation faisant désormais référence a été établie par Arthern et al.(2006) et s'appuie sur des observations *in situ* rigoureusement sélectionnées ainsi que sur des observations micro-ondes et des données de température pour construire une trame d'interpolation. Les observations spatiales micro-ondes permettent ainsi d'établir des cartes à l'échelle de l'Antarctique, qui sont ensuite validées localement lorsque d'autres types d'observations sont disponibles.

1.5.2 Bilan de Masse de l'Antarctique : Comment s'affranchir de la sensibilité de la mesure aux propriétés du manteau ?

Puisque les observations spatiales sont affectées par les changements d'état de la surface, il est nécessaire d'opérer des corrections afin de s'en affranchir. Ridley et Partington (1988) estimaient ainsi que si les changements locaux de la forme d'onde étaient ignorés lors du retracking, des erreurs pouvant atteindre plusieurs mètres étaient introduites dans l'estimation de la topographie de la calotte polaire.

Les bilans de masse des calottes polaires effectués par altimétrie illustrent clairement ce problème. Les estimations varient d'une étude à l'autre pour une raison essentielle (Rémy et Parouty, accepté) : chaque auteur propose des théories et applique des corrections différentes au signal altimétrique pour qu'il ne soit plus entâché d'erreurs liées aux changements d'état de la surface. Pour déduire des mesures altimétriques un bilan de masse précis, il faut non seulement corriger la mesure des effets de pénétration, qui dépendent en partie de la densité de la couche supérieure du manteau, mais également convertir les variations de volume en variations de masse, ce qui dépend également de la densité des premiers centimètres du manteau. La figure 1.17 très récente proposée par Allison et al. en 2009 récapitule les estimations du bilan de masse de l'Antarctique les plus couramment cités, essentiellement établis par méthodes altimétriques (suivi des variations de volume) et gravimétriques (suivi des variations de masse).

La hauteur de la surface est calculée en fonction du temps mis par l'onde altimétrique pour se propager entre le satellite et la surface, et retourner au satellite après réflection sur la surface. Plusieurs corrections sont apportées au signal.

Dans le cas de l'étude de la calotte polaire Antarctique, il faut notamment

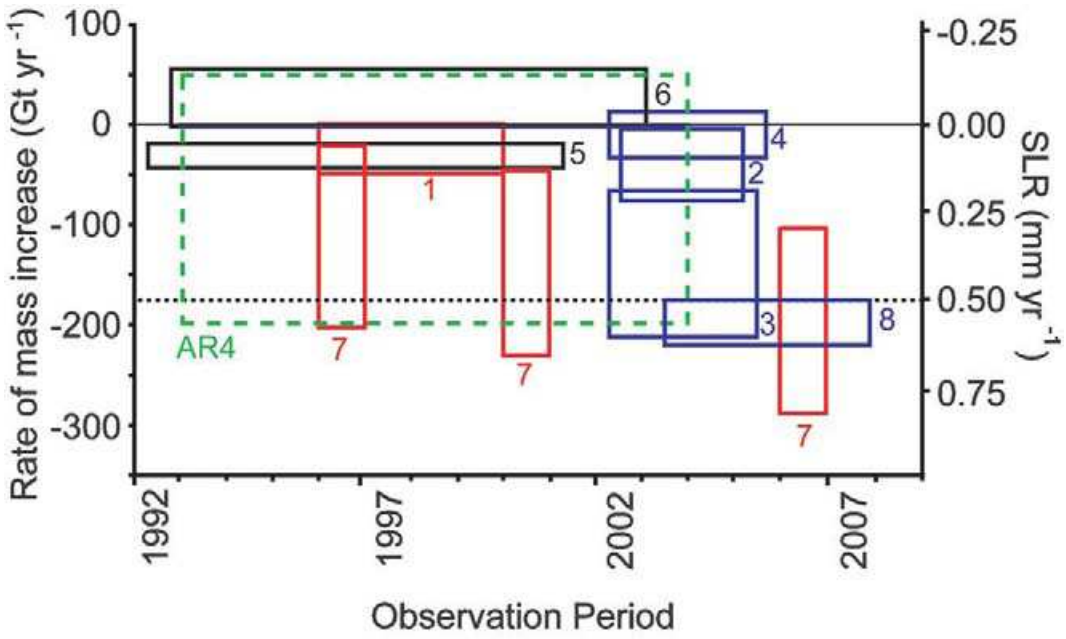


FIGURE 1.17 – *Différentes estimations du bilan de masse de l'Antarctique d'après Allison et al. (2009). La durée pour laquelle les tendances sont calculées correspondent à l'étalement horizontal des cadres tandis que les incertitudes des estimations correpondent à la hauteur des cadres. Les cadres noirs correspondent aux estimations établies grâce aux mesures altimétriques : (5) Zwally et al., 2005 et (6) Wingham et al., 2006 ; les cadres rouges aux estimations faites par étude des flux :(1) Rignot et Thomas, 2002 (7) Rignot et al., 2008 ; et les cadres bleus aux estimations établies par gravimétrie spatiale : (2) Ramillien et al., 2006 (3) Velicogna et Wahr, 2006, (4) Chen et al., 2006, (8) Cazenave et al., 2009 ; ; et enfin, le cadre pointillé vert représente l'estimation du bilan de masse de l'Antarctique établi dans le 4ème rapport du GIEC (IPCC AR4, Solomon et al., 2007)*

prendre en compte l'élévation du socle rocheux qui se répercute sur l'élévation de la surface du fait du rebond post-glaciaire. Au dernier âge glaciaire, la masse de la calotte polaire était beaucoup plus importante qu'aujourd'hui, et elle pesait sur le socle rocheux et le manteau sous-jacent. Il y a eu enfoncement du continent Antarctique, et réhaussement des régions entourant la calotte. Maintenant que la calotte est plus légère, le manteau se réajuste lentement ce qui a pour effet d'élever le socle rocheux et la calotte reposant sur lui. Le soulèvement n'est que de quelques millimètres par an, avec toutefois des régions qui s'élèvent plus rapidement que d'autres. Dans les régions où l'accumulation est très faible, ce réhaussement n'est pourtant pas négligeable en comparaison aux variations de hauteur dues à l'accumulation.

Comme le signal altimétrique enregistré n'est pas ponctuel (voir figures 1.3, 1.6(a) et 1.1), le temps pris pour le calcul de la hauteur correspond au temps d'arrivée de la demi largeur de front de montée. Si la forme d'onde varie, la hauteur mesurée varie également. Ainsi, une partie des variations de hauteur mesurées sont liées à l'évolution de la forme d'onde et sont alors corrélées aux variations de la puissance du signal de retour enregistrée par le satellite (coefficient de rétrodiffusion). C'est pour cela que notamment Wingham et al. (1998), Davis et al. (2005) ou encore Zwally et al. (2005) corrigent les variations de hauteur en fonction des variations de coefficient de rétrodiffusion. Leurs corrections diffèrent légèrement, et induisent des différences dans l'estimation de l'évolution du volume de la calotte. Si en moyenne sur la calotte polaire cette correction est minime, elle peut être localement significative (Zwally et al., 2005). La comparaison avec d'autres sources de données permet de justifier les corrections appliquées puisqu'à la station Byrd par exemple, les tendances calculées après correction sont cohérentes avec une étude GPS, ce qui était loin d'être le cas avant les corrections (Zwally et al., 2005). De plus, cette correction permet de s'affranchir d'un certain niveau de bruit, en améliorant la régularité du cycle saisonnier (Zwally et al., 2005) et permet d'éliminer les variations de hauteur aberrantes (Davis et al., 2004).

Alley et al. (2007) note cependant que les propriétés du manteau sont susceptibles d'évoluer avec le temps, sous l'effet du changement climatique ou de la variabilité naturelle du climat (Bindschadler et al., 2000). Cela affecterait la forme d'onde dans son ensemble, et donc le coefficient de rétrodiffusion de même que la hauteur mesurée. Ces corrections seraient alors suscpetibles de masquer une partie du signal réel. Elles sont cependant nécessaires pour obtenir des variations de hauteur mesurées par altimétrie cohérentes avec les autres sources d'observation (Davis et al., 2004).

L'altimétrie permet d'étudier l'évolution de la topographie des calottes polaires, et donc les variations de volume. Dans le but d'en déduire un bilan de masse, il est nécessaire de connaître l'évolution dans le temps de la densité de la couche supérieure du manteau neigeux. C'est-à-dire qu'il faut distinguer les variations de hauteur causées par les processus de densification du manteau neigeux des variations causées par l'augmentation ou la diminution de la quantité de neige. Ainsi, dans leur étude de 2005 Zwally et al. prennent en compte un modèle de compaction de la neige basée sur un historique de température de 20 ans, et calculent ainsi un bilan de masse et non pas uniquement un bilan de volume.

Plus récemment, Li Jun et Zwally ont reconstitué un historique des températures du manteau obtenues par observations spatiales entre les années 1982 et 2003 et

les ont pris en compte dans un modèle de compaction. Leur modèle tient compte de l'évolution de la densité de neige en fonction de la température : mécanismes de compaction, impact de la fonte et du regel sur la densité de la glace, etc... Ce modèle leur a permis d'expliquer les variations saisonnières de la hauteur mesurée par altimétrie (période) en terme de compaction et d'affiner le bilan de masse des calottes polaires établi par altimétrie.

Conclusion et Objectifs

Nous avons dans ce chapitre décrit le fonctionnement d'un altimètre radar, l'intérêt que représente cet instrument pour l'étude des calottes polaires, mais également ses limites. L'altimètre, à la différence des capteurs optiques, n'est pas perturbé par la présence de nuages. Il permet alors d'acquérir des observations avec une bonne résolution spatiale, et une répétitivité satisfaisante. L'altimètre a permis d'établir une topographie précise de l'Antarctique (Rémy et al., 1999), et plusieurs études ont montré le potentiel de cet instrument pour suivre l'évolution temporelle de la masse de glace de la calotte polaire Antarctique (Wingham et al., 1998, Davis et al., 2004, Zwally et al., 2005). Cependant, il existe des limites, sources d'imprécisions des bilans de masse effectués par altimétrie. Tout d'abord, les mesures sont perturbées lorsque la pente de la surface est trop importante. C'est le cas dans les régions côtières de l'Antarctique. Or ce sont dans ces régions que les précipitations sont les plus importantes et que les processus dynamiques sont actifs. Ensuite, l'altimètre ne permet pas de couvrir les plus hautes latitudes, et les informations concernant les régions au Sud de 82°S manquent. Enfin, les ondes altimétriques pénètrent sous la surface de la calotte, d'une profondeur difficile à estimer puisqu'elle varie dans l'espace comme dans le temps.

Ces variations de l'interaction entre l'onde et la surface se reflètent dans la forme de l'écho enregistré. Nous avons par ailleurs décrit la sensibilité de cette forme d'onde aux propriétés de la surface et de la subsurface. Les mécanismes ne sont pas simples, et l'inversion de la forme d'onde pour retrouver les propriétés de surface est délicate puisque différents paramètres peuvent avoir la même influence sur la forme d'onde. Il devient alors intéressant d'étudier l'écho altimétrique dans deux fréquences distinctes et d'exploiter la sensiblité qui est propre à chaque fréquence.

La sensibilité de l'onde altimétrique aux propriétés du manteau neigeux forme un enjeu double. D'un côté, les observations altimétriques peuvent être exploitées pour retrouver les propriétés du manteau neigeux. D'un autre, cette sensibilité est source d'incertitude dans l'estimation du bilan de masse de l'Antarctique par altimétrie (Rémy et Parouty, soumis).

Il est donc primordial de comprendre au mieux cette sensibilité, et notamment de comprendre comment la forme d'onde évolue en réponse aux changements de propriétés du manteau neigeux, afin d'afiner la précision des bilans de masse par altimétrie et de déduire des informations météorologiques de la forme d'onde altimétrique. Il est pour cela nécessaire d'avoir des informations sur l'état de la surface, et sur son évolution. Hormis pour certains paramètres que l'on peut restituer grâce aux observations spatiales, cet état de la surface est relativement méconnu à l'échelle de

la calotte, du fait de son étendue, de son isolement et des rudes conditions climatiques qui y règnent.

Nous avons également vu que l'état de la surface évoluait en réponse aux conditions météorologiques régnant à la surface de la calotte polaire. Les précipitations neigeuses et la températures préconditionnent la surface qui est ensuite essentiellement modelée par les vents, essentiellement catabatiques. Nous allons alors nous intéresser à la sensibilité de la forme d'onde aux variations de conditions de vents. Le problème n'est pas simple, il est ainsi nécessaire que les vents altèrent d'une façon ou d'une autre l'état de la surface pour que cela soit détectable par altimétrie. Mather (1962) note qu'une certaine persistance des vents est nécessaire pour former les sastrugi. Une fois ceux-ci formés, on peut se demander comment évolue la surface si les vents s'intensifient, ou au contraire s'apaisent.

Nous aurons donc besoin d'information sur les conditions météorologiques à la surface de la calotte polaire. Les modèles atmosphériques, et plus particulièrement les réanalyses, depuis l'arrivée des satellites et la possibilité d'assimiler les observations spatiales permettent d'obtenir des informations relativement fiables sur les conditions météorologiques en Antarctique. Nous avons dans ce chapitre présenté les caractéristiques des modèles que nous utiliserons, ainsi que les enjeux et difficultés que représente l'Antarctique en terme de modélisation météorologique.

2

Variabilité des observations altimétriques

Sommaire

2.1 Méthodes employées 54
2.1.1 Rayons de décorrélation 54
2.1.2 Etude de la saisonnalité 57
2.1.3 Analyse en composantes principales 57
2.2 Variabilité le long de la trace 58
2.2.1 Visualisation de la trace 58
2.2.2 Corrections effectuées 59
2.2.3 Etude de la variabilité 60
2.2.4 Saisonnalité des paramètres de forme d'onde 65
2.2.5 Echelles de cohérence spatiales et temporelles 70
2.2.6 Rayon de décorrélation temporelle 71
2.2.7 Rayon de décorrélation spatio-temporelle 72
2.2.8 Analyse en composantes principales 73
2.2.9 Conclusion 77
2.3 Données altimétriques moyennées 78
2.3.1 Etude de la variabilité 78
2.3.2 Corrélations entre paramètres de forme d'onde 79
2.3.3 Saisonnalité 81
2.3.4 Echelles de cohérences spatiales et temporelles 85
2.3.5 Analyse en composantes principales 88
Conclusion 99

Nous étudions dans ce chapitre la variabilité des observations altimétriques, dans l'espace comme dans le temps. L'objectif est d'identifier les échelles caractéristiques des changements d'état de la surface visibles par altimétrie. Nous utilisons pour cela différentes méthodes, décrites dans la première section de ce chapitre. Elles sont d'abord appliquées aux observations altimétriques le long d'une trace, c'est-à-dire selon une seule direction, avec une résolution spatiale très fine (une observation tous les 330m). Ensuite, nous étudierons la variabilité des observations altimétriques moyennées sur une grille régulière couvrant la totalité de la calotte polaire Antarctique.

2.1 Méthodes employées pour l'étude de la variabilité

2.1.1 Rayons de décorrélation

– *Rayon de décorrélation spatiale*

Un rayon de décorrélation spatial se calcule en corrélant les variations spatiales d'une variable aux variations de cette même variable en un point de référence. Nous étudions ensuite l'évolution de cette corrélation pour différents points en fonction de la distance au point de référence. Nous considèrons les variations de la variable V en fonction de la distance d par rapport au point de référence d_0 ($V_{d_0}(d)$). Pour étudier le rayon de décorrélation spatial nous calculons les corrélations entre $V_{d_0}(d)$ et $V_{d_i}(d)$, et construisons ainsi une fonction décrivant l'évolution de ces corrélations au fur et à mesure que le point d_i s'éloigne du point d_0. Nous obtenons donc une fonction $f_{d_0}(d_i)$, qui a priori décroît avec la distance séparant d_0 et d_i. Le rayon de décorrélation spatial correspond alors à la distance $|d_0, d_i|$ au-delà de laquelle les valeurs prises par la fonction f passent en dessous d'un certain seuil. Cela correspond à la distance comptée à partir de d_0 au delà de laquelle la variable V initiale n'est plus corrélée dans l'espace avec elle-même. Ce rayon de décorrélation se calcule en prenant tous les points de l'espace étudié comme point de référence d_0 ce qui permet de cartographier ensuite le rayon de décorrélation spatial.

Nous ne calculons pas ce rayon ici. Rémy et al. en 1989 ont montré que ce rayon de décorrélation pour les observations altimétriques était de l'ordre de 20 km et correspondait à la longueur d'onde d'ondulations de la surface. Nous nous intéressons davantage à l'évolution temporelle des observations altimétriques, et à leur lien avec les changements d'états de la surface en réponse aux conditions météorologiques à la surface de la calotte polaire Antarctique.

– *Rayon de décorrélation temporelle*

Le rayon de décorrélation temporel correspond au temps au bout duquel une série temporelle n'est plus corrélée avec elle-même. Dans le cas des observations altimétriques ENVISAT, nous calculons pour c cycles la corrélation entre la série temporelle initiale associée à un point $S(t > c_0)$ et la même série temporelle décalée de c cycles $S(t > (c_0 + c))$. c varie de 0 à 10 cycles, ce qui correspond à l'analyse de la décorrélation temporelle sur une année d'observation.

Dans le cas où il existe des variations à l'échelle annuelle comme c'est le cas dans les observations altimétriques, la corrélation décroît lors des premiers mois, avant d'augmenter à nouveau pour atteindre un pic au bout d'un an. Le calcul du rayon de décorrélation temporel prend uniquement en compte la première phase de décroissance, avant que la corrélation ne s'améliore du fait de la périodicité des observations. Le rayon de décorrélation temporel que nous calculons correspond au temps au bout duquel la corrélation devient inférieure à une valeur seuil.

Nous supposons que la première phase de décroissance de la corrélation suit une loi gaussienne. Nous notons $Cor(t > c_0, t > c_0+c)$ ou pour simplifier $Cor(c_0, c_0+c)$ la corrélation entre une série temporelle initiale, et la même série temporelle décalée de c cycles. Nous cherchons la valeur R_{dt} la mieux adaptée pour représenter la phase de décroissance de cette corrélation sous la forme $Cor(c_0, c_0 + c) = \exp(-\frac{c}{R_{dt}})$. Lorsque $c = R_{dt}$ on obtient $Cor(c_0, c_0 + c) = \exp(-1) = 0.37$. Nous cherchons alors c_1 et c_2 tels que $Cor(c_0, c_0 + c_1) > 0.37$ et $Cor(c_0, c_0 + c_2) < 0.37$. Cela nous donne la valeur du cycle pendant lequel le rayon de décorrélation est atteint. Pour obtenir une valeur plus précise de ce rayon une droite afine du type $a \times x + b$ est ajusté. a et b vérifient alors :

$$a = \frac{Cor(c_0, c_0 + c_2) - Cor(c_0, c_0 + c_1)}{35(c_2 - c_1)}$$

$$b = \frac{c_2 \times Cor(c_0, c_1) - c_1 \times Cor(c_0, c_2)}{35(c_2 - c_1)}$$

Nous obtenons la valeur du rayon de décorrélation temporelles pour $R_{dt} = \frac{0{,}37-b}{a}$.

– *Rayon de décorrélation spatio-temporelle*

Le rayon de décorrélation spatio-temporel permet d'évaluer une taille caractéristique des structures spatiales évoluant dans le temps à la surface de la calotte et détectables par altimétrie. Pour deux points séparés d'une distance Δ, nous prenons en compte toutes les observations effectuées au cours des cycles et calculons la corrélation entre ces deux séries temporelles. Nous la comparons ensuite à une valeur seuil ; si elle est inférieure à la valeur seuil, alors Δ est supérieur au rayon de décorrélation, et si elle est supérieure, Δ est inférieur. Le rayon de décorrélation représente ainsi une distance en-deça de laquelle il existe une très bonne cohérence temporelle entre les observations.

Dans la pratique, plusieurs hypothèses sont nécessaires pour calculer le rayon de décorrélation spatio-temporel.

Nous calculerons des rayons de décorrélation moyens pour toutes les directions envisagées. Nous ne mettrons ainsi pas en évidence les directions privilégiées qui peuvent exister pour certaines structures au sein de la calotte, comme par exemple celles résultant de la présence d'éléments topographiques tels que la chaîne de montagnes transantarctique, les vallées concentrant les masses d'air, ou encore la présence des océans encerclant la calotte. Par extension, lorsque nous étudierons les données le long d'une trace, nous conserverons le terme "rayon" alors que nous n'aurons plus qu'une seule direction, avec deux sens de déplacement.

Le rayon de décorrélation spatio-temporel peut être calculé par différentes méthodes, ce qui peut conduire à des valeurs moyennes différentes, mais ne devrait pas avoir d'influence sur la répartition des valeurs, et devrait donc permettre d'identifier les zones à plus faible ou à plus fort rayon de décorrélation.

La définition d'un rayon de décorrélation suppose que la corrélation entre deux séries temporelles en fonction de la distance séparant ces deux points décroit en suivant une loi gaussienne ($Correlation(x(t), y(t))^2 = exp(-\frac{\Delta_{x,y}^2}{R_d^2})$ où $\Delta_{x,y}$ représente la distance séparant les points x et y). Le rayon de décorrélation correspond à la meilleure valeur possible pour R_d.

Dans les données qui nous intéressent, la décroissance de la corrélation en fonction de la distance ressemble effectivement à une gaussienne pour la plupart des régions, sans être parfaite. Il est donc nécessaire d'utiliser une méthode suffisamment robuste pour ne pas biaiser les résultats du fait de l'éventuelle présence de bruits ou de sauts dans la relation étudiée.

Lorsque l'on étudie les données de l'ensemble de la calotte polaire calculées sur une grille régulière en longitude et latitude, il nous faut calculer les corrélations en fonction de la distance d'éloignement, et nous choisissons de prendre un pas de 10km. Ce n'est pas nécessaire lorsque l'on étudie les données le long de la trace, puisqu'elles sont déjà espacées régulièrement en distance (tous les 330m). Pour un point donné x, nous calculons la corrélation moyenne des points situés dans toutes les directions possibles pour chaque intervalle de distance. Ensuite, nous calculons l'intégrale entre 0 et R de la valeur de la corrélation (ou la somme puisque l'on utilise un pas discret), ce qui a pour effet de lisser la courbe liant la corrélation à la distance.

Nous avons une fonction $Correlation(x(t), y(t))^2$, que nous allons désormais noter de manière simplifiée $Cor(x, y)$, et nous supposons qu'elle décroit exponentiellement en fonction de la distance entre x et y. On note $Cor_i(x, y)$ la moyenne des corrélations entre un point x et tous les points y distants de x d'un certain intervalle caractérisé par i (entre $i \times \delta_{x,y}$ et $(i+1) \times \delta_{x,y}$, avec $\delta_{x,y} = 10km$ pour l'étude globale de la calotte polaire, et $\delta_{x,y} = 330m$ lorsque l'on considère les données le long de la trace) :

$$\delta_{x,y} \times \sum_{i=0}^{i=\frac{R}{\delta_{x,y}}} Cor_i(x, y) = \int_0^R \exp(-\frac{\Delta_{x,y}^2}{R_d^2}) d\Delta_{x,y}$$

$$Et \quad si \quad R = R_d \quad alors \quad \int_0^R \exp(-\frac{\Delta_{x,y}^2}{R_d^2}) d\Delta_{x,y} = R_d \frac{\sqrt{\pi}}{2} erf(1)$$

Nous calculons donc pour des valeurs croissantes de R (pour $R = i \times \delta_{x,y}$, $i = 1, ...$)

la valeur de

$$\frac{\delta_{x,y}}{R} \sum_{i=0}^{i=\frac{R}{\delta_{x,y}}} Cor_i(x,y)$$

qui décroit (sans saut lié au bruit) lorsque R augmente, et la valeur R_d est obtenue lorsque la somme précédente passe le seuil $\frac{\sqrt{\pi}}{2} erf(1)$

2.1.2 Etude de la saisonnalité

Les observations altimétriques présentent un cycle annuel plus ou moins marqué. Nous allons alors chercher des courbes de la forme

$$\alpha \cos(\omega \times t - \phi) + \beta \times t + \gamma$$

avec t exprimé en jours et ω égal à $\frac{2\pi}{365}$ pour obtenir un cycle annuel.

Nous calculons les paramètres α, β, γ et ϕ en minimisant l'écart au sens des moindres carrés avec les séries temporelles des paramètres de forme d'onde. Le calcul d'une telle courbe est toujours possible, et il est important de quantifier à quel point cet ajustement d'un cycle annuel doté d'une tendance est proche de la série temporelle initiale. Pour cela, nous calculons la corrélation entre la courbe ajustée et les observations. Nous pouvons ensuite étudier, lorsque cela est pertinent, les caractéristiques du cycle annuel calculé en cartographiant les principaux paramètres de ce cycle, à savoir l'amplitude du signal annuel, la phase et la tendance, que nous exprimerons pour plus de lisibilité en terme de tendance annuelle. La phase a été déterminée de sorte que la valeur du cycle annuel soit maximal quand $t = \frac{\phi}{\omega}$. Nous représenterons lors des études de la phase du cycle saisonnier ces valeurs de $\frac{\phi}{\omega}$, exprimées en jours ou en mois à compter du 1er janvier. Nous déterminons ainsi la date à laquelle le paramètre étudié est maximal.

2.1.3 Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales fournit des informations sur la variabilité contenue dans les différents paramètres de forme d'onde, et les liens entre ces paramètres. Nous considérons les observations altimétriques point par point, et pour chacun de ces points géographiques prenons en compte sept paramètres de forme d'onde, et menons une analyse en composantes principales.

Nous allons prendre en compte les paramètres de forme d'onde en bande Ku (coefficient de rétrodiffusion, largeur du front de montée et pente du flanc descendant), puisque cette fréquence présente l'avantage d'avoir été utilisée, et de continuer à être utilisée sur d'autres satellites (ERS-1&2, Cryosat). Contrairement aux mesures en bande S, les mesures en bande Ku par ENVISAT sont actuellement toujours effectuées. Il est donc intéressant de comprendre comment les paramètres de forme d'onde en Ku réagissent et varient dans le temps. Utiliser, en plus des trois paramètres précédents, les paramètres en bande S ainsi que la différence entre les paramètres Ku et S serait redondant, on choisit alors de prendre en compte les différences entre paramètres, au détriment des paramètres de forme d'onde en bande S, qui contiennent

l'information fournie par la bande S, et mettent en valeur les différences entre les deux fréquences. Nous incluons, en plus des trois paramètres caractérisant la forme d'onde, la différence de hauteur mesurée entre les deux fréquences.

Nous avons alors sept paramètres de forme d'onde pour lesquels nous allons définir les modes de variabilité temporelle. Nous commençons par évaluer le nombre de modes significatifs, et exploitons les résultats obtenus pour les principaux modes.

Nous cherchons à identifier des structures spatiales, c'est-à-dire des régions pour lesquelles le signal altimétrique présente des caractéristiques communes, témoignant d'une même évolution dans le temps des propriétés de surface et de subsurface. Pour ces régions, l'analyse en composantes principales devrait fournir des modes de variabilité proches.

Un mode de variabilité correspond à une relation linéaire particulière liant les variables étudiées, qui sont ici des paramètres de forme d'onde altimétrique. Nous cherchons à regrouper les points pour lesquels ces relations linéaires sont similaires. Les coefficients engendrant cette relation linéaire forment des vecteurs, qui sont les vecteurs propres de la matrice de corrélation des différents paramètres de forme d'onde pris en compte. On ne considère que des vecteurs unitaires, dont on force la direction pour qu'ils soient tous dans un même demi-espace de l'espace à sept dimensions formé par les vecteurs propres. On va considérer que des vecteurs sont proches les uns des autres lorsque leur produit scalaire est supérieur à 0.96. D'un point de vue géométrique cela signifie que les vecteurs sont dans un cône entourant le vecteur de référence d'angle au sommet inférieur à 15°. Ce critère est relativement sélectif et permet de grouper des points ayant des modes de variabilité très similaires.

Ainsi, la première étape pour regrouper les points ayant des modes de variabilité proches est de sélectionner des vecteurs de référence, représentatifs d'un mode commun à un maximum de points. Nous vérifions alors que les intersections entre les cônes associés aux vecteurs de référence sont nulles. Il reste ensuite à grouper les vecteurs proches de chacun de ces vecteurs de référence.

2.2 Variabilité des observations altimétriques le long de la trace : exemple de la trace n°86

2.2.1 Visualisation de la trace

La trace 86 s'étend entre les points de coordonnées géopgraphiques 159.2°E,71.8°S et 95.3°E,81.5°S et est représentée sur la figure 2.1. Nous excluons de l'étude la partie de trace couvrant les plateformes de glace de mer (hiver) (ou l'océan (été) ainsi que les premiers kilomètres couvrant la calotte polaire, car sur cette partie la topographie est pentue et les données bruitées, ce qui ne permet pas d'en retirer des paramètres caractéristiques de l'état de la surface glacée. Nous nous intéressons ainsi uniquement au segment de trace couvrant le plateau de l'Antarctique de l'Est, à partir de la région de la Terre Victoria jusqu'à l'intérieur de la calotte polaire. La trace est constituée de 4900 points distants d'environ 330m et couvrant ainsi plus de 1500 km. Nous disposons pour étudier cette trace de 55 cycles de mesures effectués par ENVISAT en bi-fréquence, ce qui représente un peu plus de 5 ans d'observations,

à raison d'un cycle d'observation tous les 35 jours.

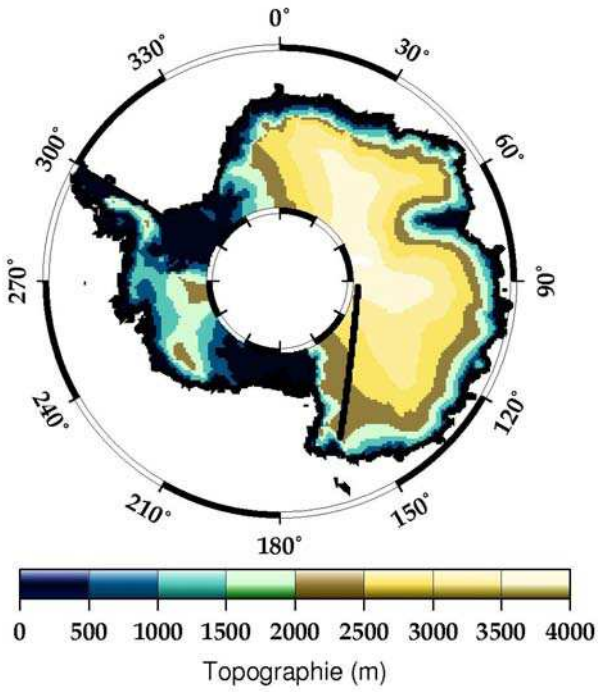


FIGURE 2.1 – *Visualisation de l'emplacement de la trace 86*

2.2.2 Corrections effectuées

D'un cycle à l'autre, le satellite ne survole pas exactement les mêmes endroits, la trace peut se décaler d'une distance allant jusqu'à 1 kilomètre dans la direction perpendiculaire à la trace. Parfois, en cas de dérive, ce décalage est plus important et peut atteindre 2 km. L'empreinte au sol de l'onde altimétrique couvre un disque d'une dizaine de kilomètres de diamètre. Pour interpréter la variabilité dans le temps et le long de la trace, il faut établir des corrections afin d'obtenir pour chaque point le long de la trace une mesure par cycle se rapportant toujours à la même empreinte au sol. Cette correction est d'autant plus nécessaire que la surface est pentue ou accidentée. En moyenne sur l'intérieur de la calotte, la pente est de 2 m pour 1 km (Parish et al., 1987). Elle peut atteindre 10 m ou même 100 m pour 1 km dans les 50 premiers kilomètres du pourtour de la calotte polaire (Parish et al., 1987).

Par conséquent, pour chaque point de la trace, les mesures de tous les cycles sont prises en compte, et l'on suppose que l'état de la surface est suffisamment stable dans le temps pour ajuster sur l'ensemble des mesures faites au cours du temps une forme biquadratique de laquelle on déduit la valeur des paramètres de forme d'onde au même endroit pour tous les cycles.

2.2.3 Etude de la variabilité

Nous nous intéressons pour commencer à la variabilité spatiale, puis temporelle des paramètres de forme d'onde constituant deux informations complémentaires dans l'analyse des données le long de la trace.

2.2.3.1 Variabilité spatiale le long de la trace

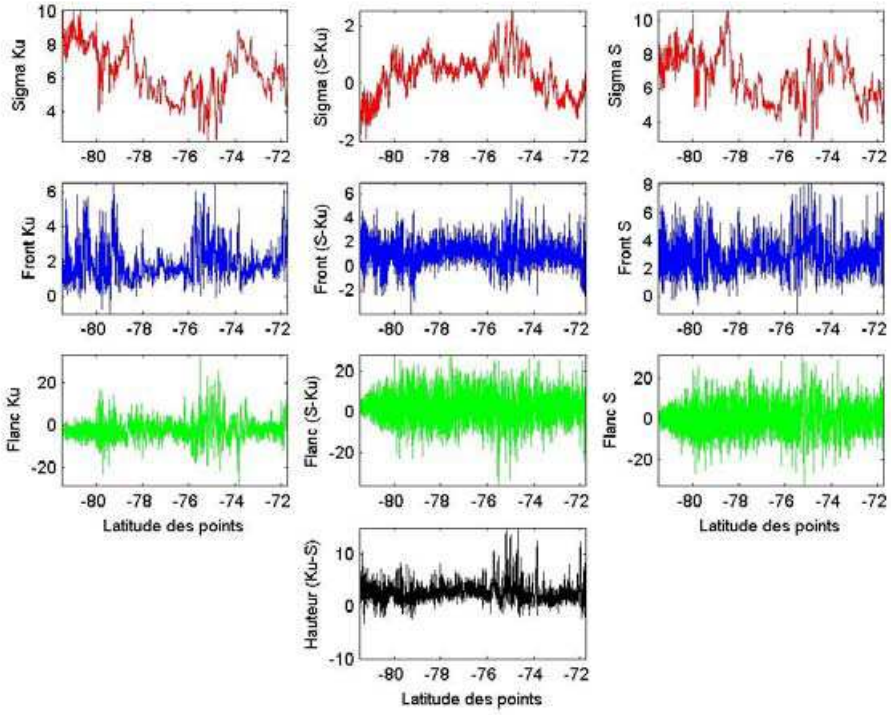
La figure 2.2(a) présente les variations des différents paramètres de forme d'onde le long de la trace. Chaque valeur représente la moyenne calculée sur l'ensemble des cycles. Nous pouvons dès lors remarquer que le paramètre représentant la pente du flanc descendant est un paramètre très bruité, pour lequel il est difficile d'observer des variations le long de la trace. Cette remarque est valable dans les deux fréquences, S et Ku.

Nous avons représenté la différence entre la hauteur déduite des mesures en bande Ku et celle provenant de la bande S, et malgré le niveau de bruit, là encore relativement important, il est évident que cette courbe présente de grandes similarités avec la courbe représentant la différence entre les valeurs de largeur de front de montée en bande S et en bande Ku. Cela vient du mode de calcul de la hauteur de surface, qui se déduit du temps mesuré entre l'émission de l'onde et l'enregistrement de la demi-largeur de front de montée. Ainsi, pour une surface plane et bien réfléchissante les variations de différence de hauteurs mesurées entre les deux fréquences seraient parfaitement corrélées avec les différences de largeur de front de montée. Pour des surfaces plus complexes, le calcul du paramètre de front de montée se base sur une forme a priori de l'écho radar, et peut légèrement différer de la largeur effective du front de montée. Cela est notamment le cas lors de la présence de signal de volume dans l'écho radar.

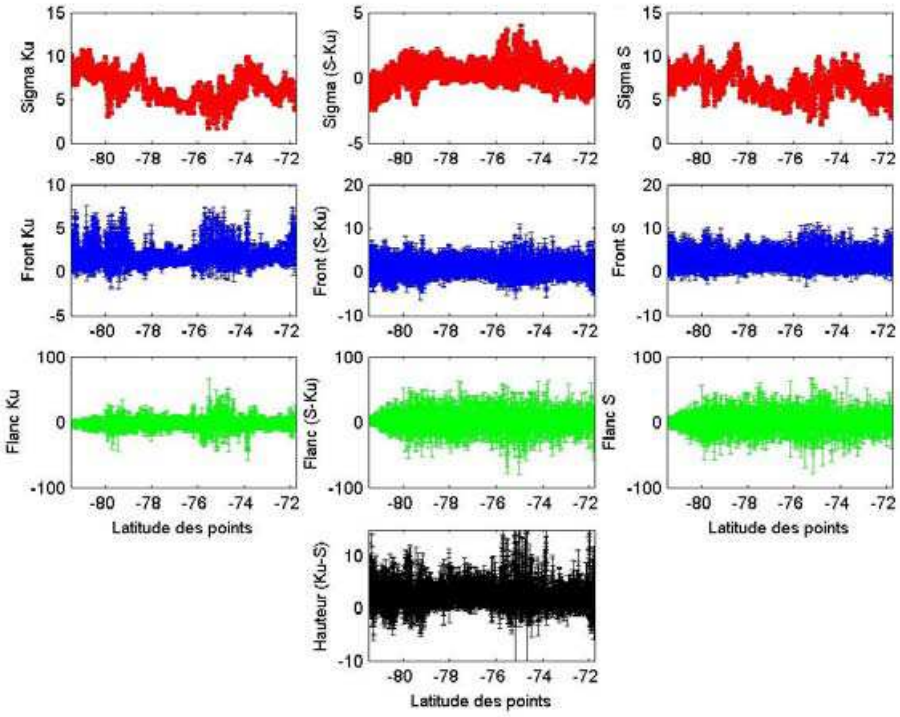
Les courbes du coefficient de rétrodiffusion montrent des variations le long de la trace assez nettes, faisant alterner des régions à fort coefficient de rétrodiffusion et des régions où il est plus faible. Les valeurs prises par le coefficient de rétrodiffusion s'étalent entre 2 dB et 10 dB, ce qui représente un rapport de puissance de plus de 6 entre les valeurs minimales et maximales. On remarque des variations parfois brusques, notamment vers les régions côtières où l'on passe de 4 dB à 8 dB très rapidement, c'est-à-dire que la puissance du signal est multipliée par 2,5 sur ce tronçon.

A cette alternance s'ajoute une tendance nette, présente dans la bande Ku ainsi que dans la bande S, avec un signal plus fort dans les régions intérieures. Un coefficient de rétrodiffusion plus fort peut s'expliquer par une surface plus lisse, une stratification plus fine ou encore des grains de neige plus petits. Le tableau 2.1 récapitule les évolutions des variables météorologiques au fur et à mesure que l'on s'éloigne des régions côtières. Les gradients de température, précipitations ou vents ont un impact sur l'état du manteau neigeux en surface, et les principales caractéristiques sont également mentionnées dans le tableau 2.1.

Nous rappelons maintenant l'impact des changements de propriétés du manteau neigeux sur le coefficient de rétrodiffusion.



(a) Moyennes des paramètres de forme d'onde le long de la trace 86



(b) Moyennes avec barres d'erreurs représentant pour chaque point +/- l'écart type

FIGURE 2.2 – *Moyennes et Ecarts Types sur l'ensemble des cycles de ENVISAT pour les paramètres de forme d'onde le long de la trace 86. "Sigma" est exprimé en dB, le "Front" en mètres et le "Flanc" en* $10^6 s^{-1}$

Evolution de différents paramètres de surface de la côte vers l'intérieur du continent			
Variable météorologique	Impact sur l'état de la surface		
	Stratification	Taille des Grains	Rugosité
Vents ↘	×	×	↘
Accumulation ↘	↗	↗	×
Température ↘	×	↘	×

TABLE 2.1 – *Evolution des conditions météorologiques de la côte vers l'intérieur du continent Antarctique, et leur impact sur les principales propriétés du manteau neigeux. Les croix signifient que l'effet est indéterminé, ou complexe.*

– *Evolution de la rugosité :*

La rugosité de surface dépend de la présence ou non de structures (ondulations de différentes longueurs d'onde) créées par les vents. Or les vents sont réputés pour être plus faibles au niveau du plateau intérieur de l'Antarctique de l'Est que dans les régions côtières. Les vents se faisant plus intenses à l'approche des côtes, la rugosité de surface est également plus importante dans les régions côtières. Le coefficient de rétrodiffusion est alors plus faible dans les régions côtières.

– *Evolution de la stratification :*

Les plus fortes valeurs de coefficients de rétrodiffusion sont également attribuables à une stratification plus fine, entraînant des réflexions à chaque changement de densité sur la verticale du manteau neigeux. Le signal de volume est alors plus fort que dans un milieu homogène en densité dans lequel le signal est essentiellement diffusé.

Le gradient de stratification peut également expliquer la tendance dans le coefficient de rétrodiffusion puisque l'accumulation de neige étant faible au niveau du plateau, on y mesure une très forte stratification (Eisen et al., 2008).

– *Evolution de la taille des grains :*

La taille des grains de neige est un paramètre qui a lui aussi une influence sur le coefficient de rétrodiffusion en contrôlant la diffusion au sein de la subsurface. Or la taille des grains de neige varie elle-même en fonction de la température et du taux d'accumulation. Plus la température est basse (régions intérieures) plus les grains sont petits et moins il y a de diffusion, donc moins de signal réémis. En revanche, plus l'accumulation est faible (ce qui est encore le cas des régions intérieures), plus les grains sont gros, et donc plus la diffusion est faible. Nous avons ici deux mécanismes responsables de l'évolution de la taille des grains de neige qui s'opposent pour expliquer les variations de taille des grains à l'échelle du continent Antarctique.

A l'impact des propriétés de surface, il faut ajouter l'effet des pentes, qui s'accentuent à mesure que l'on se rapproche des côtes et qui sont responsables d'une perte de signal, et donc potentiellement d'une diminution du coefficient de rétrodiffusion.

Le comportement de la courbe représentant la différence entre les coefficients de rétrodiffusion dans les deux fréquences suit les variations de la courbe en bande S (de plus forte amplitude), modulées par les variations en bande Ku sur la première partie de la trace. La décroissance sur la partie la plus au sud de la trace montre que la tendance observée précédemment est plus marquée en bande Ku qu'en bande S.

Ceci va dans le sens des deux hypothèses faites précédemment, puisque les changements de rugosité à petite échelle n'influencent pas les mesures en bande S (Lacroix, 2007). Les surfaces paraissent plus lisses à grande longueur d'onde, et en bande S, la surface est toujours vue comme lisse même si des variations de micro-rugosité surviennent (Lacroix, 2007). De même, les grains paraissent toujours plus petits en bande S. C'est-à-dire que plus la longueur d'onde est importante, plus les objets sont vus comme étant petits. D'après Lacroix (2007), la variation de la taille des grains n'affecte pas les mesures en bande S, et au niveau de la subsurface, seuls les changements de stratification peuvent être responsables d'une variation de signal en bande S. La bande Ku est alors sensible à un plus grand nombre de paramètres dont les effets s'ajoutent pour faire augmenter les valeurs du coefficient de rétrodiffusion de la côte vers l'intérieur du plateau de l'Antarctique de l'Est. Cela expliquerait une plus forte tendance du signal en bande Ku.

La courbe de front de montée en bande Ku présente alternativement des niveaux de bruits plus ou moins élevés, qui coincident avec le niveau de bruit de la courbe représentant la pente du flanc descendant en bande Ku. On peut remarquer que les régions à très forte variabilité pour ces deux paramètres coincident avec les régions pour lesquelles le coefficient de rétrodiffusion décroit.

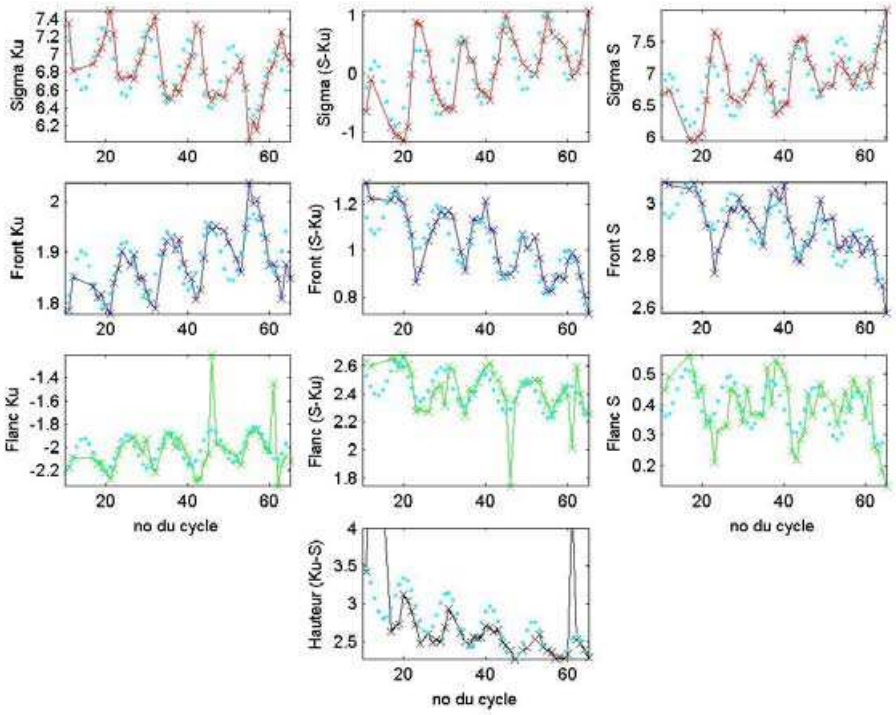
La figure 2.2(b) reprend ce qui était représenté sur la figure 2.2(a), en y ajoutant des écarts types sous forme de barres d'erreur. La figure 2.2(a) représente, point par point, les moyennes temporelles des différents paramètres de forme d'onde. L'ajout de barres d'erreurs permet d'évaluer si la moyenne est représentative des valeurs prises par les paramètres au cours des cycles d'observations. Un faible écart témoigne que les valeurs des paramètres sont toujours proches de la valeur moyenne, alors qu'un écart type élevé indique que la valeur moyenne est peu représentative des valeurs effectivement prises, et qu'il est alors illusoire d'analyser les variations moyennes des paramètres le long de la trace, puisqu'elles sont peu représentatives des variations observables au cours d'un même cycle d'acquisition de données du satellite.

Sur la plupart des graphiques, exceptés ceux représentant le coefficient de rétrodiffusion, la représentation des écart types couvrent les variations moyennes que l'on peut observer le long de la trace, sans toutefois les dépasser. La comparaison des figures 2.2(a) et 2.2(b) montre que la variabilité temporelle est moins importante que la variabilité spatiale, ce que l'on va confirmer dans le paragraphe suivant.

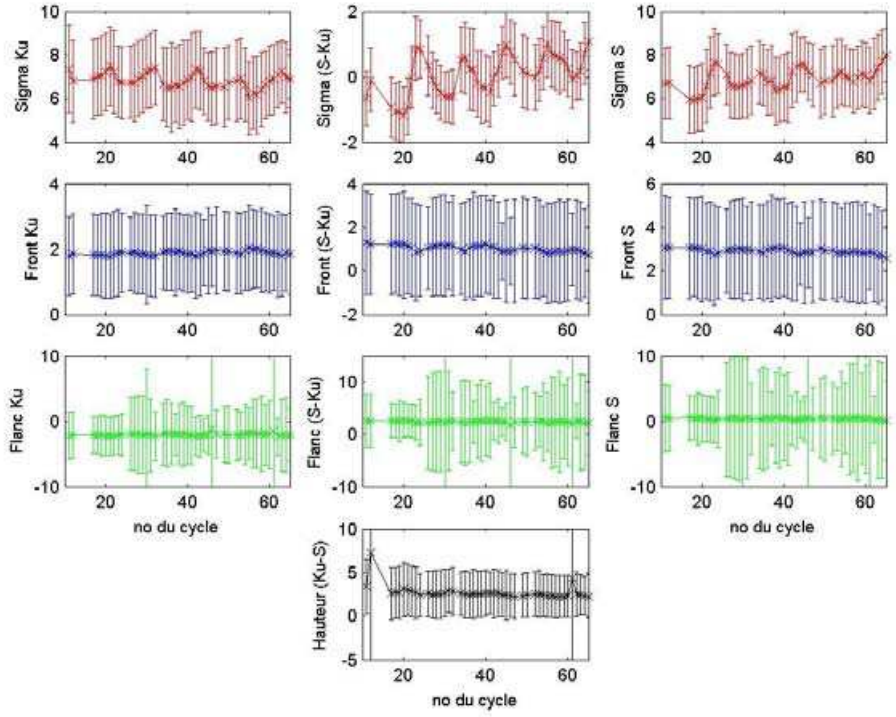
Il est clair que les paramètres de forme d'onde évoluent en fonction des propriétés de surface de la calotte polaire. Ces propriétés évoluent ainsi plus nettement dans l'espace, même sur de courtes distances, qu'au cours des saisons. Il existe donc des caractéristiques de surface locales, relativement stables dans le temps.

2.2.3.2 Variabilité dans le temps

Nous moyennons désormais les valeurs des paramètres pour toute la trace, et étudions les variations au cours des cycles de cette moyenne. Un cycle annuel se distingue nettement sur les 5 ans d'observations disponibles, mis en évidence par la courbe en pointillé vert sur la figure 2.3(a). Nous analyserons par la suite les cycles saisonniers pour chacun des points le long de la trace. Sur la courbe moyenne, une variabilité interannuelle est présente, qui se remarque lorsque les pics des observa-



(a) Moyennes des différents paramètres pour chacun des cycles d'observation. Les croix représentent les date de milieu de cycle, les courbes en pointillé vert correspondent à l'ajustement d'un cycle saisonnier sur l'ensemble de la période.



(b) Moyennes avec barres d'erreurs représentant pour chaque cycle +/- l'écart type

FIGURE 2.3 – *Moyennes et Ecarts Types des valeurs prises par les paramètres de forme d'onde sur la trace 86 pour chacun des cycles ENVISAT. "Sigma" est exprimé en dB, le "Front" en mètres et le "Flanc" en* $10^6 s^{-1}$

tions ne coincident pas avec les pics du cycle annuel ajusté, mais cette variabilité est essentiellement causée par une forte tendance, négative pour le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku, la largeur du front de montée en bande S, et dans une moindre mesure la pente du flanc descendant en bande S. A l'inverse, on observe une tendance positive pour le coefficient de rétrodiffusion en bande S, la largeur du front de montée en bande Ku et également, mais toujours en étant moins marquée, la pente du flanc descendant en bande Ku. L'amplitude calculée du cycle saisonnier de la différence de hauteur entre les bandes Ku et S est faussée par la présence de deux pics aux cycles 11 et 62

Comme il a été fait à la section précédente, des barres d'erreur représentant l'écart type des valeurs prises par les paramètres pour un cycle sur toute la trace sont ajoutées sur la figure 2.3(b). Pour le coefficient de rétrodiffusion comme pour la largeur du front de montée, cet écart type dépasse fortement l'amplitude des variations de la moyenne temporelle et demeure relativement constant au cours des cycles, montrant qu'il existe une large variabilité spatiale pour tous les cycles.

2.2.3.3 Synthèse

Nous constatons ici que la variabilité est bien plus importante dans l'espace que dans le temps. La moyenne sur 55 cycles des valeurs des paramètres de forme d'onde évolue notablement le long de la trace, et les écarts types calculés montrent qu'en général ces moyennes sont bien représentatives des valeurs prises par les paramètres sur l'ensemble des 55 cycles. Ce constat est complété par l'observation des moyennes des paramètres sur l'ensemble de la trace qui évoluent peu au cours des cycles, alors que pour un même cycle, les valeurs des paramètres évoluent significativement tout au long de la trace.

La trace 86 traverse le plateau de l'Antarctique de l'Est, réputé pour être relativement plat, mais sur lequel on observe la présence de structures de surface, à plus ou moins grande échelle. Ce sont probablement ces reliefs présents à la surface de la calotte qui est à l'origine de la large variabilité spatiale observée dans les paramètres de la forme d'onde de l'écho altimétrique. Ceux-ci sont en effet sensibles aux éléments topographiques (Legrésy et al., 1997), de même qu'aux propriétés de la neige telles que densité ou taille des grains.

2.2.4 Etude de la présence de cycles annuels dans les paramètres de forme d'onde

Lors de l'étude de la variabilité temporelle des paramètres de forme d'onde nous avons remarqué la présence d'un cycle annuel. Il parait donc pertinent d'évaluer si un tel cycle existe en chacun des points le long de la trace, et quelles en sont les caractéristiques. Nous ajustons donc pour chacun des points le long de la trace et pour les différents paramètres de forme d'onde étudiés un cycle saisonnier. Nous calculons la corrélation entre ces cycles saisonniers et les séries temporelles initiales (figure 2.4 afin d'évaluer à quel point la représentation des variations temporelles par un cycle annuel est judicieux ou non. Nous observons les variations de l'amplitude (figure 2.5) et de la phase (figure 2.6) de ces cycles saisonniers. Nous évaluons également si il y

a des variations de tendance (figure 2.7) d'un point à l'autre.

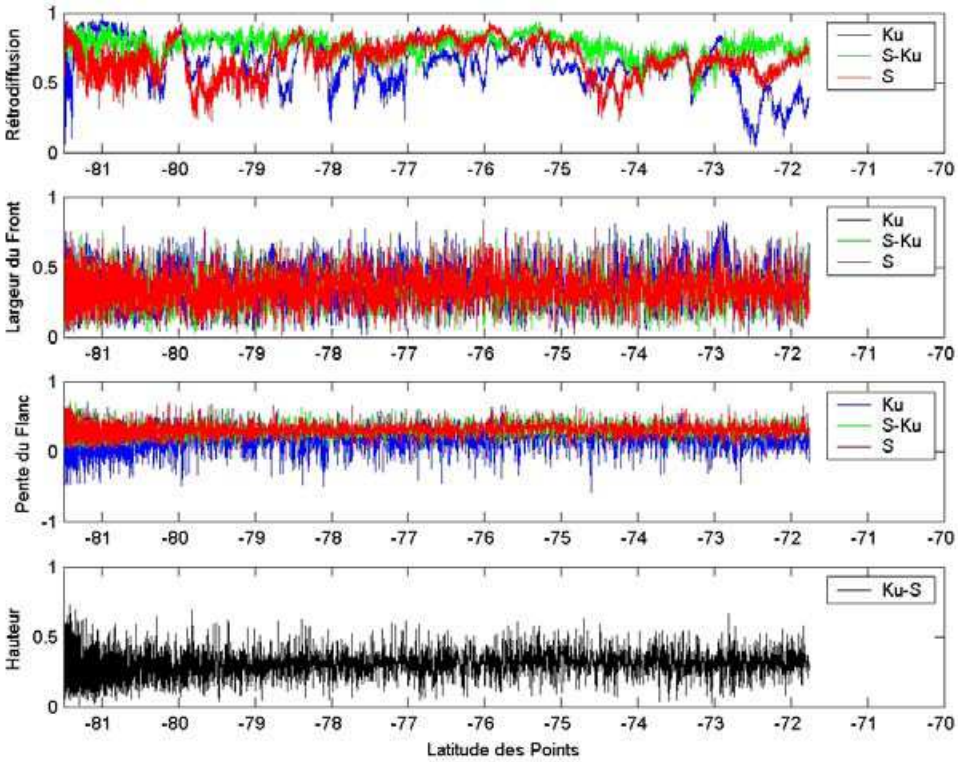


FIGURE 2.4 – *Corrélations entre les cycles saisonniers ajustés et les séries temporelles initiales des différents paramètres de forme d'onde pour chacun des points le long de la trace. Lorsque la forme due signal ressemble effectivement à une sinusoïde de période 1 an, la corrélation sera positive, et proche de 1. L'échelle sur la figure représentant la pente du flanc descendant va de -1 à +1, ce qui montre que pour ce paramètre le signal est parfois relativement éloigné d'une sinusoïde.*

La figure 2.4 montre que les cycles saisonniers sont bien adaptés aux coefficients de rétrodiffusion, excepté peut-être pour la bande Ku en début et fin de trace, tandis que les corrélations calculées pour les autres paramètres de forme d'onde sont plus faibles. Cela peut s'expliquer par la présence d'un bruit plus grand pour les autres paramètres qui n'est pas traduit dans le cycle annuel ajusté. Ce bruit est également reflété dans la représentation des caractéristiques des cycles saisonniers, puisque celles-ci varient considérablement entre deux points consécutifs le long de la trace, qui ne sont pourtant distants que de 330m. Ce bruit rend difficile l'interprétation des cycles saisonniers pour les paramètres autres que les coefficients de rétrodiffusion, et vient appuyer le constat fait précédemment de la présence d'une très forte variabilité spatiale dans les observations altimétriques le long de la trace.

Nous nous concentrons donc sur les représentations des cycles saisonniers des coefficients de rétrodiffusion, qui sont plus faciles à exploiter. L'amplitude du cycle saisonnier de la différence entre la bande S et la bande Ku coïncide avec le maxi-

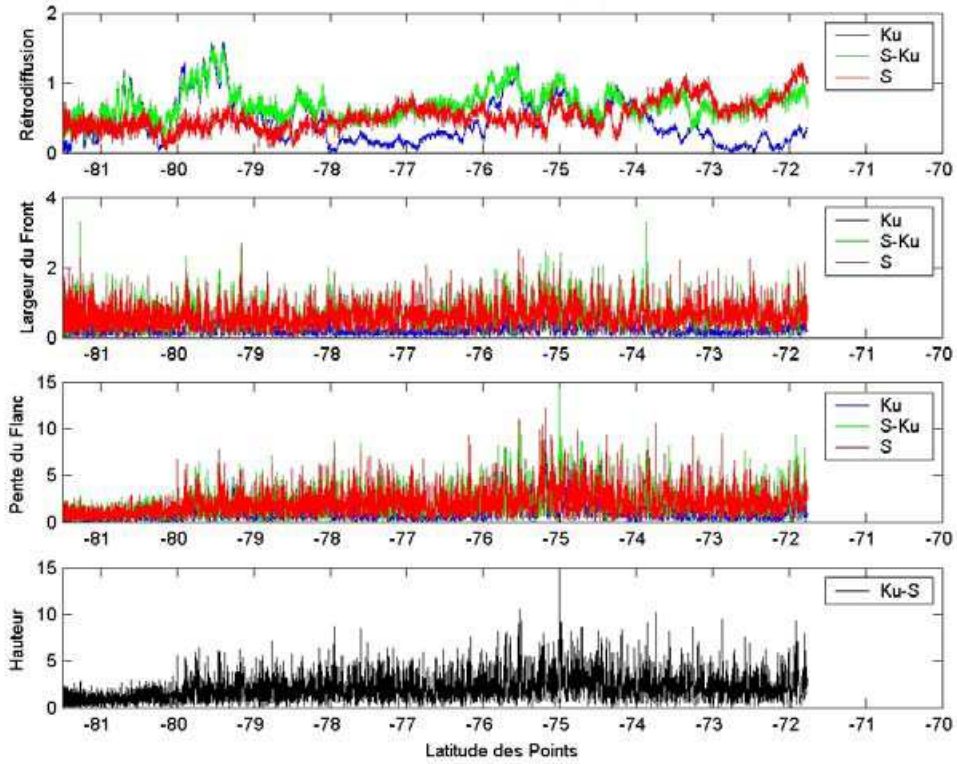
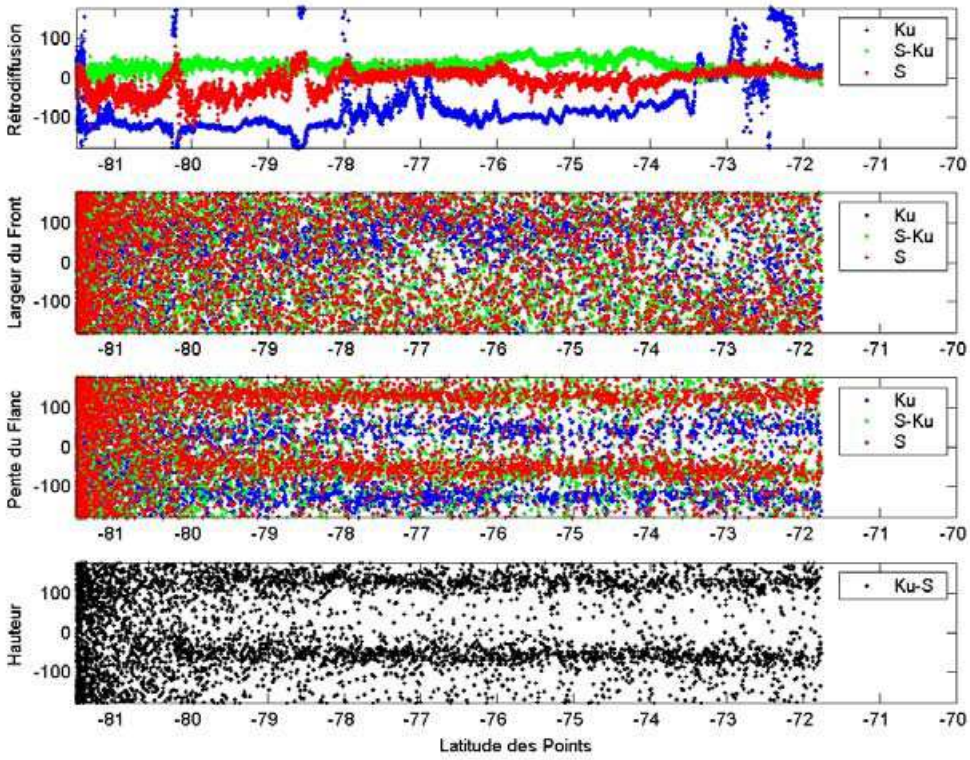


FIGURE 2.5 – *Amplitudes des cycles saisonniers ajustés aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde pour chacun des points le long de la trace (Rétrodiffusion en dB, largeur du front de montée en mètres, pente du flanc descendant en* $10^6 s^{-1}$ *et hauteur exprimée en mètres*

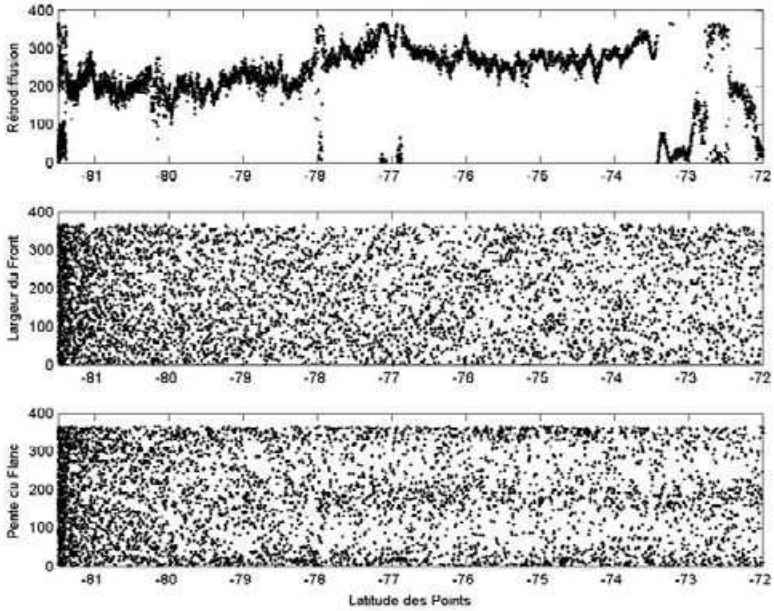
mum d'amplitude entre les cycles saisonniers de la bande S et Ku. Ce qui est compréhensible puisque la fréquence pour laquelle les variations sont les plus amples va dominer le signal obtenu lorsque l'on fait la différence entre les deux fréquences. Les amplitudes calculées des cycles saisonniers adaptés à la bande S sont relativement homogènes le long de la trace, en comparaison avec celles obtenues pour la bande Ku, pour laquelle les amplitudes calculées sont parfois quasiment nulles, et atteignent à d'autres endroits environ 1,5 dB. Ainsi, tout au long de la trace, l'amplitude du cycle annuel du coefficient de rétrodiffusion en bande S est relativement constante. Cela rejoint les hypothèses établies précédemment qui lient les variations de coefficient de rétrodiffusion à des évolutions spatiales de stratification, rugosité ou taille des grains. Ces caractéristiques de surface ayant peu d'influence sur la bande S, les caractéristiques des variations temporelles du coefficient de rétrodiffusion sont relativement constantes le long de la trace. La bande S est toutefois sensible à des changements temporels des propriétés du manteau à l'origine des cycles saisonniers calculés.

Nous ne remarquons pas de lien net entre les variations d'amplitude de cycles saisonniers et la distance à la côte comme observé par Lacroix (2007), ni, comme il vient d'être constaté une amplitude des cycles en bande S systématiquement plus importante qu'en bande Ku (Lacroix, 2007). Lacroix et al., 2008 ont expliqué la saisonnalité de la forme d'onde par les processus de densification affectant le manteau neigeux. Nous utilisons ici des données le long de la trace, et non pas moyennées sur une grille régulière, et nous avons une série temporelle plus longue, dont les caractéristiques ont pu évoluer. A la section suivante, nous étudierons de même que Lacroix (2007) les caractéristiques des cycles annuels des paramètres de forme d'onde moyennés sur une grille couvrant la calotte pour toute la période d'observations en bi-fréquence du satellite ENVISAT et la comparaison sera alors plus adaptée.

Les graphiques représentant les phases des cycles annuels montrent la date du maximum de ces cycles exprimée en nombre de jours depuis le 1er janvier, et ce pour chacun des points le long de la trace. La phase du coefficient de rétrodiffusion en bande S est relativement homogène tout au long de la trace. Le signal est ainsi maximal en été austral, entre décembre et février. En bande Ku, la date du maximum varie tout au long de la trace. Pour les points les plus proches de la côte de même que pour les points les plus intérieurs, la variabilité de la phase est grande. Cela correspond également aux régions pour lesquelles la corrélation entre le signal enregistré et le cycle ajusté est faible, et suggère ainsi que l'ajustement d'un cycle saisonnier n'est pas très pertinent dans ces régions. Entre ces deux régions, on remarque que la phase se décale progressivement, avec un maximum de rétrodiffusion en juillet pour les régions côtières, puis rapidement le maximum passe en janvier, et continue de se décaler au fur et à mesure que l'on avance le long de la trace pour atteindre le plateau intérieur, pour de nouveau avoir un pic de rétrodiffusion en juillet. Il est difficile d'interpréter l'évolution de la différence de phases entre la bande S et la bande Ku d'après la figure 2.6, c'est pourquoi nous faisons figurer directement les déphasages calculés entre les deux fréquences sur la figure 2.6(b). Sur la partie de la trace la plus proche du pôle, le pic du signal en bande Ku se produit environ 6 mois après celui en bande S, et ce déphasage décroît faiblement après 78°Sud. A l'approche des côtes, le signal est bruité, et le déphasage calculé est



(a) Evolution de la phase des cycles saisonniers des paramètres de forme d'onde le long de la trace (en nombre de jours comptés à partir du 1er janvier)



(b) Déphasage (en jours) entre les cycles saisonniers de la bande S et de la bande Ku le long de la trace

FIGURE 2.6 – *Phases des cycles saisonniers ajustés aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde pour chacun des points le long de la trace (a) et déphasage de ces cycles saisonniers entre les deux fréquences S et Ku (b)*

par conséquent chaotique. Globalement, sur cette trace, un déphasage de 6 mois est observé entre les cycles saisonniers associés à chacune des fréquences d'observation. Nous étudierons par la suite plus en détail ce déphasage entre les deux fréquences à l'échelle de la calotte polaire.

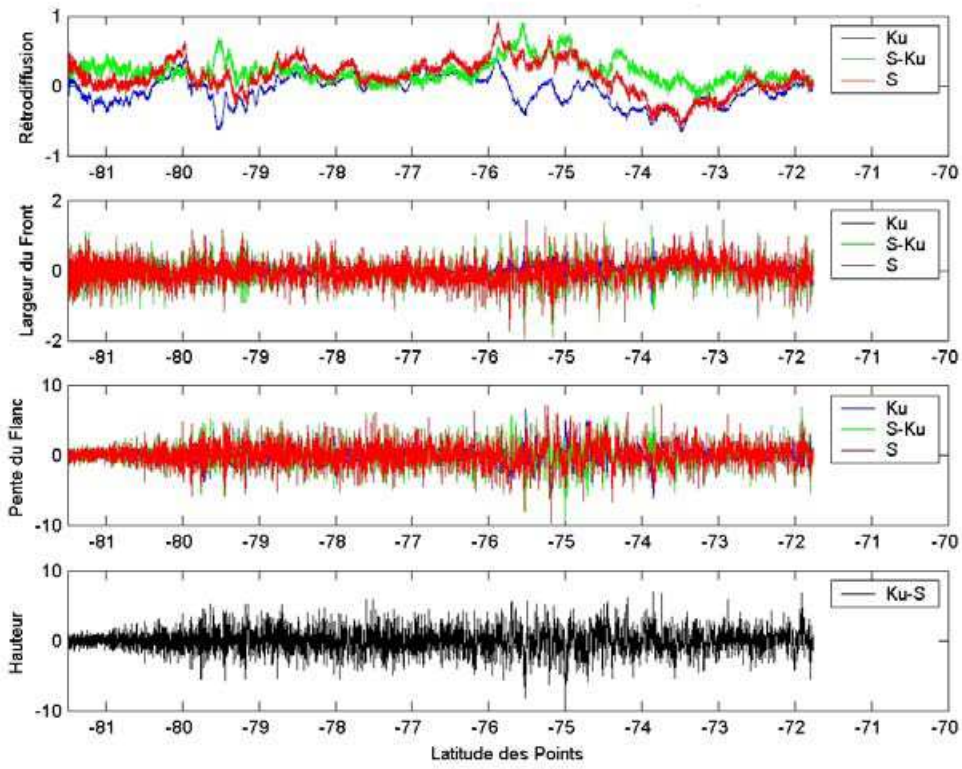


FIGURE 2.7 – *Tendances annuelles ajoutées aux cycles saisonniers ajustés aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde pour chacun des points le long de la trace*

Si les valeurs de tendance sont biaisées du fait de l'exploitation d'un nombre non entier d'années, on peut toutefois en étudier la variabilité le long de la trace. Pour tous les paramètres, on obtient le long de la trace une alternance de valeurs de tendance positives et négatives, ce qui donne des courbes très bruitées pour la pente du flanc et la largeur du front de montée. Le coefficient de rétrodiffusion montre là-encore une variabilité le long de la trace non couverte par le bruit, et qui met en évidence des spécificités locales de la surface de la calotte lorsque l'on se déplace sur le plateau de l'Antarctique de l'Est. Les tendances observées dans les deux fréquences ont les mêmes ordres de grandeur.

2.2.5 Echelles de cohérence spatiales et temporelles

Nous allons désormais quantifier les échelles de variations spatiales et temporelles en calculant les rayons de décorrélation avec les méthodes précédemment décrites.

2.2.6 Rayon de décorrélation temporelle

Les résultats des calculs de rayon de décorrélation temporelle sont présentés sur la figure 2.8 où les axes sont exprimés en nombre de jours. La résolution temporelle de l'altimètre est de 35 jours, les variations de rayon de décorrélation inférieures à cet ordre de grandeur ne sont alors pas significatives.

Les paramètres décrivant la largeur du front de montée et la pente du flanc descendant présentent une forte décorrélation temporelle, puisque lorsque l'on décale d'un cycle les séries temporelles, nous obtenons des signaux très décorrélés. Les valeurs de rayons de décorrélation sont ainsi inférieures à 35 jours pour un grand nombre de points, et ne sont donc pas significatives. Il est illusoire de chercher à en étudier les variations le long de la trace. La différence de hauteur entre les fréquences reste quant à elle corrélée pendant au plus deux cycles d'obervations du satellite, tandis que la hauteur en bande Ku donne lieu à des rayons de décorrélation très variables le long de la trace, avec une valeur de l'ordre de deux cycles au plus pour la majorité des points, mais avec toutefois des valeurs très variables atteintes tout au long de la trace, et pouvant aller jusqu'à environ 300 jours.

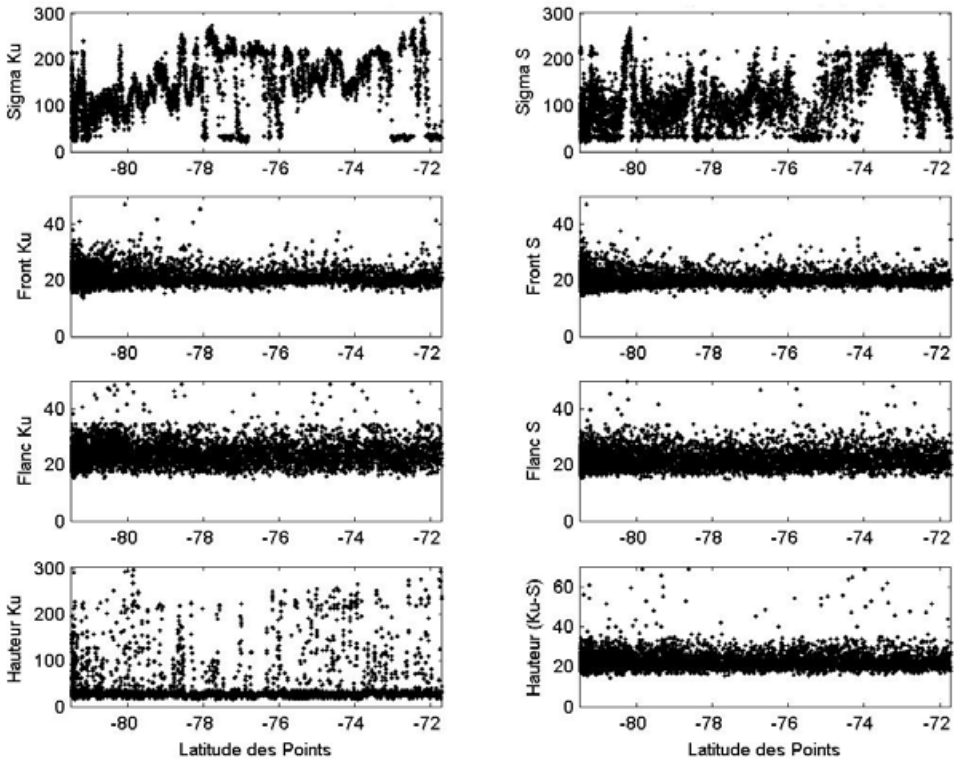


FIGURE 2.8 – *Valeurs des rayons de décorrélation temporelle le long de la trace, exprimées en jours*

C'est une fois de plus pour le coefficient de rétrodiffusion que l'on observe le signal le plus propre avec un large éventail de valeurs allant de 1 à 9 cycles d'observations.

La variabilité le long de la trace est importante, notamment dans la zone la plus proche de la côte, restant ensuite entre 4 et 7 cycles avant de varier de nouveau très fortement au milieu de la trace, et enfin de décroître, toujours avec une variabilité notoire dans les régions les plus intérieures. Les régions côtières sont sous l'influence des perturbations météorologiques, sources d'évolution de l'état de la surface. Or on observe dans la zone la plus proche de la côte une grande variabilité du rayon de décorrélation temporelle, avec des valeurs très faibles comme relativement importantes, qui sont donc à mettre en relation avec des phénomènes très localisés influençant l'état de la surface. Les régions les plus intérieures sont isolées des perturbations, et l'on observe une plus grande homogénéité des rayons de décorrélation, avec des valeurs cependant de plus en plus faibles vers l'intérieur de la calotte. Cela montre que des variations d'état de la surface de la calotte au niveau du plateau intérieur existent malgré une plus faible activité météorologique. Elles peuvent être liées aux changements d'état du manteau neigeux sous l'influence d'un cycle de température de grande amplitude, ou sous l'action des masses d'air qui érodent la surface, et dont les directions de déplacement sont moins constantes que dans les régions plus pentues. La région intermédiaire de la trace peut être mise en relation avec une zone de convergence des masses d'air (voir Parish et Bromwich, 2007) en lien avec l'évolution de la topographie.

2.2.7 Rayon de décorrélation spatio-temporelle

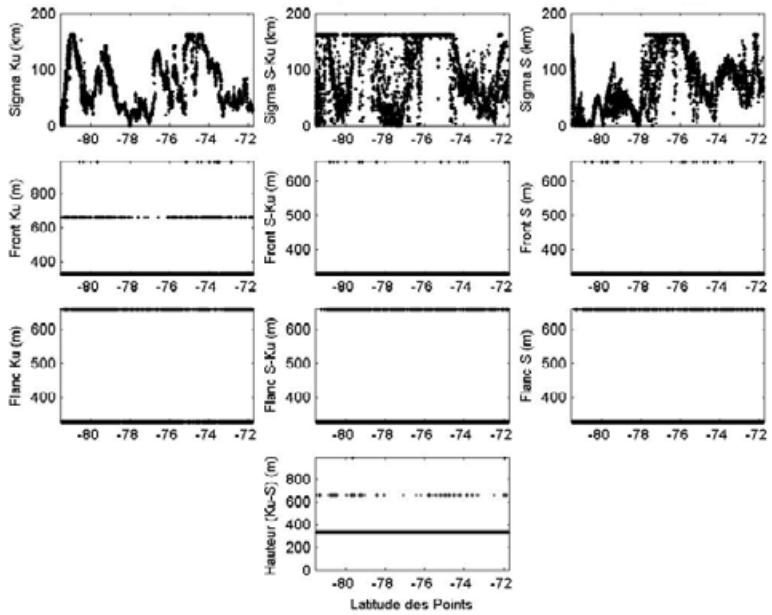


FIGURE 2.9 – *Valeurs des rayons de décorrélation spatio-temporelle le long de la trace. Ces rayons sont exprimés en kilomètres pour le coefficient de rétrodiffusion, et en mètres pour les autres paramètres.*

En étudiant les données le long d'une trace nous nous situons à une dimension spatiale. Le calcul de rayon de décorrélation spatio-temporelle correspond dans ce cas à la décorrélation dans une direction et deux sens, excepté pour les points situés aux extrémités de la trace pour lesquels un seul sens est pris en compte. Nous appliquons la méthode présentée dans la première partie de ce chapitre. Les valeurs des rayons de décorrélation varient par pas de 330m (voir la figure 2.9). Pour tous les paramètres exceptés le coefficient de rétrodiffusion, les rayons de décorrélation spatiale varient entre 0m et 660m, ou même entre 330m et 660m, c'est-à-dire que seuls 2 ou 3 points de mesures consécutifs ont des séries temporelles relativement bien corrélées entre elles. La différence de hauteur mesurée entre les deux fréquences étant très liée à la différence entre les paramètres de front, les rayons de décorrélation spatiale sont du même ordre de grandeur. Le coefficient de rétrodiffusion quant à lui répond à des échelles de variations évoluant tout au long de la trace, de façon relativement cyclique et allant de quelques centimètres à près de 200 km. Ces variations peuvent correspondre à l'alternance de relief et de surfaces plus lisses. Lorsque la surface est relativement lisse sur une certaine distance, les signaux enregistrés pour des points proches seront cohérents tandis que la présence de relief de petite échelle est source d'inhomognéité. Ce relief entraîne des valeurs de coefficient de rétrodiffusion variables d'un point à l'autre, et est plus susceptible d'évoluer dans le temps (par exemple par migration des petites ondulations de surface) qu'une surface lisse.

2.2.8 Analyse en composantes principales des paramètres de forme d'onde le long de la trace

Nous cherchons à identifier des comportements spatio-temporels des paramètres de forme d'onde, et en particulier, nous voulons identifier la signature de certains changements d'état de la surface dans les formes d'onde des deux fréquences Ku et S. Les évolutions de l'état de la surface se traduisent par des modifications de l'ensemble de la forme d'onde, et non pas d'un paramètre en particulier. Il faut donc pouvoir analyser les variations de tous les paramètres de forme d'onde les uns par rapport aux autres. Pour cela, l'analyse en composantes principales semble être une méthode bien adaptée. Elle va nous permettre d'isoler des modes de variabilité temporelle, et surtout de mettre en relation les points de la trace ayant des modes de variabilité communs.

Nous suivons la méthodologie présentée dans la première partie de ce chapitre, et commençons par analyser le nombre de modes significatifs obtenus.

Le tableau 2.2 récapitule les pourcentages de variance expliquée par chacun des modes pour l'ensemble des points de la trace. Ainsi, le premier mode domine nettement les autres, expliquant parfois plus de 85% de variance. En moyenne sur tous les points de la trace, ce mode explique à lui seul plus de 45% de variance, le deuxième plus de 25%, et le troisième presque 15%. Nous avons vérifié que pour tous les points, les trois premiers modes réunis expliquaient toujours au moins 70% de la variance, et nous pouvons alors nous contenter de l'étude de ces trois modes, les suivants n'étant pas significatifs.

Nous allons maintenant regrouper les points ayant leur 1er, 2ème ou 3ème mode de variabilité en commun, toujours en suivant la méthodologie expliquée en début

	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4	Mode 5	Mode 6	Mode 7
% Minimum	30,26	7,43	1,88	0,49	0,09	0,02	0,00
% Maximum	87,51	42,38	27,84	17,26	10,33	5,47	2,05
% Moyen	47,98	27,21	14,64	6,40	2,69	0,87	0,20

TABLE 2.2 – *Analyse en composantes principales menée point par point le long de la trace : pourcentages de variance expliquée minimum, maximum et moyenne par chacun des modes*

de chapitre. Pour chacun des modes, nous identifions des vecteurs de référence, c'est-à-dire un nombre restreint de vecteurs de référence permettant de décrire les modes obtenus pour tous les points de la trace. Les trois vecteurs les plus importants (qui sont communs à un nombre suffisant de points) de chaque mode sont décrits dans le tableau 2.3, et nous représentons sur la figure 2.10 la répartition des zones d'influence des différents vecteurs. Chacun des vecteurs de référence du troisième mode n'est associé qu'à très peu de points. Ce mode explique généralement assez peu de variance, et au vu de l'importance du niveau de bruit présent dans les signaux éudiés, on conçoit aisément que ce bruit est présent dès le troisième mode, et génère une indépendance de la variabilité entre les différents points de la trace. La présence de bruit dans les signaux ne permet ainsi pas d'identifier un 3ème mode commun à un nombre significatif de points.

Vecteurs génériques pour le Mode 1								
Nb de pts	Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$	Nom
185	0,393	-0,340	-0,362	-0,388	0,291	0,419	0,396	A
109	0,410	-0,218	-0,406	0,408	-0,109	0,461	0,445	B
96	0,355	0,319	-0,379	-0,355	-0,323	0,429	0,426	C
Vecteurs génériques pour le Mode 2								
Nb de pts	Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$	Nom
85	0,014	0,522	-0,176	-0,069	-0,524	0,429	0,441	E
84	0,089	-0,601	-0,173	-0,128	0,595	0,318	0,302	F
58	0,078	0,552	0,057	0,052	-0,555	-0,415	-0,406	G
Vecteurs génériques pour le Mode 3								
Nb de pts	Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$	Nom
16	0,409	0,357	-0,351	-0,368	-0,397	-0,348	-0,371	J
13	0,490	-0,379	-0,306	-0,443	0,344	-0,282	-0,313	K
13	0,432	0,263	-0,419	-0,397	-0,300	0,388	0,376	L

TABLE 2.3 – *Vecteurs de référence ou vecteurs génériques.*

Les deux vecteurs qui regroupent le plus de points pour le mode 1 (A et B) ont quelques caractéristiques communes. Pour commencer, les coefficients de la bande Ku fournissent la même contribution pour ces deux vecteurs. Le premier mode est celui qui contient un maximum de variance. Or puisqu'on observe souvent une anti-corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion d'une part et la pente du flanc descendant et la largeur du front de montée d'autre part, pour obtenir un maximum

de variance il faut éviter que ces paramètres se compensent, et attribuer par conséquent un signe opposé d'un côté au coefficient de rétrodiffusion, et de l'autre aux deux paramètres caractérisant le front et le flanc de la forme d'onde. Ce qui est effectivement le cas pour les deux premiers vecteurs les plus importants du mode 1. Cette relation entre les paramètres de forme d'onde en bande Ku est caractéristique du rapport entre signal de surface et signal de volume, et a déjà été mise en évidence par une analyse en composante principale des paramètres de forme d'onde en bande Ku à partir des données ERS (Legrésy et al., 1997)

Ensuite, un autre point commun entre ces deux vecteurs se trouve dans les coefficients des différences de front et de hauteur entre les deux fréquences. Ces deux paramètres sont fortement corrélés, les mesures de hauteur étant déduites du temps mis entre l'émission de l'onde et la réception de la partie de signal correspondant à la demi-largeur du front de montée. Lorsque le front de montée s'allonge, la hauteur mesurée baisse. Comme cette différence correspond au signal en bande S diminué du signal en bande Ku pour le front, et l'inverse pour la différence de hauteur, les séries temporelles correspondantes sont fortement corrélées. Un coefficient d'amplitude comparable est donc attribué à chacun de ces paramètres. Cela est vérifié pour absolument tous les vecteurs mentionnés dans le tableau 2.3.

Concernant la différence de front, nous constatons ici l'opposition de signes entre les signaux en bande Ku et les signaux de différence (S-Ku), ce qui évite d'atténuer la contribution du signal en bande Ku (n'oublions pas que les signaux sont centrés réduits). Cette relation entre les coefficients peut également être attribué à un signal fort en bande S, à condition qu'il soit anti-corrélé au signal en bande Ku. La même chose est observable concernant le coefficient de rétrodiffusion pour l'un des deux vecteurs (*vecteur A*) et pour la pente du flanc descendant pour l'autre vecteur (B).

Nous avons déjà remarqué que parfois la différence entre les deux fréquences des valeurs de coefficient de rétrodiffusion était dominée par le signal en bande Ku, parfois par le signal en bande S, les deux n'étant pas nécessairement corrélés entre eux (un déphasage entre les cycles annuels ajustés a par exemple été souligné). Deux comportements analogues pour la pente du flanc pourraient expliquer l'existence des deux premiers modes présentés ici. Nous avons toutefois déjà remarqué que ce paramètre présentait un fort niveau de bruit. La variabilité de ce coefficient étant dominé par du bruit, il est peu représenté dans le premier mode. Ces faibles amplitudes peuvent justifier un changement de signe du coefficient, sans changement notoire dans le rapport entre les fréquences S et Ku.

Ce sont donc les signes des coefficients du paramètre de rétrodiffusion qui différencient les vecteurs A et B. Ainsi, le signe affectant le coefficient de la différence de rétrodiffusion entre les deux fréquences est opposé au signe du coefficient de ce paramètre en bande Ku, sauf lorsque le signal en Bande S est particulièrement significatif, et varie dans le même sens que le signal en Ku.

Le vecteur suivant du premier mode (*vecteur C*) regroupe un peu moins de points que les deux précédents. Ce vecteur semble être un mélange des deux précédemment décrits, à l'exception de la contribution du paramètre de flanc en bande Ku.Si l'on retrouve l'opposition entre le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku et la largeur du front de montée, cela n'est plus vrai pour la pente du flanc descendant, qui apporte une contribution de même signe que le coefficient de rétrodiffusion. Ce paramètre, si il

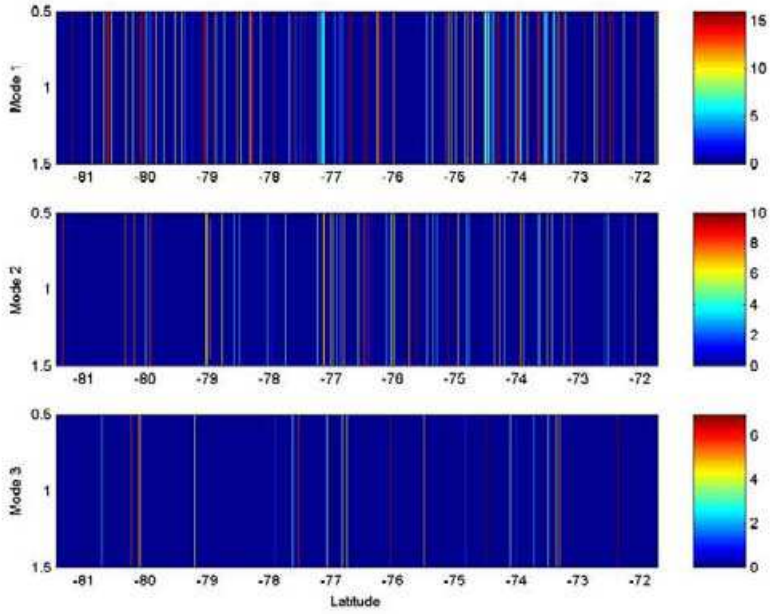


FIGURE 2.10 – *Visualisation de la répartition des vecteurs de référence le long de la trace grâce à un code de couleur. Nous faisons ici figurer plus de vecteurs que ceux qui sont décrits. Chaque vecteur de référence est associé à une couleur. La barre du haut concerne le mode 1 (15 vecteurs), celle du milieu le mode 2 (10 vecteurs) et celle du bas le mode 3 (7 vecteurs). Les zones en bleu foncé correspondent à des régions pour lesquelles le mode étudié a des propriétés spécifiques, qui ne se retrouvent pas ou peu en d'autres points le long de la trace*

est souvent corrélé avec la largeur du front de montée et anti-corrélé avec le coefficient de rétrodiffusion est, comme il vient d'être souligné, très bruité. Il est possible que les (anti-)corrélations ne soient alors pas franches, et conduisent à l'existence de ce vecteur.

Le premier mode nous renseigne sur les corrélations dominantes entre les séries temporelles des différents paramètres de forme d'onde pour chacun des points le long de la trace. Nous allons maintenant décrire les caractéristiques principales des vecteurs du deuxième mode.

Il est remarquable que beaucoup des vecteurs caractérisant le deuxième mode de variabilité ont des coefficients très faibles, voir quasiment nuls en ce qui concerne les paramètres de rétrodiffusion. Dans ce deuxième mode, certains paramètres de forme d'onde jouent ainsi un rôle très mineur, alors que d'autres sont de fait mis en valeur. Le deuxième mode ne peut être que complémentaire du premier.Puisque les complémentarités les plus fortes entre les paramètres de forme d'onde sont mises en valeur dans le premier mode, les relations caractérisant le deuxième mode doivent combiner les paramètres de forme d'onde afin d'obtenir un maximum de variance, tout en étant complémentaire du premier mode. Les corrélations et anti-corrélations les plus marquées ont été exploitées dans le premier mode. Les coefficients les plus bruités prennent dans ce deuxième mode une grande importance, au détriment bien

souvent des paramètres plus lisses tels que le coefficient de rétrodiffusion.

Le vecteur E est en réalité très semblable au vecteur C, à l'exception des coefficients affectant les paramètres de rétrodiffusion, dont l'importance décroit nettement dans le vecteur E. Le vecteur F est lui similaire au vecteur A. On peut alors penser qu'en un endroit donné, si le premier mode n'est pas défini par le vecteur A ou C, il est assez probable que le deuxième mode le soit.

Le vecteur G se démarque des vecteurs déjà décrits dans l'étude du premier mode. Il est cependant difficile d'interpréter les relations entre les paramètres de forme d'onde en bande Ku du fait de la faible amplitude de ceux-ci. Seul la pente du flanc descendant se démarque, en dépit du bruit caractérisant habituellement ce paramètre.

Les vecteurs que l'on retrouve dans le troisième mode ne sont associés qu'à un faible nombre de points. Cela montre qu'il existe une large diversité de vecteurs associés au troisième mode, et que l'on ne peut rassembler les points par groupes ayant un même troisième mode de variabilité. On peut en déduire que ce mode est relativement bruité, puisqu'il varie notablement entre deux points consécutifs le long de la trace.

Nous remarquons toutefois concernant ces vecteurs du troisième mode que les vecteurs J et K sont respectivement analogues aux vecteurs C et A à l'exception des coefficients affectant différence de largeur du front de montée et différence de hauteur, qui sont inversés dans les deux cas. Ces deux vecteurs J et K diffèrent entre eux par le signe affectant la pente du flanc descendant et la différence de pente. Enfin, le vecteur L est analogue au vecteur C. Ces vecteurs n'étant au plus représentatifs d'une quinzaine de points, ils ne nous fournissent donc pas d'informations utiles pour l'étude de la calotte polaire Antarctique à grande échelle, nous ne discuterons donc pas leurs propriétés plus en détail.

L'analyse en composantes principales nous a montré qu'il existait au plus deux modes de variabilité significatifs. Ceux-ci permettent d'établir des conclusions valables pour plusieurs points d'un segment de trace d'observation. Le bruit affectant les paramètres le long de la trace ne permet cependant pas d'établir un nombre restreint de modes de variabilité représentatifs de l'ensemble du segment de trace étudié.

2.2.9 Conclusion de l'étude de la variabilité des données le long de la trace

Les calculs de rayons de décorrélation, ainsi que les courbes de variations des paramètres de forme d'onde présentés ici montrent que la variance des observations altimétriques est grande. Cependant, l'analyse en composantes principales a permis d'isoler quelques modes de variabilité temporelle que l'on retrouve plus ou moins fréquemment dans les observations altimétriques le long d'une trace du satellite. Nous avons ici montré que l'altimètre était sensible aux variations à petite échelle de l'état de la surface. Nous cherchons à identifier l'influence des événements météorologiques sur l'état de la surface de la calotte polaire, et ces événements ne sont pas connus à échelle aussi fine que ce qui est contenu dans les observations altimétriques. Nous allons donc, afin d'avoir accès à des échelles de variations plus grandes, commencer

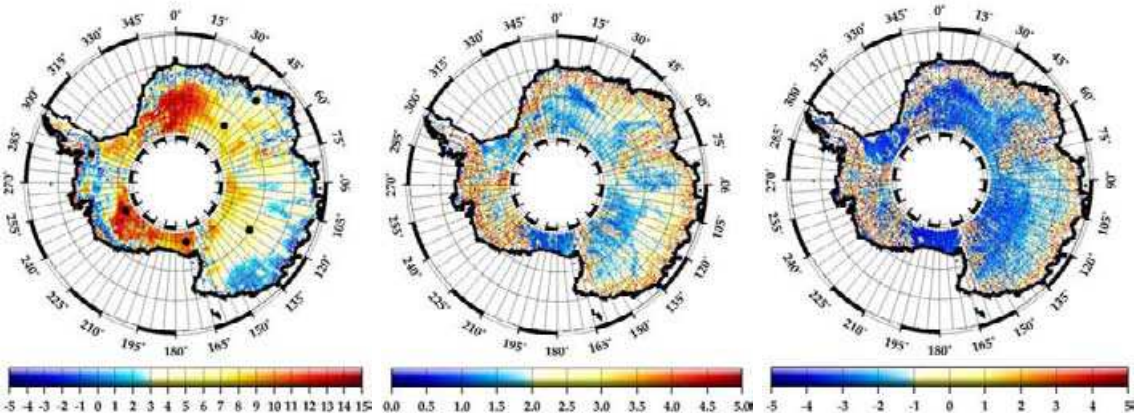
par moyenner pour chacun des cycles de ENVISAT les paramètres de forme d'onde sur des grilles régulières de résolution 0,25°en longitude par 0,1°en longitude, et ce dans le but de s'affranchir de la variabilité à très petite échelle et du bruit des données. Nous allons de nouveau analyser la variabilité de ces données moyennées, et en particulier rechercher les modes de variabilité par analyse en composantes principales. Nous pourrons ainsi voir si nous retrouvons ou non les mêmes modes que dans les observations à fine échelle.

2.3 Variabilité des observations altimétriques moyennées sur une grille régulière

Nous étudions ici la variabilité des cartes de paramètres de forme d'onde moyennés pour chaque cycle.

Nous avons vu dans l'étude des données le long de la trace que les paramètres représentant la largeur du front de montée et la pente du flanc descendant sont relativement bruités. Nous allons donc, pour limiter le nombre de figures, nous contenter de l'étude du coefficient de rétrodiffusion dans certains paragraphes. Les cartes non présentées ici sont regroupées dans les annexes.

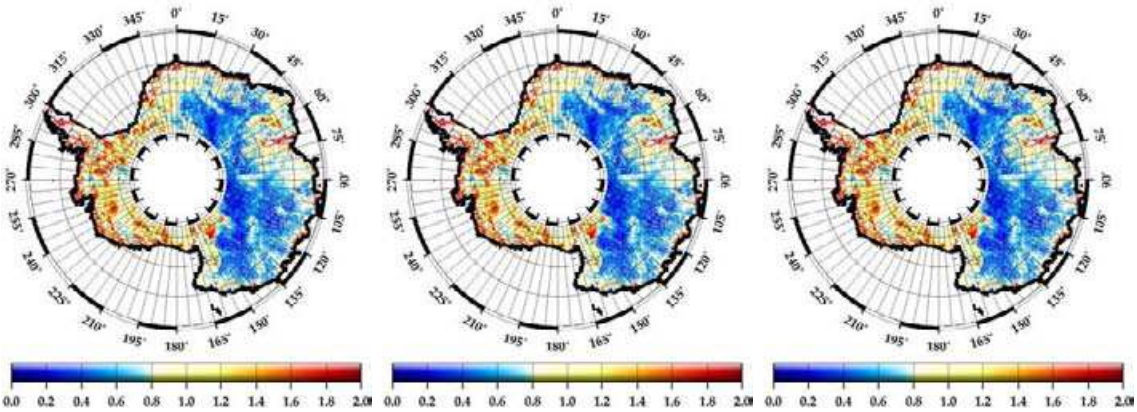
2.3.1 Etude de la variabilité



(a) Coefficient de Rétrodiffusion (dB) (b) Largeur du front de montée (m) (c) Pente du flanc descendant ($10^6 s^1$)

FIGURE 2.11 – *Moyenne des paramètres de forme d'onde pour la bande Ku*

Nous représentons ici les valeurs moyennes pour la période allant de janvier 2003 à décembre 2007 (figure 2.11), ainsi que l'écart type (figure 2.12) des séries temporelles correspondantes. Nous avons vu précédemment que la variabilité spatiale était plus élevée que la variabilité temporelle. Nous ne calculerons pas cycle par cycle la moyenne ou l'écart type des valeurs des paramètres de forme d'onde, car à l'échelle de la calotte, la diversité des valeurs est telle que ces moyennes ne seraient pas représentatives. L'écart type de chaque série temporelle permet d'évaluer à quel



(a) Coefficient de Rétrodiffusion (dB) (b) Largeur du front de montée (m) (c) Pente du flanc descendant ($10^6.s^{-1}$)

FIGURE 2.12 – *Ecart Types des paramètres de forme d'onde pour la bande Ku*

point les paramètres évoluent dans le temps. Nous faisons également figurer trois courbes représentant les variations dans le temps du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku. Ces courbes diffèrent de celles présentées dans la section précédente puisque l'on travaille désormais avec des données moyennées sur une grille régulière.

Nous présentons ici uniquement les cartes concernant les paramètres de forme d'onde en bande Ku. Nous observons, de même que pour les données le long de la trace, un large éventail de valeurs, mettant en évidence les spécificités de la surface de la calotte dans certaines régions.

Les valeurs prises par le coefficient de rétrodiffusion s'étalent ainsi entre environ -5 et 15 dB, ce qui correspond à un rapport de puissance égal à 100. Les valeurs maximales sont atteintes sur des régions où la surface est soit très lisse, soit très stratifiée, ou bien les deux à la fois. D'autres caractéristiques de la surface et de la subsurface agissent sur la valeur du coefficient de rétrodiffusion, mais la rugosité et la stratification demeurent les plus significatives (Rémy et al., 1995). Des zones de glace bleue, où les vents balaient systématiquement la neige fraîchement accumulée (Van den Broeke et al., 2004), et où la glace est très lisse et très réflechissante existent vers 350°de longitude Est. De telles surfaces peuvent expliquer les fortes valeurs du coefficient de rétrodiffusion obtenues à ces longitudes. La figure 2.13 représente les variations temporelles du coefficient de rétrodiffusion associées en plusieurs endroits de la calotte (l'emplacement de ces points est représenté par des points noirs sur la figure 2.11(a)). On visualise ici une fois de plus l'importance de la variabilité spatiale en comparaison avec la variabilité temporelle.

2.3.2 Corrélations entre les paramètres de forme d'onde deux à deux

Nous justifions ici le choix qui est souvent fait de ne pas exploiter les paramètres de forme d'onde en bande S, mais de leur préférer les différences de paramètres de forme d'onde entre la bande S et la bande Ku.

Les trois cartes de corrélation concernant le coefficient de rétrodiffusion (figure

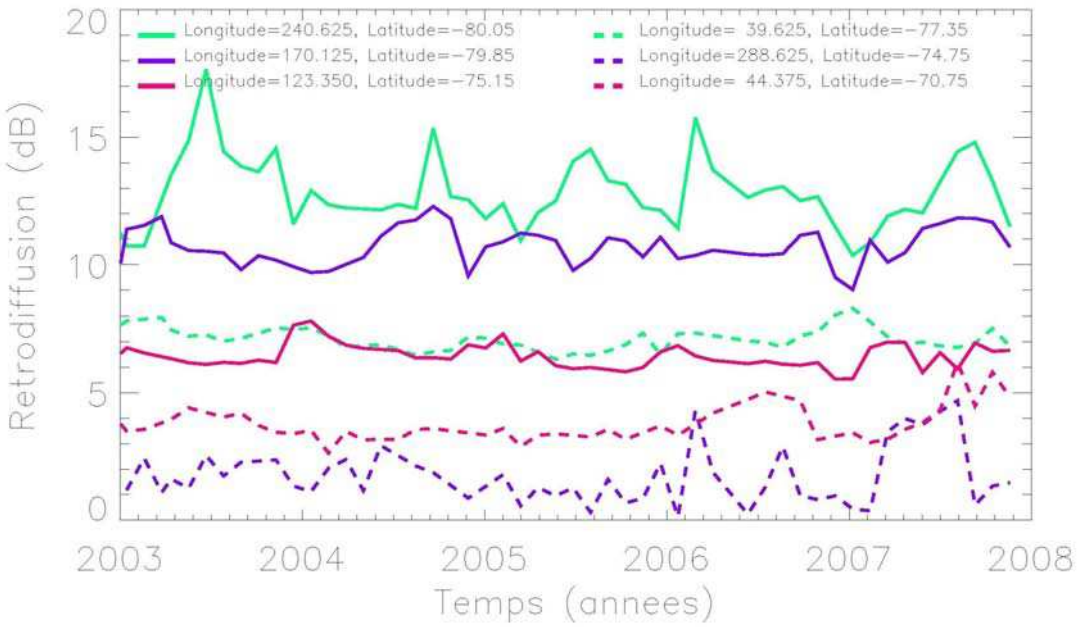
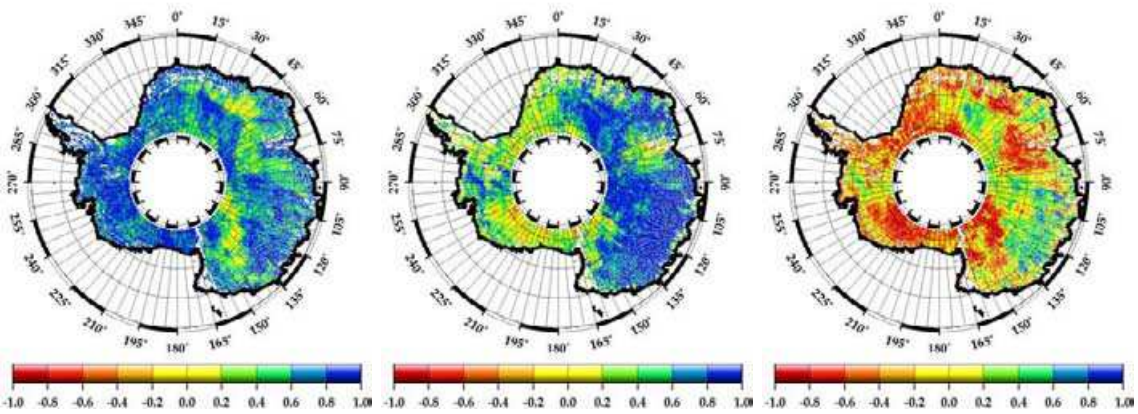


FIGURE 2.13 – *Visualisation des variations temporelles de coefficient de rétrodiffusion en bande Ku en différents endroits. Ces endroits ont été choisis car ils correspondent aux emplacements de stations AWS (ces stations seront reprises au chapitre suivant) et sont représentés par des points sur la figure 2.11*



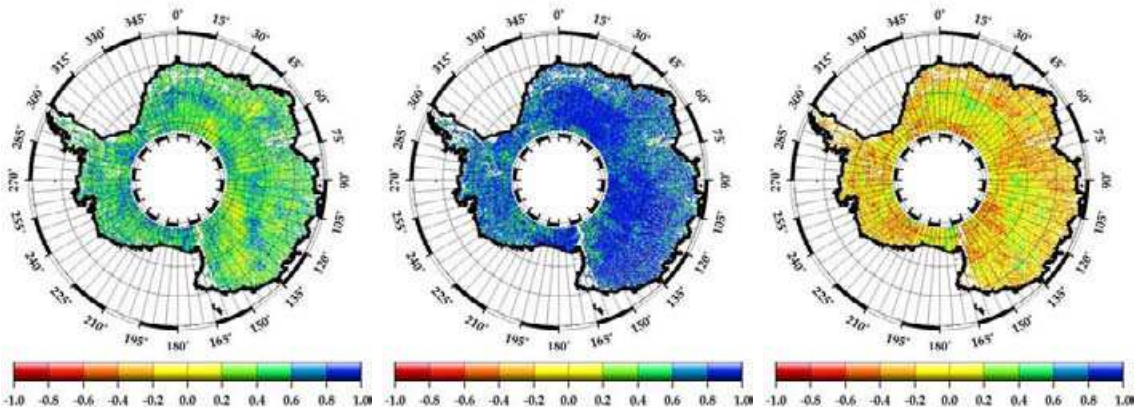
(a) Bande S/Bande Ku (b) Bande S/Différence (S-Ku) (c) Bande Ku/Différence (S-Ku)

FIGURE 2.14 – *Cartes de corrélations entre les valeurs du coefficient de rétrodiffusion dans les deux fréquences*

2.14) mettent en évidence des structures spatiales très similaires, opposant principalement deux régions. Pour l'une d'entre elle, la différence entre les coefficients de rétrodiffusion de chaque fréquence est très bien corrélée avec le coefficient de rétrodiffusion en bande S, dans l'autre elle est fortement anti-corrélée avec le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku. On peut ainsi penser que dans la première région la différence de rétrodiffusion est dominée par le signal en bande S, tandis que dans la seconde, le signal en bande Ku prévaut.

En ce qui concerne la largeur du front de montée (figure 2.15), on distingue très faiblement les deux mêmes régions que pour le coefficient de rétrodiffusion. Dans l'une des régions la corrélation entre le signal en bande S et la différence entre bande S et Ku est très proche de l'unité, ce dont on peut conclure que le signal en bande S domine très fortement le signal en bande Ku. Etudier le signal résultant de la différence entre la bande S et la bande Ku revient alors quasiment à étudier le signal en bande S pour cette région. La deuxième région est nettement moins étendue, et les corrélations y sont de même signe mais avec des valeurs légèrement moins élevées.

Les correspondances entre les fréquences pour la pente du flanc descendant (figure 2.16) sont analogues à celles concernant la largeur du front de montée.



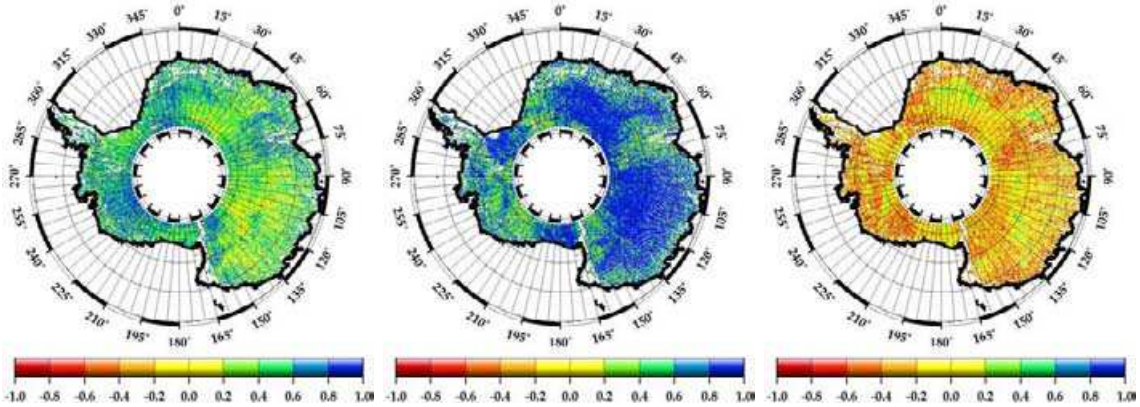
(a) Bande S/Bande Ku (b) Bande S/Différence (S-Ku) (c) Bande Ku/Différence (S-Ku)

FIGURE 2.15 – *Cartes de corrélations entre les valeurs de la largeur de front de montée dans les deux fréquences*

2.3.3 Etude de la présence de cycles annuels dans les paramètres de forme d'onde

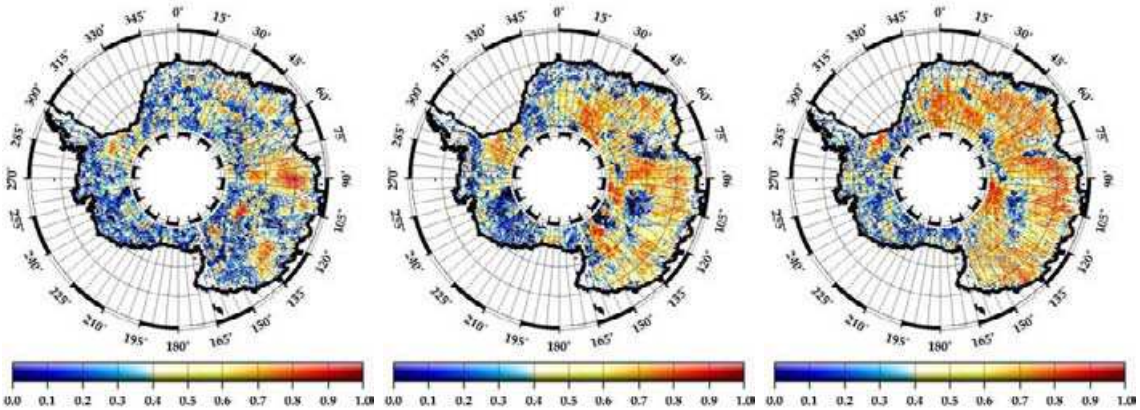
Nous étudions ici la présence de cycles annuels dans les séries temporelles de paramètres de forme d'onde à l'échelle de la calotte Antarctique, comme cela a déjà été fait pour les données le long de la trace. Ici encore, ce sont les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion dans les différentes fréquences qui sont le mieux corrélées avec les cycles annuels ajustés. Nous étudierons ici la saisonnalité de ce paramètre uniquement.

Nous observons que sur la majeure partie du continent, la corrélation entre les



(a) Bande S/Bande Ku (b) Bande S/Différence (S-Ku) (c) Bande Ku/Différence (S-Ku)

FIGURE 2.16 – *Cartes de corrélations entre les valeurs de la pente du flanc descendant dans les deux fréquences*



(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences (S-Ku)

FIGURE 2.17 – *Corrélations entre le cycle saisonnier ajusté et les séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion à l'échelle de la calotte Antarctique*

ajustements saisonniers et les séries temporelles est forte (voir figure 2.17). On considère généralement qu'un échantillonnage de $\frac{T}{10}$ est suffisant pour représenter les variations d'échelle T. Or, nous disposons d'une valeur tous les 35 jours, ce qui fait que les observations altimétriques sont adaptées à l'étude des variations annuelles. Au cycle annuel présent dans nos séries temporelles s'ajoute une variabilité interannuelle.

Comme cela est fait habituellement, les cartes de la figure 2.17 représentent les corrélations entre les cycles saisonniers et les séries temporelles initiales. Cela permet de voir quelles sont les régions pour lesquelles l'ajustement d'un cycle saisonnier aux variations de coefficient de rétrodiffusion est particulièrement bien adapté.

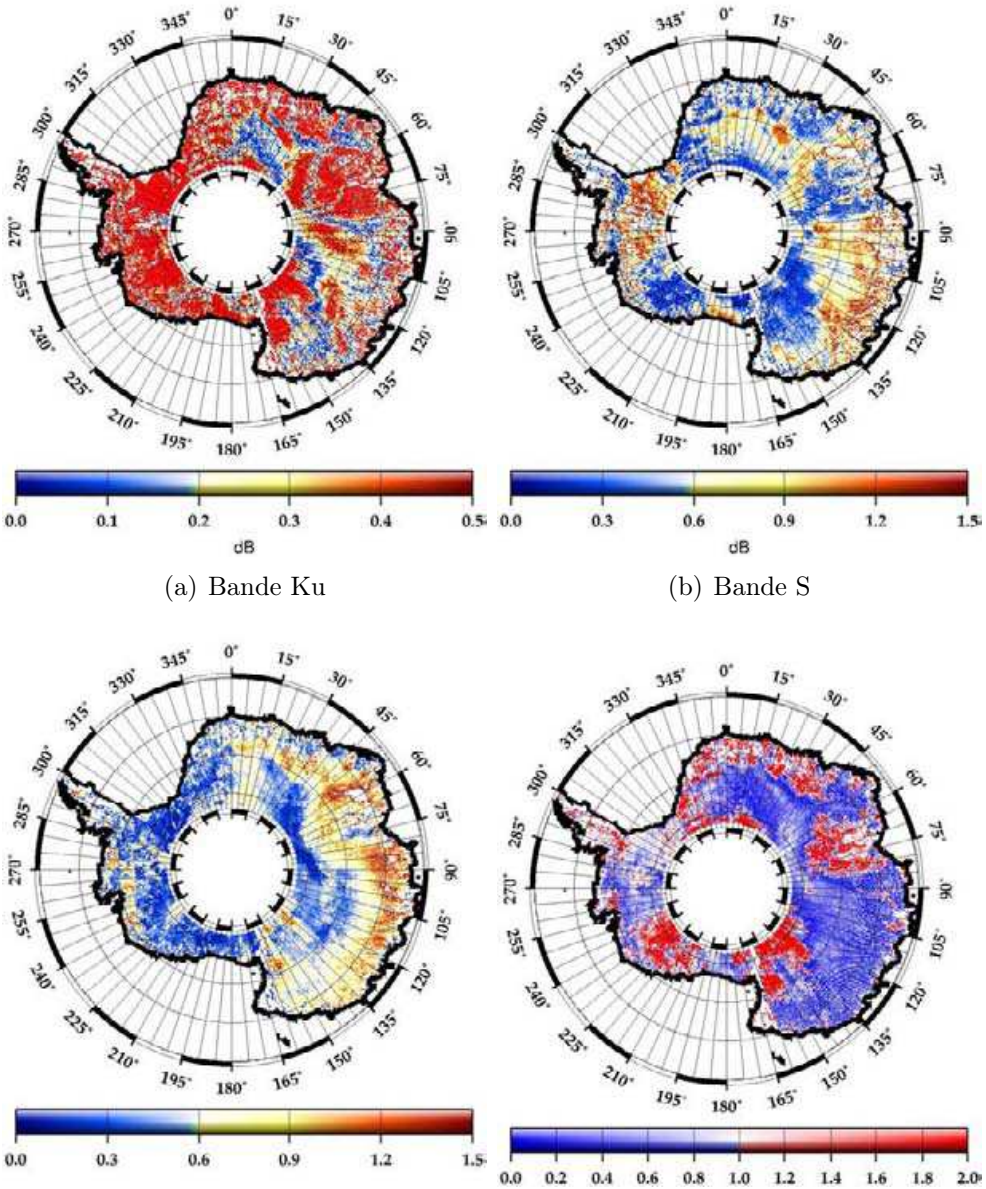
Les cartes de la figure 2.18 représentent les amplitudes des cycles saisonniers ajustés aux séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion.

Les figures correspondant aux amplitudes pour la bande S et la bande Ku semblent complémentaires dans certaines régions comme dans la section de la calotte polaire comprise entre 60°E et 140°E. On trouve une amplitude du signal en bande Ku relativement forte dans la région du glacier Lambert, alors qu'en Terre Adélie c'est en bande S qu'on trouve un signal d'amplitude plus forte. En Antarctique de l'Ouest et dans les régions aux alentours de 0 ° E les variations des amplitudes des cycles saisonniers semblent être en meilleure adéquation entre les deux fréquences.

Le signal constitué de la différence de rétrodiffusion entre les bandes S et Ku présente une forte amplitude du cycle saisonnier dans les régions côtières, essentiellement en Antarctique de l'Est. La carte 2.18(d) montre que l'amplitude du signal en bande S n'est pas systématiquement plus importante qu'en bande Ku, contrairement à ce qui avait été avancé par Lacroix et al. (2008). Cette carte reflète les structures spatiales observées sur les figures 2.14, et plus particulièrement les deux cartes 2.14(b) et 2.14(c). Lorsque l'amplitude du cycle saisonnier en bande Ku est plus forte que celle en bande S, le signal représentant la différence entre ces deux fréquences est fortement anti-corrélé avec le signal en bande Ku. Cela paraît assez logique, puisque l'on calcule la corrélation entre les séries temporelles $Bs_{Ku}(t)$ et $Bs_s(t) - Bs_{Ku}(t)$, avec un rapport $\frac{Amp(B_s(t))}{Amp(B_{Ku}(t))}$ inférieur à l'unité. Cela revient presque à corréler $Bs_{Ku}(t)$ et $-Bs_{Ku}(t)$. Pour ces mêmes régions on constate également que la corrélation entre le signal en bande S et la différence entre les deux fréquences est quasiment nulle. De la même façon, lorsque l'amplitude du cycle saisonnier ajusté au signal en bande S est plus forte que celle du signal en bande Ku, le signal de différence entre les deux fréquences est bien corrélé au signal en bande S tandis qu'il est très peu corrélé avec le signal en bande Ku.

La phase du signal (figure 2.19) représentant la différence de rétrodiffusion entre les deux fréquences est quasiment constante à l'échelle du continent. C'est-à-dire que ce signal est toujours maximal à la même période, quelle que soit la région de la calotte considérée. Ce maximum se produit aux alentours de janvier, donc pendant l'été austral. D'après l'étude de l'amplitude du cycle saisonnier, ce maximum correspond pour certaines régions au maximum du signal en bande S, et en d'autres endroits au minimum du signal en bande Ku.

Le signal en bande Ku, et celui en bande S dans une moindre mesure présentent eux un maximum ne se produisant pas à la même période de l'année pour l'ensemble de la calotte polaire. On constate en effet principalement deux régions majeures,



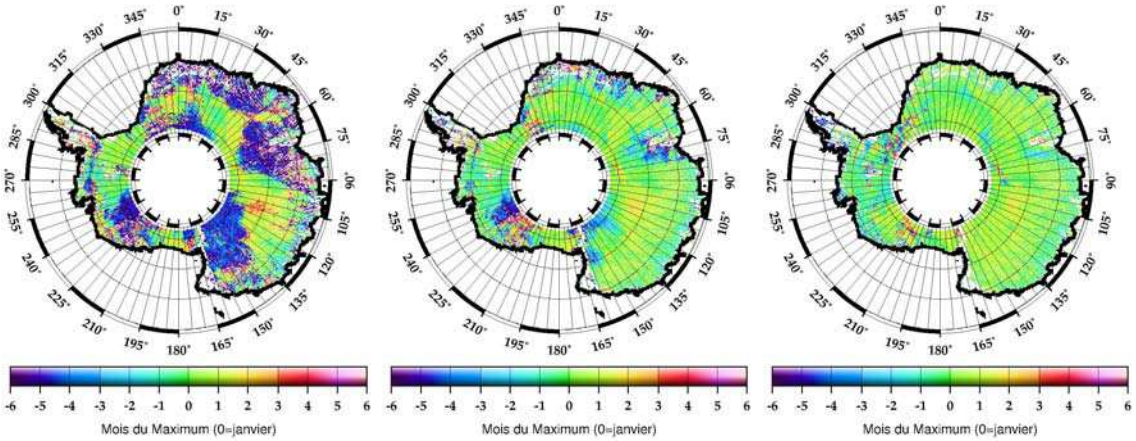
(a) Bande Ku

(b) Bande S

(c) Différence entre les deux fréquences (S-Ku)

(d) Rapport entre l'amplitude en Ku et l'amplitude en S

FIGURE 2.18 – *Amplitude des cycles saisonniers ajustés aux séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion (dB)*



(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences (S-Ku)

FIGURE 2.19 – *Phase des cycles saisonniers ajustés aux séries temporelles de coefficient de rétrodiffusion*

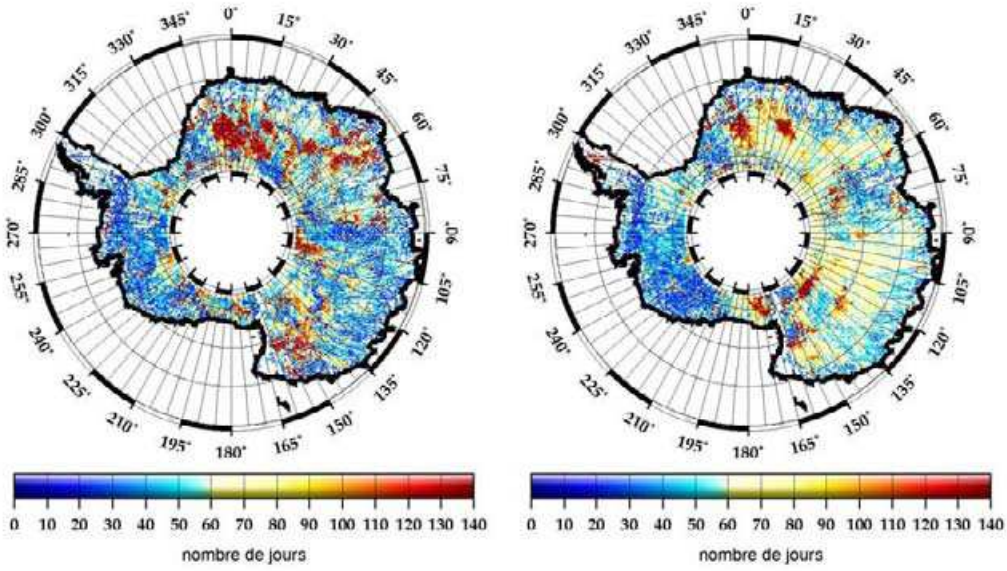
l'une pour laquelle le signal en bande S comme en Ku est maximal aux environs de janvier. Cela correspond également à la région pour laquelle le signal en bande S est de plus forte amplitude qu'en bande Ku. Dans l'autre région, le signal en bande Ku est maximal en juillet/août, c'est-à-dire que le maximum est déphasé de 6 mois par rapport à la première région. Le même constat se fait pour une sous-partie de cette région dans la fréquence S. Il semble que les propriétés de surface qui contrôlent ce déphasage aient un effet assez brutal (dans l'espace) lorsque la surface est observée avec une fréquence plus élevée (bande Ku), tandis qu'à plus basse fréquence (bande S), le déphasage se produit également, mais dans une zone plus restreinte. De plus, dans cette région, les variations saisonnières du signal en bande Ku sont de plus forte amplitude que celles de la bande S. Nous avons donc une zone de transition pour laquelle la bande S et la bande Ku réagissent différemment. On imagine par exemple un changement d'état de la surface de plus en plus marqué lorsque l'on pénètre dans la seconde partie, qui est d'abord vue à haute fréquence, mais qui n'est perçue à plus basse fréquence que lorsque cet état est suffisamment net et bien marqué.

2.3.4 Echelles de cohérences spatiales et temporelles

2.3.4.1 Rayon de Décorrélation Temporelle

Nous calculons les rayons de décorrélation temporelle pour le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku, ainsi qu'en bande S pour l'ensemble de la calotte polaire. Les résultats sont cartographiés sur la figure 2.20.

D'après les cartes 2.20(a) et 2.20(b) il semble que les rayons de décorrélation atteignent des valeurs plus extrêmes en bande Ku (présence de rouge et bleu très foncés), alors qu'en bande S, les rayons de décorrélation sont sur de vastes étendues plus élevés qu'en bande Ku, mais les fortes valeurs sont moins fréquentes. Cela est confirmé par les valeurs moyennes et les écarts types de rayons de décorrélation obtenus pour l'ensemble de la calotte polaire. Le rayon de décorrélation pour les séries



(a) Bande Ku (b) Bande S

FIGURE 2.20 – *Rayons de décorrélation temporelle du coefficient de rétrodiffusion pour les deux fréquences disponibles*

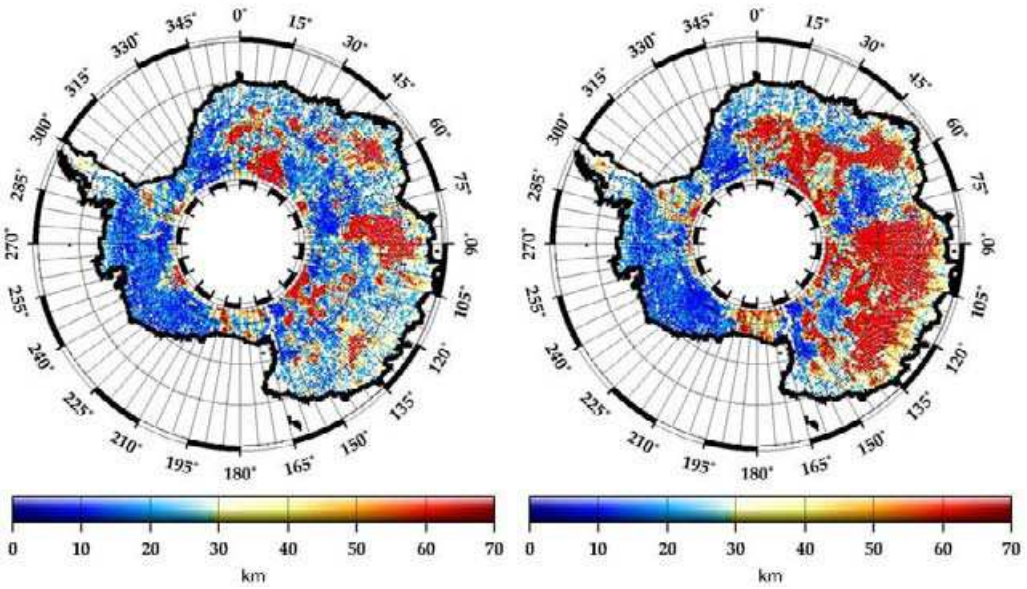
temporelles de coefficient de rétrodiffusion dans la fréquence Ku est en moyenne de 70 jours, soit deux cycles. Il est de 66 jours pour la fréquence S, soit deux cycles également. L'écart type, lui, diffère d'une fréquence à l'autre, puiqu'il est de 57 jours en bande Ku, contre 39 jours en bande S, soit une différence de l'ordre d'un demi cycle d'observations. Cela signifie que le comportement des séries temporelles est légèrement plus homogène à l'échelle de la calotte polaire Antarctique en bande S qu'en bande Ku.

En bande S, le rayon de décorrélation est de l'ordre de deux cycles sur la quasi-totalité du plateau de l'Antarctique de l'Est. En bande Ku, pour la plupart des régions le rayon de décorrélation temporelle est plus faible, mais des valeurs plus fortes existent, de l'ordre de 4 cycles du satellite, notamment aux alentours de 0°de longitude Est. La carte représentant les rayons de décorrélation temporelle en bande Ku est à mettre en relation avec la carte des valeurs moyennes du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku. Lorsque les valeurs moyennes sont élevées, car la surface est par exemple plus lisse, ou parce que le manteau est plus stratifié, le rayon de décorrélation est plus important. Il est en effet légitime de penser que l'état de la surface est plus stable dans le temps. Dans le cas d'une surface rugueuse, les structures présentes en surface sont susceptibles de migrer, sous l'action des vents par exemple. De plus, lorsque la surface est lisse, des mécanismes de rétroaction positive entrent parfois en jeu (Van den Broeke, 1998), la neige fraîchement déposée ne va pas adhérer à la surface, et va toujours être balayée plus loin par les vents, qui entretiennent ainsi l'état de la surface. Dans de telles circonstances, le coefficient de

rétrodiffusion est maintenu relativement constant, avec par conséquent un rayon de décorrélation plus important. Lorsque le fort coefficient de rétrodiffusion s'explique par une stratification importante, il est relativement logique d'obtenir un rayon de décorrélation important. Effectivement, pour de telles régions, la contibution du signal de volume est dominante, et les variations d'état de la surface vont avoir une influence plus faible sur le coefficient de rétrodiffusion.

2.3.4.2 Rayon de Décorrélation Spatio-Temporelle

Nous étudions maintenant les rayons de décorrélation spatio-temporelle pour le coefficient de rétrodiffusion dans les deux fréquences pour l'ensemble de la calotte polaire. Les résultats sont cartographiés sur la figure 2.21.



(a) Bande Ku (b) Bande S

FIGURE 2.21 – *Rayons de décorrélation spatiale du coefficient de rétrodiffusion pour les deux fréquences disponibles*

La valeur moyenne sur l'ensemble de la calotte polaire du rayon de décorrélation spatio-temporelle du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku est 32 km, ce qui est relativement faible, et montre que l'altimètre est un outil permettant de fournir des informations à une échelle spatiale très fine. L'écart type est de l'ordre de 30 km, montrant qu'il existe des zones de cohérence plus ou moins vastes, avec des régions où les propriétés du manteau neigeux évoluent de façon décorrélée dans le temps sur de très petites distances, et avec d'autres régions pour lesquelles les variations temporelles du signal sont homogènes sur de grandes distances.

Sur la carte 2.21(a) nous remarquons que dans l'ensemble, les rayons de décorrélation du coefficient de rétrodiffusion en band Ku sont faibles (inférieurs à 30 km). Il existe toutefois quelques régions bien visibles pour lesquelles ce rayon double et atteint des valeurs supérieures à 60 km.

Les valeurs de rayon de décorrélation pour la bande S sont légèrement supérieures, avec une moyenne de 47 kilomètres et un écart type de 46 kilomètres. Les structures spatiales mises en évidence (figure 2.21(b)) sont relativement semblables à celles de la bande Ku, avec un agrandissement notoire des régions à fort rayon de décorrélation spatiale.

2.3.5 Analyse en composantes principales des paramètres de forme d'onde

Nous réalisons, pour chacun des points de grille une analyse en composantes principales de sept séries temporelles associées aux sept paramètres de forme d'onde comme expliqué dans la première partie de ce chapitre. Nous appliquons la méthode décrite dans cette première partie, à savoir que nous commençons par déterminer le nombre de modes pertinents à étudier, puis nous regrouperons les points ayant des modes de variabilité communs.

2.3.5.1 Nombre de modes significatifs

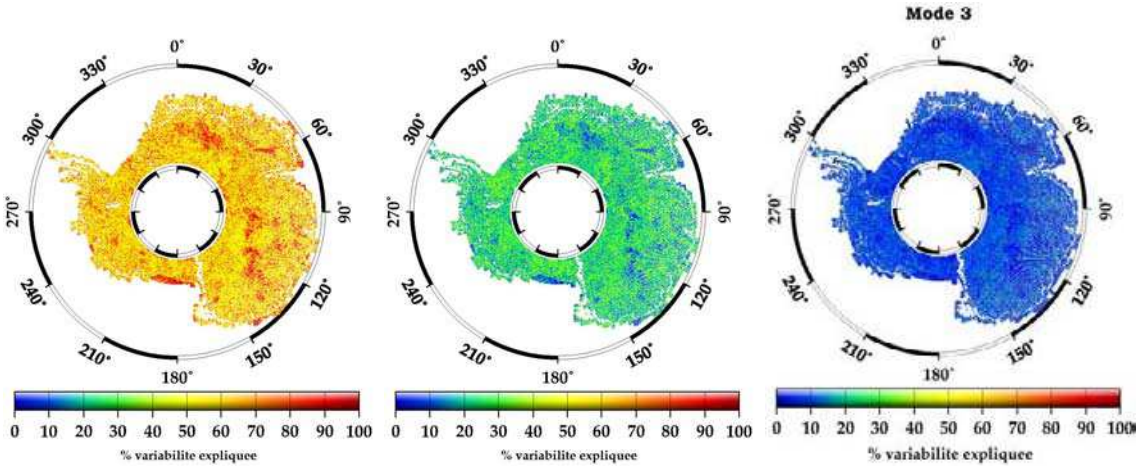
	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4	Mode 5	Mode 6	Mode 7
% Minimum	35,91	1,05	0,15	0,04	$< 10^{-2}$	$< 10^{-2}$	$< 10^{-2}$
% Maximum	98,45	48,19	27,68	14,73	8,63	4,16	$< 10^{-2}$
% Moyen	62,14	24,03	8,95	3,35	1,22	0,29	$< 10^{-2}$

TABLE 2.4 – *Analyse en composantes principales des paramètres de forme d'onde sur l'ensemble de la calotte polaire Antarctique : pourcentages de variance minimum, maximum et moyen expliqués par chacun des modes*

Les pourcentages de variance expliquée par chacun des modes sont représentés sur la figure 2.22, et les valeurs moyennes, minimales et maximales sont récapitulées dans le tableau 2.4. On constate que seuls les trois premiers modes contiennent une variance significative, avec parfois seulement deux ou même un seul mode pertinents. Nous nous contenterons donc d'analyser essentiellement les deux premiers modes, ce qui est suffisant pour la plupart des points comme le montre la carte 2.22(c).

2.3.5.2 Analyse des modes significatifs

Le tableau 2.5 récapitule les principaux vecteurs caractéristiques de chacun des modes. Ces vecteurs représentent les combinaisons linéaires des paramètres de forme d'onde caractéristiques de chacun des modes. Comme cela était le cas lors de la variabilité des paramètres de forme d'onde le long de la trace, nous trouvons pour le premier mode quelques vecteurs qui sont communs à un relativement grand nombre de points. Le calcul du nombre de points attachés à un même vecteur est assez sélectif, et compte-tenu de la présence de bruit dans certains paramètres, nous verrons plus tard que trois ou quatre vecteurs uniquement suffisent à décrire le premier mode de variabilité temporelle pour la quasi-totalité de la surface de la calotte po-



(a) Mode 1 (b) Mode 2 (c) Mode 3

FIGURE 2.22 – *Une analyse en composante principale a été calculée pour 7 séries temporelles de paramètre de forme d'onde pour chaque point de grille. Nous représentons ici la carte des pourcentages de variance expliquée par chacun des trois premiers modes*

Vecteurs génériques pour le Mode 1								
Nb de pts	Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$	Nom
12443	0,414	-0,296	-0,345	0,378	-0,329	-0,410	-0,419	A
5830	0,389	-0,368	-0,391	-0,426	0,258	0,377	0,372	B
3350	0,499	-0,428	-0,419	-0,189	-0,214	-0,350	-0,398	C
1762	0,488	-0,459	-0,361	-0,358	0,235	-0,299	-0.346	D
Vecteurs génériques pour le Mode 2								
Nb de pts	Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$	Nom
2764	0,407	-0,432	-0,466	-0,237	0,135	0,397	0,409	E
807	0,447	-0,343	-0,361	0,108	-0,276	-0,451	-0,479	F
Vecteurs génériques pour le Mode 3								
Nb de pts	Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$	Nom
1593	0,092	0,350	-0,193	0,121	-0,763	0,349	0,283	G
1577	0,121	0,505	-0,191	-0,058	-0,745	0,247	0,206	H

TABLE 2.5 – *Vecteurs de référence ou vecteurs génériques*

laire Antarctique. Il est plus difficile de trouver des vecteurs communs à un aussi grand nombre de points dans les modes suivants. Les modes d'ordre élevé reflètent en effet de plus en plus de bruit, et sont ainsi variables d'un endroit à l'autre. C'est pourquoi pour les deuxième et troisième modes, seuls deux vecteurs ont été retenus comme étant communs à un nombre suffisant de points.

Nous retrouvons dans les principaux modes de variabilité un certain nombre de propriétés déjà constatées lors de l'analyse en composantes principales des paramètres de forme d'onde le long de la trace. Nous rappelons ici ces caractéristiques.

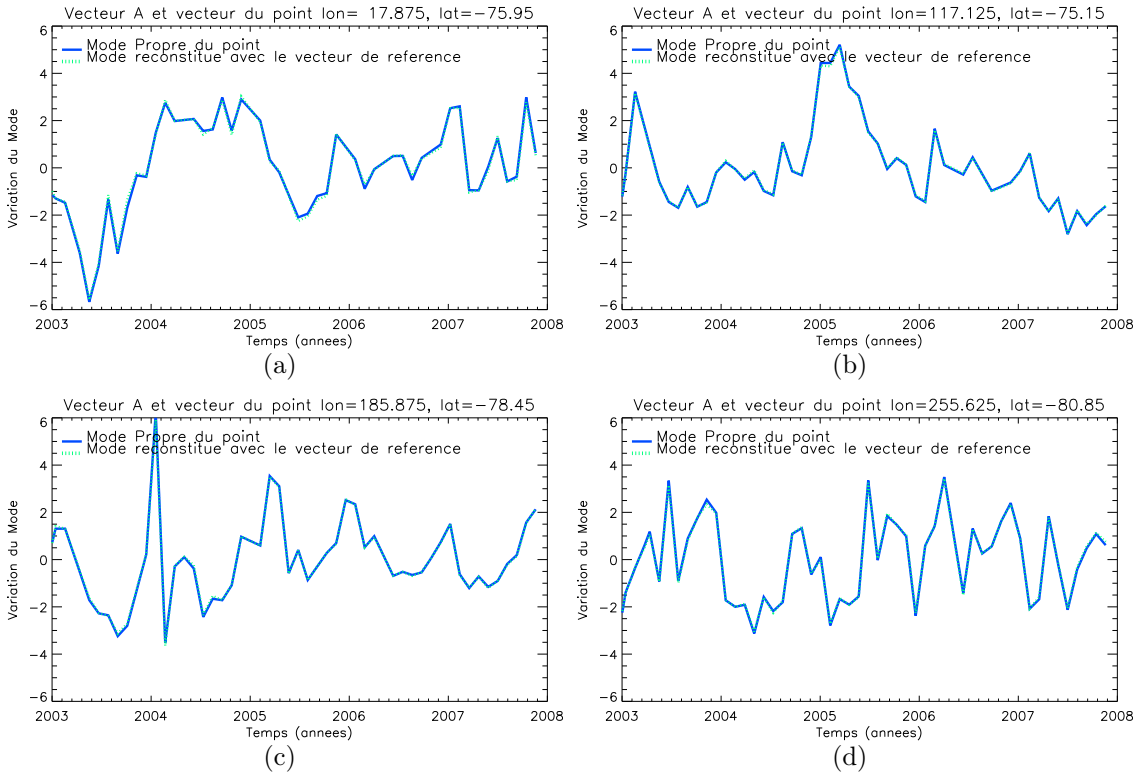


FIGURE 2.23 – *Représentation du vecteur A appliqué aux séries temporelles de 4 points (courbes en pointillés verts) ainsi que du premier mode temporel de ces 4 points (courbes pleines bleues)*

Deux constatations majeures et communes à tous les vecteurs présentés ici peuvent d'ores et déjà être établi. Tout d'abord, tous les vecteurs mettent en évidence une propriété caractéristique des paramètres de forme d'onde altimétrique, à savoir que les variations du coefficient de rétrodiffusion sont en général anti-corrélées à la fois aux variations de largeur de front de montée et de pente du flanc descendant. Pour obtenir un maximum de variance, les vecteurs du premier mode prennent en compte le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku avec un signe opposé aux signes des deux autres paramètres de la forme d'onde en bande Ku, combinant ainsi ces trois paramètres sans que les variations de l'un ne compensent les variations de l'autre. Ensuite, une autre caractéristique commune à l'ensemble des vecteurs, est l'affectation systématique d'un coefficient de même signe entre la différence entre les paramètres de front de montée ($TeS_S - TeS_{Ku}$) et la différence de hauteurs ($H_{Ku} - H_S$). Lorsque

le front de montée s'allonge, cela augmente la mesure du temps mis par l'onde pour faire l'aller-retour entre le satellite et la surface, et donc abaisse la hauteur de surface mesurée. Il y a donc une anti-corrélation forte entre $TeS_S - TeS_{Ku}$ et $H_S - H_{Ku}$, d'où l'intérêt d'inverser les fréquences dans la prise en compte de la différence de hauteur, pour ainsi avoir une forte corrélation entre $TeS_S - TeS_{Ku}$ et $H_{Ku} - H_S$.

– Vecteurs du Premier Mode :

En ce qui concerne les vecteurs associés au premier mode, le vecteur A combine positivement les variations du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku et la différence entre la bande S et la bande Ku de ce coefficient. Ce cas de figure a déjà été décrit et atteste que les variations en bande S sont importantes et dominent nettement le signal en Bande Ku. Les mêmes constations peuvent être faites pour les deux autres paramètres de forme d'onde.

Le vecteur A décrit ainsi d'une part un comportement typique du signal altimétrique, à savoir l'anti-corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion et à la fois la largeur du front de montée et la pente du flanc descendant, ce qui caractérise le rapport entre signal de surface et signal de volume. D'autre part, les régions dont le premier mode de variabilité est associé au vecteur A sont caractérisées par un fort signal en bande S.

Les courbes de la figure 2.23 montrent le premier mode de variabilité pour des points attachés au vecteur A (choisis arbitrairement). Deux courbes sont présentées sur chaque graphique, et se confondent presque. L'une correspond au premier mode de variabilité du point considéré, et l'autre correspond à l'application du vecteur A aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde associés à ces points. Le vecteur$A$ a été construit pour être le plus proche possible des vecteurs associés à ces points, c'est pourquoi les courbes sont quasiment confondues. L'emplacement correspondant à ces courbes sont représentés sur la figure 2.26(a).

Les courbes ne présentent pas de caractéristiques communes marquantes. Pour certaines, on décèle un léger cycle bi-annuel (2.23(a) et 2.23(b)) alors que pour d'autres les pics se produisent avec un rythme annuel (2.23(c)), voire semi-annuel (2.23(d)). Ces courbes représentent le mode de variabilité dominant et nous renseigne sur des relations liant les paramètres de forme d'onde les uns aux autres. Les séries temporelles correspondantes ne présentent en revanche pas de caractéristiques évidentes communes.

Ensuite, le vecteur B se distingue du vecteur A par une inversion des signes associés aux différences de paramètres de forme d'onde. Ce qui signifie que pour chaque paramètre, les contributions de la bande Ku, que ce soit dans les paramètres en bande Ku pris isolément, ou dans les différences entre bande S et bande Ku, sont comptées avec le même signe (contrairement au vecteur A). On peut penser qu'alors les signaux en bande Ku peuvent être importants et dominer la bande S. Ce n'est toutefois pas nécessairement le cas. Le signal en bande S peut par exemple être de forte amplitude et anti-corrélé au signal en bande Ku pour donner le même résultat.

La figure 2.24 montre les courbes du premier mode de variabilité de points associés au vecteur B. Sur ces courbes, des cycles annuels sont visibles, notamment pour les courbes 2.24(b) et 2.24(c). A ces cycles annuels s'ajoutent parfois une tendance. Là encore, les points communs entre l'ensemble de ces courbes ne sont pas flagrants.

Le vecteur C quant à lui se distingue du vecteur A par l'inversion du signe

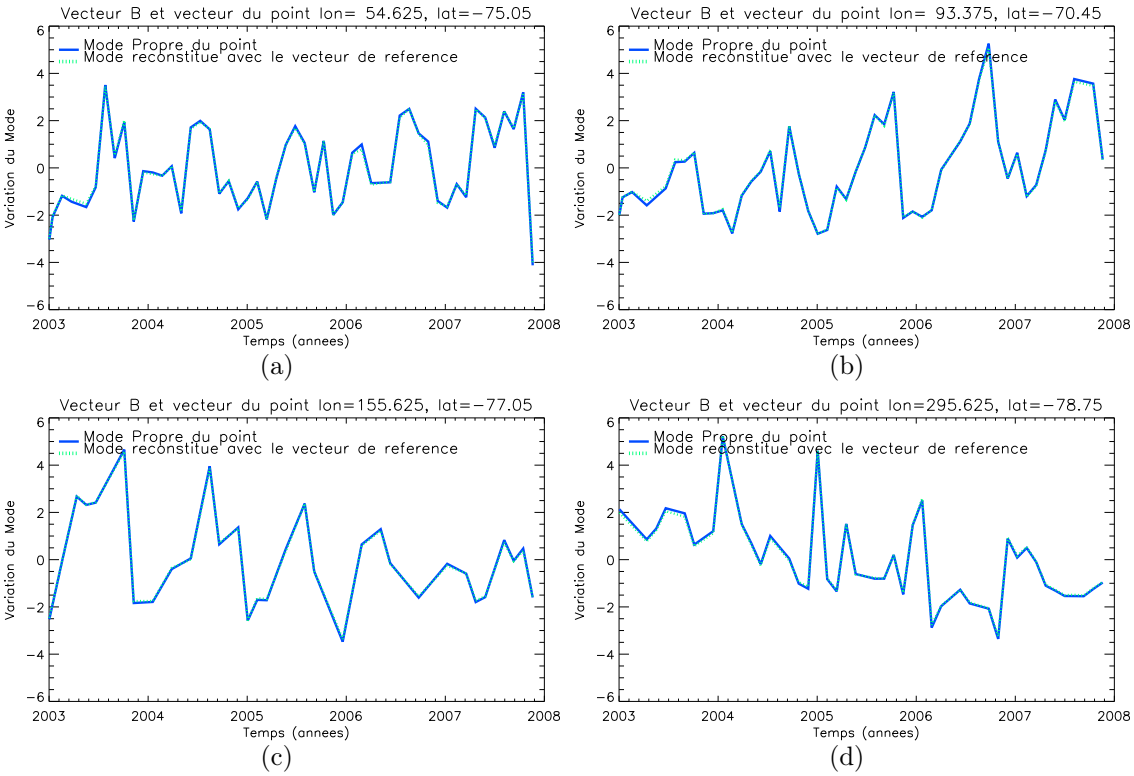


FIGURE 2.24 – *Représentation du vecteur B appliqué aux séries temporelles de 4 points (courbes en pointillés verts) ainsi que du premier mode temporel de ces 4 points (courbes pleines bleues)*

du coefficient associé à la différence de paramètres de rétrodiffusion entre les deux fréquences, alors que l'amplitude de ce coefficient diminue. Nous obtenons ici un vecteur en réalité très proche du vecteur A précédemment décrit (les vecteurs A et C forment un angle de 38,1°). Pour les coefficients de front et de flanc, ce vecteur reflète ce qui a été établi pour le vecteur A. Quant au coefficient de rétrodiffusion, les relations entre bande Ku et différence entre bande S et Ku sont similaires à celles décrites pour le vecteur B. La baisse du coefficient associé à la différence de coefficient de rétrodiffusion tend à montrer que le signal en bande S ne subit que de faibles variations temporelles.

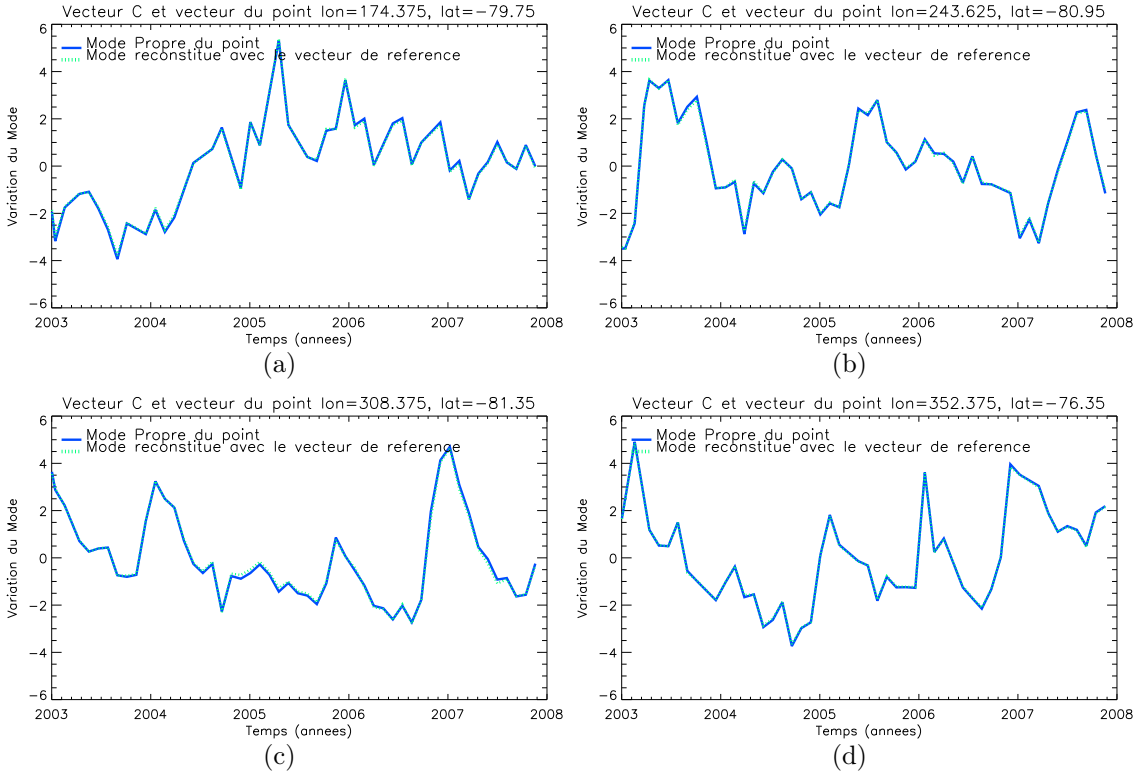
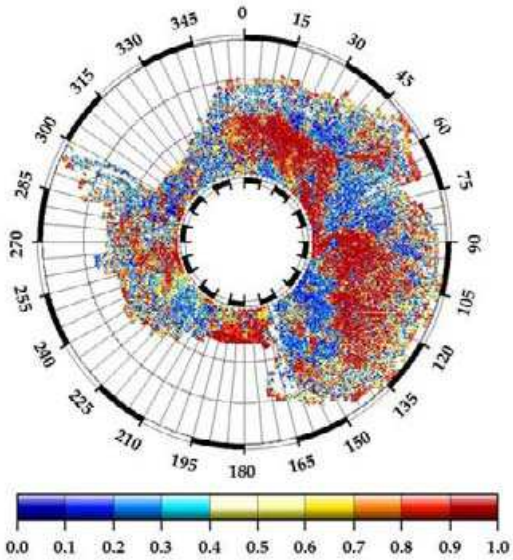


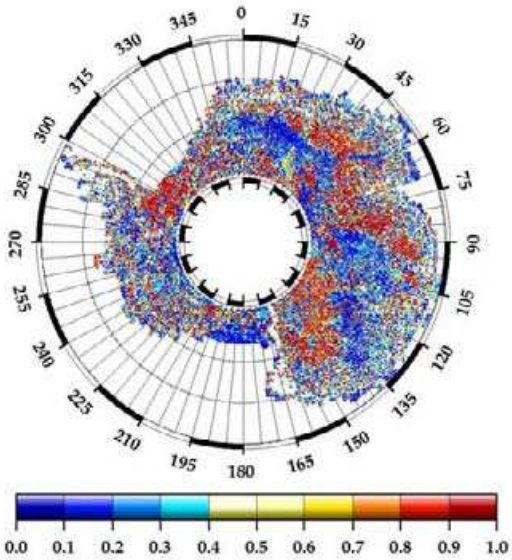
FIGURE 2.25 – *Représentation du vecteur C appliqué aux séries temporelles de 4 points (courbes en pointillés verts) ainsi que du premier mode temporel de ces 4 points (courbes pleines bleues)*

La figure 2.25 représente les variations temporelles du premier mode pour des points associés au vecteur C. Les mêmes constatations sont valables que celles faites pour les figures 2.23 et 2.24. Il semble toutefois que pour ces points, les variations soient à plus grande longueur d'onde que pour les points associés aux précédents vecteurs.

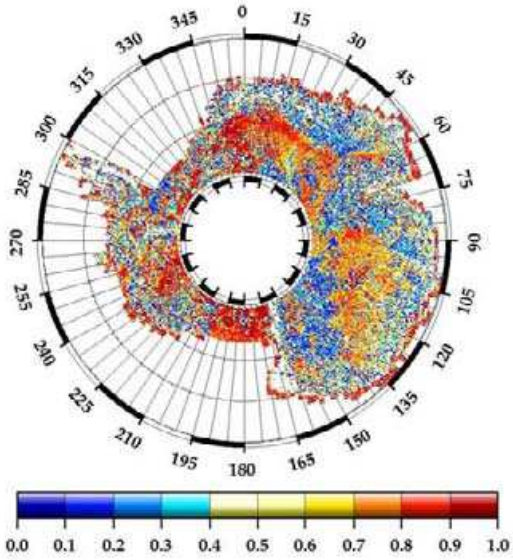
Enfin, tout comme le vecteur C, le vecteur D reflète partiellement les vecteurs A et B. A savoir que ce qui a été établi concernant le front de montée (et donc de la différence entre les hauteurs) dans l'analyse du vecteur A s'applique également au vecteur D, alors que ce sont les constatations faites au niveau des paramètres de rétrodiffusion et de pente du flanc du vecteur B qui restent valables concernant le vecteur D.



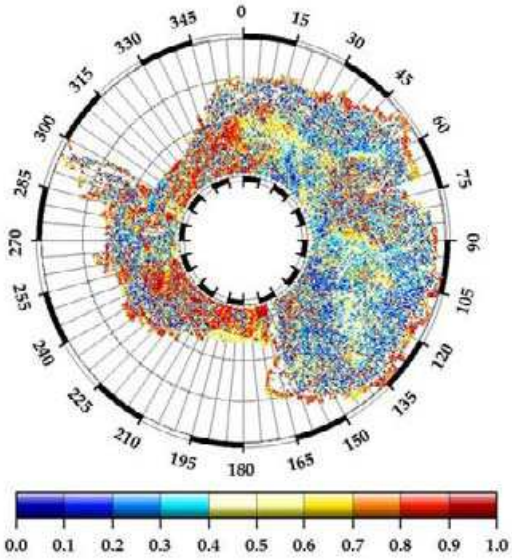
(a) Mode 1. Vecteur A



(b) Mode 1. Vecteur B



(c) Mode 1. Vecteur C



(d) Mode 1. Vecteur D

FIGURE 2.26 – *Projection entre le 1er vecteur propre calculé pour chaque point de grille et les vecteurs propres de référence A, B, C et D*

– Vecteurs du Deuxième Mode

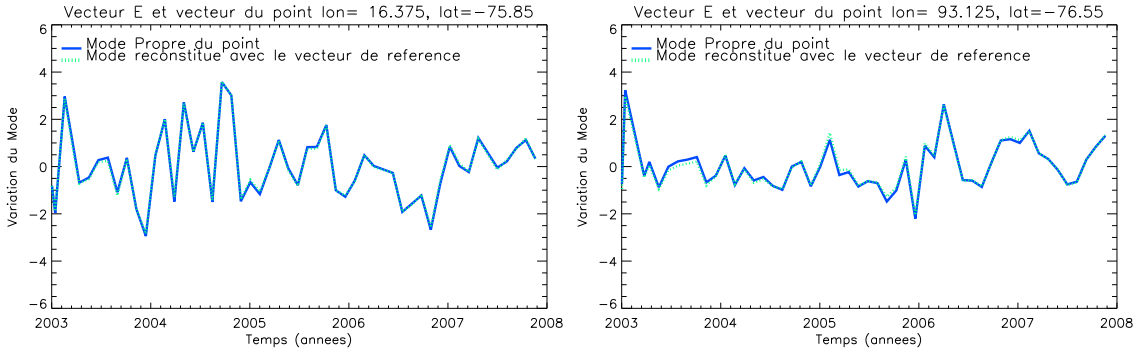


FIGURE 2.27 – *Représentation du vecteur E appliqué aux séries temporelles de 2 points (correspondant aux courbes (a) et (c) des figures précédentes) ainsi que du premier mode temporel de ces 2 points (courbes pleines bleues)*

Le vecteur E est analogue au vecteur B alors que le vecteur F est lui analogue au vecteur A. Cela montre que quand ces vecteurs ne décrivent pas le premier mode de variabilité, ils décrivent pour un certain nombre de points le deuxième mode. Ces deux vecteurs sont ainsi caractéristiques des variations des paramètres de forme d'onde sur une majeure partie du continent Antarctique.

Les figures 2.27 et 2.28 représentent les deuxièmes modes de variabilité de points caractérisés respectivement par les vecteurs E et F.

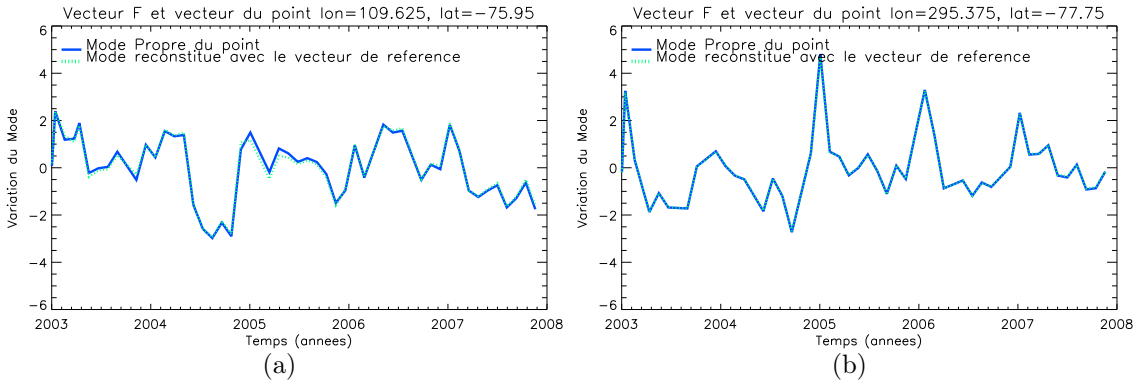


FIGURE 2.28 – *Représentation du vecteur F appliqué aux séries temporelles de 2 points (correspondant aux courbes (a) et (c) des figures précédentes) ainsi que du premier mode temporel de ces 2 points (courbes pleines bleues)*

– Vecteurs du Troisième Mode

Le coefficient de rétrodiffusion est le paramètre le moins bruité, avec les variations temporelles les plus nettes. Cela se voit en étudiant les propriétés des vecteurs caractéristiques du troisième mode. Les vecteurs associés à chacun des modes sont complémentaires, et bien souvent le coefficient de rétrodiffusion joue un grand rôle dans les premiers modes, et ne peut donc plus être utilisé au maximum dans les

modes suivants, ce qui explique les coefficients très faibles du coefficient de rétrodiffusion dans les vecteurs caractérisant le troisième mode.

Il est à noter que les vecteurs G et H sont en fait très proches l'un de l'autre puisque seul le signe du coefficient affecté à la différence de rétrodiffusion diffère entre ces deux vecteurs, alors que l'amplitude de ces coefficients est très faible, rendant le signe peu significatif.

Des trois paramètres de forme d'onde en bande Ku, seul le paramètre de flanc apporte une contribution nette dans le vecteur G comme H. Parmi les paramètres caractérisant la différence de signal enregistré entre les deux fréquences, c'est encore la différence de flanc qui joue un rôle dominant. Ce paramètre est également le plus bruité, il intervient dans le troisième mode de variabilité, montrant que les relations significatives entre les différents paramètres de forme d'onde ont déjà été exploitées dans les deux premiers modes, qui suffisent ainsi à caractériser la variance temporelle des paramètres de forme d'onde altimétrique, comme c'était déjà le cas lors de l'étude des données le long de la trace.

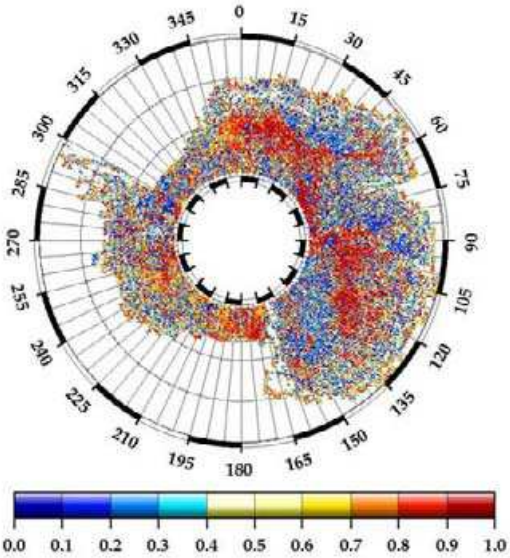
Nous représentons enfin sur la figure 2.30 les sept courbes associées aux sept modes de variabilité d'un même point. Les trois premiers modes sont les plus significatifs en terme d'amplitude comme cela a déjà été vu. Le 4ème mode est déjà proche du 3ème mode. Les trois modes suivants sont trop peu significatifs pour être étudiés.

Il est remarquable que dans le premier mode on distingue un fort pic négatif tous les 2 ans. Ce premier mode est ainsi caractérisé par un cycle annuel, de plus forte amplitude tous les 2 ans. Cela est peut-être à mettre en rapport avec la durée d'un cycle ENVISAT qui est de 35 jours. 10 cycles couvrent un peu moins d'une année, alors que 11 cycles dépassent une année. En revanche, 21 cycles correspondent exactement à deux ans. Il faut donc deux ans pour que l'échantillonnage du satellite se retrouve en phase du cycle annuel marquant les saisons et les phénomènes météorologiques.

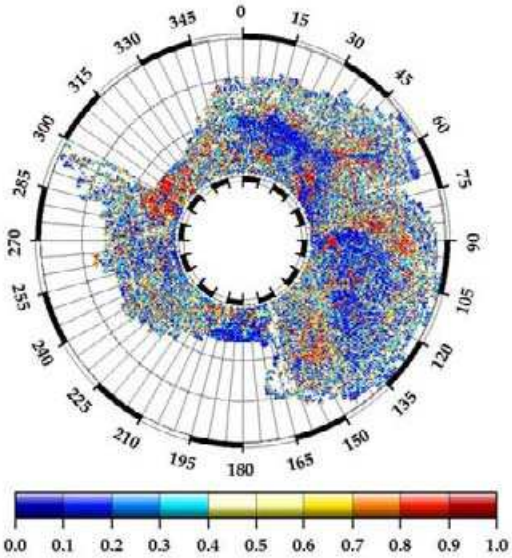
Le deuxième mode est assez irrégulier, avec une tendance marquée durant la première année de la période d'étude, et des variations plus cycliques à l'échelle annuelle, ensuite. Les modes suivants représentent la variabilité à plus haute fréquence (et de plus faible amplitude) présente dans les paramètres de forme d'onde altimétrique au point pris en exemple.

Les cartes 2.26 et 2.29 montrent les structures spatiales dégagées par l'analyse en composantes principales. Deux régions se distinguent, mises en évidence par les vecteurs A et B, et dans une moindre mesure E et F. On constate que les régions qui sont caractérisées par un premier mode proche du vecteur A, ont un deuxième mode proche du vecteur E tandis que lorsque le premier mode est caractérisé par le vecteur B, le deuxième est souvent (mais pas toujours) engendré par le vecteur F. Or nous avons remarqué que les vecteurs A et F d'une part et les vecteurs E et B d'autre part étaient analogues. Nous avons alors, pour une majeure partie de la surface de la calotte polaire Antarctique deux modes principaux caractérisant les variations temporelles des paramètres de forme d'onde altimétrique, dont l'ordre d'importance s'échange en fonction de la localisation sur la calotte polaire.

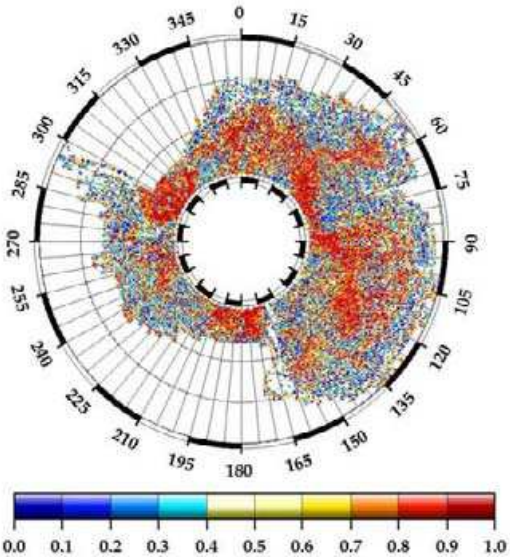
Les cartes de répartition des modes de variabilité mettent en évidence des structures déjà observées lors de l'étude des corrélations entre paramètres de forme d'onde



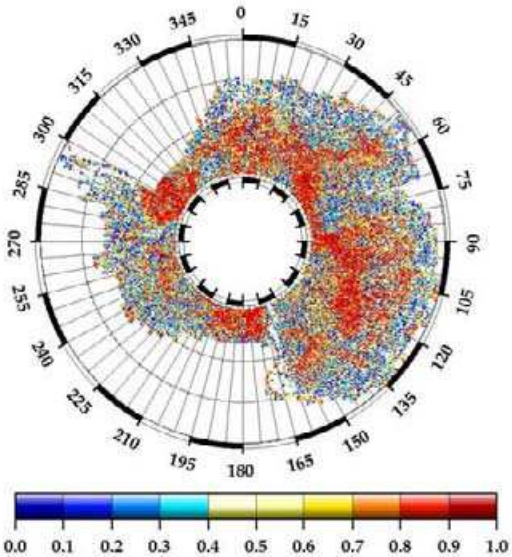
(a) Mode 2. Vecteur E



(b) Mode 2. Vecteur F



(c) Mode 3. Vecteur G



(d) Mode 3. Vecteur H

FIGURE 2.29 – *Projection entre le 2ème vecteur propre calculé pour chaque point de grille et les vecteurs propres de référence E et F, ainsi qu'entre le 3ème vecteur propre et les vecteurs de référence, G et H*

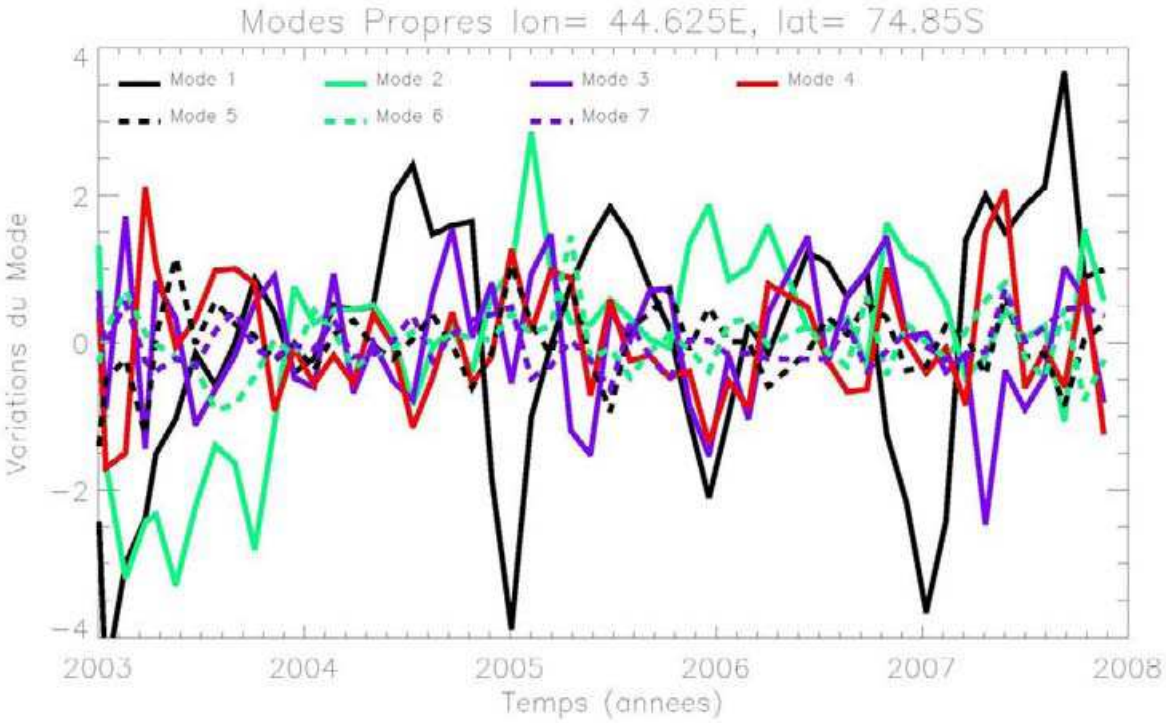


FIGURE 2.30 – *Visualisation des quatre premiers modes de variabilité pour un même point de la calotte. Le premier mode de ce point est caractérisé par le vecteur A et le deuxième par le vecteur F*

et phases des cycles saisonniers. Le tableau 2.6 récapitule les caractérisations de chacune des zones ainsi établies.

Les paramètres de forme d'onde altimétrique reflètent l'état de la surface de la calotte polaire. Ils évoluent donc en réponse aux changements de propriétés de celle-ci. Or, ce sont les conditions météorologiques à la surface de la calotte ainsi que les processus glaciologiques liés à l'écoulement de la glace qui font évoluer l'état de la surface aux échelles de temps qui nous intéressent. Nous allons donc par la suite nous intéresser aux phénomènes météorologiques, d'échelle spatio-temporelle adaptée aux observations par altimétrie radar d'ENVISAT et détectable dans les réanalyses des modèles atmosphériques globaux.

Conclusion

Nous avons dans ce chapitre étudié la variabilité des paramètres de forme d'onde altimétrique. Connaître les échelles de variations spatiales comme temporelles de ces observations indique quels mécanismes sont susceptibles d'être à l'origine de ces variations.

Nous avons commencé par étudier la variabilité des paramètres de forme d'onde le long d'une trace. Nous avons alors pu constater que les paramètres de forme d'onde présentaient une très forte variabilité dans l'espace comme dans le temps, reflétant un fort niveau de bruit et étant en accord avec les variations à très petite échelle des taux d'accumulation étudiés sur le terrain (voir par exemple Urbini et al.(2007), Anschutz et al.(2007)). Cette variabilité s'explique notamment par la redistribution de la neige par les vents (formation de relief de petite échelle). Il est alors difficile d'extraire de ces données de l'information concernant les variations spatiales comme temporelles des paramètres de forme d'onde altimétrique.

Nous cherchons à étudier l'impact des variations de l'état du manteau neigeux sur la forme d'onde, et avons pour cela étudié les modes de variations des paramètres de forme d'onde les uns par raport aux autres au moyen d'une analyse en composantes principales. Malgré le fort niveau de bruit présent dans les paramètres de forme d'onde le long de la trace, nous avons toutefois pu identifier deux à trois modes temporels de variabilité principaux, qui se retrouvent en plusieurs points de la trace.

Nous nous intéressons à l'influence du forçage météorologique sur l'état de la surface, et la répercussion que cela a sur les observations altimétriques. Or les informations météorologiques dont nous disposons sont issues de réanalyses de modèles atmosphériques, dont la résolution spatiale est assez faible. Nous avons alors moyenné cycle par cycle les données altimétriques sur une grille de pas 0.1°de latitude et 0.25°de longitude, en supposant que cela permettait de s'affranchir esssentiellement du bruit de mesure, et que l'état de la surface restait cohérent à cette échelle spatiale.

Nous avons alors de nouveau procédé à l'étude de la variabilité des observations altimétriques obtenues, et avons pu déceler des échelles de variations spatio-temporelles satisfaisantes pour l'étude des variations de l'état de la surface du continent Antarctique dans son ensemble.

Nous avons de nouveau mené une analyse en composantes principales sur ces don-

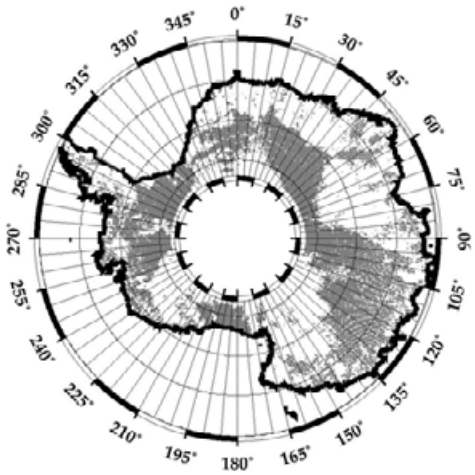
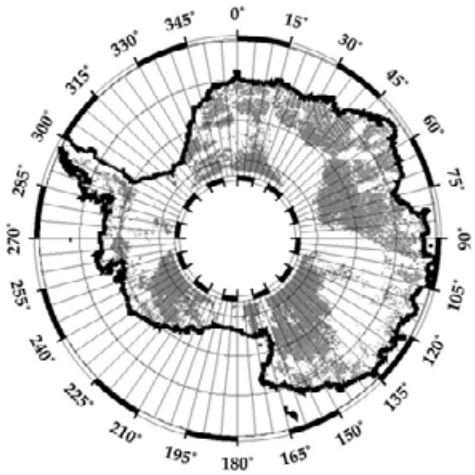
Première Région	*Deuxième Région*
	
Coefficient de rétrodiffusion en bande S corrélé à la différence entre les coefficients de rétrodiffusion (S-Ku)	Coefficient de rétrodiffusion en bande S **non** corrélé à la différence entre les coefficients de rétrodiffusion (S-Ku)
Coefficient de rétrodiffusion en bande Ku **faiblement** corrélé à la différence entre les coefficients de rétrodiffusion (S-Ku)	Coefficient de rétrodiffusion en bande S **anti** corrélé à la différence entre les coefficients de rétrodiffusion (S-Ku)
Cycle saisonnier ajusté à la fréquence S de plus forte amplitude	Cycle saisonnier ajusté à la fréquence Ku de plus forte amplitude
Cycle saisonnier du signal en bande Ku maximal en été austral	Cycle saisonnier du signal en bande Ku maximal en hiver austral (vrai dans une moindre mesure pour la bande S)
Premier mode de variabilité caractérisé par le vecteur A	Premier mode de variabilité caractérisé par le vecteur B
Deuxième mode de variabilité caractérisé par le vecteur B	Dans une moindre mesure, deuxième mode de variabilité caractérisé par le vecteur B

TABLE 2.6 – *Différentes caractérisations des régions pour lesquelles les variations temporelles des paramètres de forme d'onde altimétrique sont remarquablement différentes. Les régions sont materialisées par les parties grisées sur les cartes*

nées, et avons identifié deux régions pour lesquelles le comportement spatio-temporel des paramètres de forme d'onde est distinct d'une région à l'autre, mais homogène au sein d'une même région. Nous allons par conséquent chercher à expliquer les raisons d'être de ces deux régions. Plusieurs hypothèses sont possibles.

Ces deux régions sont notamment caractérisées par un déphasage du cycle saisonnier du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku. Leur existence peut donc être liée à un forçage, ou un mécanisme qui agit sur l'ensemble de la calotte polaire mais qui est lui-même déphasé en fonction des différentes régions de l'Antarctique. On pense par exemple à l'apport de précipitations. Van Lipzig et al. (2000) a par exemple étudié la saisonnalité des précipitations à partir de modèles, et a cartographié les saisons pendant lesquelles le maximum de précipitations neigeuses se produisait. Différentes régions ont ainsi été identifiées, qui ne sont pas sans lien avec celles que l'on détecte grâce aux paramètres de forme d'onde altimétrique. L'apport de précipitations en différentes saisons modifie les propriétés de surface, et pourrait ainsi provoquer une signature marquée dans les paramètres de forme d'onde. Un autre mécanisme possible est la densification. L'évolution de la densité de la neige est liée à l'historique des températures (Li et Zwally, 2002), ainsi qu'évidemment à l'apport de neige ayant une densité plus faible que le manteau recouvert. Une évolution, et surtout une saisonnalité différente des températures selon les régions constitue une cause possible à l'existence des deux régions. C'est en effet la densification qui a été évoquée par Lacroix et al. (2008) pour expliquer le déphasage du coefficient de rétrodiffusion en fonction des différentes régions de la calotte polaire.

L'existence des deux régions peut ainsi être expliquée par un processus unique, mais dont la saisonnalité varie d'une régions à l'autre de l'Antarctique. Elle peut également être causée par un mécanisme n'agissant que sur une partie de la calotte polaire, ou par deux processus, l'un étant dominant sur une partie de la calotte, le deuxième sur le restant.

On pense ainsi à un contrôle de la forme d'onde par le rapport entre signal de surface et signal de volume. Pour l'une des régions, le signal de surface dominerait alors que le signal de volume serait plus important pour la seconde région. Ce cas de figure se présente si pour l'une des régions la surface est très lisse (fort signal de surface), et rugueuse dans l'autre (importance du signal de volume). Dans une moindre mesure, ces deux régions peuvent être liées à la présence d'échelles de rugosité différentes, avec l'une des régions regroupant par exemple les zones de mégadunes et l'autre région caractérisée par un autre type de rugosité. Or les structures de surface (macro ou micro rugosité) sont formées essentiellement par les vents. La présence de différents types de rugosité à la surface de la calotte dépend alors en partie des régimes des vents, de leur intensité, de leur direction par rapport à la plus grande pente (Frezzotti et al., 2002).

Nous allons par la suite chercher à tester ces différentes hypothèses et expliquer le comportement spatio-temporel des paramètres de forme d'onde.

3

Variabilité des Réanalyses

Sommaire

3.1 Comparaison avec les stations automatiques 104
3.2 Variabilité des réanalyses 109
3.2.1 Saisonnalité 111
3.2.2 Rayons de décorrélation spatio-temporelle 114
3.3 Caractérisation des vents aux différentes stations 116
3.3.1 Prise en compte de la direction du vent 117
Conclusion 118

Les vents affectent notablement les propriétés de la surface en Antarctique, en agissant principalement sur la rugosité de la surface à différentes échelles. La forme de l'écho altimétrique enregistré étant sensible aux changements d'état de la surface, nous en déduisons que les variations de vents vont, dans une certaine mesure, affecter la forme des échos radar. Ces variations de signal altimétrique, si elles ne sont pas bien comprises peuvent se traduire par des variations dans la mesure de la hauteur de la surface de la calotte polaire, et induire ainsi des erreurs sur les bilans de masse établis à partir des techniques altimétriques. Il est donc important de mieux comprendre l'influence des vents sur la mesure altimétrique, et nous allons dans ce chapitre essentiellement nous intéresser à la caractérisation du vent en Antarctique, tel que celui-ci est reproduit dans les réanalyses de modèles atmosphériques globaux.

Nous allons dans ce chapitre effectuer une première analyse de la variabilité des vents issus des réanalyses de modèles atmosphériques globaux. Nous nous intéresserons essentiellement à l'intensité des vents. Nous en caractériserons la saisonnalité et en étudierons les échelles de variations spatio-temporelles. Nous nous intéresserons également aux changements de direction des vents, puisque la direction des vents contrôle l'orientation des structures rugueuses présentent à la surface de la calotte polaire.

Les réanalyses sont ainsi exploitées afin d'étudier les événements météorologiques survenant au niveau de la surface de la calotte polaire. Nous avons fait le choix d'utiliser des réanalyses de modèles globaux atmosphériques car elles fournissent des informations à intervalles de temps réguliers avec une couverture spatiale complète de la calotte polaire. Nous nous concentrons sur la période couverte par les observations altimétriques bi-fréquence de ENVISAT, à savoir entre janvier 2003 et décembre 2007.

Les modèles atmosphériques fournissent bien évidemment des informations couvrant la totalité de la calotte Antarctique, jusqu'au Pôle Sud. Pour faciliter les comparaisons avec les cartes d'observations altimétriques, les latitudes en-deça de 82°Sud seront occultées.

3.1 Comparaison du vent des réanalyses aux vents mesurés par les stations automatiques (AWS)

Comme nous l'avons précédemment évoqué, les vents sont responsables de la formation de structures de surface spécifiques comme les sastruggi (Frezzotti et al., 2002) ou encore les zones de glace bleue (Van den Broeke et Bintanja, 1995). Nous allons par conséquent nous intéresser aux variations de vents à la surface de la calotte polaire, ou plus précisément aux variations d'intensité de vent à 10 m au-dessus de la surface. Nous n'employons pas le terme amplitude du vent, qui prête à confusion avec l'amplitude des cycles annuels qui seront étudiés par la suite.

Nous comparons donc ici l'intensité du vent à 10 m au dessus de la surface issue des réanalyses avec l'intensité du vent mesuré par certaines stations automatiques (AWS pour Antarctic Weather Station). Les stations automatiques mesurent les vents à 3 m au-dessus de la surface (Van den Broeke, 1997), et l'on s'attend à ce qu'ils soient moins intenses que dans les restitutions à 10 m des réanalyses. Selon

Van den Broeke (1997), dans le cas d'une couche limite bien mélangée et une rugosité de surface d'échelle caractéristique de l'ordre d'1mm, il faudrait multiplier les mesures des stations automatiques par environ 1.15 pour obtenir l'intensité des vents à 10m. Nous ne connaissons ni les rugosités de surface, ni les caractéristiques de la couche limite atmosphérique. Nous nous intéresserons essentiellement aux variations de l'intensité des vents, c'est-à-dire aux anomalies temporelles. Les valeurs moyennes nous intéressent peu, et appliquer une correction plus précise ne présente pas ici un intérêt majeur.

Nous avons choisi des stations automatiques pour lesquelles suffisamment de mesures étaient disponibles au cours de notre période d'étude. Toutes les stations installées n'acquièrent pas des mesures en continu (essentiellement pour cause de pannes), et pour certaines d'entre elles, les mesures cessent pendant plusieurs mois.

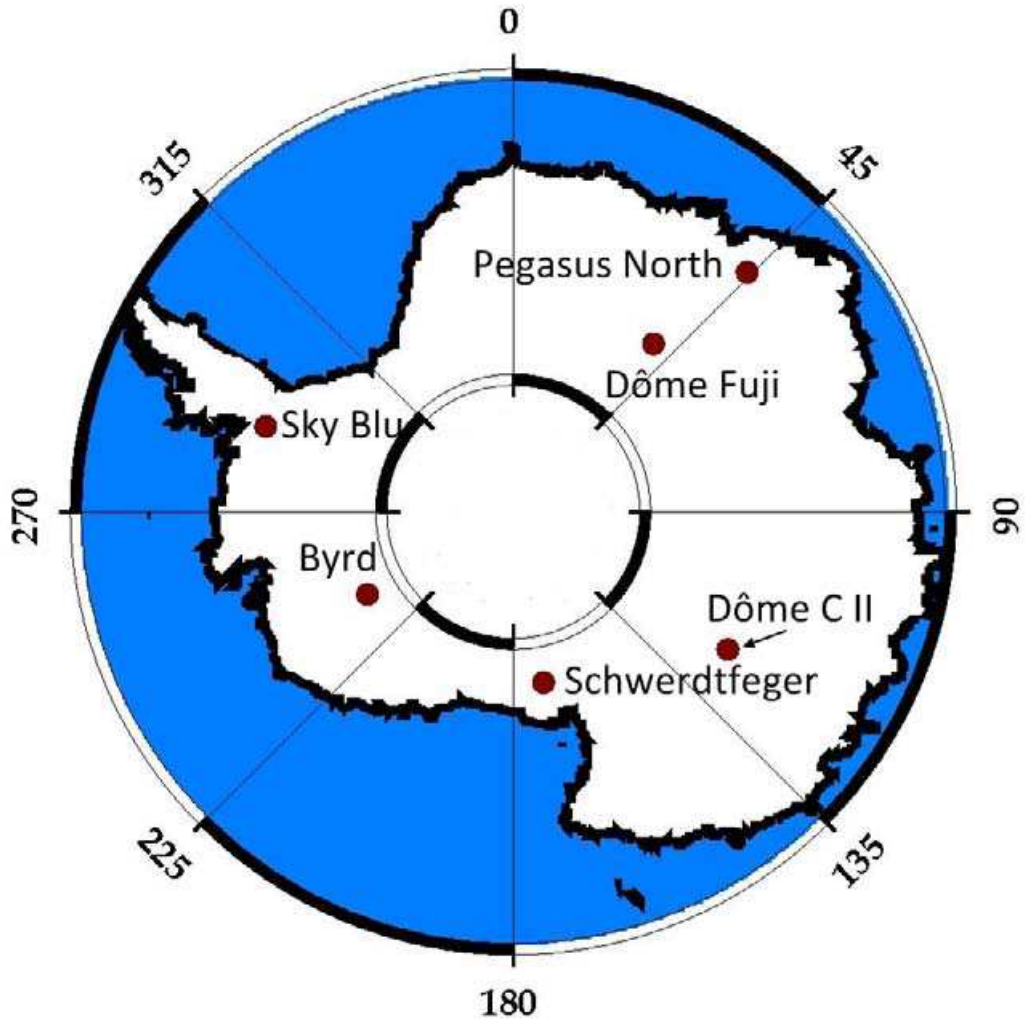


FIGURE 3.1 – *Représentation de l'emplacement des différentes stations dont les séries temporelles sont comparées aux réanalyses de modèles atmosphériques*

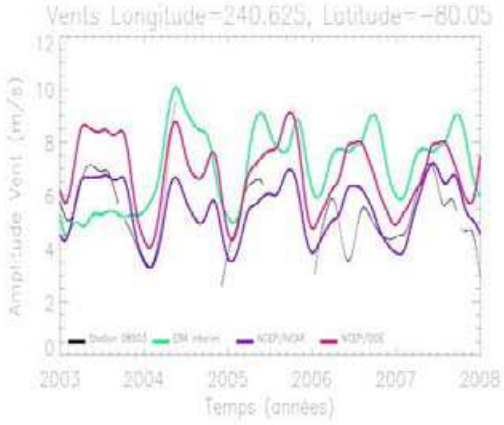
L'altimètre est un instrument de mesure perturbé par la topographie et les mesures effectuées aux abords des côtes du continent Antarctique répondent alors à une physique de la mesure spécifique. A cela s'ajoute l'influence de la latitude sur la résolution spatiale des observations altimétriques puisque plus nous nous situons près du pôle, plus les traces du satellite seront proches les unes des autres. Les mesures étant plus espacées le long des côtes du continent, et de moins bonne qualité, il est alors judicieux d'effectuer les comparaisons avec des mesures effectuées dans les régions intérieures. Or il se trouve que l'essentiel des stations automatiques est situé le long des côtes, car ce sont les régions les plus accessibles. Nous avons alors sélectionné des stations suffisamment loin des côtes, sans toutefois être trop proches du pôle car le satellite ne survole pas les régions en-deça (ou au-delà selon le point de vue) de 81.5°Sud. La carte de la figure 3.1 indique où sont situées les stations pour lesquelles nous comparons les mesures de vent aux réanalyses.

Afin de mieux distinguer les courbes et d'évaluer la pertinence des séries temporelles telles que nous allons effectivement les étudier par la suite, nous appliquons aux mesures des stations ainsi qu'aux réanalyses un filtrage, afin de faire ressortir les variations de l'ordre de 35 jours ou plus. Cela correspond aux échelles de temps qu'il est possible d'observer avec l'altimètre. Les mesures des stations sont à l'origine échantillonnées toutes les 10 minutes, et les réanalyses fournissent des valeurs toutes les 6 heures. Nous commençons par calculer des moyennes journalières, puis nous filtrons les variations temporelles inférieures à 35 jours. La figure 6.1 présente les différentes courbes obtenues. Nous procédons de même avec les valeurs d'intensité de vent fournies par les réanalyses.

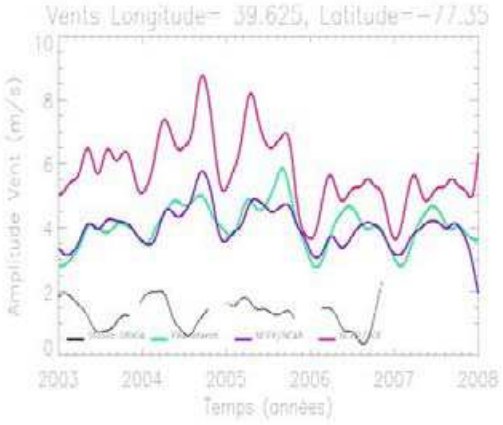
Pour certaines stations, les réanalyses ERA-Interim reproduisent assez fidèlement (figures 3.2(c) et3.2(f)) les courbes de mesures obtenues grâce aux stations automatiques. Cela s'explique peut-être par l'amélioration du système d'assimilation de données utilisé (4D-VAR) en comparaison de celui utilisé dans les projets NCEP (3D-VAR). Nous observons bien souvent que les deux versions des réanalyses NCEP sont très proches l'une de l'autre (voir tableau 3.3). Nous remarquons effectivement que pour les stations Dôme Fuji et Dôme C II (figures 3.2(b) et 3.2(e)), comme c'est le cas pour certaines autres stations (non montrées) situées à l'intérieur du continent, les vents mesurés sont d'intensité plus faible que les vents des réanalyses. Comme nous l'avons déjà mentionné, cela est probablement attribuable à la différence d'altitudes auxquelles les valeurs se rapportent.

Les courbes de réanalyses sont dans l'ensemble correctes en comparaison aux mesures effectuées par les stations automatiques, surtout si l'on prend en compte la représentativité spatiale de chacune de ces courbes : les stations automatiques mesurent les vents localement, alors que les vents issus des réanalyses sont représentatifs de l'intensité moyenne des vents au sein d'une maille du modèle. L'estimation de la représentativité spatiale des mesures *in situ* est une problématique majeure en Antarctique (voir par exemple Monaghan et al.(2005), Arthern et al.(2006) ou Eisen et al.(2008)).

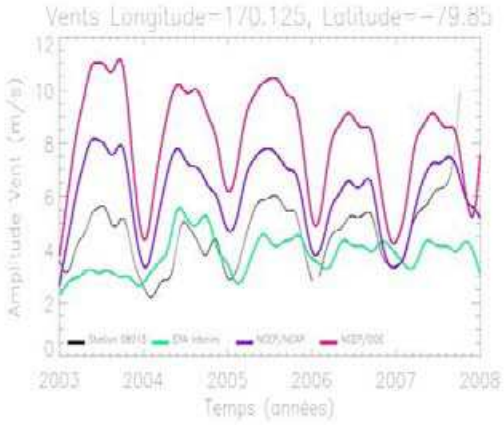
L'information contenue dans les courbes de la figure 6.1 est complétée par les calculs d'écart type résiduel (tableau 3.1). On nomme écart type résiduel l'écart type de la différence entre deux séries temporelles. Ici, par exemple, nous construisons des séries temporelles à partir de la différence entre chacune des stations automa-



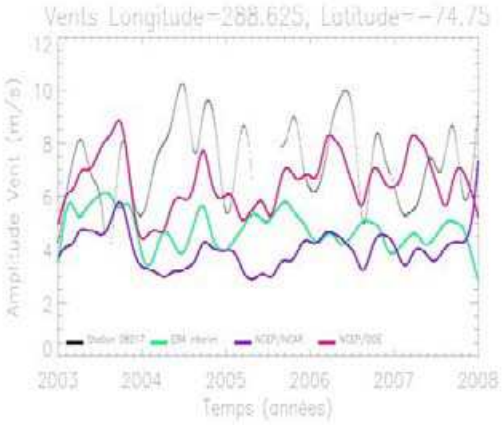
(a) Byrd Station, altitude 1530m



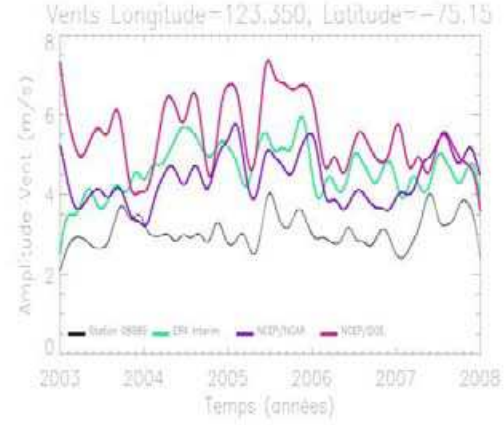
(b) Dôme Fuji, altitude 3810m



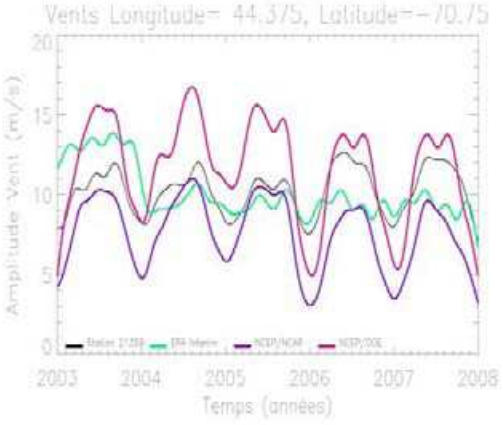
(c) Schwerdtfeger, altitude 54m



(d) Sky Blu, altitude 1510m



(e) Dôme C II, altitude 3250m



(f) Pegasus North, altitude 8m

FIGURE 3.2 – *Comparaison entre les données de vents fournies par quelques stations automatiques et les réanalyses de modèles atmosphériques*

tiques d'une part, et les séries temporelles correspondantes des différentes réanalyses d'autre part. Les valeurs figurant dans le tableau 3.1 correspondent à l'écart type des différences ainsi calculées. Pour chaque station, l'écart type le plus faible entre réanalyses et mesures est mis en valeur en bleu, le plus important étant lui mis en valeur en rouge. Le calcul de l'écart type prend en compte les différences jour par jour, ce qui inclut indifféremment une différence dûe à un écart moyen (et donc à l'écart entre les altitudes) dans l'intensité des vents modélisés et une différence attribuable à des variations non corrélées de chacune des courbes. On remarque qu'alors les plus faibles écarts types sont souvent obtenus avec ERA-Interim, et les plus forts avec NCEP/DOE. Les valeurs calculées ici n'excèdent pas 2 m/s (la valeur la plus haute est 2.02 m/s).

Station	Byrd	Dôme Fuji	Schwerdtfeger	Sky Blue	Dôme C II	Pegasus North
NCEP/NCAR	1.49	0.86	1.43	1.54	0.60	1.38
NCEP/DOE	1.61	1.26	2.02	1.71	0.89	2.13
ERA-Int	1.88	0.96	1.49	1.59	0.59	1.91

TABLE 3.1 – *Ecarts Types des différences entre les séries temporelles des stations automatiques et chacune des trois réanalyses étudiées (m/s). NCEP/NCAR=NCEP/NCAR, NCEP/DOE=NCEP/DOE, ERA-Int=ECMWF/ERA-Interim. La valeur la plus basse pour chaque station figure en bleu (correspond au modèle le plus proche des mesures), et la valeur la plus élevée figure en rouge.*

Comme par la suite nous allons nous intéresser aux variations d'intensité de vents, et non pas uniquement à leur valeur absolue, il est intéressant d'évaluer si les variations d'intensité du vent dans les réanalyses sont ou non bien corrélées aux variations mesurées par les stations. C'est l'objet du tableau 3.2. Alors que les écarts types résiduels reflètent l'écart existant entre les séries temporelles initiales, les corrélations permettent de déterminer si les variations des différentes séries temporelles sont coordonnées ou non, indépendamment de leurs valeurs absolues. Les corrélations obtenues sont en général relativement basses, signifiant que les variations de vents dans les réanalyses ne sont que très peu en adéquation avec les variations d'intensité de vent mesurées. Cela peut être dû à une faible représentativité spatiale des stations qui mesurent le vent localement alors que les réanalyses fournissent des informations à relativement grande échelle spatiale.

Station	Byrd	Dôme Fuji	Schwerdt-feger	Sky Blue	Dôme C II	Pegasus North
NCEP/NCAR	0.47	-0.19	0.53	0.01	0.32	0.79
NCEP/DOE	0.43	-0.13	0.33	0.03	0.03	0.80
ERA-Int	0.28	-0.32	0.30	-0.07	0.31	0.19

TABLE 3.2 – *Corrélations entre les séries temporelles d'intensité de vents des stations automatiques et les réanalyses étudiées. Le code de couleur du tableau précédent est également appliqué ici, sauf pour les stations où la corrélation est trop mauvaise. A la différence du tableau précédent, plus la corrélation est élevée (valeurs en rouge), plus les variations des réanalyses correspondantes sont proches des variations d'intensité de vent mesurées par la station.*

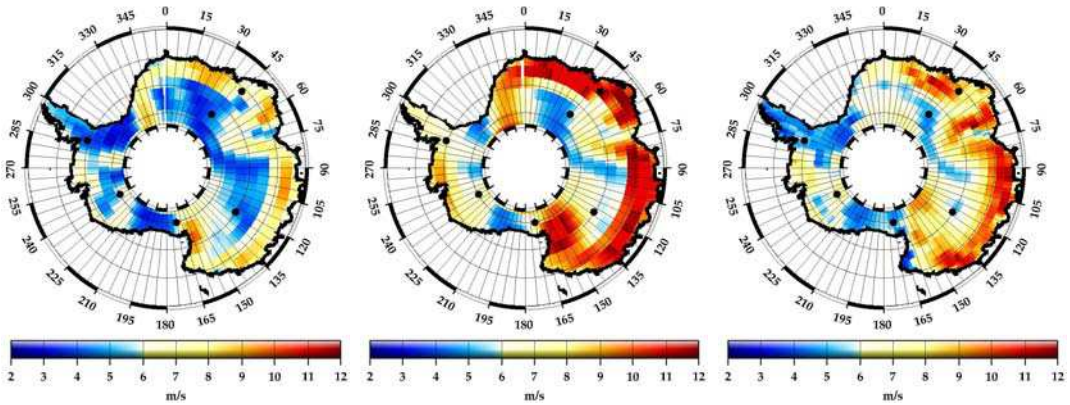
A titre d'information nous faisons figurer les corrélations entre les séries temporelles des différentes réanalyses, aux emplacements des six mêmes stations. Nous constatons qu'en terme de corrélations, les deux versions de NCEP sont souvent proches l'une de l'autre, comme cela se voit sur les courbes de la figure 6.1. Ensuite, c'est parfois NCEP/DOE qui se rapproche le plus d'ERA-Interim, et parfois NCEP/NCAR. Nous allons dans la section suivante étudier plus en détail les écarts entre les réanalyses.

BYRD	NCEP1	NCEP2	ERA-Int	D.FUJI	NCEP1	NCEP2	ERA-Int
NCEP1	1	0.94	0.36	NCEP1	1	0.81	0.78
NCEP2	-	1	0.33	NCEP2	-	1	0.68
ERA-Int	-	-	1	ERA-Int	-	-	1
SCHW.	NCEP1	NCEP2	ERA-Int	SKY B.	NCEP1	NCEP2	ERA-Int
NCEP1	1	0.96	0.38	NCEP1	1	0.62	0.16
NCEP2	-	1	0.34	NCEP2	-	1	0.38
ERA-Int	-	-	1	ERA-Int	-	-	1
D.C.II	NCEP1	NCEP2	ERA-Int	PEG.N.	NCEP1	NCEP2	ERA-Int
NCEP1	1	0.58	0.38	NCEP1	1	0.98	0.31
NCEP2	-	1	0.43	NCEP2	-	1	0.29
ERA-Int	-	-	1	ERA-Int	-	-	1

TABLE 3.3 – *Corrélations entre les séries temporelles d'intensité de vents issues des différentes réanalyses. Les emplacements sont ceux des stations étudiées dans cette section. NCEP1=NCEP/NCAR, NCEP2=NCEP/DOE.*

3.2 Comparaison de la variabilité des différentes réanalyses

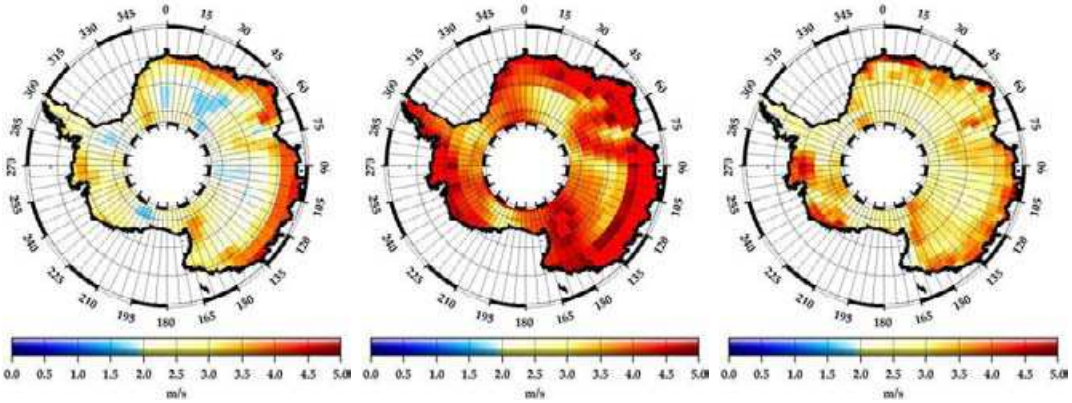
La figure 3.3 présente les intensités moyennes des vents pour les trois réanalyses (ERA-Interim, NCEP/DOE et NCEP/NCAR). Comme cela a été décrit au chapitre



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.3 – *Vitesse moyenne du vent (m/s) fournie par les réanalyses pour la période entre janvier 2003 et décembre 2007*

précédent, le vent est globalement plus faible sur le plateau de l'Antarctique de l'Est et accélère en s'écoulant le long des pentes qui bordent la calotte polaire pour atteindre une vitesse maximale au niveau des côtes (voir par exemple King et Turner, 1997). On remarque toutefois la présence de vents plus forts vers l'intérieur du continent comme dans le bassin du glacier Lambert (aux alentours de 75°E), sur les flancs de la chaîne transantarctique (165°E) et vers 330°E. La structure spatiale des intensités du vent est relativement semblable entre les différents modèles. On observe un plus fort contraste entre l'intérieur du continent et les régions côtières dans NCEP/DOE.

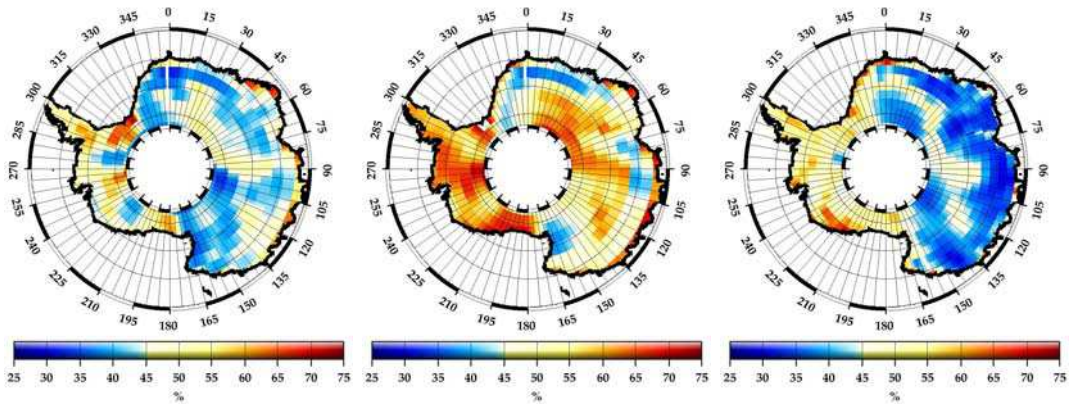


(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.4 – *Ecarts types des vents (m/s) fournis par les réanalyses pour la période entre janvier 2003 et décembre 2006*

Les cartes de la figure 3.4 permettent de caractériser la variabilité des différents modèles. L'écart type des séries temporelles d'intensité de vents y est représenté. On constate que la variabilité du vent augmente avec l'intensité moyenne de celui-ci,

c'est-à-dire que l'on retrouve l'opposition entre les régions intérieures où les vents sont plus faibles et les côtes où les vents sont forts. On remarque que la variabilité est nettement plus importante dans NCEP/DOE que dans les autres réanalyses.



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.5 – *Rapport entre les écarts types des vents (m/s) et moyennes des vents fournis par les réanalyses pour la période entre janvier 2003 et décembre 2006. Ces écarts types normalisés par l'intensité moyenne sont exprimés en pourcentage.*

Les cartes de la figure 3.5 représentent toujours l'écart type en chaque point de l'intensité du vent sur 5 ans, mais après avoir été divisé par l'intensité moyenne locale du vent (écart type normalisé) afin de déterminer si les variations autour de la moyenne sont importantes ou non comparativement à cette moyenne. Une inversion des structures spatiales apparaît alors ; sur le plateau Antarctique, les vents sont de faibles intensités, mais varient beaucoup comparativement à leur valeur moyenne. En revanche, à l'approche des côtes, les vents sont plus forts, mais également plus constants. On constate de nouveau sur la carte 3.5(b) que les réanalyses de NCEP/NCAR présentent une forte variabilité.

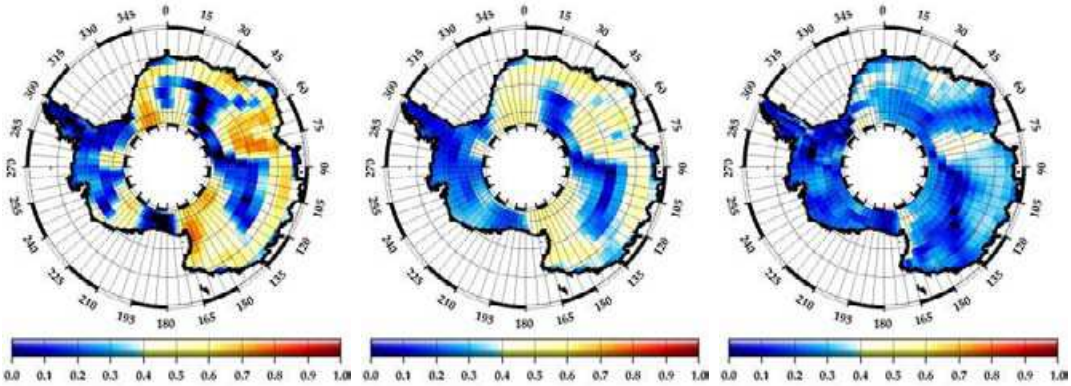
3.2.1 Etude de la saisonnalité du vent dans les réanalyses

L'intensité des vents dans les réanalyses présente généralement une forte saisonnalité, comme cela se voit sur certaines courbes (figure 6.1). Nous étudions donc ici les caractéristiques des cycles saisonniers de l'intensité des vents.

Nous comparons désormais les propriétés des cycles saisonniers qui s'ajustent le mieux, pour chacune des mailles, aux différentes réanalyses. Nous évaluons la pertinence d'un tel ajustement par la corrélation entre le cycle saisonnier calculé et la série temporelle initiale. Nous travaillons avec des données journalières, qui présentent une très importante variabilité à cette échelle de temps, qui n'est par définition pas représentée dans le cycle annuel, et qui sera de fait responsable d'une faible corrélation entre cycle saisonnier ajusté et série temporelle initiale

Lorsque le cycle saisonnier s'ajuste suffisamment bien, la comparaison des amplitudes et phases du cycle saisonnier calculé permettent d'avoir une bonne estimation du comportement temporel en chaque point des différentes réanalyses. En plus d'une

sinusoïde (caractérisant les variations annuelles) nous ajustons aux séries temporelles d'intensité de vent une courbe de tendance. Ainsi nous comparons les variations des vents dans les différentes réanalyses à partir de trois paramètres uniquement (amplitude et phase du cycle annuel et tendance). Ceci ne permet pas de rendre compte de la variabilité interannuelle en dehors de la présence d'une tendance sur 5 ans.



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.6 – *Corrélations entre les cycles saisonniers ajustés et les séries temporelles initiales, pour les trois réanalyses*

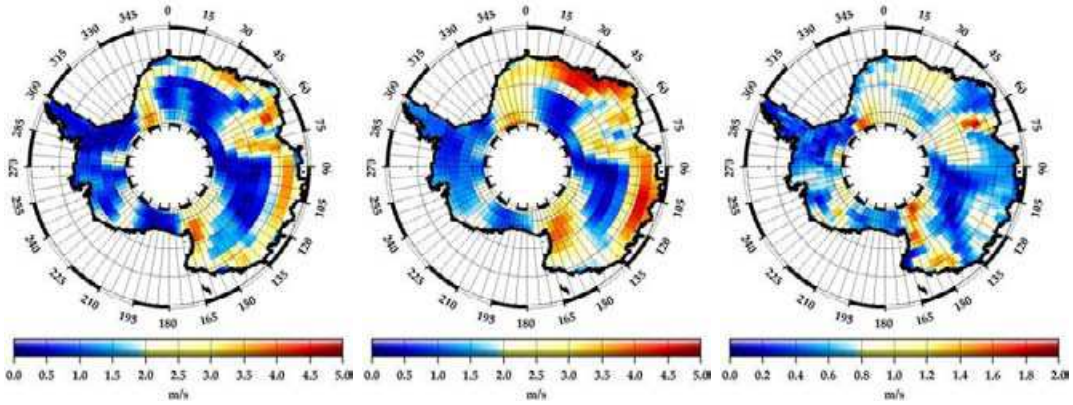
La figure 3.6 permet de visualiser les zones pour lesquelles il est particulièrement pertinent d'ajuster un cycle saisonnier. On constate que les corrélations pour les analyses ERA-Interim sont faibles, ce qui signifie que la variabilité à l'échelle journalière ou mensuelle domine la présence d'un éventuel cycle annuel. Les réanalyses NCEP/NCAR et NCEP/DOE montrent un comportement saisonnier là où les vents sont les plus forts. Lorsque les vents sont faibles en moyenne à l'intérieur du continent, il est plus difficile d'y déceler la présence de cycles saisonniers, et les ajustements ne sont alors pas très proches des séries temporelles. Nous avons vu au paragraphe précédent que la variabilité dans les régions intérieures était importante comparativement aux valeurs moyennes du vent. Cette variabilité masque donc le cycle saisonnier, qui ne peut être que peu marqué en raison de la faible intensité des vents dans la région.

Pour les réanalyses NCEP, les cartes d'amplitude des cycles annuels des vents sont similaires aux cartes d'intensité moyenne des vents. Plus les valeurs moyennes des vents sont élevées, plus l'amplitude du cycle saisonnier ajusté est importante.

Ceci n'est pas le cas pour les réanalyses ERA-Interim, pour lesquelles l'amplitude du cycle saisonnier est faible partout, de même que les corrélations entre les cycles saisonniers ajustés et les séries temporelles associées. Cela montre que les variations de vents dans ERA-Interim ne suivent pas des cycles annuels aussi marqués que dans les réanalyses NCEP.

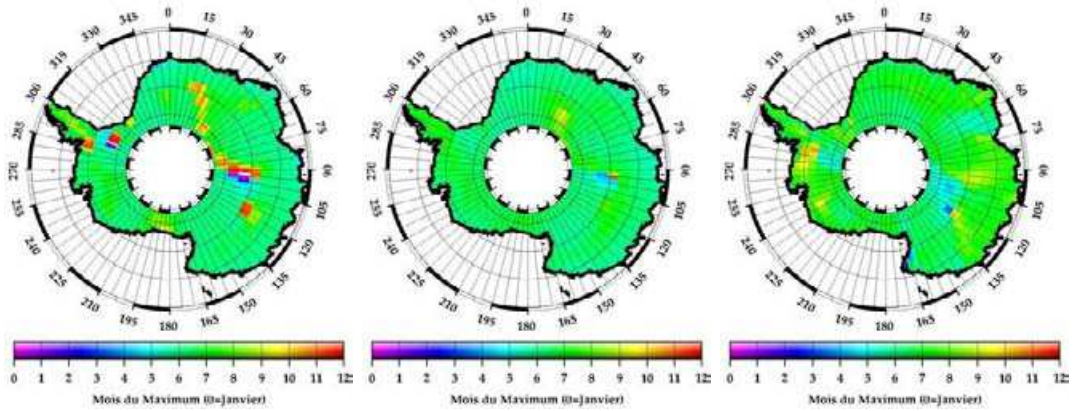
Les cartes de phases du cycle saisonnier représentent la date à laquelle le maximum est atteint, en nombre de mois comptés à partir de janvier. Comme l'on pouvait s'y attendre, les vents sont les plus intenses pendant l'hiver austral, entre juin et août.

Les cartes de tendance des vents mettent en valeur des structures spatiales iden-



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.7 – *Amplitude (m/s) du cycle annuel ajusté aux variations d'intensité du vent pour chacune des trois réanalyses. L'échelle de couleur varie selon les réanalyses.*



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.8 – *Phase du cycle annuel ajusté aux variations d'intensité du vent pour chacune des trois réanalyses. On représente ici la date en mois du maximum du cycle annuel compté à partir du mois de janvier*

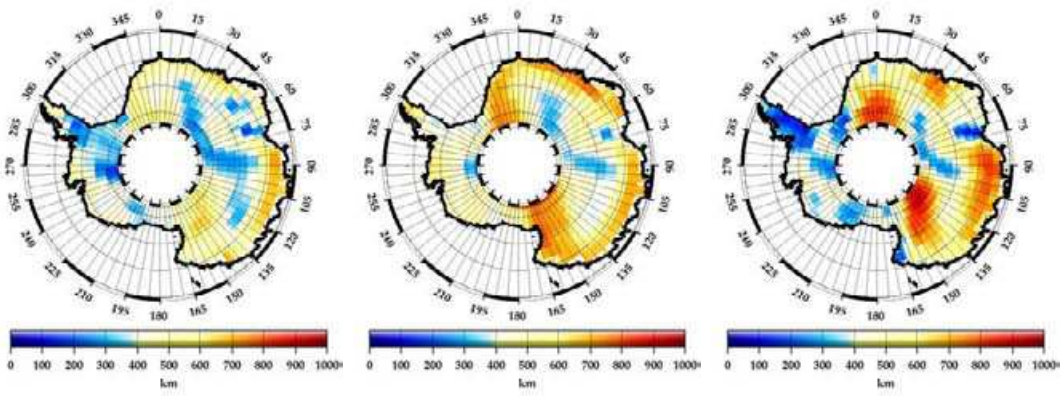
tiques pour les deux versions de NCEP, les valeurs des tendances étant toutefois plus marquées dans la version NCEP/DOE que dans NCEP/NCAR. Les structures spatiales des tendances d'intensité du vent observées dans ERA-Interim sont en revanche très différentes, notamment dans les régions côtières. Dans la bande de latitude entre -65°S et -70°S, les valeurs de tendance sont en général de signe opposé dans chacune des réanalyses. D'après ERA-Interim, l'intensité des vents diminue d'environ 1m/s par an le long de quasiment toutes les côtes de l'Antarctique, alors que d'après NCEP, mis à part entre 60 °E et 70 °E ainsi qu'entre 135°E et 200°E, l'intensité des vents augmente de près de 1 m/s par an. Ces tendances ne sont calculées que sur 5 ans, et il suffit que l'un des modèles se comporte légèrement différemment pendant la 1ère ou la 5ème année pour affecter significativement la tendance. Il est cependant important d'inclure une tendance dans le calcul de cycles saisonniers, afin d'obtenir des valeurs d'amplitude et de phase plus précises, et nous avons alors représenté les résultats de ce calcul.

3.2.2 Rayons de décorrélation spatio-temporelle

Les rayons de décorrélation spatiale sont calculés avec la méthodologie décrite au chapitre précédent.

Réanalyses	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Interim
Rayon Moyen (km)	423	575	443
Ecart Type (km)	123	137	208

TABLE 3.4 – *Valeurs des rayons de décorrélation temporelle moyens pour l'ensemble de la calotte polaire, et écart type correspondants. Les valeurs sont exprimées en kilomètres.*



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.9 – *Rayons de décorrélation spatio-temporelle de l'intensité du vent dans chacune des réanalyses étudiées (km)*

La répartition des valeurs de rayons de décorrélation est relativement semblable dans les différentes réanalyses, avec de faibles valeurs au coeur du plateau de l'Antarctique de l'Est, sur la péninsule Antarctique et dans le bassin du glacier Lambert. Des valeurs plus fortes sont présentes à la côte ainsi qu'en Terre de Wilkes, bien que cette région soit bordée par la chaîne Transantarctique qui est susceptible de perturber notablement l'écoulement des masses d'air. Nous pouvons alors nous interroger sur la capacité des réanalyses à intégrer correctement la présence de la chaîne Transantarctique. La topographie n'est en effet pas toujours représentée assez finement dans les modèles atmosphériques couvrant l'Antarctique (Genthon et Krinner, 2001), induisant des biais. La chaîne transantarctique présente un relief relativement abrupt qui est lissé dans ces modèles. En revanche, cette région est caractérisée par la présence d'un grand nombre de stations automatiques, dont la représentativité est certes parfois faible (Monaghan et al., 2004), et est couverte par des modèles régionaux restreints tels que Polar-MM5 (Monaghan et al., 2004) qui à l'aide d'un maillage plus fin prennent mieux en compte les spécificités de cette région. Par exemple le fait que dans certaines régions la neige ne s'accumule pas (Dry Valley).

Nous remarquons sur la figure 3.9(b) ainsi que dans le tableau 3.4 que les rayons de décorrélation sont en moyenne plus élevés dans NCEP/DOE que dans les autres réanalyses. Cela est relativement surprenant car c'est le modèle pour lequel la variabilité temporelle est la plus importante (voir figure 3.4(b)). La variabilité en chaque point est ainsi importante, mais reste cohérente entre les séries temporelles sur de grandes distances.

C'est pour ERA-Interim que la diversité des valeurs est la plus importante (voir tableau 3.4). On remarque effectivement un plus fort contraste entre les valeurs extrêmes sur la figure 3.9(c) que dans les autres réanalyses.

3.3 Caractérisation des vents aux différentes stations

Byrd	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Int	AWS
Moyenne (m/s)	5.47	6.83	7.08	5.25
Ecart Type (m/s)	1.04	1.30	1.46	1.66
Amplitude (m/s)	1.21	1.48	1.06	1.68
Phase (Max)	Juill	Juill	Juill	Mai
Tendance (m/s/an)	-	-0.16	0.45	-0.17
R_d (km)	470	450	520	-
Dôme Fuji	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Int	AWS
Moyenne (m/s)	3.99	5.77	4.07	1.37
Ecart Type (m/s)	0.59	1.07	0.65	0.53
Amplitude (m/s)	0.54	0.64	0.66	0.46
Phase (Max)	Juill	Juill	Juill	Mars
Tendance (m/s/an)	-0.10	-0.33	-0.01	0.03
R_d (km)	310	390	390	-

TABLE 3.5 – *Paramètres statistiques calculés aux emplacements de 2 stations automatiques (AWS pour Antarctic Weather Station) pour chacune des réanalyses et pour les séries temporelles mesurées par la station*

Schwerdtfeger	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Int	AWS
Moyenne (m/s)	6.12	8.17	3.83	4.77
Ecart Type (m/s)	1.39	1.92	0.69	1.54
Amplitude (m/s)	1.70	2.30	0.52	1.11
Phase (Max)	Juill	Juill	Juill	Juill
Tendance (m/s/an)	-0.15	-0.39	0.15	0.48
R_d (km)	420	400	630	-
Sky Blu	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Int	AWS
Moyenne (m/s)	4.00	6.53	4.78	7.22
Ecart Type (m/s)	0.68	1.02	0.65	1.40
Amplitude (m/s)	0.32	0.33	0.50	0.52
Phase (Max)	Nov	Juill	Aout	Juill
Tendance (m/s/an)	-0.01	0.09	-0.19	0.05
R_d (km)	210	270	460	-

TABLE 3.6 – *Paramètres statistiques calculés aux emplacements de 2 stations automatiques (AWS) pour chacune des réanalyses et pour les séries temporelles mesurées par la station*

Dôme C II	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Int	AWS
Moyenne (m/s)	4.39	5.48	4.61	3.08
Ecart Type (m/s)	0.61	0.83	0.59	0.37
Amplitude (m/s)	0.06	0.26	0.28	0.20
Phase (Max)	Sept	Aout	Aout	Sept
Tendance (m/s/an)	0.12	-0.14	0.05	0.05
R_d (km)	440	380	400	-
Pegasus North	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Int	AWS
Moyenne (m/s)	7.61	11.67	10.06	6.06
Ecart Type (m/s)	2.19	3.07	1.59	1.40
Amplitude (m/s)	2.79	3.78	0.46	1.73
Phase (Max)	Juill	Juill	Aout	Juill
Tendance (m/s/an)	-0.43	-0.57	-0.78	0.12
R_d (km)	600	560	720	-

TABLE 3.7 – *Paramètres statistiques calculés aux emplacements de 2 autres stations automatiques (AWS) pour chacune des réanalyses et pour les séries temporelles mesurées par la station*

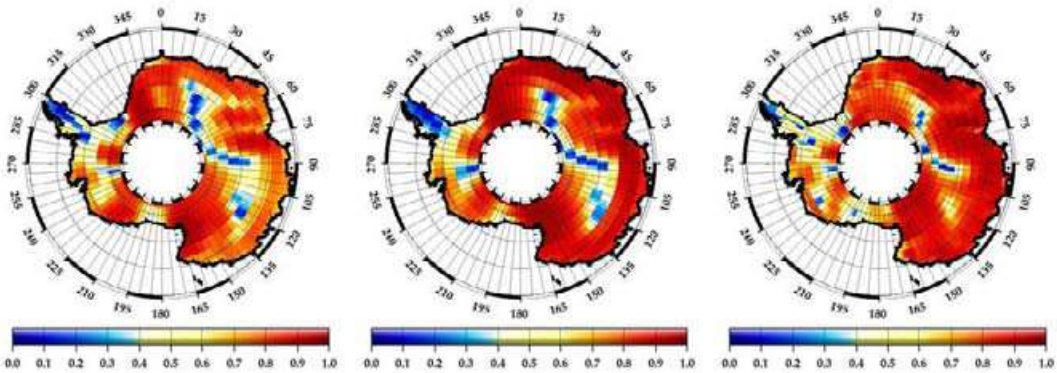
Les tableaux 3.5, 3.6 et 3.7 récapitulent les différents éléments statistiques calculés au cours de ce chapitre aux emplacements des 6 stations pour lesquelles les variations de vents ont été visualisées. Comme cela a déjà été remarqué, le cycle annuel de variations est moins marqué dans les données AWS que dans les réanalyses. Lorsque les amplitudes de ce cycle annuel sont très faibles, les phases calculées ne sont pas significatives, c'est pourquoi nous trouvons pour l'une des stations un maximum au mois de mars.

3.3.1 Prise en compte de la direction du vent

Nous nous sommes jusqu'à présent intéressés aux variations d'intensité du vent. Les changements de direction du vent sont cependant également susceptibles de modifier les structures neigeuses présentes à la surface de la calotte polaire.

Nous calculons ici ce qu'on appelle la constance du vent (voir par exemple Parish et al., 1987) et qui correspond au rapport entre le vecteur vent moyen et l'intensité moyenne du vent. Lorsque la direction du vent est constante, ce rapport vaut 1. Lorsque le vent souffle toujours dans la même direction, mais dans deux sens différents, avec la même fréquence pour chaque sens, la constance du vent est nulle. Parish (1987) mentionne que cette constance est souvent de l'ordre de 0.8 ou au-delà, ce qui fait de l'Antarctique l'endroit de la Terre où la direction des vents est la plus constante.

La carte 3.10 montre que la constance du vent est souvent proche de l'unité, ce qui signifie que les vents soufflent principalement toujours dans la même direction en Antarctique. Les changements de direction ont donc probablement peu d'influence, en général, sur les changements d'état de la surface. Lacroix et al. (2009) ont cependant pu établir qu'un changement brusque dans la direction du vent à Vostok avait, en affectant la rugosité de surface, provoqué un saut net dans les observa-



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 3.10 – *Constance du Vent des différentes réanalyses. La constance du vent correspond au rapport entre l'amplitude du vecteur vent moyen et la vitesse moyenne du vent.*

tions altimétriques. Cela n'est pas sans influence sur la mesure de hauteur et est susceptible d'être interprété comme un changement de hauteur lié à un événement de précipitations neigeuses plutôt qu'un changement d'état de la surface.

Conclusion

Ce chapitre a été consacré à l'étude de la variabilité spatio-temporelle de l'intensité des vents fournis par les réanalyses de modèles atmosphériques. Nous nous sommes notamment intéressés aux caractéristiques des variations intra-annuelles, et à l'évolution des celles-ci en fonction de leur emplacement géographique.

Nous avons commencé par comparer les séries temporelles d'intensité de vents entre les différentes réanalyses d'une part, et avec les mesures effectuées par quelques stations automatiques réparties à l'intérieur du continent Antarctique d'autre part.

Nous avons alors pu constater que l'intensité des vents dans les deux versions du modèle NCEP étaient très proches l'une de l'autre, et différaient parfois notablement des séries temporelles fournies par ERA-Interim. La comparaison avec les stations automatiques est légèrement biaisée puisque les réanalyses fournissent les vents à 10 m, alors que les mesures sont effectuées à 3 m au-dessus de la surface, et sont alors plus marquées par le frottement sur la surface. Il faudrait donc appliquer une correction tenant compte de la rugosité de la surface. Cependant, nous nous intéressons essentiellement aux variations d'intensité de vents, et non à leur valeur absolue, et en l'absence de relief aux endroits où sont positionnés les stations étudiées, les variations mensuelles de vents à 3m et à 10m sont a priori proportionnelles.

L'intensité moyenne varie à l'échelle de la calotte, en augmentant vers les côtes, mais avec toutefois des couloirs d'écoulements privilégiés, ce qui donne des vents plus ou moins intenses au niveau de la côte selon la longitude. Nous nous sommes

essentiellement intéressés aux variations inter-annuelles et à la présence de cycles saisonniers. Les vents sont d'après les réanalyses, et en accord avec la littérature, maximaux en hiver austral. L'amplitude des variations annuelles sont les plus marquées lorsque les vents sont eux-mêmes en moyenne plus intenses.

Nous avons par la suite calculé les échelles de variations spatio-temporelles des vents, et avons trouvé des rayons de décorrélation de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres, nettement supérieurs aux rayons de décorrélation correspondant aux observations altimétriques. Nous allons donc devoir homogénéiser nos deux sources d'information, ce qui est l'objet du chapitre suivant.

Nous avons calculé la constance des vents et établi qu'en général, et en accord avec la bibliographie, les vents soufflent toujours dans la même direction, en suivant la topographie, et en étant éventuellement déviés par la force de Coriolis lorsqu'ils deviennent suffisamment intenses.

4

Homogénéisation des échelles spatio-temporelles

Sommaire

4.1 Ajustement des résolutions spatiales 122
4.2 Homogénéisation temporelle 124
4.3 Taille des structures spatiales 126
4.3.1 Décorrélation spatio-temporelle 126
4.4 Comparaisons de courbes 130
Conclusion 138

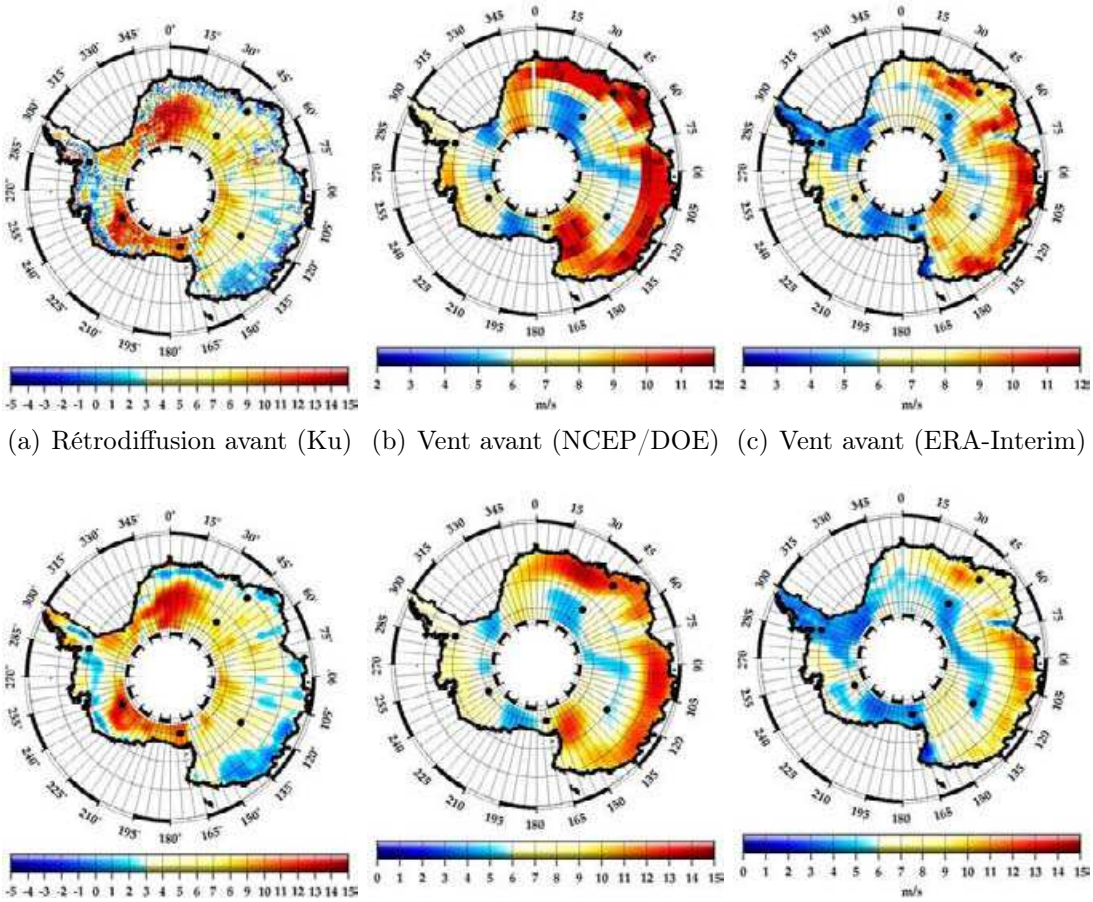
Nous avons étudié au cours des chapitres précédents la variabilité des observations altimétriques, et plus particulièrement celles du coefficient de rétrodiffusion dans les deux fréquences utilisées par ENVISAT qui présente l'avantage d'être le paramètre de forme d'onde altimétrique le moins affecté par les bruits de mesure. Nous avons également étudié la variabilité de l'amplitude du vent à la surface de la calotte polaire Antarctique telle qu'elle est représentée dans les réanalyses de modèles atmosphériques globaux. Ces deux types d'information ont des résolutions spatiales comme temporelles différentes. Nous allons par conséquent exposer dans ce chapitre comment nous avons procédé pour obtenir des résolutions identiques et des échelles de variations semblables pour ces deux jeux de données, dans l'espace comme dans le temps.

4.1 Ajustement des résolutions spatiales

Les données altimétriques sont acquises avec une résolution spatiale assez fine comme cela a été vu au chapitre précédent lors de l'étude des observations le long de la trace. Ces observations ont été moyennées sur une grille dont le pas en longitude est de 0,25°et de 0,1°en latitude. L'utilisation d'une grille avec un pas régulier en longitude/latitude peut poser des problèmes lorsque l'on étudie les régions polaires, puisque la surface des mailles diminue au fur et à mesure que l'on s'approche du pôle, jusqu'à l'obtention de mailles non plus rectangulaires mais triangulaires. Cependant, les observations altimétriques ne couvrent pas le Pôle Sud, nous évitons alors d'avoir à gérer ce point singulier. Nous étudions des données dans la bande de latitude comprise entre 65°et 81,5°, et dans cet intervalle la taille des mailles de la grille utilisée varie d'un facteur trois entre les latitudes les plus basses et les plus hautes. En parallèle, nous devons tenir compte du fait que la couverture spatiale du satellite ENVISAT varie en fonction de la latitude, avec des traces qui sont plus proches les unes des autres à proximité du pôle. L'utilisation d'une grille en longitude et latitude est donc ici justifiée puisqu'elle permet de prendre partiellement en compte la variation latitudinale de la densité de mesures effectuées par l'altimètre à bord de ENVISAT.

Les réanalyses des modèles atmosphériques globaux que nous utilisons ont quant à elles une résolution spatiale inférieure à celle des observations altimétriques. Nous commençons par interpoler ces réanalyses sur une grille de résolution 0,25°en longitude et 0,1°en latitude, identique à celle utilisée pour les observations altimétriques. La méthode d'interpolation choisie est l'interpolation polynomiale. Nous ajustons une forme bi-quadratique localement aux valeurs de la grille initiale et en déduisons les valeurs du champ recherché aux points de la nouvelle grille.

Cette opération, si elle permet d'obtenir des grilles de même résolution pour toutes les variables utilisées (réanalyses comme observations altimétriques), ne crée cependant aucune information de petite échelle spatiale. Or, les données altimétriques contiennent des informations à petite échelle comme il a été vu au chapitre précédent où nous avons obtenu des rayons de décorrélation spatio-temporelle pouvant atteindre de très faibles valeurs. En effet, nos calculs sont effectués par pas de 10 km, et cette valeur minimale de 10 km est atteinte dans plusieurs régions. De telles



(a) Rétrodiffusion avant (Ku) (b) Vent avant (NCEP/DOE) (c) Vent avant (ERA-Interim)

(d) Rétrodiffusion après (Ku) (e) Vent après (NCEP/DOE) (f) Vent après (ERA-Interim)

FIGURE 4.1 – *Cartographie du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku moyen sur 5 ans ainsi que de l'intensité moyenne du vent (NCEP/DOE et ERA-Interim) avant et après l'interpolation polynomiale. Nous ne représentons pas le coefficient de rétrodiffusion en Bande S, dont la répartition des valeurs est similaire à celle de la bande Ku. De même nous ne représentons pas ici les cartes correspondant aux réanalyses NCEP/NCAR car il a déjà été vu que ces cartes sont très proches de celles obtenues avec NCEP/DOE*

variations à petite échelle ne peuvent être présentes dans les réanalyses. Il convient alors de lisser spatialement les observations altimétriques, ce que nous faisons en ajustant une forme bi-quadratique similaire à celle employée pour changer la résolution des grilles des réanalyses de modèles atmosphériques. La valeur des paramètres de forme d'onde en chacun des points de grille est ainsi le reflet des mesures initiales pondérées par les mesures effectuées aux points voisins. La figure 4.1 présente l'effet de l'interpolation bi-quadratique dans l'espace sur les valeurs moyennes de quelques unes des variables étudiées (coefficient de rétrodiffusion et intensité du vent).

Nous avons désormais deux jeux de données disponibles sur des grilles de même résolution spatiale pour lesquelles nous allons évaluer la taille des structures spatio-temporelles. Auparavant, nous allons homogénéiser la résolution temporelle entre les deux jeux d'information.

4.2 Obtention de jeux de données comparables temporellement

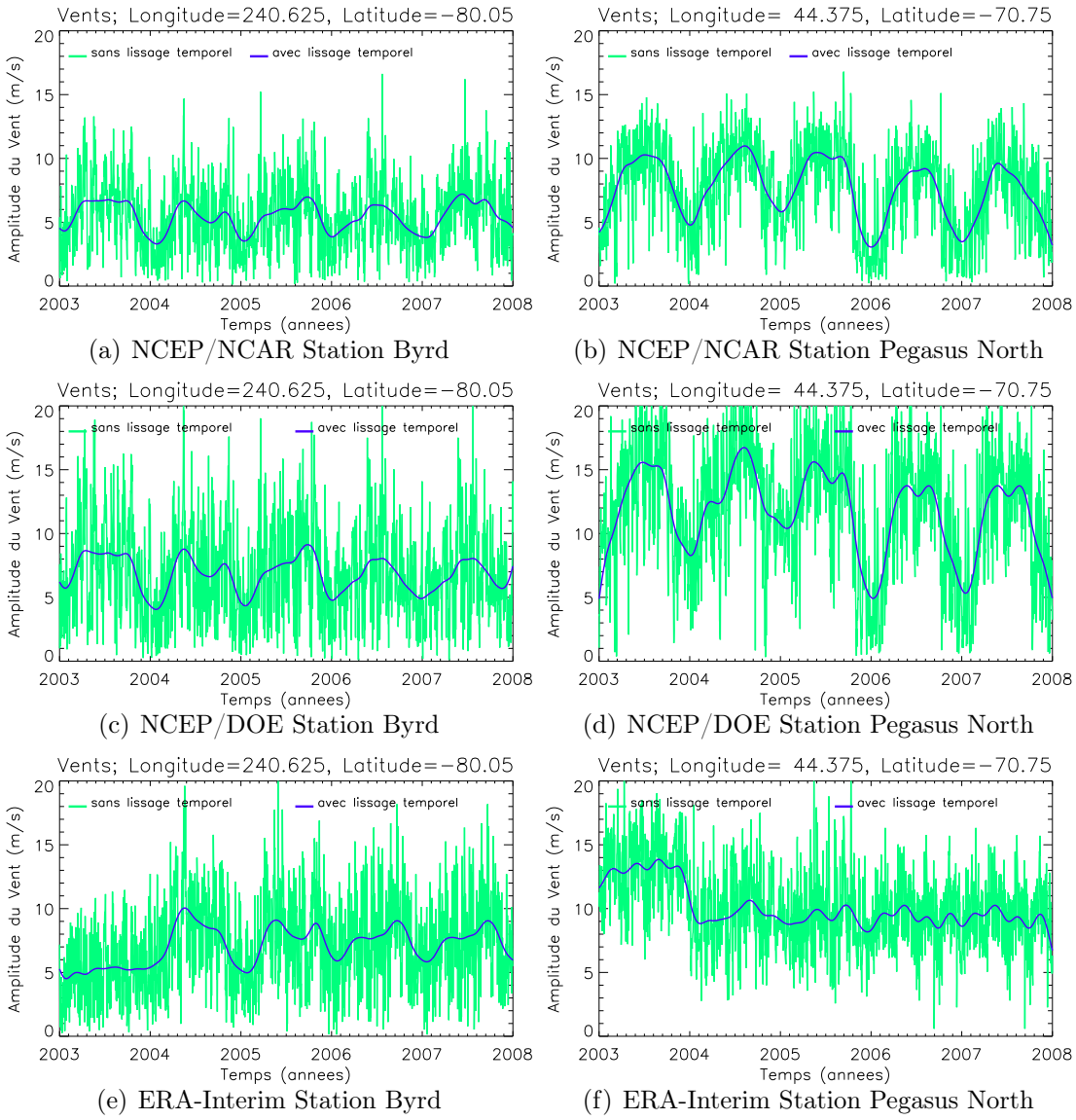
Chaque cycle d'ENVISAT dure environ 35 jours, et les données que nous avons correspondent à la moyenne de toutes les mesures acquises au cours d'un cycle au sein de chaque maille de grille. La résolution temporelle des observations altimétriques est donc de 35 jours. Les variations temporelles entre deux mesures consécutives au même endroit de la calotte polaire intègrent les variations d'état de la surface qui se sont produites dans cet intervalle de temps.

En ce qui concerne les réanalyses, nous utilisons des moyennes journalières. Nous avons alors des informations sur les conditions de vent jour après jour.

La première étape pour obtenir une résolution temporelle identique est de procéder à une interpolation des séries temporelles altimétriques afin d'obtenir des valeurs journalières. Nous choisissons d'utiliser une interpolation linéaire. Cela revient à supposer que les changements d'état de surface sont progressifs entre deux mesures consécutives, ce qui n'est en réalité pas le cas. En effet, un changement brutal dans la direction du vent va entraîner une variation brusque dans les paramètres de forme d'onde altimétrique (Lacroix et al., 2009). Nous devons garder ceci à l'esprit afin d'interpréter au mieux les variations temporelles des paramètres de forme d'onde.

De même que dans le cas de l'homogénéisation spatiale, les séries temporelles des réanalyses varient à l'échelle journalière, et de façon conséquente (voir figure 4.2). Il est alors nécessaire de filtrer ces variations afin de ne conserver que les évolutions de l'ordre de 35 jours ou plus, échelle qui correspond à ce qui est visible dans les observations altimétriques. Nous utilisons pour cela une convolution entre les séries temporelles et une fonction du type $\exp\left(-\frac{t^2}{\tau^2}\right)$ avec $\tau = 35$ jours. L'effet de ce procédé appliqué aux réanalyses de vent est visible sur la figure 4.2 où les courbes bleues (après lissage) ne contiennent plus aucune des variations à petite échelle temporelle (courbes vertes).

Les courbes noires de la figure 4.3 représentent les séries temporelles du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku, avec une valeur tous les 35 jours. Les courbes vertes sont le résultat de l'interpolation polynomiale qui a pour but de lisser spatialement les observations altimétriques. Nous n'avons pour ces courbes vertes toujours qu'un



(a) NCEP/NCAR Station Byrd

(b) NCEP/NCAR Station Pegasus North

(c) NCEP/DOE Station Byrd

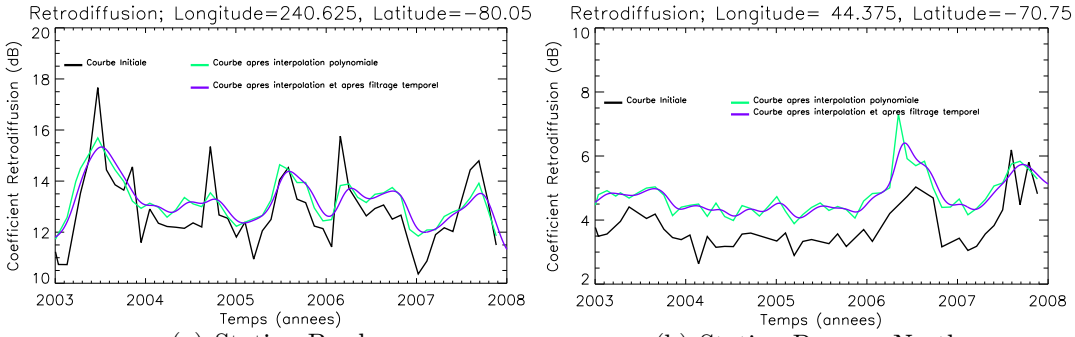
(d) NCEP/DOE Station Pegasus North

(e) ERA-Interim Station Byrd

(f) ERA-Interim Station Pegasus North

FIGURE 4.2 – *Effet du filtrage temporel sur les réanalyses d'amplitude de vent en deux points (emplacements des stations Byrd et Pegasus North. Courbes vertes = sans lissage temporel ; courbes bleues = avec lissage temporel)*

point tous les 35 jours. Dans un premier temps une interpolation linéaire permet d'obtenir des valeurs journalières, ce qui ne modifie pas l'allure des courbes vertes. Dans un second temps, nous appliquons le même filtrage temporel que dans le traitement appliqué aux réanalyses, afin d'obtenir des séries temporelles comparables. Cela a pour effet de lisser les courbes, comme on peut le voir grâce aux courbes bleues de la figure 4.3.



(a) Station Byrd (b) Station Pegasus North

FIGURE 4.3 – *Effet de l'interpolation polynomiale et du filtrage temporel sur les des exemples de courbes de coefficient de rétrodiffusion en bande Ku (emplacements des stations Byrd et Pegasus North)*

Nous avons ainsi filtré dans les réanalyses des modèles atmosphériques globaux les variations à petite échelle temporelle qui ne sont pas détectables par altimétrie. Nous avons appliqué un traitement analogue aux séries temporelles des observations altimétriques afin d'en lisser les variations. Nous allons maintenant évaluer l'impact du changement de résolution des grilles et du filtrage temporel sur la taille des structures spatio-temporelles, tant dans les observations altimétriques que dans les réanalyses.

4.3 Estimation de la taille des structures spatiales

La taille des structures spatiales se détermine par le calcul des rayons de décorrélation spatio-temporelle comme cela a déjà été vu précédemment. Ce rayon quantifie la distance en-deçà de laquelle les séries temporelles contiennent une quantité suffisante de variabilité commune. Nous suivons la même méthodologie que celle utilisée dans les chapitres précédents.

4.3.1 Calculs des rayons de décorrélation spatio-temporelles

Le tableau 4.1 récpitule les valeurs de rayons de décorrélation spatio-temporelle obtenues dans les deux chapitres précédents dans les colonnes correspondant aux "séries temporelles initiales". Nous ajoutons dans ce tableau les valeurs des rayons de décorrélation obtenues à l'issu des traitements d'homogénéisation des résolutions spatiale et temporelle.

	Séries Temporelles Initiales		Séries Temporelles Finales	
	Valeur Moyenne	Ecart Type	Valeur Moyenne	Ecart Type
Vent NCEP/NCAR	423	123	582	326
Vent NCEP/DOE	575	137	531	189
Vent ERA-Interim	443	208	407	166
Rétrodiffusion Ku	32	30	190	138
Rétrodiffusion S	47	46	228	115

TABLE 4.1 – *Rayons de décorrélation moyen pour l'ensemble de la calotte polaire et écart type correspondant (en km) avant et après les traitements effectués pour obtenir des échelles de variations spatio temporelles comparables*

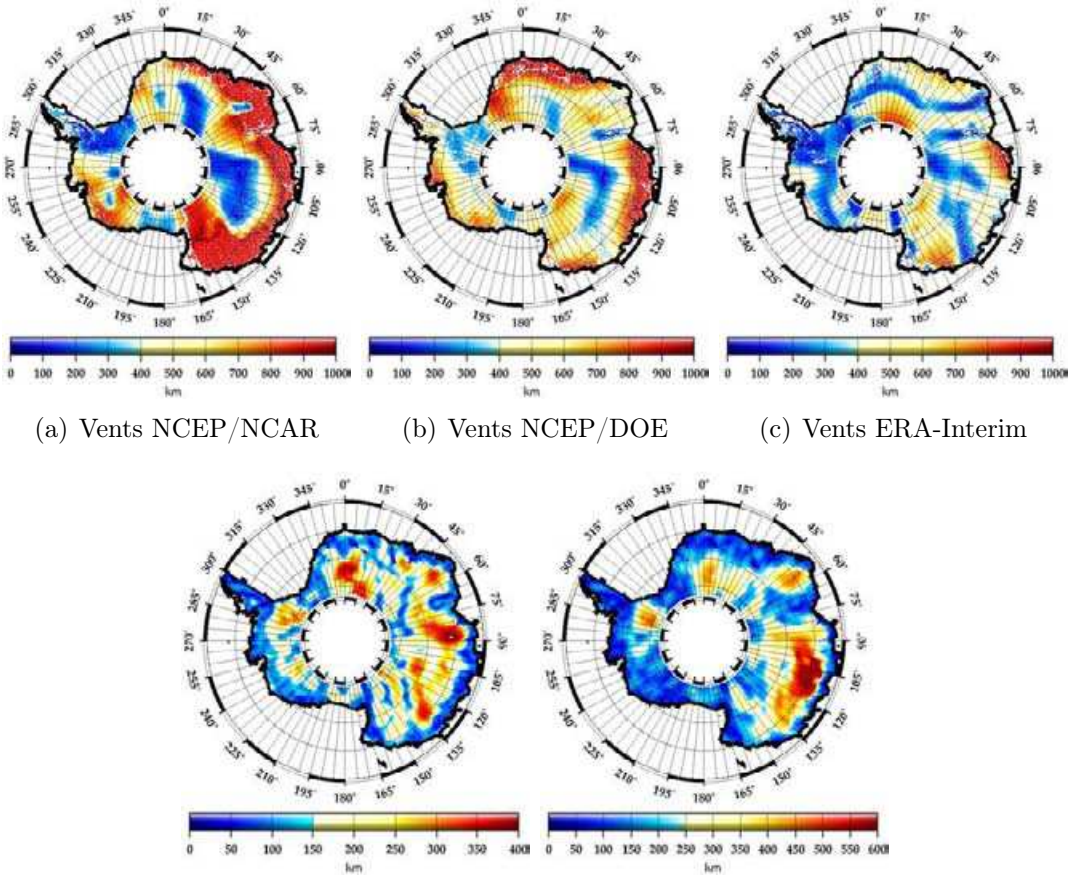
Nous constatons dans ce tableau 4.1 que les traitements appliqués aux réanalyses d'amplitude de vents ne modifient pas notablement les valeurs de rayon de décorrélation. On constate une légère augmentation de ces valeurs dans le cas de NCEP/NCAR. Cela s'explique probablement par le filtrage temporel effectué qui présente une forte variabilité susceptible de ne pas être commune entre deux points même proches spatialement l'un de l'autre.

Pour NCEP/DOE comme pour ERA-Interim, le rayon de décorrélation diminue légèrement, sans être significatif. Cela montre que la variabilité à petite échelle temporelle n'est pas responsable de la décorrélation entre les différentes séries temporelles.

Les traitements effectués sur les paramètres de forme d'onde augmentent en revanche fortement les valeurs de rayons de décorrélation spatio-temporelle, d'un facteur 4 à 5. Cela est principalement causé par l'ajustement de formes bi-quadratiques qui lisse spatialement les données. L'objectif de cette manipulation était justement de s'affranchir des variations spatiales d'échelle trop fine non représentées dans les réanalyses de modèles atmosphériques. Les structures de petites échelles ont bien été éliminées lors ce traitement, et l'on peut désormais observer les variations spatiales des paramètres de forme d'onde à l'échelle de la centaine de kilomètres.

Les valeurs moyennes de rayons de décorrélation obtenues avec les paramètres altimétriques demeurent plus faibles que celles des amplitudes de vent dans les réanalyses. Les écarts types sont du même ordre de grandeur que les valeurs moyennes dans le cas des paramètres altimétriques, montrant qu'il existe une grande diversité de valeurs. Si les valeurs moyennes de rayon de décorrélation obtenues ne sont pas identiques, cela est en partie expliqué par des variabilités propres à chacun des jeux de données (altimétrie et réanalyses), dont nous cherchons à évaluer les points communs, comme les différences.

Les cartes de la figure 4.4 montrent la répartition spatiale des rayons de décorrélation spatio-temporelle. Nous retrouvons une grande similarité entre les structures spatiales mises en évidence par NCEP/NCAR et NCEP/DOE, avec cependant des valeurs nettement plus importantes dans le cas de NCEP/NCAR. Les rayons de décorrélation sont plus faibles sur les dômes, là où les vents sont de plus faible intensité et où la topographie est relativement plane. Les rayons de décorrélation sont plus importants à la côte, lorsque les vents sont plus intenses et s'écoulent le long des pentes, avec une direction relativement constante en toute saison (Parish et Brom-



(a) Vents NCEP/NCAR (b) Vents NCEP/DOE (c) Vents ERA-Interim

(d) Coefficient de Rétrodiffusion, Bande Ku (e) Coefficient de Rétrodiffusion, Bande S

FIGURE 4.4 – *Cartographie des rayons de décorrélation des amplitudes de vents dans les trois réanalyses, ainsi que des coefficients de rétrodiffusion dans les deux fréquences (bandes Ku et S), après les traitements effectués pour homogénéiser les jeux de données spatialement et temporellement*

wich, 2008). Cette répartition des rayons de décorrélation rappelle celle de l'écart type des vents normalisé par l'intensité moyenne. La répartition des rayons de décorrélation est légèrement différente dans ERA-Interim. Les régions pour lesquelles le rayon de décorrélation est faible dans les réanalyses NCEP présentent également des faibles rayons de décorrélation dans ERA-Interim. On décèle en plus dans la carte de rayon de décorrélation de ERA-Interim des couloirs pour lesquels les valeurs des rayons de décorrélation sont faibles, notamment entre 330°de longitude Est et 60°, aux environs de 75°Sud. Nous avons vu dans le premier chapitre que les vents en région cotière résultaient de l'interaction entre les écoulements catabatiques d'une part, guidés par les zones de convergence et divergence de la topographie, et les systèmes synoptiques provenant des moyennes latitudes d'autre part. Ce sont ces mécanismes qui définissent les échelles spatiales de cohérence des vents.

En ce qui concerne les coefficients de rétrodiffusion en bandes S et Ku, les cartes 4.4(d) et 4.4(e) mettent en évidence des structures spatiales relativement similaires, avec toutefois des valeurs plus élevées en bande S (échelles de couleur différentes allant jusqu'à 400 km en bande Ku et jusqu'à 600km en bande S).

La carte de rayons de décorrélation du coefficient de rétrodiffusion σ_{Ku} (figure 4.4(d)) met en évidence de grands rayons de décorrélation (de l'ordre de 400 km) entre la côte et l'intérieur du plateau de l'Antarctique de l'Est ainsi qu'aux alentours de 0°Est. Les rayons les plus faibles sont essentiellement observés le long des côtes, là où la topographie contribue à faire baisser notablement la puissance rétrodiffusée. Les mesures au-delà du trait de côte ne sont pas exploitées, la cohérence du σ_{Ku} serait plus importante dans la direction côte-large (surface océanique ou glace de mer plane) qu'elle ne l'est dans la direction côte-intérieur, la seule prise en compte dans le calcul. On trouve également de faibles valeurs de rayon de décorrélation sur des zones restreintes de l'intérieur du continent et dans le bassin du glacier Lambert entourant l'Amery Ice Shelf. Les remarques concernant le rayon de décorrélation spatio-temporel du coefficient de rétrodiffusion en bande S sont les mêmes.

Les valeurs de rayon de décorrélation calculées montrent que les opérations effectuées (lissage spatial et filtrage temporel) ont permis d'éliminer les variations de petites échelles liées à des processus ne pouvant pas être observés dans l'un ou l'autre des jeux de données.

Nous avons désormais à notre disposition deux jeux de données aux échelles de variation plus homogènes spatialement comme temporellement. Les événements de courte durée (inférieurs au mois) influençant la surface neigeuse de la calotte ne seront pas perçus, de même que les événements de trop petite échelle (inférieure à environ 150km). Cependant, nous venons d'observer que les intensités de vents et les coefficients de rétrodiffusion présentaient des cartes de rayon de décorrélation spatio-temporelle bien différentes. D'un côté, le coefficient de rétrodiffusion représente une observation de l'état de la surface, et est sensible à d'autres processus que les vents. D'un autre, les vents issus des réanalyses ont des échelles spatiales caractéristiques qui sont déterminées en fonction de données réelles plus ou moins bien représentées (par exemple la topographie), et des processus physiques paramétrisés en fonction de la connaissance que l'on en a dans le modèle. Les cartes de rayons de décorrélation que l'on a obtenues sont en adéquation avec la connaissance que l'on a des processus météorologiques en Antarctique, mais peuvent parfois différer de la réalité du terrain.

4.4 Comparaisons de courbes

Nous reprenons les points pour lesquels nous avons déjà visualisé un certain nombre de courbes, à savoir l'emplacement de quelques stations automatiques. Nous faisons figurer sur la même figure les anomalies d'amplitude de vent telles qu'elles sont fournies par les trois réanalyses, ainsi que les anomalies des différents paramètres de forme d'onde. Nous avons normalisé ces courbes afin de pouvoir au mieux comparer les variations des différents paramètres pris en considération.

Certaines courbes des figures 4.5 à 4.10 mettent en évidence des variations quasi simultanées (positivement ou négativement corrélées) entre paramètres de forme d'onde et intensité du vent, pour les trois réanalyses, ou pour seulement une partie d'entre elles.

– Station Byrd (figure 4.5)

Les variations d'intensité de vents sont saisonnières dans les trois réanalyses, excepté en 2003 pour ERA-Interim, année pendant laquelle l'intensité des vents demeurent faibles, même en hiver austral. Les séries temporelles des paramètres de forme d'onde retracent également des cycles saisonniers marqués, et sont tous relativement bien corrélés ou anti-corrélés entre eux. A cet endroit, les informations fournies par les différents paramètres de forme d'onde ne paraissent pas fondamentalement complémentaires.

– Station Dôme Fuji (figure 4.6)

La série de figures correspondant à la station Dôme Fuji est remarquable. En effet, les séries temporelles des trois réanalyses décrivent des cycles saisonniers, avec une variabilité inter-annuelle bien présente, qui est similaire entre les trois réanalyses. L'accord est donc bon entre les différentes réanalyses. Cette variabilité interannuelle est également présente dans les paramètres de forme d'onde, qui sont là encore bien corrélés ou anti-corrélés entre eux. On distingue également des pics secondaires communs entre intensité du vent et paramètres de forme d'onde. Cette série de figures est donc prometteuse et tend à confirmer que les variations d'intensité de vents sont effectivement transmises dans le signal altimétrique sous certaines conditions, qui semblent réunies à Dôme Fuji.

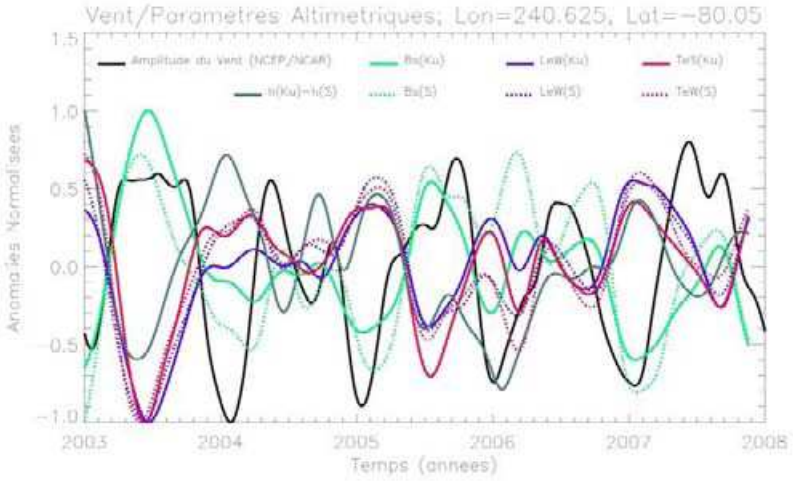
– Station Schwerdtfeger (figure 4.7)

Là encore, les courbes d'intensité de vents sont saisonnières, excepté en 2003 selon ERA-Interim. Ce qui est frappant est que la courbe du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku (Bs_{Ku}) suit relativement bien les variations d'intensité de vents fournies par ERA-Interim pendant les années 2003 et 2004. Elles sont en revanche plus proche de NCEP pendant le restant de la période, notamment en 2007. Les courbes des paramètres de forme d'onde paraissent plus indépendantes les unes des autres dans cette région qu'aux alentours des stations précédemment mentionnées.

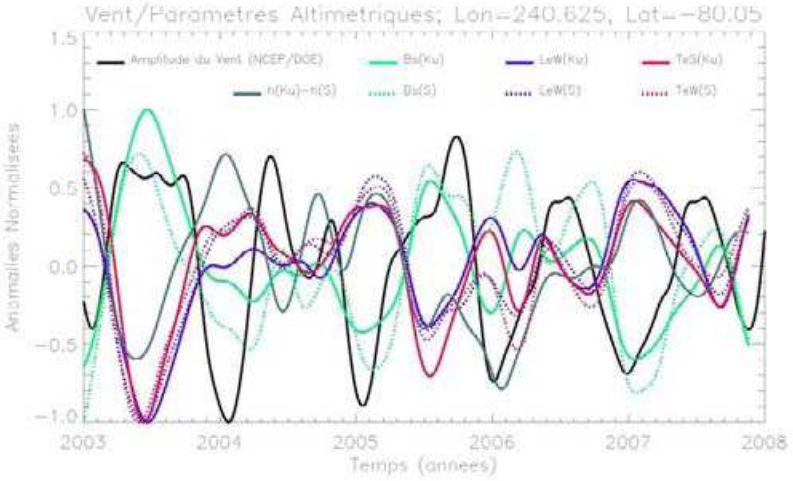
– Station Sky Blu (figure 4.8)

Les courbes de vents sont encore saisonnières, mais avec une variabilité interannuelle propre à chacune des réanalyses, avec parfois 2 pis annuels (ERA-Interim en 2004 par exemple). Les paramètres de forme d'onde présentent quant à eux de nombreux pics, et leur saisonnalité n'est pas évidente. Ils sont par ailleurs relativement décorrélés les uns des autres.

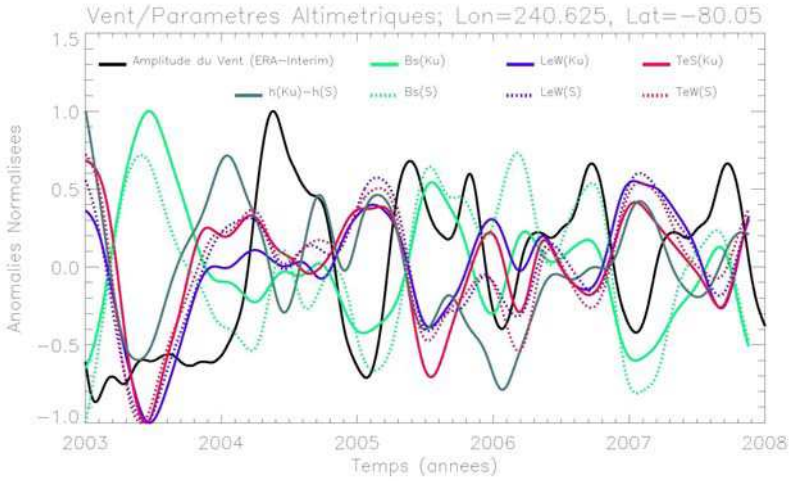
– Station Dôme C II (figure 4.9)



(a) Vent (NCEP/NCAR) + Paramètres altimétriques (Station Byrd)

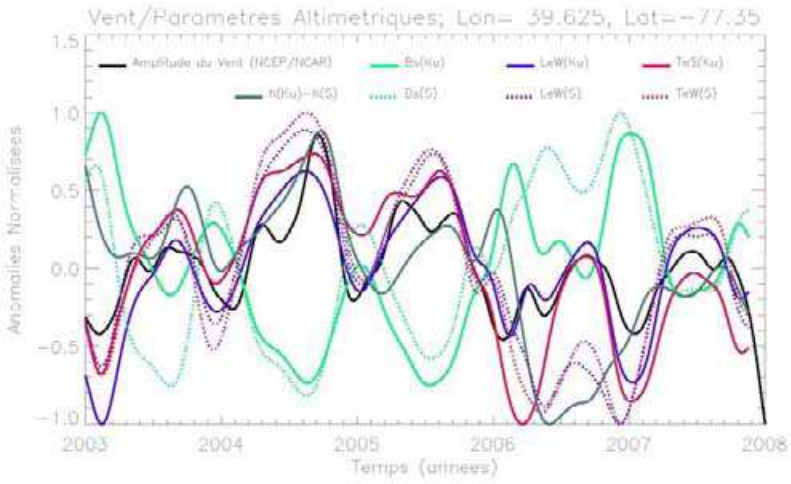


(b) Vent (NCEP/DOE) + Paramètres altimétriques (Station Byrd)

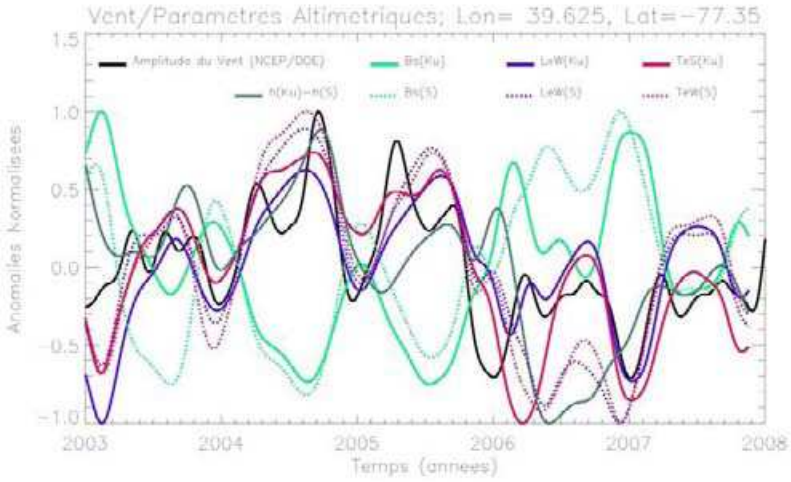


(c) Vent (ERA-Interim) + Paramètres altimétriques (Station Byrd)

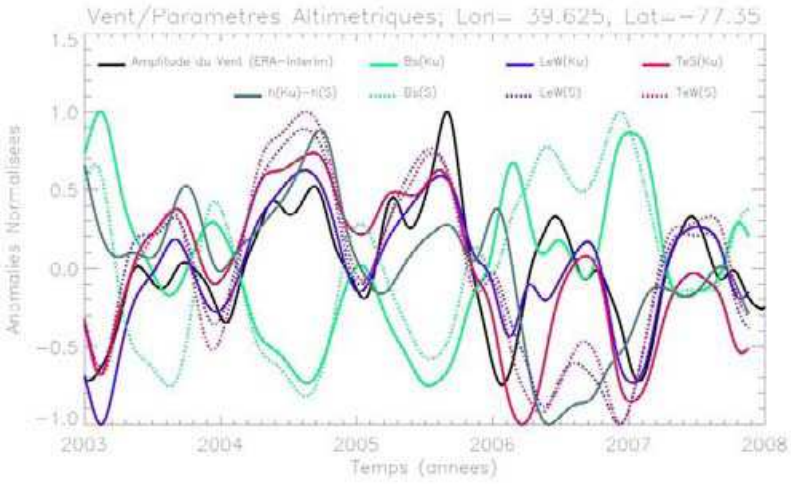
FIGURE 4.5 – *Anomalies normalisées des séries temporelle d'amplitude du vent et de paramètres de forme d'onde à l'emplacement de la station automatique Byrd*



(a) Vent (NCEP/NCAR) + Paramètres altimétriques (Station Dôme Fuji)

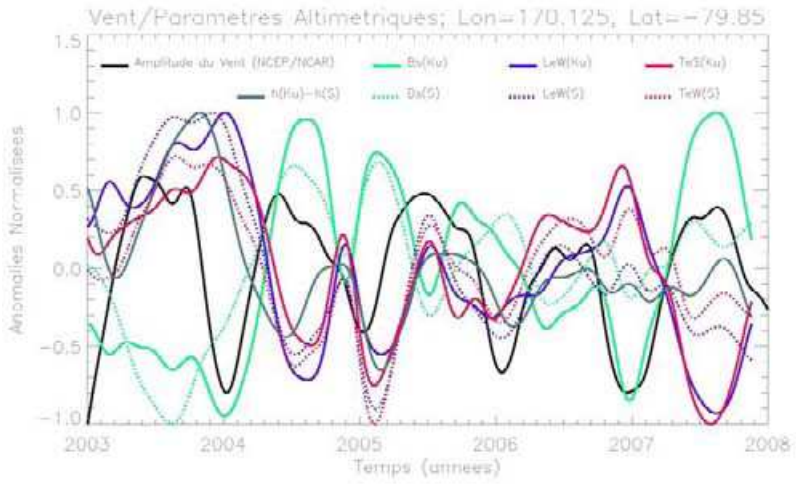


(b) Vent (NCEP/DOE) + Paramètres altimétriques (Station Dôme Fuji)

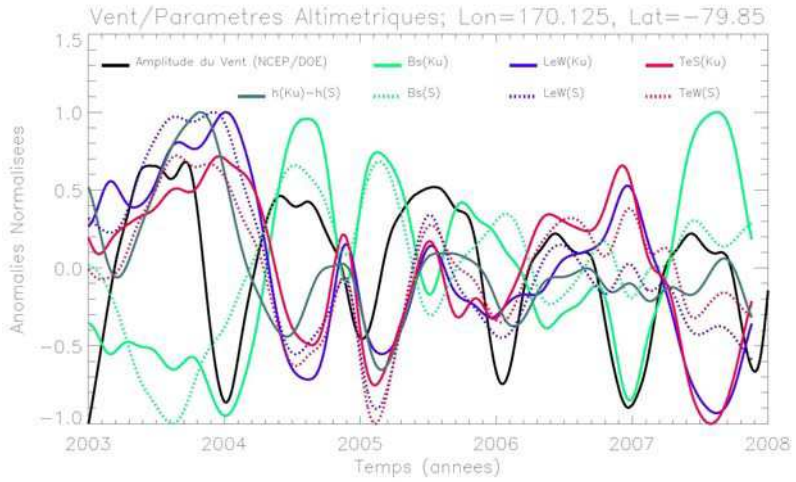


(c) Vent (ERA-Interim) + Paramètres altimétriques (Station Dôme Fuji)

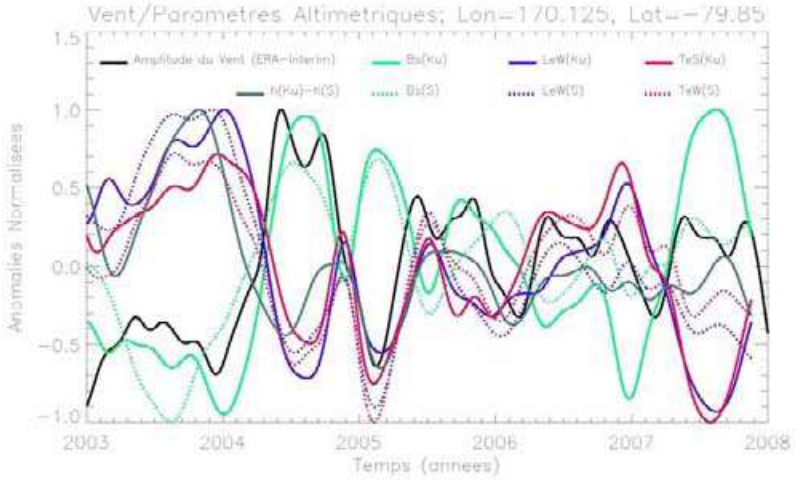
FIGURE 4.6 – *Anomalies normalisées des séries temporelle d'amplitude du vent et de paramètres de forme d'onde à l'emplacement de la station automatique Dôme Fuji*



(a) Vent (NCEP/NCAR) + Paramètres altimétriques (Station Schwerdtfeger)

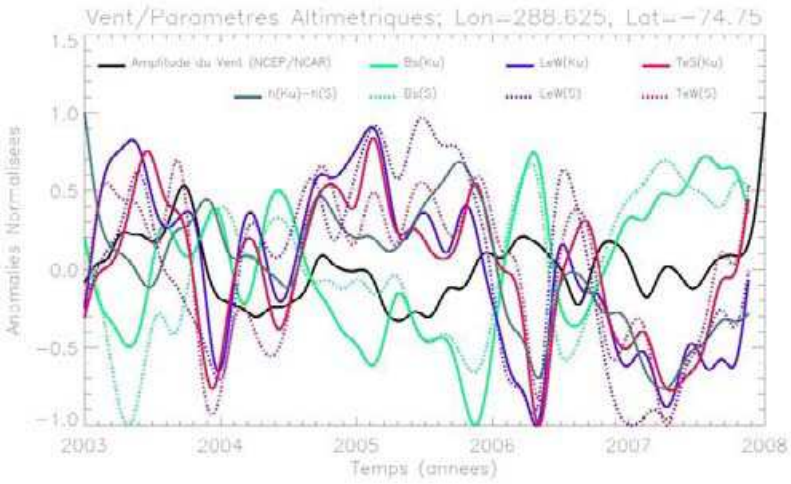


(b) Vent (NCEP/DOE) + Paramètres altimétriques (Station Schwerdtfeger)

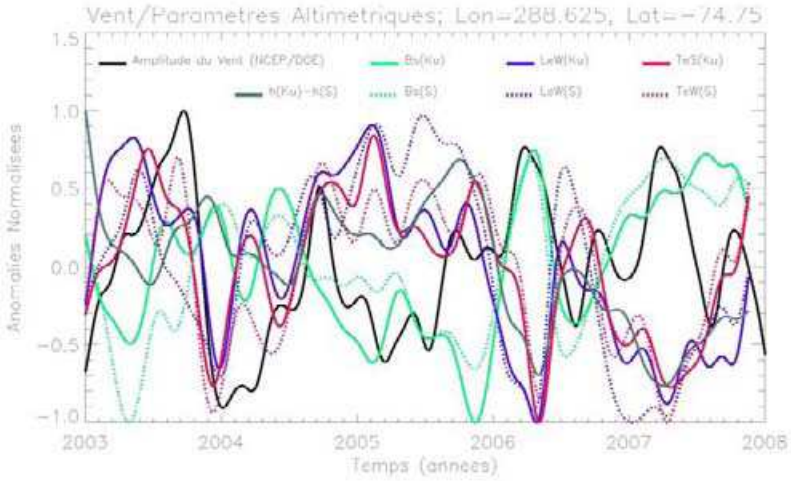


(c) Vent (ERA-Interim) + Paramètres altimétriques (Station Schwerdtfeger)

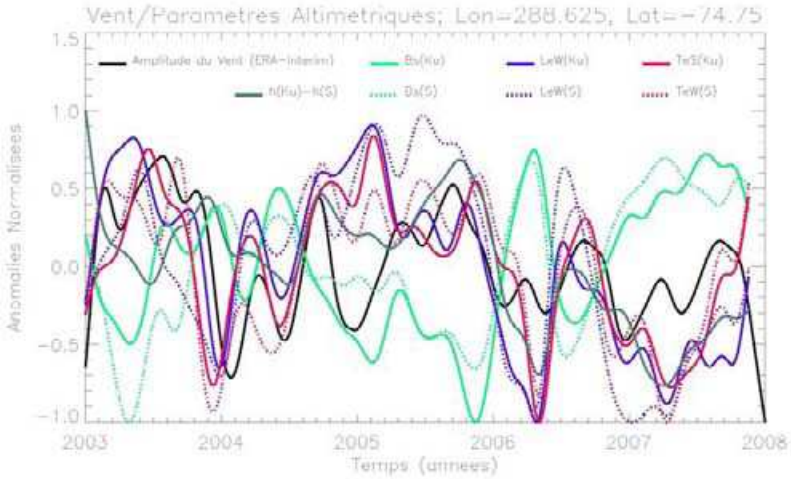
FIGURE 4.7 – *Anomalies normalisées des séries temporelle d'amplitude du vent et de paramètres de forme d'onde à l'emplacement de la station automatique Schwerdtfeger*



(a) Vent (NCEP/NCAR) + Paramètres altimétriques (Station Sky Blu)

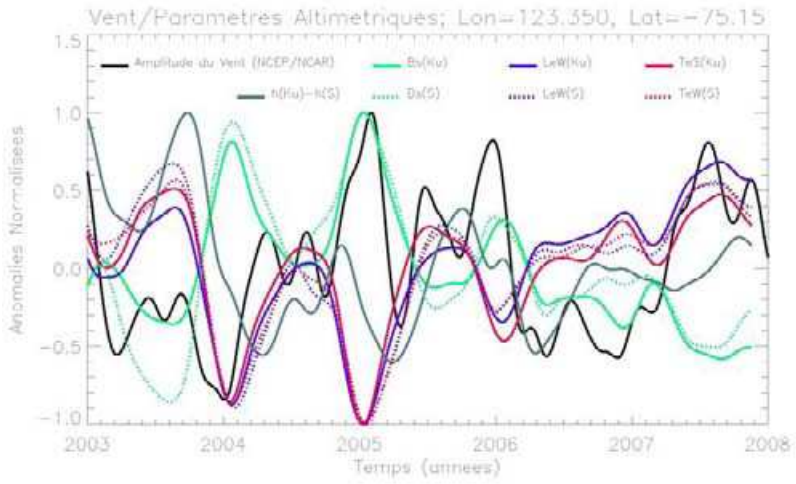


(b) Vent (NCEP/DOE) + Paramètres altimétriques (Station Sky Blu)

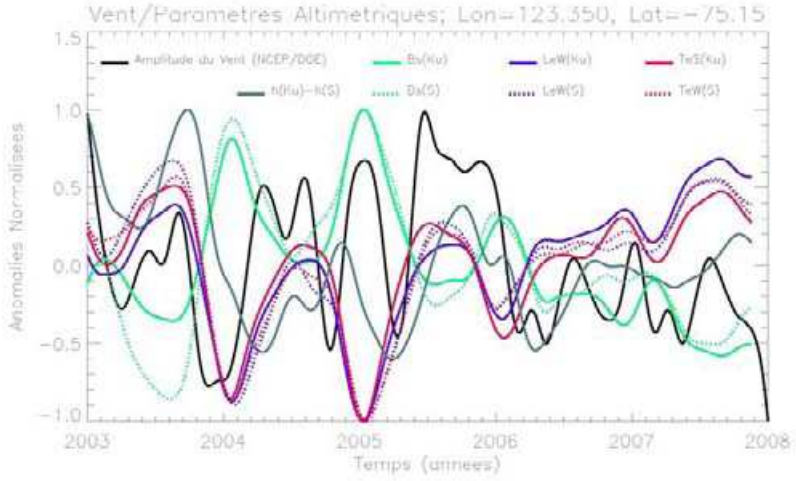


(c) Vent (ERA-Interim) + Paramètres altimétriques (Station Sky Blu)

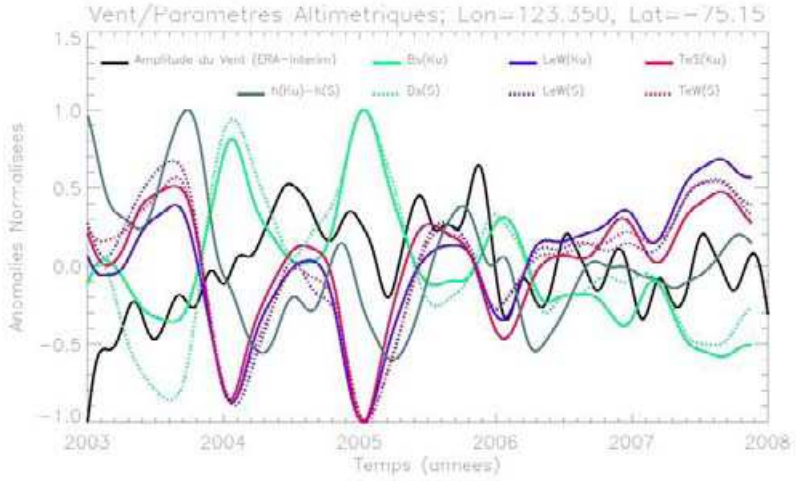
FIGURE 4.8 – *Anomalies normalisées des séries temporelle d'amplitude du vent et de paramètres de forme d'onde à l'emplacement de la station automatique Sky Blue*



(a) Vent (NCEP/NCAR) + Paramètres altimétriques (Station Dôme CII)

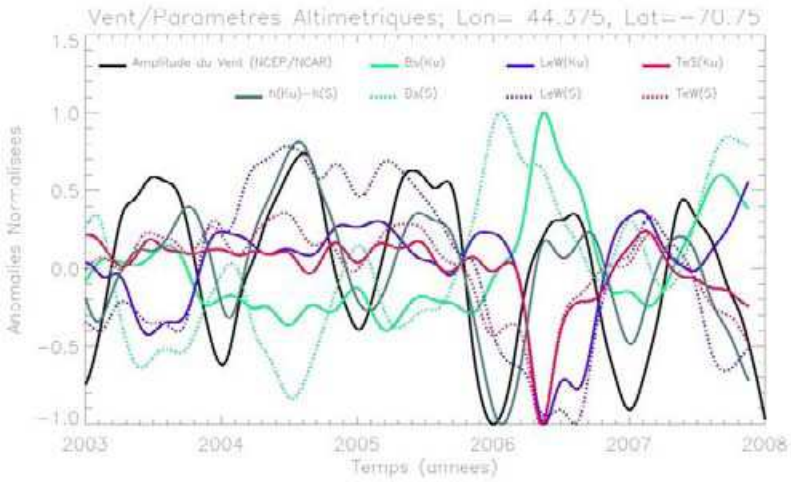


(b) Vent (NCEP/DOE) + Paramètres altimétriques (Station Dome CII)

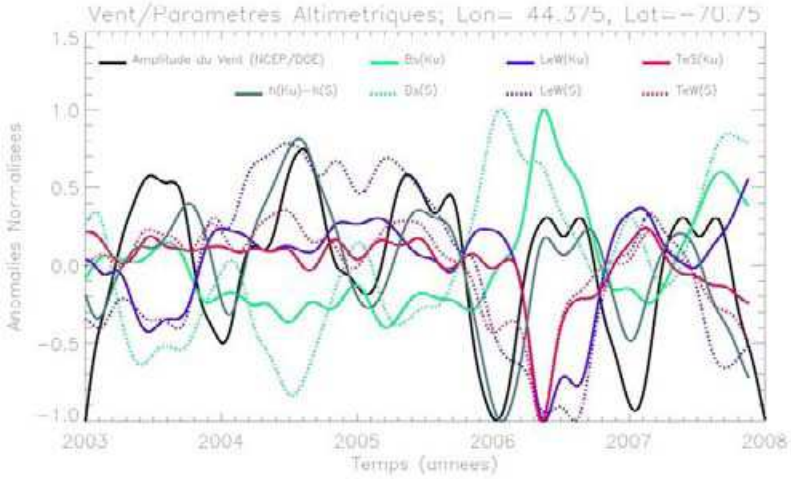


(c) Vent (ERA-Interim) + Paramètres altimétriques (Station DômeC II)

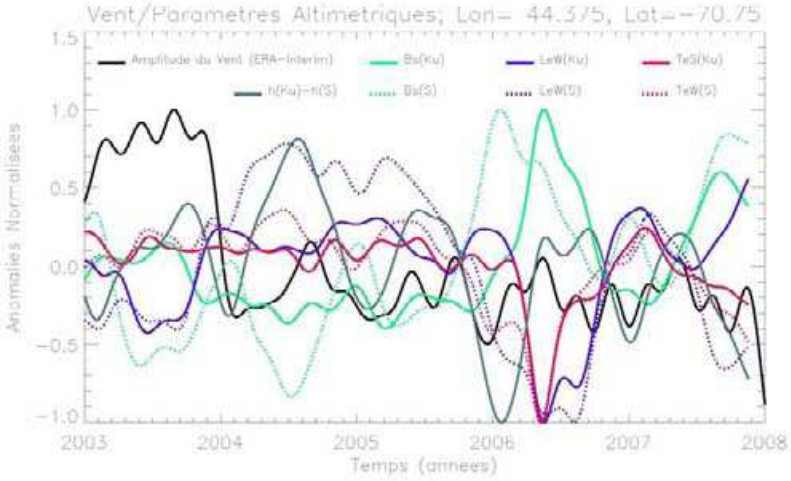
FIGURE 4.9 – *Anomalies normalisées des séries temporelle d'amplitude du vent et de paramètres de forme d'onde à l'emplacement de la station automatique Dôme CII*



(a) Vent (NCEP/NCAR) + Paramètres altimétriques (Station Pegasus North)



(b) Vent (NCEP/DOE) + Paramètres altimétriques (Station Pegasus North)



(c) Vent (ERA-Interim) + Paramètres altimétriques (Station Pegasus North)

FIGURE 4.10 – *Anomalies normalisées des séries temporelle d'amplitude du vent et de paramètres de forme d'onde à l'emplacement de la station automatique Pegasus North*

Les variations d'intensité de vents sont certes périodiques, mais présentent plusieurs pics annuels. Elles suivent ainsi un cycle de période inférieure à l'année. Les paramètres de forme d'onde sont relativement bien corrélés entre eux, et sont saisonniers pendant 3 ans seulement. Cela est également le cas des intensités de vents selon NCEP/DOE.

– Station Pegasus North (figure 4.10)

Les réanalyses NCEP sont ici, contrairement à celles d'ERA-Interim, saisonnières. Les paramètres de forme d'onde ne le sont pas tous. On remarque par exemple que la courbe de différence de hauteurs mesurées est saisonnière, ainsi que celle du coefficient de rétrodiffusion en bande S, mais que les paramètres caractérisant le front en bande Ku et S ne le sont pas.

Ainsi, en partie du fait de la forte saisonnalité, nous remarquons que les variations de vents sont parfois assez bien reflétées par certains paramètres de forme d'onde, confirmant ainsi la possibilité de déceler dans les observations altimétriques des variations d'état de la surface de la calotte polaire Antarctique sous l'effet de variations de vent.

D'après les figures 4.5 à 4.10, les variations temporelles des paramètres de forme d'onde sont liées aux variations d'amplitude du vent, ce qui n'est pas surprenant : le vent est un facteur essentiel d'évolution des propriétés de la surface puisqu'il en modifie la rugosité, et ce à différentes échelles. Il entraine de plus du transport de neige, modifiant l'aspect de la surface ainsi que les taux d'accumulation locaux.

En rendant la surface plus rugueuse, les vents auraient pour effet de faire décroître les valeurs du coefficient de rétrodiffusion, et augmenter le rapport entre signal de volume et signal de surface et donc les valeurs de la largeur de front de montée et de pente du flanc descendant. Si en revanche les vents balaient la surface et ôtent la neige pour faire apparaître une couche plus lisse et plus compacte, cela a l'effet inverse, c'est-à-dire de faire augmenter la rétrodiffusion et diminuer à la fois la largeur de front et la pente du flanc. Dans ces deux cas, le vent produit le même effet sur le paramètre de front et de flanc, et un effet inverse sur la rétrodiffusion. On remarque sur les figures 4.5 à 4.10 que les courbes de largeur du front et de pente du flanc sont en phase et en opposition de phase avec la rétrodiffusion, ce qui tend à confirmer l'importance de ces processus de surface et demeure en accord avec l'analyse des cycles saisonniers effectuée par Lacroix (2007). Les processus affectant la surface induisent ainsi toujours un effet opposé sur le coefficient de rétrodiffusion d'une part et la largeur du front de montée et la pente du flanc d'autre part.

Si l'on ne tient compte que des deux mécanismes précédents (augmentation de la rugosité ou transport de neige en surface), et que l'on néglige la contribution des effets de volume dans le signal altimétrique, on en déduit que lorsque le vent augmente en phase avec le coefficient de rétrodiffusion, il modifie la rugosité de surface. En revanche, un vent qui s'intensifie alors que le coefficient de rétrodiffusion décroît serait responsable d'une érosion de la surface par transport de neige et d'un lissage de celle-ci. En réalité la contribution du signal de volume complique les relations entre intensité du vent et variations des paramètres de forme d'onde. Un changement d'état de la surface peut modifier le rapport entre signal de surface et de volume, et donc rendre la contribution de ce dernier dominante ou quasi inexistante.

Conclusion

Nous avons dans ce chapitre exposé comment nous nous sommes affranchis des variations de petites échelles, spatiales comme temporelles, qui n'étaient pas observables dans l'un ou l'autre de nos jeux de données. La visualisation des séries temporelles à l'issu des traitements effectués montre que désormais nous avons à notre disposition des observations altimétriques dont les variations sont plus ou moins en phase avec les variations d'intensité de vent.

Nous avons ici décrit comment les vents peuvent influencer l'état de la surface, et comment l'on s'attend à ce que cela soit répercuté dans les variations des paramètres de forme d'onde. Les changements d'état de surface sous l'effet des vents conduisent ainsi à une évolution opposée entre le coefficient de rétrodiffusion d'une part et la largeur du front de montée et la pente du flanc descendant d'autre part. Ces comportements de la forme d'onde sont effectivement très largement observés (Lacroix, 2007).

Ensuite, selon que les vents balaient la neige ou qu'ils agissent sur la rugosité de la surface, leur impact sur l'état de la surface est différent. Dans le premier cas, l'intensification des vents va accroître le signal de surface, et dans le deuxième cas le faire diminuer. Il va donc y avoir modification du signal de surface, et donc de la contribution du signal de surface au signal total enregistré au niveau du satellite. Le signal de volume est alors plus ou moins marqué et significatif dans les observations effectuées. Ces effets opposés des vents mettent en évidence l'importance de l'état de la surface ou préconditionnement. Ainsi, il existe des zones bien particulières, telles que les zones de glace bleue, ou les zones de mégadunes, qui sont réparties sur la calotte et qui une fois créées sont entretenues par les vents. Nous allons devoir tenir compte des spécificités locales pour étudier l'impact des vents sur les mesures altimétriques. Il ne faudra bien évidemment pas négliger la possible influence d'autres variables météorologiques sur l'état de la surface.

5

Signature des variations de vent dans les paramètres de forme d'onde altimétrique

Sommaire

5.1 Vent et coefficient de rétrodiffusion 140
5.1.1 Corrélations 141
5.1.2 Evolution annuelle 142
5.1.3 Recherche d'une relation linéaire 143
5.1.4 Introduction d'un déphasage 151
5.1.5 Interaction du vent avec l'état de la surface 155
5.2 Vent et Modes de variabilité 158
5.3 Reconstitution des variations de vent 160
5.3.1 Validation du vent reconstitué 166
5.3.2 Rôle de chaque paramètre 172
Conclusion 180

L'état de la surface de la calotte polaire Antarctique évolue en réponse aux conditions météorologiques de proche surface telles que l'apport de précipitations, les changements de température et pression ou encore les variations de vent. Les temps de réponse de la surface ne sont pas les mêmes pour toutes ces variables. Ainsi, l'apport de neige fraîche va immédiatement modifier la structure de la couche supérieure du manteau sur une épaisseur dépendant de l'importance de la chute de neige, qui sera a priori très fine. Les vents vont en revanche devoir persister un certain temps avant de sculpter des structures de surface (Mather et al., 1962) qui seront stables tant que le régime de vent ne change pas et qu'aucune autre variable météorologique, telles les précipitations, n'altère pas la surface. Enfin, les gradients de température survenant à la surface de la calotte modifient la densité du manteau. Ces changements de température se propagent en profondeur et les processus de compaction auront alors lieu avec un déphasage de plus en plus important à mesure que l'on s'enfonce dans le manteau neigeux et dans la glace.

Or, les paramètres de forme d'onde altimétrique sont sensibles aux changements d'état de la surface. Nous n'avons cependant qu'une observation tous les 35 jours, qui représente en réalité la moyenne des observations effectuées par l'altimètre au cours d'un cycle sur une zone restreinte. Les variations temporelles du signal altimétrique que nous étudions intègrent ainsi les changements d'état de la surface qui se sont produits pendant les 35 jours d'un cycle d'observation.

Nous cherchons, à partir des variations de paramètres de forme d'onde, à retrouver des informations concernant les conditions de vent à la surface de la calotte polaire. Notre objectif est de mieux comprendre d'une part les relations entre les changements d'état de la surface et les évolutions des paramètres de forme d'onde altimétriques et d'autre part l'influence des conditions météorologiques sur l'état de la surface de la calotte polaire.

Nous allons dans un premier temps nous intéresser aux liens entre l'intensité des vents et les variations des coefficients de rétrodiffusion uniquement. Le coefficient de rétrodiffusion est en effet extrêmement sensible aux changements de rugosité à la surface de la calotte. Or la rugosité est essentiellement contrôlée par les vents. Par la suite nous exploiterons l'ensemble des paramètres de forme d'onde altimétrique. En utilisant ainsi la totalité de l'information disponible nous espérons mieux contraindre l'effet des vents sur l'état de la surface et comprendre comment ces changements se répercutent sur la forme d'onde altimétrique.

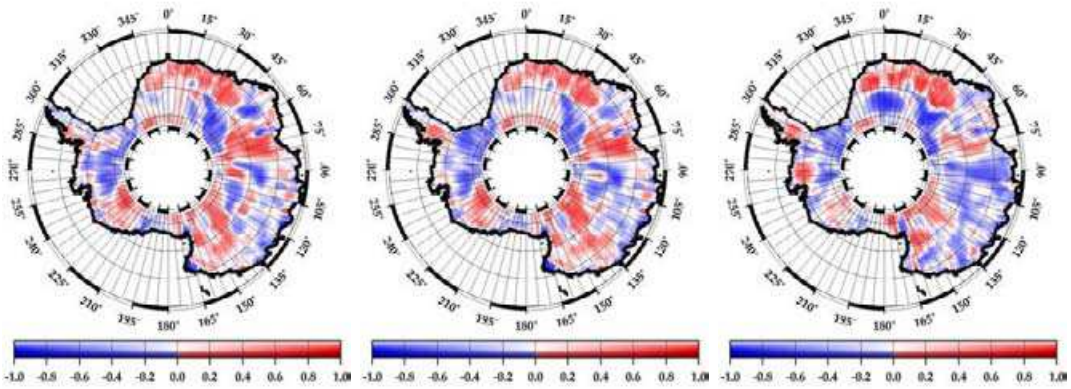
5.1 Sensibilité du coefficient de rétrodiffusion aux variations de vent

De nombreux capteurs spatiaux actifs enregistrent la puissance de l'onde rétrodiffusée par la surface. L'étude des signaux obtenus montre que cette puissance varie en fonction de la rugosité de la surface (Rémy et Minster, 1991, Long et Drinkwater,1996)

Nous avons dans le premier chapitre décrit les caractéristiques principales des vents à la surface de la calotte polaire. Nous étudions ici les liens entre le coefficient de rétrodiffusion et les variations de vent à la surface de la calotte polaire Antarctique.

5.1.1 Corrélations entre coefficients de rétrodiffusion et amplitude du vent

Nous commençons par calculer la corrélation entre les séries temporelles des coefficients de rétrodiffusion et celles d'amplitude du vent, telles qu'elles sont restituées par les réanalyses de modèles atmosphériques que nous utilisons (figures 5.1 et 5.2). Il est généralement admis que plus les vents sont intenses, plus la surface est rugueuse, et par conséquent plus le coefficient de rétrodiffusion est faible (Partington, 1989, Rémy et al., 1991). Nous devrions donc avec cette hypothèse et en supposant que le coefficient de rétrodiffusion est uniquement sensible aux changements de rugosité créés par les vents obtenir des corrélations négatives entre les variations de coefficients de rétrodiffusion et les variations de vent.

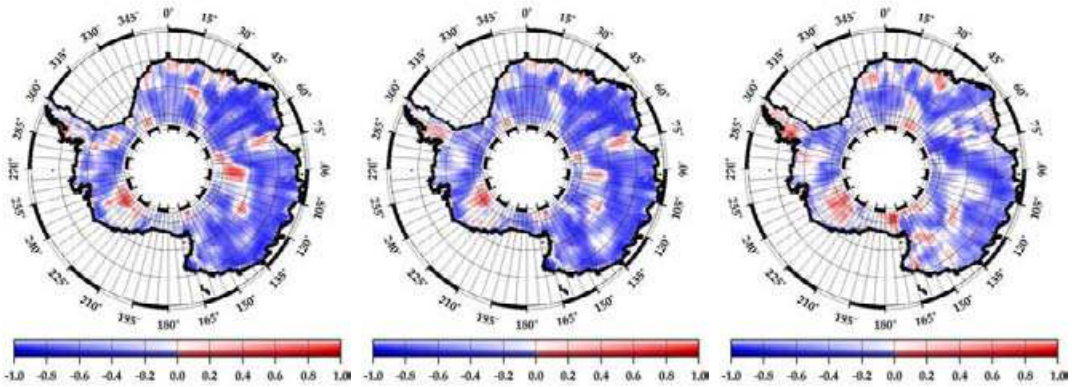


(a) Bande Ku-NCEP/NCAR (b) Bande Ku-NCEP/DOE (c) Bande Ku-ERA-Interim

FIGURE 5.1 – *Cartes de corrélation entre les séries temporelles d'intensité de vent et celles des coefficients de rétrodiffusion en bande Ku*

En réalité, les liens entre ces deux variables sont plus complexes. Il faut par exemple tenir compte du fait que la notion de rugosité est attachée à une certaine gamme caractéristique des ondulations de surface. Une surface peut ainsi être considérée comme lisse à micro-échelle, et rugueuse à plus grande échelle, et inversement. Ainsi, comme l'ont montré Lacroix et al. (2008) les deux fréquences d'observation ne sont pas sensibles aux mêmes échelles de rugosité. Elles peuvent être affectées par des régimes de vent différents. Lacroix et al. (2008) ont toutefois montré que la bande S n'était que très peu sensible à la rugosité de surface. Nous verrons par la suite si nous pouvons confirmer ceci par nos observations empiriques.

L'effet du vent sur l'évolution de la rugosité de surface n'est de plus pas linéaire, ou du moins il n'existe pas une unique relation valable pour tous les types de surface ni toutes les gammes d'intensité de vent. Nous avons par exemple décrit dans le premier chapitre les particularités des zones de glace bleue, ou encore la diversité des états de surface dans les creux et crêtes des mégadunes. Les liens entre variations de vents et état de la surface sont a priori complexes et dépendent du type de surface rencontré. Nous allons donc probablement obtenir des relations qui varient à l'échelle de la calotte polaire.



(a) Bande S-NCEP/NCAR (b) Bande S-NCEP/DOE (c) Bande S-ERA-Interim

FIGURE 5.2 – *Cartes de corrélation entre les séries temporelles d'intensité de vent et celles des coefficients de rétrodiffusion en bande S*

Les cartes de la figure 5.1 représentent les corrélations entre les variations d'intensité de vents dans les réanalyses et les variations de rétrodiffusion. Ces cartes montrent qu'il existe effectivement une grande diversité de coefficients au niveau de la calotte polaire. Pour certaines régions l'anti-corrélation entre les variations de vent et les variations de coefficient de rétrodiffusion utilisée par exemple par Rémy et al. en 1990 est vérifiée. Ceci n'est pourtant pas le cas pour la totalité de la surface en Antarctique.

En bande S l'anti-corrélation entre les changements d'intensité de vent et évolution du coefficient de rétrodiffusion est en revanche quasiment systématique, à l'exception de quelques zones. Il semble alors que l'intensification des vents accentue la rugosité de surface à laquelle la bande S est sensible. Or, Lacroix et al. (2008) ont, à l'aide du modèle électro-magnétique qu'ils ont développé, simulé l'effet des variations de rugosité sur la forme de l'écho altimétrique en bande Ku comme en bande S. Ils ont alors montré que la bande S n'était pas sensible aux variations de rugosité, puisque cette longueur d'onde est suffisamment grande pour toujours percevoir la surface comme lisse. Avec cette hypothèse, des mécanismes autres que la sensibilité de l'altimètre aux variations de rugosité sont nécessaires pour faire varier la forme de l'écho radar et causer l'anti-corrélation entre variations de vent et de coefficient de rétrodiffusion en bande S.

Les cartes de la figure 5.1 permettent ainsi d'évaluer les variations de rétrodiffusion par rapport aux variations de vent. Nous allons maintenant nous intéresser aux liens entre les valeurs instantanées de ces deux variables, et plus particulièrment estimer si ces liens évoluent ou non au cours des saisons.

5.1.2 Evolution de la relation entre l'intensité des vents et la rétrodiffusion au cours d'une année

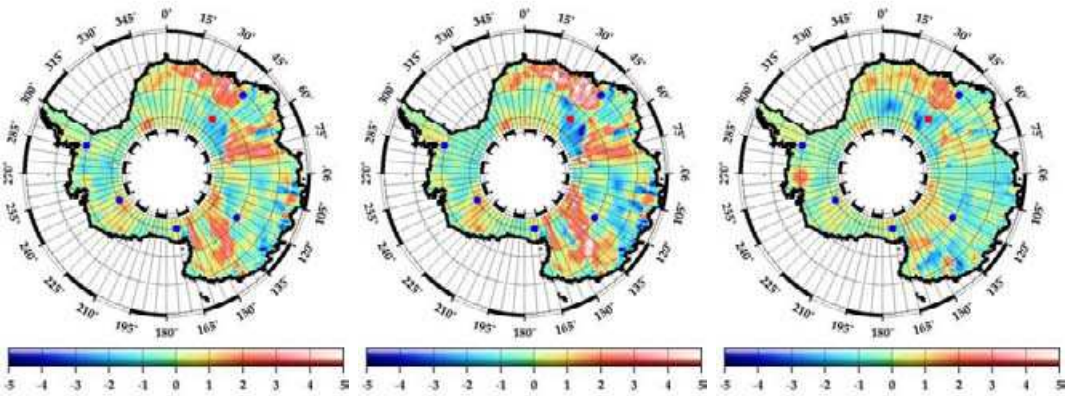
Nous étudions désormais l'évolution de la correspondance entre les variations de vent et la rétrodiffusion enregistrée au cours d'une année. Nous représentons alors les valeurs du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'intensité des vents pour

les différents points de la calotte. Les valeurs représentées sur les graphiques correspondent à des moyennes mensuelles. Nous distinguons par deux couleurs différentes les points géographiques pour lesquels les variations de la rétrodiffusion sont positivement corrélées (rouge) aux variations d'intensité de vent des points pour lesquels elles sont anti-corrélées (bleu).

Si l'on représente le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku en fonction de l'intensité du vent sous forme de nuages de points, on constate évidemment que les vents atteignent des vitesses plus élevées pendant les mois d'hiver, mais aucune différence significative n'est à relever entre les régions pour lesquelles la corrélation entre ces deux variables est positive ou négative. Cette différence entre l'évolution de la vitesse du vent et le coefficient de rétrodiffusion n'est donc pas liée à certaines gammes de vents particulières.

5.1.3 Linéarité entre variations de vent et variations de coefficients de rétrodiffusion

Nous étudions ici plus précisément l'évolution dans le temps du coefficient de rétrodiffusion en fonction des changements d'intensité de vent. Le coefficient de corrélation vu précédemment indique si deux variables évoluent dans le même sens ou non et sert également à quantifier la pertinence de la recherche d'une relation linéaire entre ces deux variables. Plus ce coefficient est proche de l'unité en valeur absolue, plus la linéarité entre les deux séries temporelles considérées est forte. Dans certaines régions (voir figures 5.1 et 5.2) les corrélations entre les deux variables sont suffisamment significatives et nous déterminons dans le paragraphe suivant la meilleure relation linéaire au sens des moindres carrés entre amplitude du vent et coefficient de rétrodiffusion pour chacun des points de grille. Les valeurs des coefficients de régression obtenues sont présentées sur les figures 5.3 et 5.4.



(a) Bande Ku-NCEP/NCAR (b) Bande Ku-NCEP/DOE (c) Bande Ku-ERA-Interim

FIGURE 5.3 – *Coefficients de régression entre les séries temporelles d'intensité de vent et celles du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku*

Les signes des coefficients de régression reflètent évidemment les signes des corrélations. Nous remarquons qu'en ce qui concerne la bande Ku (figure 5.3), les régions

pour lesquelles nous observons une anti-corrélation entre amplitude du vent et rétrodiffusion sont également caractérisées par des coefficients de régression plus faibles que dans les régions où les variations de vent sont positivement corrélées aux variations de rétrodiffusion. Cela indique que dans ce cas de figure même de faibles variations de vent sont répercutées dans les variations de coefficient de rétrodiffusion. Ainsi, ces cartes indiquent qu'une diminution de l'ordre de 1 dB du coefficient de rétrodiffusion survient lorsque les vents augmentent de 1 à 3 m/s. Si l'on suppose que le mécanisme dominant affectant le coefficient de rétrodiffusion est la création d'une rugosité de plus en plus marquée lorsque les vents s'intensifient (ce qui n'est pas le cas partout et dépend du type de surface pré-existant), on en conclut que l'état de la surface est très sensible aux changements de vents.

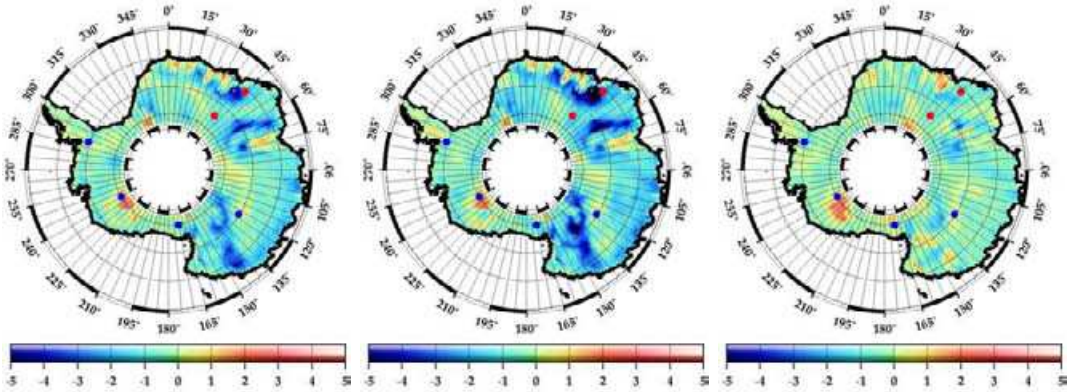
Les coefficients de régression sont plus importants en valeur absolue dans les régions où les variations de vent sont positivement corrélées aux variations de rétrodiffusion. Dans ces régions, des augmentations de vent de 4 à 5 m/s sont nécessaires pour induire une augmentation de la rétrodiffusion de 1 dB. Les variations de coefficient de rétrodiffusion sont ainsi relativement faibles en comparaison avec les variations de vent. Il faut alors introduire un fort coefficient amplificateur devant les variations de coefficient de rétrodiffusion pour retrouver les variations de vent. Si pour ces régions nous retenons comme mécanisme principal affectant le coefficient de rétrodiffusion le balayage de la neige par les vents, nous constatons qu'une forte intensification des vents est nécessaire pour rendre la surface encore plus lisse. Nous avons déjà mentionné que l'altimètre dans une fréquence donnée n'était sensible qu'à une certaine gamme de rugosité, il existe alors un état limite de la surface lorsque celle-ci ne peut plus être vue plus lisse qu'elle ne l'est déjà. Une fois cette surface formée, les variations de vent ne peuvent plus l'altérer du point de vue de l'altimètre. Un nouvel apport de neige est alors nécessaire pour que l'altimètre reste sensible à l'intensification des vents.

La figure 5.5 montre quelques exemples de courbes d'ajustements (résultats de la régression) entre les variations d'intensité de vents et de coefficients de rétrodiffusion.

Nous avons ici raisonné en ne prenant en compte que l'effet des vents. Or les variations de vent ne sont pas l'unique processus causant des variations de coefficients de rétrodiffusion, et il est possible que l'effet des vents sur l'état de la surface soit parfois masqué par d'autres processus, rendant les relations entre variations de vents et variations de rétrodiffusion fortuites.

Comme il a déjà été remarqué, les coefficients de régression pour la bande S sont quasiment toujours négatifs contrairement à ce que l'on observe en bande Ku. Cette caractéristique mise à part, les cartes de la figure 5.4 mettent en évidence des structures spatiales relativement similaires à celles de la figure 5.3. Ainsi, les régions pour lesquelles les coefficients de régression entre la rétrodiffusion en bande S et le vent sont très faibles correspondent aux régions pour lesquelles les coefficients de régression en bande Ku sont nettement positifs. Les régions pour lesquelles les coefficients en bande S sont plus élevés, mais toujours négatifs (c'est-à-dire qu'ils sont très proches de zéro) sont celles pour lesquelles les coefficients en bande Ku sont également proches de zéro. Nous constatons que les coefficients calculés entre la rétrodiffusion en bande S et les variations de vents fournis par ERA-Interim

sont, sur l'ensemble de la calotte, très proches de zéro. Cela peut signifier que les amplitudes des variations de rétrodiffusion sont beaucoup plus importantes que celles des vents, ou que ces deux variables sont très peu corrélées, ou déphasées et que l'on ne peut à l'aide d'un simple facteur amplicateur retrouver les variations d'une des variables à partir des variations de l'autre. Nous identifions de nouveau des régions avec des sensibilités spécifiques aux variations de vent. Il devient important de mieux comprendre les mécanismes en jeu et d'identifier les processus d'altération de la surface par les vents auxquels l'altimètre réagit.



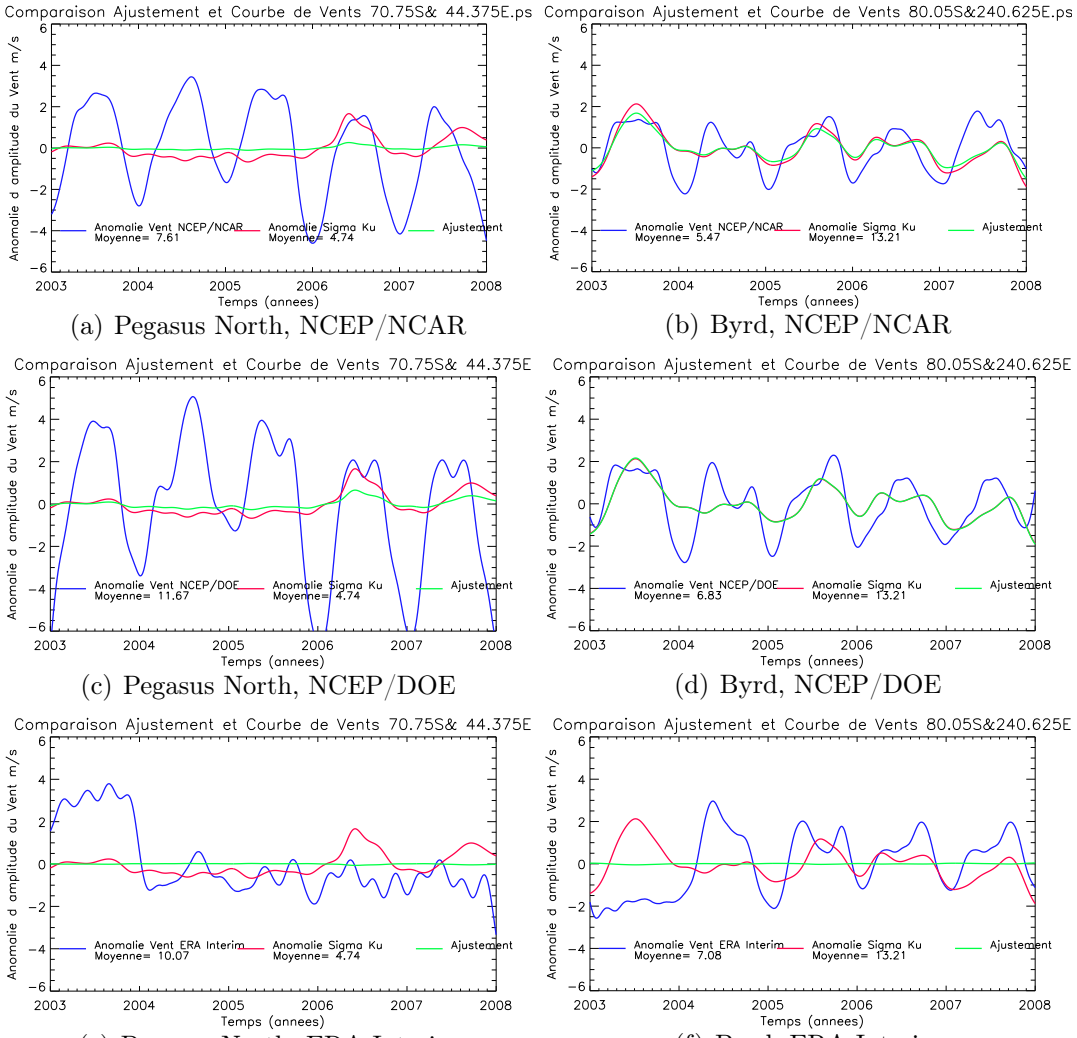
(a) Bande S-NCEP/NCAR (b) Bande S-NCEP/DOE (c) Bande S-ERA-Interim

FIGURE 5.4 – *Coefficients de régression entre les séries temporelles d'intensité de vent et celles du coefficient de rétrodiffusion en bande S*

Si les cartes de coefficients de corrélation et de régression permettent de caractériser les liens entre variations de vent et variations de la rétrodiffusion enregistrée par l'altimètre, il convient toutefois de représenter quelques courbes montrant les variations d'amplitude de vent fournies par les réanalyses, ainsi que les variations d'amplitude de vent reconstituées grâce aux coefficients de rétrodiffusion. Ceci est l'objet des figures 5.6 à 5.9. Les valeurs des corrélations entre les séries temporelles de vent et les ajustements [1] calculés (ou des séries temporelles de rétrodiffusion à un signe près) sont inscrites sur ces figures. On constate qu'à l'exception d'un cas de figure, à savoir pour l'amplitude du vent fournie par ERA-Interim à l'emplacement de la station Byrd (figure 5.6(a)), la corrélation entre les séries temporelles d'amplitude du vent et celles du coefficient de rétrodiffusion sont plus grandes en bande Ku qu'en bande S. Cela s'explique selon Lacroix et al. (2008) par une plus grande sensibilité de la bande Ku aux changements de rugosité induits par le vent.

Lorsque les variations de vent sont d'amplitude suffisamment large (voir figure 5.6), les ajustements pour chacune des trois réanalyses sont relativement proches les uns des autres. Cela se constate également sur la figure 5.3 représentant les valeurs du coefficient multiplicatif utilisé pour reproduire les variations d'intensité de vent à partir des variations de rétrodiffusion. On peut toutefois remarquer sur la figure

1. Ajustement=régression point par point (spatialement) entre les anomalies temporelles de vitesse du vent d'une part, et les anomalies de rétrodiffusion d'autre part

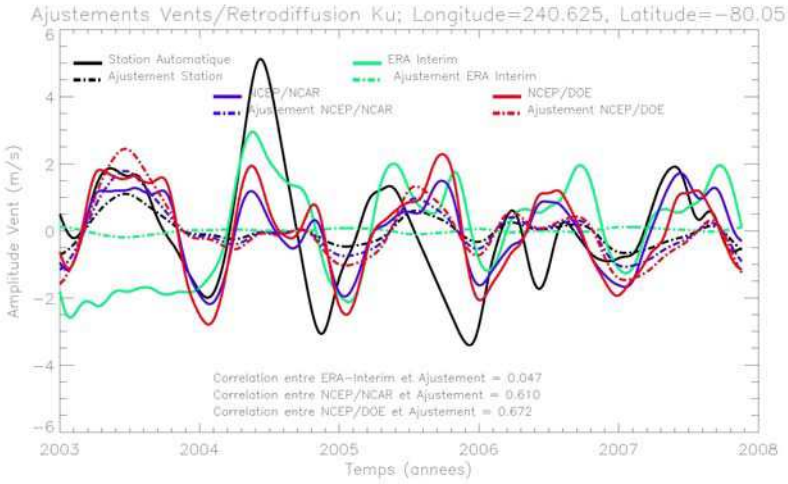


(a) Pegasus North, NCEP/NCAR (b) Byrd, NCEP/NCAR

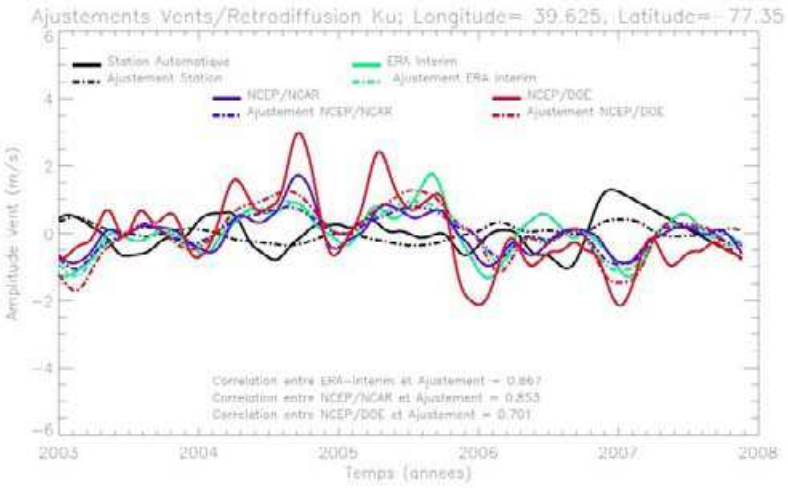
(c) Pegasus North, NCEP/DOE (d) Byrd, NCEP/DOE

(e) Pegasus North, ERA-Interim (f) Byrd, ERA-Interim

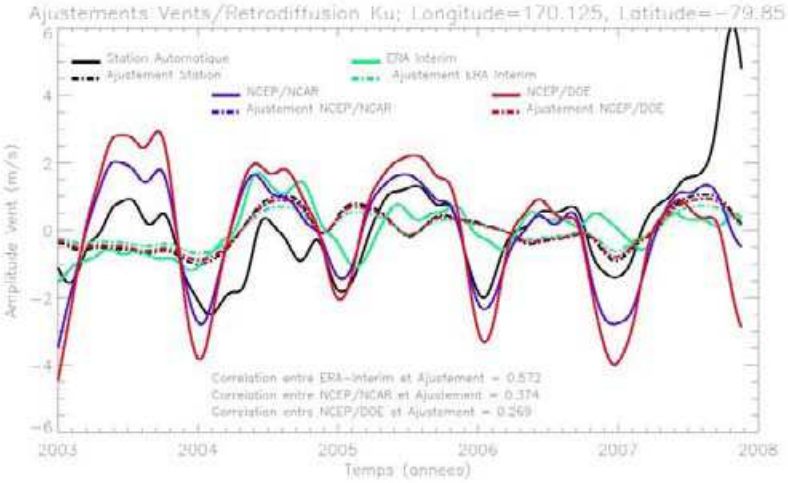
FIGURE 5.5 – *Visualisation des courbes de coefficients de rétrodiffusion (Ku), d'intensité de vent, et les ajustements effectués à partir du coefficient de rétrodiffusion pour retrouver les variations de vent.*



(a) Station Byrd, altitude 1530m

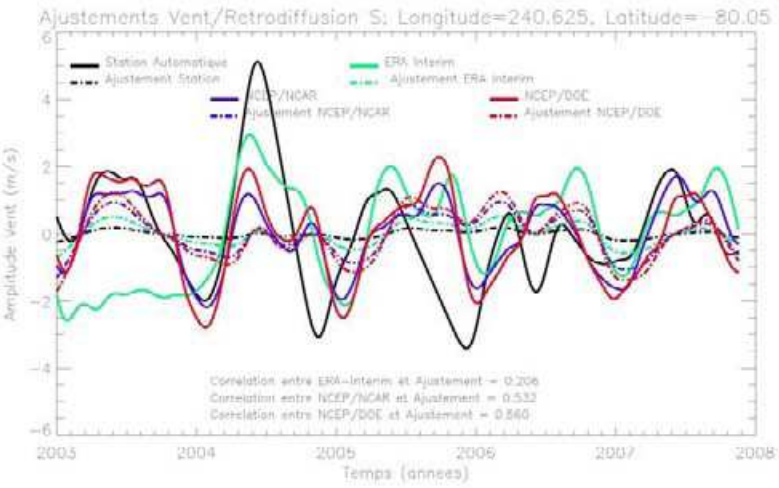


(b) Station Dôme Fuji, altitude 3810m

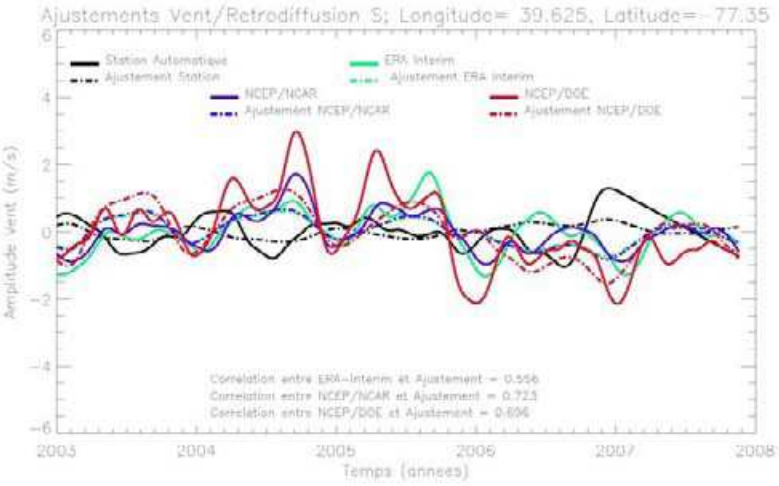


(c) Station Schwerdtfeger, altitude 54m

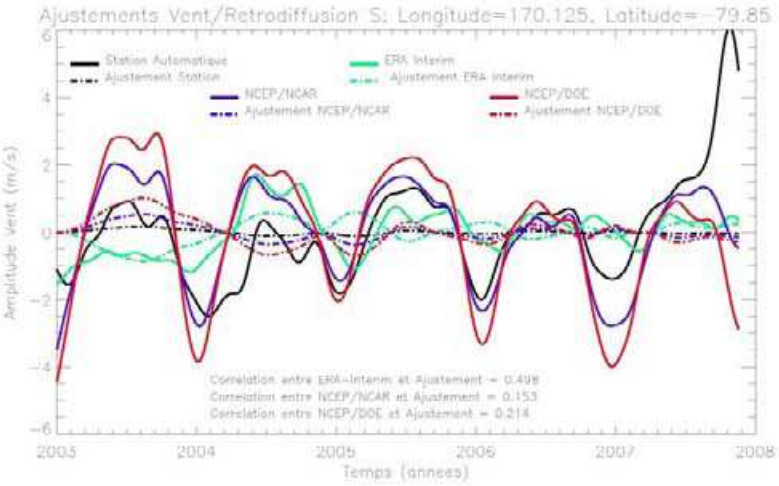
FIGURE 5.6 – *Comparaison des différentes courbes d'intensité de vent, issues des mesures des stations automatiques et des réanalyses, ainsi que des ajustements réalisés à partir des variations du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku*



(a) Station Byrd, altitude 1530m

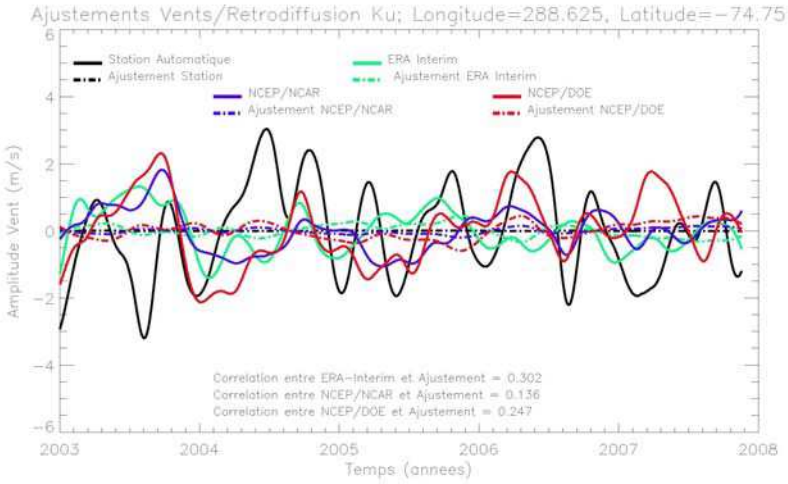


(b) Station Dôme Fuji, altitude 3810m

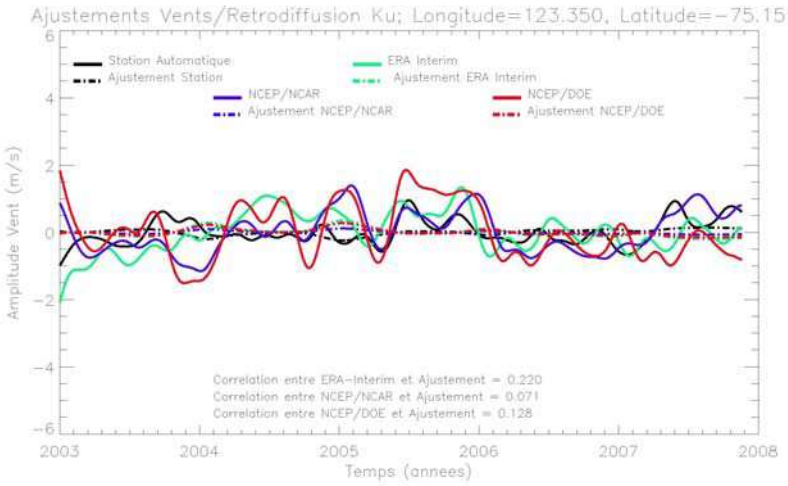


(c) Station Schwerdtfeger, altitude 54m

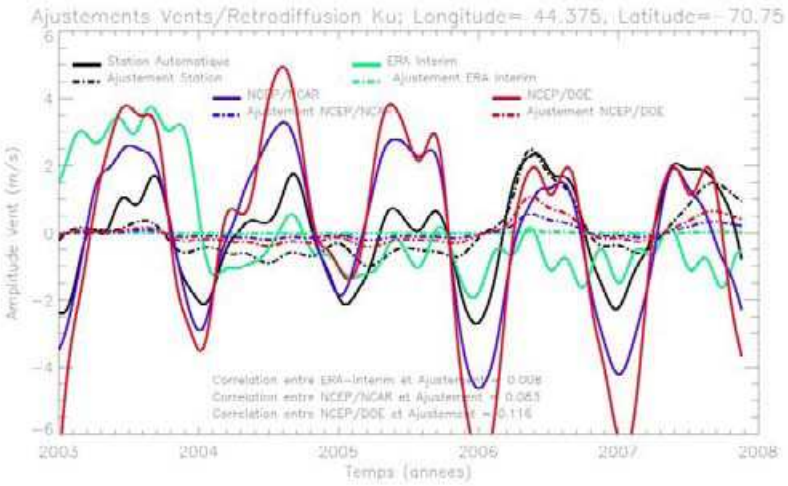
FIGURE 5.7 – *Comparaison des différentes courbes d'intensité de vent, issues des mesures des stations automatiques et des réanalyses, ainsi que des ajustements réalisés à partir des variations du coefficient de rétrodiffusion en bande S*



(a) Station Sky Blu, altitude 1510m

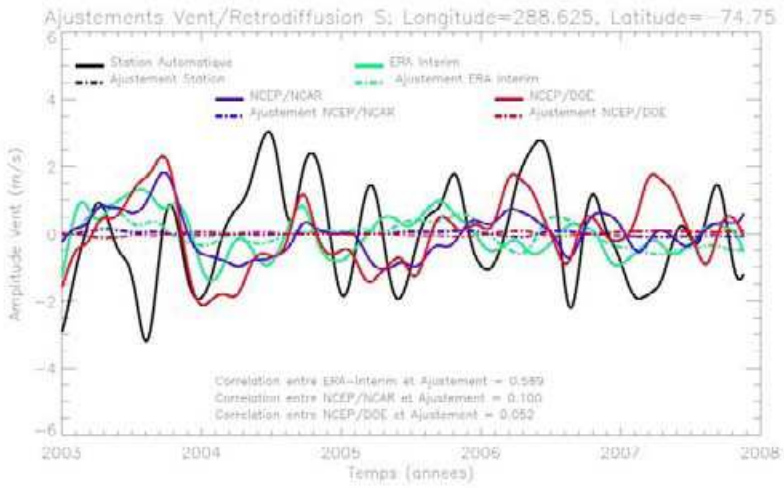


(b) Station Dôme C II, altitude 3250m

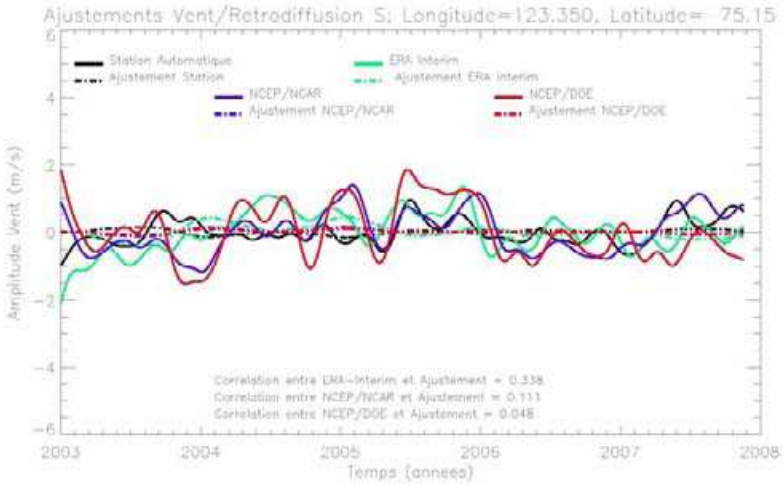


(c) Station Pegasus North, altitude 8m

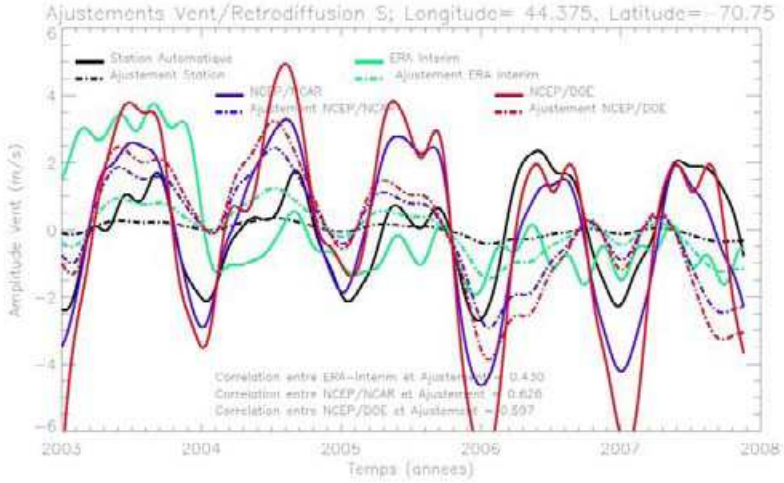
FIGURE 5.8 – *Comparaison des différentes courbes d'intensité de vent, issues des mesures des stations automatiques et des réanalyses, ainsi que des ajustements réalisés à partir des variations du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku*



(a) Station Sky Blu, altitude 1510m



(b) Station Dôme C II, altitude 3250m



(c) Station Pegasus North, altitude 8m

FIGURE 5.9 – *Comparaison des différentes courbes d'intensité de vent, issues des mesures des stations automatiques et des réanalyses, ainsi que des ajustements réalisés à partir des variations du coefficient de rétrodiffusion en bande S*

5.6(a) que du fait de la présence d'anomalies d'intensité de vent négatives en 2003 d'après ERA-Interim, l'ajustement à partir de la rétrodiffusion en bande Ku ne peut se faire correctement. Selon les années, il faudrait un coefficient parfois négatif, parfois positif et par conséquent la courbe ne présente aucune variation significative. Un constat similaire peut être fait pour l'ensemble des réanalyses et pour toutes les stations présentées sur la figure 5.8. Effectivement, les courbes ajustées ne font apparaître aucune variation significative pour ces trois emplacements, montrant que les variations de coefficient de rétrodiffusion sont décorrélées des variations de vent fournies par les réanalyses pour ces trois emplacements.

Les constats concernant les courbes d'anomalies de vent mesurées par les stations automatiques sont similaires. Excepté pour la station Dôme Fuji (figure 5.6(b)), les ajustements effectués à partir du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku sont comparables à ceux effectués à partir des réanalyses.

Il est remarquable qu'à l'emplacement de la station Pegasus North (figures 5.8(c) et 5.9(c)), les ajustements soient meilleurs lorsque l'on exploite le signal en bande S plutôt que le signal en bande Ku. C'est le seul emplacement parmi ceux présentés ici pour lequel ce cas de figure se présente. Cette station est située très près de la côte, et les effets de pente qui affectent essentiellement la bande Ku peuvent expliquer cette observation. Aux emplacements des autres stations, les ajustements sont moins performants qu'avec la bande Ku, sans être toutefois vraiment plus mauvais.

5.1.4 Prise en compte d'un déphasage entre variations de vent et impact sur le coefficient de rétrodiffusion

Les vents doivent persister un certain temps avant de sculpter la surface (Mather et al., 1962). Il se peut alors que les variations de rétrodiffusion n'évoluent en réponse aux changements d'intensité de vent qu'après un certain laps de temps. Il se peut également que les observations que nous utilisons soient acquises au début d'un cycle d'ENVISAT, ou à la fin, alors que nous les datons systématiquement au milieu du cycle. Nous cherchons donc à évaluer les temps de réaction entre les variations de vent et les variations de rétrodiffusion. Pour ce faire, nous utilisons uniquement les informations en bande Ku, puisque nous avons vu au cours des sections précédentes que cette fréquence était plus adaptée à l'étude des changements de rugosité de surface liés aux variations de vent.

Nous allons dorénavant déterminer les paramètres α et ϕ de la relation

$$W(t) = \alpha \times Bs(t + \phi)$$

où $W(t)$ représente comme précédemment les anomalies d'intensité de vent, et $Bs(t)$ les anomalies de rétrodiffusion. Pour estimer la valeur la plus adaptée pour le paramètre ϕ nous supposons que cette valeur est en général faible et nous utilisons la relation

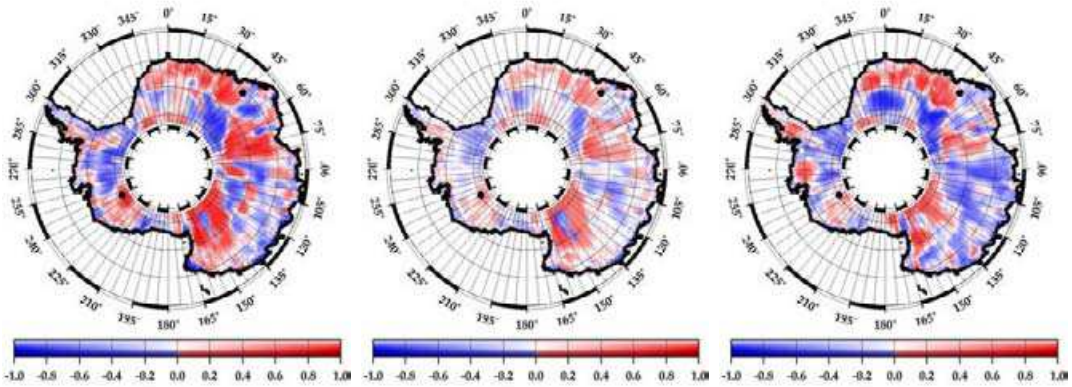
$$\frac{Bs(t+\phi) - Bs(t)}{\phi} \approx \frac{\partial Bs(t)}{\partial t}, \quad soit \quad Bs(t+\phi) \approx Bs(t) + \phi \times \frac{\partial Bs(t)}{\partial t}$$

(formule de Taylor au premier ordre). Nous calculons ainsi les paramètres α et β les

mieux adaptés au sens des moindes carrés pour construire la relation

$$W(t) = \alpha \times Bs(t) + \beta \times \frac{\partial Bs(t)}{\partial t}$$

Nous obtenons la valeur du dépahasage par $\phi = \frac{\beta}{\alpha}$.



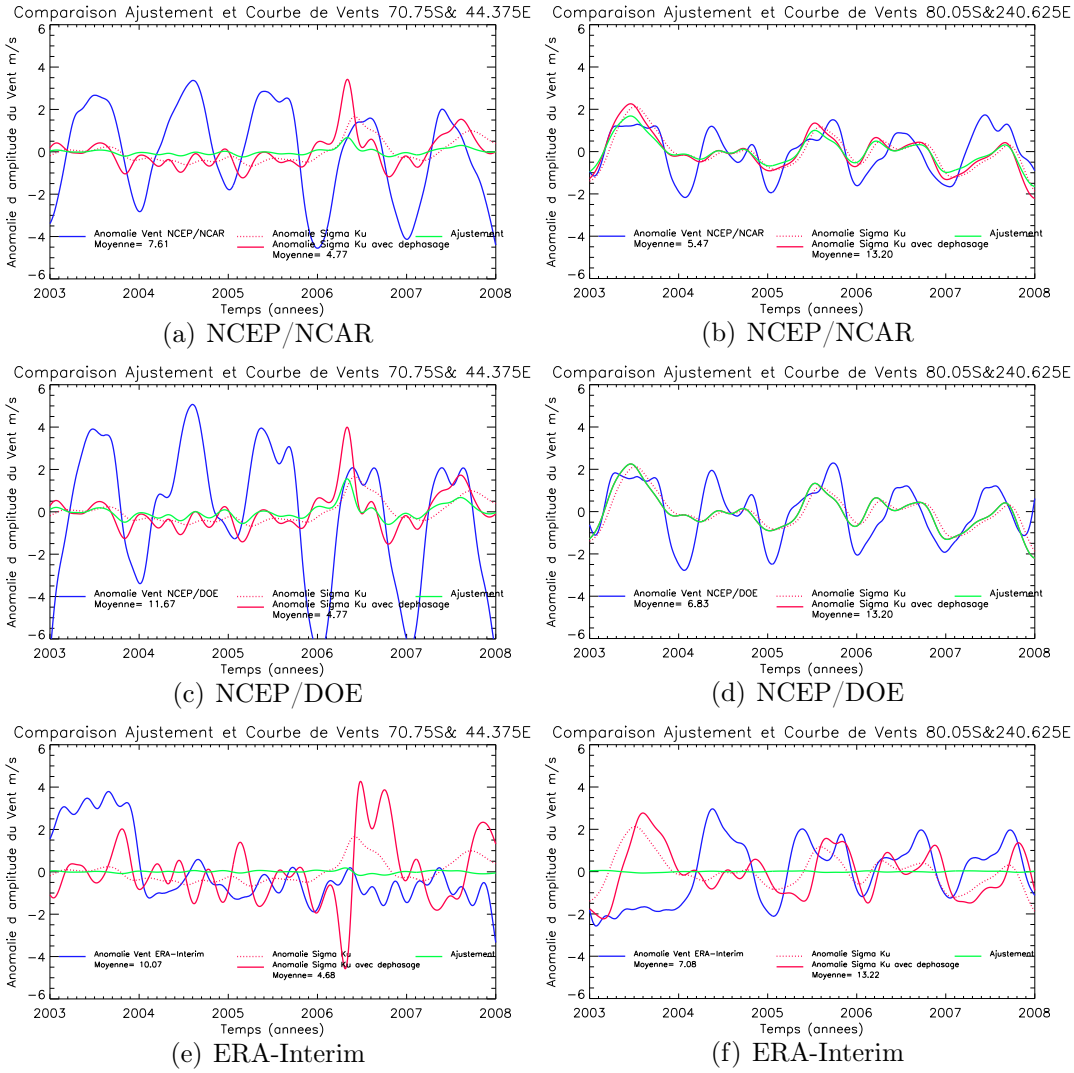
(a) Bande Ku, NCEP/NCAR (b) Bande Ku, NCEP/DOE (c) Bande Ku, ERA-Interim

FIGURE 5.10 – *Corrélation entre les variations de vent, et les variations déphasées (phase calculée pour s'ajuster au mieux au vent) du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku*

Les cartes de la figure 5.10 montrent les corrélations entre les séries temporelles $Bs(t+\phi)$, avec le paramètre ϕ que l'on vient de déterminer en chaque point de grille. Ce paramètre ϕ a été calculé mathématiquement de façon à améliorer l'accord entre les séries temporelles de vent et celles de rétrodiffusion. Les corrélations de la figure 5.10 (entre vent et rétrodiffusion avec prise en compte d'un déphasage) sont donc plus importantes en valeur absolue que celles de la figure 5.1 (entre vent et rétrodiffusion sans déphasage).

La figure 5.11 montre quelques exemples des courbes ajustées. On y voit les courbes de vents (bleu), les courbes du coefficient de rétrodiffusion (rouge en trait plein), les courbes du coefficient de rétrodiffusion déphasé (pointilllé rouge) ainsi que les ajustements réalisés avec la courbe de rétrodiffusion déphasée (vert).

Il est maintenant important de comprendre si le déphasage que l'on vient d'introduire a une justification physique. Les structures spatiales mises en évidence parle coefficient multiplicatif appliqué en chaque point aux séries temporelles de rétrodiffusion sont similaires à celles présentées figure 5.3, qui correspond au cas où l'en ne prenait pas en compte le déphasage. Or notre calcul permet de prendre indépendemment en compte les séries temporelles $Bs(t)$ et $\frac{\partial(Bs(t)}{\partial t}$. Le fait que le rôle joué par les séries temporelles de rétrodiffusion dans l'ajustement reste inchangé montre que la relationentre les variations de vent et les variations de rétrodiffusion est relativement robuste. Les vents altèrent l'état de la surface suffisamment lentement pour que leur effet soit visible dans l'évolution des paramètres de forme d'onde, plus que dans les dérivées temporelles de ces paramètres qui témoignent des variations brusques d'état de la surface.



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/NCAR

(c) NCEP/DOE (d) NCEP/DOE

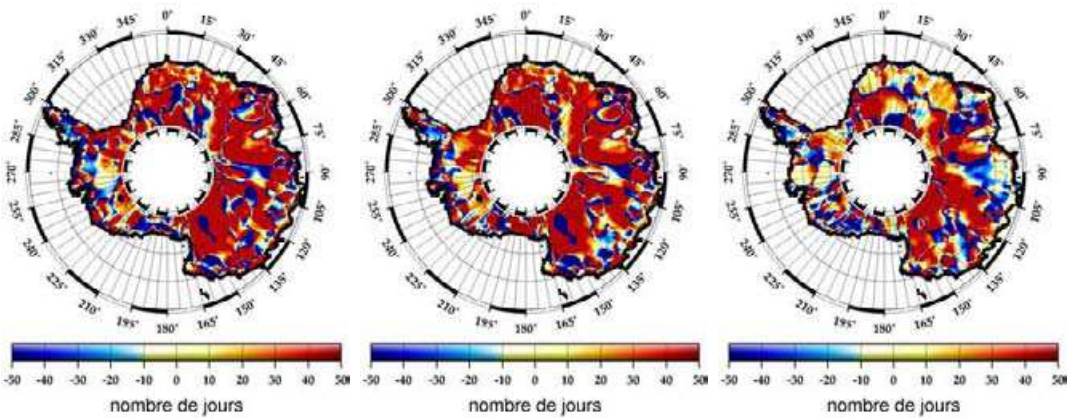
(e) ERA-Interim (f) ERA-Interim

FIGURE 5.11 – *Visualisation des courbes de coefficients de rétrodiffusion (Ku), d'intensité de vent, et les ajustements effectués à partir du coefficient de rétrodiffusion pour retrouver les variations de vent.*

Les courbes de la figure 5.11 montrent en parallèle les courbes d'intensité de vent, de coefficient de rétrodiffusion, de coefficients de rétrodiffusion incluant un déphasage et enfin l'ajustement effectué avec le paramètre de rétrodiffusion incluant un déphasage. On remarque ici que dans certaines régions l'approximation faite pour inclure un déphasage est justifiée puisque nous obtenons bien une courbe de même amplitude légèrement décalée. En revanche, dans d'autres régions, la courbe est déformée. Nous ne pouvons alors pas prétendre avoir inclus à proprement parler un déphasage, mais que nous avons réalisé un ajustement en prenant en compte les variations de rétrodiffusion ainsi que la dérivée de ces variations.

Les cartes de la figure 5.12 montrent les déphasages calculés point par point. L'éventail des valeurs prises est relativement large et remet en cause l'hypothèse initiale qui était de supposer que l'on pouvait assimiler $Bs(t+\phi)$ à $(Bs(t)+\phi\times\frac{\partial Bs(t)}{\partial t})$. De plus, la variabilité des valeurs calculées est très grande et ne présente pas de cohérence spatiale. Une cause possible pour ce manque de cohérence provient de la datation des données de rétrodiffusion. Nous utilisons des moyennes cycle par cycle des données acquises et leur attribuons la date du milieu du cycle. Cela est plus ou moins correct selon les points de grille considérés. Or pour des points de grille proches les données ont été acquises consécutivement (du moins le long d'une trace du satellite). Les erreurs de datation devraient donc avoir une certaine cohérence spatiale, ce qui n'est pas le cas ici. Nous pouvons alors supposer qu'à l'image de ce qui est montré sur la figure 5.11, nous n'utilisons pas partout une courbe qui représente réellement la rétrodiffusion déphasée d'un certain nombre de jours. Cela rend incohérent par endroit l'étude des structures spatiales de ce déphasage.

Il est alors difficile d'interpréter ces cartes en terme de processus physiques et de temps de formation de structures telles que les sastrugis à la surface de l'Antarctique. Nous pouvons toutefois constater que pour une majeure partie de la surface, la phase obtenue est positive, de l'ordre de 50 jours ce qui signifie qu'une intensité maximale de vent serait traduite en une anomalie maximale de rétrodiffusion avec un retard de 40 à 50 jours, soit entre un et deux cycles d'observations de ENVISAT.



(a) Bande Ku, NCEP/NCAR (b) Bande Ku, NCEP/DOE (c) Bande Ku, ERA-Interim

FIGURE 5.12 – *Déphasage introduit dans les variations de rétrodiffusion pour les adapter au mieux aux variations d'intensité de vent*

5.1.5 Interaction du vent avec l'état de la surface

Nous avons obtenu des relations opposées entre variations de vent et variations de rétrodiffusion mesurées par altimétrie divisant la surface de la calotte polaire Antarctique en deux régions principales. Nous cherchons à comprendre ce qui peut être à l'origine de liens aussi distincts. Nous avons en effet identifié des régions pour lesquelles le vent en s'intensifiant semble créer de la rugosité de surface à laquelle l'altimètre est sensible. En revanche, pour le reste de la surface de la calotte polaire, le vent semble lisser la surface. Il est également possible que pour l'une ou l'autre des régions (a priori la seconde) un autre processus masque l'action du vent sur la surface. Nous cherchons à comprendre ce qui est à l'origine de ces différentes interactions entre variations de vent et variations d'état de la surface.

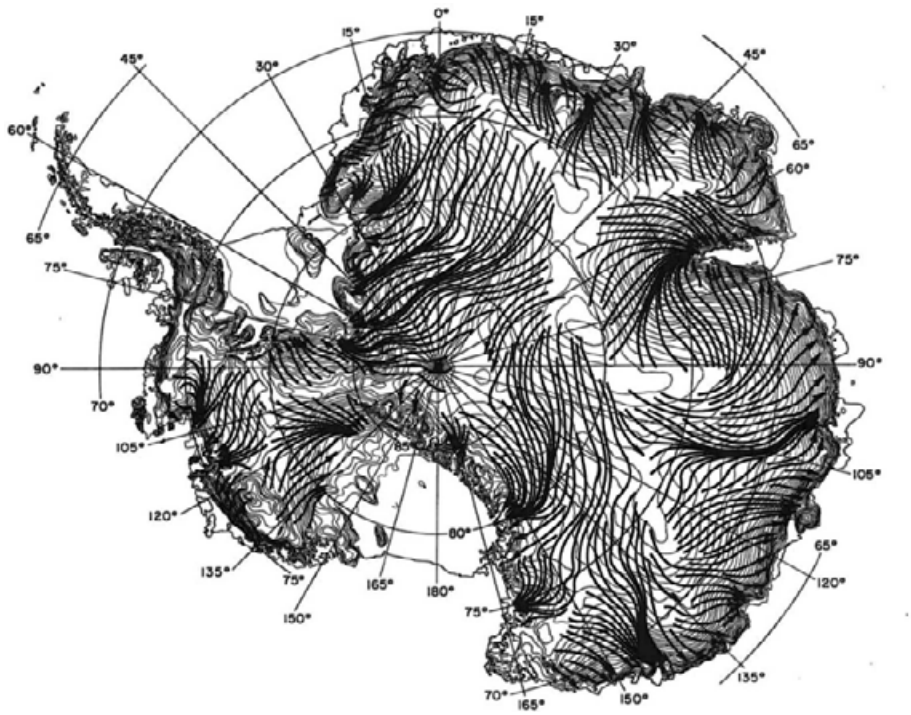


FIGURE 5.13 – *Trajectoires moyennes des vents hivernaux en surface de la calotte. Carte publiée par Parish et Bromwich (1987)*

La carte 5.13, publiée par Parish et Bromwich en 1987, puis reprise par ceux-ci en 2007 montre les trajectoires des vents de surface en hiver. Or ces trajectoires sont relativement constantes au cours de l'année (Parish et Bromwich, 2007). Cette carte a été déduite de la topographie de la calotte polaire, ainsi que de l'observation de l'orientation des sastrugis. Les régions identifiées plus haut, et pour lesquelles le vent est soit positivement corrélé avec le coefficient de rétrodiffusion, soit négativement corrélé semblent correspondre aux différents bassins d'écoulement des masses d'air à la surface de la calotte polaire.

Frezzotti et al. (2002, 2005, 2008) a étudié l'interaction des vents avec l'état de la surface, et notamment les mécanismes de formation de structures telles que les sastruggis ou mégadunes, comme cela a été décrit au premier chapitre. De grandes

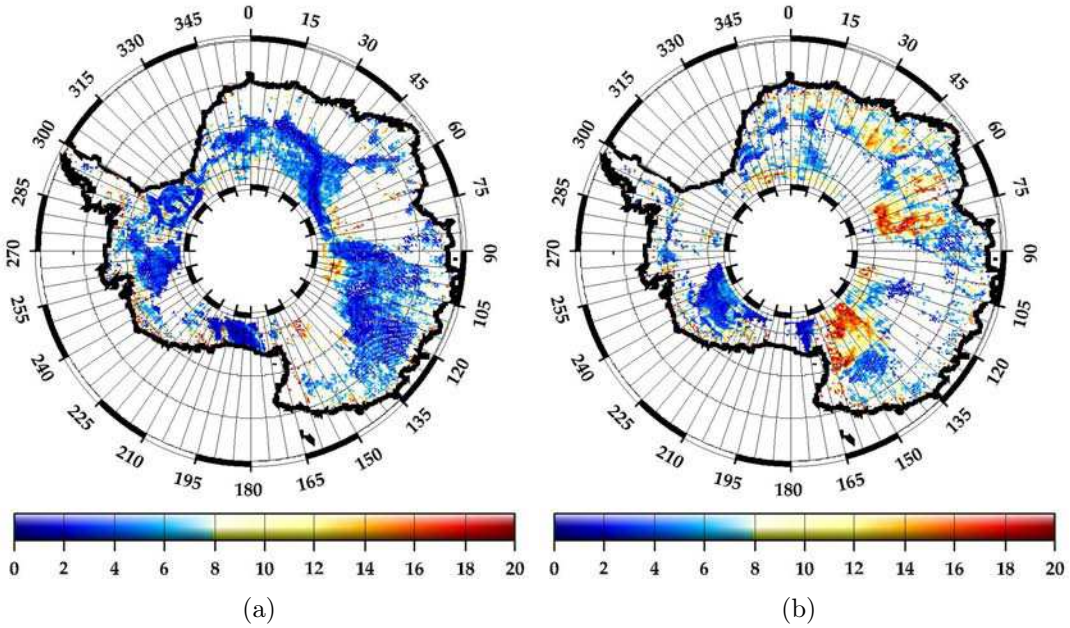


FIGURE 5.14 – *A partir d'une image Radarsat (voir figure 1.9), un écart type de l'éventail de couleurs pris dans l'environnement de chaque pixel est calculé, ce qui donne une valeur caractéristique de l'échelle de rugosité présente. Un masque est appliqué sur l'une et l'autre des régions mise en évidence par analyse en composantes principales.*

régions caractérisées par les mégadunes ont été identifiées. Il s'agit de structures visibles par imagerie satellitaire. Nous présentons sur la figure 5.14 l'écart type de la rugosité de surface d'après radarsat. Les régions en rouge correspondent à la présence de mégadunes et semblent coincider avec l'une de nos régions.

Les mégadunes, comme cela a été décrit au premier chapitre, sont caractérisées par l'alternance de surfaces lisses et de zones de sastrugi. Le schéma 5.15 présente les relations entre pente de la surface et présence de champs de mégadunes. Lorsque des ondulations de surface sont présentes, l'altimètre n'est pas également sensible à l'ensemble des points de l'empreinte au sol. Les crêtes ont tendance à répartir le signal réémis par la surface dans toutes les directions du demi-espace "atmosphère", alors qu'au contraire, les creux vont concentrer le signal vers la verticale. L'altimètre voit donc essentiellement la neige présente dans les creux, et non les parties de dépôt et de glace au sommet des crêtes. Les zones de mégadunes sont alors bien susceptibles d'induire un signal altimétrique particulier.

Selon Frezzotti et al.(2002) l'effet du vent sur la surface varie non pas en fonction de l'intensité du vent, mais de l'intensité du vent dans le sens de la plus grande pente. Cela est indiqué sur la figure 5.15, mais ne se limite pas aux zones de mégadunes, puisque le transport ou le dépôt de neige dépend essentiellement, selon Frezzotti (2002), de l'intensité du vent dans le sens de la plus grande pente. Il faut cependant noter que ces études se concentrent sur une région restreinte de l'Antarctique de l'Est. Il se peut que ses constatations ne soient pas généralisables à l'ensemble de la calotte polaire.

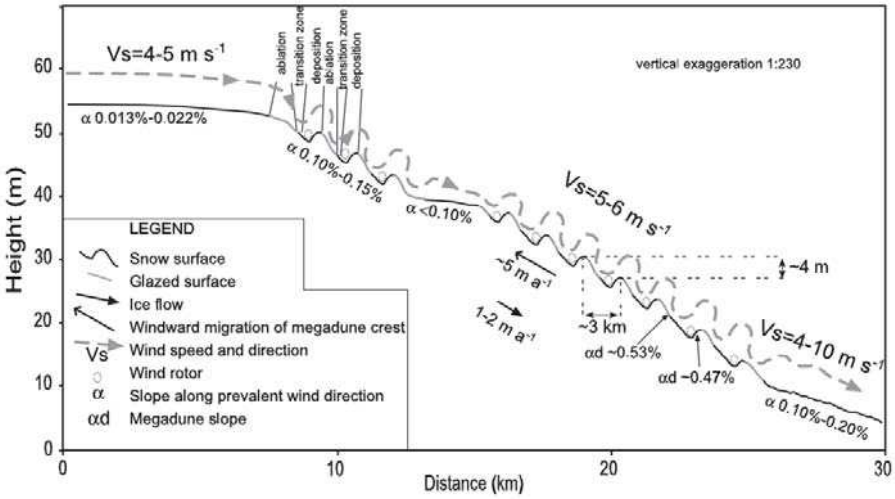
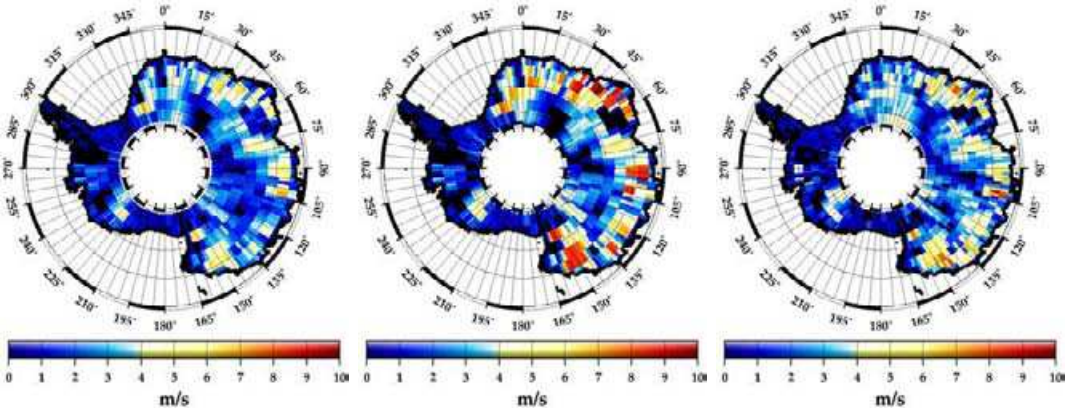


FIGURE 5.15 – *Liens entre pente de la surface, présence de mégadunes, et structures de surface. Figure extraite de Frezzotti et al. 2002.*

Nous avons ensuite réalisé, à partir des réanalyses de modèles atmosphériques et d'une topographie de l'Antarctique (Rémy et al., 1999), les cartes de l'amplitude moyenne du vent dans le sens de la plus grande pente (voir figure 5.16).



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 5.16 – *Cartes de l'intensité moyenne du vent dans la direction de la plus grande pente (m/s) pour les trois réanalyses. Les valeurs sont comptées positivement lorsque le vent dévale la pente*

Ces cartes reflètent essentiellement la topographie. On n'y distingue pas clairement les différents bassins mis en évidence par les relations liant les variations de vent aux variations de coefficient de rétrodiffusion.

Les vents dans la direction de la plus grande pente ne semblent alors pas à même de faire progresser notre compréhension des liens entre variations de vent et séries temporelles des paramètres de forme d'onde altimétrique.

Nous avons en revanche identifié une origine possible des différences de com-

portement entre conditions de vent et état de la surface de la calotte polaire : les liens entre vent et coefficients de rétrodiffusion diffèrent d'un bassin d'écoulement à l'autre. Il se peut ainsi que selon le bassin d'écoulement des masses d'air dans lequel on se situe, les divers phénomènes météorologiques affectent différemment l'état de la surface de la calotte polaire. Ces bassins sont caractérisés par un rapport différent entre direction de l'écoulement des masses d'air et orientation de la pente. On observe également une correspondance entre les régions de mégadunes et les régions pour lesquelles le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku est déphasé.

5.2 Rôle du vent dans les modes de variabilité de la forme d'onde altimétrique

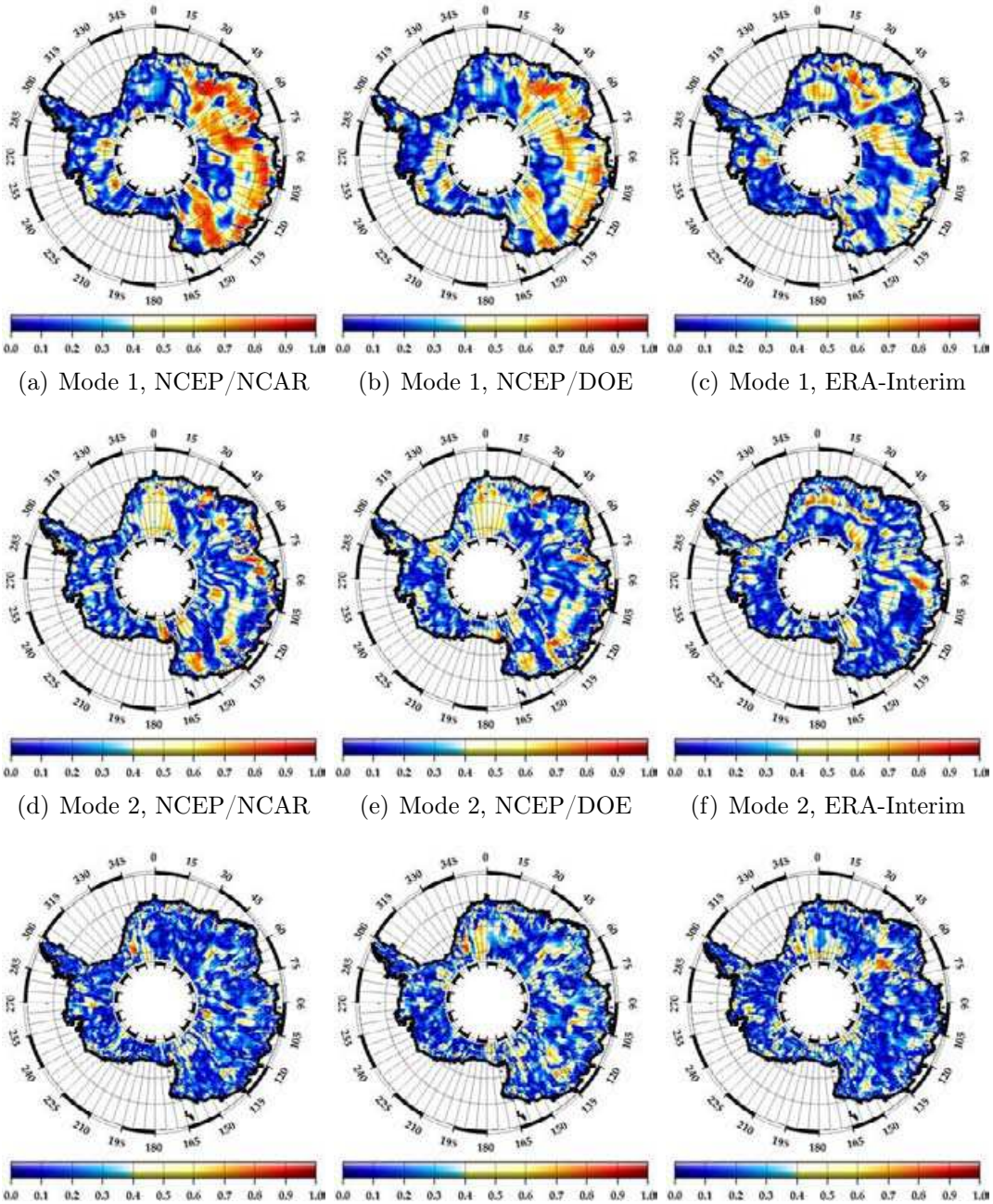
Les régions mises en évidence par les relations entre variations d'intensité de vent et variations temporelles du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku présentent des similarités avec les régions qui se sont dégagées de l'étude de la variabilité des paramètres de forme d'onde altimètrique. Ces régions sont notamment caractérisées par :

- une différence de phase de 6 mois dans le cycle annuel approximant les variations de coefficient de rétrodiffusion en bande Ku. Cela pourrait expliquer les liens que l'on obtient aves les séries temporelles de vent des réanalyses, puisque celles-ci présentent un cycle annuel marqué, toujours maximal en hiver austral. Sur certaines régions, vent et coefficient de rétrodiffusion en bande Ku sont en phase, sur d'autres ils sont en opposition de phase.
- des modes de variabilités dominants (analyse en composantes principales) différents. Cela reste lié aux changements de phase du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku, qui est associé à d'autres comportements spécifiques des paramètres de forme d'onde dans l'une et l'autre des régions.

Nous avons ici identifié deux régions. Pour l'une, l'intensification du vent de surface est associée à une diminution du coefficient de rétrodiffusion et à un certain comportement des paramètres de forme d'onde altimétrique les uns par rapport aux autres. Pour l'autre, le vent de surface augmente avec le coefficient de rétrodiffusion. Les paramètres de forme d'onde altimétrique se combinent différemment pour former le mode de variabilité dominant. Ces deux régions correspondent également à des bassins d'écoulement des masses d'air différents, pour lesquels nous déduisons que l'action des vents sur l'état de la surface est différente, ou qu'elle n'est pas, pour l'une des régions, décelable dans le signal altimétrique.

Nous cherchons ici à comprendre si les modes de variabilité des paramètres de forme d'onde que l'on a identifié au Chapitre Trois peuvent ou non s'expliquer par l'action des vents sur l'état de la surface. Nous reconstituons les séries temporelles associées à ces modes de variabilité. Nous calculons ensuite la corrélation entre ces modes propres obtenus en chacun des points de grille et la série temporelle d'intensité du vent associée.

Les cartes de la figure 5.17 représentent la corrélation entre les séries temporelles des trois premiers modes de l'analyse en composantes principales effectuées à partir



(a) Mode 1, NCEP/NCAR (b) Mode 1, NCEP/DOE (c) Mode 1, ERA-Interim

(d) Mode 2, NCEP/NCAR (e) Mode 2, NCEP/DOE (f) Mode 2, ERA-Interim

(g) Mode 3, NCEP/NCAR (h) Mode 3, NCEP/DOE (i) Mode 3, ERA-Interim

FIGURE 5.17 – *Corrélations en* ***en valeur absolue*** *entre les séries temporelles d'anomalies de vent et les modes propres des paramètres de forme d'onde altimétriques calculés au Chapitre Trois*

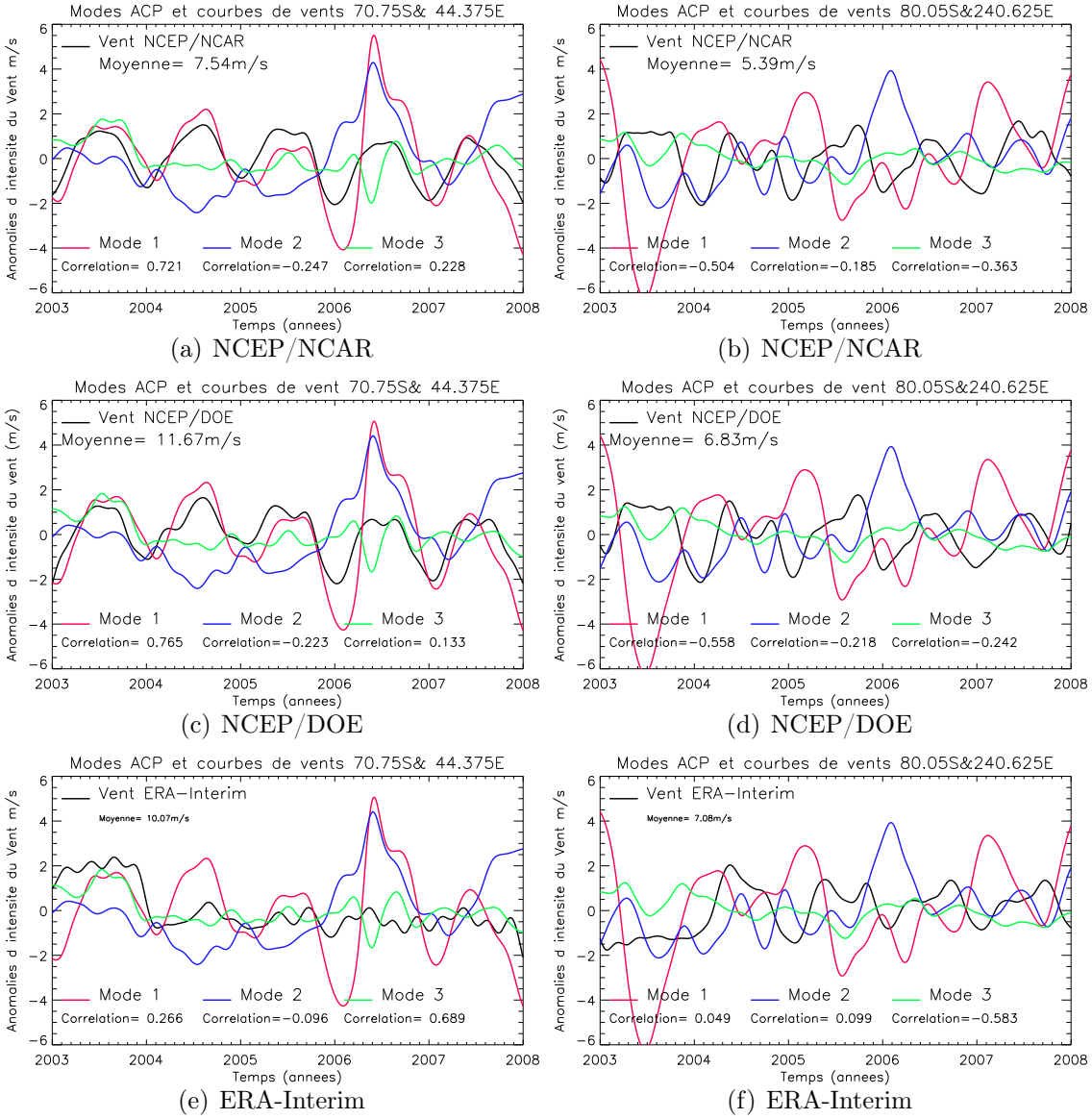
des 7 paramètres de forme d'onde utilisés au Chapitre Trois. Le premier mode de variabilité obtenu est pour une majeure partie de la surface assez bien corrélé aux variations de vent à la surface de la calotte polaire. Dans certaines régions, notamment sur le plateau de l'Antarctique de l'Est, la corrélation est moins significative. Elle est par contre plus importante entre le deuxième mode de variabilité et les variations d'intensité de vent. Dans tous les cas, le premier ou le deuxième mode de variabilité des paramètres de forme d'onde altimétrique obtenus par analyse en composantes principales est proche des variations d'intensité de vent à la surface de la calotte. Nous avons déjà vu que ces deux premiers modes, tout comme les vents, présentaient un cycle annuel marqué. L'existence de ces cycles annuels peuvent en partie expliquer les fortes valeurs de corrélations trouvées ici. Nous représentons également les courbes des trois premiers modes en parallèle avec les courbes de variations de vent aux emplacements des mêmes stations que précédemment (figure 5.18).

Nous avons constaté ici qu'il existe une correspondance entre les variations de vent et le comportement temporel des paramètres de forme d'onde altimétrique.

La puissance rétrodiffusée par la surface glacée de l'Antarctique est en théorie liée à la rugosité de cette surface (Rémy et Minster, 1990), et devrait donc évoluer en réponse à son évolution sous les contraintes exercées par les vents. Cependant, nous avons ici montré que l'utilisation du coefficient de rétrodiffusion seul ne permettait pas de reconstituer les variations de vent à la surface de la calotte polaire Antarctique. En effet, d'autres processus entrent en jeu pour expliquer les variations de rétrodiffusion. De plus, nous avons vu que les vents n'avaient pas le même effet en tout point de la calotte. Ils n'ont de surcroît pas les mêmes effets selon leur intensité, et la durée pendant laquelle ils gardent les mêmes caractéristiques (Mather et al., 1962). Les liens entre les variations de vent et les modes de variabilité des paramètres de forme d'onde sont relativement forts. Nous allons par conséquent exploiter l'ensemble des paramètres de forme d'onde pour comprendre les liens entre variations d'intensité de vent, et variation de l'ensemble de la forme d'onde altimétrique.

5.3 Reconstitution des anomalies de vent grâce à l'altimètre

Puisque les modes de variabilité des paramètres caractérisant la forme d'onde altimétrique et les variations de vent présentent des similitudes (voir figure 5.18), nous allons désormais nous intéresser à l'ensemble des paramètres caractérisant les formes d'onde dans les deux fréquences d'observation. Nous nous étions jusqu'à présent concentré sur la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion aux changements de rugosité de surface occasionnés par les vents. Or le signal altimétrique n'est pas seulement sensible à l'état de la surface, qui lui-même ne se caractérise pas uniquement par sa rugosité. De plus l'altimètre réagit également à des modifications des propriétés de subsurface. Lorsque l'on étudie la sensibilité des paramètres de forme d'onde aux changements de vents, il faudrait pouvoir s'affranchir de cette partie des variations de signal, c'est-à-dire différencier le signal de surface du signal de volume. C'est dans ce but que l'on utilise l'ensemble des paramètres de forme d'onde, et non pas uniquement le coefficient de rétrodiffusion.



(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/NCAR (c) NCEP/DOE (d) NCEP/DOE (e) ERA-Interim (f) ERA-Interim

FIGURE 5.18 – *Anomalies de Vent et courbes des modes propres de l'analyse en composante principale des paramètres de forme d'onde altimétriques*

Afin de mieux comprendre les liens entre les variations d'intensité de vent et le comportement temporel des paramètres de forme d'onde, nous commençons par chercher une relation multi-linéaire liant les variations des différents paramètres de forme d'onde aux variations d'intensité de vent à la surface de la calotte polaire.

Ainsi, pour chaque point de la grille couvrant le continent Antarctique, nous cherchons les coefficients a_i qui minimisent la relation

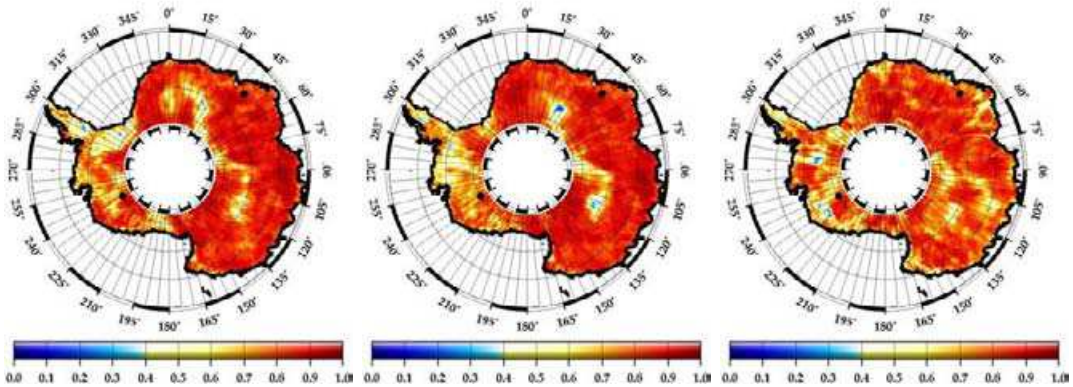
$$W(t) - \sum_{i=1}^{n} a_i \times P_i(t)$$

où $W(t)$ désigne les anomalies temporelles d'intensité de vent au point considéré et les $P_i(t)$ désignent les anomalies temporelles des paramètres de forme d'onde pour ce même point. Il s'agit là encore d'une régression point par point (spatialement) entre les anomalies temporelles de vitesse du vent d'une part, et les paramètres de forme d'onde d'autre part.

Nous commençons par prendre en compte les sept paramètres de forme d'onde habituels ($n = 7$). A savoir les trois paramètres de forme d'onde en bande Ku (rétrodiffusion, largeur du front de montée et pente du flanc descendant), ainsi que les différences entre les deux fréquences de ces paramètres. Nous y ajoutons la différence de hauteur mesurée qui varie en fonction des propriétés de la surface et de la subsurface, et tout particulièrement en fonction de la différence de profondeur de pénétration entre chacune des ondes.

Pour évaluer la pertinence d'un tel ajustement nous cartographions les corrélations calculées point par point entre d'une part les courbes correspondant à l'ajustement et d'autre part les variations d'intensité de vent dans les différentes réanalyses (voir figure 5.19). Les valeurs moyennes (pour l'ensemble de la calotte polaire) de ces corrélations sont présentées dans le tableau 5.1 dans lequel nous faisons également figurer les valeurs obtenues dans tous les autres cas de figures précédemment envisagés (avec la rétrodiffusion en bande S, en bande Ku, et en bande Ku en prenant en compte un éventuel déphasage) et ceux qui seront vus par la suite. Nous constatons assez naturellement que plus le nombre de paramètres de forme d'onde pris en considération est grand, plus les courbes calculées sont proches des variations d'intensité de vent. Mathématiquement nous ajoutons des degrés de liberté qui ne peuvent qu'améliorer les ajustements. Physiquement, nous prenons en compte des paramètres aux sensibilités différentes, qui permettent de mieux isoler l'effet des variations de vent sur la forme de l'écho radar altimétrique des autres processus modifiant l'état de surface et de subsurface. Ainsi, lorsque nous utilisons 7 paramètres nous obtenons de bonnes performances avec des corrélations en moyenne supérieure à 0,8. Il nous faut cependant désormais comprendre quel est le rôle joué par chacun des paramètres de forme d'onde et déterminer leur sensibilité aux changements d'intensité de vent et à certains états de la surface. Nous remarquons dans les valeurs figurant dans le tableau 5.1 que les corrélations entre les vents reconstitués grâce à l'altimètre sont souvent moins bien corrélés avec les vents ERA-Interim, et sont comparables pour les deux versions NCEP, ces deux modèles étant eux-mêmes très proches l'un de l'autre.

Pour mieux se représenter les correspondances entre les courbes de variations



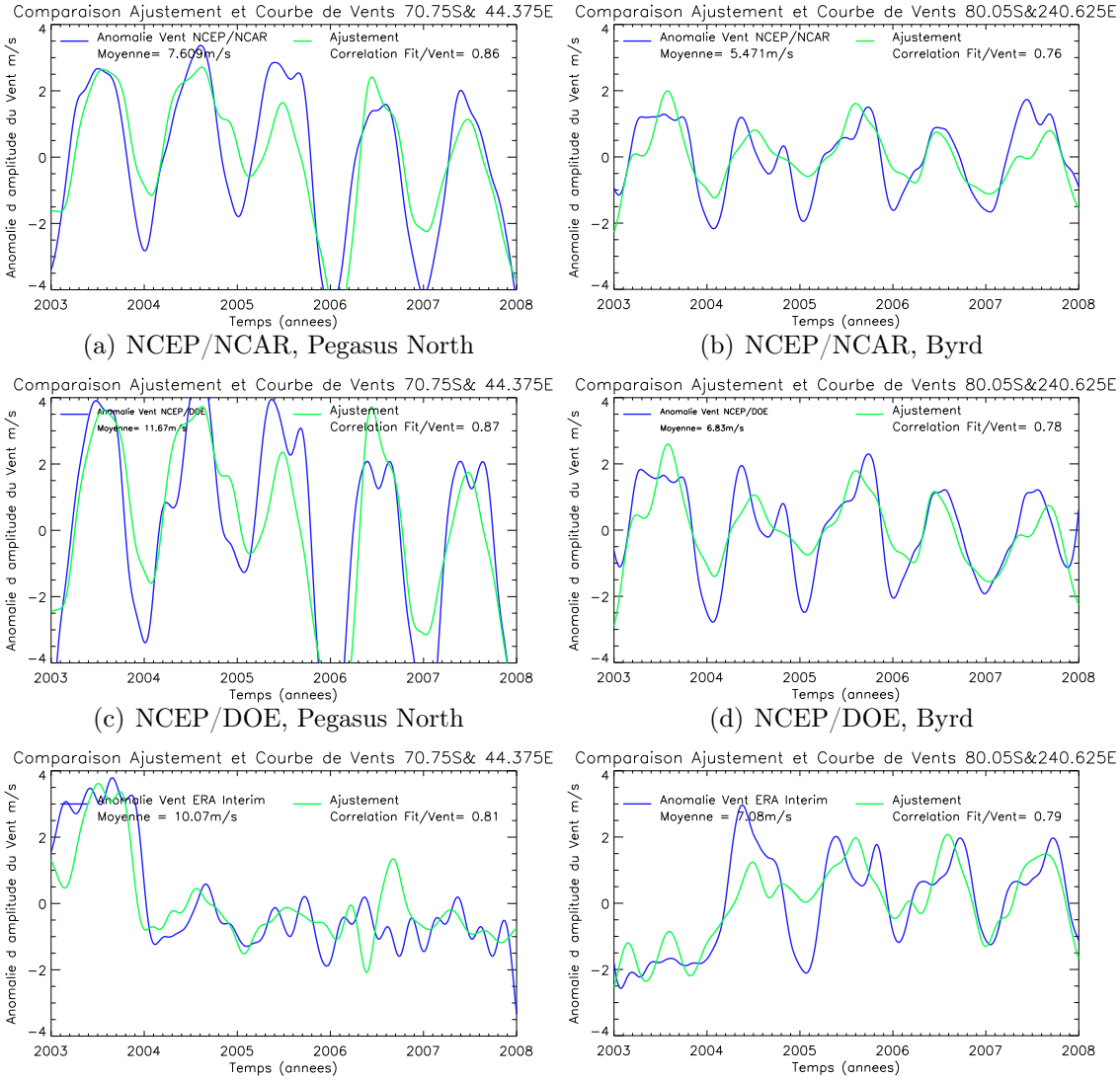
(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 5.19 – *Corrélations entre les ajustements effectués à l'aide de 7 paramètres de forme d'onde et les variations d'intensité de vent*

de vent calculées et les courbes issues des réanalyses, nous représentons sur la figure 5.20 les anomalies de vent d'après les différentes réanalyses et les ajustements correspondants. Nous remarquons que lorsque les variations de vent sont marquées et relativement saisonnières, le vent reconstitué grâce à l'altimètre reproduit assez fidèlement les vents des réanalyses. Cela est moins évident lorsque les vents des réanalyses présentent des variations d'échelle intra-saisonnière. Les courbes présentées ici correspondent à des régions pour lesquelles les vents des réanalyses sont relativement intenses puisque les valeurs moyennes pour la période d'étude sont comprises entre 7m/s et 11m/s. Il est à noter que les vents intenses correspondent généralement à l'écoulement catabatique et sont par conséquent constants dans leur direction.

La variabilité interannuelle est parfois bien reproduite par les ajustements (voir figure 5.20(a)), ce qui laisse à penser que les variations des conditions météorologiques, et notamment des vents, d'une année sur l'autre affectent la forme des échos radars enregistrés par altimétrie, et donc potentiellement les tendances des bilans de masse de la calotte polaire Antarctique établis par altimétrie satellitaire. Les observations altimétriques ne couvrent effectivement pas une période suffisamment longue pour s'affranchir de la variabilité inter-annuelle dans les calculs de tendance.

Nous cherchons également à étudier les variations intra-annuelles de nos ajustements. Les caractéristiques des vents sont en effet différentes en hiver ou en été. Les vents catabatiques dominent largement l'écoulement des masses d'air en surface pendant l'hiver Austral. Leur importance s'affaiblit en été, permettant ainsi d'observer des vents plus faibles d'origine non catabatique (Parish, 2007). La représentation des valeurs des vents reconstitués en fonction des vents des réanalyses pendant la saison d'hiver austral (juin, juillet et août) et pendant la saison d'été (décembre, janvier et février) sous forme de nuages de points ne met en évidence aucune différence fondamentale d'une saison à l'autre, si ce n'est que l'on ne trouve pas en été des valeurs d'intensité de vent aussi fortes que cela est parfois le cas en hiver, ce à quoi l'on s'attendait. Nous utilisons des paramètres de forme d'onde qui sont sensibles à une grande diversité de paramètres du manteau neigeux, et qui évoluent en réponse à d'autres forçages que les changements de conditions de vent.



(a) NCEP/NCAR, Pegasus North (b) NCEP/NCAR, Byrd

(c) NCEP/DOE, Pegasus North (d) NCEP/DOE, Byrd

(e) ERA-Interim, Pegasus North (f) ERA-Interim, Byrd

FIGURE 5.20 – *Comparaison des variations d'intensité de vent dans les réanalyses et des ajustements respectifs réalisés grâce aux 7 paramètres de forme d'onde en deux emplacements*

Paramètres utilisés	NCEP/NCAR	NCEP/DOE	ERA-Interim
Rétrodiffusion Ku	0,30	0,29	0,29
Rétrodiffusion S	0,41	0,40	0,32
Rétrodiffusion Ku + Déphasage	0,42	0,41	0,36
7 paramètres 2003-2007	0,81	0,80	0,78
7 paramètres 2003-2006	0,83	0,82	0,81
7 paramètres 2004-2007	0,83	0,81	0,73
7 paramètres Test année 2007	0,62	0,59	0,40
7 paramètres Test année 2003	0,73	0,76	0,56
5 Paramètres (pas de front)	0,76	0,75	0,68

TABLE 5.1 – *Corrélations moyennes pour l'ensemble de la surface de la calotte polaire entre les différents ajustements réalisés pour reconstituer les séries temporelles de vent issues des réanalyses de modèles globaux atmosphériques. Des tests ont été réalisés avec les 7 paramètres de forme d'onde : l'ajustement a été calculé sur les 5 ans de la période d'étude (2003-2007), puis respectivement sur les 4 premières (2003-2006)/dernières (2004-2007) années de la période, et les coefficients calculés par ajustement ont été appliqués à la dernière (Test 2007)/première année (Test 2003), afin de voir si les performances de l'ajustement étaient maintenues ou si elles chutaient.*

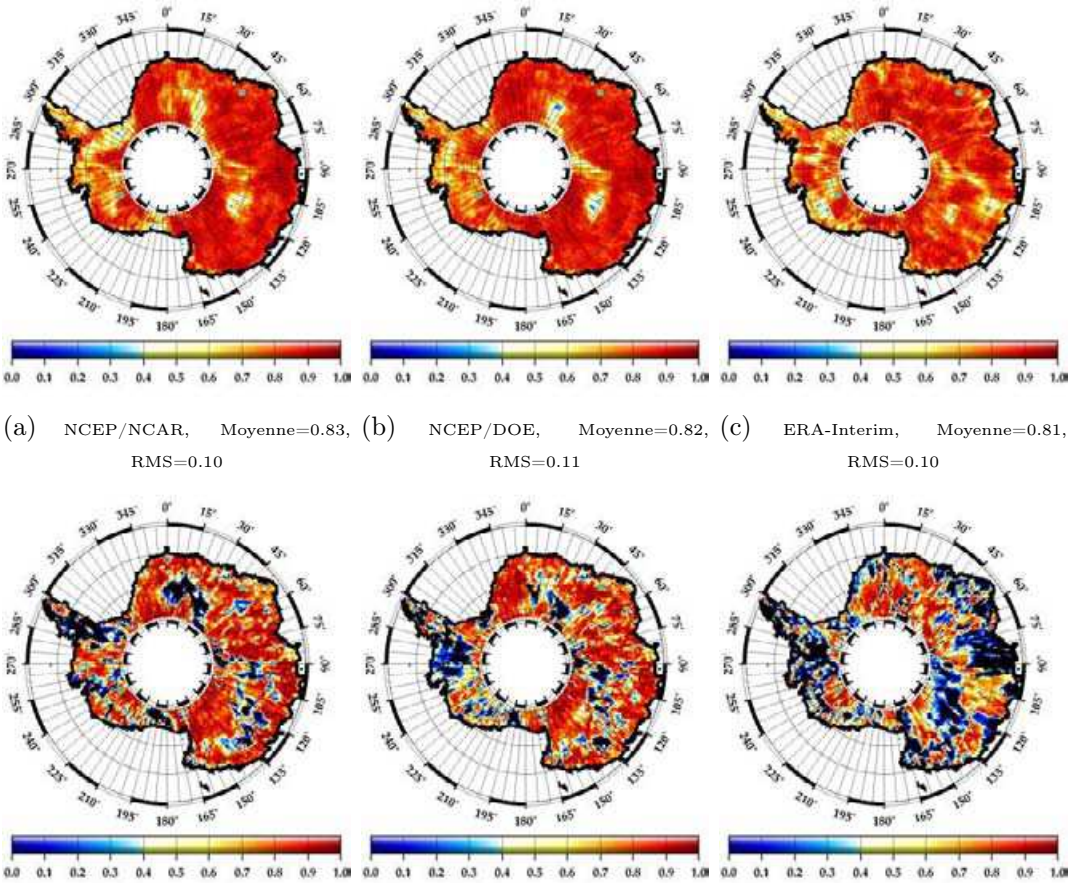
Notre méthodologie étant assez simpliste, nous pouvons nous attendre à ne pas totalement parvenir à isoler les effets des vents des autres processus. Nous aurions pu obtenir des caractéristiques très différentes entre les nuages de points hivernaux et estivaux en témoignage des variations des paramètres de forme d'onde sous l'effet de variables autres que les vents, ainsi que des différences dans les régimes de vent. Par exemple, la température contrôle la densification du manteau neigeux, et les variations de température affectent par conséquent les paramètres de forme d'onde. Or nos ajustements ne semblent pas être outre mesure perturbés par ces effets.

Nous n'avons en revanche pas présenté les cartes des coefficients calculés dans l'ajustement. Ces coefficients varient d'un point à l'autre de la calotte, quel que soit le paramètre de forme d'onde considéré. Plusieurs explications sont possibles. Des états de surface variables à l'échelle de la calotte polaire expliquent l'existence d'ajustement valables uniquement localement, et non généralisables à l'ensemble de la calotte polaire. Ensuite, les paramètres de forme d'onde ne sont pas indépendants les uns des autres. Par conséquent dans l'ajustement en un point, on peut exploiter quasiment indifféremment les variations de l'un des paramètres de forme d'onde, ou d'un autre qui lui est proche. Entre deux points voisins, la répartition des coefficients de l'ajustement varie parfois significativement de ce fait, alors que les jeux de coefficients de ces points voisins sont équivalents. Cela confère une certaine instabilité dans les coefficients des ajustements calculés. Cela rend l'interprétation physique des ajustements, et l'explication du rôle joué par chacun des paramètres extrêmement délicate. Il est à ce niveau complexe d'établir des conclusions claires et chiffrées sur la sensibilité de chacun des paramètres de forme d'onde aux variations de vents.

Nous nous intéressons par la suite à la fiabilité que nous pouvons accorder à nos

ajustements, et chercherons à comprendre si la variabilité inter-annuelle fidèlement reproduite est bien liée à la sensibilité de l'altimètre aux changements d'état de la surface de la calotte polaire sous l'effet des vents, ou si elle est le résultat d'un ajustement effectué avec suffisamment de degrés de liberté pour obtenir des résultats cohérents.

5.3.1 Validation des relations obtenues : Application des relations empiriques à une année test

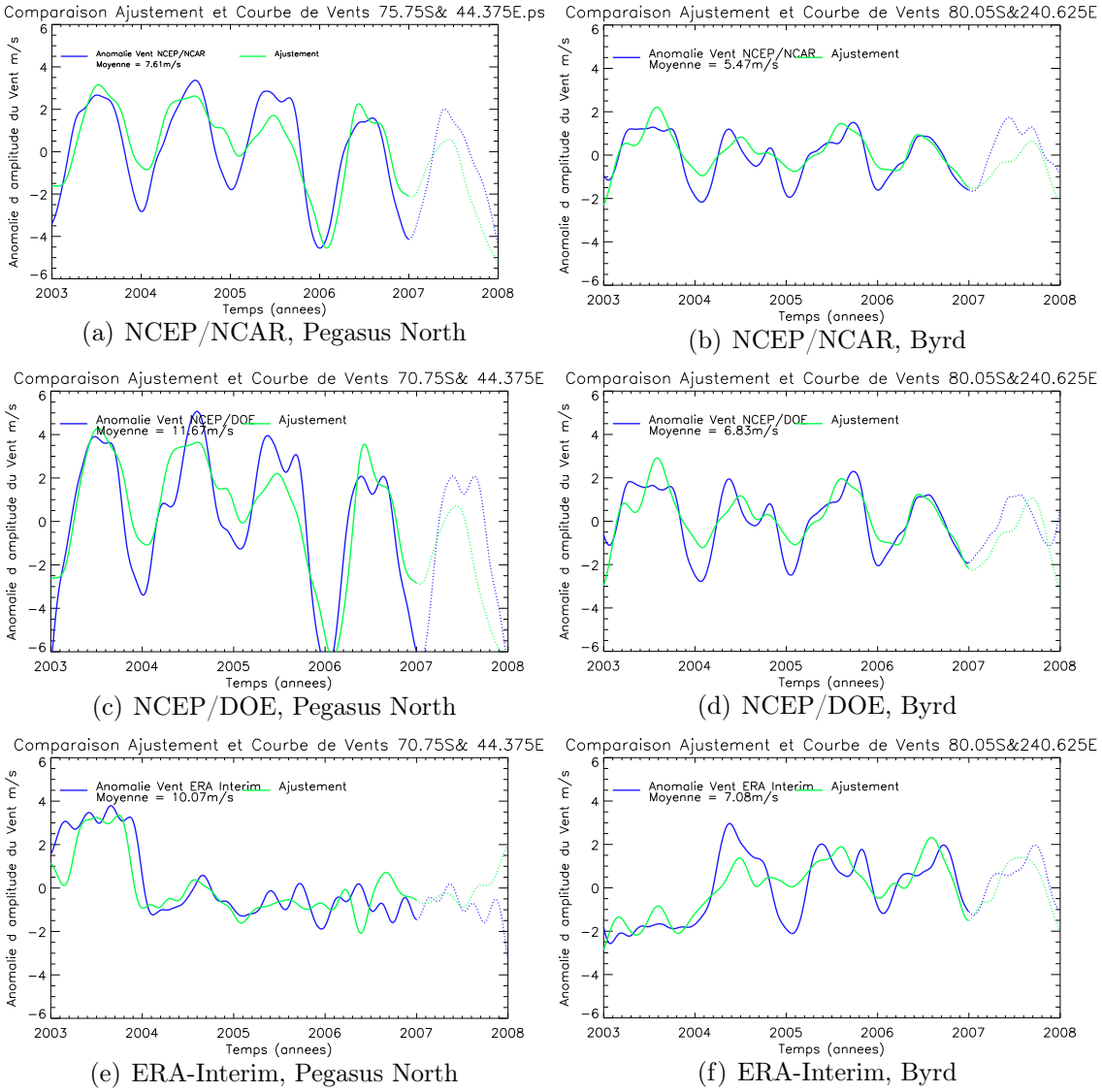


(a) NCEP/NCAR, Moyenne=0.83, RMS=0.10 (b) NCEP/DOE, Moyenne=0.82, RMS=0.11 (c) ERA-Interim, Moyenne=0.81, RMS=0.10

(d) NCEP/NCAR, Moyenne=0.62, RMS=0.38 (e) NCEP/DOE, Moyenne=0.59, RMS=0.37 (f) ERA-Interim, Moyenne=0.40, RMS=0.42

FIGURE 5.21 – *Corrélations entre les ajustements effectués à l'aide de 7 paramètres de forme d'onde et les variations d'intensité de vent sur la période 2003-2006 (figures a,b et c). Les coefficients calculés sont ensuite appliqués aux séries temporelles des paramètres de forme d'onde pour l'année 2007, et les corrélations entre vents reconstitués et vents des réanalyses sont de nouveau calculées (figures d, e et f)*

Nous avons déjà constaté que la variabilité inter-annuelle était parfois bien reproduite par les ajustements calculés. Nous cherchons alors à tester cette capacité d'apprentissage de l'altimètre : si nous construisons une relation multi-linéaire entre



(a) NCEP/NCAR, Pegasus North

(b) NCEP/NCAR, Byrd

(c) NCEP/DOE, Pegasus North

(d) NCEP/DOE, Byrd

(e) ERA-Interim, Pegasus North

(f) ERA-Interim, Byrd

FIGURE 5.22 – *Courbes des vents issus des réanalyses ainsi que des vents reconstitués à partir des paramètres de forme d'onde sur la période 2003-2006. Les courbes se prolongent en pointillé sur l'année 2007 pour laquelle les coefficients calculés pour 2003-2006 sont appliqués aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde.*

les paramètres de forme d'onde adaptée à partir de 4 ans de données pour suivre les variations de vent fournies par les réanalyses de modèles atmosphériques et si nous appliquons les coefficients ainsi déterminés à la cinquième année de données, conservons-nous un bon accord entre les réanalyses et le vent reconstitué grâce à l'altimètre ?

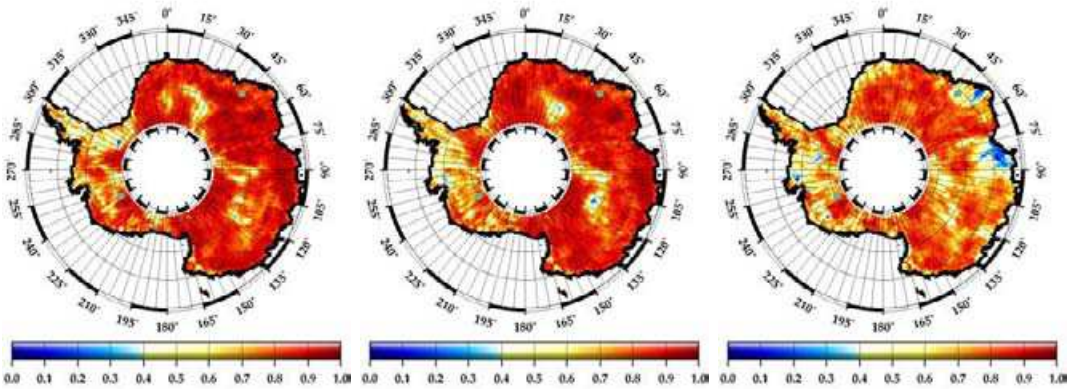
Nous calculons les ajustements (c'est-à-dire les coefficients multiplicateurs que l'on doit appliquer à chacun des paramètres de forme d'onde) pendant les 4 premières années de la période de temps étudiée, ainsi que pendant les 4 dernières années. Nous étudions ensuite si l'accord entre les ajustements et les vents des réanalyses restent satisfaisant pendant respectivement la dernière et la première année de notre période d'étude. Nous comparons également les propriétés des ajustements calculés pour les deux périodes, et évaluons ce qu'ils ont en commun.

Nous effectuons ces deux tests car notre période d'étude est relativement courte, et il se peut qu'une des années soit exceptionnelle, du point de vue des réanalyses, ou du point de vue des observations altimétriques. Ainsi, supposons que sur la période de 5 ans, nous avons 4 années relativement similaires, sans grande variabilité interannuelle, et une cinquième année significativement différente. Le test appliqué à l'une des 4 années similaires donnerait des résultats sensiblement différents au test effectué sur l'année "exceptionnelle". Si le caractère exceptionnel d'une année est présent uniquement dans les observations altimétriques, ou uniquement dans les réanalyses, nous n'aurons pas le moyen d'identifier la cause de cette divergence : l'altimètre aura-t-il été particulièrement sensible à un processus indépendant des conditions de vent ou bien les réanalyses auront-elles manqué un événement particulier, ou au contraire auront-elles à tort fourni des vents d'intensité remarquable sans que cela n'ait sur le terrain été le cas ?

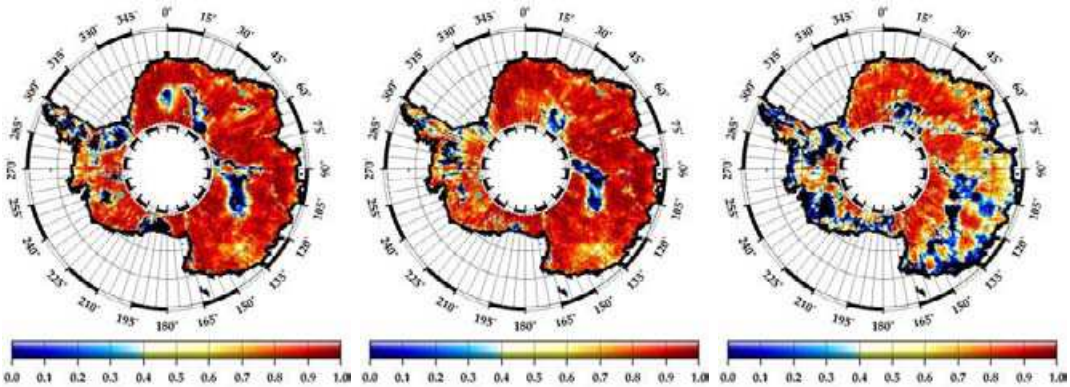
Nous commençons par présenter les cartes de corrélations pour la période pendant laquelle l'ajustement est calculé, à savoir 2003-2006 (figures 5.21(a) à 5.21(c)), puis nous utilisons les coefficients résultant de cet ajustement, les appliquons aux observations altimétriques de la 5ème année (2007) et calculons là encore les corrélations entre ces vents recomposés et les vents issus des réanalyses de modèles atmosphériques (figures 5.21(d) à 5.21(f)). Des exemple de courbes de ces ajustements sont présentées sur la figure 5.22. La même démarche est appliquée en calculant les ajustements sur la période 2004-2007 et en utilisant l'année 2003 comme année test (figures 5.23 et 5.24).

Les valeurs moyennes des corrélations pour l'ensemble de la surface de la calotte polaire baissent (tableau 5.1 ainsi qu'en légende des figures) tout en demeurant acceptables ; les corrélations qui étaient en moyenne de l'ordre de 0,8 sont désormais en moyenne entre 0,4 et 0,6 lorsque 2007 est l'année test. Lorsque l'année test est 2003, les corrélations sont plus élevées, dépassant 0.7 pour les deux versions de NCEP. Cela se voit lorsque l'on compare l'évolution des cartes de corrélation pour chacune des réanalyses sur les figures 5.21 et 5.23. Les zones où les corrélations sont faibles pour l'année test sont plus étendues figure 5.21 que figure 5.23. Nous constatons ici l'importance de tester les coefficients calculés sur deux périodes différentes. Il semble que le comportement temporel de la forme d'onde comme des variations de vent soient en 2003 analogues à celui des années suivantes.

Toutefois, comme ces valeurs sont des moyennes pour l'ensemble de la calotte

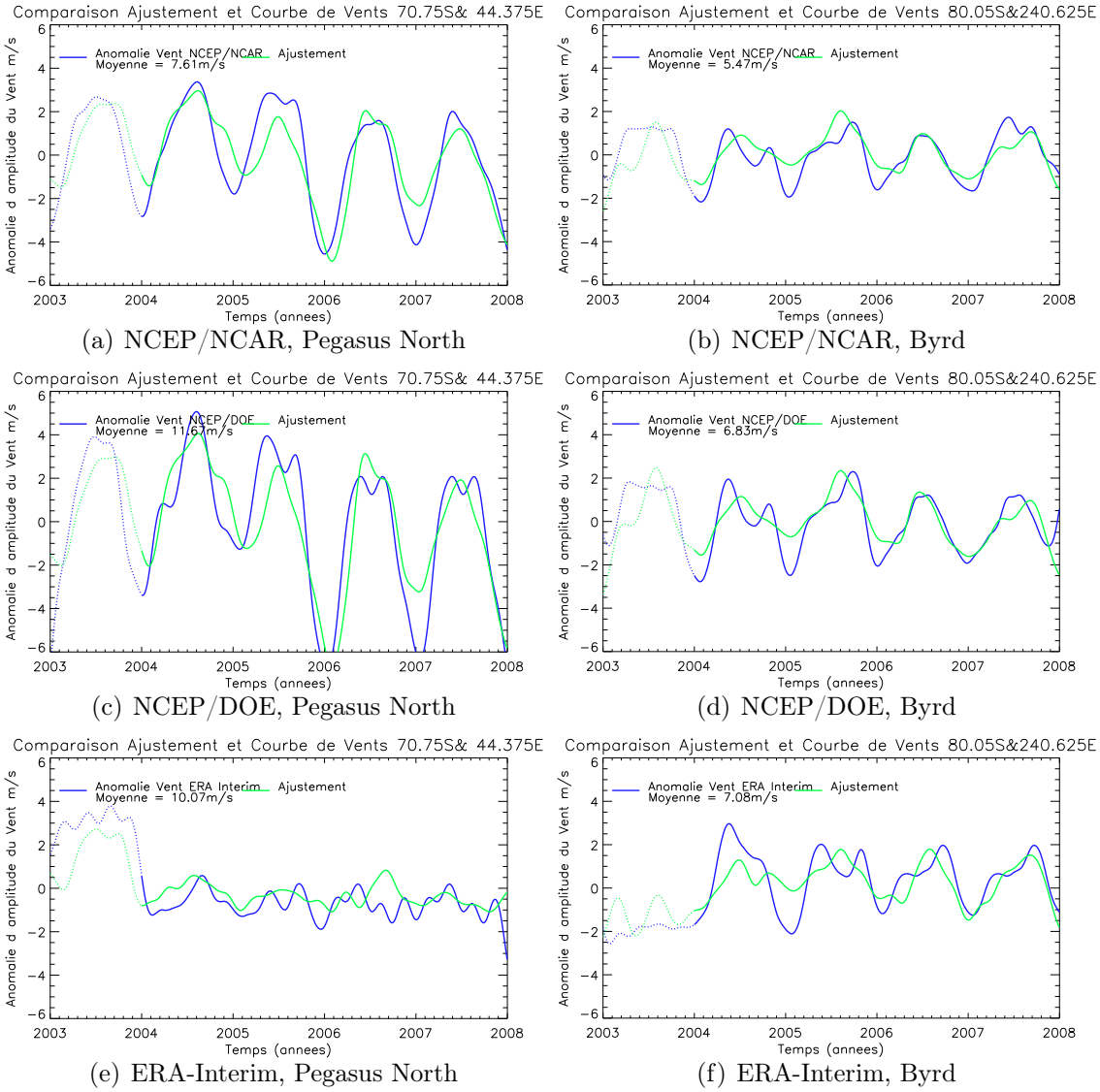


(a) NCEP/NCAR, Moyenne=0.83, RMS=0.11 (b) NCEP/DOE, Moyenne=0.81, RMS=0.12 (c) ERA-Interim, Moyenne=0.73, RMS=0.13



(d) NCEP/NCAR, Moyenne=0.73, RMS=0.29 (e) NCEP/DOE, Moyenne=0.76, RMS=0.27 (f) ERA-Interim, Moyenne=0.56, RMS=0.36

FIGURE 5.23 – *Corrélations entre les ajustements effectués à l'aide de 7 paramètres de forme d'onde et les variations d'intensité de vent sur la période 2004-2007 (figures a,b et c). Les coefficients calculés sont ensuite appliqués aux séries temporelles des paramètres de forme d'onde pour l'année 2003, et les corrélations entre vents reconstitués et vents des réanalyses sont de nouveau calculées (figures d, e et f)*



(a) NCEP/NCAR, Pegasus North (b) NCEP/NCAR, Byrd

(c) NCEP/DOE, Pegasus North (d) NCEP/DOE, Byrd

(e) ERA-Interim, Pegasus North (f) ERA-Interim, Byrd

FIGURE 5.24 – *Courbes des vents issus des réanalyses ainsi que des vents reconstitués à partir des paramètres de forme d'onde sur la période 2003-2006. Les courbes se prolongent en pointillé sur l'année 2007 pour laquelle les coefficients calculés pour 2003-2006 sont appliqués aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde.*

polaire, il est important d'étudier la répartition des valeurs de corrélation à l'échelle de la calotte polaire Antarctique, ce qui est montré sur les figures 5.21 et 5.23. L'écart type des valeurs de corrélation est plus important pour les années test que pour les années prises en compte dans le calcul. Cela montre que si pour certaines régions les valeurs de corrélation se maintiennent à des niveaux respectables, en d'autres endroits ils diminuent plus nettement. La cartographie des corrélations permet effectivement de distinguer des régions pour lesquelles la corrélation demeure importante durant l'année test, et d'autres pour lesquelles elle devient quasiment nulle.

Dans le premier cas, nous pouvons nous attendre à ce que les variations temporelles de la forme d'onde altimétrique soient effectivement en partie contrôlées par les variations d'intensité de vent. Il est également possible que les variations des intensités de vent dans les réanalyses comme dans les observations altimétriques suivent un cycle annuel marqué, et une fois les paramètres de forme d'onde judicieusement combinés sur une période donnée (calcul de l'ajustement sur 4 ans), il devient alors possible de retrouver le cycle annuel d'intensité de vent avec une erreur relativement faible.

Dans le deuxième cas, l'ajustement n'est pertinent que lorsqu'il est forcé avec des variations de vent. On peut alors penser que les vents ne sont dans ces régions pas la principale source de variation de la forme d'onde. Les variations temporelles des paramètres de forme d'onde sont alors contrôlées par d'autres processus. Les régions concernées se situent essentiellement sur le plateau, là où les vents sont les plus faibles, et de direction variable. La non prise en compte des changements de direction des vents peut ici expliquer la baisse de performance de l'ajustement dans les années test. Un autre mécanisme expliquant cette baisse dans la qualité du vent reconstitué est la possible présence d'un fort signal de volume. Dans le centre de l'Antarctique, le manteau est très stratifié du fait de la faible quantité de précipitations annuelles, et chaque interface du manteau joue un rôle de réflecteur pour former un relativement fort signal rétrodiffusé. Si les variations temporelles du signal altimétrique sont dominées par des variations dans le signal de volume, les changements de rugosité ne seront alors pas détectables avec l'altimètre. Les cartes de corrélation pendant les années test (figures 5.21 et 5.23 deuxièmes lignes) diffèrent entre les trois réanalyses. Notre méthodologie étant assez simpliste, les résultats ne sont pas robustes, et dépendent fortement de ce qu'on utilise comme champs de vent en entrée.

Nous montrons comme nous l'avons déjà fait précédemment les courbes de vent issus des réanalyses et les vents calculés grâce aux paramètres de forme d'onde altimétriques. Les courbes se prolongent en pointillé pendant l'année "test" au cours de laquelle les coefficients calculés pour les 4 autres années sont appliqués. Nous utilisons toujours les mêmes emplacements, et nous avons déjà vu qu'ils se situent là ou les vents sont relativement intenses en moyenne, et nos ajustements restent relativement pertinents durant l'année test, notamment lorsque les courbes sont saisonnières. Les figures 5.22(e) et 5.24(e) sont intéressantes puisqu'à cet endroit les variations de vents données par ERA-Interim ne sont pas saisonnières. Lorsque l'ajustement est calculé sur les 4 premières années, l'altimètre peine à restituer les variations de vent dans la dernière année. En revanche, lorsque l'ajustement est

calculé sur les 4 dernières années, le vent reconstitué est plus proche du vent fourni par ERA-Interim au cours de la première année, que pendant le reste de la période. Or les caractéristiques du vent au cours de la première année diffèrent nettement de celles des années suivantes, notamment avec une amplitude bien plus importante.

5.3.2 Rôle joué par les différents paramètres de forme d'onde

L'ajustement étant une relation multi-linéaire entre différents signaux, il est important que ces signaux soient indépendants pour faciliter l'interprétation. Si l'on introduit deux signaux identiques dans l'ajustement, on pourra faire varier le coefficient du premier signal sans modifier la pertinence de l'ajustement à condition d'appliquer une variation opposée au coefficient du deuxième signal. Dans ce cas, on peut chercher à interpréter les variations de ces coefficients, alors qu'il suffirait de constater que leur somme est constante. Nous avons ici des signaux (les séries temporelles des paramètres de forme d'onde) qui ne sont pas complémentaires, comme le montrent les cartes de corrélations des paramètres de forme d'onde présentées au Chapitre Trois. Nous avons donc à faire un choix entre d'une part utiliser un maximum d'information, c'est-à-dire un maximum de paramètres, au risque de compliquer l'interprétation des ajustements calculés, et d'autre part de restreindre le nombre de paramètres exploités, au risque de perdre une partie de l'information.

Nous cherchons ici à évaluer la sensibilité des différents paramètres aux variations de vent, et voir si l'on peut s'affranchir de certains paramètres sans pour autant diminuer la qualité de l'ajustement. Nous présentons dans les tableaux 5.2 et 5.3 les corrélations moyennes pour les sections considérées des séries temporelles des paramètres de forme d'onde. Ces tableaux donnent des indications concernant les paramètres de forme d'onde susceptibles d'avoir des variations proches, et de ce fait de jouer un rôle identique et interchangeable dans la reconstitution des variations de vents.

Les deux paramètres de forme d'onde les mieux corrélés entre eux sont bien évidemment la différence de hauteur mesurée et la différence de largeur de front de montée (0,94 et 0,96). Ensuite, la largeur de front de montée et la pente du flanc descendant sont également très bien corrélées (0,80 et 0,90) le long des sections prises en exemple. Puisque ces deux paramètres présentent des variations proches en bande Ku, il est probable que cela soit également le cas en bande S, et les chiffres présentés ici montrent que les différences entre les deux fréquences pour ces deux paramètres sont de fait très bien corrélées. Nous avons alors la différence de pente du flanc fortement corrélée avec d'une part la différence de largeur de front (0,90 et 0,88) et d'autre part avec la différence de hauteur (0,82 et 0,85).

Nous avons visualisé les contributions de chacun des paramètres de forme d'onde dans les ajustements le long de deux sections de longitude constante (à 25°Est entre -75°Sud et -80°Sud et à 110°Est entre -70°Sud et -75°Sud). En se déplaçant le long de ces lignes, nous nous attendons, dans l'idéal, à ce que les contributions des paramètres évoluent en réponse à un forçage relativement homogène sur des sous-parties de la section. Une baisse brutale de la contribution d'un paramètre (c'est-à-dire une baisse de l'énergie puisée dans ce paramètre) compensée par la hausse de la contribution d'un autre pour un point le long de la section, tend à montrer que les deux

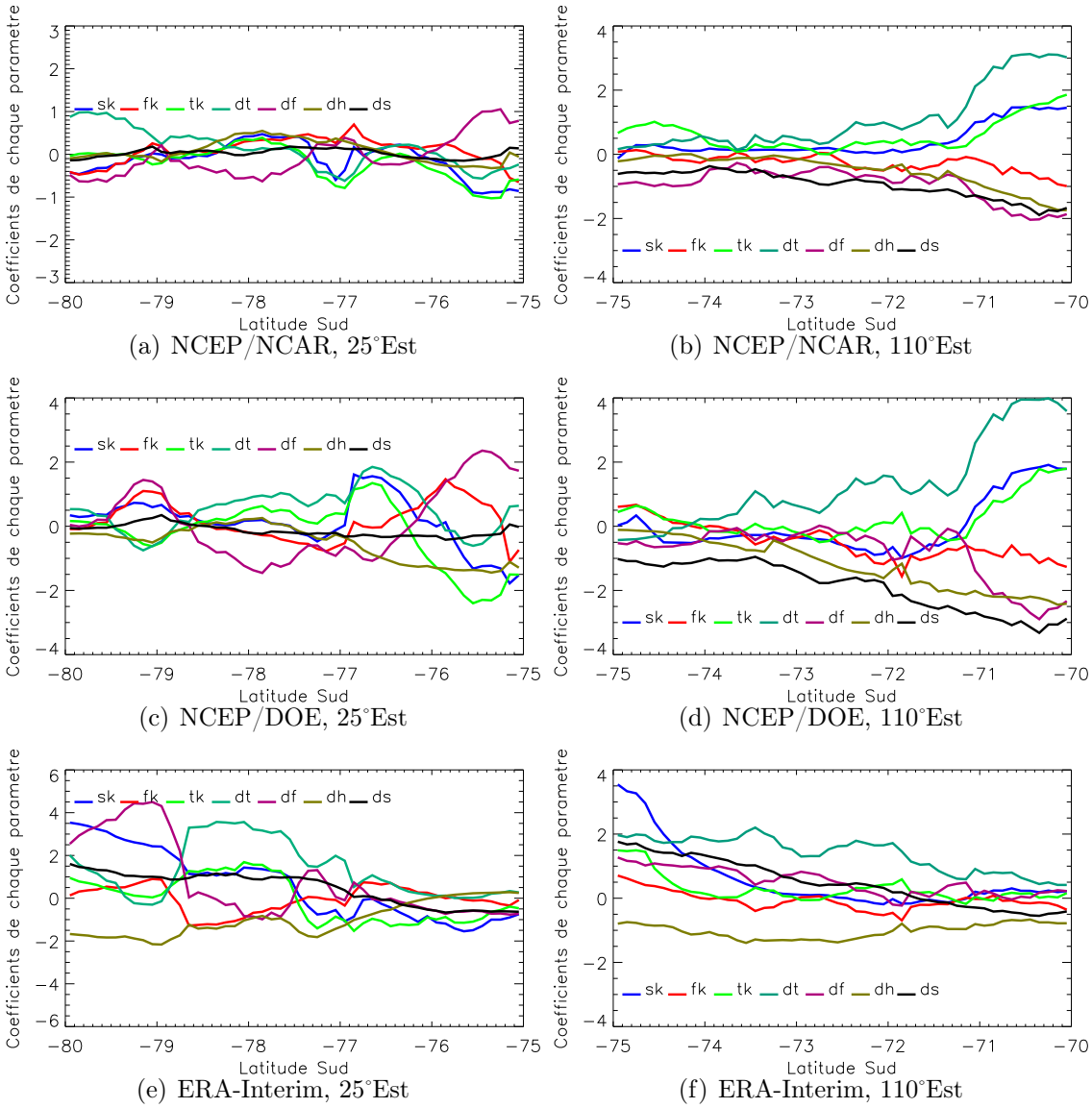
Paramètres	Bs_{Ku} *sk*	TeS_{Ku} *fk*	LeW_{Ku} *tk*	$\delta(LeW)$ *dt*	$\delta(TeS)$ *df*	$\delta(H)$ *dh*	$\delta(Bs)$ *ds*
Bs_{Ku}	1	-0,02	-0,03	-0,63	-0,41	-0,62	0,27
TeS_{Ku}	-	1	0,80	0,29	0,41	0,31	-0,47
LeW_{Ku}	-	-	1	0,40	0,57	0,40	-0,61
$\delta(LeW)$	-	-	-	1	0,90	0,94	-0,78
$\delta(TeS)$	-	-	-	-	1	0,82	-0,76
$\delta(H)$	-	-	-	-	-	1	-0,78
$\delta(Bs)$	-	-	-	-	-	-	1

TABLE 5.2 – *Corrélations entre les séries temporelles de paramètres de forme d'onde deux à deux. Les valeurs présentées ici correspondent aux moyennes le long de la section à 25°Est entre -75°Sud et -80°Sud.*

Paramètres	Bs_{Ku} *sk*	TeS_{Ku} *fk*	LeW_{Ku} *tk*	$\delta(LeW)$ *dt*	$\delta(TeS)$ *df*	$\delta(H)$ *dh*	$\delta(Bs)$ *ds*
Bs_{Ku}	1	0,44	0,28	-0,62	-0,43	-0,57	-0,26
TeS_{Ku}	-	1	0,90	-0,74	-0,80	-0,72	-0,73
LeW_{Ku}	-	-	1	-0,61	-0,58	-0,63	-0,72
$\delta(LeW)$	-	-	-	1	0,88	0,96	0,23
$\delta(TeS)$	-	-	-	-	1	0,85	0,32
$\delta(H)$	-	-	-	-	-	1	0,23
$\delta(Bs)$	-	-	-	-	-	-	1

TABLE 5.3 – *Corrélations entre les séries temporelles de paramètres de forme d'onde deux à deux. Les valeurs présentées ici correspondent aux moyennes le long de la section à 110°Est entre -70°Sud et -75°Sud.*

paramètres de forme d'onde en question sont interchangeables du point de vue de leur sensibilité aux variations de vent. Cela peut se confirmer en vérifiant si la corrélation entre les deux paramètres en question est proche ou non de l'unité en valeur absolue.



(a) NCEP/NCAR, 25°Est (b) NCEP/NCAR, 110°Est

(c) NCEP/DOE, 25°Est (d) NCEP/DOE, 110°Est

(e) ERA-Interim, 25°Est (f) ERA-Interim, 110°Est

FIGURE 5.25 – *Evolution des coefficients appliqués aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde le long de deux sections de longitude constante. Les échelles diffèrent légèrement entre certaines figures.*

La figure 5.25 représente l'évolution de l'énergie puisée dans chacun des paramètres de forme d'onde pour reconstituer les variations de vent le long d'une section de longitude constante. Il ne s'agit pas ici de séries temporelles. Nous cherchons à comprendre comment les paramètres de forme d'onde sont exploités pour reconstituer les variations de vent, et surtout comment les ajustements calculés évoluent dans l'espace. Nous représentons sur ces figures les valeurs des coefficients calculés

dans l'ajustement, normalisés par la variance de la série temporelle à laquelle ce coefficient s'applique.

Nous constatons que certains coefficients évoluent symétriquement ou asymétriquement : plus l'énergie puisée dans un premier paramètre est importante, plus celle puisée dans un second sera faible. Deux explications sont envisageables. Il se peut que les processus entrant en jeu pour lier les variations d'intensité de vent aux variations d'état de la surface évoluent dans l'espace et n'actionnent alors pas les mêmes paramètres de forme d'onde. Il se peut également que les rôles joués par chacun des deux paramètres en question soient analogues. Ainsi, plus on puise de l'énergie dans l'un, moins l'autre est exploité. Les variations dans l'espace des coefficients sont alors artificielles, et nous avons dans ce cas une relation liant les paramètres de forme d'onde pour reconstituer les paramètres de forme d'onde relativement stable dans l'espace.

Nous observons par exemple ce phénomène le long de la section à 110°Est pour les paramètres de front et de flanc en bande Ku, de façon bien visible entre 74°Sud et 70°Sud dans le cas des deux versions de NCEP, et dans une moindre mesure avec ERA-Interim. Nous avons déjà vu que ces paramètres étaient sur cette section grandement corrélés (0,90) et suivaient des cycles annuels phasés. Le même constat peut être établi pour les différences entre les deux fréquences de ces deux paramètres de forme d'onde (0,88).

Sur la figure 5.25(a) nous constatons que les coefficients associés à la rétrodiffusion et à la largeur du front de montée suivent des variations similaires le long de la section. Ces deux paramètres sont en général anti-corrélés, mais le long de la section à 25°Est la corrélation moyenne entre ces paramètres est quasiment nulle (-0.03). Nous pouvons alors penser que le long de cette section, l'état de la surface évolue, faisant varier la forme d'onde, et il faut donc adapter les coefficients calculés par ajustement. Le fait que les différents coefficients évoluent en parallèle et non de façon chaotique est relativement encourageant, il semble alors possible d'en déduire des indications sur leur rôle dans la restitution des variations de vents.

Nous remarquons qu'en général les courbes des coefficients associés à la différence de hauteur ainsi qu'à la différence de rétrodiffusion suivent des variations qui leur sont propres. En général, l'énergie puisée dans ces deux paramètres diminuent de l'intérieur du continent vers les régions côtières.

Pour les deux sections, nous remarquons que les coefficients attachés aux paramètres de front de montée en Ku et à la différence de front de montée entre les deux fréquences varient de façon analogue. La même remarque vaut dans une moindre mesure pour la pente du flanc descendant. A 25°Est, la corrélation entre ces paramètres n'est pourtant pas très élevée (0,40), elle est plus importante à 110°Est, mais devient alors négative (-0.61).

En revanche, les variations des coefficients de front de montée et de pente du flanc sont souvent contraires. Or ces paramètres sont relativement bien corrélés pour l'une et l'autre des sections (0,80 et 0,90). Ils jouent ainsi des rôles proches, la préférence étant donnée soit à l'un soit à l'autre en fonction de l'endroit considéré. Les variations spatiales des coefficients associés à ces deux paramètres ne sont ainsi pas la conséquence d'une évolution spatiale des mécanismes physiques, mais s'expliquent par la non-indépendance des séries temporelles prises en entrée.

Nous constatons ici qu'il est extrêmement délicat d'identifier quels paramètres de forme d'onde peuvent se compenser, d'autant plus que les caractéristiques des réanalyses varient entre elles, et sont donc nécessairement plus ou moins proches des conditions de vent réelles s'étant produites à la surface de la calotte pendant la période considérée.

Les courbes présentent par endroit des pics comme pour la section à 110°Est vers 72°Sud. Pour NCEP/DOE comme pour ERA-Interim, à cet endroit, les courbes des coefficients du front de montée en Ku comme de la pente du flanc en Ku présentent des pics simultanément. Cela permet de supposer que les rôles joués par les paramètres en question dans les ajustements s'échangent, et qu'ils ont alors une sensibilité assez proches aux variations de vent.

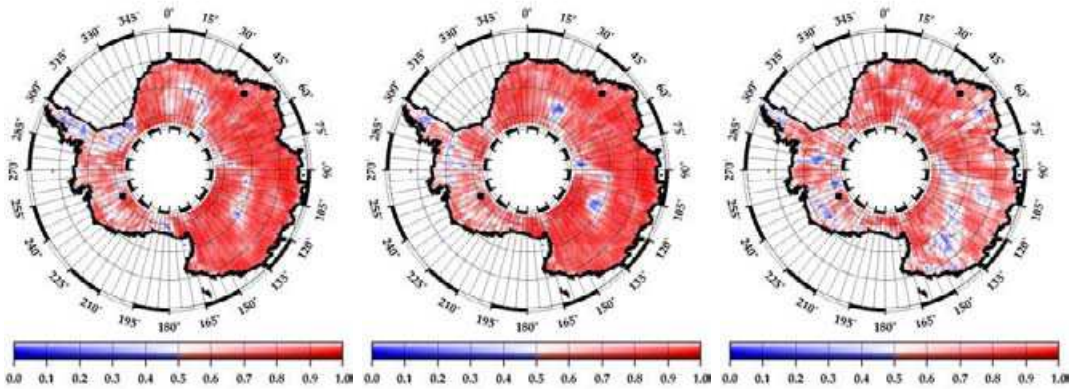
Nous observons également la présence d'un tel pic à 77.1°Sud dans la figure 5.25(a) (section 25°Est pour NCEP/NCAR) pour le coefficient de rétrodiffusion et la pente du flanc descendant en bande Ku. Or nous avons vu que d'après les valeurs de corrélations moyennes sur la section ces deux paramètres de forme d'onde sont indépendants.

Il est remarquable que les rôles joués par les différents paramètres de forme d'onde varient d'une réanalyse à l'autre : les ajustements calculés présentent une forte dépendance aux séries temporelles de vent prises en compte. Cela rend difficile la compréhension de l'impact des vents sur l'état de la surface et sur les variations de forme d'onde, puisque nous dépendons des informations a priori utilisées qui sont connues pour être imparfaites (Bromwich, 2004)

Nous avons ici observé les évolutions des coefficients appliqués aux paramètres de forme d'onde le long de deux sections. En apparence très bruitées, les variations des coefficients du calcul d'ajustement sont généralement à mettre en relation avec la non-indépendance des séries temporelles exploitées dans l'ajustement, et les relations calculées sont en réalité relativement stables dans l'espace le long de ces sections. La préférence dans le calcul d'ajustement étant donné alternativement à l'un ou l'autre des paramètres de forme d'onde.

Nous cherchons alors à limiter le nombre de paramètres de forme d'onde exploités, afin de réduire le nombre de variables dépendantes prises en compte dans le calcul d'ajustement. Nous réalisons ici un ajustement en n'utilisant que cinq paramètres de forme d'onde : nous ne nous servons plus des paramètres de front de montée. Ceux-ci sont, comme il l'a été mentionné précédemment, très liés aux paramètres de pente du flanc descendant ainsi qu'à la différence de hauteur. Nous calculons de nouveau pour cet ajustement à 5 paramètres les corrélations entre les variations de vent et les ajustements réalisés (figure 5.26), et nous présentons les courbes obtenues en deux endroits (figure 5.27). Nous présentons également les courbes d'évolution des coefficients le long des deux sections à 25°Est et à 110°Est (figure 5.28) afin de vérifier si l'interprétation des variations dans l'espace des coefficients de l'ajustement est ou non plus aisée en limitant le nombre de paramètres pris en entrée.

La valeur de la corrélation moyenne obtenue pour l'ensemble de la surface est récapitulée dans le tableau 5.1. Elle est moins élevée que lorsque l'on exploite les sept paramètres de forme d'onde mais reste tout à fait acceptable. Les courbes (figure 5.27) présentées ne montrent pas de différences majeures avec celles obtenues en



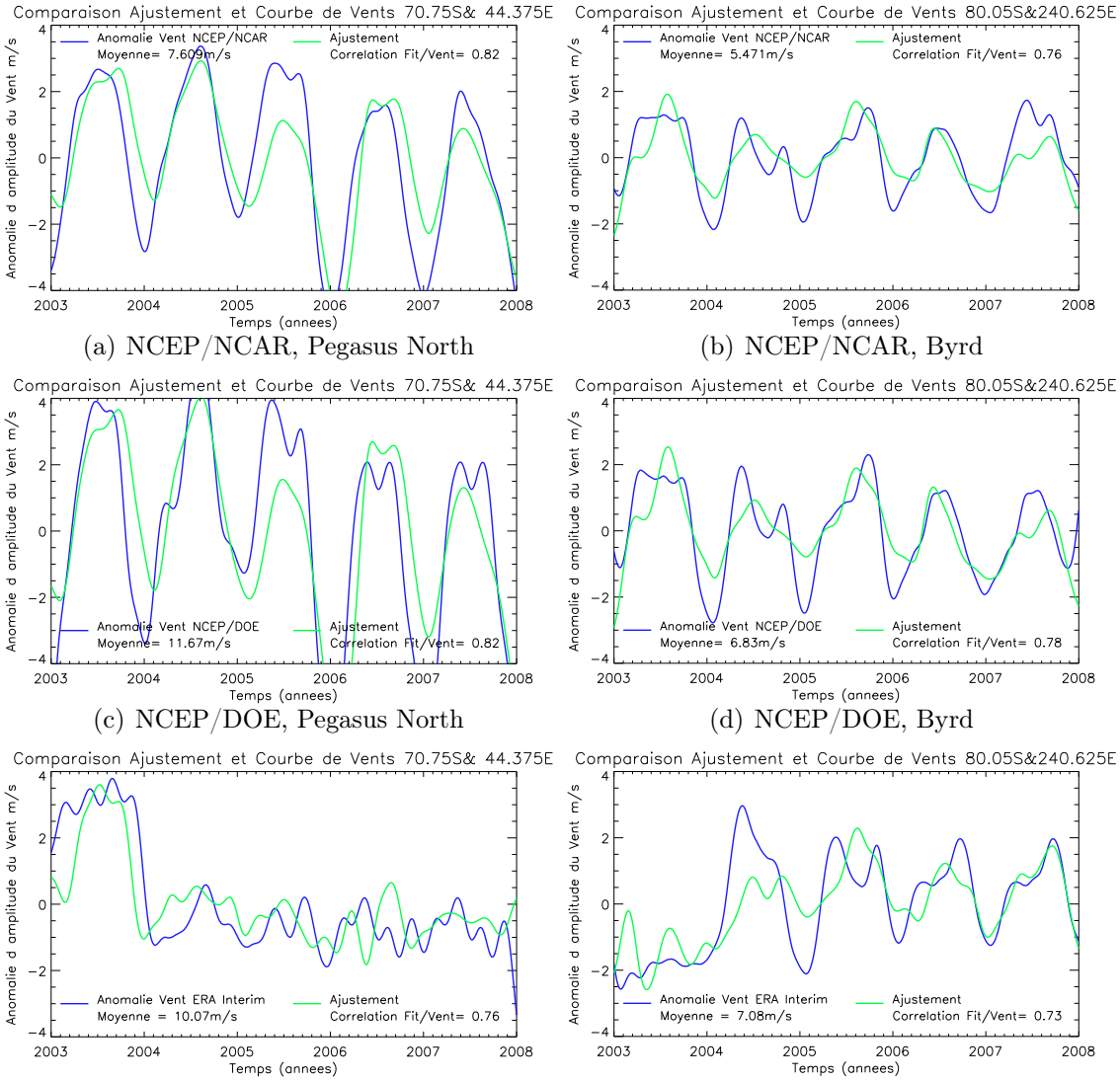
(a) NCEP/NCAR (b) NCEP/DOE (c) ERA-Interim

FIGURE 5.26 – *Corrélations entre les ajustements effectués à l'aide de 5 paramètres de forme d'onde et les variations d'intensité de vent sur la période 2003-2007. La largeur du front de montée n'est ici pas pris en considération, que ce soit en bande Ku ou dans la différence entre bande S et Ku*

utilisant les sept paramètres de forme d'onde. Les amplitudes maximales des vents ne sont ni plus ni moins bien restituées.

Nous observons en revanche une grande différence dans l'évolution des coefficients de l'ajustement le long des deux sections prises en exemple. Les coefficients issus de l'ajustement évoluent plus régulièrement dans l'espace lorsque l'on ne prend en compte que 5 paramètres de forme d'onde. On observe toutefois quelques variations brusques, puisque si l'on s'est affranchi d'une partie de la non-indépendance des séries temporelles initiales, nous ne l'avons pas entièrement éliminée.

Nous pouvons constater une fois de plus l'importance prise par les séries temporelles de vents utilisées a priori. Le long de la section à 25°Est l'évolution du poids accordé à chacun des paramètres de forme d'onde varie entre les deux versions de NCEP et Era-Interim. Il est probable que cela soit causé par des variations de vents propres à chacune des réanalyses.



(a) NCEP/NCAR, Pegasus North (b) NCEP/NCAR, Byrd

(c) NCEP/DOE, Pegasus North (d) NCEP/DOE, Byrd

(e) ERA-Interim, Pegasus North (f) ERA-Interim, Byrd

FIGURE 5.27 – *Courbes des vents issus des réanalyses ainsi que des vents reconstitués à partir de 5 paramètres de forme d'onde sur la période 2003-2007. La largeur du front de montée n'est ici pas pris en considération, que ce soit en bande Ku ou dans la différence entre bande S et Ku*

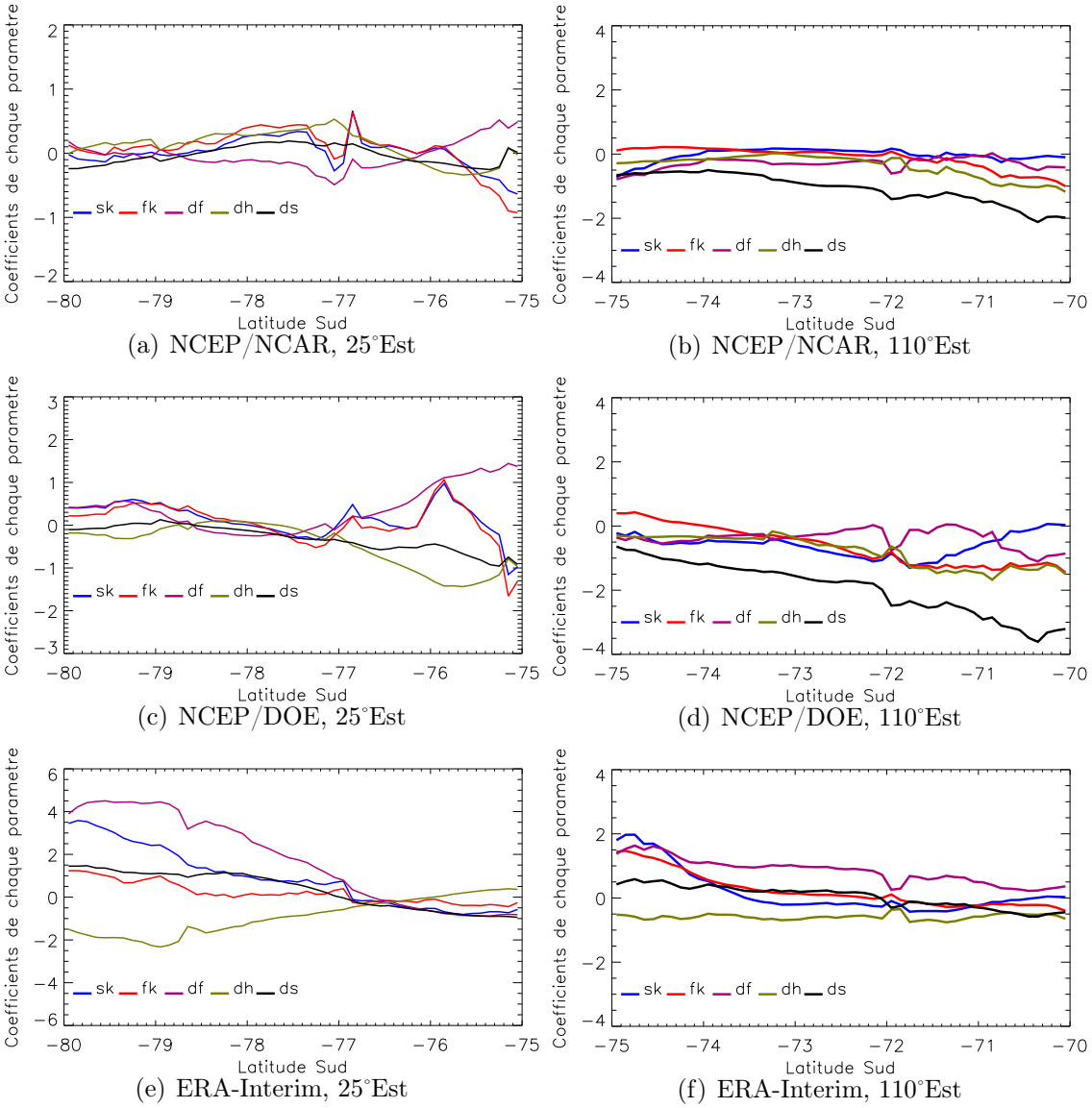


FIGURE 5.28 – *Evolution des coefficients appliqués aux séries temporelles de paramètres de forme d'onde le long de deux sections de longitude constante. Les échelles diffèrent légèrement entre certaines figures.*

Conclusion

Nous avons dans ce chapitre cherché à comprendre comment les variations de vent, en modifiant l'état de la surface en Antarctique, affectaient les paramètres de forme d'onde altimétrique, et donc les variations de volume de la calotte mesurées par altimétrie satellitaire.

Nous nous sommes dans un premier temps intéressés aux liens entre variations d'intensité de vent et variations du coefficient de retrodiffusion en bande Ku et en bande S. Nous avons alors pu distinguer des régions pour lesquelles le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku est positivement corrélé au vent, d'autres pour lesquelles la corrélation est négative. Ce coefficient de rétrodiffusion est en effet parfois maximal en été, parfois en hiver, alors que les vents sont toujours d'intensité maximale en hiver austral. La cause de ce déphasage n'est pas connue, et peut s'expliquer par une réponse différente de l'état de la surface aux conditions météorologiques, et en particulier aux conditions de vents, éventuellement en association avec d'autres variables.

Nous avons établi des correspondances entre ces deux régions identifiées et les zones caractérisées par la présence de champs de mégadunes, en association avec des relations particulières entre direction du vent et orientation des pentes. Les différents types de surface (lisses ou rugueuses) sont en effet susceptibles d'induire des relations différentes entre vents et coefficient de rétrodiffusion. Hormis les différents types de surface, nous pouvons envisager d'expliquer ce comportement variable d'une région à l'autre en relation avec d'autres variables météorologiques telles que les précipitations. Celles-ci apportent une couche de neige plus facilement maléable par les vents, mais qui, au cours du temps, va se compacter et se transformer en glace moins facilement altérable. Selon la période durant laquelle se produisent les précipitations, l'évolution de l'état de la surface sous l'effet des vents diffère.

Les régions mises en évidence ne sont pas sans lien avec celles établies lors de l'analyse en composantes principales des paramètres de forme d'onde. Il s'agit de régions pour lesquelles les caractéristiques temporelles du signal altimétrique sont nettement distinctes, avec notamment un déphasage des trois paramètres de forme d'onde en bande Ku, et un rapport différent entre l'amplitude des variations du coefficient de rétrodiffusion en bande S et en bande Ku. Les séries temporelles de vent sont d'ailleurs bien corrélées avec les modes de variabilité altimétriques calculés au Chapitre Deux.

Après avoir étudié les liens entre variations de vent et coefficient de rétrodiffusion uniquement, nous avons utilisé l'ensemble des paramètres de forme d'onde, en exploitant la bi-fréquence présente dans les observations ENVISAT. Nous avons reconstitué les variations d'intensité de vents à partir des paramètres de forme d'onde et avons analysé la pertinence des relations obtenues. Nous avons ainsi vu qu'en moyenne sur l'Antarctique, les paramètres de forme d'onde permettaient de reconstituer des séries temporelles plus proches des vents issus des modèles NCEP que d'ERA-Interim. Nous avons vu qu'en calculant ces ajustements sur une sous-période de l'intervalle de temps pour lequel nous avons des données, la reconstitution des vents restait

valable sur une partie du continent pendant la sous-période complémentaire.

Nous avons cherché à comprendre l'impact des vents sur les différents paramètres de forme d'onde, mais ceux-ci sont sensibles à un grand nombre de mécanismes, comme par exemple la densification, indépendemment des conditions de vents. De plus, les paramètres de forme d'onde ne sont pas indépendants les uns des autres, et la relation entre variations de vents et évolution de la forme d'onde n'est pas suffisamment contrainte. Nous avons toutefois pu distinguer différentes régions pour lesquelles la forme d'onde réagit de la même manière vis-à-vis des variations d'intensité de vents.

6

Modèle Atmosphérique Régional (MAR)

Sommaire

6.1 Comparaison MAR/AWS **185**
6.2 Saisonnalité des vents **187**
6.3 Lien avec la rétrodiffusion **187**
6.4 Reconstitution du vent **189**
6.5 Etude des coefficients obtenus **192**
6.6 Zones cohérentes **194**
Conclusion **203**

Nous avons jusqu'à présent exploité des modèles atmosphériques globaux, afin d'étudier les relations entre les variations temporelles du signal altimétrique et les événements météorologiques susceptibles d'affecter l'état de la surface en Antarctique. L'objectif était d'une part de comprendre quels biais sur la mesure altimétrique pouvaient être causés par ces changements d'état de surface, et d'autre part, d'évaluer comment les observations altimétriques pouvaient être utilisées pour améliorer les modèles atmosphériques globaux au niveau du continent Antarctique.

Nous avons effectivement pu observer certaines cohérences entre les variations d'intensité des vents et l'évolution de la forme d'onde altimétrique. Nous avons pour cela utilisé des réanalyses de différents modèles globaux et avons pu évaluer lequel fournissait des séries temporelles les plus proches des signaux reconstitués grâce à l'altimètre. Cependant, nous avons également vu que l'altimètre était sensible à un grand nombre de paramètres, et la reconsitution des variations de vents grâce aux informations fournies par l'altimètre est un problème sous-déterminé. Nous avons pour résoudre ce problème calculé des ajustements linéaires et les coefficients obtenus présentent une grande variabilité, entre les différents modèles utilisés, et également entre deux points de grille voisins au sein d'un même modèle. Cela rend difficile la détermination quantitative de la sensibilité de la forme d'onde altimétrique aux variations d'intensité de vent. Nous ne pouvons alors pas à ce stade utiliser les paramètres de forme d'onde pour identifier les éventuelles imperfections des modèles atmosphériques globaux.

Ces modèles ont, comme nous l'avons déjà mentionné, une résolution spatiale relativement large. Ces modèles sont conçus pour offrir une couverture globale de l'état de l'atmosphère avec un pas de temps régulier. L'Antarctique est une région du globe très particulière, inhabitée hormis pour les besoins de projets scientifiques. Cela a une double conséquence du point de vue de la modélisation météorologique : il y a d'une part peu d'observateurs et donc d'observations de terrain, et la bonne représentation de cette région dans les modèles globaux n'est pas prioritaire. La prise de conscience de l'importance du rôle des régions polaires dans le climat global a cependant accru l'attention portée à ces région et conduit à leur prise en compte dans les modèles globaux (Bindschadler, 1998). La qualité des réanalyses de ces modèles a énormément progressé depuis l'apparition des observations par satellite (Bromwich, 2004), la qualité des observations utilisées pour contraindre les modèles est de mieux en mieux contrôlée, et les paramétrisations physiques des différents processus de plus en plus adéquates.

Pour mieux comprendre la météorologie en Antarctique, des modèles régionaux sont développés. Si ceux-ci sont forcés à leur frontière par les modèles atmosphériques globaux, une attention particulière est accordée sur la paramétrisation des processus physiques spécifiques aux régions polaires, qui sont alors mieux reproduits. Les modèles régionaux présentent de plus l'intérêt d'avoir des résolutions spatiales plus fines que les modèles globaux.

Le modèle MAR (Modèle Atmosphérique Régional) développé au LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) est l'un de ces modèles. Nous disposons de 3 années de simulations[1] (2004, 2005 et 2006) pour lesquelles

1. Le terme ***simulation*** est dans ce chapitre abusivement utilisé pour désigner les 3 années de vitesses de vent fournies par MAR

nous cherchons à estimer l'apport d'un modèle à plus haute résolution dans la compréhension de la sensibilité des mesures altimétriques à l'altération de l'état de la surface par les vents.

Le modèle MAR a comme spécificité la paramétrisation des hauteurs de sastrugis en fonction de la vitesse des vents, du taux d'érosion et des précipitations (Gallée et al., 2001). La formation d'ondulations à la surface de la calotte polaire va modifier l'intensité et éventuellement la direction des vents proches de la surface (Frezzotti et al., 2002). Il existe donc des mécanismes d'interactions marqués entre le vent à la surface et l'état de la surface. La prise en compte de ces mécanismes dans la modélisation des vents de proche surface comme cela est fait dans le modèle MAR représente ainsi un grand intérêt.

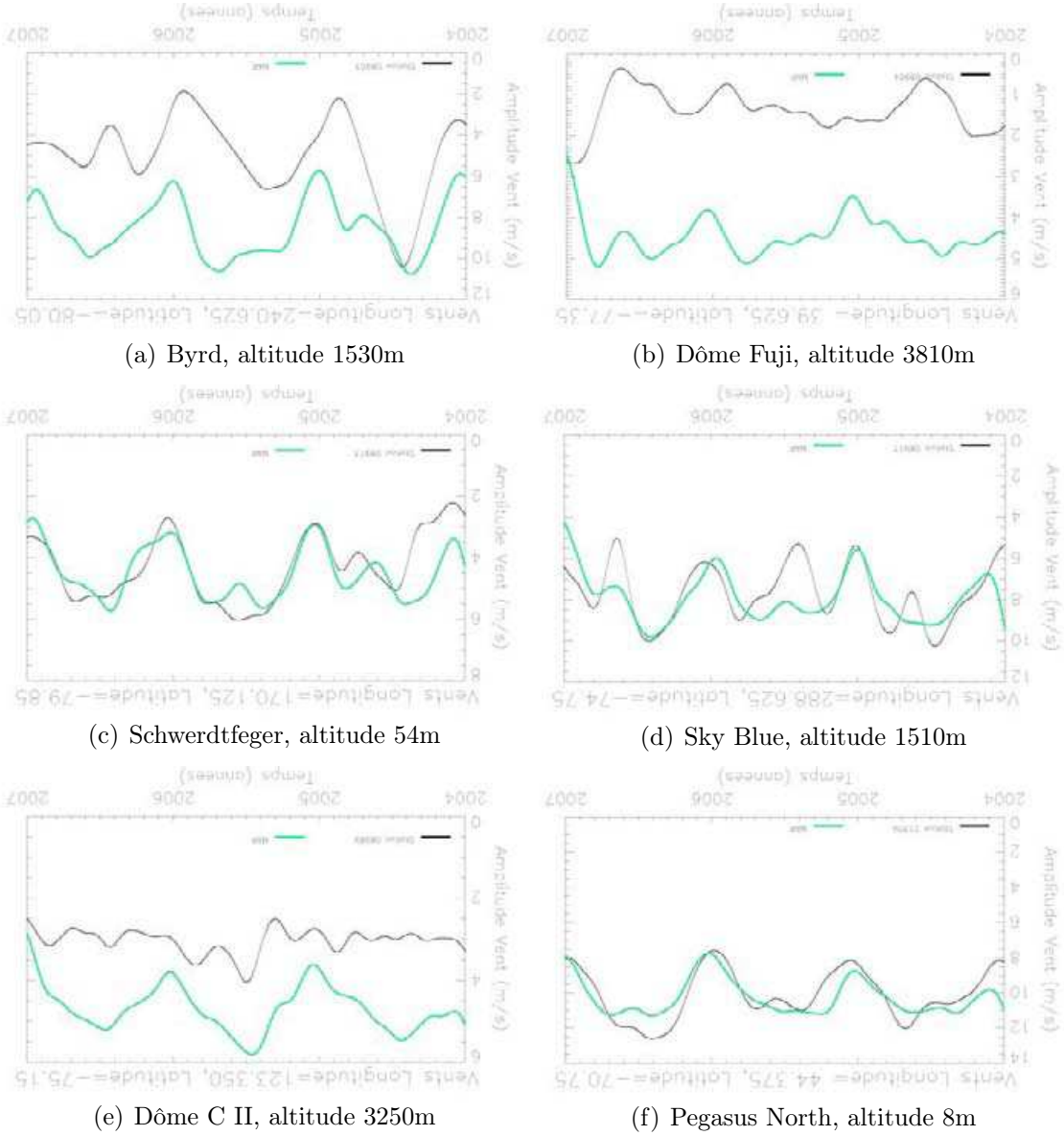
Nous utilisons des simulations pour les années 2004, 2005 et 2006 avec une résolution spatiale à 20 km. Nous avons adapté la résolution spatiale afin de travailler avec les grilles habituelles.

Comme précédemment, nous allons commencer par comparer les séries temporelles de MAR avec les mesures de quelques stations automatiques présentes en Antarctique. Puisque les signaux altimétriques présentent une forte saisonnalité, nous évaluerons dans un deuxième temps la saisonnalité du modèle atmosphérique régional. Nous étudierons ensuite le lien entre les variations d'intensité de vent fournies par MAR et le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku, avant d'exploiter par la suite l'ensemble des paramètres de forme d'onde à notre disposition. Nous allons finalement dans ce chapitre chercher à établir des jeux de coefficients des ajustements en nombre limité, chaque jeu de coefficients étant valable pour des régions assez étendues de l'Antarctique.

6.1 Comparaison avec les mesures des stations automatiques

La figure 6.1 représente les intensités de vents selon MAR et celles mesurées par quelques stations automatiques, après filtrage des variations d'échelle temporelle inférieure au mois (voir Chapitre Quatre). Comme cela a déjà été mentionné au Chapitre Trois, les stations mesurent les vents à 3 m tandis que les modèles fournissent les vents à 10 m. Cela explique les différentes amplitudes que l'on observe pour certaines stations. Cela n'est pourtant pas vrai pour toutes les stations. La rugosité de la surface, entre autres, joue un grand rôle dans le gradient vertical de vent en proche surface. Les spécificités locales de chacune des stations peuvent expliquer une différence plus ou moins grande entre l'intensité du vent à 3 et à 10 m. N'oublions pas non plus que les valeurs fournies par les modèles sont représentatives d'une région correspondant à une maille du modèle, alors que les mesures sont locales, et leur représentativité dépend, là-encore, de la situation de la station.

Les variations d'intensité de vent fournies par le modèle MAR sont très proches de celles mesurées par les stations prises en exemple, excepté pour la station Sky Blue (figure 6.1(d)), comme cela est par ailleurs confirmé dans le tableau 6.1 (corrélation quasiment nulle pour cette station).



(a) Byrd, altitude 1530m

(b) Dôme Fuji, altitude 3810m

(c) Schwerdtfeger, altitude 54m

(d) Sky Blue, altitude 1510m

(e) Dôme C II, altitude 3250m

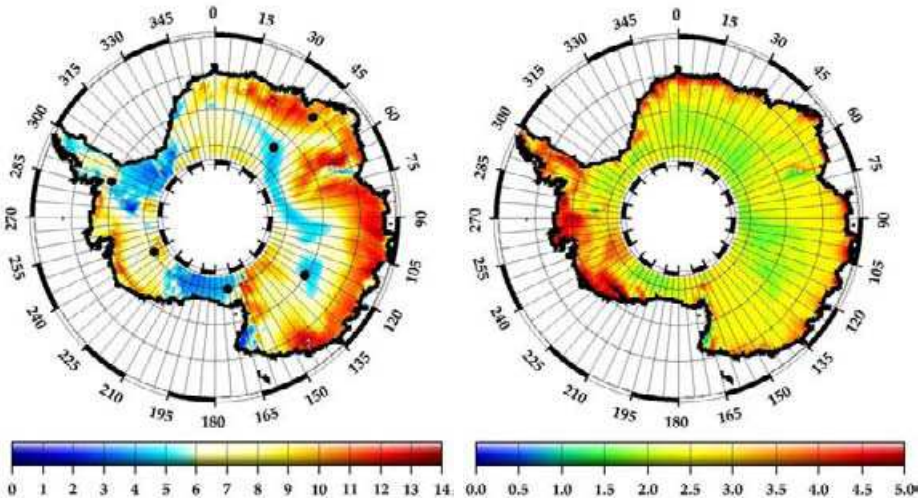
(f) Pegasus North, altitude 8m

FIGURE 6.1 – *Comparaison entre les données de vents fournies par quelques stations automatiques et MAR*

Station	Byrd	Dôme Fuji	Schwerdt-feger	Sky Blue	Dôme C II	Pegasus North
Ecart Type	1.73	0.65	0.92	1.78	0.71	0.74
Corrélation	0.52	-0.18	0.57	0.07	-0.19	0.78

TABLE 6.1 – *Ecarts Types des différences entre les séries temporelles des stations automatiques et celles de MAR (m/s) et Corrélations entre ces deux mêmes séries de valeurs.*

6.2 Evaluation de la saisonnalité de l'intensité des vents



(a) Moyenne (b) Ecart Type

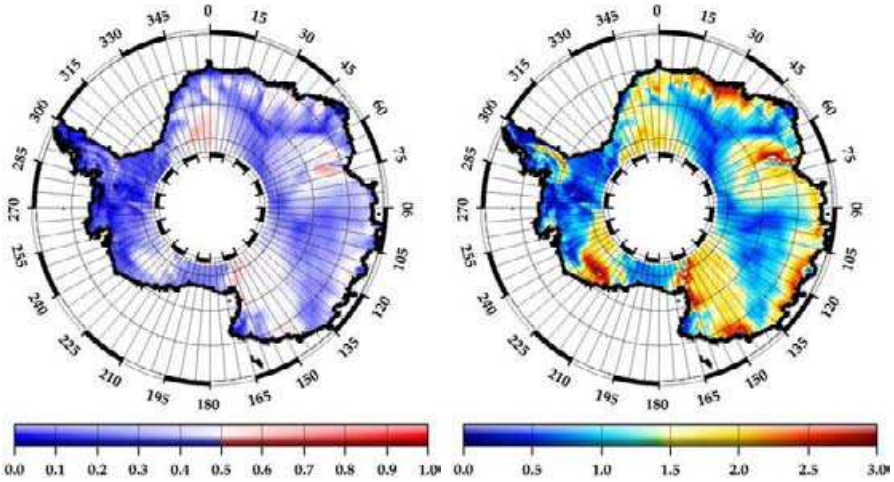
FIGURE 6.2 – *Cartographie des valeurs moyennes et écarts types de l'intensité des vents pour la période 2004-2007*

Nous représentons à titre indicatif et afin de permettre les comparaisons avec les modèles précédemment exploités les valeurs moyennes et l'écart type de l'intensité des vents dans MAR (figure 6.2). Nous remarquons alors que les structures spatiales mises en évidence dans la répartition des intensités moyennes sont très proches de celles de ERA-Interim. Les valeurs des écarts types sont très homogènes à l'échelle du continent, mis à part dans certaines régions côtières ou elles sont plus élevées, notamment en Antarctique de l'Ouest.

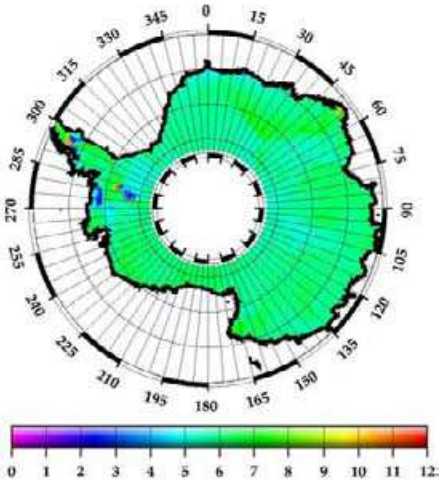
La figure 6.3 représente les caractéristiques des cycles saisonniers ajustés aux 3 ans de la période d'étude. Cette période est assez courte, mais permet toutefois de calculer des ajustements relativement pertinents, notamment là où les vents sont en moyenne plus intenses (voir figure 6.3(a)). La carte d'amplitude des cycles saisonniers ajustés (figure 6.3(b)) met une fois de plus en évidence les mêmes structures spatiales que la carte de moyennes des vents. Plus les vents sont intenses, plus leurs variations autour de la moyenne sont importantes. La carte indiquant le mois du maximum de vents est similaires à celles déjà obtenues au chapitre trois, et indique que les vents sont maximum durant l'hiver austral.

6.3 Lien avec la rétrodiffusion

Nous calculons la corrélation en chaque point de la calotte polaire entre la rétrodiffusion en bande Ku et les intensités de vent de MAR. Nous cherchons à voir si les structures spatiales mises en évidence sont les mêmes que précédemment ou



(a) Pertinence Cycle Saisonnier (b) Amplitude Cycles Saisonnier

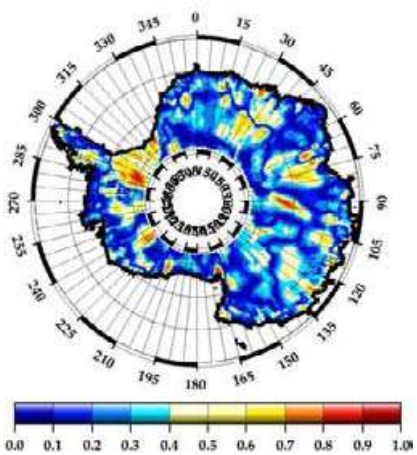


(c) Phase Cycle saisonnier

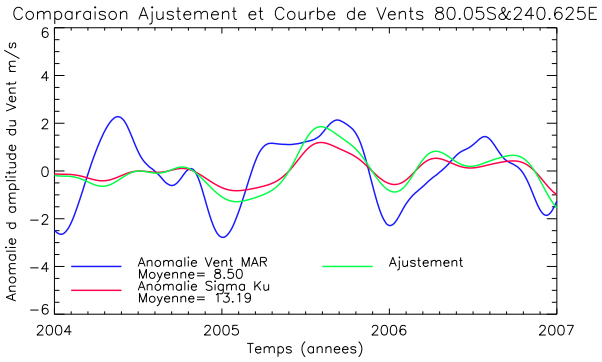
FIGURE 6.3 – *Caractéristiques de la saisonnalité des vents dans MAR : Corrélation entre le meilleur cycle saisonnier ajusté et les séries temporelles initiales (6.3(a)), Amplitude (6.3(b)) et Phase (6.3(c)) de ce cycle saisonnier. La phase représente le mois durant lequel le maximum est atteint (0=mois de janvier).*

non. Nous retrouvons effectivement deux régions (voir figure 6.1(a)) définies par le signe de la corrélation étudiée, dont les délimitations sont proches de celles déjà identifiées.

(a)



(b)



(c)

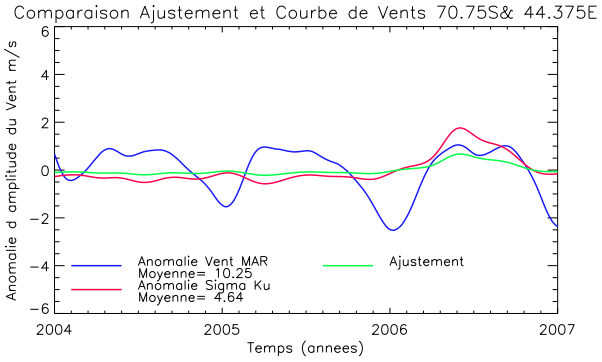


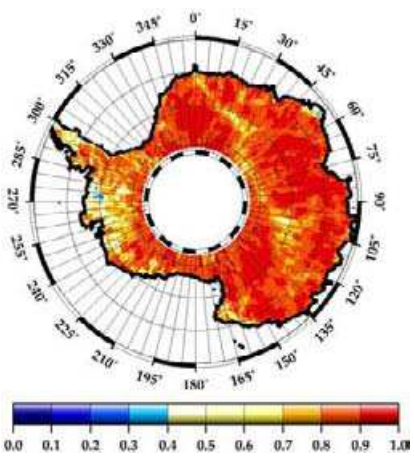
TABLE 6.2 – *Liens entre le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku et les variations d'intensité de vents dans MAR*

Les courbes 6.1(b) et 6.1(c) montrent les variations du coefficient de rétrodiffusion, l'ajustement réalisé à partir de ce paramètre et les variations d'intensité de vent pour deux points de la calotte. Comme cela était déjà le cas auparavant, il existe des régions pour lesquelles les variations de rétrodiffusion sont en bon accord avec les variations de vent (figure 6.1(b)). Mais cela n'est pas le cas en tout point de la calotte polaire (figure 6.1(c)).

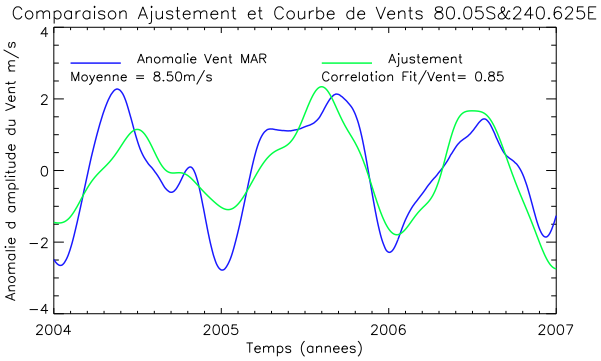
6.4 Reconstitution des variations de vents grâce aux paramètres de forme d'onde

Nous avons réalisé un ajustement pendant les 3 ans (2004-2006) pour lesquels nous disposons des simulations MAR en utilisant l'ensemble des 7 paramètres de forme d'onde, ou uniquement les 5 paramètres déjà choisis précédemment. Les corrélations obtenues sont tout à fait satisfaisantes (cartes 6.2(a) et 6.3(a)), et les courbes

(a)



(b)



(c)

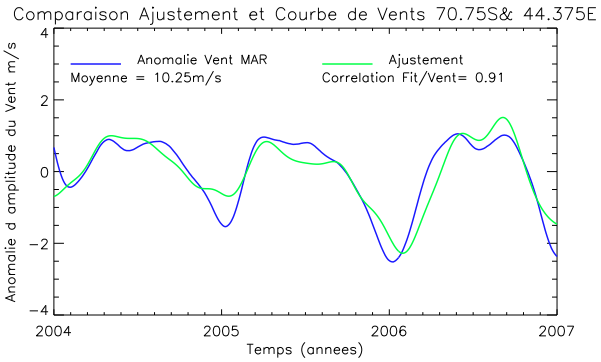
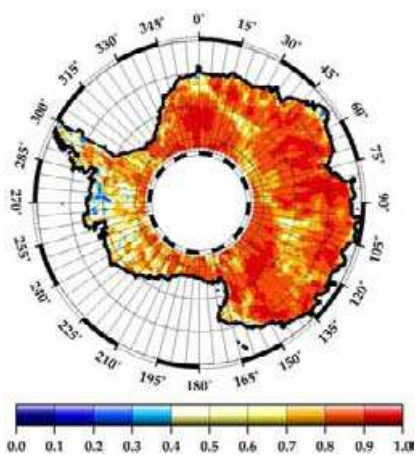
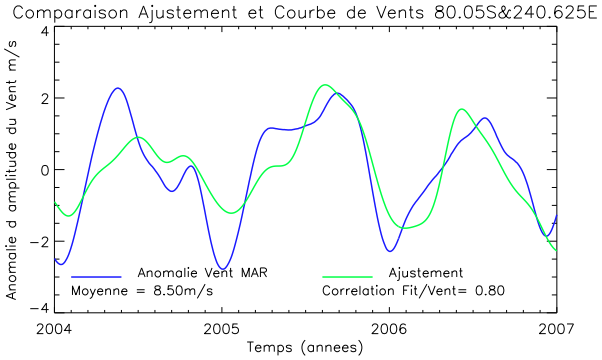


TABLE 6.3 – *Liens entre les sept paramètres de forme d'onde et les variations d'intensité de vents dans MAR*

(a)



(b)



(c)

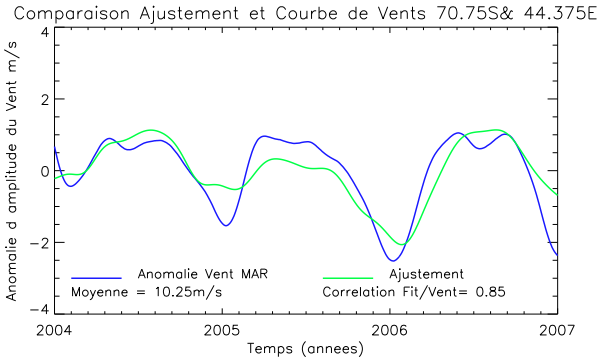


TABLE 6.4 – *Liens entre 5 paramètres de forme d'onde (sans les paramètres de front) et les variations d'intensité de vents dans MAR*

	MAR	Autre
Ajustement Rétrodiffusion (Ku)	0.29	0.30
Ajustement 7 paramètres	0.85	0.81
Ajustement 5 paramètres	0.80	0.76

TABLE 6.5 – *Comparaison des corrélations moyennes obtenues sur l'ensemble de la calotte polaire entre les ajustements et les séries temporelles de vents avec MAR d'une part et avec les réanalyses précédemment étudiées (on ne fait figurer ici que la corrélation la plus haute obtenue des 3 réanalyses). Les périodes temporelles sont différentes (2004-2006 pour MAR contre 2003-2007 pour les autres)*

des figures 6.2(b), 6.2(c), 6.3(b) et 6.3(c)) montrent que les variations de vents sont en effet bien reproduites par les ajustements.

Le tableau 6.5 récapitule les corrélations moyennes entre les intensités de vent et les ajustements. Nous faisons figurer les deux cas de figures calculés ici (utilisation de la rétrodiffusion seule et des 7 paramètres), et comparons les valeurs obtenues avec les valeurs les plus hautes obtenues avec les modèles globaux. Ces valeurs sont tout à fait comparables. Les périodes sont différentes (5 ans pour les autres modèles et seulement 3 ans avec MAR) c'est pourquoi il est difficile d'interpréter les faibles écarts obtenus ici.

Nous avons à notre disposition 3 ans de simulations MAR. Nous ne pouvons alors pas avec ce modèle calculer nos ajustements sur une sous-période afin d'appliquer les coefficients à la sous-période restante. Les résultats seraient trop peu significatifs.

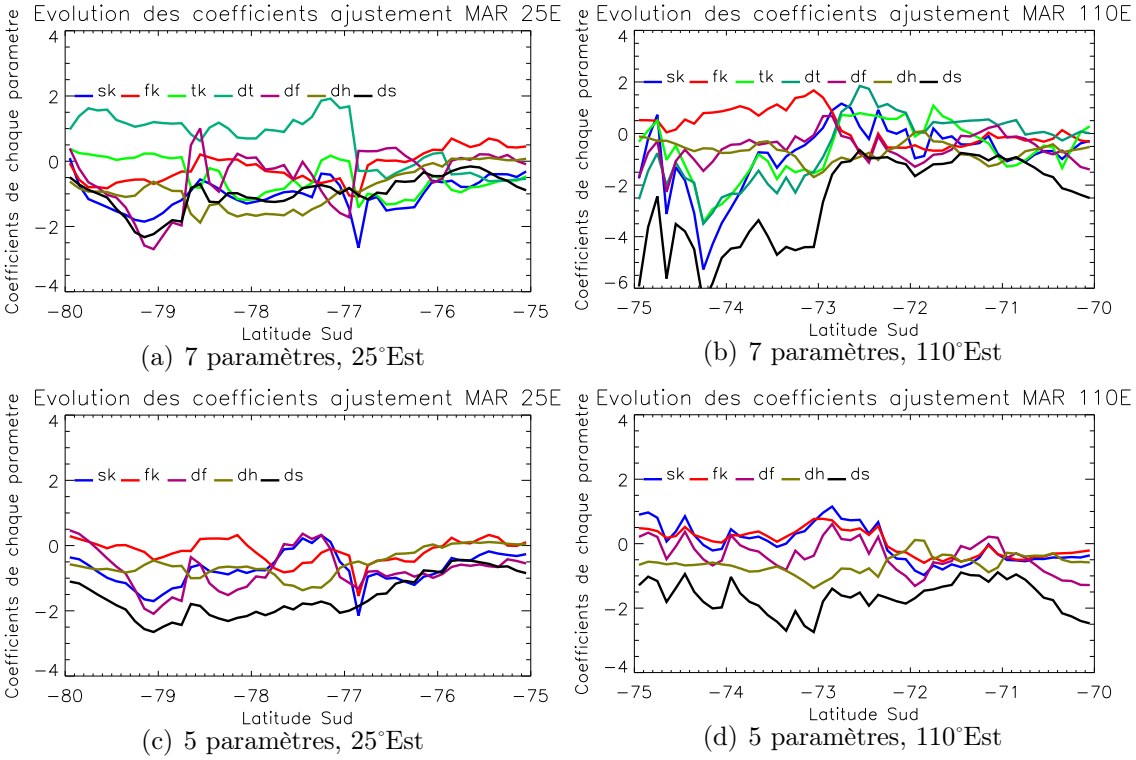
Les calculs des ajustements que nous faisons avec les observations altimétriques ne permettent pas de mettre en valeur la meilleure prise en compte de l'influence des vents dans le modèle MAR. Nous avons pour faire ces ajustements un certain nombre de degrés de liberté. Il faudrait pouvoir mieux contraindre la reconstitution des intensités de vent par les paramètres de forme d'onde, en s'appuyant sur des principes physiques. En particulier il faudrait ne pas laisser les paramètres de forme d'onde se combiner trop différemment entre deux points de grille successifs.

6.5 Etude des coefficients obtenus

Pour tester la pertinence du point de vue physique des ajustements, nous visualisons les variations des coefficients calculés dans les ajustements le long de deux sections de longitude constante. Si ces coefficients évoluent chaotiquement, il paraît difficile de trouver une justification physique à ces ajustements. Il faudrait alors des explications différentes pour des points consécutifs, alors que les conditions météorologiques et l'état de la surface s'ils varient dans l'espace, présentent toutefois certaines cohérences spatiales. Nous nous sommes de plus a priori affranchis des variations spatiales à très petite échelle.

Nous avions déjà visualisé de telles courbes pour les précédents ajustements, et avions vu que certains des 7 paramètres de forme d'onde apportaient des informations redondantes, et qu'il était préférable d'en extraire quelques uns pour faciliter l'interprétation des courbes. Nous présentons ici l'évolution des coefficients lorsque

l'on utilise l'ensemble des 7 paramètres de forme d'onde, ainsi que les 5 paramètres déjà sélectionnés auparavant.



(a) 7 paramètres, 25°Est (b) 7 paramètres, 110°Est

(c) 5 paramètres, 25°Est (d) 5 paramètres, 110°Est

FIGURE 6.4 – *Evolution des coefficients issus du calcul des ajustements entre l'intensité du vent MAR et les paramètres de forme d'onde (7 et 5 paramètres) le long de deux sections de longitude constante. Les échelles diffèrent légèrement entre certaines figures.*

Nous pouvons ici faire les mêmes constats que ceux établis précédemment ; l'utilisation des 7 paramètres apporte des informations redondantes. Lorsque plusieurs paramètres de forme d'onde varient brutalement le long de la section, cela peut être attribuable à un changement caractérisé de l'état de la surface, ou alors à un échange entre les rôles joués par les différents paramètres de forme d'onde. Il est alors difficile de vérifier laquelle de ces alternatives s'applique.

Dans la section à 25°Est et 77°Sud, le coefficient associé à la différence de largeur de front, chute brutalement. On remarque que lorsque l'on utilise 5 paramètres de forme d'onde (et que la différence de front n'est plus exploitée), deux autres paramètres présentent un pic à cet endroit : le coefficient de rétrodiffusion en bande Ku (cela était déjà le cas sur la figure 6.4(a)) ainsi que la différence de flanc, comme si ces paramètres prenaient le relai pour reproduire une anomalie de l'état de la surface à cet endroit.

Dans la région la plus intérieure le long de la section à 110°Est, les coefficients présentent une forte variabilité, quel que soit le nombre de paramètres exploités dans le calcul d'ajustement, comme si l'état de la surface présentait une très forte variabilité dans ces régions, à l'origine d'instabilités dans le calcul des coefficients ou

bien ayant des effets différents sur la forme d'onde.

6.6 Recherche de zones cohérentes vis-à-vis de la reconstitution des vents

Dans l'idéal, il faudrait déterminer un nombre restreint de jeux de coefficients caractérisant l'impact des variations de vents sur les paramètres de forme d'onde. Ainsi, on aurait une même relation valable sur des surfaces plus ou moins étendues, et qui permettrait de mieux isoler les rôles des différents paramètres de forme d'onde. Contraindre spatialement la relation permet également d'identifier d'éventuels biais dans les variations d'intensité de vents modélisés : on calcule les variations de vents grâce aux paramètres de forme d'onde, et on évalue les écarts avec les vents modélisés.

Pour cela, nous prenons les points correspondants à l'emplacement des stations déjà prises en exemple auparavant. Pour deux d'entre elles (figures 6.5(b) et 6.5(e)) les amplitudes des variations sont très faibles, et le calcul des coefficients est probablement peu robuste. Nous calculons les ajustements entre les paramètres de forme d'onde et la série temporelle d'intensité de vents fournie par la station d'une part, et celle fournie par le modèle MAR d'autre part (courbes représentées sur la figure 6.5). Nous choisissons d'utiliser ici le modèle MAR puisqu'il est sensé mieux reproduire l'impact des vents sur la surface et donc avoir une meilleure représentation des régions cohérentes du point de vue de l'état de la surface. Nous appliquons ensuite ces jeux de coefficients pour combiner les paramètres de forme d'onde à l'échelle de la calotte polaire. Il est évident que les relations ainsi calculées ne peuvent être valables pour la totalité du continent. Nous représentons pour chacune des stations concernées la carte de corrélation entre la série temporelle du coefficient de rétrodiffusion en bande Ku (coefficient le plus sensible à la rugosité de surface) au point étudié et celle du point de la station (figures 6.6(a), 6.7(a), 6.8(a), 6.9(a), 6.10(a) et 6.11(a)). Cela permet de dégager des zones de cohérence a priori, pour lesquelles on va évaluer si les variations de vents reconstituées avec les paramètres de forme d'onde sont pertinentes ou non. Cette série de cartes met une fois de plus en évidence les deux régions caractéristiques du comportement temporel des paramètres de forme d'onde. Nous voyons de plus sur cette série de cartes que la majorité des stations se trouve sur la même région. Nous allons donc pouvoir comparer les différents ajustements pour cette région en particulier, et voir si l'on peut établir une relation pertinente pour l'ensemble de la zone. La deuxième région n'est représentée que par deux stations (figures 6.7(a) et 6.10(a)). Nous remarquons de plus que la station Sky Blue (figure 6.9(a)) si elle présente les caractéristiques de la première région, n'est que faiblement corrélée aux autres points. Ce point à la base de la Péninsule semble assez singulier, et ne permettra pas a priori d'obtenir des résultats extrapolables sur une large étendue.

Nous avons représenté pour chacune des stations les anomalies de vent données par MAR ainsi que par la station, et les deux ajustements correspondants (figure 6.5). Ils sont différents, et nous ne pouvons à ce stade estimer lequel est le plus pertinent. Nous aurons donc pour chacune des stations à présenter une série de 4 cartes : la carte de corrélation du coefficient de rétrodiffusion que nous venons de décrire, la

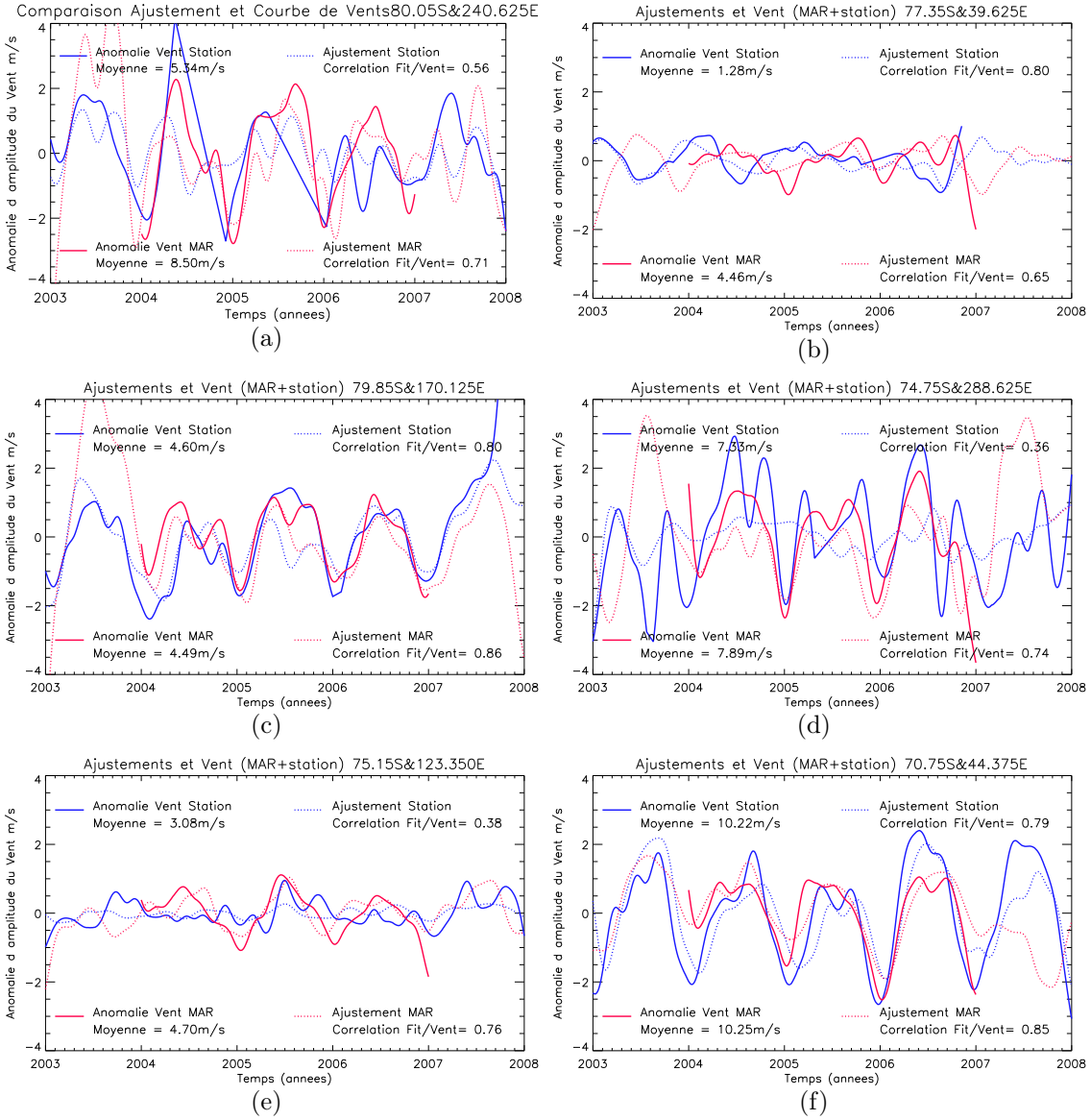


FIGURE 6.5 – *Comparaisons des anomalies temporelles d'intensité de vents de 6 stations et du modèle MAR aux mêmes points, ainsi que les ajustements calculés à partir des paramètres de forme d'onde correspondant.*

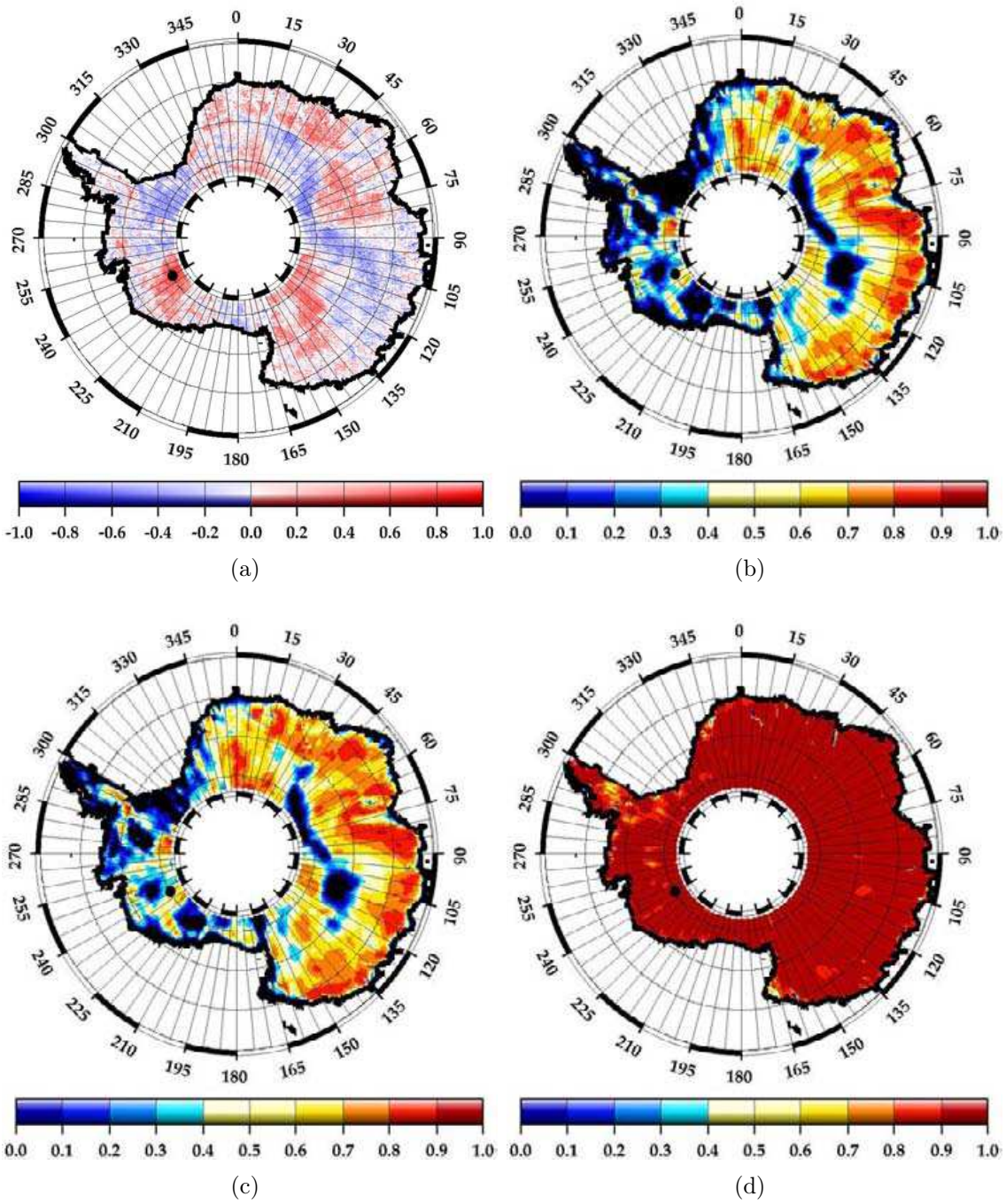


FIGURE 6.6 – *Cartes de corrélation pour la station Byrd : (a) entre la rétrodiffusion (Ku) au point de la station et au point de la carte, (b) et (c) entre le vent MAR et le vent reconstitué avec les coefficients calculés à partir du vent de la station automatique (b) et à partir du vent MAR à l'emplacement de la station (c), (d) Corrélation entre les deux reconstitutions de vents*

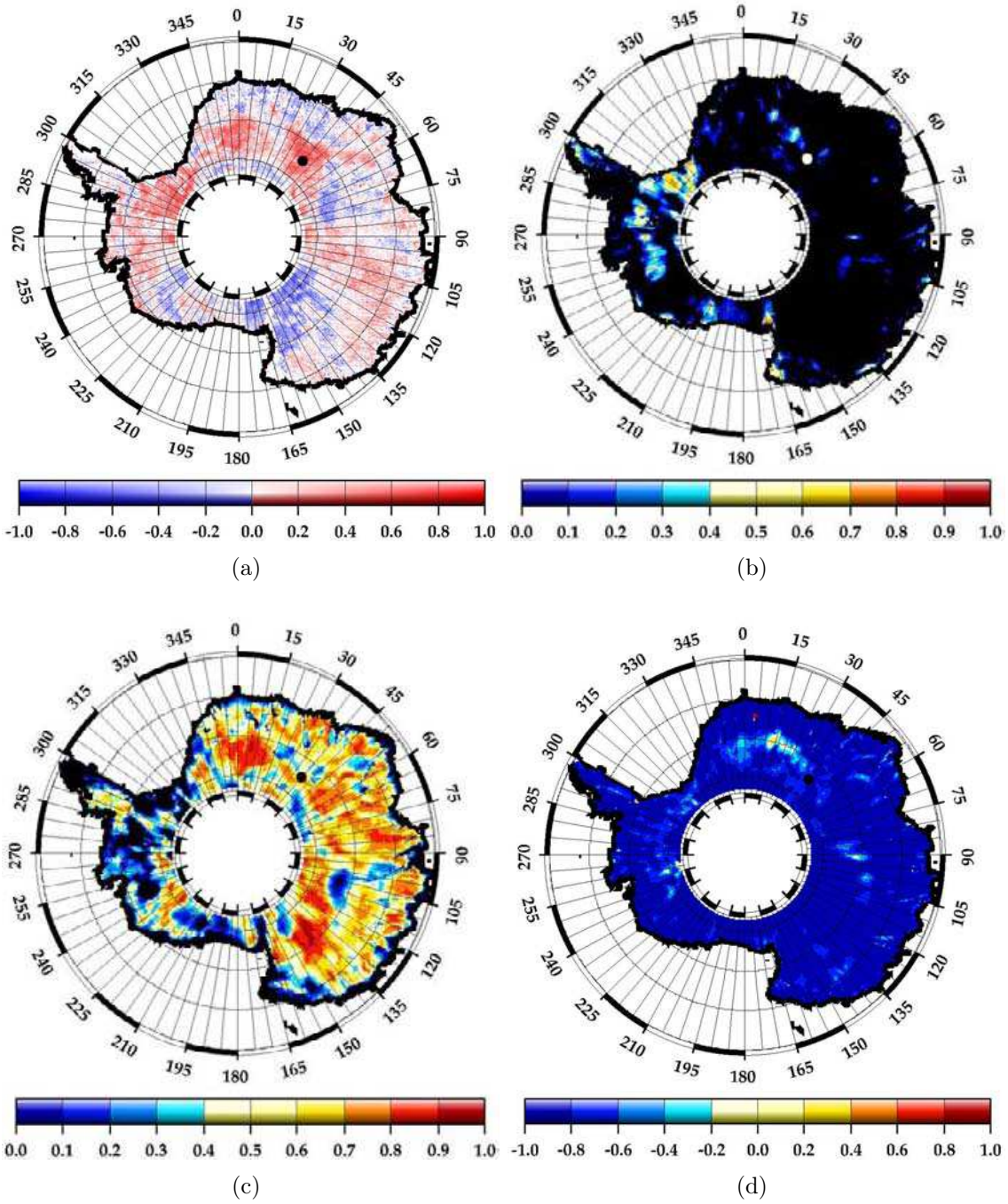


FIGURE 6.7 – *Cartes de corrélation pour la station Dôme Fuji (mêmes légendes que pour la figure 6.6)*

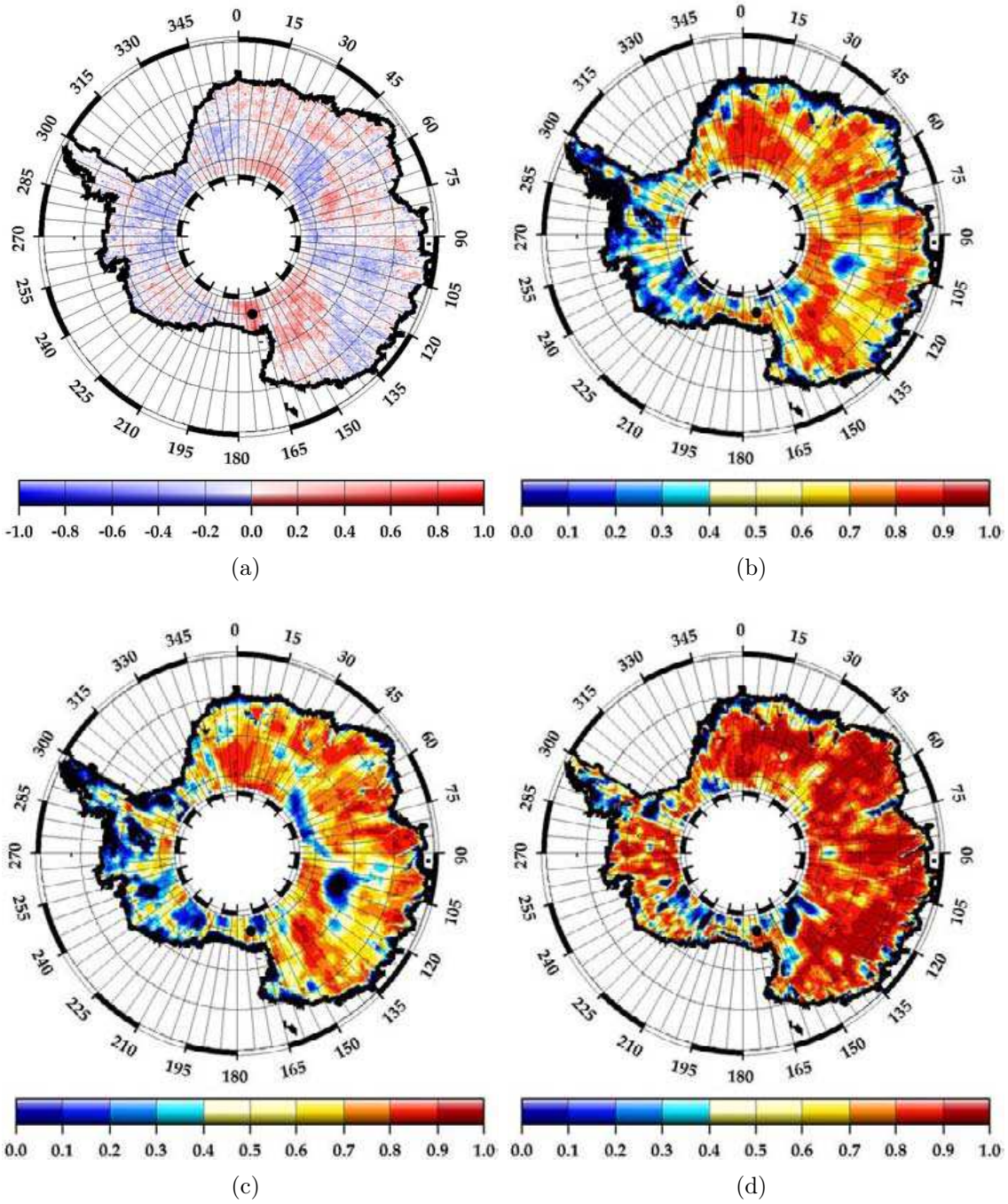


FIGURE 6.8 – *Cartes de corrélation pour la station Schwerdtfeger (mêmes légendes que pour la figure 6.6)*

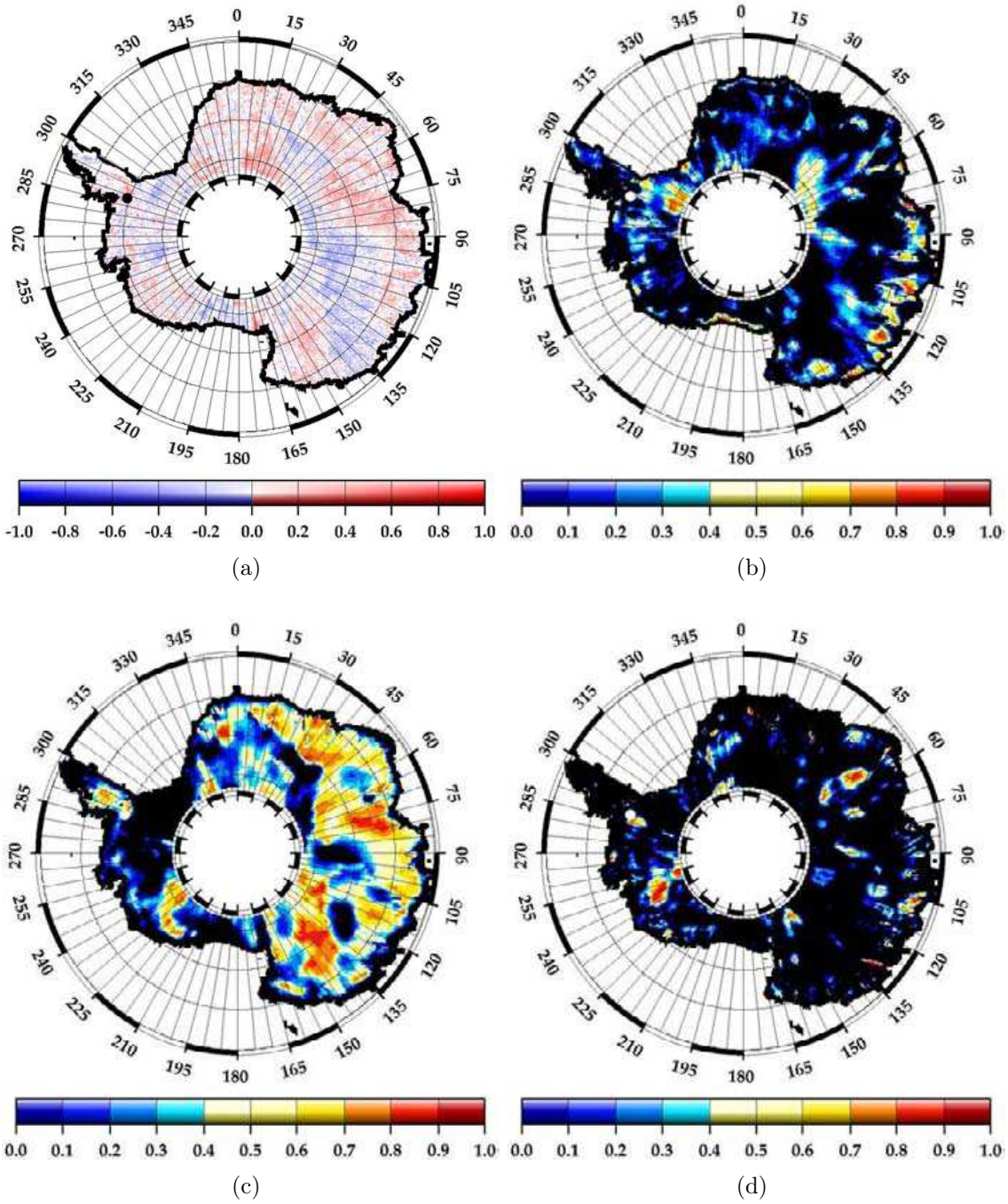


FIGURE 6.9 – *Cartes de corrélation pour la station Sky Blue (mêmes légendes que pour la figure 6.6)*

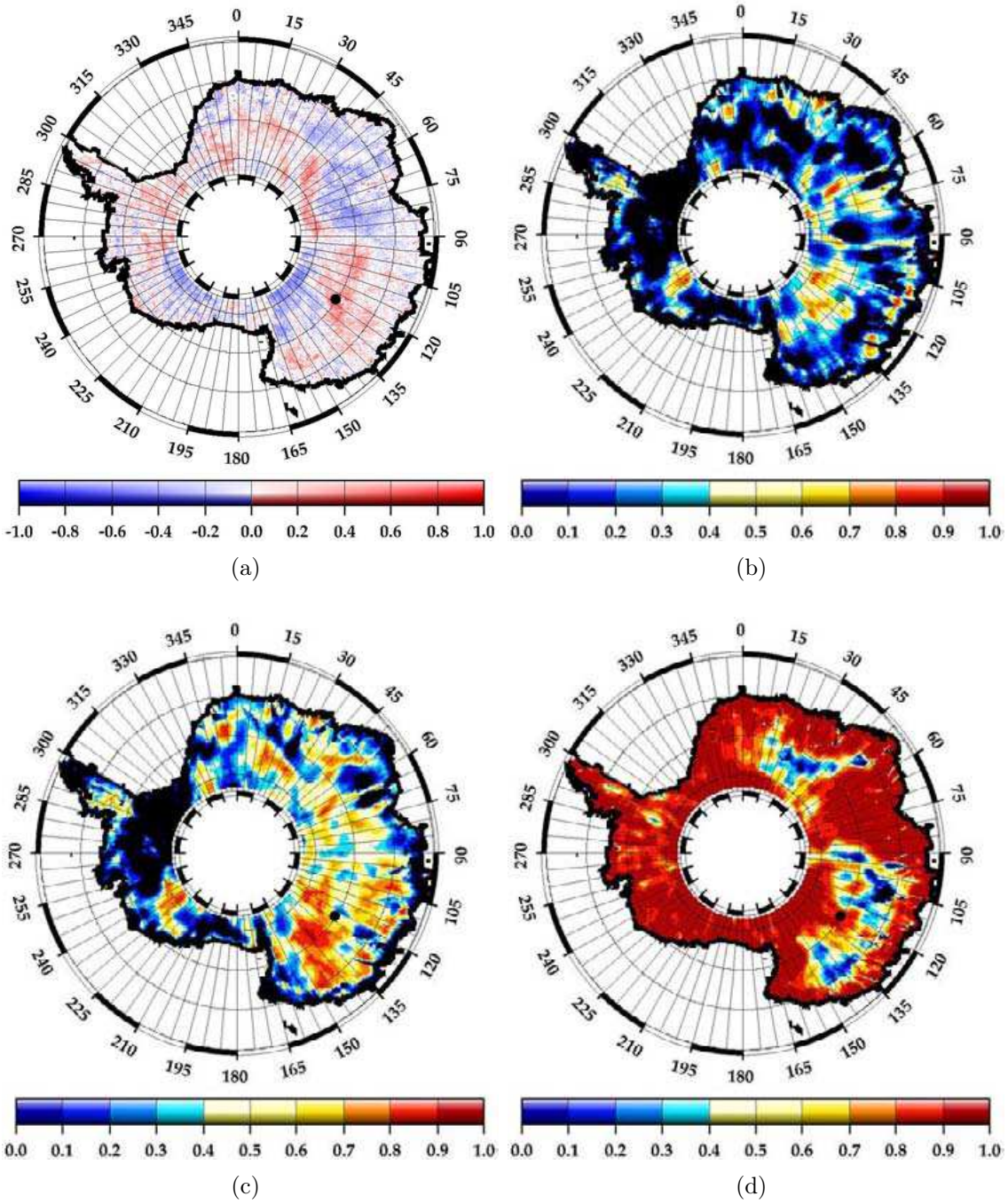


FIGURE 6.10 – *Cartes de corrélation pour la station Dôme C II (mêmes légendes que pour la figure 6.6)*

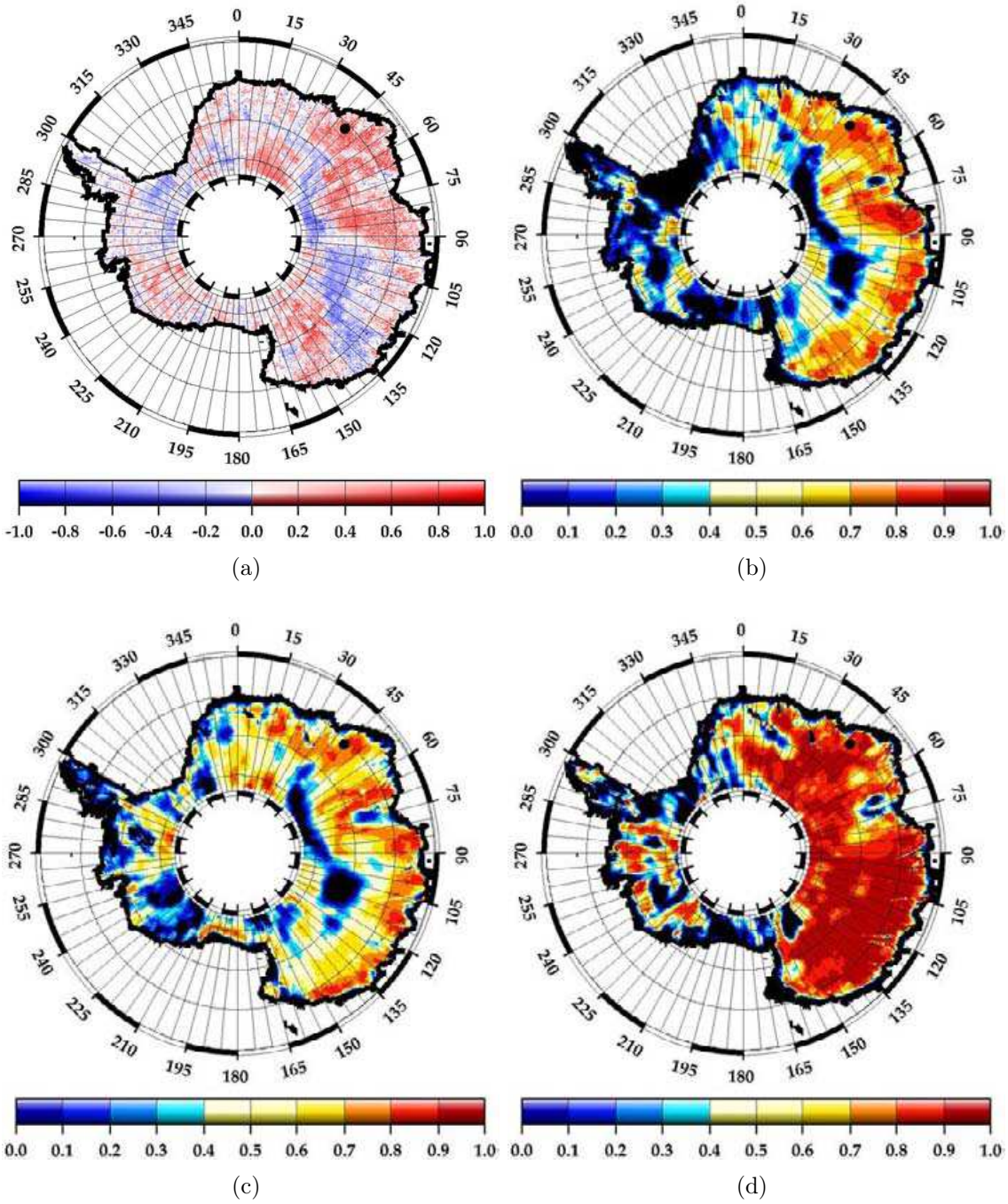


FIGURE 6.11 – *Cartes de corrélation pour la station Pegasus North (mêmes légendes que pour la figure 6.6)*

carte de corrélation entre le vent MAR et d'une part le vent reconstitué avec les coefficients calculés par ajustement sur la série temporelle de la station automatique (figures 6.6(b), 6.7(b), 6.8(b), 6.9(b), 6.10(b) et 6.11(b)) et d'autre part celle du vent reconstitué grâce aux coefficients résultant de l'ajustement sur la série temporelle du vent MAR au point de la station (figures 6.6(c), 6.7(c), 6.8(c), 6.9(c), 6.10(c) et 6.11(c)). Afin de mieux évaluer les différences entre les ajustements calculés à partir des données des stations et à partir du modèle MAR nous calculons également la corrélation entre ces deux séries d'intensité de vents reconstitués (figures 6.6(d), 6.7(d), 6.8(d), 6.9(d), 6.10(d) et 6.11(d)).

		Bs_{Ku}	TeS_{Ku}	LeW_{Ku}	$\delta(Bs)$	$\delta(TeS)$	$\delta(LeW)$	$\delta(H)$
Byrd	station	-0.17	0.28	-0.95	-2.07	0.56	-1.78	0.37
	MAR	0.42	0.98	0.42	-4.90	0.59	0.81	-0.79
Schwerdtfeger	station	-1.36	1.14	-3.66	-1.66	0.30	0.39	-3.12
	MAR	0.78	2.73	2.71	-2.98	0.50	-0.83	-2.33
Pegasus North	station	0.74	-0.04	1.99	-1.70	-0.60	-0.79	1.16
	MAR	-0.26	0.80	0.09	-1.17	0.31	0.31	0.42
Sky Blue	station	-0.25	-0.74	0.16	0.01	0.21	-0.23	-0.29
	MAR	1.84	1.24	-0.31	-1.10	0.21	-0.71	-1.34
Dôme Fuji	station	-1.14	-0.35	-3.16	0.74	0.28	0.32	0.36
	MAR	1.15	0.97	3.07	-0.73	-0.13	0.96	-1.47
Dôme C II	station	0.71	-0.35	1.59	-0.10	0.06	0.36	-0.72
	MAR	1.54	-0.23	2.47	-0.03	0.07	3.39	-2.63

TABLE 6.6 – *Coefficient des ajustements obtenus en se basant sur l'intensité du vent mesurée par les stations (ligne "station") et sur les valeurs données par le modèle MAR (ligne "MAR"). Nous avons regroupé les trois points correspondants à la première région (3 premières lignes), les deux points attachés à la deuxième zone (2 dernières lignes). Entre les deux figure le point singulier.*

Nous distinguons ici les résultats obtenus en fonction de l'appartenance des points de référence (correspondant aux 6 stations) à l'une des deux régions. Nous pouvons dès lors remarquer que même pour les stations situées en Antarctique de l'Ouest, de vaste étendue de cohérence sont obtenues en Antarctique de l'Est. Le plateau de cette région semble homogène sur de grandes distances, et homogène avec des petites régions de l'Antarctique de l'Ouest.

Trois points de référence appartiennent à la première région (Station Byrd, Schwerdtfeger et Dôme C II). Pour ces trois points les deux séries d'ajustements obtenus sont en très bon accord sur l'ensemble de la calotte pour la station Byrd, et essentiellement en Antarctique de l'Est pour les deux autres. Les ajustements obtenus étant en accord entre eux, les deux cartes présentant les corrélations entre ces ajustements et les vents MAR mettent les mêmes structures spatiales en évidence. On observe ainsi que les vents construits avec l'altimètre sont en bon accord avec les vents MAR dans de petites régions de l'Antarctique de l'Ouest et au niveau de l'Antarctique de l'Est, excepté au niveau des dômes, là où l'altitude est maximale

et l'intensité des vents très faible.

La station Sky Blue est particulière. Les séries temporelles altimétriques en ce point ne sont pas bien corrélées avec celles d'autres points de la calotte. A ce titre, il s'agit d'un point singulier pour lequel on ne peut pas dégager de zones de cohérence. Comme nous l'avons déjà remarqué, les variations d'intensité de vent en ce point sont de faible amplitude, et les deux ajustements calculés sont très différents l'un de l'autre. Cela se remarque sur la carte 6.9(d), où l'on voit que les ajustements sont en total désaccord sur l'ensemble du continent Antarctique. Ce point n'est ainsi pas un bon exemple pour l'étude que nous menons ici.

Les deux stations restantes sont situées sur les dômes (Dôme Fuji et Dôme C II). Ce sont des endroits où les vents sont d'intensité faible. Les résultats obtenus pour chacune d'elle sont bien distincts. Pour l'une (Dôme Fuji), les deux séries d'ajustements sont totalement différentes (voir la carte 6.11(d) qui est la seule pour laquelle l'échelle de couleur prend des valeurs négatives), et les ajustements peu pertinents par rapport aux valeurs fournies par MAR. Le cas de figure est différent pour la station Dôme C II. Les deux séries d'ajustement sont très bien corrélées pour une majeure partie du continent, ce qui permet de leur accorder une plus grande confiance. Ils sont relativement cohérents avec les séries temporelles de MAR dans les régions intérieures (figure 6.10(c), et dans une moindre mesure figure 6.10(b)).

Nous avons ainsi une région pour laquelle les ajustements calculés en un point permettent de retrouver avec un bon accord les variations d'intensité du modèle MAR sur l'ensemble de la région. Pourtant, les coefficients des ajustements sont différents (voir tableau 6.6), montrant que les paramètres de forme d'onde partagent des sensibilités communes.

Pour la seconde région, nous obtenons des ajustements qui ne sont en accord avec les variations d'intensité de MAR au mieux sur des zones très restreintes, quand elles ne sont pas réduites à néant. Deux explications semblent possibles :

- ou bien cette deuxième région n'est pas homogène du point de vue de la sensibilité de l'altimètre (et donc en quelque sorte de la sensibilité de la surface) aux variations de vent, ce qui ne permet pas d'établir une relation entre les variations de paramètres de forme d'onde et les variations de vent valable pour l'ensemble de la zone.
- ou alors, les variations de vents aux points des stations sont erronées, conduisant à des ajustements non pertinents. Cela expliquerait par ailleurs la non cohérence entre les deux séries d'ajustements.

Conclusion

Ce chapitre a présenté l'étude des liens entre l'intensité des vents du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) en Antarctique et les paramètres de forme d'onde altimétrique. Nous avons commencé par étudier quelques paramètres statistiques (moyenne, écart type et saisonnonalité) des vents dans MAR afin de voir s'ils étaient comparables à ceux des réanalyses étudiées auparavant. Nous avons alors remarqué que la répartition des valeurs de l'intensité moyenne était assez proche de celle d'ERA-Interim.

Nous avons ensuite mené des études similaires à celles du chapitre précédent concernant les liens entre conditions de vents et paramètres de forme d'onde altimétrique. Nous avons alors pu confirmer certains résultats, notamment l'existence de deux régions ; pour l'une le coefficient de rétrodiffusion est positivement corrélé au vent, pour l'autre il l'est négativement. Nous avons, en moyenne sur l'ensemble du continent, obtenu de bonnes corrélations entre les vents reconstitués grâce aux paramètres de forme d'onde altimétrique et l'intensité des vents dans MAR. Les valeurs sont (sur les 3 années pour lesquelles nous disposons des simulations MAR) comparables ou meilleures à celles obtenues avec les autres réanalyses (pour lesquelles nous avions une période de 5 ans). Si les valeurs moyennes d'intensité de vents dans MAR sont plus proches d'ERA-Interim que des versions NCEP, les calculs d'ajustement donnent de meilleurs résultats qu'avec ERA-Interim, avec des corrélations moyennes proches de celles obtenues avec NCEP.

Puisque le modèle MAR prend en compte les interactions entre les vents et l'état de la surface, nous avons cherché avec ce modèle à mieux contraindre les relations entre vents et paramètres de forme d'onde. En particulier, nous avons cherché à extrapoler des relations obtenues localement sur des régions assez grandes. Les ajustements sont plus facilement extrapolables et plus fiables lorsque les variations de vents sont amples, suffisamment intenses et de direction constante. Il est remarquable que des relations différentes entre les paramètres de forme d'onde permettent de reconstituer les variations de vents sur de larges régions avec une bonne corrélation, mettant une fois de plus en évidence les similitudes entre les variations de certains paramètres de forme d'onde altimétrique.

Conclusion

Nous nous sommes intéressés aux observations altimétriques bi-fréquence fournies par ENVISAT entre janvier 2003 et décembre 2007. Au-delà de cette date, la bande S (3.2GHz) est devenue inopérationnelle, seules les données en bande Ku (13.6GHz) sont encore actuellement exploitables. Nous avons étudié les variations dans le temps des formes d'onde altimétriques dans ces deux fréquences sur l'ensemble de la calotte polaire Antarctique. Nous avons notamment mis en évidence la présence de variations saisonnières marquées dans la plupart des paramètres de forme d'onde. Le maximum de ces cycles saisonniers ne se produit pas au même moment sur l'ensemble de la calotte polaire, et nous observons un déphasage de 6 mois environ entre deux grands ensembles de points couvrant à eux deux la quasi-totalié du continent. Le contour des régions déphasées dépend de la fréquence d'observation. Le rapport des amplitudes des variations saisonnières entre les deux fréquences est de plus inversé entre les deux régions identifiées. Nous pensons donc que l'état de la surface et de la subsurface évoluent progressivement, affectant d'abord une fréquence puis la seconde. La rugosité est l'un des paramètres essentiels contrôlant la forme d'onde altimétrique (Lacroix, 2007).

Nous ne nous sommes pas directement intéressés aux valeurs prises par les paramètres de surface et subsurface tels que la rugosité de surface, la taille des grains ou encore l'épaisseur des strates de subsurface. Ces paramètres, si ils sont localement mesurés par des techniques *in situ* ou bien modélisés, notamment à partir de données spatiales, sont toutefois relativement méconnus à l'échelle de la calotte polaire. Nous avons donc étudié indirectement l'état du manteau neigeux, en nous intéressant aux processus susceptibles de faire varier cet état. Les précipitations neigeuses par exemple déposent en surface des grains de neige dont la taille diffère de ceux couvrant la surface auparavant. Ces précipitations sont toutefois très faibles dans les régions intérieures du continent Antarctique (moins de 50 mm/an), et l'on imagine alors que chaque événement de précipitations ne va pas faire évoluer fondamentalement l'état de la surface, surtout lorsque la pénétration de l'onde sous la surface est importante. En revanche les vents sont particulièrement connus pour altérer significativement l'état de la surface. Nous nous intéressons donc aux liens entre variations d'intensité de vent et variations de la forme de l'écho altimétrique en Antarctique. Hormis les observations fournies par ENVISAT, nous utilisons donc des réanalyses de modèles atmosphériques.

Nous avons cherché à expliquer le déphasage des signaux altimétriques par des sensibilités différentes aux variations d'intensité de vents. Ou plus précisément par le fait que les vents peuvent affecter différemment l'état de la surface, en balayant la neige ou en la redéposant par exemple. Les vents sont connus pour créer des structures de surface particulières dans certaines régions, telles que les zones de mégadunes. Le préconditionnement de la surface joue un rôle primordial. Les vents entretiennent souvent le type de surface pré-existant du fait de la mise en place de rétroactions positives. Les régions lissées permettent l'accélération des vents, et empêchent le dépôt de neige. Les ondulations des mégadunes, initiallement créées par une onde atmosphérique, entretiennent cette onde. De plus une surface sur laquelle de la neige se sera fraîchement déposée sera plus facilement modulable qu'une neige

compacte et déjà glacée. Les différents états de surface relativement stables dans le temps impliquent des réponses différentes de la surface aux variations d'intensité de vents, et induisent ainsi des comportements temporels de la forme d'onde spécifiques. Ce sont ces comportements que nous avons identifiés.

Nous étudions les variations temporelles de la forme d'onde altimétrique que nous caractérisons à l'aide de trois paramètres uniquement, qui de surcroît ne sont pas indépendants entre eux. Nous manquons alors de contraintes pour quantifier l'impact des vents sur les paramètres de forme d'onde altimétrique. Nous pouvons toutefois identifier les régions qui sont plus ou moins sensibles aux conditions de vents, et chercher à déterminer les types de surface concernés en nous appuyant sur d'autres types de données. Par exemple, les zones de mégadunes sont visibles par imagerie satellitaire (RADARSAT). Nous ne pouvons pas non plus à ce stade utiliser les relations empiriques établies pour valider les modèles atmosphériques en Antarctique, même si nous avons obtenu de très bonnes corrélations entre les vents reconstitués et les variations de vents sur lesquelles se basent les ajustements. Nous pouvons évaluer si il est possible ou non de reproduire les variations de vents à partir des paramètres de forme d'onde. Les relations que nous avons calculées empiriquement sont dépendantes des variations de vents utilisées *a priori*. Nous avons cependant vu que différentes combinaisons entre paramètres de forme d'onde pouvaient être équivalentes puisque ces paramètres ne sont pas indépendants entre eux. Obtenir des relations différentes pour reconstituer les vents sur une même région ne remet alors pas en cause la pertinence de la relation en question.

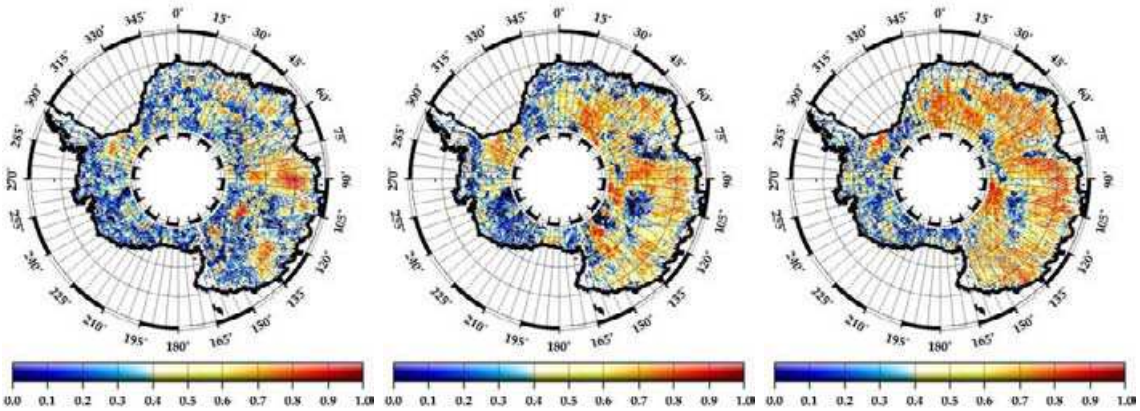
Si la mission ENVISAT a été prolongée, et que ce satellite continue à acquérir de nombreuses données, seule la bande Ku de l'altimètre fonctionne encore. Aucune mission altimétrique en bande S n'est actuellement prévue. La continuité n'est donc pas assurée avec la mission ENVISAT, et on peut regretter que la longueur de la série temporelle d'observation en bi-fréquence S/Ku soit si courte (environ 5 ans). L'intérêt de l'altimétrie bi-fréquence réside dans la sensibilité propre à chaque fréquence de plus ou moins pénétrer sous la surface, et d'être plus ou moins affecter par la rugosité de la fréquence. Si cela apporte des biais possibles dans les mesures de hauteur de surface, cela permet d'étudier les changements d'état de la surface. La mission SENTINEL-3 fournira de nouvelles observations sur la calotte polaire Antarctique en bi-fréquence, toujours avec la bande Ku, mais la bande C (5.6 GHz, intermédiaire entre S et Ku) remplacera la bande S. La mission AltiKa prévue pour fin 2010 fournira des observations altimétriques dans une seule fréquence (Ka, 36 GHz). A haute fréquence, les effets de pénétration sont minimes. Cet instrument sera donc dédié à l'étude de la surface et des quelques premiers centimètres de subsurface uniquement. Ces informations altimétriques seront complétées par les observations d'un radiomètre à la même fréquence.

Cette étude très empirique constitue une première approche pour caractériser l'impact des variations d'état de la surface sous l'effet des vents sur la forme d'onde altimétrique. Cet effet est potentiellement très important, et il est important de bien distinguer les variations temporelles du signal altimétrique attribuables à un changement d'état de la surface, de celles dues à un changement de hauteur. Les changements de hauteur sont de plus associés à un changement d'état de surface

plus ou moins important : compaction et abaissement de la surface sont liés alors que l'élévation de la surface se fait par dépôt de neige.

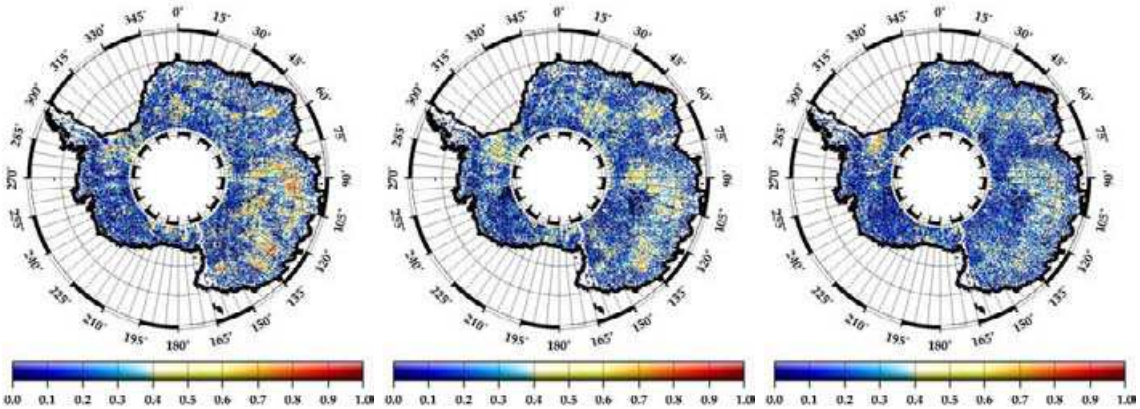
A

Annexe A : Cycles saisonniers des paramètres de forme d'onde



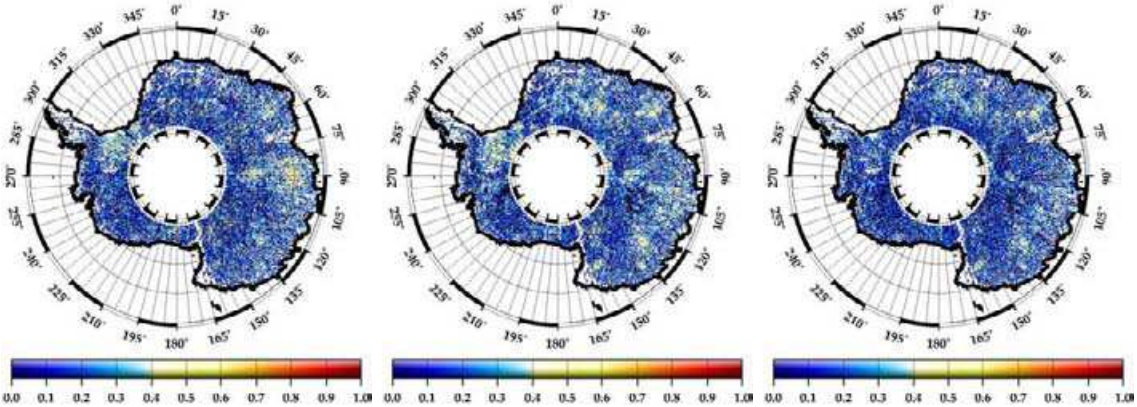
(a) Coefficient de rétrodiffusion Ku (b) Coefficient de rétrodiffusion S (c) Différence entre les coefficients de rétrodiffusion

FIGURE A.1 – *Corrélation entre le cycle saisonnier et les séries temporelles initiales de coefficient de rétrodiffusion*



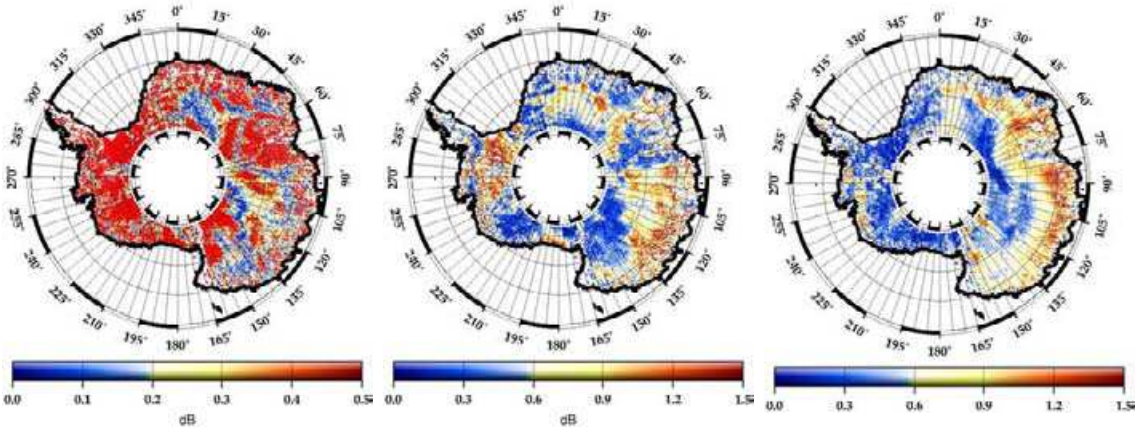
(a) Largeur du front de montée Ku (b) Largeur du front de montée S (c) Différence entre les largeurs de front de montée

FIGURE A.2 – *Corrélation entre le cycle saisonnier et les séries temporelles initiales de largeur de front de montée*



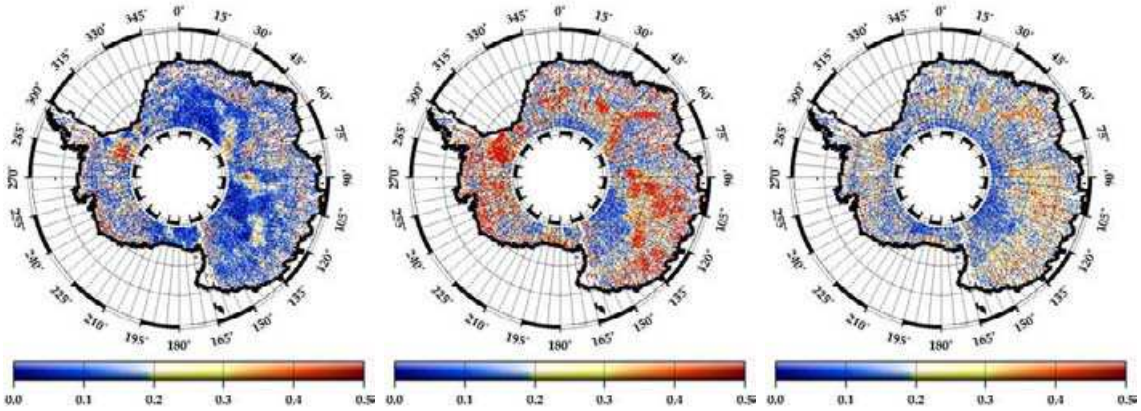
(a) Pente du flanc descendant Ku (b) Pente du flanc descendant S (c) Différence entre les pentes de flanc descendant

FIGURE A.3 – *Corrélation entre le cycle saisonnier et les séries temporelles initiales de pente de flanc descendant*



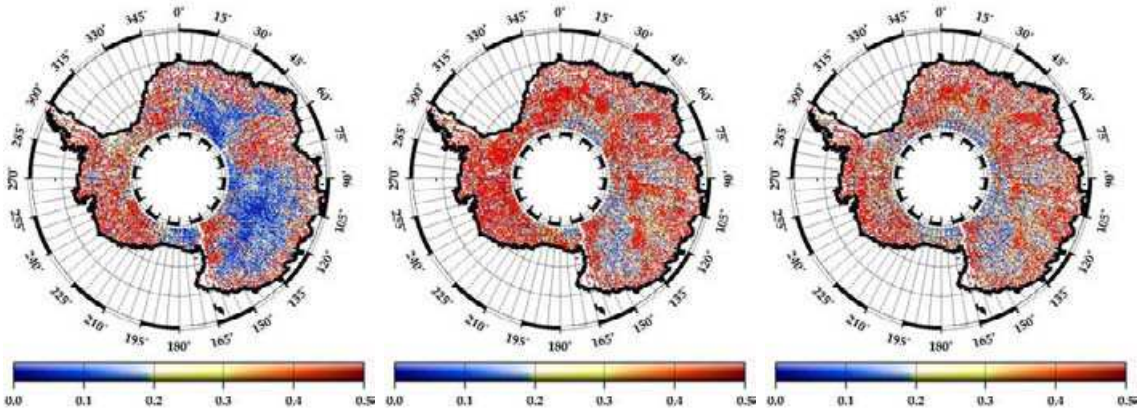
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences (S-Ku)

FIGURE A.4 – *Amplitude du cycle saisonnier pour le coefficient de rétrodiffusion*



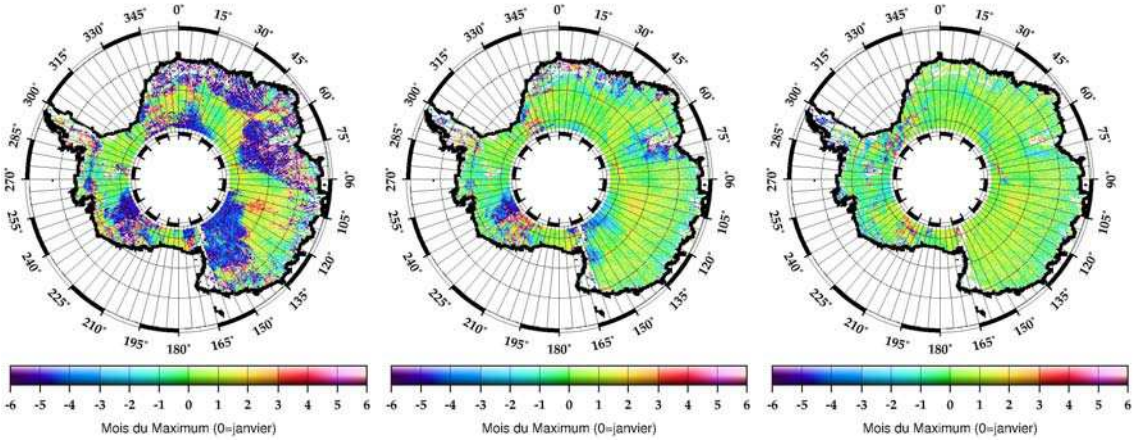
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.5 – *Amplitude du cycle saisonnier pour la largeur du front de montée*



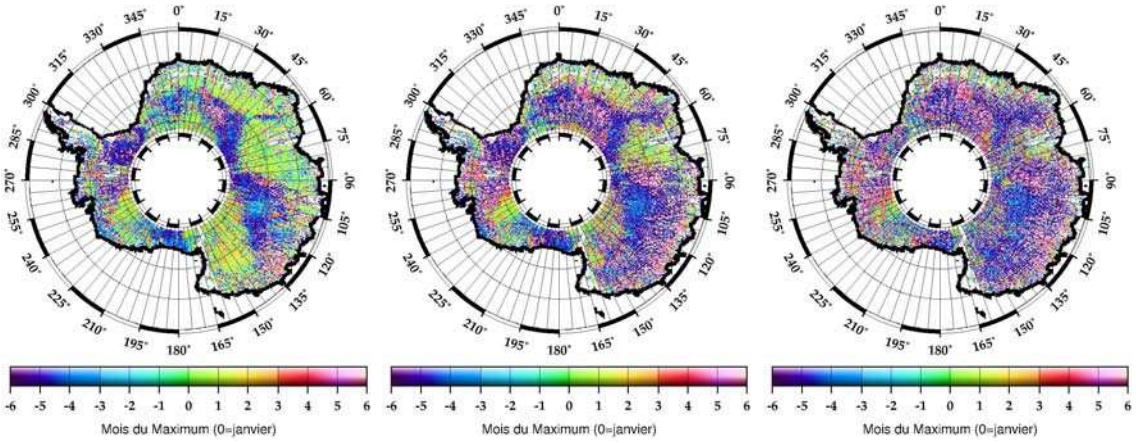
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.6 – *Amplitude du cycle saisonnier pour la pente du flanc descendant*



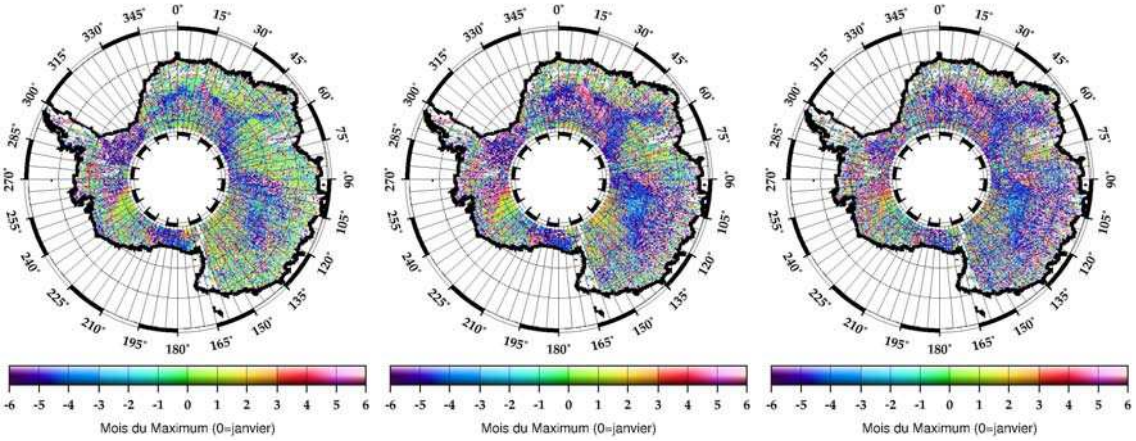
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.7 – *Phase du cycle saisonnier pour le coefficient de rétrodiffusion*



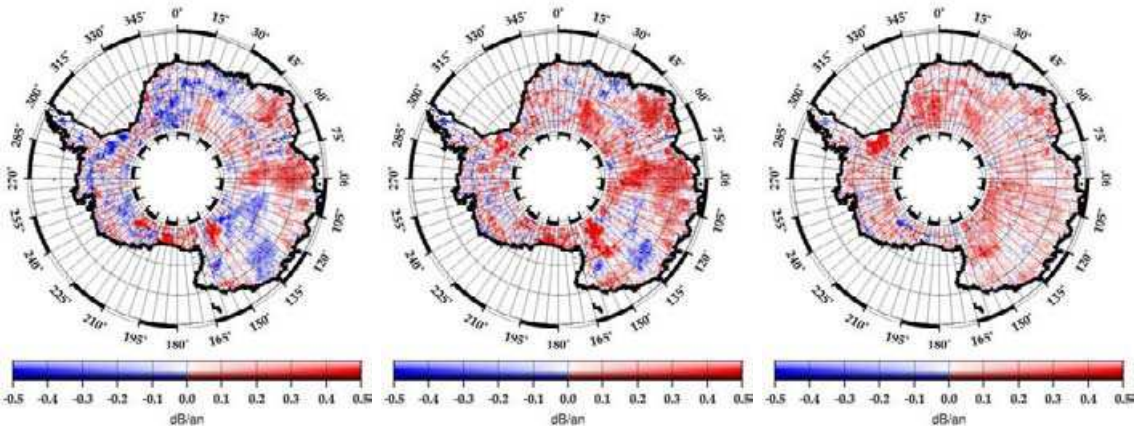
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.8 – *Phase du cycle saisonnier pour la largeur du front de montée*



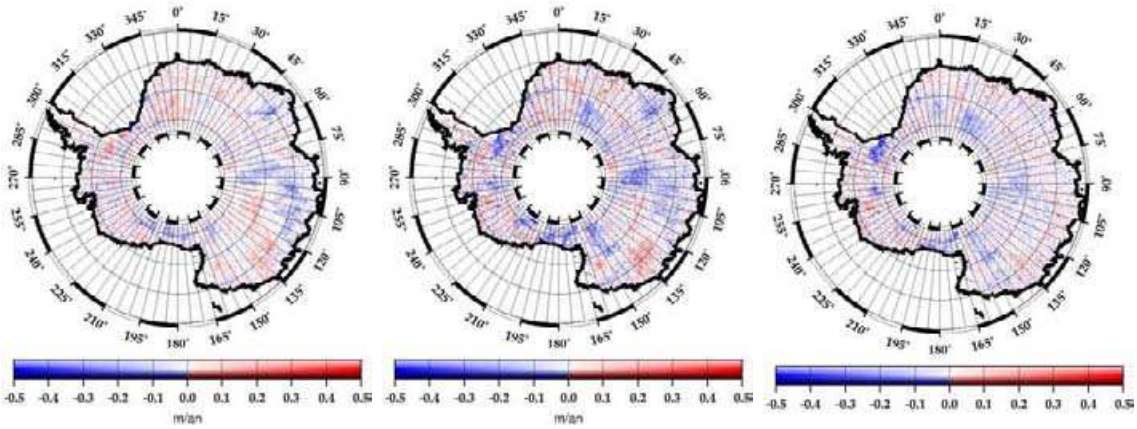
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.9 – *Phase du cycle saisonnier pour la pente du flanc descendant*



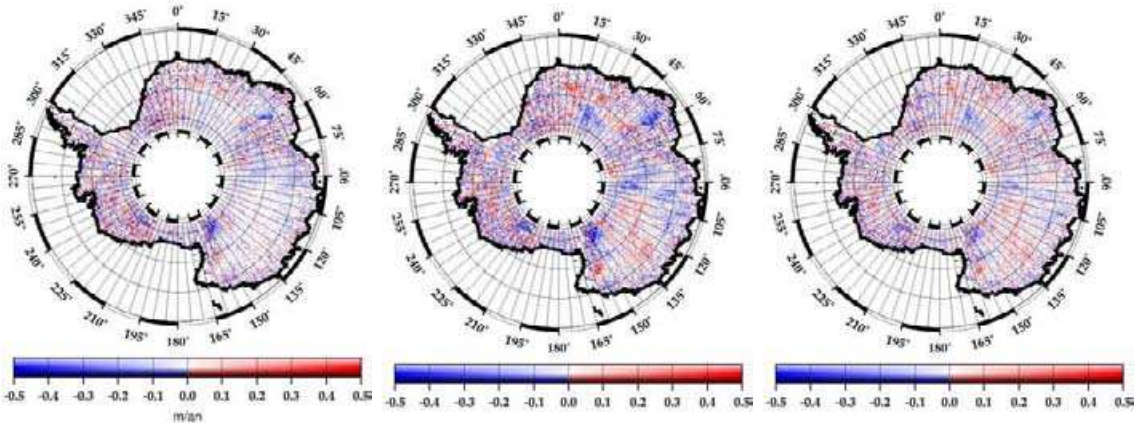
(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.10 – *Tendance pour le coefficient de rétrodiffusion*



(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.11 – *Tendance pour la largeur du front de montée*



(a) Bande Ku (b) Bande S (c) Différence entre les deux fréquences

FIGURE A.12 – *Tendance pour la pente du flanc descendant*

B

Annexe B : "Antarctic ice sheet and radar altimetry : A review"

Remote Sensing **2009**, *1*, 1212-1239; doi:10.3390/rs1041212

OPEN ACCESS

Remote Sensing

ISSN 1424-8220

www.mdpi.com/journal/remotesensing

Review

Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review

Frédérique Rémy * and Soazig Parouty

Legos/OMP (CNRS-UPS), 14 av. Ed. Belin, Toulouse CEDEX 31400, France;
E-Mail: soazig.parouty@legos.obs-mip.fr

* Author to whom correspondence should be addressed; E-Mail: frederique.remy@legos.obs-mip.fr; Tel.: +33-561-332-958; Fax: +33-561-253-205.

Received: 12 October 2009; in revised form: 13 November 2009 / Accepted: 28 November 2009 / Published: 7 November 2009

Abstract: Altimetry is probably one of the most powerful tools for ice sheet observation. Our vision of the Antarctic ice sheet has been deeply transformed since the launch of the ERS1 satellite in 1991. With the launch of ERS2 and Envisat, the series of altimetric observations now provides 19 years of continuous and homogeneous observations that allow monitoring of the shape and volume of ice sheets. The topography deduced from altimetry is one of the relevant parameters revealing the processes acting on ice sheet. Moreover, altimeter also provides other parameters such as backscatter and waveform shape that give information on the surface roughness or snow pack characteristics.

Keywords: Antarctica; radar altimetry; mass balance; ice dynamics; snow properties

---

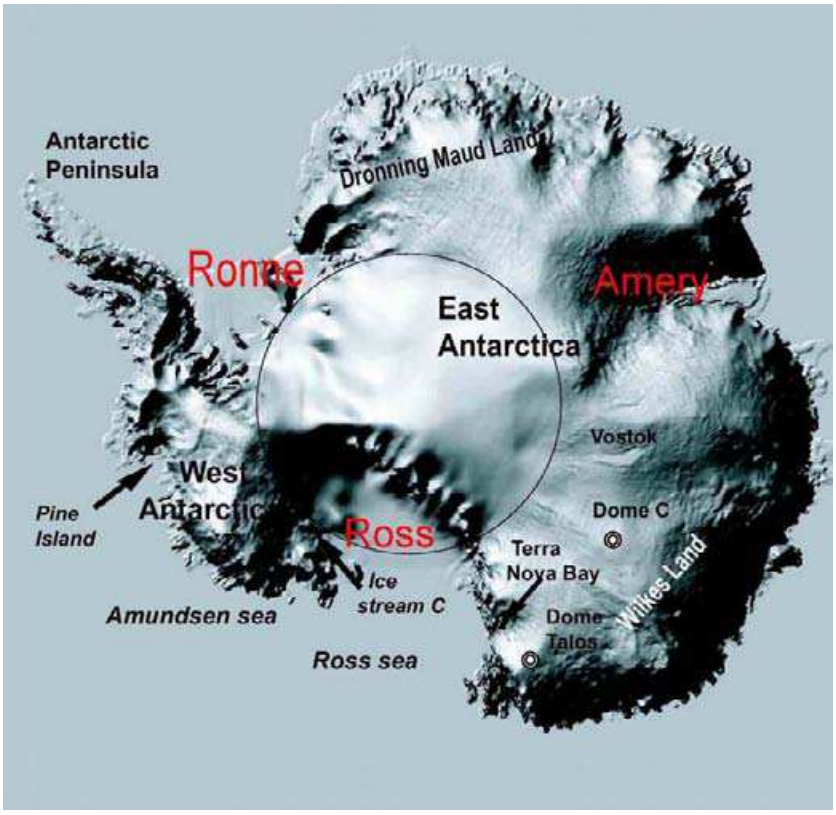
1. Introduction

Monitoring and understanding the Antarctic ice sheet are of great interest to address key scientific issues ranging from past climate conditions to potential future sea level rises [1]. Among all the remote sensing techniques applied to ice sheets, radar altimetry is particularly useful since it provides valuable information for meteorological studies, ice dynamics constraints and mass balance estimations. The aim of this paper is to give a review on the major glaciological progresses made thanks to this sensor.

1.1. The Antarctic Ice Sheet

The Antarctic ice sheet has uneven bedrock, almost entirely covered by ice. Antarctica with a surface of 14 million km², and an average ice thickness of 2,200 m, represents 90% of the terrestrial ice and if melted could lead to an equivalent sea level rise of up to 60 m.

Figure 1. Map of the Antarctic ice sheet with the main places cited in the text. Ice shelf names are in red.



The Antarctic ice sheet is the coldest, highest, driest and windiest continent on Earth. The surface temperature decreases from the coast towards the interior from −15 °C to −60 °C. The cold and dense air of the interior rushes down the slope and can induce strong and persistent katabatic winds.

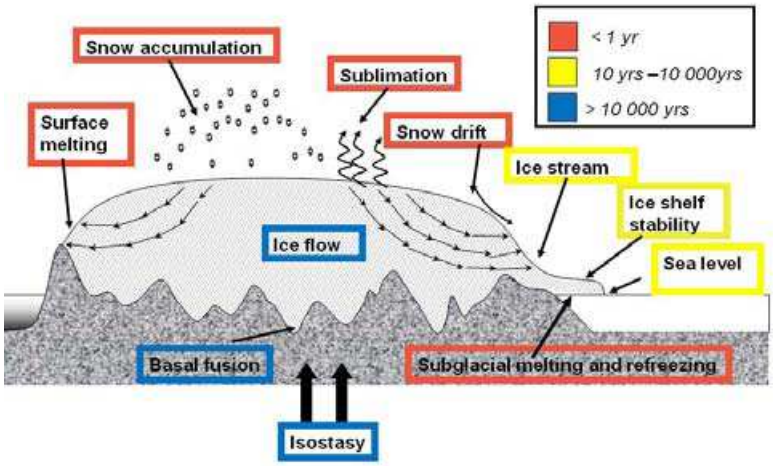
The altitude can reach up to 4,000 m in the Eastern part. The shape of the ice sheet is like a cap or a dome, with a very flat central part (the surface slope is less than 1 m/km over thousands of kilometres) so that the altimetric data are highly accurate. The ice sheet shape is controlled by the equilibrium between snowfall and ice flow [2]. The snow accumulation rate in Antarctica is less than a few centimetres per year in the interior and a few tens of centimetres near the coast [3]. That represents approximately 2,200 Gigatons each year or the equivalent of 6 mm of global sea level rise. A slight imbalance may then contribute to significant sea level changes.

The snow at the surface is buried by new snowfall and then sinks, turns into ice and flows down very slowly toward the coasts where it is calved. Ice velocity is extremely low in the centre of the ice sheets, less than 1 m/yr, and reaches 100 m/yr (or more) near the coast. It takes several hundreds of

thousands years for the snow falling in the centre to reach the sea. This very long residence time is valuable for polar records. For instance, the EPICA depth ice core at Dome C allowed the recovery of 800,000 years of climatic history [4].

The quantity of snowfall and of ice calving or melting is known with large uncertainties of 20 or 30%, so that mass balance of polar ice caps is poorly known. Because of uncertainties, it is still very difficult to model these processes or even to determine their sign. First, the space and time distribution of accumulation rates is poorly known [5,6]. One of the difficulties lies in the distinction between snow precipitation and snow accumulation: the difference between both is due to erosion, drift, deposition by the wind or sublimation and all these processes are not very well known. Second, the physical processes which control the ice deformation or the ice sliding, the effect of the boundary conditions, or the effect of the longitudinal stress are still unknown. Moreover, precipitation rates or evaporation change in response to the climatic variations while the dynamic answer of the ice sheet to climatic changes would occur over a few tens of thousands years. As it is outlined on Figure 2, the range of the time scales of the different processes acting on an ice sheet is very large [7]. The variation of the ice sheet volume is due to climate changes over the last 100,000 years. As we will see in more details later, the Western part gets most of its bedrock under the sea surface and ice flows through a complex ice stream network, so that questions of instability or collapses arise.

Figure 2. Ice sheet mechanisms and time-scale outline adapted from [7]. Surface melting, snow precipitation, sublimation, wind-driven sublimation and basal melting or refreezing are assumed to instantaneously react to climate change. Ice streams, outlet glaciers are assumed to react quickly (between 1 yr to 10 yr) or slowly as ice-shelf dynamics to climate change (meaning between 100 and 1,000 yr). On the contrary, ice flow, basal temperature and fusion isostasy take a very long time to react (time lag is between 10,000 and 100,000 years).



To understand, model or predict the ice sheet evolution, we then need to know climatic and dynamic processes which control them. We also need repetitive observations at a global scale to feed the models.

1.2. Observations of the Antarctic Ice Sheet

Its size is such that a few observations along traverses cannot render the main characteristics. For instance, in Antarctica, scientific stations are mostly near the coast, and only a few traverses during austral summer expeditions provide sparse data on the interior. In this context, remote sensing has offered during the last few decades a new vision of the polar cryosphere. The first sensor able to observe the cryosphere properties was the radiometer, acting in the microwave domain and devoted to atmospheric science. It was launched in the middle of 1970s allowing then a 30-yr record of variability of Antarctic sea ice [8]. Surface temperatures were not easy to derive from these first measurements but they allowed the precise delimitation of ice covered sea and the characterization of ice sheet's surface. Today, several sensors give a precise idea of albedo, temperature, wind, surface velocity for continental ice (see Bindschadler [9] or Masson and Lubin [10] for a review of remote sensing of the Antarctic ice sheet). However, a lot of parameters, such as accumulation rate, ice thickness… are still poorly retrieved.

In this context, radar or laser altimetry plays a crucial role. Indeed, among parameters, surface topography is probably the most relevant [11]. From a dynamic point of view, surface topography can be used to constrain ice flow models, to test or initialize them. Ice physical processes often have a specific signature on the ice surface. Note that for ice dynamics study, the bed topography is also crucial. From a balance point of view, monitoring the surface elevation changes inform us about volume variations, we have now 19 years of continuous measurements at our dispoal. Here we will focus on radar altimetry because time series are longer and because it also provides subsurface information. Indeed, due to the penetration of the microwave within the snowpack, radar altimetry has the peculiarity of giving information not only on surface but also subsurface state that can be related to meteorological and climatic parameters [12].

The next section (2) is devoted to radar altimetry and will be followed by a section dealing with the physics of the measurements and on the snowpack properties retrieval. The last two sections (4 and 5) are devoted to the main purpose of altimetry above ice sheet, e.g., dynamics study derived from topography and monitoring of volume changes.

2. Radar Altimetry

Altimeter was initially designed to survey oceanic surface and error budget above the ice sheet should be carefully checked. The general concept can be found in Fu [13,14]. The principle consists in a radar wave emitted in the nadir direction and received by the sensor after reflection on the surface. The surface height is derived from the duration of the travel and the precise knowledge of the satellite orbit.

The sensor records the energy backscattered from the surface and the subsurface versus the arrival time, so that the total backscattered energy is available as the histogram of the energy with respect to time, the so-called waveform, in which lots of information lie (see Figure 3).

After correction due to the propagation delays through the atmosphere and ionosphere, instrument bias, terrestrial and oceanic tides, an altimeter such as the one onboard the Topex-Poseidon mission reaches a very good precision over oceans: it enables the estimation of global mean sea surface topography at the centimetric level at the 10-km scale [15] and sea level change with a precision better

than 0.4 mm/yr [16]. However, when applied to continental surfaces, such as ice sheets, the error budget is greater and some specific corrections should be applied. Without going into details, let us summarize just the main specificities of the radar altimeter processing.

The first difference is due to the fact that classical atmospheric propagation corrections cannot be applied over ice surface. The radiometric or the dual-frequency observations used over oceanic surface to correct respectively for the wet troposphere and for the ionosphere delays are affected by snow surface signature and cannot be used to deduce respectively atmospheric wetness and electronic content as it is the case over oceanic targets.

A second difference is due to the kilometric-scale topographic features and surface slope that induce several problems. The altimeter measures the range between the antenna and the nearest point of the surface. This point is at the nadir only when the topography is very flat, otherwise it is shifted in the upslope direction of the surface. This error, pointed out by Brooks *et al.* [17] or Brenner *et al.* [18] depends on the square of the surface slope so that, near the coast of Antarctica, the restitution of a precise topography in such places is complicated. The correction can be done either directly on the height at the nadir or by relocating the impact point in the upslope direction [18-21]. The limitation is due to the lack of knowledge of the 2-D surface slope that can be derived from an external base [22] or by iteration from an a priori DEM obtaining by fitting a bi-quadratic form over the local area [21]. Nevertheless, data processing can be developed to correct for (or minimize) these errors so that altimeter measurements reach a very good accuracy. However, due to the inaccurate repetitivity of the orbit, the cross-track slope misknowledge is still one of the greatest limitations for the time series analysis (see Section 5). The kilometric scale feature also affects the tracking system which pre-positions the receiving window based on previous measurements and that cannot follow the irregular surface topography. The on-board estimate is thus inaccurate and a re-estimation, named retracking is needed. The process has to be applied with the help of the whole waveform [23]. Most of the existing retracking methods deduce the surface height elevation by seeking the point of the leading edge corresponding to the average surface [23-25]. Finally, due to the kilometric scale footprint, the small-scale topographic features also affect the waveform shape that in turns via the retracking affects the height restitution so that the final precision is limited [26]. The ICE-2 retracking algorithm, now implemented on the ground segment of the ENVISAT RA-2 altimeter is based on the principle of fitting the waveform shape using a classical model. It consists in detecting the waveform edge, fitting an error function to the leading edge and an exponential decrease to the trailing edge [27], so that three other altimetric parameters are provided in addition to the surface height (see Figure 3).

The third difference with classical ocean processing lies in the penetration of the radar wave within the snow pack. In Ku-band (13.6 GHz or wavelength of 2.3 cm), the classical altimetric band penetrates within the dry and cold snowpack so that the reflection comes both from the surface (called the surface echo) and subsurface layering (volume echo). This was first pointed out by Ridley and Partington [28] who modeled the waveform shape and detected a distortion due to the volume echo. The induced error on the height measurement is between a few tens of centimeters and a few meters and is probably the most critical one even if its effects can be minimized thanks to retracking techniques. This error is difficult to model because the snow is a very complex and variable medium: it is thus the major limitation for the time series interpretation.

The first attempt to use altimetry over ice sheets [18,29] was performed in the early 80s with the Seasat altimeter that was launched in 1978 with an inclination orbit of 72°, as the following mission of Geosat (1985–1990). At this time, only the south of the Greenland ice sheet and a part of the Antarctic ice sheet were observed.

Figure 3. Altimetric waveform shape. Altimetric observations also provide the return waveform that can be seen as the histogram of the backscattered energy with respect to the return time. The signal is the sum of a surface echo (in light grey) and of a volume echo (in dark grey). The altimeter provides then the surface altitude, the waveform shape (with the parameters such as leading edge width and trailing edge slope) and the total backscattered energy from the surface.

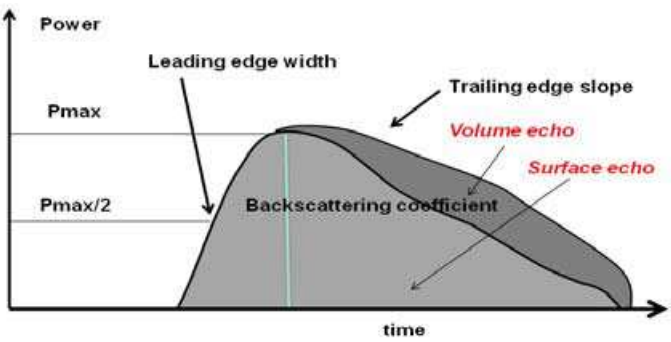


Table 1. Altimetric missions with altitude, inclination, repetitivity and wavelength band (Ku, 13.6 GHz; C, 5.6 GHz; S, 3.2 GHz; Ka, 37 GHz) with respect to launch. Two future missions planned to be launched in 2010 are also indicated.

Mission	Launch	End	Altitude (km)	Inclination (deg)	Orbit repetitivity	Frequency band
Seasat	06/1978	10/1978	800	72	3 d, 17 d	Ku
Geosat	03/1985	01/1990	800	72	17 d	Ku
ERS-1	07/1991	03/2000	785	81.5	3d, 35d, 168d	Ku
Topex-Poseidon	08/1992	01/2006	1336	66	10 d	Ku C
ERS-2	08/1995		785	81.5	35d	Ku
GFO	02/1998	11/2008	800	72	17 d	Ku
Jason-1	12/2001		1336	66	10 d	Ku C
Envisat	03/2002		800	81.5	35 d	Ku S
Jason-2	06/2008		1336	66	10 d	Ku C
Altika	2010		800	81.5	35 d	Ka
Cryosat	2010		717	88	369 d	Ku

ERS-1, launched by the European Space Agency (ESA) in 1991, was the first polar-orbiting satellite with an altimeter onboard, it was followed by ERS-2 in 2005. Except for the small areas of the Greenland and of the Antarctic that have previously been observed with altimeters on-board Seasat, the ERS-1 observations are the first ones over large polar areas. The nominal ERS-1 orbit has a 35 day repeat cycle leading to a cross-track sampling of 15 km at latitude 70°S. ERS-1 has also flown with a 3 day repeat cycle and a so called “geodetic” (two 168-day repeat cycles shifted) orbit allowing a very

dense sampling of the ice sheets (see Section 4.1). The measure is carried out at the 0.05 s frequency which corresponds to a 350 m spatial resolution along the satellite track.

In order to provide information for the ionospheric corrections above oceanic surfaces, altimeters have now a lower frequency added to the classical one in Ku band. The first dual-frequency altimeter (C and Ku-bands) was Topex-Poseidon launched in 1992 which was dedicated to oceanic studies.

The Envisat altimeter, launched in April 2002 is the first dual-frequency altimeter (S and Ku-bands) devoted to polar observations. It follows the same 35-day orbit as ERS-1 and ERS-2 to ensure a homogeneous time series.

3. Altimetric Waveform Shape, Surface and Subsurface Parameters

The main purpose of altimetry above ice sheet is the surface topography retrieval for ice dynamics study and for monitoring surface height variations. On one hand, it is of first importance to well understand how penetration of the radar wave within the snowpack affects the height measurements. On the other hand, some surface or snowpack characteristics may be retrieved from the waveform shape. This section is then devoted to the physics of altimetric measurements and will sum up some attempts to derive snow parameters from radar altimetry.

3.1. Relation between Waveform Shape and Geophysical Parameters

As already mentioned, the Ku-band wave (13.6 GHz) penetrates within the cold and dry snow medium, so that the reflection comes both from the surface and from the internal layers. The capacity of the wave to penetrate within the snowpack depends on snow dielectric properties. The absorption coefficient mainly depends on snowpack temperature [30] and the scattering coefficient mainly depends on snow grain size [31]. The surface backscattering depends on snow roughness but also on snow density [32,33]. The intensity of the internal backscatter depends on internal stratification [34,35] that in turn depends on snow accumulation rate. Thus altimetric waveform shape is sensitive to meteorological conditions close to the surface such as winds (through roughness), temperature (through grain size and density) or snowfall events (stratification and density). The main issue in altimetric measurements interpretation is to distinguish between all these effects.

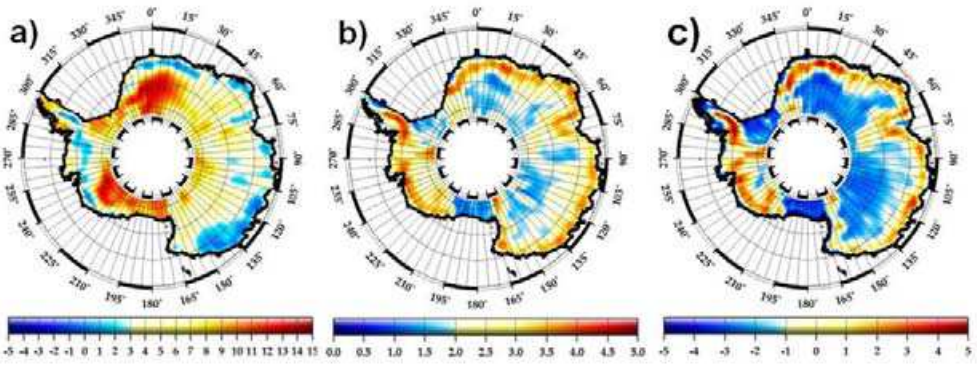
The three waveform parameters given by the ICE-2 retracker (Figure 3) are mapped on Figure 4. The range of variability of the parameters is important. The backscattering coefficient increases from −3 dB near the coast to more than 15 dB in the Dronning Maud Land area, e.g., it is multiplied by a factor of 100.

Several studies showed the impact of firn properties on the altimetric waveform [36-38]. They detailed which part of the waveform is mostly affected by the various surface and subsurface properties. Hence, the backscattering coefficient is controlled by both surface and volume echoes. Its amplitude is mostly influenced by surface roughness, snow stratification and extinction of the radar wave within the snow pack. The leading edge of the waveform is mostly controlled by the first echoes [39]. It is related to the surface roughness and to the first tens of centimetres of the subsurface [38]. On the contrary, the trailing edge part is mostly related to the ratio between volume echo and surface echo as well as the surface geometry. According to Davis and Zwally [39] the echo in East Antarctica is mostly dominated by volume signal whereas Lacroix *et al.* [40] pointed out the

prevailing function of roughness. When surface is smooth compared to altimetric wavelength, volume signal is insignificant whereas for a rough surface volume signal highly modifies the waveform.

The penetration depth or the importance of volume signal can be empirically deduced from the altimeter, either by the analysis of the waveform shape [39] or by constraining a waveform model with the data from the 3-day orbit [41]. The first study [39] is dedicated to spatial changes of the extinction coefficient at the ice sheet scale. Due to increasing firn temperature from the high interior plateau toward the coast, grain size increases, and so does the extinction coefficient leading to shallower penetration depths. In the latter study it is assumed that on a temporal scale of 3 days, only surface echoes may significantly show variations, so that this study found a penetration depth varying from 12 m in the interior to 1 m near the coast.

Figure 4. Mean altimetric waveform parameters mapped over Antarctica in Ku-band from 2003 to 2007. (a) The backscattering coefficient expressed in dB, (b) the leading edge width expressed in meters, (c) the trailing edge slope expressed in 10^6 s^{-1}.



Spatial variations of the volume signal are then very large at the ice sheet scale. For the first time, Davis [42] pointed out that besides these spatial variations, temporal variations of snow surface conditions could be high enough to alter the waveform and induce bias in the temporal height trends deduced from altimetric techniques. Temperature time series at the ice sheet scale are now long enough to constrain snow compaction model over ice sheets [43-45] and account for time variations of the volume signal. Indeed, firn densification processes [46] and rate of firn compaction have received increasing attention during the last decades since they are required for correct interpretation of elevation changes measured by satellite altimetry. Li and Zwally [45] used firn temperature time series from AVHRR infrared sensor for Antarctica back to 1982 to study height variations due to compaction from 1993 to 2003 and match their results with altimetric height measurements. They show that densification depends not only on the present temperature variations, but also on the past ones. Thanks to their model they manage to explain seasonal height variations of the ice sheet measured by satellite altimeter that were not consistent with changes due to snowfall. More recently, Helsen *et al.* [47] computed firn height variations in response to accumulation rate and temperature variability. They mentioned that enhanced accumulation obviously leads to firn thickening, but higher accumulation rates occur when temperature is higher than average, so densification is enhanced too and the total effect is diminished. Furthermore, Arthern and Wingham [43] modelled the impact of an increase in accumulation and found a change in density throughout the ice column as an immediate answer to that

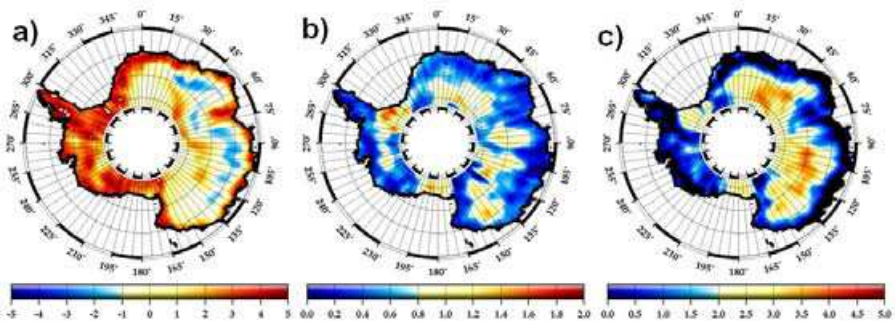
extra load followed later by a weaker rate of densification deeper in the column as if ice were already dense enough. The changes in height variations due to snowfall induce changes in density which alters the altimetric height retrieval and make it difficult to convert in ice mass changes. Taking into account snowfall variability Helsen *et al.* [47] showed that insignificant trends in accumulation could cause considerable ice sheet elevation changes, and found it necessary to take accumulation variability into account to accurately interpret ice sheet elevation changes. One can show that there is more than 10% chance of measuring an artificial trend greater than 15% of the mean accumulation rate from a 10-year elevation series and that the trend in mass and in volume can even be inversed [48].

3.2. Dual-Frequency Observations

Obviously, both the direct modelling of the waveform behaviour and the retrieval of snow parameters from waveform shape are difficult because the problem is under-constrained. The antenna gain pattern, the roughness sensitivity, the absorption and the extinction parameters are clearly frequency dependant so that dual-frequency information may improve our understanding of altimetry above snow.

A first attempt with the Topex-Poseidon altimeter operating in Ku and C-band (5.2 GHz) and covering the southern part of the Greenland ice sheet has confirmed the impact of the frequency on the altimetric measurements [49]. The authors showed that height differences are of a few decimeters only, and pointed out kilometric scale variations in the difference. The induced volume error seems to be also linked to the waveform deformation by surface topography [38]. The Envisat altimeter has operated in Ku and S-band (3.2 GHz) up to the end of 2007, unfortunately the S-band is out-of-order since January 2008. The lower frequency is then 4 times smaller than the Ku-band one. The difference between both bands is significantly larger than the noise: a few dB for the backscattering coefficient, a few meters for the leading edge and the height, a few millions 1/s for the trailing edge. Moreover, the corresponding maps exhibit a coherent signal [50]. Note that the altimeter is pulse limited meaning that the footprint size only depends on the pulse length (3 ns) and on the altitude, not on the frequency. The only frequency effect has been found on the height retrieval when surface slope is of the order of the antenna aperture.

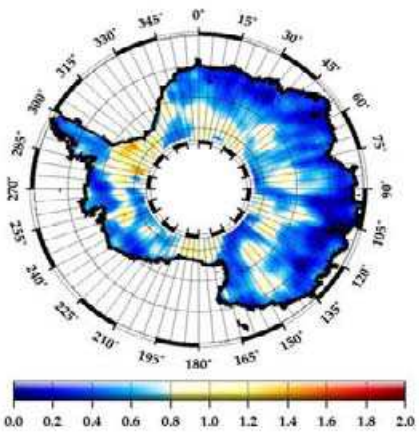
Figure 5. Difference in the altimetric waveform parameters between the Ku-band and the S-band, from the Envisat altimeter. (a) The backscattering coefficient expressed in dB, (b) the leading edge width expressed in meters, (c) the trailing edge slope expressed in 10^6 s^{-1}.



These differences in the sensitivity of the two frequencies induce different spatial patterns of the waveform parameters. The range of variations of these differences is quite important and significant.

The three first reliable ENVISAT cycles were studied in Legresy*t et al*. [50]. Spatial variations of the waveform shape in Ku and S bands are described. Surfaces are seen smoother at longer wavelength (meaning S band) as if long wavelengths could not see small scale features [40]. Surface signal is then stronger at longer wavelength. The same observation applies to grain size. This should be saying that snow grains scatter more strongly the closer they are in size to the radiation wavelength, *i.e.*, Mie scattering. Therefore the S band signal penetrates deeper beneath the surface than the Ku band one. S band signal is thus more affected by a highly stratified medium. Another difference pointed by this study [49] is that due to the larger antenna aperture in S band, the corresponding signal is less affected by surface slope.

Figure 6. Difference in altimetric height between the Ku-band and the S-band of the altimeter from [22]. This map illustrates very well the effect of the penetration of the radar wave within the snow pack because it depends on the wave frequency. This map can also be used to derive the principal characteristics of the snow pack and of the surface roughness.



As an example, the difference in height is shown on Figure 6, it can reach up to 2 m in the central part of the plateau and above ice shelves. It is either attributable to different penetration depths or to different volume or surface echoes amplitude. This map illustrates very well both the kind of information offered by the dual-frequency altimeter and the difficulty to well extract the height from a microwave altimeter due to the penetration of the radar wave within the snow pack. S-band wave penetrate deeper so that the Ku-S difference is positive. However, the surface roughness is smoother in S-band and we may expect a greater surface echo. The opposite occurs on the plateau where the surface is smoother. We think that a larger quantity of internal reflected signal coming from the snow stratification explains this observation. First results confirmed that dual-frequency altimeter may be used as sounding radar. Above the large cracks of the Amery ice shelf, Ku-band sees very well the edge of the crevasses while S-band is sensitive to the snow deposited in the cracks [51]. A radiative model [40] has been developed to simulate the behaviour of the altimetric waveform with respect to snow parameters for the two-frequencies. Surface parameters are seen differently depending on the wavelength used for the survey. This model shows the high sensitivity of the measurements to surface

roughness, especially in Ku band. In case of a smooth surface only, height measurements are reliable for mass balance monitoring. In one hand, when the surface is rough, the volume echo becomes too large and induces error in height retrievals. On the other hand, a high volume echo is interesting for instance to get information on the layering of the medium which is related to accumulation rate.

3.3. Toward the Restitution of Some Snow Parameters

The capacity of the radar altimeter, a nadir looking angle radar, to measure wave height from the leading edge [52] and surface roughness from the backscattering coefficient was exploited very early over oceanic surfaces [53,54]. Both of these information yield to wind speed retrieval over oceans [55].

As for oceanic surface where wind induces two roughness scales (micro-roughness and waves), katabatic winds carve the ice sheet surface at the centimetric scale (micro-roughness) and at the metric scale (sastrugis or erosional snow features) [56] so that they control the microwave emission and backscatter [57]. As for the oceanic case, the altimetric backscattering coefficient is indeed sensitive to wind intensity [37]. This study, with the help of the Seasat data, points out the strong relation between katabatic wind intensity and backscatter variations. Winds are indeed responsible for the presence of snow features on the surface such as sastrugi, and changes in surface roughness. They obtained a local relationship that can hardly be extrapolated to the whole ice sheet. Indeed, correlations between wind variations and selected altimetric waveform parameters can be surprisingly high, but with spatial pattern which highlight localised interaction between wind and surface state.

The use of not only the backscattering coefficient but also the whole information contained in the waveform, to retrieve surface and subsurface properties of the snow medium was also performed with the Seasat altimeter [28,36]. The latter study noticed that some changes in the waveform can have several causes that could hardly be distinguished. For instance snow grain size and snow density may produce the same waveform changes. Volume signal and surface topography might have opposite effect on the leading edge and the analysis of the first part of the waveform only is not sufficient to detect surface and subsurface properties [50]. Indeed, similar waveforms may be obtained with different subsurface combination of properties [25]. On the contrary, different waveforms may be obtained with the same volume contribution but with different local topographies [38].

The study of the space and time variations of the altimetric waveform highlighted strong seasonal variations of all the three waveform parameters, with the backscatter maximum occurring at the time of the leading edge width and trailing edge slope minimum, and varying depending on the location on the ice sheet. Seasonal snow densification processes are probably the best candidates to explain the observed seasonal cycles in the waveform [51].

Retrieving stratification is a tricky issue. Swift *et al*. [58] reported that buried layers are a significant source of additional backscatter. The overall waveform is affected by snow layering, and the effect is not the same depending on how deep the layer is [59]. Stratification is highly related to accumulation rates, and the sensitivity of the altimeter to the depth of internal layers, especially in Ku band for low accumulation area [40] may help to retrieve accumulation pattern on the highly stratified plateau only.

A tentative to invert the surface properties of ice sheets from satellite microwave data in order to correct altimetry errors has been performed over the Greenland ice sheet [60]. The objective was to

assess the impact of interannual variability in accumulation rate on the rate of elevation changes as measured by the altimeter. This work suggests that such a technique could be applied when a more extensive validation will be performed. However, the interannual variability in accumulation rate is less in Antarctica than in Greenland but such a technique may be of interest in the future.

To finish, one of the problems in attempting to retrieve snow parameters is the lack of in situ measurements at the global scale. Up to snow in situ measurements are obtained either near stations (mostly in the coastal areas) or along few raids during the austral summer. Besides that, pertinent parameters for altimetry (surface roughness or snowpack parameters gradient) are up to now very difficult to measure. A new methodology to measure snow surface roughness with a laser has recently been tested in Svalbard [61]. Such measurements are actually tested at Dome C in Antarctica so that validation of the surface roughness retrieval by altimetry will be soon possible. However most of the attempts to invert electromagnetical models [28,35,39,40,45] find snow parameters in a suitable range.

4. Application of Radar Altimetry for Ice Sheet Dynamics Study

4.1. Construction and Precision of the Derived Topography

Accurate information of the ice sheet topography is crucial both for ice dynamics studies and for the prediction of the future evolution of ice sheet. From April 1994 to March 1995, ERS-1 was placed on a geodetic orbit (two shifted cycles of 168-day repeat). The satellite track sampling is 10 times greater than in the 35-day orbit leading to a cross-track distance of 1.5 km at latitude 70°S. Up to 30 million waveforms were collected and reprocessed over Antarctica. Data editing and geophysical corrections were taken from [62]. The small-scale topography signal yielded to a poor on-board tracking of the ground, that was corrected by using a dedicated retracking algorithm previously developed [25,38]. The Delft Institute precise orbit is used and the altitude is given with respect to the WGS-84 ellipsoid with a grid size of 1/30°. As shown in Figure 3, this high-resolution topography reveals numerous details from the kilometric to the global scale that we will comment in the next subsection.

The laser altimeter IceSat launched in 2003 [63] is less sensitive to ice penetration and is less to surface slope than the radars, it then allows finer analysis to be performed. The bias between Envisat and IceSat increases from −0.40 m ± 0.9 m for surface slope lower than 0.1 degree to 0.05 m ± 26 m near the coast. The mean difference is around 0 because of the effects of penetration and residual slope error are opposite. Note that the root mean square (r.m.s) strongly increases from inside regions to the coast [20,64]. The same kind of results are obtained using comparisons with GPS data in some places [65].

Roemer *et al.* [19] performed a finer analysis of radar altimetric data in the vicinity of the Vostok lake. They developed new techniques to correct for topographically induced errors and improved the gridding procedure. They improved the precision from 1 m with previous techniques to 0.5 m and pointed out the smoothing of the topography made by radar altimeters that prevents from detecting the small scale topographic features.

4.2. Ice Dynamics Information Derived from Topographic Signatures

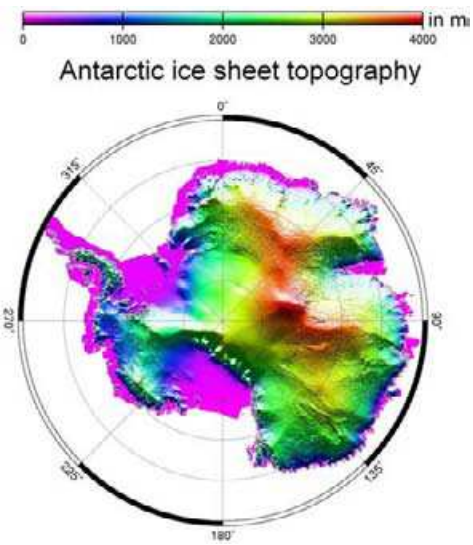
The main physical processes (climatic and dynamic) that act on an ice sheet induce particular signatures on its free surface. From the small scales to the larger ones, topography contains important information on local anomalies or on general trend behaviours [11,62]. Accurate knowledge of the topography also provides a current initial condition to analyse its future evolution. At the large scale, the surface is quasi-parabolic and governed by ice viscosity and by flow boundary conditions. The topography is mostly controlled by the distance to the coast [66,67], except where basal conditions, such as sliding, affect the topography in the upslope direction [67]. The large scale topography controls flow direction and its mapping allows calculating balance velocities (see Section 4.3).

At this large scale, networks of anomalies of the surface topography perpendicularly to the greatest slope direction can be pointed out. They are due to boundary flow conditions of outlet glaciers that are propagated from the coast up to the dome [68]. It exhibits the drainage pattern, upstream glacier positions or the flowline directions, but also the role of the outlet flow conditions on the whole shape.

At the 10-km scale, topographic signatures of the flat ice shelf enable to delimit adjacent glaciers and to visualize lateral stress effects. “En echelon” structures with a tilted orientation of 45° with respect to the flow direction are found and not yet well explained [62].

In the same way, undulations at the 10 km scale wavelength with a metric scale amplitude seem to be the main ice sheet surface features. They have been early attributed to ice flow above an irregular bedrock [69,70]. Up to now, they are modelled as symmetrical dome shaped features. Their spatial characteristics may allow a better understanding and modelling of these structures: they are found to be elongated with a frequent orientation of 45° with respect to flow-line directions. The 10 km scale seems to be a characteristic scale of ice flow processes, as we will see in the next subsection.

Figure 7. High-resolution map of the Antarctic Ice Sheet topography from the ERS-1 geodetic mission [7]. The elevation reaches 4000 m. Note the numerous details: ice shelves surrounding most of the continent, surface undulations, flat areas reflecting subglacial lakes, elongated scars due to hydrological networks.



4.3. Subglacial Lakes and Hydrological Networks

In the early 1950s ice penetrating radio-echo sounding revealed the existence of subglacial lakes in Antarctica [71,72]. The presence of basal water below the ice induces sliding that in turn induces a flat and smooth signature on the ice sheet surface. The altimeter is then an efficient tool for detecting subglacial lakes. Since the launch of ERS-1 that allows the first description of the greatest lake, the Vostok lake [73], few tens of lakes have been discovered [74-76] so that actually up to 150 lakes are known and many of them have an activity (drainage/filling). The presence of lakes is now recognized to be an important factor in ice dynamics and even in some case to play a role in ice streams behaviour [77-80].

With a precise topography analysis one can observe that these local sliding areas are surrounded by two symmetrical topographic anomalies. These bumps and troughs on the topography are associated to abrupt transition, respectively from weak friction (in case of sliding) to strong friction (in case of deformation) and inversely from strong to weak friction. One can show that these transitions occur on two steps, longitudinal extension followed by longitudinal compression for a transition between deformation and sliding, and inversely [62]. The characteristic scale of the longitudinal variations, and thus of the longitudinal stress, is thus about 10 km.

Thanks to the particular signature of lakes on the surface one can detect local anomalies related to basal water. A dedicated methodology based on the estimation of the surface curvature allows enhancing subtle surface features observed in the ice sheet surface topography so that several elongated networks have been identified and related to subglacial topography in the vicinity of Dome C [81]. At the ice sheet scale, one can detect hydrological systems which cross the continent over distances greater than a few hundred of kilometres [82]. Some of these features are connected to the ice-sheet margin, although the low number of such features means that transportation of subglacial melt water within these channels does not significantly contribute to ice sheet mass loss at the continental scale. However their influences on outlet glacier flow will be discussed in Section 5.

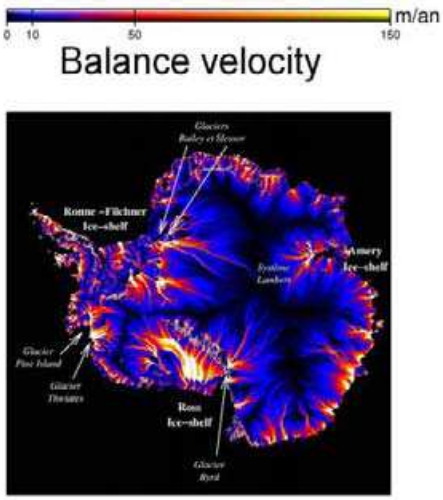
4.4. Balance Velocity and Ice Dynamics

The ice flow follows the down-slope direction so that the topography provides the direction of the ice flow and the convergence or divergence of flow-lines. The summation of the accumulation rate from the dome to the coast between two flow channels makes it possible to estimate the ice flux, by stating that the flows coming in and out of an ice column are equal. Velocity is obtained by dividing by the ice thickness from BEDMAP experiment [83]. To do this, we have to assume that the ice sheet is in balance, so that this velocity is called the balance velocity [84].

Balance velocity (Figure 9) is lower than 1 m/yr near the dome and reaches 100 m/yr near the coast [85,86]. It is clear that ice flow divergence and convergence are controlled by the surface topography that plays a significant role in ice flow. One can observe fast flowlines or ice streams, with tributaries networks, whose effects are felt until several hundred of kilometres inside the continent. Indeed, 80% of the continent is found to be drained by only 20% of the coast. It is probably one of the major discoveries provided by altimetry for Antarctica. Indeed, this irregular flow distribution/ice flow network gets important consequences concerning ice sheet behaviour regarding to climate change. A fast glacier will respond more quickly to perturbations than a slower one. Also, a perturbation at the

coast, for instance a change in the velocity of an outlet glacier, will propagate all along the stream. It then highlights the most sensitive areas of the ice sheet.

Figure 8. Map of the balance velocity expressed in m/yr from [15]. Note the presence of numerous ice streams that can be followed far away in the upslope direction. The name and location of the main outlet glaciers are shown.



The surface topography also gives indications on the dominant stress that acts on ice deformation, the so-called basal shear stress related to the surface slope. The deformation velocity depends on the basal shear stress via the rheological parameters that are the main unknowns of ice sheet dynamics [87]. The first attempt to use velocity and stress derived from topography to better constrain the rheological parameters was done by Young *et al.* [88] with the help of the topography from Zwally *et al.* [29]. They found constant values for rheological parameters. By taking into account the ice temperature, one can show that rheological parameters depend on the velocity range so that the ice is a fluid with a non linear viscosity [89]. Finally, Testut *et al.* [90] showed that too many parameters were affecting the flow (sliding, anisotropy, longitudinal stress), so that further studies, based on topography alone, would be unsuccessful for retrieving ice sheet rheological parameters. Recent studies now use the topography to constrain model and, for instance, to improve ice core dating [91,92].

Eventually, the balance velocity compared with velocity derived from an independent technique, may, in theory, help to estimate the ice sheet mass balance. If the observed velocity is larger than the balance one, the ice sheet wastes mass. Unfortunately, the poor knowledge of the accumulation rate required to estimate the balance velocity results in a lack of robustness of such a technique at the global scale. The ice sheet mass balance can only be computed thanks to this technique if the snow accumulation rate is well known over the drainage basin. For instance, it has been suggested that the discharge flux over the Mertz basin was too low to compensate for the snow supply through accumulation (lower than the accumulation rate) so that this sector may be in a positive imbalance [93]. However, the authors also pointed out that large errors in the accumulation maps impede reaching a firm conclusion about the Mertz mass balance [93]. Similarly, Fricker *et al.* [94]

showed that for the Lambert Glacier and Amery ice shelf system the poor knowledge of accumulation rate over the drainage basin prevents from applying such a technique.

Nevertheless, mass balance may be estimated directly with topographic survey as we will see in the next section.

5. Ice Sheet Mass Balance

5.1. Methodology and Error Budget

As mentioned in the Introduction, it is not easy to determine mass balance because of our lack of knowledge of the physical processes affecting both ice dynamics and polar climate. Even surface mass balance depends on several different mechanism that are not easy to predict [95]. Recent general reviews of the different remote sensing techniques to derive ice sheet mass balance can be found in Bamber and Rivera [96] or in Remy and Frezzotti [7]. Three different ways of estimating mass balance exist: measuring the difference between input and output, monitoring both the ice fluxes and the climatic evolution, or directly monitoring the volume shape. Optimal method combining different data from ice budget or geodetic approach are found to be more efficient [97] but are not frequently used. It is now clear that time series obtained by radar altimetry are long enough to address the problem with the third way. Moreover, the spatial resolution of altimetric data compared with other sensors such as gravimetry allows catching some small-scale feature changes linked with specific processes.

Several attempts to derive ice sheet mass balance with the help of the altimetric time series of ERS-1, ERS-2 and Envisat have been published [98-101]. The whole details of the data processing can be found in each of these papers. In order to derive height variation trends, most of the methodology focuses on the difference at cross-over points in order to minimize long-scale errors and the error due to the antenna polarization [102]. Only one study [100] uses repeat tracks, leading to larger data sets with a finer resolution.

However, one has to keep in mind that the error budget is important in space and also in time due to the penetration error that is highly variable. Despite the different corrections proposed by the authors, the final error might be important. Also, as already mentioned in Section 3.1, the snow densification is also a problem that acts both directly on the volume and indirectly because of its impact on the waveform shape and thus on the height retrieval. It is one of the explanations of the difference between altimetry (that measures volume) and gravimetry (that measures mass) as we will see in the next section.

In order to correct for the previously mentioned errors we fit a 12-parameter function to the time series at each along-track position. Without going into the details, we take into account the surface slope at the medium scale by fitting a bi-quadratic form (6 parameters), we take into account the effect of the temporal changes in the snow pack characteristics by fitting a linear relation with the three waveform shape parameters, we remove the seasonal variability with a sinusoidal function (amplitude and phase or fit a sine and a cosine) and to derive the trend we add a linear relation with time. The drift of the tracks being within one kilometre, we consider altimetric data over a radius of one kilometre along and across the mean track, leading to around three observations for each cycle. The precision of the fit increases with time series length. With a 4-yr time series the fit is constrained by 120

measurements, enough to constrain the 12 parameters. One can show that the fit of the stationary parameters is convergent as soon we own around 40 cycles.

To finish, it should be noted that the inability of altimeter to resolve ice sheet margins is negligible because of the weak percentage of margins (even weighted by snow accumulation rate) with respect to the whole ice sheet surface. We will first focus on the regional scales and will finish with surveys at the global scale.

5.2. Monitoring the Small Scale Features

Due to the inertia of processes acting on ice sheet mass balance (see Figure 1), one may assume that surface mass balance mechanics are the main factors at the decadal scale. However, altimetry monitoring points out that some surface changes indubitably linked with dynamics processes, in particular changes at the scale of tens of kilometres. We do not want to review here all the papers dealing with small scale features monitoring by altimetry, but just want to highlight some important discoveries.

One of the most interesting and surprising processes discovered thanks to the radar altimetric time series is the rapid discharge of subglacial lakes [103]. These authors measure a transfer of 1.8 km^3 of water from one subglacial lake toward two other lakes 290 km away. Since then the fact that such subglacial drainage systems may have impacts on ice flow and on mass balance became more and more obvious. Indeed, another rapid discharge of 2 km^3 from one subglacial lake, in the western part, directly to the ocean have been first observed [78]. Later, in the eastern part, a discharge of about 1.7 km^3 of water from a large subglacial lake in the upslope direction of the Byrd glacier has coincided with an acceleration of the glacier [104]. The influence of subglacial water discharge on ice flow velocity is now an important issue. It depends on a few parameters such as the volume of the discharge or the geometry of the emissary basin. The problem is not so much the induced water mass loss, but the water pressure increase that may enhance the ice flow velocity [105].

Another surprising finding was the detection of rapid change in the volume of several outlet glaciers. The most famous ones are the space and time evolutions of the glaciers belonging to the Amundsen Sea drainage systems (Pine Island, Thwaites and Smith Glaciers). With the help of radar altimetry and interferometry, Shepherd *et al.* [106,107] showed that the rapid thinning of ice was detected up to 150 km inland. The three mentioned glaciers thinned by more than 1.6, 2.5 and 4.5 m at the ground line location between 1992 and 1999, respectively, and while the Thwaites and Smith glaciers increased by 25 and 45 m between 1991 and 2001, respectively. The signature of this thinning suggested a dynamical answer of the ice initially due to ocean thermal forcing. Indeed, the thinning rate decreases with distance to the coast. An outlet perturbation is then clearly propagating in the upslope direction. The imbalance of this sector is sufficient to raise sea level by more the 0.2 mm/yr [108]. The latest studies on the Pine Island glacier confirm the inland thinning and its relation with internal dynamical processes [109]. The grounding line retreat toward the interior is such that the main part of the glacier might be afloat within the next century [110]. However, in the same sector, some glaciers are also found to be thickening, as shown on Figure 9.

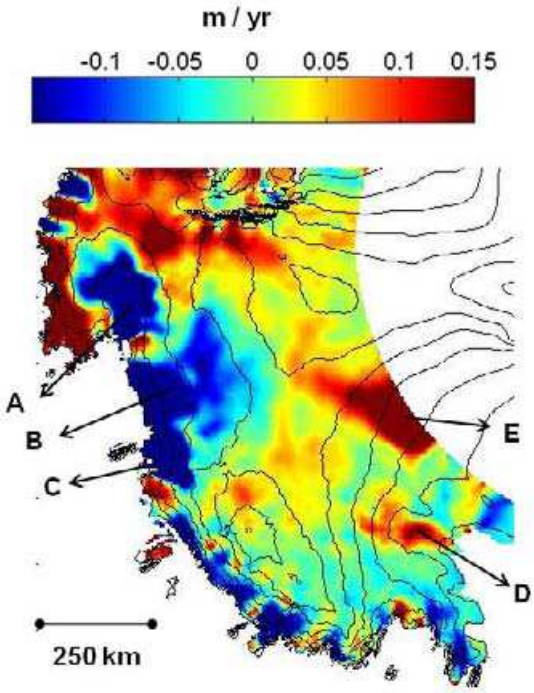
The same is also observed on several ice shelves that are often found to be thinning. For instance, altimeter observations from 1992 to 2001 over the Larsen ice shelf suggested a thinning of 0.27 m/yr [111]. Now, longer time series analysis, for instance over the Amery ice shelf, exhibit

short-term fluctuations so that one cannot conclude that short time period signal necessarily indicates ice shelf instability [112].

5.3. Monitoring Antarctic Ice Sheet at the Global Scale

The mass balance for the Antarctic ice sheet at the global scale is mapped on Figure 9 and is borrowed from this last study. The behaviour of the West and East part are quite different. The West Antarctic ice sheet is a marine ice sheet, since most of its bedrock is under sea level. Firstly, it is thus very sensitive to an increase in oceanic temperature. Secondly, it gets a relatively higher geothermal flux than the Eastern part, meaning that basal temperature is larger [113]. As a consequence most of the ice lying on the bedrock gets a temperature close to the melting point and the ice slides down at higher velocity. Thirdly, the west Antarctic dynamics depends on a complex network of fast tributaries ice stream. These glaciers quickly respond to a climate change. This sector exhibits volume fluctuations over a large range of timescales. Mass balance observations support the different behaviour between these two parts.

Figure 9. Enlargement of the changes in height in the west Antarctic ice sheet during the period 2002–2008. The Pine Island, Thwaites and Smith Glaciers sectors (noted A, B, C) decrease at a rate greater than −0.15 m/yr while other glaciers (D or E) increase during this period. D is found to thinning only during the Envisat period, this shows that the upslope signal is propagated in few years over several hundred kilometres. E corresponds to the upslope part of the Kamb ice stream that flows out of the Envisat coverage. Its thinning up to the coast is confirmed with the IceSat data [114].

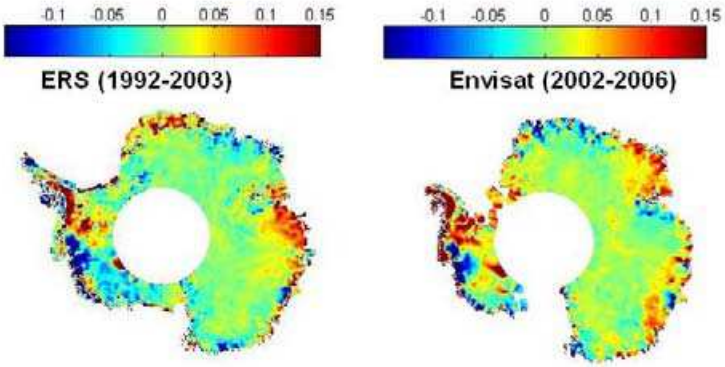


All attempts to derive mass balance from altimetry agree with a clear thinning of the draining basin of the Pine Island and Thwaites glaciers, in the western part of the WAIS (see Figure 4). One of the

authors found a thinning of the whole West Antarctica at a rate of 47 Gt/yr [98] corresponding to 0.12 mm/yr of sea level rise. Another one detected dynamic responses of the WAIS leading to either thickening or thinning [99]. Finally, Legrésy *et al.* [100] used a different methodology to extract the temporal trend by correcting for the penetration with the help of the backscattering coefficient and the whole waveform shape. They detected few areas of thickening, in the East part of Wilkins land or in the Peninsula and few areas of thinning, near the Pine Island sector or near Law Dome. Most changes in ice surface near the coast are attributed to change in ice dynamics due to perturbation of the outlet glaciers as previously explained. Most of the studies pointed out a local increase in accumulation rate in few areas, namely in the Peninsula, Dronning Maud land and East Wilkins part. In average, the studies found a signal comprised between 0.1 mm/yr and −0.1 mm/yr in term of sea level change. This signal, for all the different studies, is then found not to be statistically significant. On the contrary, the Eastern part seems to be more stable. Depending on the kind of corrections made, especially to account for penetration issues, various authors find this part to be slightly thinning or slightly thickening.

Depending on the technique (altimeter or gravimetry) and on the used methodology the western part is found to loss mass between −50 to −150 Gt and the Eastern part is found to gain mass between 0 to 60 Gt [115]. However, the comparison between the mass balance derived from ERS and Envisat for two different periods (see Figure 10) suggests that the strong temporal variability also explains a large part of the discrepancy, each study dealing with a different period. Note that we applied the same corrections to the ERS and Envisat data set to compare. Also the instrumental biases are removed because we compare directly each trend.

Figure 10. Mass balance of the Antarctic ice sheet (in m/yr) updated from [18], for the ERS period (1992-2003) and the Envisat period (2002-2006). Note the important thinning of the West Antarctic ice sheet over a large sector. The Eastern part of the continent exhibits less impressive signals, but is also shown local fluctuations that depend on the period.



The amplitude of local fluctuations can be as large as 15 cm/yr (Figure 9) and are attributed to small temporal changes in precipitation [7]. The difference between both maps gets the same ranges of variations of the average map, meaning that more than 50% of the signal is not constant in time. Indeed, one can see the difference of the changes pattern between the ERS and the Envisat period. As soon as the distance to the coast is greater than 200 km, the amplitude of the variations falls down to a

few centimetres per year. The centre of the East Antarctic ice sheet is then stationary over a few thousand kilometres.

However, our classical vision of two different parts in Antarctica in response to climate change is now altered because of recent observations. For instance, Shepherd and Wingham [116] showed with the ERS and Envisat time series that only glaciers that seat in submarine basins with no substantial ice shelf barrier are losing mass today and that such glaciers are situated in both parts of the Antarctica. Also, no global increase is observed so that the classical and intuitive idea of a gain in mass due to an enhancement of accumulation rate in a warmer climate seems to not be observed.

To sum up Antarctica happens to be close to equilibrium but strong regional signals suggest that local dynamical response of ice may accelerate in the future. Glaciers of both the East and West Antarctica may provide a substantial contribution to global sea level change [116]. Not only the altimeter is a useful tool to map global trends but it is also able to catch some local imbalance. However, some discrepancies between studies in some places may be explained by the limitation of retrieving height variations due to the penetration of the altimetric radar wave in the snow pack. Such effect has been pointed out in the Amery ice shelf [112]. Densification processes yield also to critical error because it directly acts on the height surface and indirectly via change in snowpack characteristics. For some authors, the magnitudes of firn depth changes are comparable to those of observed ice sheet elevation change [47].

6. Conclusions

The Seasat and Geosat missions have revealed the altimeter to be powerful tool for oceanic analysis. Whilst only the south of Greenland and a small portion of the Antarctic ice sheet were covered, (South of 72N and North of 72S), the missions also demonstrated the potential of altimetry for ice sheet studies. This led to the design of the ERS altimeter, with an orbital inclination and tracking capability to study ice surfaces. As a consequence satellite radar altimetry has become one of the most significant tools to enhance our knowledge of ice sheet characteristics. Almost 20 years of continuous observations, have allowed us to address important questions on ice dynamics, snowpack characteristics and ice sheet mass balance.

The precise description of the ice sheet surface has led to the determination of basin scale balance velocities through ice sheet dynamics. This has led to an improved model description of ice sheet stresses. Numerous subglacial lakes have been discovered along with interlinking hydrological networks. Thinning, several hundred kilometres upstream of accelerating glaciers has been detected, spurring the development of new processes in ice sheet models. We have shown that many surface features, identified in the altimetric waveforms, remain a mystery. For example, what are the relationships between winds and the surface undulations?

With the exception of the steep marginal zones where the measurement error is high, and the orbital limit (81.5º), the topography of both ice sheets is now well mapped. Optical stereo sensors have been used to map the ice sheet margins [117] but their sampling is incomplete due to clouds. In this context, the new ESA satellite Cryosat-2, dedicated to survey ice [118], will provide valuable data over the areas currently excluded from observations by radar altimetry.

Twenty years of altimetry have shown that the Antarctic mass balance is near neutral, and consequently the ice has no impact on global sea level change. However, there is no doubt that

tidewater glaciers in the WAIS are causing a thinning and regional mass loss. Some regional trends are highly variable and further investigations are required to understand there changes. It is possible that these are related to changes in the penetration of the altimeter pulse into the snow pack. A recent analysis of Thomas *et al.* [119] over the Greenland ice sheet shows that the surface imbalance as measured by radar altimeter is more positive than the one measured by laser altimeter. The surface elevation bias between laser and radar altimetry varies spatially and temporally, the understanding of which would require independent surveys.

In the absence of such surveys, it may be possible to understand some of the differences through analysis of the S-band data from the dual-frequency altimeter on Envisat. Dual-frequency altimeters haves already demonstrated their potential for the lake-ice characteristics [120] and the estimation of snow pack thickness [121]. Preliminary work using dual-frequency observations over Antarctica indicate an ability to separate surface and volume signals, and consequently to derive parameters such as snow grain size and surface roughness.

There is a powerful case for continuity in altimetric observations, for accurate and timely cross-calibration between different missions and for in-situ validation of the different techniques. The launch of Cryosat-2 by ESA will increase our understanding of the time evolution of the ice sheets and extend the topographic map coastwards. Nevertheless, to ensure a perfect continuity of the observations, an Envisat follow-on mission with exactly the same technical and orbital characteristics is needed.

Acknowledgments

The authors are grateful to Fabien Blarel (Legos/OMP) for this help in data processing, Benoît Legrésy (Legos/OMP) for his discussion, help and data analysis and Etienne Berthier (Legos/OMP), Martin Horwath (Legos/OMP) and Alexei Kouraev (Legos/OMP) for their comments. We also thank the two anonymous referees for their numerous comments that greatly improve the manuscript.

References and Notes

1. Meier, M.F. Ice, climate, and sea level: do we know what is happening? In *Ice in the Climate System*; Peltier, W.R., Ed.; Springer-Verlag, NATO ASI Series: Berlin, Germany, 1993; Volume 1-12, pp. 141-160.
2. Paterson, W.S.B. *The Physics of the Glacier*, 3rd ed.; Butterworth-Heineman-Oxford Press: London, UK, 1994; p. 480.
3. Vaughan, D.G.; Bamber, J.L.; Giovinetto, M.; Russell, J.; Cooper, A.P.R. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *J. Climate* **1999**, *12*, 933-946.
4. Jouzel, J.; Masson-Delmotte, V.; Cattani, O.; Dreyfus, G.; Falourd, S.; Hoffmann, G.; Minster, B.; Nouet, J.; Barnola, J.M.; Chappellaz, J.; Fischer, H.; Gallet, J.C.; Johnsen, S.; Leuenberger, M.; Loulergue, L.; Luethi, D.; Oerter, H.; Parrenin, F.; Raisbeck, G.; Raynaud, D.; Schilt, A.; Schwander, J.; Selmo, E.; Souchez, R.; Spahni, R.; Stauffer, B.; Steffensen, J.P.; Stenni, B.; Stocker, T.F.; Tison, J.L.; Werner, M.; Wolff, E.W. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* **2007**, *317*, 793-796.

5. Eisen, O.; Frezzotti, M.; Genthon, C.; Isaksson, E.; Magand, O.; van den Broeke, M.R.; Dixon, D.A.; Ekaykin, A.; Holmlund, P.; Kameda, T.; Karlof, L.; Kaspari, S.; Lipenkov, V.Y.; Oerter, H.; Takahashi, S.; Vaughan, D.G. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in east Antarctica. *Rev. Geophys.* **2008**, *46,* 1-39.
6. Frezzotti, M.; Pourchet, M.; Flora, O.; Gandolfi, S.; Gay, M.; Urbini, S.; Vincent, C.; Becagli, S.; Gragnani, R.; Proposito, M.; Severi, M.; Traversi, R.; Udisti, R.; Fily, M. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J. Glaciol.* **2005**, *51*, 113-124.
7. Remy, F.; Frezzotti, M. Antarctica ice sheet mass balance. *C. R. Geosci.* **2006**, *338*, 1084-1097.
8. Cavalieri, D.J.; Parkinson, C.L. Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *J. Geophys. Res.-Oceans* **2008**, *113*, 1084-1097.
9. Bindschadler, R. Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.* **1998**, *36*, 79-104.
10. Masson, R.; Lubin, D. *Polar Remote Sensing*; Springer: Berlin, Germany, 2006; p. 426.
11. Kerr, A. Topography, climate and ice masses—a review. *Terra Nova* **1993**, *5*, 332-342.
12. Remy, F.; Legresy, B.; Testut, L. Ice sheet and satellite altimetry. *Surv. Geophys.* **2001**, *22*, 1-29.
13. Fu, L.L.; Cazenave, A. *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*; Academic Press: San Diego, CA, USA, 2001.
14. Fu, L.L.; Christensen, E.J.; Yamarone, C.A.; Lefebvre, M.; Menard, Y.; Dorrer, M.; Escudier, P. Topex/poseidon mission overview. *J. Geophys Res.-Oceans* **1994**, *99*, 24369-24381.
15. Cazenave, A.; Schaeffer, P.; Berge, M.; Brossier, C.; Dominh, K.; Gennero, M.C. High-resolution mean sea surface computed with altimeter data of ERS-1 (geodetic mission) and Topex-Poseidon. *Geophys. J. Int.* **1996**, *125*, 696-704.
16. Cazenave, A.; Nerem, R.S. Present-day sea level change: observations and causes. *Rev. Geophys.* **2004**, *42*, 1-20.
17. Brooks, R.L.; Campbell, W.J.; Ramseier, R.O.; Stanley, H.R.; Zwally, H.J. Ice sheet topography by satellite altimetry. *Nature* **1978**, *274*, 539-543.
18. Brenner, A.C.; Bindschadler, R.A.; Thomas, R.H.; Zwally, H.J. Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *J. Geophys. Res.-Ocean. Atmos.* **1983**, *88*, 1617-1623.
19. Roemer, S.; Legresy, B.; Horwath, M.; Dietrich, R. Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica. *Remote Sens. Environ.* **2007**, *106*, 269-284.
20. Brenner, A.C.; DiMarzio, J.R.; Zwally, H.J. Precision and accuracy of satellite radar and laser altimeter data over the continental ice sheets. *IEEE Trans. Geosci. Remot. Sen.* **2007**, *45*, 321-331.
21. Remy, F.; Mazzega, P.; Houry, S.; Brossier, C.; Minster, J.F. Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimeter data. *J. Glaciol.* **1989**, *35*, 98-107.
22. Bamber, J. Analysis of satellite-altimeter height measurements above continental ice sheets. *J. Glaciology* **1995**, *41*, 206-206.
23. Martin, T.V.; Zwally, H.J.; Brenner, A.C.; Bindschadler, R.A. Analysis and retracking of continental ice-sheet radar altimeter waveforms. *J. Geophys. Res.-Ocean. Atmos.* **1983**, *88*, 1608-1616.
24. Brenner, A.C.; Koblinsky, C.J.; Zwally, H.J. Postprocessing of satellite altimetry return signals for imporved sea-surface topography accuracy. *J. Geophys. Res.-Oceans* **1993**, *98*, 933-944.

25. Femenias, P.; Remy, F.; Raizonville, R.; Minster, J.F. Analysis of satellite-altimeter heigth measurements above continental ice sheets. *J. Glaciol.* **1993**, *39*, 591-600.
26. Wingham, D.J. The limiting resolution of ice-sheet elevations derived from pulse-limited satellite altimetry. *J. Glaciol.* **1995**, *41*, 413-422.
27. Legresy, B.; Remy, F. Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.* **1997**, *43*, 265-275.
28. Ridley, J.K.; Partington, K.C. A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *Int. J. Remote Sens.* **1988**, *9*, 601-624.
29. Zwally, H.J.; Bindschadler, R.A.; Brenner, A.C.; Martin, T.V.; Thomas, R.H. Surface elevation contours of Greenland and Antarctic ice sheets. *J. Geophys. Res.-Ocean. Atmos.* **1983**, *88*, 1589-1596.
30. Matzler, C.; Wegmuller, U. Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sens. Rev.* **1987**, *2*, 259-391.
31. Zwally, H.J. Microwave emissivity and accumulation rate of polar firn. *J. Glaciol.* **1977**, *18*, 195-215.
32. Fung, A.K.; Eom, H.J. Application of a combined rough-surface and volume scattring theory to sea ice and snow backscatter. *IEEE Trans. Geosci. Remot. Sen.* **1982**, *20*, 528-536.
33. Tiuri, M.E.; Sihvola, A.H.; Nyfors, E.G.; Hallikaiken, M.T. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE J. Oceanic Eng.* **1984**, *9*, 377-382.
34. Rott, H.; Sturm, K.; Miller, H. Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Ann. Glaciol.* **1993**, *17*, 337-343.
35. Remy, F.; Femenias, P.; Ledroit, M.; Minster, J.F. Empirical microwave backscattering over Antarctica: Application to radar altimetry *J. Electromagnet Wave Applicat.* **1995**, *9*, 463-474.
36. Partington, K.C.; Ridley, J.K.; Rapley, C.G.; Zwally, H.J. Observations of the surface properties of the ice sheets by satellite radar altimetry. *J. Glaciol.* **1989**, *35*, 267-275.
37. Remy, F.; Brossier, C.; Minster, J.F. Intensity of satellite radar-altimeter return power over continental ice. A potential measurement of katabatic wind intensity. *J. Glaciol.* **1990**, *36*, 133-142.
38. Legresy, B.; Remy, F. Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.* **1997**, *43*, 265-275.
39. Davis, C.H.; Zwally, H.J. Geographic and seasonal variations in the surface properties of the ice sheets by satellite radar altimetry. *J. Glaciol.* **1993**, *39*, 687-697.
40. Lacroix, P.; Dechambre, M.; Legresy, B.; Blarel, F.; Remy, F. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sens. Environ.* **2008**, *112*, 1712-1729.
41. Legresy, B.; Remy, F. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.* **1998**, *44*, 197-206.
42. Davis, C.H. Temporal change in the extinction coefficient of snow on the Greenland ice sheet from an analysis of seasat and geosat altimeter data. *IEEE Trans. Geosci. Remot. Sen. Symp.* **1996**, *34*, 1066-1073.
43. Arthern, R.J.; Wingham, D.J. The natural fluctuations of firn densification and their effect on the geodetic determination of ice sheet mass balance. *Climatic Change* **1998**, *40*, 605-624.

44. Zwally, H.J.; Jun, L. Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at the Greenland summit. *J. Glaciol.* **2002**, *48*, 199-207.
45. Li, J.; Zwally, H.J. Modeling the density variation in the shallow firn layer. *Ann. Glaciol.* **2004**, *38*, 309-313.
46. Alley, R.B. Firn densification by grain boundary sliding. A 1st model. *J. Phys-Paris* **1987**, *48*, 249-256.
47. Helsen, M.M.; van den Broeke, M.R.; van de Wal, R.S.W.; van de Berg, W.J.; van Meijgaard, E.; Davis, C.H.; Li, Y.H.; Goodwin, I. Elevation changes in Antarctica mainly determined by accumulation variability. *Science* **2008**, *320*, 1626-1629.
48. Remy, F.; Parrenin, F. Snow accumulation variability and random walk: how to interpret changes of surface elevation in Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2004**, *227*, 273-280.
49. Remy, F.; Legresy, B.; Bleuzen, S.; Vincent, P.; Minster, J.F. Dual-frequency Topex altimeter observations of Greenland. *J. Electromagnet. Wave. Applicat.* **1996**, *10*, 1507-1525.
50. Legresy, B.; Papa, F.; Remy, F.; Vinay, G.; van den Bosch, M.; Zanife, O.Z. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sens. Environ.* **2005**, *95*, 150-163.
51. Lacroix, P.; Legresy, B.; Coleman, R.; Dechambre, M.; Remy, F. Dual-frequency altimeter signal from Envisat on the Amery ice-shelf. *Remote Sens. Environ.* **2007**, *109*, 285-294.
52. Fedor, L.S. Seasat radar altimeter measurements of significant wave height. *Trans. Am. Geophys. Union* **1978**, *59*, 1095-1095.
53. Chelton, D.B.; McCabe, P.J. A review of satellite altimeter measurement of sea-surface wind-speed - with a proposed new algorithm. *J. Geophys. Res.-Oceans* **1985**, *90*, 4707-4720.
54. Chelton, D.B.; Wentz, F.J. Further develoment of an improved altimeter wind-speed algorithm. *J. Geophys. Res.-Oceans* **1986**, *91*, 14250-14260.
55. Monaldo, F.; Dobson, E. On using significant wave heigth and radar cross-section to improve radar altimeter measurements of wind-speed. *J. Geophys. Res.-Oceans* **1989**, *94*, 12699-12701.
56. Bintanja, R. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev. Geophys.* **1999**, *37*, 337-359.
57. Long, D.G.; Drinkwater, M. Microwave wind direction retrieval over Antarctica. In *Proceedings of IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Honolulu, HI, USA, July, 2000; pp. 1137-1139.
58. Swift, C.T.; Cavalieri, D.J.; Gloersen, P.; Zwally, H.J.; Mognard, N.M.; Campbell, W.J.; Fedor, L.S.; Peteherych, S. Observations of the polar-regions from satellites using active and passive microwave techniques. *Advan. Geophys.* **1985**, *27*, 335-392.
59. Jezek, K.C.; Alley, R.B. Effect of stratigraphy on radar-altimetry data collected over ice sheets. *Ann. Glaciol.* **1988**, *11*, 60-62.
60. Flach, J.D.; Partington, K.C.; Ruiz, C.; Jeansou, E.; Drinkwater, M.R. Inversion of the surface properties of ice sheets from satellite microwave data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2005**, *43*, 743-752.
61. Lacroix, P.; Legresy, B.; Langley, K.; Hamran, S.E.; Kohler, J.; Roques, S.; Remy, F.; Dechambre, M. In situ measurements of snow surface roughness using a laser profiler. *J. Glaciol.* **2008**, *54*, 753-762.

62. Remy, F.D.; Shaeffer, P.; Legresy, B. Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets. *Geophy. J. Int.* **1999**, *139*, 645-656.
63. Schutz, B.E.; Zwally, H.J.; Shuman, C.A.; Hancock, D.; DiMarzio, J.P. Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.* **2005**, *32*, 1-4.
64. Bamber, J.; Gomez-Dans, J.L. The accuracy of digital elevation models of the Antarctic continent. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2005**, *237*, 516-523.
65. Phillips, H.A.; Allison, I.; Coleman, R.; Hyland, G.; Morgan, P.J.; Young, N.W. Comparison of ERS satellite radar altimeter heights with GPS-derived heights on the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Ann. Glaciol.* **1998**, *27*, 19-24.
66. Drewry, D.J.; Robin, G. Form and flow of the Antarctic ice sheet during the last million years. In *The climatic record in polar ice sheets*; Robin, G.d.Q., Ed.; Cambridge University Press: London, UK, 1983; pp. 28-38.
67. Vaughan, D.G.; Bamber, J.L. Identifying areas of low-profile ice sheet and outcrop damming in the Antarctic ice sheet by ERS-1 satellite altimetry. *Ann. Glaciol.* **1998**, *27*, 1-6.
68. Remy, F.; Minster, J.F. Antarctica ice sheet curvature and its relation with ice flow and boundary conditions. *Geophys. Res. Lett.* **1997**, *24*, 1039-1042.
69. Budd, W.F. Stress variations with ice flow over undulations. *J. Glaciol.* **1971**, *9*, 29-48.
70. McIntyre, N.F. The Antarctic ice sheet topography and surface bedrock relationship. *Ann. Glaciol.* **1986**, *8*, 124-128.
71. Robin, G.d.Q.; Swithinbank, C.W.M.; Smith, B.M.E. Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet. In *Proceedings of International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration,* Hanover, NH, USA, 1968.
72. Dowdeswell, J.A.; Siegert, M.J. The dimensions and topographic setting of Antarctic subglacial lakes and implications for large-scale water storage beneath continental ice sheets. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **1999**, *111*, 254-263.
73. Ridley, J.K.; Cudlip, W.; Laxon, S.W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter. *J. Glaciol.* **1993**, *39*, 625-634.
74. Le Brocq, A.M.; Hubbard, A.; Bentley, M.J.; Bamber, J.L. Subglacial topography inferred from ice surface terrain analysis reveals a large un-surveyed basin below sea level in East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **2008**, *35*, *1-6*.
75. Siegert, M.J. Antarctic subglacial lakes. *Earth-Sci. Rev.* **2000**, *50*, 29-50.
76. Siegert, M.J.; Carter, S.; Tabacco, I.; Popov, S.; Blankenship, D.D. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarct. Sci.* **2005**, *17*, 453-460.
77. Bell, R.E.; Studinger, M.; Shuman, C.A.; Fahnestock, M.A.; Joughin, I. Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature* **2007**, *445*, 904-907.
78. Fricker, H.A.; Scambos, T.; Bindschadler, R.; Padman, L. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. *Science* **2007**, *315*, 1544-1548.
79. Priscu, J. Subglacial lakes have changed our view of Antarctica. *Antarct. Sci.* **2002**, *14*, 291-291.
80. Vaughan, D.G.; Rivera, A.; Woodward, J.; Corr, H.F.J.; Wendt, J.; Zamora, R. Topographic and hydrological controls on subglacial Lake Ellsworth, west Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **2007**, *34*, 1-5.

81. Remy, F.; Tabacco, I.E. Bedrock features and ice flow near the EPICA ice core site (Dome C, Antarctica). *Geophys.Res. Lett.* **2000**, *27*, 405-408.
82. Remy, F.; Legresy, B. Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow. *Ann. Glaciol.* **2004**, *39*, 67-72.
83. Lythe, M.B.; Vaughan, D.G. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* **2001**, *106*, 11335-11351.
84. Budd, W.F.; Warner, R.C. A computer scheme for rapid calculations of balance-flux distributions. *Ann. Glaciol.* **1996**, *23*, 21-27.
85. Testut, L.; Hurd, R.; Coleman, R.; Remy, F.; Legresy, B. Comparison between computed balance velocities and GPS measurements in the Lambert Glacier basin, East Antarctica. *Ann. Glaciol.* **2003**, *37*, 337-343.
86. Bamber, J.L.; Huybrechts, P. Geometric boundary conditions for modelling the velocity field of the Antarctica ice sheet. *Ann. Glaciol.* **1996**, *23*, 364-373.
87. Budd, W.F.; Jacka, T.H. A review of ice rhelogy for ice sheet modelling. *Cold Reg. Sci. Technol.* **1989**, *16*, 107-144.
88. Young, N.W.; Goodwin, I.D.; Hazelton, N.W.J.; Thwaites, R.J. Measured velocities and ice flow in Wilkes land, Antarctica. *Ann. Glaciol.* **1989**, *12,* 192-197.
89. Rémy, F.; Ritz, C.; Brisset, L. Ice sheet flow features and rheological parameters derived from precise altimetric topography. *Ann. Glaciol.* **1996**, *23*, 277-283.
90. Testut, L.; Tabacco, I.E.; Bianchi, C.; Remy, F. Influence of geometrical boundary conditions on the estimation of rheological parameters. *Ann. Glaciol.* **2000**, *30*, 102-106.
91. Parrenin, F.; Hindmarsh, R. Influence of a non-uniform velocity field on isochrone geometry along a steady flowline of an ice sheet. *J. Glaciol.* **2007**, *53*, 612-622.
92. Parrenin, F.; Remy, F.; Ritz, C.; Siegert, M.J.; Jouzel, J. New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **2004**, *109*, doi:10.1029/2004JD004561.
93. Berthier, E.; Raup, B.; Scambos, T. New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. *J. Glaciol.* **2003**, *49*, 503-511.
94. Fricker, H.A.; Warner, R.C.; Allison, I. Mass balance of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica: a comparison of computed balance fluxes and measured fluxes. *J. Glaciol.* **2000**, *46*, 561-570.
95. Giovinetto, M.B.; Waters, N.M.; Bentley, C.R. Dependence of Antarctic surface mass balance on temperature, elevation and distance to open ocean. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **1990**, *95*, 3517-3531.
96. Bamber, J.L.; Rivera, A. A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global Planet. Change* **2007**, *59*, 138-148.
97. Arthern, R.J.; Hindmarsh, R.C.A. Optimal estimation of changes in the mass of ice sheets. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* **2003**, *108*, 1-16.
98. Zwally, H.J.; Giovinetto, M.B.; Li, J.; Cornejo, H.G.; Beckley, M.A.; Brenner, A.C.; Saba, J.L.; Yi, D.H. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *J. Glaciol.* **2005**, *51*, 509-527.
99. Wingham, D.J.; Shepherd, A.; Muir, A.; Marshall, G.J. Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Phil. Trans. Royal Soc. A* **2006**, *364*, 1627-1635.

100. Legrésy, B.; Rémy, F.; Blarel, F. Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies. In *Proceedings of ESA Symposium, 15 years of satellite altimetry,* Venice, Italy, 2006.
101. Davis, C.H.; Ferguson, A.C. Elevation change of the Antarctic ice sheet, 1995-2000, from ERS-2 satellite radar altimetry. *IEEE Trans. Geosci. Remot. Sen.* **2004**, *42*, 2437-2445.
102. Remy, F.; Legresy, B.; Benveniste, J. On the azimuthally anisotropy effects of polarization for altimetric measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remot. Sen.* **2006**, *44*, 3289-3296.
103. Wingham, D.J.; Siegert, M.J.; Shepherd, A.; Muir, A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature* **2006**, *440*, 1033-1036.
104. Stearns, L.A.; Smith, B.E.; Hamilton, G.S. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods. *Nat. Geosci.* **2008**, *1*, 827-831.
105. Bell, R.E. The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nat. Geosci.* **2008**, *1*, 297-304.
106. Shepherd, A.; Wingham, D.J.; Mansley, J.A.D. Inland thinning of the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **2002**, *29*, doi:10.1029/2001GL014183.
107. Shepherd, A.; Wingham, D.J.; Mansley, J.A.D.; Corr, H.F.J. Inland thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science* **2001**, *291*, 862-864.
108. Thomas, R.; Rignot, E.; Casassa, G.; Kanagaratnam, P.; Acuna, C.; Akins, T.; Brecher, H.; Frederick, E.; Gogineni, P.; Krabill, W.; Manizade, S.; Ramamoorthy, H.; Rivera, A.; Russell, R.; Sonntag, J.; Swift, R.; Yungel, J.; Zwally, J. Accelerated sea-level rise from West Antarctica. *Science* **2004**, *306*, 255-258.
109. Herzfeld, U.C.; McBride, P.J.; Zwally, H.J.; Dimarzio, J. Elevation changes in Pine Island Glacier, Walgreen Coast, Antarctica, based on GLAS (2003) and ERS-1 (1995) altimeter data analyses and glaciological implications. *Int. J. Remote Sens.* **2008**, *29*, 5533-5553.
110. Wingham, D.; Wallis, D.; Shepherd, A. Spatial and temporal evolution of Pine Island Glacier thinning, 1995-2006. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, 1-5.
111. Shepherd, A.; Wingham, D.; Payne, T.; Skvarca, P. Larsen ice shelf has progressively thinned. *Science* **2003**, *302*, 856-859.
112. King, M.A.; Coleman, R.; Freemantle, A.J.; Fricker, H.A.; Hurd, R.S.; Legresy, B.; Padman, L.; Warner, R. A 4-decade record of elevation change of the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* **2009**, *114*, 13-29.
113. Llubes, M.; Lanseau, C.; Remy, F. Relations between basal condition, subglacial hydrological networks and geothermal flux in Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2006**, *241*, 655-662.
114. Pritchard, H.D.; Arthern, R.J.; Vaughan, D.G.; Edwards, L.A. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature* **2009**, 461, 971-975.
115. Shepherd, A.; Wingham, D. Recent sea-level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets. *Science* **2007**, *315*, 1529-1532.
116. Shepherd, A.; Wingham, D. Antarctic glacier thinning, 1992-2003. *Scott. Geogr. J.* **2008**, *124*, 154-164.
117. Korona, J.; Berthier, E.; Bernard, M.; Remy, F.; Thouvenot, E. SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009). *Isprs J. Photogramm.* **2009**, *64*, 204-212.

118. Wingham, D.J.; Francis, C.R.; Baker, S.; Bouzinac, C.; Brockley, D.; Cullen, R.; de Chateau-Thierry, P.; Laxon, S.W.; Mallow, U.; Mavrocordatos, C.; Phalippou, L.; Ratier, G.; Rey, L.; Rostan, F.; Viau, P.; Wallis, D.W. CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. In *Proceedings of 35th COSPAR Scientific Assembly*, Paris, France, 2004; pp. 841-871.
119. Thomas, R.; Davis, C.; Frederick, E.; Krabill, W.; Li, Y.H.; Manizade, S.; Martin, C. A comparison of Greenland ice-sheet volume changes derived from altimetry measurements. *J. Glaciol.* **2008**, *54*, 203-212.
120. Kouraev, A.V.; Semovski, S.V.; Shimaraev, M.N.; Mognard, N.M.; Legresy, B.; Remy, F. Observations of Lake Baikal ice from satellite altimetry and radiometry. *Remote Sens. Environ* **2007**, *108*, 240-253.
121. Papa, F.; Legresy, B.; Remy, F. Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces. *Remote Sens. Environ.* **2003**, *87*, 136-147.

© 2009 by the authors; licensee Molecular Diversity Preservation International, Basel, Switzerland. This article is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license (http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/).

C

Annexe C : Autorisation de reproduction à titre gracieux de deux planches d'Isaac le Pirate de Christophe Blain, ©Blain / Dargaud 2002

MEDIATOON
LICENSING

Soazig Parouty
Post-Doc Ice2Sea
Laboratoire de Glaciologie et
Géophysique de l'Environnement
CNRS/UJF/OSUG
54 rue Molière
38402 Saint Martin d'Hères
Tel 04 76 82 42 15

Paris, le 16 août 2010

Objet: autorisation de reproduction à titre gracieux

Madame,

En réponse à votre demande du 08/05/10, nous avons le plaisir de vous autoriser à reproduire, à titre exceptionnel et gracieux, deux planches d'***Isaac le Pirate*** extraites du tome 2, *Les Glaces*, de Christophe Blain dans votre thèse de doctorat en glaciologie portant sur l'étude du continent Antarctique. Ces deux planches seront reproduites dans le chapitre d'introduction.

Cette autorisation de reproduction est accordée aux conditions suivantes :

- ne pas modifier les visuels,

-autorisation accordée exclusivement pour l'ouvrage susmentionné, à l'exclusion de toute autre utilisation,

-mentions légales d'usage à faire figurer sous les extraits reproduits :

© Blain / Dargaud 2002

-envoi d'1 (un) justificatif à parution à l'adresse mentionnée ci-dessous.

La présente autorisation prendra effet ce jour, sous réserve de la bonne mention du copyright et de l'envoi du justificatif demandé.

Nous vous prions d'agréer, Madame, l'expression de nos salutations distinguées.

Delphine LEMOINE

Références Bibliographiques

Alley, R. B. 1987. Firn densification by grain-boundary sliding - A 1st model. *Journal De Physique, 48, 249-256.*

Alley, R. B., Clark, P. U., Huybrechts, P. & Joughin, I. 2005. Ice-sheet and sea-level changes. *Science, 310, 456-460.*

Alley, R. B., Spencer, M. K. & Anandakrishnan, S. 2007. Ice-sheet mass balance : assessment, attribution and prognosis. *Ann. Glacio., 46, 1-7.*

Allison, I., Alley, R.B., Fricker, H.A., Thomas, R.H. & Warner, R.C. 2009. Ice sheet mass balance and sea level. *Antarctic Science, 21(5), 413-426*

Anschutz, H., Eisen, O., Oerter, H., Steinhage, D. & Scheinert, M. 2007. Investigating small-scale variations of the recent accumulation rate in coastal Dronning Maud Land, East Antarctica. *Ann. Glacio., 46, 14-21.*

Arthern, R. J., Winebrenner, D. P. & Vaughan, D. G. 2006. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 111.*

Autissier, I. & Orsenna, E. 2007. Salut au Grand Sud. *Stock*

Ball, F.K. 1956. The theory of strong katabatic winds. *Australian J. Phys. 9. 373-86.*

Ball, F.K. 1960. Winds on the ice slopes of Antarctica. *Antarctic Meteorology. Pergamon Press, London, pp.9-16.*

Bamber, J. 1995. Analysis of satellite-altimeter height measurements above continental ice sheets. *J. Glaciol., 41, 206-206.*

Bindschadler, R. & Vornberger, P. 1998. Changes in the West Antarctic ice sheet since 1963 from declassified satellite photography. *Science, 279, 689-692.*

Bindschadler, R. & Vornberger, P. 2000. Detecting ice-sheet topography with AVHRR, RESURS-01, and landsat TM imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 66, 417-422.*

Bindschadler, R., Choi, H., Shuman, C. & Markus, T. 2005. Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment, 98, 388-402.*

Bindschadler, R. & Choi, H. 2007. Increased water storage at ice-stream onsets : a critical mechanism ? *J. Glaciol., 53, 163-171.*

Bintanja, R. 2001. Snowdrift sublimation in a katabatic wind region of the Antarctic ice sheet. *Journal of Applied Meteorology, 40, 1952-1966.*

Blain, C. 2002. Isaac le pirate, Tome 2, Les Glaces. *Dargaud Editions*

Brenner, A. C., Bindschadler, R. A., Thomas, R. H. & Zwally, H. J. 1983. Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres, 88, 1617-1623.*

Black, H.P. & Budd, W. 1964. Accumulation in the regions of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica. *J.Glaciol., 5(37), 3-15.*

Bromwich, D. H. & Fogt, R. L. 2004. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere, 1958-2001. *Journal of Climate, 17, 4603-4619.*

Bromwich, D. H., Guo, Z. C., Bai, L. S. & Chen, Q. S. 2004. Modeled antarctic precipitation. Part I : Spatial and temporal variability. *Journal of Climate, 17, 427-447.*

Bromwich, D. H., Fogt, R. L., Hodges, K. I. & Walsh, J. E. 2007. A tropospheric assessment of the ERA-40, NCEP, and JRA-25 global reanalyses in the polar regions. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 112.*

Cassidy, W., Harvey, R., Schutt, J., Delisle, G. & Yanai, K. 1992. The meteorite collection sites of Antarctica. *Meteoritics, 27, 490-525.*

Cazenave, A. & Nerem, R. S. 2004. Present-day sea level change : Observations and causes. *Reviews of Geophysics, 42.*

Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., Ablain, M. & Larnicol, G. 2009. Sea level budget over 2003-2008 : a reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and ARGO. *Global and Planetary Change, 65, 83-88.*

Chen, J., Wilson, C., Blankenship, D. & Tapley, B. 2006. Antarctic mass rates from GRACE. *Geophysical Research Letters, 33, 10.1029/2005GL024826.*

Davis, C. H. 1992. Satellite radar altimetry. *Ieee Transactions on Microwave Theory and Techniques, 40, 1070-1076.*

Davis, C. H. & Zwally, H. J. 1993. Geographic and seasonal-variations in the surface-properties of the ice sheets by satellite-radar altimetry. *J. Glaciol., 39, 687-697.*

Davis, C. H. 1996. Temporal change in the extinction coefficient of snow on

the Greenland ice sheet from an analysis of seasat and geosat altimeter data. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 34, 1066-1073.*

Davis, C. H. & Ferguson, A. C. 2004. Elevation change of the Antarctic ice sheet, 1995-2000, from ERS-2 satellite radar altimetry. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 42, 2437-2445.*

Davis, C. H., Li, Y. H., McConnell, J. R., Frey, M. M. & Hanna, E. 2005. Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise. *Science, 308, 1898-1901.*

Drinkwater, M. R., Long, D. G. & Bingham, A. W. 2001. Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 106, 33935-33950.*

Eisen, O., Frezzotti, M., Genthon, C., Isaksson, E., Magand, O., Van Den Broeke, M. R., Dixon, D. A., Ekaykin, A., Holmlund, P., Kameda, T., Karlof, L., Kaspari, S., Lipenkov, V. Y., Oerter, H., Takahashi, S. & Vaughan, D. G. 2008. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in east Antarctica. *Reviews of Geophysics, 46, 39.*

Femenias, P., Remy, F., Raizonville, R. & Minster, J. F. 1993. Analysis of satellite-altimeter height measurements above continental ice sheets. *J. Glaciol., 39, 591-600.*

Frezzotti, M., Gandolfi, S., La Marca, F. & Urbini, S. 2002a. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica : new field and remote-sensing data. *Ann. Glacio., 34, 81-88.*

Frezzotti, M., Gandolfi, S. & Urbini, S. 2002b. Snow megadunes in Antarctica : Sedimentary structure and genesis. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 107.*

Frezzotti, M., Bitelli, G., De Michelis, P., Deponti, A., Forieri, A., Gandolfi, S., Maggi, V., Mancini, F., Remy, F., Tabacco, I. E., Urbini, S., Vittuari, L. & Zirizzotti, A. 2004a. Geophysical survey at Talos Dome, East Antarctica : the search for a new deep-drilling site. *Ann. Glacio., 39, 423-432.*

Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R. & Fily, M. 2004b. New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Climate Dynamics, 23, 803-813.*

Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R. & Fily, M. 2005. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East

Antarctica from traverse data. *J. Glaciol., 51, 113-124.*

Frezzotti, M., Urbini, S., Proposito, M., Scarchilli, C. & Gandolfi, S. 2007. Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 112.*

Gallee, H., Guyomarc'h, G. & Brun, E. 2001. Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : Possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology, 99, 1-19.*

Giovinetto, M. B. & Zwally, H. J. 2000. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann. Glacio., 31, 171-178.*

Genthon, C. & Krinner, G. 2001. Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 106, 20653-20664.*

Genthon, C. 2004. Space-time Antarctic surface mass-balance variability from climate models. *Ann. Glacio., 39, 271-275.*

Gudmundsson, G. H., Raymond, C. F. & Bindschadler, R. 1998. The origin and longevity of flow stripes on Antarctic ice streams. *Ann. Glacio., 27, 145-152.*

Helsen, M. M., Van Den Broeke, M. R., Van De Wal, R. S. W., Van De Berg, W. J., Van Meijgaard, E., Davis, C. H., Li, Y. H. & Goodwin, I. 2008. Elevation changes in Antarctica mainly determined by accumulation variability. *Science, 320, 1626-1629.*

Inoue, J. 1989. Surface drag over the snow surface of the Antarctic Plateau .2. Seasonal change of surface drag in the katabatic wind region. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 94, 2219-2224.*

Jin, Z. H., Charlock, T. P., Yang, P., Xie, Y. & Miller, W. 2008. Snow optical properties for different particle shapes with application to snow grain size retrieval and MODIS/CERES radiance comparison over Antarctica. *Remote Sensing of Environment, 112, 3563-3581.*

Jun, L. & Zwally, H. J. 2002. Modeled seasonal variations of firn density induced by steady-state surface air-temperature cycle. *Ann. Glacio., 34, 299-302.*

King, J.C., Turner, J. 1997. Antarctic Meteorology and Climatology. *Cambridge University Press.*

Kurtz, D.D., Bromwich, D.H. 1985. A recurring atmospherically forced polynya in Terra Nova Bay. Oceanology of the Antarctic continental shelf *(Antarctic Research Series, Volume 13). S.S. Jacobs, Editor American Geophysical Union, Washington,*

pp 177-201.

Lacroix, P., L******, B., Coleman, R., Dechambre, M. & Remy, F. 2007. Dual-frequency altimeter signal from Envisat on the Amery ice-shelf. *Remote Sensing of Environment, 109, 285-294.*

Lacroix, P. 2007. Apport de l'altimétrie radar spatiale à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique. *Thèse soutenue à l'Université Paul Sabatier*

Lacroix, P., Dechambre, M., L******, B., Blarel, F. & Remy, F. 2008. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sensing of Environment, 112, 1712-1729.*

Lacroix, P., L******, B., Remy, F., Blarel, F., Picard, G., Brucker, L. 2009. Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment. doi : 10.1016/j.rse,2009.07.019*

L******, B. & Remy, F. 1997. Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol., 43, 265-275.*

L******, B. & Remy, F. 1998. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol., 44, 197-206.*

L******, B., Papa, F., Remy, F., Vinay, G., Van Den Bosch, M. & Zanife, O. Z. 2005. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment, 95, 150-163.*

Li, J., Zwally, H. J. & Comiso, J. C. 2007. Ice-sheet elevation changes caused by variations of the firn compaction rate induced by satellite-observed temperature variations (1982-2003). *Ann. Glacio., 46, 8-13.*

Loewe, F. 1970. The transport of snow on ice sheets by the wind. *In : Studies on drifting snow. Publ 13. Meteorology Department, University of Melbourne, Melbourne.*

Long, D. G. & Drinkwater, M. 2000. Microwave wind direction retrieval over Antarctica. *Igarss 2000 : Ieee 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Vol I - Vi, Proceedings, 1137-1139.*

Martin, T. V., Zwally, H. J., Brenner, A. C. & Bindschadler, R. A. 1983. Analysis and retracking of continental ice-sheet radar altimeter waveforms. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres, 88, 1608-1616.*

Mather, K.B. 1962. Further observations on sastrugi ? Snow dunes and the pat-

tern of surface winds in Antarctica. *Polar Res., 11(7), 158-171.*

Mawson, D. 1915. The home of the blizzard. *Wakefiled Press.*

Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., Fogt, R. L., Wang, S. H., Mayewski, P. A., Dixon, D. A., Ekaykin, A., Frezzotti, M., Goodwin, I., Isaksson, E., Kaspari, S. D., Morgan, V. I., Oerter, H., Van Ommen, T. D., Van Der Veen, C. J. & Wen, J. H. 2006. Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year. *Science, 313, 827-831.*

Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., Powers, J. G. & Manning, K. W. 2005. The climate of the McMurdo, Antarctica, region as represented by one year of forecasts from the Antarctic Mesoscale Prediction System. *Journal of Climate, 18, 1174-1189.*

Parish, T. R. & Bromwich, D. H. 1986. The inversion wind pattern over West Antarctica. *Mon. Wea. Rev., 114, 849-860.*

Parish, T. R. & Bromwich, D. H. 1987. The surface windfield over the Antarctic ice sheets. *Nature, 328, 51-54.*

Parish, T.R. & Waight, K.T. 1987. The forcing of Antarctic katabatic winds. *Mon. Wea. Rev, 115, 2214-26.*

Parish, T. R. & Bromwich, D. H. 1998. A case study of Antarctic katabatic wind interaction with large-scale forcing. *Mon. Wea. Rev., 126, 199-209.*

Parish, T. R. & Cassano, J. J. 2003a. Diagnosis of the katabatic wind influence on the wintertime Antarctic surface wind field from numerical simulations. *Mon. Wea. Rev., 131, 1128-1139.*

Parish, T. R. & Cassano, J. J. 2003b. The role of katabatic winds on the Antarctic surface wind regime. *Mon. Wea. Rev., 131, 317-333.*

Parish, T. R. & Bromwich, D. H. 2007. Reexamination of the near-surface airflow over the Antarctic continent and implications on atmospheric circulations at high southern latitudes. *Mon. Wea. Rev., 135, 1961-1973.*

Partington, K. C., Ridley, J. K., Rapley, C. G. & Zwally, H. J. 1989. Observations of the surface-properties of the ice sheets by satellite radar altimetry. *J. Glaciol., 35, 267-275.*

Picard, G., Fily, M. & Gallee, H. 2007. Surface melting derived from microwave radiometers : a climatic indicator in Antarctica. *Ann. Glacio., 46, 29-34.*

Ramillien, G. Lombard, A., Cazenave, A., Ivins, E.R., Llubes, M., Remy, F. & Biancale, R. 2006. Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and

Greenland ice sheets from GRACE. *Global and Planetary Change, 53, 198-208.*

Remy, F., Mazzega, P., Houry, S., Brossier, C. & Minster, J. F. 1989. Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite-altimeter data. *J. Glaciol., 35, 98-107.*

Remy, F., Brossier, C. & Minster, J. F. 1990. Intensity of satellite radar-altimeter return power over continental ice - A potential measurement of katabatic wind intensity. *J. Glaciol., 36, 133-142.*

Remy, F. & Minster, J. F. 1991. A comparison between active and passive microwave measurements of the Antarctic ice-sheet and their association with the surface katabatic winds. *J. Glaciol., 37, 3-10.*

Remy, F., Ledroit, M. & Minster, J. F. 1992. Katabatic wind intensity and direction over Antarctica derived from scatterometer data. *Geophysical Research Letters, 19, 1021-1024.*

Remy, F., Femenias, P., Ledroit, M. & Minster, J. F. 1995. Empirical microwave backscattering over Antarctica - Application to radar altimetry. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications, 9, 463-474.*

Remy, F. D., Shaeffer, P. & L******, B. 1999. Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets. *Geophysical Journal International, 139, 645-656.*

Remy, F., L******, B. & Testut, L. 2001. Ice sheet and satellite altimetry. *Surveys in Geophysics, 22, 1-29.*

Remy, F., Testut, L., L******, B., Forieri, A., Bianchi, C. & Tabacco, I. E. 2003. Lakes and subglacial hydrological networks around Dome C, East Antarctica. *Ann. Glacio., 37, 252-256.*

Remy, F., Parouty, S. 2009. Antarctic ice sheet and radar altimetry : a review. *Rem. Sensing.*

Ridley, J. K. & Partington, K. C. 1988. A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *International Journal of Remote Sensing, 9, 601-624.*

Ridley, J. K. & Bamber, J. L. 1995. Antarctic held measurements of radar backscatter from snow and comparison with ERS-1 altimeter data. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications, 9, 355-371.*

Rignot, E. & Thomas, R.H. 2002. Mass balance of Polar Ice Sheets. *Science, 297, 1502-1506*

Rignot, E., Bamber, J., Van Den Broeke, M., Davis, C., Li, Y., Van De Berg, W., & Van Meijgaard, E. 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience, 1, 106-110*

Roemer, S., L******, B., Horwath, M. & Dietrich, R. 2007. Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica. *Remote Sensing of Environment, 106, 269-284.*

Rotschky, G., Eisen, O., Wilhelms, F., Nixdorf, U. & Oerter, H. 2004. Spatial distribution of surface mass balance on Amundsenisen plateau, Antarctica, derived from ice-penetrating radar studies. *Ann. Glacio., 39, 265-270.*

Rotschky, G., Holmlund, P., Isaksson, E., Mulvaney, R., Oerter, H., Van Den Broeke, M. R. & Winther, J. G. 2007. A new surface accumulation map for western Dronning Maud Land, Antarctica, from interpolation of point measurements. *J. Glaciol., 53, 385-398.*

Schwerdtfeger, W., 1970. The climate of the Antarctic. *World Survey of Climatology, Vol.XIV, S.Orvig, Ed.Elsevier, 253-355.*

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L. 2007. eds. Climate change 2007 : the physical sceince basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge : Cambridge University Press, 996 pp.*

Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L. & Fily, M. 2008. Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements. *Global and Planetary Change, 60, 576-588.*

Van Den Broeke, M. & Bintanja, R. 1995. The interaction of katabatic winds and the formation of blue-ice areas in East Antarctica. *J. Glaciol., 41, 395-407.*

Van Den Broeke, M. R., Van De Wal, R. S. W. & Wild, M. 1997. Representation of Antarctic katabatic winds in a high-resolution GCM and a note on their climate sensitivity. *Journal of Climate, 10, 3111-3130.*

Van Den Broeke, M. R. 1998. The semi-annual oscillation and Antarctic climate. Part 2 : Recent changes. *Antarctic Science, 10, 184-191.*

Van Den Broeke, M., Jan, W., Van Meijgaard, E. & Reijmer, C. 2006a. Identification of Antarctic ablation areas using a regional atmospheric climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 111, 14.*

Van Den Broeke, M., Van De Berg, W. J. & Van Meijgaard, E. 2006b. Snow-

fall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophysical Research Letters, 33, 4.*

Van Den Broeke, M. 2007. Antarctica and the IPCC. *Antarctic Science, 19, 281-281.*

Van Der Veen, C. J., Ahn, Y., Csatho, B. M., Mosley-Thompson, E. & Krabill, W. B. 2009. Surface roughness over the northern half of the Greenland Ice Sheet from airborne laser altimetry. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 114.*

Van Lipzig, N. P. M., Van Meijgaard, E. & Oerlemans, J. 2002. The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica : Results from a regional atmospheric climate model. *International Journal of Climatology, 22, 1197-1217.*

Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J. & Cooper, A. P. R. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journal of Climate, 12, 933-946.*

Velicogna, I. & Wahr, J. 2006. Measurements of time variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science, 311, 1754-1756.*

Wingham, D. J., Ridout, A. J., Scharroo, R., Arthern, R. J. & Shum, C. K. 1998. Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science, 282, 456-458.*

Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A. & Marshall, G. 2006. Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophucal Transactions of the Royal Society, A364, 1627-1635.*

Zwally, H. J., Bindschadler, R. A., Brenner, A. C., Martin, T. V. & Thomas, R. H. 1983. Surface elevation contours of Greenland and Antarctic ice sheets. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres, 88, 1589-1596.*

Zwally, H. J. 1984. Observing Polar-Ice Variability. *Ann. Glacio., 5, 191-198.*

Zwally, H. J., Giovinetto, M. B., Li, J., Cornejo, H. G., Beckley, M. A., Brenner, A. C., Saba, J. L. & Yi, D. H. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise : 1992-2002. *J. Glaciol., 51, 509-527.*

Whillans, I.M. 1975. Effect of inversion winds on topographic detail and mass balance on inland ice sheets. *J. Glaciol., 14(70), 85-90.*

Interpretation of altimetric time series over the Antarctica Ice Sheet

Soazig Parouty
Thesis supervisor : Frédérique Rémy

Abstract

This work aims at improving our understanding of the altimetric time series acquired over the Antarctic Ice Sheet. Dual frequency data (S Band - 3.2GHz and Ku Band - 13.6GHz) from the altimeter onboard the ENVISAT satellite are used, during a five year time period from january 2003 until december 2007. These data cover around 80% of the surface of the Antarctic continent, up to 82°S. Having data in two different frequencies is valuable when it comes to better estimate the altimeter sensitivity regarding snow surface property changes.

Over the Antarctic ice sheet, snow surface changes with respect to space and time, being affected by meteorological conditions close to the surface, and especially winds. The altimetric wave penetrates more or less deeply beneath the surface, depending on snow surface and subsurface properties. As a result, when the wave comes back to the satellite, the recorded signal, named waveform, is more or less distorted. The accuracy of the ice sheet topographic changes computed thanks to satellite altimetric techniques depends on our knowledge of the processes inducing this distortion. The purpose of the present work is to better understand the effect of changing wind conditions on altimetric data. Winds in Antarctica are indeed famous for their strength and their impact on the snow surface state.

First, spatial and temporal variability of the altimetric data on the one hand, and of wind speed reanalysis fields (from ERA-Interim, NCEP/NCAR and NCEP/DOE projects) on the other hand are studied. We estimate spatial and temporal typical length scales for all datasets. As a result, we are able to smooth the data, so that all datasets have the same spatial and temporal caracterictic length scales. Furthermore, we note that our time series are well described by an annual signal. This annual cycle shows that whereas wind speed would always be maximum in austral winter, altimetric seasonal cycles have very different behaviors depending on the location. Basically, two main large areas arise that cover almost all the Antarctic continent with really different properties when it comes to temporal variations of the altimetric signal.

We then use the altimetric waveform caracteristics, and explode how this waveform changes with respect to time to reconstruct wind speed variations. The reconstructed winds and the winds from reanalysis are highly consistent, which tends to attest that altimertic signals are indeed affected by changing snow surface conditions due to wind speed variations.

We lastly use a regional model (MAR for Modèle Atmosphérique Régional / LGGE) which has a higher spatial resolution than global climate models and takes into account feedback mecanisms between snow surface and winds. This last part allows us to confirm previous results, and highlights the specificities of the MAR model.

Methods employed in this work are empirical, and results are mainly qualitative. However, we managed to detect the occurence of two main areas, which obviously are a result of different feedback mecanisms between atmospherical processes and snow surface state, leading to different roughness formation that affect the altimetric data.

Keywords :
Antarctica - Altimetry - Meteorological Reanalysis - Roughness - Catabatic Winds - Climate

Interprétation des séries temporelles altimétriques sur la calotte polaire Antarctique

Soazig Parouty
Directrice de Thèse : Frédérique Rémy
*Thèse en **G**laciologie, **T**élédétection*
*Présentée et soutenue le **20 Novembre 2009** au **L**aboratoire d'**E**tudes en **G**éophysique et **O**céanographie **S**patiales*

Résumé

L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre les variations temporelles des signaux altimétriques sur la calotte polaire Antarctique. Nous exploitons les observations effectuées par l'altimètre à bord d'ENVISAT entre janvier 2003 et décembre 2007. Ces observations s'étendent jusqu'à 82°Sud, ce qui permet de couvrir environ 80% du continent Antarctique. Pendant la période d'étude deux fréquences sont exploitables (Bande S, soit 3.2GHz, et Bande Ku soit 13.6GHz), ce qui permet de mieux cerner la sensibilité de la mesure aux variations d'état du manteau neigeux couvrant la calotte polaire Antarctique.

L'état de la surface neigeuse en Antarctique varie dans l'espace comme dans le temps, en réponse aux événements météorologiques de proche surface, et tout particulièrement les vents. Selon l'état de la surface, l'onde électromagnétique émise par l'altimètre va pénétrer plus ou moins profondément dans le manteau neigeux, modifiant la forme de l'écho enregistré lorsque cette onde retourne au satellite. La précision des mesures de topographie de la calotte polaire dépend alors de la connaissance des propriétés de surface, ainsi que de la compréhension des mécanismes contrôlant l'interaction des ondes électromagnétiques avec la surface neigeuse. Nous étudions dans cette thèse comment la forme de l'écho altimétrique évolue lorsque les conditions de vent à la surface de la calotte polaire changent, et affectent l'état de la surface.

Nous commençons par étudier la variabilité spatiale et temporelle des observations altimétriques d'une part, et des intensités de vent d'autre part (réanalyses des modèles atmosphériques globaux NCEP/NCAR, NCEP/DOE et ERA-Interim). Nous en identifions les échelles de variations spatiales et temporelles caractéristiques. Cela nous permet de concevoir les traitements à appliquer afin d'homogénéiser les différentes sources d'information. Nous constatons que les variations de nos séries temporelles décrivent essentiellement un signal annuel, toujours maximal en été austral pour les variations de vents. En revanche les variations annuelles de la forme d'onde ne sont pas homogènes à l'échelle de la calotte polaire, mais mettent en évidence deux régions principales.

Nous utilisons ensuite les propriétés de la forme d'onde altimétrique, et leurs variations temporelles pour reconstruire les variations d'intensité de vents. Nous obtenons de très bonnes cohérences, ce qui atteste la sensibilité de la mesure altimétrique aux changements d'état de la surface induits par les variations de vent.

Nous utilisons en dernier lieu un modèle régional (MAR/LGGE), qui prend en compte les interactions des vents avec l'état de la surface avec une résolution spatiale plus fine. Cela nous permet de confirmer les résultats déjà obtenus, et de mettre en valeur les spécificités du modèle MAR.

Les méthodes mises en jeu sont empiriques et les résutats obtenus qualitatifs. Nous avons toutefois identifié deux régions majeures, réagissant différemment aux variations de vents, que nous expliquons par l'existence de structures de surface particulières, et un impact différent des vents sur l'état de la surface.

Mots-clés :
Antarctique - Altimétrie - Modèles Météorologiques - Rugosité - Vents Catabatiques - Climat